

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ESTRUTURA E VARIABILIDADE INTERANUAL DAS
MASSAS DE ÁGUA NO ESTREITO DE BRANSFIELD
(ANTÁRTICA) DURANTE OS VERÕES AUSTRALIS DE
2003 E 2004.**

VAGNER DA SILVA DUARTE

**ORIENTADOR: PROF. DR. JEFFERSON CARDIA SIMÕES
CO-ORIENTADOR: PROF. DR. MAURICIO MAGALHÃES MATA**

**BANCA EXAMINADORA: Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Jr.
Prof. Dr. Luis Emílio de Sá Brito de Almeida
Prof. Dr. Carlos Alberto Eiras Garcia**

**Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito para obtenção do
Título de Mestre em Geociências.**

Porto Alegre – 2006

*Ao meu pequeno núcleo familiar:
meus pais Armando e Iracema;
meus filhos, Ramiro e Marcela;
minha irmã Viviane, minha
sobrinha Amanda e minha avó
Braulina.*

Agradecimentos

Aos meus orientadores, Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões e Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata por terem dado a mim as condições materiais de que eu precisei, bem como por todo apoio e orientação recebidos durante o curso.

Ao amigo Rodrigo Kerr Duarte Pereira, por toda a sua ajuda com a metodologia, com o MatLab[®] e sua incansável colaboração como revisor e conselheiro.

Ao amigo e colega Glauber Acunha Gonçalves por ter me incluído no PQI.

Ao Prof. Ms. Ernesto Casares Pinto que como chefe do departamento de Física, possibilitou a minha participação no PQI.

Aos colegas e amigos Carlos Teixeira, Rafael Schiller, Flávio Karam Jr. e Leopoldo Rota, por terem sido a melhor equipe de campo da qual já participei.

Aos amigos e colegas do NUPAC, Tomazonni, Ingrid, Charlotte, Cláudia, Siclério, Angélica, Kátia, Ronaldo, Íldo e Luis Felipe.

A colega Eliane Cappelletto que gentilmente me alugou seu apartamento.

Ao Sérgio Terra pelo seu exemplo que estimulou a minha volta às classes.

A todos os colegas do departamento de Física que torceram por mim.

A todos os meus professores do mestrado em geologia marinha.

Ao Prof. Dr. Carlos Alberto Eiras Garcia por permitir que eu utilizasse os dados e por possibilitar a minha ida à Antártica pela primeira vez.

A Patrícia Manzolli e Cristina Deves Giacomet por toda a ajuda no período em que estive em Porto Alegre.

A CAPES que através do PQI 139/03 financiou a bolsa sem a qual eu teria dificuldades em permanecer em Porto Alegre por dois anos.

Ao CNPq (processo 55.0370/02-1) que possibilitou a coleta dos dados.

Ao amigo Marcos Bernardes pela ajuda na fase final da dissertação.

Mas eu desejo expressar a minha maior gratidão a Ioni dos Santos Silveira, minha namorada e amiga, por estar sempre ao meu lado me incentivando, me dando apoio, suporte e estímulo para começar e continuar até o final.

Índice

<i>Resumo</i>	<i>vii</i>
<i>Abstract</i>	<i>viii</i>
<i>Índice de Figuras</i>	<i>ix</i>
<i>Índice de Tabelas</i>	<i>xii</i>
<i>Lista de Acrônimos</i>	<i>xiii</i>
<i>Capítulo 1 – Introdução</i>	<i>1</i>
<i>1.1 – Geral</i>	<i>1</i>
<i>1.2 – Objetivos</i>	<i>5</i>
<i>1.2.1 – Objetivo Geral</i>	<i>5</i>
<i>1.2.2 – Objetivos específicos</i>	<i>6</i>
<i>1.3 – Motivação e relevância</i>	<i>6</i>
<i>1.4 – Organização do estudo</i>	<i>8</i>
<i>Capítulo 2 – Área de Estudo</i>	<i>9</i>
<i>2.1 – Descrição da área de estudo</i>	<i>9</i>
<i>2.1.1 – Características Gerais</i>	<i>9</i>
<i>2.1.2 – Características morfológicas</i>	<i>10</i>
<i>2.1.3 – Características oceanográficas</i>	<i>12</i>
<i>2.2 – Condições climáticas atuais, o cenário glacial e a distribuição do gelo marinho</i>	<i>13</i>
<i>Capítulo 3 – Revisão Bibliográfica</i>	<i>15</i>
<i>3.1 - Estrutura termohalina superficial</i>	<i>15</i>
<i>3.2 - Frente Bransfield</i>	<i>16</i>

3.3 – Circulação.....	17
3.4 – Principais águas tipo que serão discutidas neste estudo.....	19
3.5 - Origem e a estrutura das águas profundas e de fundo do estreito de Bransfield.....	22
3.6 - Variabilidade temporal.....	27
3.7 - As trocas, entre as águas do estreito de Bransfield, o estreito de Gerlache, as águas da plataforma continental oeste da península Antártica e o estreito de Drake.....	29
Capítulo 4 – Metodologia.....	31
4.1 – Dados.....	31
4.1.1 – Aquisição dos dados.....	31
4.1.2 – As grades amostrais.....	32
4.1.2.1 – Operação Antártica XXI.....	32
4.1.2.2 – Operação Antártica XXII.....	33
4.1.3 – Processamento dos dados.....	36
4.1.4 – Análise dos dados.....	37
4.2 – Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos.....	38
4.2.1 – O método.....	38
4.2.1.1 – Histórico.....	38
4.2.1.2 – Conceituação do método.....	39
4.2.1.3 – Descrição do método.....	40
4.2.1.4 – Normalização e ponderação do sistema.....	41
4.2.2 – Aplicação do método.....	42
4.3 – A apresentação dos resultados.....	47
Capítulo 5 – Resultados.....	49
5.1 – Estrutura de massas de água no estreito de Bransfield durante o verão de 2003.....	49
5.1.1 – Bacia Central.....	49
5.1.1.1 – Perfil cabo Melville – ilha D’Urville.....	49
5.1.1.2 – Perfil Baía do Almirantado – península Antártica.....	52
5.1.1.3 – Perfil ilha Nelson – península Antártica.....	54
5.1.1.4 – Perfil ilha Livingston – península Antártica.....	56

5.1.2 – <i>Bacia Oriental</i>	57
5.1.2.1 – <i>Perfil Norte da ilha Bridgeman – ilha Joinville</i>	57
5.1.2.2 – <i>Perfil ilha Gibbs – ilha Joinville</i>	59
5.2 – Estrutura de massas de água no estreito de Bransfield durante o verão de 2004	61
5.2.1 – <i>Bacia Ocidental</i>	61
5.2.1.1 – <i>Perfil ilha Liège – ilha Trinity</i>	61
5.2.1.2 – <i>Perfil ilha Trinity – ilha Low</i>	64
5.2.1.3 – <i>Perfil ilha Low – ilha Deception</i>	66
5.2.1.4 – <i>Perfil ilha Deception – península Antártica</i>	68
5.2.2 – <i>Bacia Central</i>	72
5.2.2.1 – <i>Perfil ilha Livingston – península Antártica</i>	72
5.2.2.2 – <i>Perfil ilha Nelson – península Antártica</i>	74
5.2.2.3 – <i>Perfil Baía do Almirantado – península Antártica</i>	77
5.2.2.4 – <i>Perfil cabo Melville – ilha D’Urville</i>	80
5.2.3 – <i>Bacia Oriental</i>	81
5.2.3.1 – <i>Perfil Norte da ilha Bridgeman – ilha Joinville</i>	81
5.2.3.2 – <i>Perfil ilha Gibbs – ilha Joinville</i>	83
5.2.3.3 – <i>Perfil ilha Gibbs – ilha Rei George</i>	86
5.2.4 – <i>Perfis Longitudinais ao estreito de Bransfield</i>	89
5.2.4.1 – <i>Distribuição longitudinal da temperatura potencial</i>	89
5.2.4.2 – <i>Distribuição longitudinal da salinidade</i>	90
5.2.4.3 – <i>Distribuição longitudinal da concentração de oxigênio dissolvido</i>	90
5.2.4.4 – <i>Análise hidrográfica clássica do perfil longitudinal do EB</i>	91
5.2.4.5 – <i>Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)</i>	92
Capítulo 6 – Discussão	93
6.1 - <i>Estrutura das massas de água</i>	96
6.2 - <i>Variabilidade interanual</i>	110
Capítulo 7 – Conclusões	114
Referências Bibliográficas	117

Resumo

O estreito de Bransfield (EB) localiza-se entre as ilhas Shetland do Sul e o norte da península Antártica. Esta é a parte da região polar austral mais vulnerável às mudanças climáticas devido a sua posição geográfica e por encontra-se no limite da cobertura de gelo marinho sazonal. Neste contexto, por ser uma bacia semi-fechada, o estreito é um local apropriado para o estudo da formação e da variabilidade temporal de águas profundas e de fundo. Contudo, a separação das massas de água no EB é difícil porque elas não ocorrem na suas formas originais e sim misturadas. Com o objetivo de determinar a estrutura e a variabilidade das massas de água presentes no EB, utilizaram-se dados hidrográficos coletados durante os verões austrais de 2003 e 2004 a bordo do NApOc *Ary Rongel* da Marinha do Brasil. O emprego da metodologia da Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos, associada a uma análise hidrográfica clássica, permitiu a separação das contribuições percentuais das águas *tipo* que participam da formação das águas intermediárias, profundas e de fundo das três bacias que compõe o EB. Os resultados demonstram que o estreito é preenchido, na sua maior parte, por Água Cálida Profunda Modificada. Na camada superior ocorre Água de Inverno que foi encontrada com maior intensidade no verão de 2004. As águas de fundo da bacia Central são influenciadas pela Água de Plataforma de Alta Salinidade e por isso são mais frias e salinas do que nas outras bacias. Os resultados também forneceram uma estimativa da variabilidade hidrográfica das águas durante o biênio estudado. No ano de 2003 as águas de fundo estiveram mais frias e salinas do que em 2004. Todavia, o ano de 2004 apresentou uma tendência geral de diminuição da temperatura e da salinidade.

Abstract

The Bransfield strait (EB) is located between the South Shetland islands and the north of the Antarctic peninsula. This is the most vulnerable part of the austral polar region to climatic changes due to its geographic position and being on the limit of the seasonal marine ice covering. In this context, as a semi-enclosed basin, the strait is an appropriate place for the study of the formation and temporal variability of deep and bottom waters. However, the separation of the water masses in the EB is difficult because they do not occur in their original form but rather mixed. With the objective of determining the structure and the variability of the water masses found in the EB, a hydrographic data set collected during the austral summers of 2003 and 2004 on board the NApOc *Ary Rongel* of Brazil's Navy was used. The use of the methodology of the Optimum Multiparameter Analysis (OMP), associated with a classical hydrographic analysis, allowed the quantification of the relative contributions of the water types that participate on the formation of the intermediate, deep and bottom waters of the three basins that constitute the EB. The results demonstrate that the strait is filled, in its major part, by Modified Warm Deep Water (MWDW). In the superior layer, Winter Water (WW) occurs and was found with larger intensity in the 2004 summer. The bottom waters of the Central basin are influenced by the High Salinity Shelf Water (HSSW) and this is why they are colder and more saline than those in the other basins. The results also supplied an estimate of the hydrographic variability of waters during the studied biennium. In the year of 2003 the bottom waters were colder and more saline than of that in 2004. However, the year of 2004 presented a general trend of lower values of temperature and salinity.

Índice de Figuras

Figura 1 – Mapa batimétrico da porção Atlântica do oceano Austral, em destaque a região do estreito de Bransfield. Passagem de Drake (PD), mar de Bellingshausen (BS), mar de Scotia do Sul, bacia de Powell (BP), mar de Weddell (WS), península Antártica (PA) e plataforma de gelo Ronne-Filchner (PGRF)..... **2**

Figura 2 – Localização Geográfica das principais ilhas e passagens no estreito de Bransfield: ilha Elefante (IE), ilha Clarence (IC), ilha Gibbs (IG), bacia Oriental (ORIENTAL), ilha Bridgeman (IBR), cabo Melville (CM), ilha Rei George (IRG), Baía do Almirantado (BA), ilha Nelson (IN), ilha D’Urville (IDU), ilha Joinville (IJ), canal Antártico (CA), passagem de Drake (PD), mar de Weddell (WS), ilhas Shetland do Sul (ISS), bacia Central (CENTRAL), ilha Livingston (ILV), ilha Snow (IS), ilha Deception (ID), estreito de Bransfield (EB), ilha Tower (ITW), bacia Ocidental (OCIDENTAL), ilha Smith (ISM), estreito de Boyd (SBY) ilha Low (ILW), ilha Hoseason (IH), ilha Liège (IL), ilha Trinity (IT), mar de Bellingshausen (BS), ilha Brabant (IB), canal de Scholaert (CS), estreito de Gerlache (EG), ilha Anvers (IA), península Antártica (PA). **5**

Figura 3 – Estações amostradas durante a OPERANTAR XXI realizada no verão de 2003. **32**

Figura 4 – Estações oceanográficas ocupadas durante o verão do ano de 2004. **34**

Figura 5 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos e das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil cabo Melville – ilha D’Urville para o verão de 2003 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) diagrama θ/S , (d) HSSW, (e) MWDW, (f) WW..... **51**

Figura 6 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos e das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil Baía do Almirantado – península Antártica para o verão de 2003 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) diagrama θ/S , (d) HSSW, (e) MWDW, (f) WW. **53**

Figura 7 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos e das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Nelson – península Antártica para o verão de 2003 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) diagrama θ/S , (d) HSSW, (e) MWDW, (f) WW..... **55**

Figura 8 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos e das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Livingston – península Antártica para o verão de 2003 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) diagrama θ/S , (d) HSSW, (e) MWDW, (f) WW..... **58**

Figura 9 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos e das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil Norte da ilha Bridgeman – ilha Joinville para o verão de 2003 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) diagrama θ/S , (d) MWDW, (e) WW..... **60**

Figura 10 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos e das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Gibbs – ilha Joinville para o verão de 2003 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) diagrama θ/S , (d) MWDW, (e) WW..... **62**

Figura 11 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos ao longo do perfil ilha Liège - ilha Trinity para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S **64**

Figura 12 – Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Liège – ilha Trinity para o verão de 2004. (a) CDW, (b) MWDW, (c) WW.	64
Figura 13 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos ao longo do perfil ilha Trinity - ilha Low para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S	67
Figura 14 – Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Trinity - ilha Low para o verão de 2004. (a) CDW, (b) MWDW, (c) WW.....	67
Figura 15 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos e das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Low – ilha Deception para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S , (e) CDW (f) MWDW.	69
Figura 16 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos ao longo do perfil ilha Deception – península Antártica para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S	71
Figura 17 – Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Deception - península Antártica para o verão de 2004. (a) CDW, (b) MWDW, (c) WW.....	71
Figura 18 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos ao longo do perfil ilha Livingston – península Antártica para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S	74
Figura 19 – Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Livingston - península Antártica para o verão de 2004. (a) CDW, (b) MWDW, (c) WW.....	74
Figura 20 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos ao longo do perfil ilha Nelson – península Antártica para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S	76
Figura 21 – Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Nelson - península Antártica para o verão de 2004. (a) HSSW, (b) MWDW, (c) WW.....	77
Figura 22 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos ao longo do perfil Baía do Almirantado – península Antártica para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S	79
Figura 23 – Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil Baía do Almirantado - península Antártica para o verão de 2004. (a) HSSW, (b) MWDW, (c) WW.	79
Figura 24 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos ao longo do perfil cabo Melville – ilha D’Urville para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S	82
Figura 25 – Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil cabo Melville – ilha D’Urville para o verão de 2004. (a) HSSW, (b) MWDW, (c) WW.....	82
Figura 26 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos e das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil Norte da ilha Bridgeman – ilha Joinville para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S , (e) MWDW (f) WW.	84

Figura 27 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos e das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Gibbs – ilha Joinville para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S , (e) MWDW (f) WW.	86
Figura 28 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos ao longo do perfil ilha Gibbs – ilha Rei George para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S	88
Figura 29 – Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Gibbs – ilha Rei George para o verão de 2004. (a) CDW, (b) MWDW, (c) WW.	88
Figura 30 – Distribuição espacial da temperatura potencial ao longo dos perfis longitudinais do estreito de Bransfield para o verão de 2004. (a) bacia Ocidental, (b) bacia Central e (c) bacia Oriental.	89
Figura 31 – Distribuição espacial da salinidade ao longo dos perfis longitudinais do estreito de Bransfield para o verão de 2004. (a) bacia Ocidental, (b) bacia Central e (c) bacia Oriental.	90
Figura 32 – Distribuição espacial da concentração de oxigênio dissolvido em μM ao longo dos perfis longitudinais do estreito de Bransfield para o verão de 2004. (a) bacia Ocidental, (b) bacia Central e (c) bacia Oriental.	91
Figura 33 – Diagrama θ/S dos perfis longitudinais do estreito de Bransfield para o verão de 2004. (a) bacia Ocidental, (b) bacia Central e (c) bacia Oriental.	92
Figura 34 – Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil longitudinal da bacia Ocidental para o verão de 2004. (a) CDW, (b) MWDW, (c) WW.	93
Figura 35 – Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil longitudinal da bacia Central para o verão de 2004. (a) CDW, (b) MWDW, (c) WW.	93
Figura 36 – Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil longitudinal da bacia Oriental para o verão de 2004. (a) MWDW e (b) WW.	94
Figura 37 – Diagrama θ/S comparativo entre os verões de 2003 e 2004.	106
Figura 38 – Distribuição das contribuições (%) das massas de água: WW (acima) e MWDW (abaixo); ao longo dos perfis longitudinais ao estreito de Bransfield. (a) bacia Ocidental, (b) bacia Central e (c) bacia Oriental.	109
Figura 39 – Mapas de distribuição da pressão ao nível do mar (SLP) para o entorno da península Antártica. Durante o inverno e primavera de (a) 2002; (b) 2003. Unidade: Pascal. Fonte: http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html	113

Índice de Tabelas

Tabela 1 - SWT e seus respectivos valores de θ , S e O_2 para cada massa de água.....	44
---	-----------

Lista de Acrônimos

A

AABW – Água Antártica de Fundo
AASW – Água Superficial Antártica
ACC – Corrente Circumpolar Antártica
ACoC – Corrente Costeira Antártica

B

BS – Mar de Bellingshausen

C

CDW – Água Circumpolar Profunda
CTD – *Conductivity, Temperature and Depth Profiler*

D

DOVETAIL – Deep Ocean Ventilation Through Intermediate Layers

E

EB – Estreito de Bransfield

F

FB – Frente Bransfield

G

GOAL – Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes
GAP - *Geodetic Antarctic Project*

H

HSSW – Água de Plataforma de Alta Salinidade

I

IAPSO – *International Association for the Physical Science of the Oceans*
ISS – Ilha Shetland do Sul

L

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

M

MWDW – Água Cálida Profunda Modificada

N

NADW – Água Profunda do Atlântico Norte

O

OMP – Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos

P

PA – Península Antártica

PROANTAR – Programa Antártico Brasileiro

S

SBE – Sea-Bird Electronics

SSS – Mar de Scotia do Sul

SW - Água de Plataforma

SWT – Água *tipo* fonte

SWTs – Águas *tipo* de fontes

T

T/S – diagrama de temperatura versus salinidade

U

UCDW – Água Circumpolar Profunda Superior

W

WDW – Água Cálida Profunda ou Água de Weddell Profunda

WS – Mar de Weddell

WW – Água de Inverno

Capítulo 1 – Introdução

1.1 – Geral

No continente Antártico, a península Antártica (PA) é mais sensível às mudanças climáticas devido a sua posição geográfica mais ao norte e pelo reduzido volume de sua cobertura de gelo (FABRÉS *et al.*, 2002). Neste sentido, esforços em diversas áreas das geociências têm ocorrido na região, tais como os trabalhos de Bárcena *et al.* (1998), Prieto *et al.* (1998), Prieto *et al.* (1999), Wilson *et al.* (1999), Bárcena *et al.* (2002), Doval *et al.* (2002), García *et al.* (2002), Masqué *et al.* (2002), Palanques *et al.* (2002), Smith e Klinck (2002), Bae *et al.* (2003), Simões (2004), Simões *et al.* (2004) e Garcia e Mata (2005), entre outros. As águas frias e densas formadas nas regiões polares preenchem as bacias profundas do oceano mundial e são de grande importância para a circulação termohalina global. As trocas de calor que ocorrem entre o oceano e a atmosfera determinam os fluxos, profundo e de fundo, de águas resfriadas para baixas latitudes e vice-versa. No hemisfério sul, a água densa que tem origem em várias áreas fonte ao redor do continente Antártico espalha-se para o norte no oceano mundial (VON GYLDEFELDT *et al.*, 2002). O mar de Weddell (WS; Weddell Sea) é a principal área fonte de produção destas águas densas no Oceano Austral. As largas plataformas continentais situadas a oeste e sudoeste deste mar (Figura 1) são áreas de produção de grande variedade de águas de fundo (GILL, 1973; FOSTER

& CARMACK, 1976; FOLDVIK *et al.*, 1985; FAHRBACH *et al.*, 1994; GAMMELSRØD *et al.*, 1994; GORDON, 1998; VON GYLDENFELDT *et al.*, 2002).

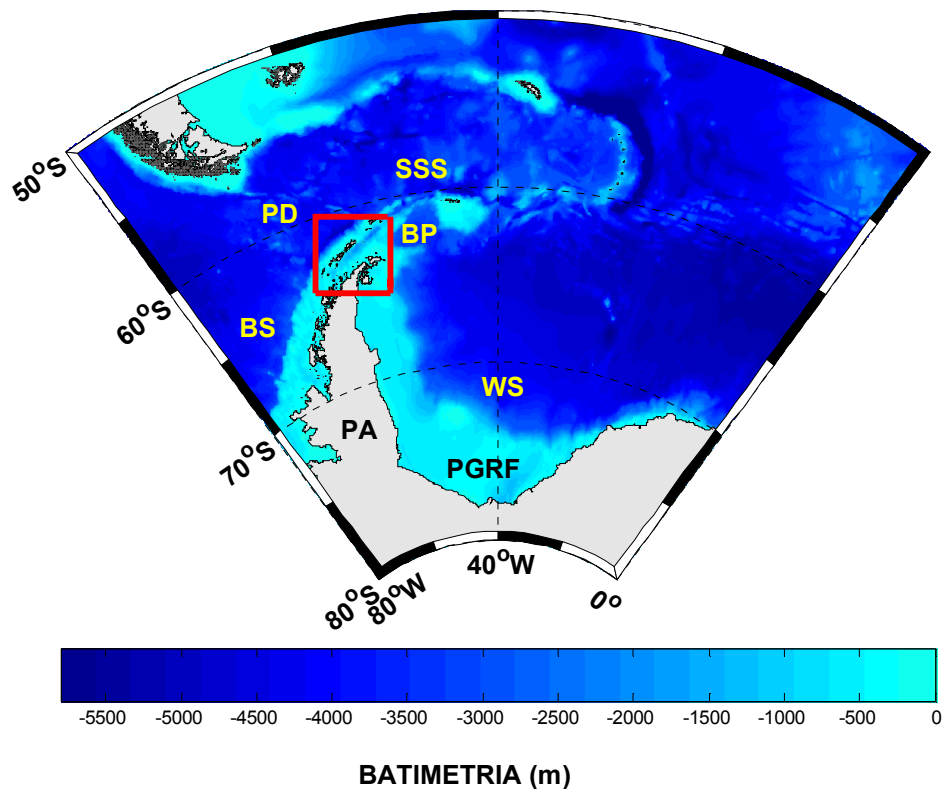


Figura 1 – Mapa batimétrico da porção Atlântica do oceano Austral, em destaque a região do estreito de Bransfield. Passagem de Drake (PD), mar de Bellingshausen (BS), mar de Scotia do Sul (SSS), bacia de Powell (BP), mar de Weddell (WS), península Antártica (PA) e plataforma de gelo Ronne-Filchner (PGRF).

Grande parte da pesquisa em Oceanografia Física na Antártica concentra-se nos processos associados aos fluxos de larga escala da Corrente Circumpolar Antártica (ACC; Antarctic Circumpolar Current) ou nos processos que contribuem para a formação da Água de Fundo Antártica (AABW; Antarctic Bottom Water). Com poucas exceções, a circulação regional e costeira da Antártica tem sido pouco estudada. As medições históricas de dados hidrográficos e correntes, que existem para a Antártica, são primariamente concentradas na região do estreito de Bransfield (EB). Estes dados revelam que o fluxo costeiro nesta região consiste de padrões complexos de circulação que exhibe variabilidade sazonal no comprimento e direção, em resposta às mudanças no

cisalhamento do vento e na cobertura de gelo marinho. As correntes costeiras são relativamente estreitas, sendo da ordem de poucos quilômetros de largura, no entanto, com grande extensão de deslocamento. Por exemplo, a estreita corrente que flui na direção oeste ao norte das ilhas Shetland do Sul (ISS) é considerada como sendo circumpolar na sua natureza (HOFMANN, 1991). As correntes costeiras são influenciadas pela topografia de fundo e pela geometria costeira, o que pode resultar em variabilidade de pequena escala.

Do ponto de vista hidrográfico, regiões costeiras como o EB (Figura 1) são áreas onde diferentes massas de água se encontram. Isto resulta na formação de regiões frontais de pequena e média escala, as quais podem exibir considerável variabilidade espacial e temporal. Sabe-se, também, que fluxos costeiros são influenciados pela quantidade de água de degelo, proveniente das plataformas de gelo e de geleiras, que é introduzida a cada ano. Os efeitos das mudanças climáticas podem, potencialmente, afetar a estabilidade da coluna de água, alterando assim, a intensidade da mistura vertical nas regiões costeiras. As mudanças no campo de atuação do vento, também devem alterar a intensidade da circulação superficial sazonal (KLINCK, 1991).

O estudo das massas de água e dos campos de fluxo nos estreitos de Bransfield e Gerlache é de grande interesse, tanto para a oceanografia física como para a oceanografia biológica e ecologia, devido à complexidade da estrutura de fluxo e águas-fonte e principalmente da alta produtividade em todos os níveis tróficos. As zonas rasas e as baías do sudoeste do EB e o estreito de Gerlache são regiões de crescimento e desenvolvimento, para um grande número de espécies, em especial o krill antártico (*Euphasia superba*; ZHOU *et al.*, 2002).

Águas recentemente ventiladas¹ na plataforma noroeste deixam o mar de Weddell nas proximidades da península Antártica. As águas de plataforma deste mar, que fluem próximas à península Antártica, parecem dirigir-se quase que exclusivamente para o EB, onde tomam parte na formação das águas profundas. Não há evidência direta da contribuição destas águas de plataforma para a ventilação do mar de Scotia do Sul (SSS; South Scotia Sea). Sendo assim, a contribuição destas águas, para a ventilação das águas profundas globais é apenas indireta (VON GYLDENFELDT *et al.*, 2002). Uma vez que as águas profundas formadas no EB não podem sair das bacias devido às restrições topográficas, esta área permite analisar os aspectos de formação e de variabilidade temporal das águas profundas (WILSON *et al.*, 1999).

O estreito de Bransfield (Figura 2) é uma das áreas marítimas antárticas mais densamente estudadas, devido: i) a sua acessibilidade; ii) às favoráveis condições da cobertura de gelo marinho e iii) a existência de inúmeras fontes logísticas, em especial no arquipélago das Shetland do Sul (GARCÍA *et al.*, 2002). Apesar de todo o interesse científico sobre o estreito, trabalhos publicados sobre a hidrografia regional ainda são esparsos. O trabalho de Clowes (1934) permanece como o mais abrangente estudo, tanto para variações espaciais como temporais, apesar de sua resolução ser limitada devido às técnicas de amostragem da época (WILSON *et al.*, 1999).

¹ Termo que significa a injeção no oceano profundo de águas frias que “recentemente” estiveram em contato com a atmosfera.

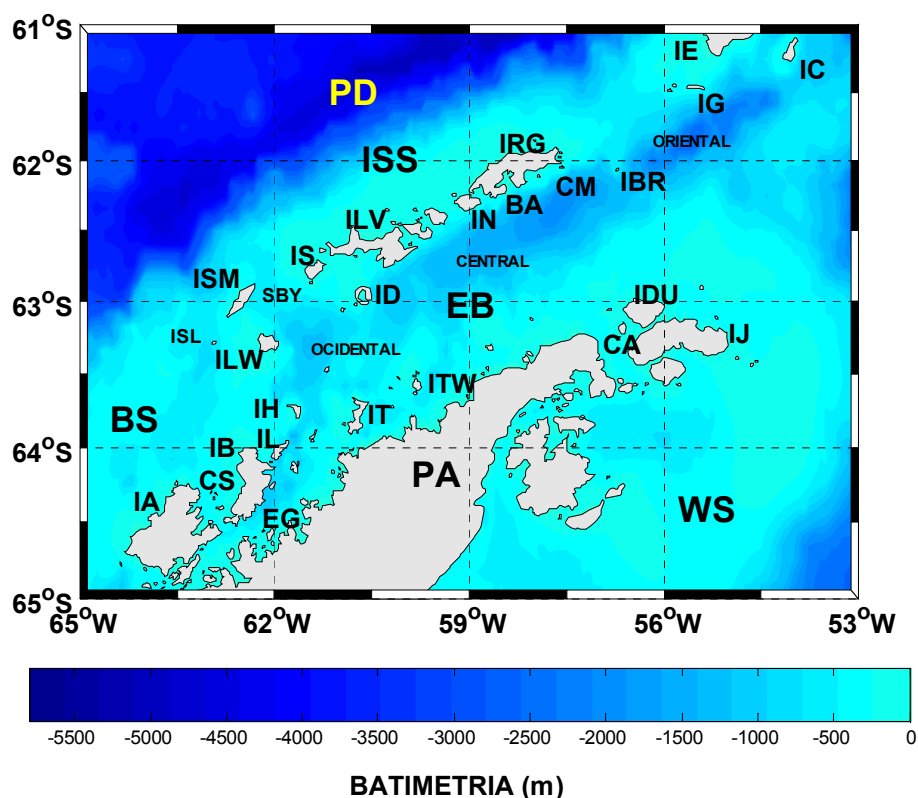


Figura 2 — Localização Geográfica das principais ilhas e passagens no estreito de Bransfield: ilha Elefante (IE), ilha Clarence (IC), ilha Gibbs (IG), baía Oriental (ORIENTAL), ilha Bridgeman (IBR), cabo Melville (CM), ilha Rei George (IRG), Baía do Almirantado (BA), ilha Nelson (IN), ilha D’Urville (IDU), ilha Joinville (IJ), canal Antártico (CA), passagem de Drake (PD), mar de Weddell (WS), ilhas Shetland do Sul (ISS), baía Central (CENTRAL), ilha Livingston (ILV), ilha Snow (IS), ilha Deception (ID), estreito de Bransfield (EB), ilha Tower (ITW), baía Ocidental (OCIDENTAL), ilha Smith (ISM), estreito de Boyd (SBY) ilha Low (ILW), ilhas South (ISL), ilha Hoseason (IH), ilha Liège (IL), ilha Trinity (IT), mar de Bellingshausen (BS), ilha Brabant (IB), canal de Scholaert (CS), estreito de Gerlache (EG), ilha Anvers (IA), península Antártica (PA).

1.2 – Objetivos

1.2.1 – Objetivo Geral

Estudar as massas de água do estreito de Bransfield, para identificar e caracterizar a possível presença de águas oriundas do mar de Weddell, as quais participam na formação de águas profundas e de fundo na região e determinar a proporção quantitativa da mistura destas águas, a profundidade e a distribuição de cada estrato.

1.2.2 – Objetivos específicos

- Analisar as massas de água presentes no EB, nos verões de 2003 e 2004, a partir de dados obtidos em duas operações do Projeto Antártico Brasileiro (PROANTAR);
- Identificar as massas de água, a profundidade e a distribuição de cada estrato;
- Determinar a variabilidade das massas de água encontradas, procurando evidências de flutuações ou alterações interanuais nas propriedades termohalinas regionais;
- Observar a presença, o percentual de contribuição, o deslocamento e a distribuição de águas de plataforma do noroeste do mar de Weddell e da Água Cálida Profunda Modificada (MWDW; Modified Warm Deep Water) dentro do EB nos verões de 2003 e 2004;
- Inferir sobre aspectos da variabilidade da proporção da contribuição e das propriedades destas águas na região do EB.

1.3 – Motivação e relevância

O Programa DOVETAIL (*Deep Ocean Ventilation Through Antarctic Intermediate Layers*, MUENCH & HELLMER, 2002), através da sua produção científica, melhorou tanto em quantidade como em qualidade o conhecimento sobre os processos envolvidos na produção de águas densas na Antártica e sua exportação para o oceano mundial. Todavia, também gerou novas questões que tornam necessário um programa de monitoramento de longo prazo das condições hidrográficas da Antártica, especialmente da região noroeste do mar de Weddell, da Confluência Weddell-Scotia e dos estreitos de Bransfield e Gerlache (MUENCH & HELLMER, 2002). Von

Gyldenfeldt *et al.* (2002), por exemplo, afirmam que, nas últimas duas décadas, as propriedades da água densa que é exportada pelo mar de Weddell mudaram marcadamente, existindo uma tendência de aquecimento ao longo de toda a coluna de água. Afirmam, também, que a maior parte da água de plataforma da região noroeste do mar de Weddell é exportada para o EB.

O PROANTAR é considerado prioritário e estratégico para o Brasil, inserindo o Brasil no seleto grupo de países que estão realizando pesquisa científica na Antártica. Entretanto, apesar de vinte anos de existência, a produção científica nacional na área da oceanografia polar ainda é modesta. Com a participação do Brasil no Programa DOVETAIL, liderada pelo grupo de Oceanografia Física da FURG, e mais recentemente com a consolidação do grupo através criação do GOAL (Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes), no âmbito da rede de pesquisa: “Antártica, Mudanças Globais, Meio-ambiente e Teleconexões com o continente Sul-Americano”, em 2002, grande quantidade de dados oceanográficos de alta qualidade foram obtidos.

Monitorar e analisar os aspectos hidrográficos, observando sua variabilidade, é uma necessidade científica e é neste sentido que se espera contribuir através desta dissertação de mestrado. Este será o primeiro trabalho científico, realizado para o EB, com base em um conjunto de dados coletados da superfície ao fundo da coluna de água, em uma grade amostral de alta resolução espacial (espaçamento <20 mn) e com um conjunto de equipamentos de última geração. Além disso, é a primeira análise de massas de água feitas para o estreito, utilizando o método de Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP; Optimum Multiparameter Analysis; TOMCZAK, 1981).

1.4 – Organização do estudo

O próximo capítulo apresenta um panorama geral sobre a área de estudo, o EB. O capítulo 3 apresenta uma revisão bibliográfica dos principais artigos escritos sobre o EB nas várias áreas das ciências da terra. O capítulo 4 descreve a metodologia utilizada neste estudo, com ênfase na OMP.

Os resultados são apresentados no capítulo 5 através de diagramas de distribuição vertical das propriedades físico-químicas: temperatura potencial, salinidade e oxigênio dissolvido, ao longo das seções transversais realizadas em cada ano no estreito. Foram elaborados, também, diagramas θ/S (temperatura potencial *versus* salinidade), para demonstrar a presença, as características e a variabilidade espacial e temporal das diferentes massas de água. Então, foi realizada uma OMP com o objetivo de quantificar e separar as frações (contribuições) de mistura das massas de água presentes na região. Uma discussão geral é apresentada no capítulo 6 enfatizando a estrutura das massas de água nos anos de 2003 e 2004 e a variabilidade ambiental interanual no estreito de Bransfield. Finalmente, as conclusões e recomendações para trabalhos futuros (capítulo 7) são apresentadas.

Capítulo 2 – Área de Estudo

2.1 – Descrição da área de estudo

2.1.1 – Características Gerais

A expressão geomorfológica submarina do EB é a bacia extensional, vulcânica e sismicamente ativa de Bransfield (GRÁCIA *et al.*, 1997; FABRÉS *et al.*, 2002). Os limites do EB são: ao norte, as ilhas Shetland do Sul, estendendo-se da ilha South a oeste ($062^{\circ}30'W$) até a ilha Clarence a leste ($055^{\circ}W$); para o sul, o extremo norte da península Antártica, também chamado de península Trinity; para oeste as ilhas Smith, Low e Hoseason; e para o leste o mar de Weddell (IKEDA *et al.*, 1986) (WS na [Figura 2](#)). Pelo leste as águas do estreito de Bransfield têm livre comunicação com o mar de Weddell, todavia, para o oeste, as trocas de água entre o EB e o mar de Bellingshausen (BS) são condicionadas pelas características geomorfológicas do fundo, mais raso que na porção oriental, e pelo arquipélago Palmer (IKEDA *et al.*, 1986).

O EB é uma bacia marginal, estreita e alongada com orientação ENE-WSW. Vários edifícios vulcânicos subaéreos ou submarinos estão situados ao longo e paralelo ao maior eixo de fratura (DÄHLMANN *et al.*, 2001). Estima-se que a abertura da bacia de Bransfield iniciou entre 4 e 1,3 milhões de anos atrás (IMBO *et al.*, 2003; SOMOZA *et al.*, 2004).

O EB possui vulcanismo ativo na sua fratura de *back-arc* evidenciado pela ilha Deception. Vulcanismo recente (<3000 anos) é também encontrado na ilha Pingüim

(J. C. SIMÕES, comunicação pessoal, 2006), e vulcanismo submerso ocorre ao longo da fratura (WILSON *et al.*, 1999). Elevados níveis de trítio observados nas águas da bacia Oriental e no leste da bacia Central sugerem que esta região possui atividade hidrotermal, possuindo sedimentos que mostram alterações hidrotermais (WILSON *et al.*, 1999). O fundo da bacia é dividido em depressões losangulares separadas por elevações vulcânicas (GRÁCIA *et al.*, 1996). A acumulação de sedimentos em áreas profundas das sub-bacias é formada por depósitos de lama rica em sílica opalina e lama arenosa, com quantidades variáveis de cinza vulcânica (YOON *et al.*, 1994).

Medidas recentes realizadas com uma rede geodésica altamente precisa, o *Geodetic Antarctic Project* (GAP), revelaram que, atualmente, a abertura do EB ocorre na taxa de 11 ± 3 mm/ano (DIETRICH *et al.*, 1998; BOHRMANN *et al.*, 1999).

2.1.2 – Características morfológicas

O EB é um corpo de água semi-fechado, com aproximadamente 50.000 km² de extensão. Do ponto de vista geomorfológico, o EB pode ser pensado como uma corrente de três sub-bacias, cada uma conectada com a próxima através de uma plataforma com uma profundidade limite inferior a 1000 m (LÓPEZ *et al.*, 1999; GARCÍA *et al.*, 2002). As sub-bacias são denominadas de: Ocidental, Central e Oriental, as quais são separadas pelas elevações da ilha Deception e ilha Bridgeman ([Figura 2](#)), respectivamente (PRIETO *et al.*, 1998, 1999; KLINKHAMMER *et al.*, 2001; IMBO *et al.* 2003).

A bacia Ocidental é a mais rasa e é limitada por plataformas de 20 a 50 km de largura. A bacia Central tem margem continental mais ampla (~100 km) e do lado da península Antártica possui uma plataforma de 50 km de largura e um sinuoso talude, enquanto na margem das ilhas Shetland do Sul tem uma plataforma estreita (<20 km) e um talude íngreme (PRIETO *et al.* 1997). A bacia Oriental é a mais profunda (2750 m) e

possui margens mais amplas (50 a 125 km) com plataformas de 40 a 80 km de largura e taludes bastante sinuosos de ambos os lados.

A bacia Ocidental é conectada ao mar de Bellingshausen através do estreito de Gerlache e de outras passagens entre as ilhas Shetland do Sul mais a oeste, enquanto a bacia Oriental é aberta para os mares de Weddell e Scotia do Sul (LÓPEZ *et al.*, 1999; GARCÍA *et al.*, 2002). A conexão com a passagem de Drake se dá principalmente pelo estreito de Boyd (GARCÍA *et al.*, 2002), enquanto que a conexão com a bacia de Powell (mar de Weddell) se dá por um canal de 800 m de profundidade (VON GYLDENFELDT *et al.*, 2002).

A bacia Oriental apresenta o acesso mais profundo para águas externas, com um platô mais profundo do que 500 m, próximo à ilha Clarence e a noroeste da extremidade da península Antártica. Em contraste, não há passagens mais profundas do que 500 m nas bacias Central e Ocidental. Uma passagem de 400 m ocorre no sudoeste entre as ilhas Smith e Snow, e uma de 500 m entre a ilha Rei George e a ilha Elefante no nordeste.

Em termos gerais, a profundidade da bacia de Bransfield aumenta gradativamente de SW para NE até ultrapassar os 2000 m (LÓPEZ *et al.*, 1999; GARCÍA *et al.*, 2002). As sub-bacias afundam para nordeste, tendo uma profundidade axial máxima de 1100 m próximo à ilha Low na bacia Ocidental e de 2700 m na bacia Oriental ao sul da ilha Elefante (WILSON *et al.*, 1999).

As bacias Central e Oriental têm diferenças topográficas significativas. A bacia Central é caracterizada por uma batimetria lisa, perturbada somente pela cordilheira que não se espalha pela largura da bacia. Por outro lado, a estreita bacia Oriental é dividida em três sub-bacias, as quais são separadas umas das outras abaixo, aproximadamente, dos 2000 m (WILSON *et al.*, 1999).

2.1.3 – *Características oceanográficas*

As águas profundas e de fundo das bacias do EB, são mais frias e menos salgadas, mais oxigenadas e pobres em nutrientes do que as águas profundas exteriores e adjacentes ao estreito (GORDON & NOWLIN JR., 1978). As características das águas profundas e de fundo de cada bacia são diferentes, o que indica que os processos de convecção variam, espacial e temporalmente, no EB (GORDON & NOWLIN JR., 1978).

As águas profundas e de fundo de cada bacia apresentam diferentes distribuições verticais de temperatura potencial, salinidade e concentração de oxigênio dissolvido. Na bacia Central, as águas encontradas abaixo da feição topográfica que a separa das outras bacias são 0,5°C mais frias que as da bacia Oriental, mais oxigenadas (83% de saturação, contra 78% na bacia Oriental) e com menor concentração de nutrientes do que as outras duas bacias. Na bacia Ocidental são encontrados fortes gradientes de temperatura, salinidade e oxigênio dissolvido, em contraste com a condição de maior homogeneidade das outras duas bacias (GORDON & NOWLIN JR., 1978).

Pelas características apresentadas pelas águas de superfície, no verão, conclui-se que a convecção que gera as águas de fundo das bacias é realizada pelas águas superficiais de inverno (CLOWES, 1934). É provável que as águas de plataforma sejam formadas no ponto de congelamento com salinidade próxima a 34,62². Este processo deve ser semelhante nos dois lados da península Antártica, ou seja, no mar de Weddell e no EB (GORDON & NOWLIN JR., 1978).

² Salinidade é adimensional, mas uma unidade prática de salinidade é equivalente a uma parte por mil de sal dissolvido em água (BRYDEN *et al.*, 2003).

2.2 – Condições climáticas atuais, o cenário glacial e a distribuição do gelo marinho

As condições climáticas mais suaves de todo o continente Antártico são encontradas na península Antártica. Ela atua como uma barreira topográfica entre as condições pseudocontinentais do seu lado oriental, o mar de Weddell, e as condições marítimas do seu lado ocidental (Setor Pacífico).

O clima marítimo é caracterizado por alta umidade e temperaturas médias anuais, de verão e de inverno, de -4°C e -10°C , respectivamente. As médias anuais de precipitação sólida e líquida são de 1000 mm na área do EB (GRIFFITH & ANDERSON, 1989; FABRÉS *et al.*, 2002). Nas ilhas Shetland do Sul, a linha de neve, no final do verão estava próxima dos 150 m de altitude em 1993 (DOMACK & ISHMAN, 1993; FABRÉS *et al.*, 2002) e está agora entre 200 m e 250 m (J. C. SIMÕES, comunicação pessoal), ocasionando um maior aporte de água de degelo para o oceano no período de verão. As mesmas condições climáticas controlam a distribuição, o tipo e o regime glacial das geleiras que fluem para o EB.

As geleiras das ilhas Shetland do Sul e da península Trinity, fazem parte do fino campo de gelo que se estende de maneira descontínua para a costa, na forma de *piemont* (leques) e vales glaciais. O cenário glacial resultante para as ilhas Shetland do Sul, é de que menos da metade da linha de costa tem a presença de geleiras de maré, as quais estão aterradas, em média, entre 80 e 120 m de profundidade. A outra metade é preenchida por rocha nua e por largas praias de cascalho, sendo que algumas delas possuem geleiras de vales nas suas porções finais. Tais geleiras apresentam, freqüentemente, correntes de turbidez durante o período de verão (YOON *et al.*, 1997;1998; FABRÉS *et al.*, 2002).

O EB normalmente está livre de gelo entre os meses de dezembro e abril. Durante o período de maio a junho o gelo marinho começa a se formar, primeiramente ao longo da península Antártica. Normalmente no mês de julho o gelo marinho já cobriu todo o estreito de Bransfield. O estreito permanece totalmente coberto por gelo por quatro meses e em meados de outubro este começa novamente a derreter. Comparado às outras áreas do oceano Austral, o avanço do gelo marinho no EB é relativamente rápido (poucas semanas), enquanto a retração é gradual (vários meses) (GRIFFITH & ANDERSON, 1989; LEVENTER *et al.*, 1996; FABRÉS *et al.*, 2002).

Capítulo 3 – Revisão Bibliográfica

3.1 - Estrutura termohalina superficial

Na camada mais superficial das águas do EB (0 a 500 m), a temperatura oscila entre $-1,2^{\circ}\text{C}$ e $2,4^{\circ}\text{C}$. Observam-se variações nos padrões de temperatura no sudoeste do estreito e também nas águas adjacentes às ilhas Shetland do Sul ($\sim 1^{\circ}\text{C}$ de elevação). Nesta área uma mudança no padrão da temperatura superficial também é observada, sugerindo um movimento das águas para nordeste. A influência do mar de Weddell pode ser observada a noroeste da península Antártica onde valores mais baixos de temperatura são registrados (entre $-1,2^{\circ}\text{C}$ e $-1,0^{\circ}\text{C}$). Já na costa das ilhas Shetland do Sul a temperatura é mais elevada (entre $-1,0^{\circ}\text{C}$ e $1,6^{\circ}\text{C}$). Águas menos salinas ($33,0$) são encontradas no oeste do EB próximo ao estreito de Gerlache. As águas mais salinas $34,1 < S < 34,6$ são encontradas próximas à península Antártica e são associadas às águas mais frias, provavelmente originárias do mar de Weddell. Ikeda *et al.* (1986) sugerem que estas águas devem entrar pela ilha Joinville em direção a sudoeste até a ilha Trinity, onde interagem com águas menos densas que fluem na direção noroeste a partir do mar de Bellingshausen e entrando no EB, provavelmente pelo estreito de Gerlache e pelo canal Orleans. A água menos salina observada na região sudoeste do EB, associada com temperaturas superiores a $1,0^{\circ}\text{C}$ tem sua origem no mar de Bellingshausen e é classificada como Água Superficial Antártica (AASW; Antarctic Surface Water). A leste do EB ocorrem águas com salinidade mínima de $33,8$ e temperatura mínima de

subsuperfície de $-1,4^{\circ}\text{C}$. Ao norte a salinidade tem uma pequena variação ($34,4 < S < 34,6$) e uma estrutura térmica mais complexa com valores variando de $-0,6^{\circ}\text{C}$ a $0,6^{\circ}\text{C}$ (IKEDA *et al.* 1986).

3.2 - Frente Bransfield

A distribuição da salinidade em 200 dbar revela a existência de uma frente no talude continental das ilhas Shetland do Sul, a qual se estende para leste aproximadamente ao longo da isóbata de 1000 m (LÓPEZ *et al.* 1999). Esta frente localiza-se no encontro entre a Água da Zona Transicional com influência do mar de Weddell (TWW) e as águas menos salinas de plataforma das Shetland do Sul, bem como com a CDW que vem do mar de Bellingshausen e da passagem de Drake, através das passagens existentes entre as ilhas (LÓPEZ *et al.*, 1999). Esta frente é referida em trabalhos anteriores como a Frente Bransfield (FB) (GRELOWSKI *et al.*, 1986; NIILER *et al.*, 1991). A FB é associada com um jato baroclínico importante, conhecido como Corrente de Bransfield (LÓPEZ *et al.*, 1999). A FB é a chave dinâmica que determina a circulação média na bacia Oriental do EB. A frente pode ser traçada continuamente da bacia Ocidental ao longo do talude ao sul das ilhas Shetland do Sul até a bacia Oriental. A posição do centro da Frente Bransfield coincide, aproximadamente, com a isoterma de $0,3^{\circ}\text{C}$ e com a isohalina de 34,35 e pode ser traçada na distribuição da temperatura potencial mais para leste (LÓPEZ *et al.*, 1999).

LÓPEZ *et al.* (1999) comentaram a estacionariedade das feições hidrográficas de mesoescala e da circulação. A FB é a principal estrutura de mesoescala e se estende numa direção aproximadamente sudoeste – nordeste (*e.g.* SIEVERS, 1982; GRELOWSKI *et al.*, 1986; STEIN, 1988; NIILER *et al.*, 1991; GARCIA *et al.*, 1994; LÓPEZ *et al.*, 1994). Pesquisas conduzidas em anos consecutivos mostraram posições

semelhantes da frente, isto sugere que a FB é uma feição permanente com limitada variabilidade espacial.

A corrente de Bransfield é dividida em dois ramos, um para leste e outro para nordeste. A circulação geostrófica superficial computada por Grelowski *et al.* (1986) sugere uma divisão semelhante. O ramo para leste é aproximadamente sobreposto a isóbata de 1000 m, sugerindo um controle topográfico permanente do fluxo principal. Observando a distribuição de densidades, o jato entra na porção mais ao norte da plataforma que separa as bacias Central e Oriental do EB. Parte do fluxo parece continuar na direção nordeste e sair da bacia, enquanto outra parte flui para leste e alcança o centro da bacia. Uma segunda entrada muito mais fraca é observada nos níveis superiores, juntando-se ao jato principal no leste.

3.3 - Circulação

A circulação do EB é complexa e resulta da interação de dois afluxos diferentes: o relativamente frio e salgado fluxo de água do mar de Weddell, que entra na bacia principalmente pela região próxima a ilha Joinville, e o fluxo de águas relativamente quente e menos salinas do mar de Bellingshausen (BS; Bellingshausen Sea) o qual entra no estreito através das passagens entre as ilhas mais a oeste do arquipélago das Shetland do Sul (CLOWES, 1934; LÓPEZ *et al.*, 1999).

A direção das correntes geostróficas é de sudoeste para nordeste e com um braço na direção sul na ponta da península Antártica. As águas do mar de Bellingshausen penetram no estreito entre as ilhas Low, Smith e Snow. Esta corrente pode alcançar as ilhas Trinity e Hoseason onde retorna e direciona-se para as Shetlands do Sul, formando uma forte corrente para nordeste ao longo da costa sul deste arquipélago. Mas, ao norte da costa destas ilhas, uma corrente oposta de noroeste pode ser observada. Ao longo da

costa oeste da península Antártica, as águas de superfície do mar de Weddell penetram no EB de leste até o sudoeste. Uma corrente na direção nordeste é observada na costa sul das ilhas Shetland do Sul, com características de águas do mar de Bellingshausen e, próxima à costa da península Antártica, em oposição, ocorre uma corrente na direção sudoeste carregando as águas do mar de Weddell. Nas águas provenientes do mar de Bellingshausen, nota-se claramente a presença de Água Circumpolar Profunda (CDW; Circumpolar Deep Water) nos 200 metros superiores, com salinidade de 34,2 e temperatura atingindo os 2°C a poucas dezenas de metros da superfície. Os primeiros autores que estudaram o EB (*e.g.* CLOWES, 1934; GORDON & NOWLIN JR., 1978) afirmaram que a CDW estava ausente ou fracamente presente. Todavia, a presença de CDW foi observada por Wilson *et al.* (1999) e López *et al.* (1999) através da distribuição de temperatura ao norte do EB, entre as ilhas Shetland do Sul e a ilha Elefante. Esta intrusão é observada em níveis tão rasos (150 a 300 dbar) quanto aqueles decorrentes da intrusão da CDW entre as ilhas Smith e Snow na bacia Ocidental (GARCÍA *et al.*, 1994; LÓPEZ *et al.*, 1999).

Os dados de transporte obtidos por Gomis *et al.* (2002) estão de acordo com os de Grelowski *et al.* (1986) e López *et al.* (1999) e são superiores aos obtidos por Niiler *et al.* (1991) que usou os 200 m como nível de referência. Grelowski *et al.* (1986) e López *et al.* (1999) observaram um transporte máximo de aproximadamente 1 Sv³ sobre a plataforma que separa as bacias Central e Oriental. Por consequência, a recirculação de águas com origem no mar de Weddell, que reforçam a corrente de Bransfield na bacia Ocidental, também podem ocorrer bem a leste, na bacia Central.

A maior parte do fluxo associado com a corrente de Bransfield sai da bacia Oriental entre a ilha Rei George e a ilha Clarence. Uma porção deste fluxo entra na

³ 1 Sverdrup = 10⁶ m³s⁻¹

convergência Weddell-Scotia através do profundo canal existente entre as ilhas Elefante e Clarence. Estima-se que somente 0,15 Sv provenientes do EB são transferidos para o mar de Weddell através da margem oeste da bacia Oriental (LÓPEZ *et al.*, 1999).

3.4 – Principais águas tipo que serão discutidas neste estudo

O EB é uma grande bacia de mistura. Nesta região, uma série de massas de água se encontra, interagem e acabam formando um ambiente de características únicas e importantes para a oceanografia regional. Para este estudo foram selecionadas seis águas *tipo*, são elas: Água de Inverno (WW; Winter Water), Água de Plataforma de Alta Salinidade (HSSW; High Salinity Shelf Water), Água de Plataforma de Baixa Salinidade (LSSW; Low Salinity Shelf Water), Água Circumpolar Profunda (CDW), Água Cálida Profunda (WDW) e Água Cálida Profunda Modificada (MWDW). Abaixo segue uma breve descrição das suas origens e características físico-químicas básicas, visando um melhor entendimento das seções e capítulos seguintes.

Água de superfície

A WW é formada no processo convectivo das águas superficiais que ocorre durante a formação do gelo marinho no inverno e, por isso, apresenta-se com temperatura próxima ao ponto de congelamento (entre -1,70°C e -1,88°C), salinidade entre 34,44 e 34,30 e concentração de oxigênio dissolvido entre 294 µM e 308 µM (CARMACK, 1974; CARMACK & FOSTER, 1975; ROBERTSON *et al.*, 2002). Devido à sua densidade, permanece em superfície durante o inverno e em subsuperfície durante o verão, abaixo da Água Superficial Antártica (AASW).

Águas de Plataforma

A HSSW e a LSSW são águas formadas em plataforma e por vezes são denominadas genericamente de Água de Plataforma (SW; Shelf Water). A distinção entre elas é sutil, porém extremamente importante.

A LSSW do mar de Weddell é formada bem ao leste, na região da plataforma de gelo Filchner onde as plataformas continentais são curtas e a água formada durante o congelamento é diluída ao longo da coluna de água durante o seu afundamento (CARMACK & FOSTER, 1975). É transportada para o noroeste do mar de Weddell pela Corrente Costeira Antártica (ACoC; Antarctic Coastal Current). É muito semelhante à WW nos valores de temperatura potencial (-1,70°C e -1,88°C) e salinidade (34,40 e 34,30) e sua concentração de oxigênio dissolvido varia entre 321 μM e 330 μM (CARMACK, 1974; ROBERTSON *et al.*, 2002).

A HSSW é formada durante o processo de congelamento das águas quando ocorre a ejeção de salmoura (*brine*). É uma água com temperatura potencial próxima ao ponto de congelamento (entre -1,70°C e -1,88°C) (ROBERTSON *et al.*, 2002), com relativamente altos valores de salinidade entre 34,56 e 34,84 (ROBERTSON *et al.*, 2002) e concentração de oxigênio entre 308 μM e 326 μM (CARMACK, 1974). Sua ventilação se deve principalmente ao tempo de exposição nas *polynyas*⁴ (GAMMELSRØD *et al.* 1994).

Águas Profundas

A CDW tem duas fontes, a de origem indo-pacífica é chamada por alguns autores de Água Circumpolar Profunda Superior (UCDW; Upper Circumpolar Deep Water) e tem temperatura potencial em torno de 0,20°C, salinidade de 34,5 e

⁴ Área de mar aberto, de grande extensão, circundada por gelo marinho.

concentração de oxigênio dissolvido de 220 μM (ORSI *et al.*, 1995; GARCIA *et al.*, 2002; NAVEIRA GARABATO *et al.*, 2002; SCHODLOK *et al.*, 2002). A CDW formada pela Água Profunda do Atlântico Norte (NADW; North Atlantic Deep Water), quando esta entra na Corrente Circumpolar Antártica (ACC; Antarctic Circumpolar Current) no seu setor atlântico, é chamada por alguns autores de Água Circumpolar Profunda Inferior (LCDW; Lower Circumpolar Deep Water). Possui temperatura potencial entorno de 1,70°C, salinidade de 34,80 e oxigênio dissolvido 191 μM (SCHODLOK *et al.*, 2002; BUDILLON *et al.*, 2003).

A CDW com origem na NADW entra para o giro ciclônico do mar de Weddell no leste daquele mar e passa a ser chamada de Água de Weddell Profunda ou Água Cálida Profunda (WDW; Warm Deep Water). Esta água apresenta uma faixa de temperaturas potenciais dentro do limite inferior da CDW (0°C e 1°C). A salinidade está na faixa da CDW (34,75 e 34,60) e seu teor de oxigênio dissolvido varia entre 192 μM e 219 μM (CARMACK, 1974; ROBERTSON *et al.*, 2002).

A WDW ao entrar em contato com a WW resfria (-1,20°C e 0,2°C), dilui (34,64 a 34,45) e oxigena (279 μM a 230 μM) (GROSFELD *et al.*, 2001; BUDILLON *et al.*, 2003) e passa a ser chamada de Água Cálida Profunda Modificada (MWDW). É esta a água que Gordon *et al.* (2000) e von Gyldenfeldt *et al.* (2002) observaram entrando na bacia Oriental do EB através da passagem profunda que a liga com a bacia de Powell. Acredita-se que esta massa de água é um importante constituinte das águas do EB e espera-se agregar mais subsídios para esta hipótese no decorrer deste estudo.

3.5 - Origem e a estrutura das águas profundas e de fundo do estreito de Bransfield

Existem varias hipóteses para a formação das águas profundas e de fundo do estreito de Bransfield. Estas são apresentadas a seguir:

Clowes (1934) notou que as águas profundas do EB eram mais frias e menos salinas do que as águas adjacentes da passagem de Drake e do mar de Weddell. Ele concluiu que as águas de plataforma de inverno, do lado oeste da península Antártica, dão origem às águas de fundo do EB. O mesmo autor propôs que o processo de formação está associado à convecção local de águas de plataforma no inverno e que estas têm origem semelhante nos dois lados da península Antártica. Esta hipótese foi apoiada por Deacon (1937) que concluiu que há ativa convecção entre as camadas de fundo e de superfície no inverno.

Gordon e Nowlin (1978) sugerem que uma água de plataforma formada no norte da ponta da península Antártica cria a água profunda do EB. Extrapolando as propriedades de temperatura e salinidade das águas profundas da bacia Oriental para as temperaturas de congelamento, eles sugerem que uma água de plataforma de inverno, com salinidade de 34,62, forma a água de fundo do estreito.

Na bacia Ocidental não há evidências de convecção no ponto de congelamento e a estratificação que existe deve ser explicada pela mistura de água profunda, que flui da bacia Central, com águas mais aquecidas e salinas do mar de Bellingshausen, que entram no EB por sudoeste. Temperaturas superiores a $-0,5^{\circ}\text{C}$ aparecem em águas acima da seqüência do mar de Weddell no diagrama θ/S , e mostram a influência da CDW da Corrente Circumpolar Antártica (ACC) e que é vista nas bacias Ocidental e Central do EB (CLOWES, 1934; GORDON & NOWLIN, 1978; WILSON et al., 1999).

Isto é um aspecto importante da circulação regional que será tratado com mais detalhe nos capítulos subseqüentes.

Uma hipótese alternativa foi formulada por Whitworth *et al.* (1994). Eles concluíram que a água profunda do EB é uma mistura de água do mar de Weddell, da água da Corrente Circumpolar Antártica (ACC) e de água da plataforma noroeste do mar de Weddell, a qual é advectada na direção norte e afunda isopicnalmente. O processo pode ocorrer durante todo o ano e remove a necessidade de inferir as componentes de plataforma de inverno para produzir as características observadas nas águas de fundo. Por esta hipótese a água de fundo do estreito de Bransfield teria a mesma fonte das águas profundas do mar de Weddell e do mar de Scotia, mas com um componente maior de água de plataforma. O estudo realizado por López *et al.* (1999), a partir do fundeio de correntógrafos na bacia Oriental do estreito de Bransfield, converge para confirmar esta suposição de Whitworth *et al.* (1994), pois eles encontraram um fluxo médio persistente no sentido sul, com uma velocidade de poucos centímetros por segundo. Isso sugere um constante transporte profundo de águas através da bacia Central e uma contínua ventilação da bacia do EB pelas águas do mar de Weddell.

As águas de plataforma têm densidades compreendidas entre os níveis relativamente mais quentes e salgados, associados à CDW da ACC, e a mais fria e levemente menos salina WDW do mar de Weddell. Uma parte da mistura isopicnal destas três águas-fonte flui para o leste da extremidade da península Antártica, pela região de Confluência Weddell-Scotia e outra parte flui para oeste da península aonde participa da renovação das águas profundas do EB.

Pelo critério de Sverdrup *et al.* (1942), as águas de plataforma na Antártica são massas com uma larga faixa de salinidade à temperatura de congelamento ou próxima a ela. Tipicamente a alta salinidade resulta da expulsão da salmoura (*brine*) do gelo

marinho. Parte das águas de plataforma apresenta temperatura máxima subsuperficial acima da temperatura de congelamento, provavelmente porque já foram misturadas com a CDW mais ao sul do mar de Weddell. Da mistura da seqüência de águas deste mar com aquelas de plataforma se distingue duas massas baseadas na proporção relativa de cada uma na faixa de densidade de $27,80 < \sigma_{\theta} < 27,85 \text{ kg m}^{-3}$. Onde há mais águas da seqüência do mar de Weddell, se denomina “águas da Confluência Weddell-Scotia”; e onde predomina aquelas de plataforma são chamadas “águas do estreito de Bransfield” porque ocorrem principalmente, mas não exclusivamente, no EB.

As águas profundas das bacias Central e Oriental são diferentes entre si. A água de fundo da bacia Central é mais fria e densa, alcançando um mínimo de temperatura potencial de $-1,76^{\circ}\text{C}$ à $\sigma_4^5 = 46,28$. Esta água é mais fria e mais densa do que a Água de Fundo do mar de Weddell ($-1,2^{\circ}\text{C}$ à $\sigma_4 = 46,25$), que é freqüentemente considerada a água mais fria e mais densa do oceano Austral (CARMACK, 1977; WILSON *et al.*, 1999). Apesar de a bacia Oriental ser aproximadamente 500 m mais profunda do que a bacia Central, sua água de fundo é relativamente mais quente ($\sim 0,5^{\circ}\text{C}$) e menos salgada ($\sim 0,4$). A bacia Oriental é também mais homogênea do que a Central, tendo uma salinidade praticamente uniforme abaixo dos 1000 m de profundidade.

Todavia, nenhuma destas condições explica as diferenças entre as águas profundas das bacias Central e Oriental do EB. Claramente, múltiplas fontes contribuem para a diferenciação das águas de fundo destas duas bacias adjacentes. Gordon e Nowlin (1978) tocaram nesta questão citando uma estratificação mais complexa na bacia Central em relação à bacia Oriental. Eles presumiram que um fator desconhecido contribuiria para o processo de formação da água profunda da bacia Central. As curvas θ/S da bacia Central se comportam de dois modos básicos, enquanto que na bacia

⁵ Densidade *in situ* à 4000 m de profundidade.

Oriental os dados não se concentram ao longo de uma única curva apesar de sua grande profundidade. Esta heterogeneidade é parcialmente devido à complicada topografia da bacia Oriental, a qual compreende três pequenas bacias isoladas abaixo de aproximadamente 2000 m. Wilson *et al.* (1999) acreditam que a água de fundo da bacia Oriental é formada pelo processo de mistura de quatro fontes diferentes: a água de plataforma da bacia Central, a água de plataforma do mar de Weddell, a água de fundo da bacia Central e a água de fundo do mar de Weddell.

Gordon *et al.* (2000) apresentam outra alternativa para a formação das águas profundas e de fundo das bacias Oriental e Central do EB. Eles acreditam que todos os ingredientes necessários para a formação das águas profundas destas bacias são importados e não seria necessário haver modificações no interior do estreito. Para os mesmos autores, comparando-se as propriedades θ/S a leste da ilha Joinville com aquelas ao norte da ilha, observa-se uma continuidade das propriedades ao longo das isóbatas, ou seja, o fluxo geostrófico segue uma isóbata ao redor da ilha Joinville até a bacia Oriental. Para eles, a fonte das águas de fundo da bacia Oriental é um aporte de águas da plataforma oeste do mar de Weddell por fora da ilha Joinville. A mistura de massas de água que eventualmente preencherá a bacia Oriental do estreito de Bransfield já é encontrada a leste da ilha Joinville na profundidade de 300 dbar. Esta água afunda na bacia Oriental sem maior diluição, ao que Whitworth *et al.* (1994) referiram-se como sendo um espalhamento isopicnal. A água de fundo da bacia Oriental seria aproximadamente uma mistura de 35% de WDW com 65% de Água de Plataforma de Baixa Salinidade (LSSW) (GORDON *et al.*, 2000).

A Água de Plataforma com Alta Salinidade (HSSW) requerida para a formação da água de fundo da bacia Central é observada adjacente à ilha Joinville. Lá, Gordon *et al.* (2000) encontraram águas de plataforma no ponto de congelamento, com salinidades

alcançando os 34,60, próximas ao fundo do mar. Esta é a água proposta como componente fonte para a água de fundo da bacia Central e que alcança o estreito de Bransfield seguindo a linha de plataforma interna ao redor da Ilha Joinville. A análise dos dados de CTD (*Conductivity, Temperature and Depth Profiler*) realizada por von Gyldenfeldt *et al.* (2002) também descarta a passagem de HSSW através do canal Antártico (*Antarctic Sound*) durante o verão austral.

A composição da água de fundo da bacia Central claramente envolve mais de dois componentes. Além da WDW e da LSSW, participam a HSSW e a Água de Pícnoclina do Pacífico. Esta água pode entrar no estreito de Bransfield por oeste, entre a ilha Smith e a península Antártica, juntamente com a CDW do Pacífico (GORDON *et al.*, 2000).

Com base na distribuição de águas tipo sobre a cordilheira de Joinville e na composição da mistura das águas de fundo das bacias Oriental e Central, uma rota de fluxo é proposta por Gordon *et al.* (2000). Uma mistura de águas de plataforma e profunda de Weddell, advectada no sentido norte, passa pela ilha Joinville e entra no EB. A HSSW vira para o estreito muito próximo à ilha Joinville, contribuindo para a bacia Central e desviando da bacia Oriental.

A partir da utilização de correntógrafos e da realização de estações hidrográficas, von Gyldenfeldt *et al.* (2002) observaram a variabilidade sazonal e interanual das massas de água na plataforma da península Antártica. Esta variabilidade faz com que as águas de plataforma correspondam àquelas requeridas para serem as únicas águas fonte para a formação de águas profundas na bacia Oriental, abaixo de 600 m de profundidade e na bacia Central abaixo dos 900 m. Para isso, é necessário que elas sejam acumuladas por tempo suficiente para que os vários tipos de água de plataforma formados ao longo do tempo possam encontrar-se e misturar-se. Ocorre também uma entrada de Água

Cálida Profunda Modificada (MWDW) através do canal que liga a bacia de Powell e o estreito de Bransfield e que tem 800 m de profundidade. Assim, os perfis hidrográficos de von Gyldenfeldt *et al.* (2002) apresentam dois padrões distintos: um dominado por águas de plataforma e o outro com a presença da MWDW.

Para von Gyldenfeldt *et al.* (2002), as águas provenientes da bacia de Powell e de plataforma podem originar as águas profundas das bacias Oriental e Central do EB. Para a formação de águas de fundo são necessários componentes mais frios e salgados. Uma forma de água de plataforma com tais características é encontrada a aproximadamente 60 a 70 km da ilha Joinville. Esta água seria formada localmente ou advectada de fontes mais ao sul.

3.6 - Variabilidade temporal

O EB é fortemente influenciado pelas águas originadas dos mares de Weddell e de Scotia (PATERSON & SIVERS, 1980; FABRÉS *et al.*, 2002). Durante as duas últimas décadas as propriedades da água que flui do mar de Weddell, através da passagem de Philip, para o mar de Scotia tem mudado muito. É observada a tendência de aquecimento em toda a coluna de água, especialmente na camada de Água Cálida Profunda (WDW) (VON GYLDENFELDT *et al.*, 2002). O tempo de residência para a água de Bransfield é da ordem de trinta anos (SCHLOSSER *et al.*, 1988; WILSON *et al.*, 1999). Este tempo é extremamente curto para os padrões de oceano profundo permitindo o estudo da variabilidade temporal do estreito com os dados históricos disponíveis.

Comparando os dados coletados durante trinta e dois anos (1963 – 1995), Wilson *et al.* (1999) observaram águas mais frias e menos salinas na superfície durante o ano de 1995. Estas foram aproximadamente 1°C mais frias do que nos anos anteriores,

nas bacias Central e Oriental. A água de superfície da bacia Central esteve menos salgada (0,2) em 1995, enquanto na bacia Oriental os dados históricos são semelhantes aos de 1995. A CDW esteve presente na bacia Central em 1963 e com menor expressão no ano de 1975. A CDW foi observada na bacia Oriental somente no ano de 1963, apesar da temperatura máxima ser menor do que aquela em 1995. Já a água profunda da bacia Central esteve mais fria em 1995. Todavia, as águas profundas não perderam calor ininterruptamente, o que foi evidenciado pelo aquecimento entre 1975 e 1985. A salinidade em águas profundas manteve-se constante, exceto em 1984 e 1985, quando ela reduziu. Os valores médios de salinidade das águas de fundo de 1984 são semelhantes aos de 1995 para a mesma área, enquanto que os de 1985 são 0,03 menores do que os de 1995 (WILSON *et al.*, 1999).

As mudanças na água de fundo da bacia Oriental diferiram daquelas observadas na bacia Central. As duas bacias tornaram-se mais frias e menos salinas durante o período, todavia a inclinação geral da relação T/S para a bacia Oriental permaneceu constante. Também as mudanças na relação T/S na bacia Oriental foram mais esporádicas. A diminuição mais drástica de salinidade e temperatura, 0,04 e 0,3°C, respectivamente, ocorreram entre 1963 e 1975.

Mais recentemente, M. M. Mata (comunicação pessoal, 2006) observou que nas duas bacias as águas estiveram mais frias e menos salinas no ano de 2004 do que em 2003. Todavia, para o período entre 1980 e 2005, Garcia e Mata (2005) encontraram uma pequena elevação da temperatura potencial e uma diminuição, relativamente grande, da salinidade (0,0362) na bacia Central. A variação de temperatura de um ano para o outro pode ser explicada por uma maior ou menor contribuição das LSSW e HSSW na mistura que forma as águas de fundo das bacias Oriental e Central do EB (GORDON *et al.*, 2000).

3.7 - As trocas entre as águas do estreito de Bransfield, o estreito de Gerlache, as águas da plataforma continental oeste da península Antártica e o passagem de Drake.

O afloramento da isoterma de 0°C na proximidade da bacia Ocidental, marca a frente termal que separa as águas superficiais do EB daquelas da superfície da plataforma continental oeste da península Antártica. Esta frente é particularmente intensa ao nível de 200m de profundidade. A água do EB tem uma assinatura típica. Comparada às demais águas encontradas na plataforma continental, a oeste da península Antártica, ela é mais fria e menos salina. Esta água é encontrada em alguns locais próximos à costa, mas há poucas indicações de significativa troca entre o EB e a plataforma oeste da península Antártica (SMITH *et al.*, 1999). Um caminho potencial é a interação de águas do EB com águas adjacentes através do estreito de Gerlache, ainda pouco estudada. Águas amostradas próximas e em alinhamento com a boca do estreito de Gerlache são 0,2° C mais frias e 0,05 menos salinas do que aquelas de plataformas adjacentes. Uma mistura de 80% de água da plataforma oeste da península Antártica com 20% de água do estreito de Bransfield poderia produzir esta assinatura de θ/S (SMITH *et al.*, 1999). A maior parte deste fluxo deve ocorrer na superfície, conforme demonstrado na análise de derivadores autônomos realizada por Huntley *et al.* (1991a, b) e Zhou *et al.* (2002). No entanto, as plataformas rasas (200 m) no extremo oeste do EB efetivamente restringem trocas com as plataformas ao longo do oeste da península Antártica em subsuperfície.

Stein (1989) e Stein e Heywood (1994) sugerem que fortes ventos de oeste e noroeste podem ser o mecanismo primário para o transporte das águas mais aquecidas da passagem de Drake para o EB. Este transporte se dá através do estreito de Boyd e dos espaços existentes entre as várias ilhas das Shetland do Sul. Ao mesmo tempo, o fluxo

de saída de água fria do mar de Weddell na camada superior a 500 m é crescente para o leste do EB. Portanto, o episódico transporte induzido por vento pode ser importante na regulação dos balanços de calor e sal no estreito de Bransfield.

Capítulo 4 – Metodologia

4.1 – Dados

4.1.1 – Aquisição dos dados

Os dados hidrográficos utilizados neste estudo foram coletados a bordo do Navio de Apoio Oceanográfico Ary Rongel da Marinha do Brasil, durante os verões austrais de 2003 e 2004 nas operações Antártica XXI e XXII, respectivamente. Utilizou-se para tal, um perfilador de condutividade, temperatura e pressão (CTD) *Sea-Bird®* modelo SBE 911 *plus*. Este sistema possui um sensor de temperatura SBE® 3 com resolução de 0,0005°C e acurácia de 0,002°C; um sensor de condutividade SBE® 4 com resolução de 0,001 e acurácia de 0,002; um sensor interno de pressão *Digiquartz* de alta resolução (1 dbar) com compensação de temperatura e acurácia de 3 dbar; e um altímetro *Datasonic Benthos®*, para indicar a distância entre o equipamento e o fundo oceânico, com resolução de 0,01 m e acurácia de 0,1 m. No ano de 2004, foi acoplado ao CTD um sensor de oxigênio dissolvido SBE 43 com resolução de 1 µM e acurácia de 2% da saturação. O CTD foi acoplado a um amostrador de água tipo *Carousel* SBE 32, dotado de doze garrafas de amostragem tipo Niskin de cinco litros cada.

A velocidade de descida e subida do CTD foi de 1 ms⁻¹ e a frequência de amostragem foi de 30 dados por segundo. Nos dois anos os operadores do CTD foram os mesmos. Os dados foram coletados em tempo real, desde a superfície até, aproximadamente, cinco metros do fundo oceânico. Durante a subida do CTD as

garrafas foram fechadas em estratos homogêneos de água para medição da salinidade. Isto é necessário para a posterior calibração do sensor de condutividade. Já os sensores de pressão e temperatura são extremamente estáveis.

4.1.2 – As grades amostrais

4.1.2.1 – Operação Antártica XXI

No verão de 2003 foram realizadas 40 estações no EB (Figura 3). Estas estações foram divididas em seis perfis transversais ao estreito. Destes, quatro perfis foram ocupados na bacia Central, com um total de 29 estações e 02 perfis na bacia Oriental, totalizando 11 estações. As estações 01 e 36 foram mais rasas do que 200 m e não foram consideradas nas análises.

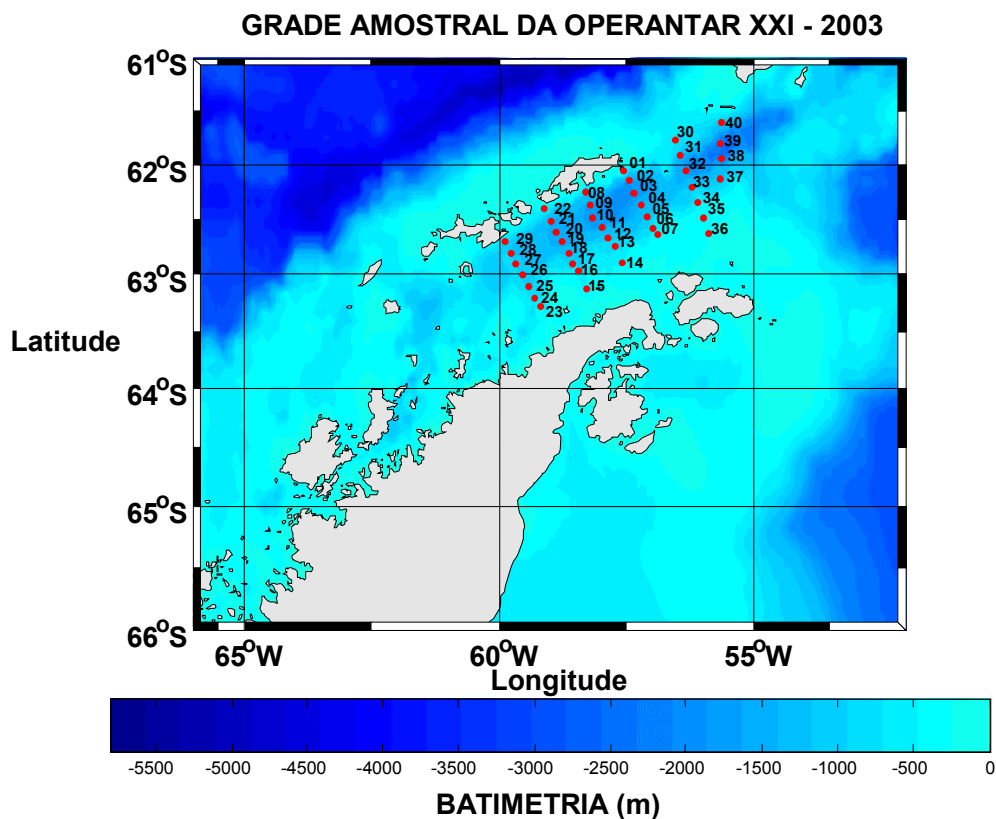


Figura 3 – Estações amostradas durante a OPERANTAR XXI realizada no verão de 2002 / 2003.

- ***Bacia Central***

Nos quatro perfis da bacia Central foram realizadas 29 estações sendo:

- Perfil cabo Melville – ilha D’Urville: entre as estações (#) 01 e 07, sendo a # 01 próxima ao cabo Melville e a # 07, próxima à ilha D’Urville;
- Perfil Baía do Almirantado – península Antártica: entre as estações 08 e 14, sendo a # 08, próxima a Baía do Almirantado e a # 14, próxima à península Antártica;
- Perfil ilha Nelson – península Antártica: entre as estações 15 e 22, sendo a # 15, próxima à península Antártica e a # 22, próxima à ilha Nelson;
- Perfil ilha Livingston – península Antártica: entre as estações 23 e 29, sendo # 23, próxima à península Antártica e a # 29, próxima à ilha Livingston.

- ***Bacia Oriental***

Nos dois perfis da bacia Oriental foram realizadas 11 estações distribuídas da seguinte forma:

- Perfil Norte da ilha Bridgeman – ilha Joinville: entre as estações (#) 30 e 36, sendo a # 30 próxima ao Norte da ilha Bridgeman e a # 36 próxima a ilha Joinville;
- Perfil ilha Gibbs – ilha Joinville: entre as # 37 e 40, sendo a # 37 próxima a ilha Joinville e a # 40 próxima da ilha Gibbs;

4.1.2.2 – Operação Antártica XXII

No verão de 2004 foram realizadas 75 estações no EB (Figura 4). Destas, 70 foram distribuídas em onze perfis. Sete desses perfis foram transversais ao estreito, sendo dois na bacia Ocidental, com um total de 10 estações, quatro perfis na bacia Central, com um total de 31 estações e dois perfis na bacia Oriental, num total de 14 estações. Também foram realizados dois perfis extras na bacia Ocidental, um no limite

com o estreito de Gerlache (04 estações) e outro no limite com o mar de Bellingshausen (06 estações). Finalmente, foi realizado um perfil extra na bacia Oriental, no limite com a passagem de Drake (05 estações), a fim de explorar as interações do EB com estas áreas adjacentes. As estações 06, 49, 55, 56 e 70 foram mais rasas do que 200 m e não foram consideradas nas análises. A estação 38 apresentou um problema insolúvel nos dados de salinidade e foi descartada.

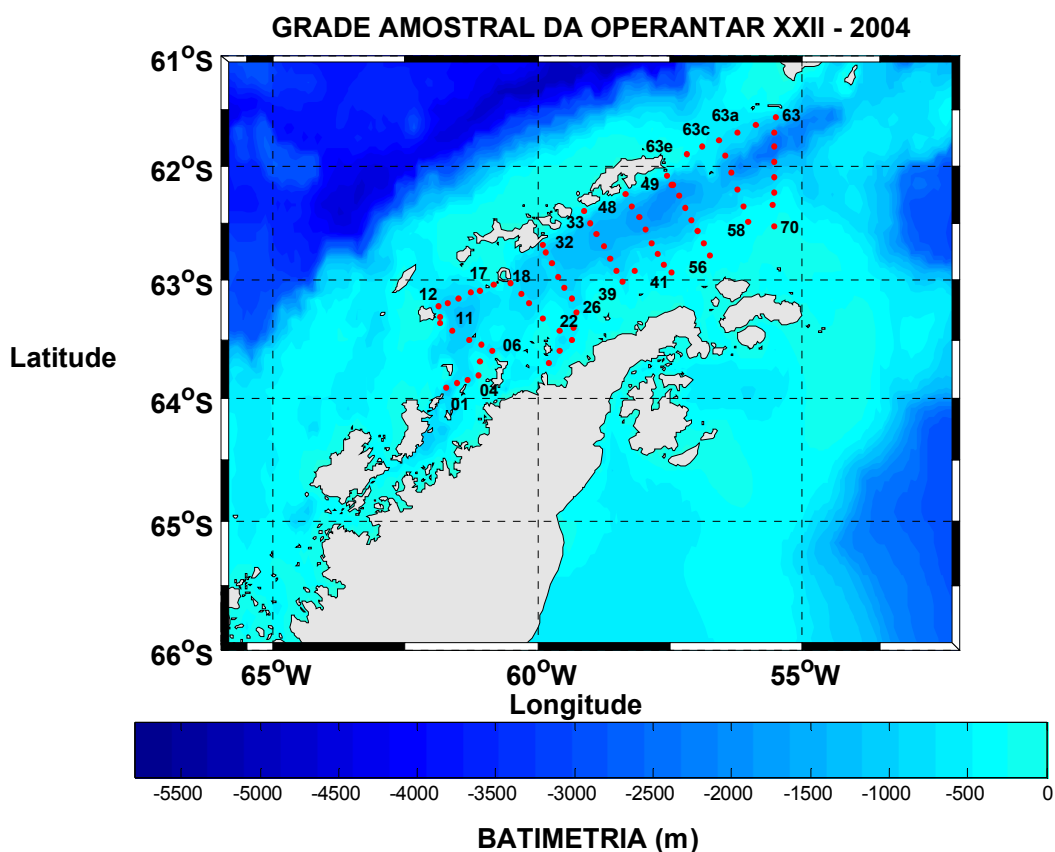


Figura 4 - Estações amostradas durante a OPERANTAR XXII realizada no verão de 2003 / 2004.

- ***Bacia Ocidental***

Nos quatro perfis da bacia Ocidental do estreito de Bransfield foram realizadas 20 estações sendo:

- Perfil ilha Liège – ilha Trinity: entre as estações (#) 01 e 04, sendo a # 01, próxima à ilha Liège e a # 04, próxima à ilha Trinity;

- Perfil ilha Trinity – ilha Low: entre as # 6 e 11, sendo a # 06, próxima à ilha Trinity e a # 11, próxima à ilha Low;

- Perfil ilha Low – ilha Deception: entre as # 12 e 17, sendo a # 12, próxima à ilha Low e a # 17, próxima à ilha Deception;

- Perfil ilha Deception – península Antártica: entre as # 18 a 21, sendo # 18, próxima à ilha Deception e a # 21, próxima à península Antártica.

- ***Bacia Central***

Nos quatro perfis da bacia Central do estreito de Bransfield foram realizadas 31 estações sendo:

- Perfil ilha Livingston – península Antártica: entre as estações (#) 26 e 32, sendo a # 26 próxima a península Antártica e a # 32 próxima a ilha Livingston;

- Perfil ilha Nelson – península Antártica: entre as # 33 e 39, sendo a # 31 próxima a ilha Nelson e a # 39 próxima a península;

- Perfil Baía do Almirantado – península Antártica: entre as # 41 e 48, sendo a # 41, próxima à península e a # 48, próxima a Baía;

- Perfil cabo Melville – ilha D’Urville: entre as # 49 e 56, sendo a # 49, próxima ao cabo Melville e a # 56, próxima à ilha D’Urville.

- ***Bacia Oriental***

Nos dois perfis transversais da bacia Oriental do estreito de Bransfield foram realizadas 13 estações sendo:

- Perfil Norte da ilha Bridgeman – ilha Joinville: entre as estações (#) 58 e 63c, sendo a # 58 próxima a ilha Joinville e a # 63c próxima ao Norte da ilha Bridgeman;

- Perfil ilha Gibbs – ilha Joinville: entre as # 63 e 70, sendo a # 63 próxima da ilha Gibbs e a # 70 próxima a ilha Joinville.

Para o perfil na zona limite entre o estreito de Bransfield e a passagem de Drake foram consideradas cinco estações sendo:

- Perfil ilha Gibbs – ilha Rei George: entre as # 63a e 63e, sendo a # 63a próxima à ilha Gibbs e a # 63e próxima à ilha Rei George.

4.1.3 – Processamento dos dados

A determinação da salinidade foi feita com um salinômetro de precisão Autosal Guildline 8400B e água padrão IAPSO (P135). Para o ano de 2003 a equação de correção foi: salinidade corrigida = (salinidade . 1,0180) – 0,6088. Para o ano de 2004 a equação de correção foi: salinidade corrigida = (salinidade . 0,9020) + 3,3857. Estas relações lineares foram aplicadas a todos os dados amostrados.

Utilizou-se o pacote de processamento de dados SEASOFT[®], fornecido pelo fabricante do CTD, para a conversão dos dados brutos em unidades físicas e químicas associadas aos parâmetros oceanográficos. Estes foram agrupados em intervalos médios de pressão de 1 dbar.

Após este procedimento, foram extraídos todos os dados espúrios, sendo utilizados para as análises apenas os dados coletados durante a perfilagem de descida do equipamento. Durante a subida, a água que passa pelos sensores é afetada pela turbulência gerada pelo próprio sistema de amostragem, o que pode acarretar distúrbios nos sensores eletrônicos e conseqüentemente erros nos dados amostrados, e também à própria histerese dos sensores de oxigênio e condutividade.

Os dados foram separados por regiões amostradas: bacias Central e Oriental para os anos de 2003 e 2004; e também para a bacia Ocidental em 2004. Estes foram organizados em perfis transversais e longitudinais ao EB. Determinados parâmetros foram convertidos para efeito de análises. Os dados de pressão (dbar) foram convertidos em profundidade (m), os de temperatura em temperatura potencial e os de oxigênio dissolvido foram transformados de mLL^{-1} para μM (LEFFANUE & TOMCZAK, 2004).

4.1.4 – Análise dos dados

Inicialmente, foi realizada uma análise hidrográfica clássica com os dados disponíveis para a região do EB, usando a redação de softwares de leitura e diagramação, baseados na linguagem MATLAB[®]. Assim, elaborou-se um conjunto de diagramas de mapeamento e interpolação objetiva de acordo com Emery e Thomson (1998). Uma análise deste tipo é importante para contextualizar o conjunto de observações.

Além disso, foram elaborados diagramas de temperatura potencial *versus* salinidade (θ/S) para verificar as características e a variabilidade espacial e temporal das diferentes massas de água no EB.

Após a aquisição, processamento e análise prévia dos dados aplicou-se um método inverso conhecido como Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP; *Optimum Multiparameter Analysis*; TOMCZAK & LARGE, 1989). Esta metodologia foi inicialmente proposta por Tomczak (1981), sendo adaptada posteriormente por Mackas *et al.* (1987), Tomczak e Large (1989) e Karstensen e Tomczak (1997, 1998, 1999). O método OMP tem por objetivo quantificar e separar as frações (contribuições) de mistura das massas de água na região. A OMP assume que traçadores

semiconservativos⁶, tais como o oxigênio e nutrientes inorgânicos dissolvidos, ou aspectos dinâmicos como a vorticidade potencial (KARSTENSEN & TOMCZAK, 1999; TOMCZAK, 1999b), possam ser considerados como traçadores conservativos⁷ para as massas de água. Com isso, aumenta-se o número de massas de água que podem ser consideradas na análise, tornando-a mais precisa na caracterização dos processos de mistura (TOMCZAK & LARGE, 1989). Abaixo segue uma descrição dos principais aspectos desta metodologia, com ênfase na aplicação proposta pelo presente estudo.

4.2 – Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos

4.2.1 – O método

4.2.1.1 - Histórico

A análise com parâmetros múltiplos foi introduzida por Tomczak (1981), como uma extensão da análise clássica realizada com diagramas de temperatura potencial *versus* salinidade (θ/S), através da adição de parâmetros semiconservativos, assumindo que as mudanças biogeoquímicas destes parâmetros sejam desprezíveis nas escalas espaciais e temporais utilizadas. Vários autores (THOMPSON & EDWARDS, 1981; MACKAS *et al.*, 1987) desenvolveram a idéia até que Tomczak e Large (1989) sistematizaram a OMP da forma que se apresenta hoje. A partir de então, a OMP tornou-se uma ferramenta básica para estudos oceanográficos para resolver misturas de massas de água em escala regional. Várias aplicações da OMP na análise da estrutura de massas de água têm sido bem sucedidas (MACKAS *et al.*, 1987; TOMCZAK & LARGE, 1989; MAAMAATUAIAHUTAPU *et al.* 1992; HINRICHSEN & TOMCZAK, 1993; YOU & TOMCZAK, 1993; KLEIN & TOMCZAK, 1994;

⁶ Aqueles que se alteram com o tempo quer por ação química, como biológica (*e.g.* nitrito, fosfato e silicato).

⁷ Aqueles que não se alteram com o tempo por ação química ou biológica (*e.g.* salinidade e temperatura).

KARSTENSEN & TOMCZAK, 1997; 1998; TOMCZAK, 1999a; 1999b; POOLE & TOMCZAK, 1999; SABINE *et al.*, 2002; BUDILLON *et al.*, 2003; LEE *et al.*, 2003; WELL *et al.*, 2003; YOU *et al.*, 2003; LEFFANUE & TOMCZAK, 2004; SCHNEIDER *et al.* 2005; KERR *et al.*, 2005; TOMCZAK & LIEFRINK, 2005; HENRY-EDWARDS & TOMCZAK, 2006a; 2006b; KERR, 2006).

Karstensen e Tomczak (1998) expandiram a OMP a partir da utilização das razões de Redfield (REDFIELD *et al.*, 1963) para possibilitar sua utilização em amplas regiões oceânicas, bem como para datar as massas de água. Finalmente, a partir da distribuição das massas de água analisadas pela OMP se pode inferir sobre a circulação da região estudada. Neste trabalho foi utilizada a forma básica da OMP.

4.2.1.2 - Conceituação do método

O método OMP é uma ferramenta utilizada para analisar a mistura das massas de água contida em uma determinada amostra, isto é feito através do cálculo das contribuições relativas de cada água *tipo* fonte (*Source Water Type*; SWT) para a formação da referida amostra. A OMP é baseada em um modelo de mistura linear simples que assume que todas as propriedades da massa de água resultam da mistura das propriedades originais das massas de água fonte, (*i.e.*) os coeficientes de mistura são idênticos. Isso permite que sua distribuição no espaço seja determinada por um conjunto de equações lineares de mistura (BAUM, 2004).

Matematicamente, o método OMP é uma inversão de um sistema pré-determinado formado por cada ponto de observação individual. As contribuições das SWT, para cada dado, são obtidas pela determinação da melhor combinação linear de mistura dos parâmetros considerados na análise, de modo que os resíduos são

minimizados a partir de uma relação de mínimos quadrados não negativos (BAUM, 2004).

Ressalta-se que: i) uma massa de água é um corpo de água que possui uma história comum de formação, sendo originada em uma região particular do oceano (TOMCZAK, 1999a) e ii) devido à interação de várias massas de água em diferentes profundidades no oceano, um determinado volume pode ser composto por diversas massas de água (LEFFANUE & TOMCZAK, 2002). Assim, uma massa de água pode ser definida matematicamente como uma relação funcional entre as propriedades hidrográficas e seus relativos desvios padrão (TOMCZAK, 1999a). Por outro lado, uma água *tipo* é um ponto desta relação, onde cada propriedade hidrográfica tem um único valor (TOMCZAK, 1999a), enquanto a SWT é uma água *tipo* com características da sua área de formação (POOLE & TOMCZAK, 1999).

Fisicamente, a solução obtida com a OMP apresenta duas restrições: i) o somatório das contribuições das SWT deve ser igual a 100% (devido à necessidade de se respeitar a lei da conservação da massa); e ii) nenhuma das contribuições pode ser negativa.

4.2.1.3 - Descrição do método

Se, por exemplo, uma massa de água é composta pela combinação de quatro SWT e os parâmetros hidrográficos disponíveis nos dados coletados forem, por exemplo, temperatura potencial, salinidade, oxigênio, fosfato e nitrato, podemos representar o sistema linear de equações de mistura utilizadas na OMP básica como:

$$\begin{aligned}
x_1 T_1 + x_2 T_2 + x_3 T_3 + x_4 T_4 &= T_{\text{obs}} + R_T \\
x_1 S_1 + x_2 S_2 + x_3 S_3 + x_4 S_4 &= S_{\text{obs}} + R_S \\
x_1 O_{2,1} + x_2 O_{2,2} + x_3 O_{2,3} + x_4 O_{2,4} &= O_{2,\text{obs}} + R_{O_2} \\
x_1 PO_{4,1} + x_2 PO_{4,2} + x_3 PO_{4,3} + x_4 PO_{4,4} &= PO_{4,\text{obs}} + R_{PO_4} \\
x_1 NO_{3,1} + x_2 NO_{3,2} + x_3 NO_{3,3} + x_4 NO_{3,4} &= NO_{3,\text{obs}} + R_{NO_3} \\
x_1 + x_2 + x_3 + x_4 &= 1 + R_{\Sigma}
\end{aligned} \tag{1}$$

, onde os valores observados de temperatura potencial (T_{obs}), salinidade (S_{obs}), oxigênio ($O_{2,\text{obs}}$), fosfato ($PO_{4,\text{obs}}$) e nitrato ($NO_{3,\text{obs}}$), com seus respectivos resíduos (R) definem um lado da equação, enquanto, os valores T_i , S_i , $O_{2,i}$, $PO_{4,i}$ e $NO_{3,i}$, com i variando de 1 a 4, representam os valores dos parâmetros que definem cada uma das quatro SWT. A última linha expressa a condição de conservação da massa. Desta forma, o sistema de equações descrito acima pode ser escrito com a seguinte notação matricial:

$$G \mathbf{x} = \mathbf{d} + \mathbf{R} \tag{2}$$

, onde \mathbf{G} é a matriz de SWT, \mathbf{d} é o vetor dos dados observados, \mathbf{R} é o vetor dos resíduos e \mathbf{x} é o vetor solução desconhecido das frações de SWT que compõem a amostra.

4.2.1.4 - Normalização e ponderação do sistema

Para encontrar a solução para o sistema de equações, é necessária a normalização da matriz de SWT (\mathbf{G}), com o objetivo de permitir a comparação das unidades incomensuráveis dos parâmetros. Isto é obtido através da normalização dos elementos da matriz \mathbf{G} pela variação total de cada parâmetro em \mathbf{G} . Sendo j o índice das linhas (variando de 1 ao número de parâmetros) e i o índice das colunas (variando de 1 a n SWT) o sistema é normalizado de acordo com a equação abaixo:

$$G'_{ji} = (G_{ji} - \bar{G}_j) / \sigma_j \tag{3}$$

, onde G' é a matriz normalizada e \bar{G}_j é a média de cada parâmetro j da matriz de SWT (\mathbf{G}), calculada como:

$$\bar{G}_j = 1/n \sum_{i=1}^n G_{ji} \quad (4)$$

, e σ_j é o desvio padrão de cada linha, calculado como:

$$\sigma_j = \sqrt{1/n \sum_{i=1}^n (G_{ji} - \bar{G}_j)^2} \quad (5)$$

As variáveis normalizadas são de primeira ordem e adimensionais. A normalização torna todos os parâmetros comensuráveis, mas não necessariamente faz que sejam igualmente considerados nas análises OMP. Determinados parâmetros hidrográficos são de difícil medição, podendo apresentar uma pequena acurácia analítica ou instrumental. Por outro lado, outros parâmetros podem apresentar uma maior variação no tempo e no espaço, provavelmente associado à própria variabilidade ambiental. Para resolver estas diferenças, entre os parâmetros utilizados nas rodadas com OMP realiza-se uma ponderação dos parâmetros hidrográficos.

Tomczak e Large (1989) obtiveram os pesos (\mathbf{W}) para cada parâmetro relacionando a variância destes na matriz \mathbf{G} com a variância dos mesmos em sua região fonte. Eles usaram a maior variância de cada parâmetro na região fonte ($\delta_{j \max}$) para obter os respectivos pesos:

$$W_j = \sigma_j^2 / \delta_{j \max} \quad (6)$$

4.2.2 – Aplicação do método

O número de SWTs que podem ser utilizadas em cada rodada da análise OMP está relacionado diretamente ao número de parâmetros físicos e químicos disponíveis (KARSTENSEN & TOMCZAK, 1999; BUDILLON *et al.* 2003; LEFFANUE & TOMCZAK, 2004). Entretanto, a utilização do método no seu limite de resolução, *i.e.* com um número de SWTs igual a $n + 1$ parâmetros, pode ser considerada (MACKAS *et*

al., 1987; LARGE & TOMCZAK, 1989; HINRICHSEN & TOMCZAK, 1993; TOMCZAK *et al.*, 1994; TOMCZAK, comunicação pessoal, 2005).

No ano de 2003 apenas os dados de temperatura potencial e salinidade foram obtidos. Já em 2004, o acoplamento ao sistema de amostragem de um sensor de oxigênio dissolvido aumentou a análise em um grau de liberdade, permitindo uma melhor resolução da OMP. Por este motivo, após a identificação das possíveis águas *tipo* presentes no EB, através da análise hidrográfica clássica (*i.e.* diagramas θ/S e gráficos de distribuição horizontal e vertical de θ , S e O_2), aplicou-se a OMP primeiramente para os dados de 2004.

Em uma aplicação normal da OMP a matriz **G** é definida através das SWTs, as quais devem ser conhecidas antes de se proceder com o método (LEFFANUE & TOMCZAK, 2004). Pré-definiu-se, a partir da análise hidrográfica clássica, que as SWTs que seriam usadas para traçar as massas de água com o método OMP seriam: Água Circumpolar Profunda (CDW), Água Cálida Profunda (WDW), Água Cálida Profunda Modificada (MWDW), Água de Inverno (WW), Água de Plataforma de Baixa Salinidade (LSSW) e Água de Plataforma de Alta Salinidade (HSSW).

Escolher valores para SWT é sempre uma tarefa delicada, porque os resultados são sensíveis a esta escolha. Se os dados das estações amostradas forem utilizados, para definir **G**, têm-se que as SWTs que irão compor **G** são um produto da mistura de outras SWT, oriundas de outras regiões (SCHNEIDER *et al.*, 2005). Uma possibilidade para este caso é a definição das SWTs através dos parâmetros históricos existentes na literatura (KARSTENSEN & TOMCZAK, 1999; BUDILLON *et al.*, 2003; SCHNEIDER *et al.*, 2005). Esta abordagem foi adotada no presente estudo onde para cada massa de água foram escolhidas duas SWTs, sendo os limites superior (SWT1) e inferior (SWT2) de cada massa de água (Tabela 1). É extremamente difícil encontrar a

totalidade dos valores dos parâmetros físicos e químicos na literatura, sendo necessário recorrer a vários autores. Assim sendo, a definição dos valores dos parâmetros das SWTs foi baseada em Carmack (1974), Carmack e Foster (1975), Foldvik *et al.* (1985), Orsi *et al.* (1995), Grosfeld *et al.* (2001), Mackensen (2001), García *et al.* (2002), Robertson *et al.* (2002), Schodlok *et al.* (2002) e Budillon *et al.* (2003).

Tabela 1 - SWT e seus respectivos valores de θ , S e O_2 para cada massa de água.

	$\theta(^{\circ}C)$		SALINIDADE		OXIGÊNIO (μM)	
	SWT1	SWT2	SWT1	SWT2	SWT1	SWT2
CDW	1,70	0,20	34,80	34,50	191	220
WDW	1,00	0,00	34,75	34,60	192	219
MWDW	0,20	-1,20	34,64	34,45	230	279
WW	-1,70	-1,88	34,44	34,30	294	308
LSSW	-1,70	-1,88	34,40	34,30	321	330
HSSW	-1,70	-1,88	34,84	34,56	308	326

Para a definição dos pesos de cada parâmetro calculou-se o desvio padrão e a variância máxima para cada parâmetro, entre os valores amostrados nas estações em que se esperava que estivessem representadas cada massa de água (HINRICHSSEN & TOMCZAK, 1993; SCHNEIDER *et al.*, 2005). Apesar de algumas parcelas de águas profundas estarem localizadas próximas às regiões de formação, estas já possuem um tempo de residência, e uma regressão linear de oxigênio *versus* temperatura corrige o efeito de idade. Chamamos os valores de oxigênio derivados do diagrama θ/O_2D de “valores fonte locais” de concentração de oxigênio. Os valores fonte locais podem ser usados para a análise com OMP se estivermos interessados somente na contribuição da água *tipo* e não na sua idade (KARSTERSEN & TOMCZAK, 1998). O peso para a conservação de massa não pode ser calculado, então, usualmente se utiliza o maior peso calculado para os demais parâmetros (LEFFANUE & TOMCZAK, 2004). Os pesos calculados foram:

- temperatura potencial e salinidade: 1,0730
- oxigênio dissolvido e conservação da massa: 2,2502

Como a OMP não se aplica usualmente à camada superficial, onde as propriedades não são conservativas e onde ocorrem grandes variações sazonais (POOLE & TOMCZAK, 1999), foram desprezados os primeiros 200 m da coluna de água.

A OMP assume que somente as massas de água especificadas para o modelo contribuem para a estrutura regional de massas de água, encontrando a melhor solução de mistura entre as SWT para cada dado pontual (POOLE & TOMCZAK, 1999). Se outra massa de água contribui para a estrutura real de massas de água, então, esperar-se-ia que a solução violasse a limitação no resíduo da conservação de massa. Isto não é necessariamente o caso, pois pode ser apenas uma coincidência que a média dos dados tenha sido representada pelas três massas de água escolhidas. A viabilidade física do resultado da análise OMP deve ser considerada antes que o resultado seja simplesmente aceito (POOLE & TOMCZAK, 1999).

Devido à dificuldade de pré-definir as SWTs que iriam participar de uma rodada da OMP, foram testadas várias combinações antes de selecionar a solução oceanograficamente mais correta (HINRICHSEN & TOMCZAK, 1993). Quando o número de SWTs necessários para definir a massa de água excedeu o número de parâmetros disponíveis, foram escolhidas aquelas que estavam mais representadas nos dados analisados (HINRICHSEN & TOMCZAK 1993). Assim sendo, em algumas rodadas da OMP, o resultado aparece como sendo a contribuição de uma determinada massa de água (*i.e.* MWDW), mas na verdade é uma água com outras características físicas e químicas relativamente próximas da primeira (*i.e.* CDW). Isto é percebido

observando-se os diagramas θ/S e os gráficos de distribuição das propriedades físicas e químicas. Foi o que ocorreu, por exemplo, nas estações 02, 08, 22 e 29 do ano de 2003 e com as estações 33, 48 e 63 de 2004. Como só era possível a utilização de três SWTs, a CDW que seria a quarta SWT presente aparece como MWDW, porque a OMP considerou os parâmetros da CDW uma extrapolação dos valores de MWDW, indicando contribuições de até 100% para esta última.

O valor dos resíduos está relacionado com a qualidade da combinação de SWTs e com o peso atribuído à conservação de massa. Assim sendo, quanto melhor for a combinação de SWTs para representar a amostra, menores são os valores de resíduo. Aumentando o peso da conservação de massa se obtém menores resíduos, mas a confiabilidade da solução da OMP é menor. São considerados ‘ótimos’ os resíduos médios de até 5% (POOLE & TOMCZAK, 1999; BUDILLON *et al.*, 2003), sendo os valores acima de 30% normalmente considerados inaceitáveis (TOMCZAK, 1999b). O percentual de resolução do sistema de equações está relacionado com a capacidade de reconhecer nos dados analisados a presença das SWTs escolhidas para participar da rodada da OMP. Para o ano de 2004, em que dispomos de três parâmetros e utilizamos três SWTs para caracterizar cada perfil de amostragem, os resíduos foram considerados ótimos e a solução do sistema de equações foi de 100%.

Para o ano de 2003, em que dispomos de apenas dois parâmetros (temperatura potencial e salinidade), a resolução dos sistemas de equações foi entorno de 75% e os resíduos foram maiores do que 5%, o que era esperado uma vez que tínhamos um grau de liberdade a menos. Para minimizar os resíduos e aumentar a solução dos sistemas de equações da OMP, utilizamos em 2003 os mesmos pesos e as mesmas combinações de SWT para a análise de cada perfil.

4.3 – A apresentação dos resultados

O capítulo 5 está estruturado de forma a apresentar os resultados obtidos para cada ano considerado (2003 e 2004). Para o ano de 2003, os resultados estão separados para cada uma das bacias do EB amostradas (Central e Oriental). Dentro de cada bacia os dados são apresentados por perfil amostrado. Os resultados são também divididos quanto ao método de análise dos dados: hidrografia clássica e Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP). O mesmo ocorre com os resultados das análises dos dados coletados no ano de 2004, diferindo no fato de que, neste ano também foi amostrada a bacia Ocidental do EB e que os resultados obtidos pelo método OMP foram de qualidade superior àqueles do ano de 2003. Isto se deve ao fato de que em 2004 foram obtidos dados de concentração de oxigênio dissolvido na água, o que possibilitou que a coluna de água fosse analisada na sua totalidade.

Para visualizar as variações espaciais da distribuição de temperatura potencial, salinidade e oxigênio dissolvido, bem como da contribuição das diversas massas de água ao longo de todo o EB, os dados coletados no ano de 2004 foram organizados em perfis longitudinais às três bacias, procurando-se passar pelo centro delas e utilizando estações profundas. O mesmo não foi feito para os dados coletados em 2003, devido às limitações da OMP. Assim sendo, a composição dos três perfis é:

- Perfil Longitudinal da bacia Ocidental, composto pelas estações (#) 09, 19 e 29. A # 09 pertence ao perfil ilha Low – ilha Trinity, a # 19 ao perfil ilha Deception – península Antártica (que é o limite da bacia Ocidental) e a # 29, já na bacia Central, ao perfil ilha Livingston – península Antártica;

- Perfil Longitudinal da bacia Central, composto pelas estações 36, 45 e 52. A # 36 pertence ao perfil ilha Nelson – península Antártica, a # 45 ao perfil Baía do Almirantado – península Antártica e a # 52, ao perfil cabo Melville – ilha D’Urville;

- Perfil Longitudinal da bacia Oriental, composto pelas estações 61 e 65. A # 61 pertence ao perfil Norte da ilha Bridgeman – ilha Joinville e a # 65, ao perfil ilha Gibbs – ilha Joinville.

Desta forma, uma melhor visualização da estrutura de massas de água e da distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos ao longo das regiões mais profundas do estreito de Bransfield é obtida.

Capítulo 5 – Resultados

5.1 – Estrutura de massas de água no estreito de Bransfield durante o verão de 2003

5.1.1 – Bacia Central

5.1.1.1 – Perfil cabo Melville – ilha D’Urville

- **Análise hidrográfica clássica**

A distribuição de temperatura potencial ([Figura 5a](#)) mostra que ela diminui da porção superior (camada intermediária) em direção ao fundo, sendo que as águas mais frias são aquelas que ocupam a camada profunda e de fundo das estações (#) 02, 03, 04 e 05 com aproximadamente $-1,5^{\circ}\text{C}$, que são também as mais profundas do perfil. Na camada intermediária as águas mais frias (-1°C) são encontradas próximas à ilha D’Urville e as temperaturas mais elevadas ($0,6^{\circ}\text{C}$) encontram-se próximas ao cabo Melville, na quebra do talude da plataforma das ilhas Shetland do Sul. Este padrão se repete nos demais perfis da bacia Central.

A distribuição da salinidade ([Figura 5b](#)) apresenta valores menores na camada intermediária, aumentando em direção ao fundo, exceto entre 400 m e 600 m de profundidade na # 02, onde se pode notar a intrusão de uma água bastante salina (34,62). Águas menos salinas são encontradas nas proximidades da ilha D’Urville e águas mais salgadas, associadas à presença de CDW (vide capítulo 4), nas proximidades do cabo Melville.

O diagrama θ/S do perfil (Figura 5c) mostra a distribuição das massas de água com pouca influência da Água Circumpolar Profunda (CDW), e sendo fortemente influenciadas pela Água Cálida Profunda Modificada (MWDW). Nota-se, também, a presença marcante da Água de Plataforma com Alta Salinidade (HSSW) nas porções mais profundas do perfil. A forma bifurcada do diagrama aparece de forma bem discreta, mas permite supor uma influência de Água de Inverno (WW) nas camadas superiores.

- **Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)**

A melhor composição para a OMP do perfil combina a SWT2 de HSSW (Figura 5d), com a SWT1 de MWDW (Figura 5e) e a SWT2 de WW (Figura 5f). Nesta análise obteve-se um resíduo máximo de 6%. Entretanto, como explicado no capítulo 4, a solução da matriz de dados foi de apenas 26%. Isso é, a OMP conseguiu identificar as contribuições de massas de água em 26% da matriz de dados. Por isso, somente as contribuições para as águas até aproximadamente 700 m foram discriminadas. Nota-se uma contribuição de até 45% de HSSW a partir dos 500 m. Uma contribuição de aproximadamente 50% de MWDW abaixo de 200 m, ocorrendo uma intrusão de CDW (conforme capítulo 4) com contribuição de até 100% na # 02 ($\theta > 0,2^{\circ}\text{C}$). Observa-se, também, próximo a ilha D'Urville, a contribuição de até 55% de WW na camada superficial até 400 m. Esta contribuição diminui em direção ao cabo Melville.

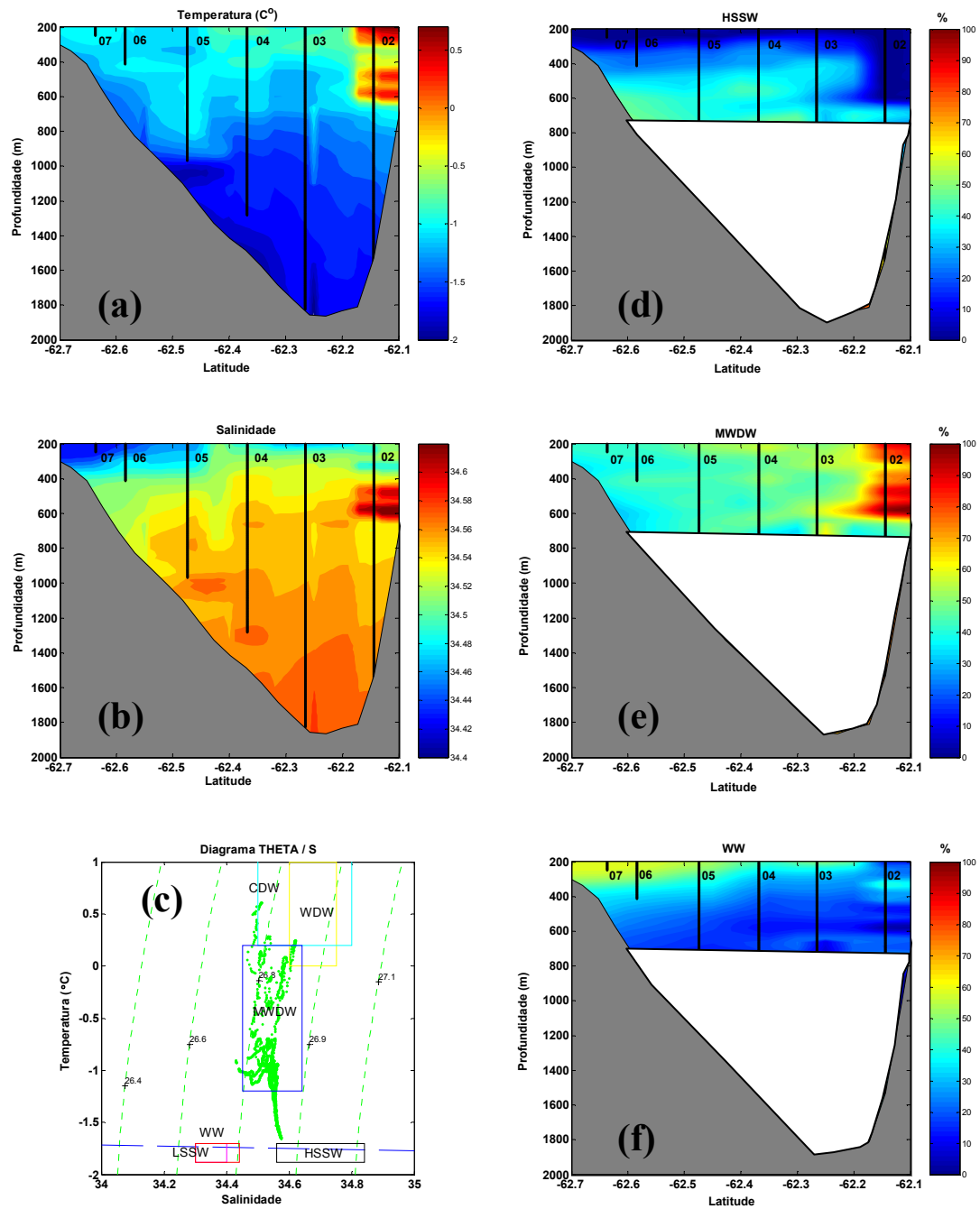


Figura 5 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos e das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil cabo Melville – ilha D’Urville para o verão de 2003 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) diagrama θ/S , (d) HSSW, (e) MWDW, (f) WW.

5.1.1.2 – Perfil Baía do Almirantado – península Antártica

- **Análise hidrográfica clássica**

A distribuição de temperatura potencial (Figura 6a) mostra que a mesma diminui da porção superior (camada intermediária) em direção ao fundo, sendo que as águas mais frias são aquelas que ocupam a camada profunda e de fundo das # 09, 10 e 11 (aproximadamente $-1,5^{\circ}\text{C}$) que são, também, as estações mais profundas do perfil.

A salinidade (Figura 6b) apresenta os menores valores na camada intermediária, aumentando em direção ao fundo, exceto entre 400 m e 600 m de profundidade na # 08, onde se pode notar uma intrusão de uma água altamente salina (34,62) associada a presença de CDW. Águas menos salinas (34,4) são encontradas em toda a camada intermediária superior (até 400 m), acentuadamente, nas proximidades da península Antártica e da baía do Almirantado associadas ao degelo de geleiras.

O diagrama θ/S do perfil (Figura 6c) indica a distribuição das massas de água, com pouca influência de CDW, fortemente influenciadas pela MWDW e uma presença marcante de HSSW nas porções mais profundas do perfil. A conformação bifurcada do diagrama, típica da bacia Central, não ocorre e assim não permite supor a influência de WW na camada superficial.

- **Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)**

A melhor combinação para a OMP do perfil, é a SWT2 de HSSW (Figura 6d), com a SWT1 de MWDW (Figura 6e) e a SWT2 de WW (Figura 6f). Nesta análise obteve-se um resíduo máximo de 9%. A solução da matriz de dados foi de apenas 23%. Assim, somente as contribuições para as águas até aproximadamente 700 m foram discriminadas. Nota-se uma contribuição de até 45% de HSSW a partir dos 600 m e de aproximadamente 50% de MWDW abaixo de 200 m, ocorrendo uma intrusão de CDW

($\theta > 0,2^{\circ}\text{C}$), com até 100% na # 08 abaixo dos 300 m (conforme capítulo 4) e de até 55% de WW acima dos 400 m próximo a península Antártica e diminuindo gradativamente em espessura até desaparecer próximo a ilha Rei George.

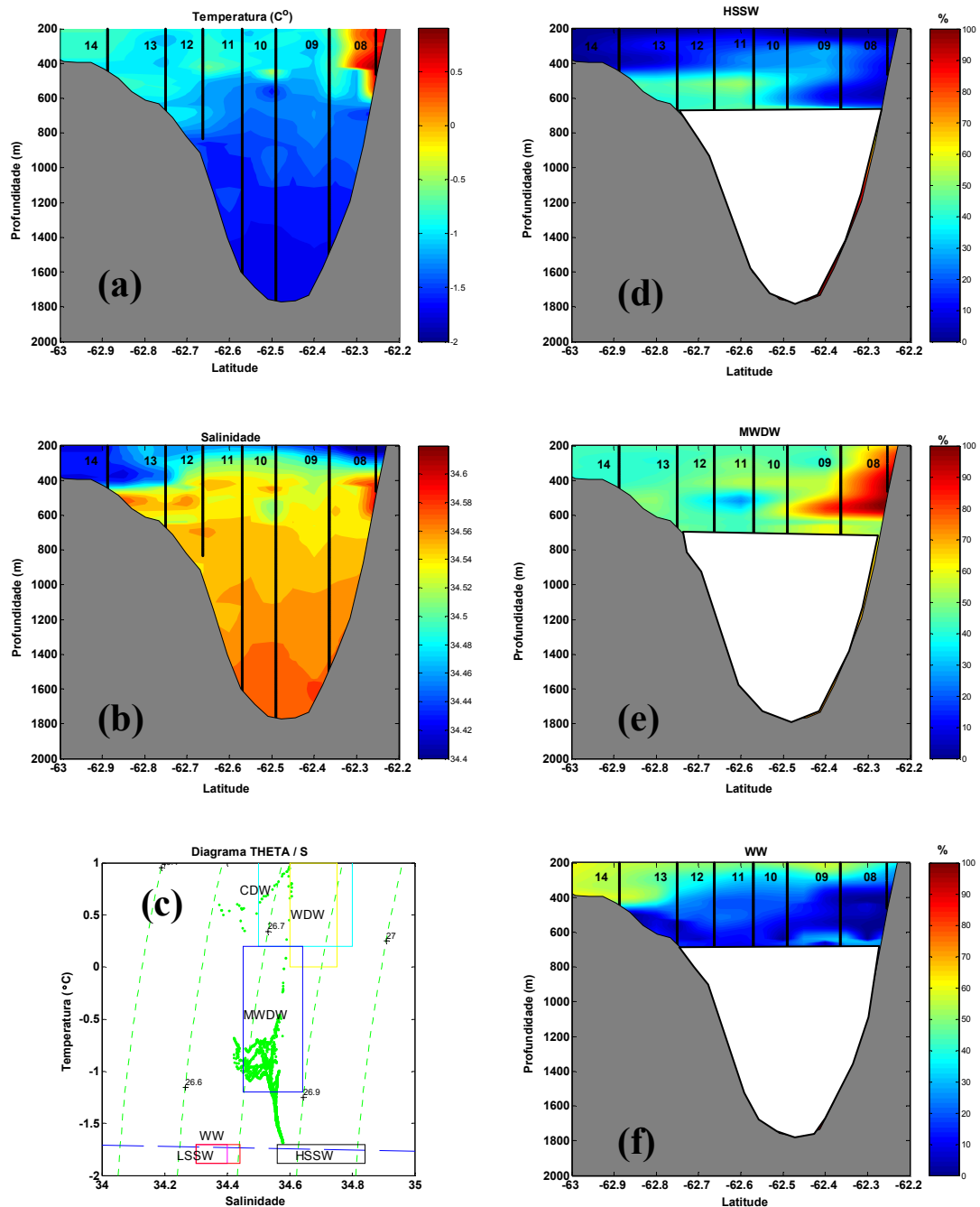


Figura 6 — Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos e das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil Baía do Almirantado – península Antártica para o verão de 2003 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) diagrama θ/S , (d) HSSW, (e) MWDW, (f) WW.

5.1.1.3 – Perfil ilha Nelson – península Antártica

- **Análise hidrográfica clássica**

A distribuição de temperatura potencial (Figura 7a) mostra que a mesma diminui da camada intermediária em direção ao fundo. As águas mais frias são aquelas que ocupam a camada profunda e de fundo das # 19, 20 e 21 (aproximadamente $-1,5^{\circ}\text{C}$), são também, as estações mais profundas do perfil.

A distribuição da salinidade (Figura 7b) apresenta menores índices na camada intermediária, aumentando em direção ao fundo. Águas menos salinas (34,3) são encontradas na camada acima dos 300 m na # 22.

O diagrama θ/S do perfil (Figura 7c) mostra uma distribuição das massas de água bem definida com uma pequena porção influenciada por CDW, e a maior parte, influenciadas por MWDW e com a presença marcante de HSSW nas porções mais profundas do perfil. A forma bifurcada do diagrama, típica da bacia Central não está clara e assim não permite supor a influência de WW na camada superficial.

- **Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)**

A melhor combinação para a OMP do perfil, novamente, é aquela entre a SWT2 de HSSW (Figura 7d) com a SWT1 de MWDW (Figura 7e) e a SWT2 de WW (Figura 7f). Assim, como nos perfis anteriores, a OMP não consegue um bom ajuste para as tentativas que incluem CDW, apesar de ela aparecer no diagrama θ/S . Para a combinação escolhida, obteve-se um resíduo máximo de 10% e a solução da matriz de dados foi de apenas 33%. Somente as contribuições para as águas até ~650 m foram discriminadas. Nota-se a contribuição em até 45% de HSSW a partir dos 550 m. Aproximadamente 50% de MWDW abaixo da profundidade de 200 m, ocorrendo uma intrusão de CDW ($\theta > 0,2^{\circ}\text{C}$), com até 100% na # 22 abaixo dos 500 m (conforme

capítulo 4) e até 55% de WW acima dos 400 m de profundidade, próximo à península Antártica e a ilha Nelson, diminuindo em espessura na porção central do perfil.

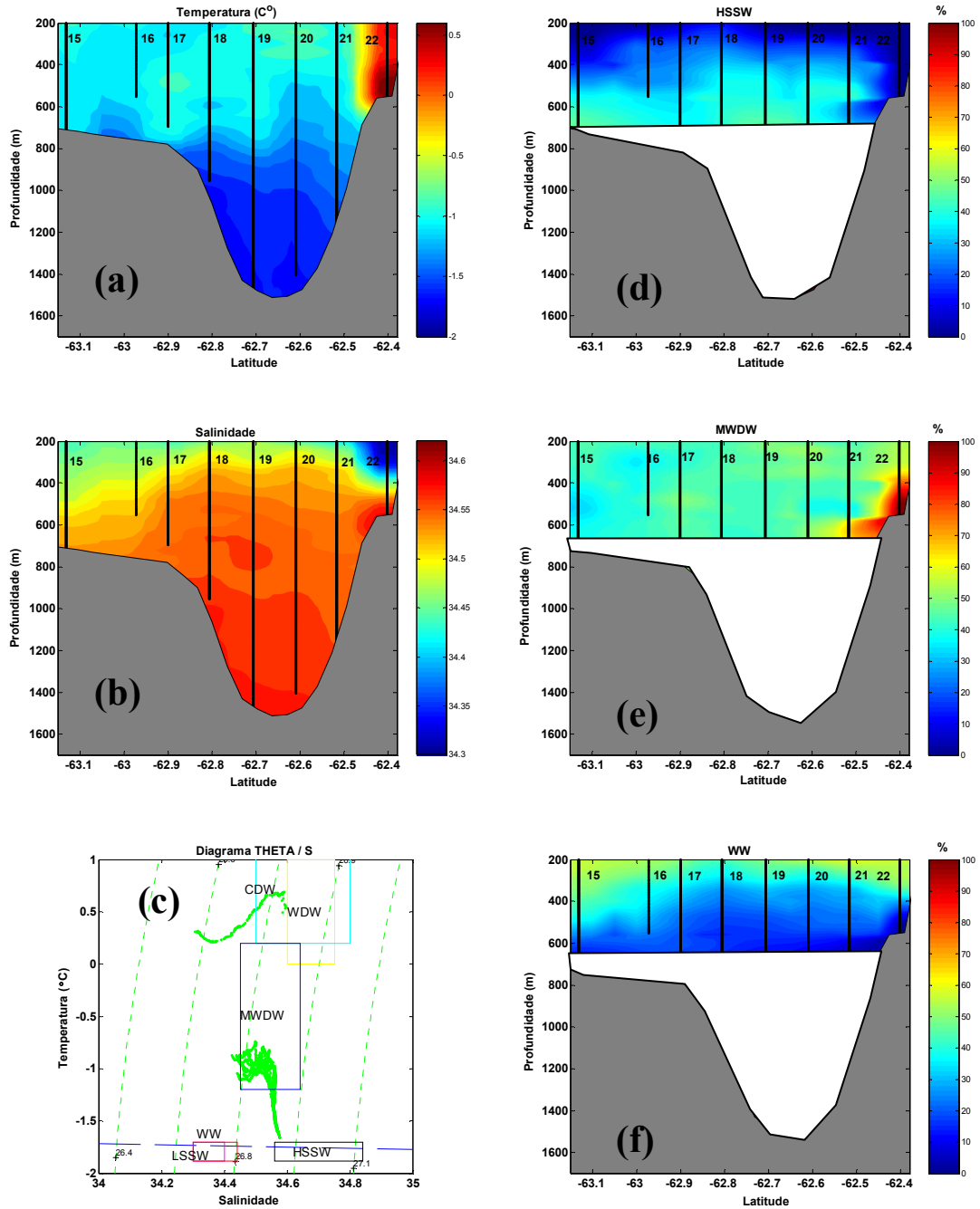


Figura 7 — Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos e das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Nelson – península Antártica para o verão de 2003 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) diagrama θ/S , (d) HSSW, (e) MWDW, (f) WW.

5.1.1.4 – Perfil ilha Livingston – península Antártica

- **Análise hidrográfica clássica**

A distribuição de temperatura potencial (Figura 8a) mostra que ela diminui da camada intermediária em direção ao fundo, as águas mais frias são aquelas que ocupam a camada profunda e de fundo das # 24, 26, 27 e 28 (aproximadamente $-1,45^{\circ}\text{C}$) e são também as estações mais profundas do perfil. Ocorrem de modo excepcional, um núcleo com aproximadamente 0°C na profundidade de 400 m da # 27 e uma marcante intrusão de água com $\theta > -0,25^{\circ}\text{C}$ entre 200 m e 750 m na # 29.

A distribuição da salinidade (Figura 8b) apresenta menores índices na camada intermediária, aumentando em direção ao fundo. Todavia, se reproduz para a salinidade, os mesmos casos excepcionais nas mesmas faixas de profundidade das estações 27 e 29. Na camada mais superficial (200-300 m), a distribuição da salinidade mostra águas menos salinas (34,38), sendo mais larga nas extremidades do perfil. Águas mais salgadas são encontradas na porção central do perfil e nos casos excepcionais descritos para as # 27 e 29.

O diagrama θ/S do perfil (Figura 8c) mostra uma distribuição bem definida das massas de água, com uma porção influenciada por CDW e a maior parte por MWDW. A HSSW marca as porções mais profundas do perfil e a WW a porção superior, o que é configurado a partir da forma bifurcada do diagrama, típica da bacia Central, onde se vê um ramo apontando para HSSW e o outro para WW. Apesar das temperaturas potenciais aqui serem maiores do que nos perfis anteriores da bacia Central.

- **Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)**

A melhor combinação para a OMP do perfil é entre a SWT2 de HSSW (Figura 8d), com a SWT1 de MWDW (Figura 8e) e a SWT2 de WW (Figura 8f). Diferente dos

perfis anteriores, a OMP consegue um bom ajuste para as tentativas que incluem a CDW, a qual aparece na # 29. Para a combinação escolhida, foi obtido um resíduo máximo de 7% e a solução da matriz de dados foi de apenas 48%. Por isso somente as contribuições para as águas até aproximadamente 825 m de profundidade foram discriminadas. Nota-se uma contribuição de 35 a 45% de HSSW a partir dos 450 m e aproximadamente 50% de MWDW abaixo da profundidade de 200 m. Ocorre uma intrusão de CDW ($\theta > 0,2^{\circ}\text{C}$), com até 100% na # 29 entre 350 e 600 m e um núcleo de 75%, provavelmente um vórtice de CDW, na profundidade de 400 m da # 27. Observa-se uma contribuição de até 55% de WW acima dos 300 m, diminuindo em espessura próximo a ilha Livingston.

5.1.2 – Bacia Oriental

5.1.2.1 – Perfil Norte da ilha Bridgeman – ilha Joinville

- **Análise hidrográfica clássica**

A distribuição de temperatura potencial (Figura 9a) mostra águas com aproximadamente $-1,25^{\circ}\text{C}$ ocupando a camada profunda e de fundo das estações 30, 31 e 32. Águas frias ($-1,1^{\circ}\text{C}$) também ocorrem nas estações mais próximas à península Antártica. De modo excepcional, nota-se um núcleo com aproximadamente $-0,6^{\circ}\text{C}$ acima dos 300 m na # 30.

A distribuição da salinidade (Figura 9b) apresenta menores índices (34,4) na camada intermediária superior (até 300 m), aumentando em direção ao fundo (34,57). Na camada entre 200 e 300 m, águas menos salinas (34,4) ocorrem desde a península Antártica até próximo a # 31. A partir daí, águas mais salinas são encontradas na porção do perfil próxima do norte da ilha Bridgeman (34,53).

O diagrama θ/S do perfil (Figura 9c) mostra uma distribuição de massas de água bem definida, com a maior parte influenciadas por MWDW.

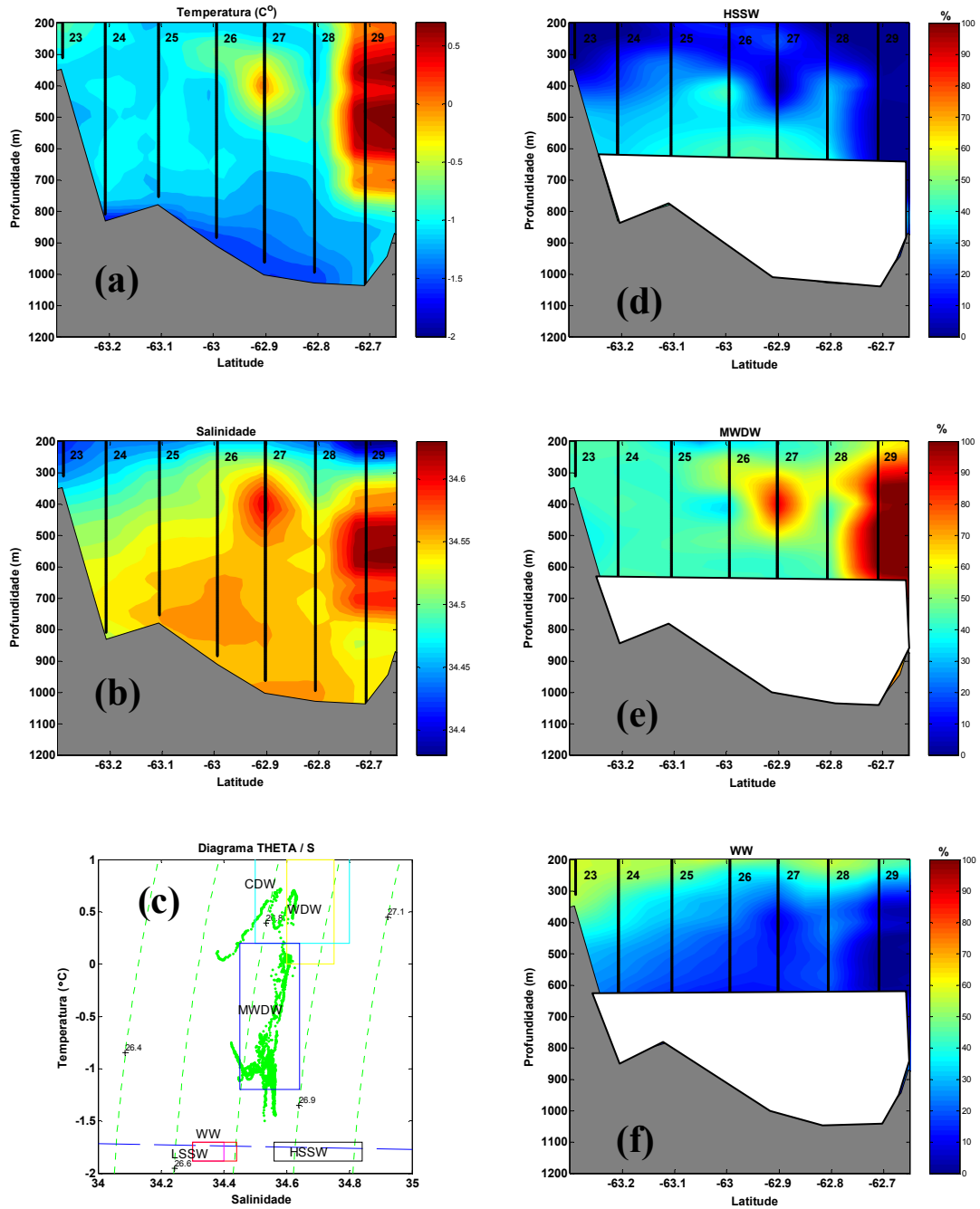


Figura 8 — Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos e das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Livingston – península Antártica para o verão de 2003 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) diagrama θ/S , (d) HSSW, (e) MWDW, (f) WW.

- **Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)**

A melhor combinação de SWT para o perfil se dá entre a SWT1 e SWT2 de MWDW (Figura 9d) e a SWT2 de WW (Figura 9e). Para tal, obteve-se um resíduo máximo de 0,75% e a solução da matriz de dados foi de apenas 52%. Por isso somente as contribuições para as águas até aproximadamente 1120 m foram discriminadas. A contribuição de MWDW abaixo da profundidade de 250 m foi de 100%. A WW contribui com 50% entre 200 e 250 m, diminuindo em espessura das proximidades da península Antártica em direção ao norte da ilha Bridgeman.

5.1.2.2 – Perfil ilha Gibbs – ilha Joinville

- **Análise hidrográfica clássica**

A distribuição de temperatura potencial (Figura 10a) mostra que ela diminui da camada intermediária em direção ao fundo, onde as águas mais frias são aquelas que ocupam a camada profunda e de fundo das # 38, 39 e 40 (aproximadamente $-1,2^{\circ}\text{C}$). Na camada intermediária ocorrem águas mais frias ($-0,9^{\circ}\text{C}$) nas proximidades da ilha Gibbs e levemente menos frias ($-0,8^{\circ}\text{C}$ a $-0,5^{\circ}\text{C}$) nas proximidades da ilha Joinville.

A distribuição da salinidade (Figura 10b) mostra menores valores na camada intermediária superior (34,42), aumentando em direção ao fundo (34,56). Na camada mais superficial, entre 200 e 300 m. Águas menos salinas (34,42) ocorrem entre a península Antártica e a # 39. Deste ponto, em diante, águas mais salinas são encontradas na porção do perfil mais próxima do norte da ilha Gibbs (34,48).

O diagrama θ/S do perfil (Figura 10c) mostra as massas de água influenciadas por MWDW.

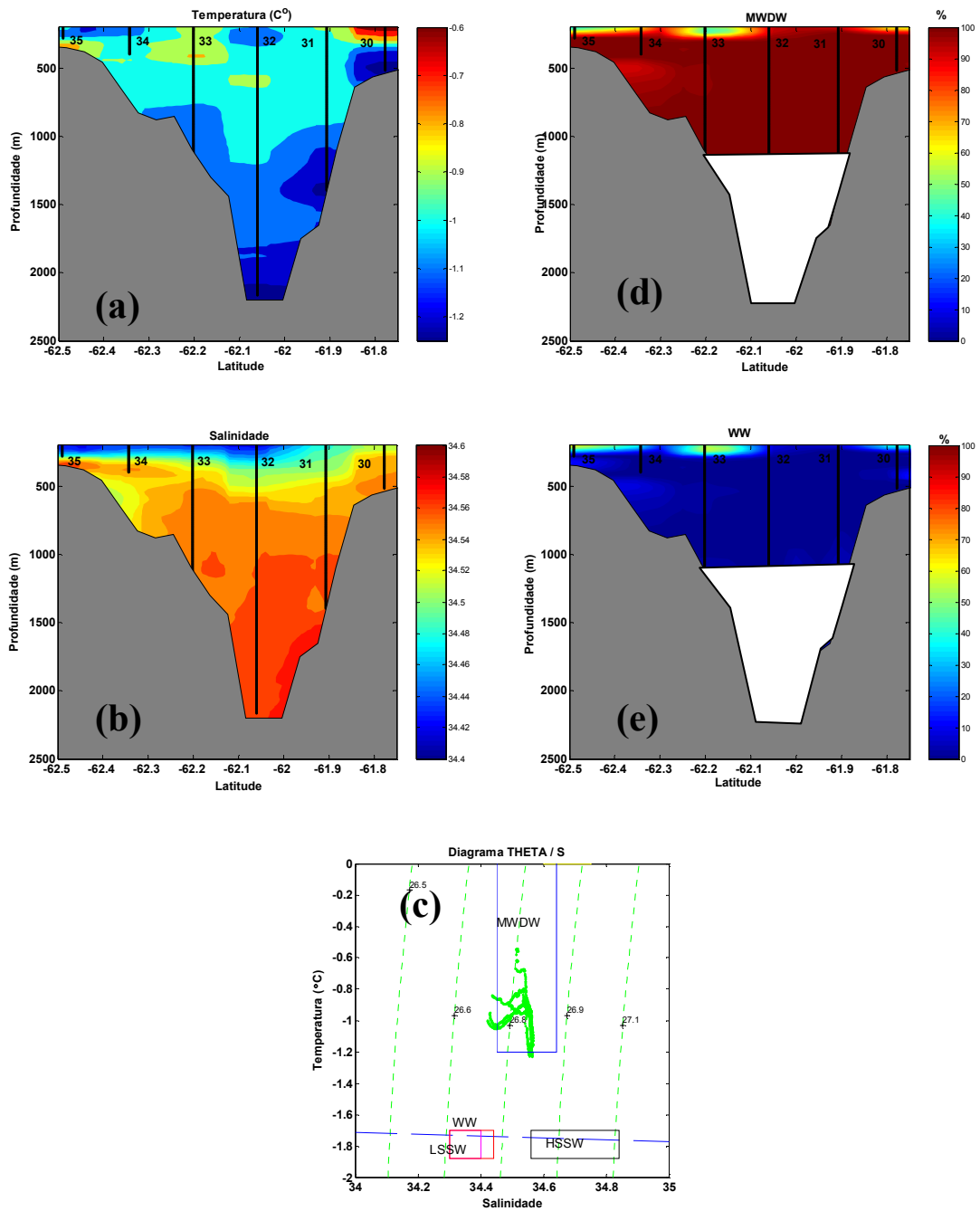


Figura 9 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos e das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil Norte da ilha Bridgeman – ilha Joinville para o verão de 2003 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) diagrama θ/S , (d) MWDW, (e) WW.

- **Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)**

A melhor combinação para a OMP do perfil se dá entre a SWT1 e SWT2 de MWDW (Figura 10d) e a SWT2 de WW (Figura 10e). Para tal, obteve-se um resíduo máximo de 0,75%. A solução da matriz de dados foi de apenas 54%. Por isso somente as contribuições para as águas até aproximadamente 1100 m foram obtidas. A contribuição de MWDW abaixo da profundidade de 350 m foi de 100%, a de WW de 50% na camada entre os 200 e 350 m, e diminui em espessura da península Antártica para as vizinhanças da ilha Gibbs.

5.2 – Estrutura de massas de água no estreito de Bransfield durante o verão de 2004

5.2.1 – Bacia Ocidental

5.2.1.1 – Perfil ilha Liège – ilha Trinity

- **Análise Hidrográfica Clássica**

A distribuição de temperatura potencial (Figura 11a) mostra inversões, com baixas temperaturas (-0,4°C a -0,5°C) entre 200 m e 350 m e uma camada mais quente (-0,3°C a -0,2°C) acima e abaixo. Um núcleo de água relativamente quente (0,1°C) é encontrado entre 400 m e 550 m na # 02. Valores menores (-0,35°C) ocorrem no fundo das # 01 e 02, que são as mais profundas do perfil. Na camada intermediária as temperaturas são relativamente homogêneas para os mesmos níveis de profundidade das estações até os 400 m. Abaixo desta profundidade, ocorre um núcleo de água quente (0,15°C) na # 02 que não é reproduzido na # 01.

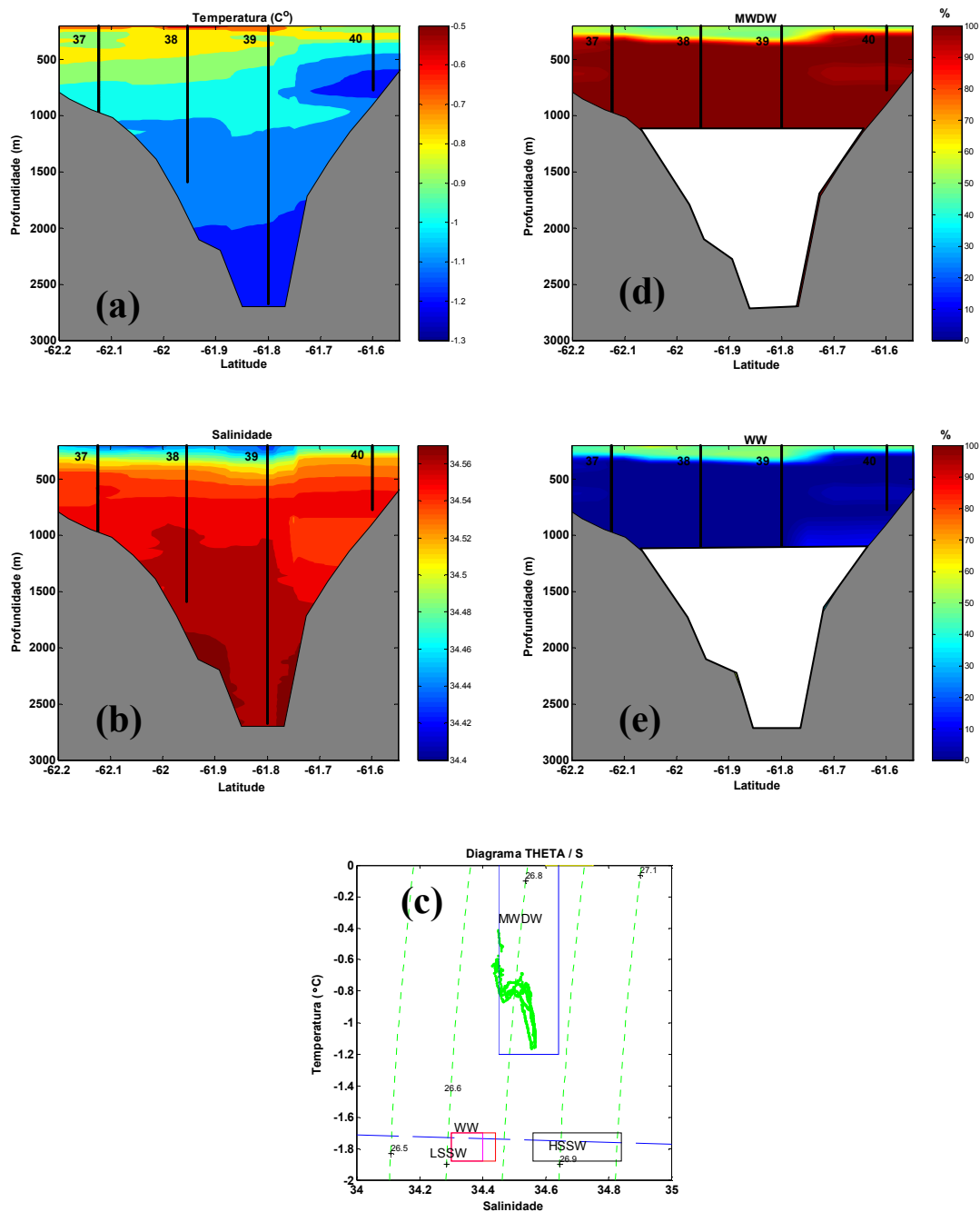


Figura 10 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos e das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Gibbs – ilha Joinville para o verão de 2003 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) diagrama θ/S , (d) MWDW, (e) WW.

A salinidade (Figura 11b) apresenta menores valores na camada intermediária (34,41), aumentando em direção ao fundo (34,53), exceto entre 480 m e 680 m de profundidade na # 02, onde se pode notar uma intrusão de uma água bastante salgada (34,55). Até os 350 m as águas menos salinas estão na porção mais central do perfil.

Entretanto, abaixo dos 400 m da # 02, ocorre um núcleo de água relativamente mais salgada (34,55) e que não se reproduz na # 01.

A distribuição de oxigênio dissolvido na água (Figura 11c) mostra maiores concentrações na porção intermediária superior, diminuindo em direção ao fundo. Exceção ocorre na # 02 entre 400 m e 600 m, onde aparece um núcleo de água menos oxigenada (225 μM). Águas com maior concentração (260 μM) são encontradas nas proximidades da ilha Trinity e águas menos oxigenadas nas proximidades da ilha Liège entre 200 m e 300 m de profundidade. Na # 02 ocorre um núcleo de água pouco oxigenada que não é observado na # 01 na mesma profundidade.

O diagrama θ/S do perfil (Figura 11d) mostra o domínio da MWDW, a influência de CDW e a falta de evidências de WW.

- **Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)**

A melhor composição para a OMP do perfil combina a SWT1 de CDW (Figura 12a), a SWT1 de MWDW (Figura 12b) e a SWT2 de WW (Figura 12c). Para tal se obteve um resíduo máximo de 0,27%. A solução da matriz de dados foi de 100%. Nota-se uma contribuição de até 47% de CDW entre aproximadamente 200 m e 350 m. Observa-se aproximadamente 85% de MWDW abaixo dos 300 m nas estações mais profundas (01 e 02) e a sua quase ausência nas estações próximas à ilha Trinity. WW representou até 60% na camada mais superficial estudada até os 400 m, próximo a ilha Trinity e até 300 m na ilha Liège. A OMP não identificou um núcleo de MWDW mais típica na # 02, pois o intervalo dos parâmetros considerados (temperatura potencial, salinidade e oxigênio dissolvido na água), estão todos dentro das características gerais de MWDW.

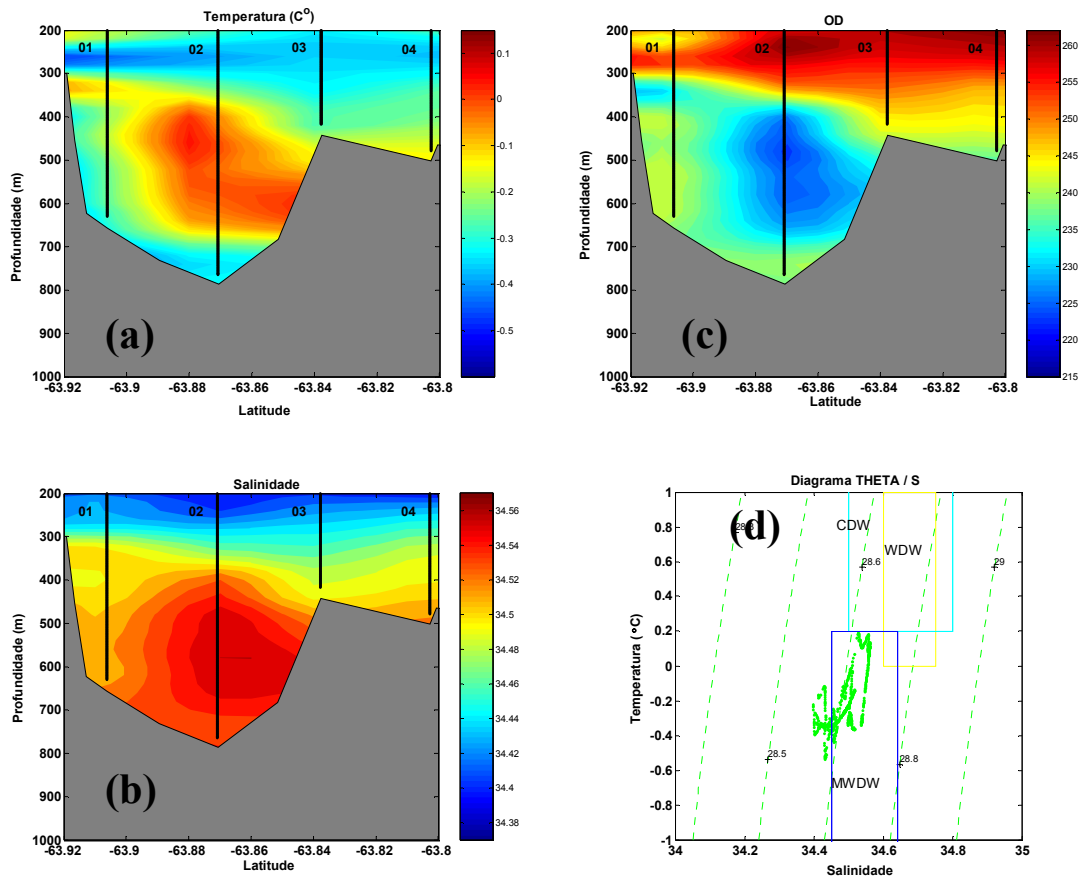


Figura 11 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos ao longo do perfil ilha Liège - ilha Trinity para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S .

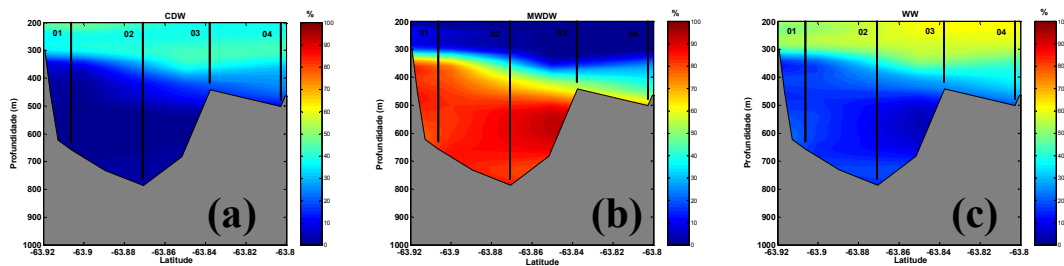


Figura 12 – Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Liège - ilha Trinity para o verão de 2004. (a) CDW, (b) MWDW, (c) WW.

5.2.1.2 – Perfil ilha Trinity – ilha Low

- **Análise Hidrográfica Clássica**

A distribuição de temperatura potencial (Figura 13a) evidencia uma redução da mesma da porção mais superficial para o fundo, exceto na estação próxima a ilha Trinity. Inversões são observadas na # 07, onde se verifica baixas temperaturas ($-0,4^{\circ}\text{C}$ a $-0,5^{\circ}\text{C}$) entre os 200 m e 350 m, com uma camada mais quente ($0,5^{\circ}\text{C}$ a $0,7^{\circ}\text{C}$) entre os 450 m e os 500 m. Um núcleo de água mais quente (até $1,3^{\circ}\text{C}$) é encontrado entre 200 m e 400 m na # 11 e água fria ($-0,35^{\circ}\text{C}$) ocorre no fundo da # 09, a mais profunda do perfil. Na camada intermediária superior (até 300 m) a temperatura diminui da ilha Trinity para a ilha Low. Abaixo disso, ocorre o núcleo de água quente na # 07 que é reproduzido na # 08. No fundo da # 07 a temperatura diminui novamente ($-1,0^{\circ}\text{C}$) Nas estações 09 e 11, abaixo dos 500 m, ela aumenta do centro do perfil ($-0,5^{\circ}\text{C}$) para as vizinhanças da ilha Low ($-0,2^{\circ}\text{C}$).

A salinidade (Figura 13b) apresenta menores valores, na camada intermediária, aumentando em direção ao fundo, exceto entre 325 m e 400 m de profundidade na # 11, onde se pode notar uma intrusão de uma água bastante salgada (34,63). Águas menos salinas estão na porção mais central do perfil para os mesmos níveis de profundidade. Águas pouco salinas (34,23) aparecem na camada superior da # 10 até os 300 m.

A distribuição de oxigênio dissolvido (Figura 13c) mostra maiores concentrações na porção intermediária superior diminuindo em direção ao fundo, exceto na # 11, entre 250 m e 450 m, onde ocorre um núcleo de água menos oxigenada ($180\ \mu\text{M}$ a $200\ \mu\text{M}$) do que no fundo e nas # 07 e 08 onde, entre 425 m e 525 m ocorre um núcleo de $210\ \mu\text{M}$. Águas com maior concentração ($260\ \mu\text{M}$) são encontradas nas proximidades da ilha Trinity, no fundo da # 07 e no topo da # 10 e águas menos

oxigenadas nas proximidades da ilha Low na faixa que vai dos 250 m até os 450 m de profundidade na # 11.

O diagrama θ/S do perfil (Figura 13d) evidencia o domínio da MWDW, a influência de CDW e não mostra evidências de WW.

- **Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)**

A melhor composição para a OMP do perfil, é entre a SWT1 de CDW (Figura 14a), a SWT1 de MWDW (Figura 14b) e a SWT2 de WW (Figura 14c). Para tal se obteve um resíduo máximo de 0,9%. A solução da matriz de dados foi de 100%. Nota-se uma contribuição de até 60% de CDW entre 200 m e 350 m, sendo que próximo à ilha Trinity, esta massa de água atinge 45% até os 500 m e próximo à ilha Low chega aos 75% entre 200 m e 450 m. A contribuição da MWDW é de aproximadamente 85% abaixo dos 450 m em todas as estações. A WW atinge 60% entre 200 e 300 m, próximo à ilha Trinity e até 250 m nas proximidades da ilha Low.

5.2.1.3 – Perfil ilha Low – ilha Deception

- **Análise Hidrográfica Clássica**

A distribuição de temperatura potencial (Figura 15a) mostra uma grande intrusão de água mais quente ($1,2^{\circ}\text{C}$) no centro do perfil entre as profundidades de 300 m e 650 m, temperaturas mais baixas ($0,25^{\circ}\text{C}$) acima e abaixo. Exceção é a estação mais próxima à ilha Low onde se pode observar interdigitações de água mais fria ($0,1^{\circ}\text{C}$) entre 350 m e 450 m e entre 525 m e 625 m e ainda mais fria ($-0,4^{\circ}\text{C}$) no fundo.

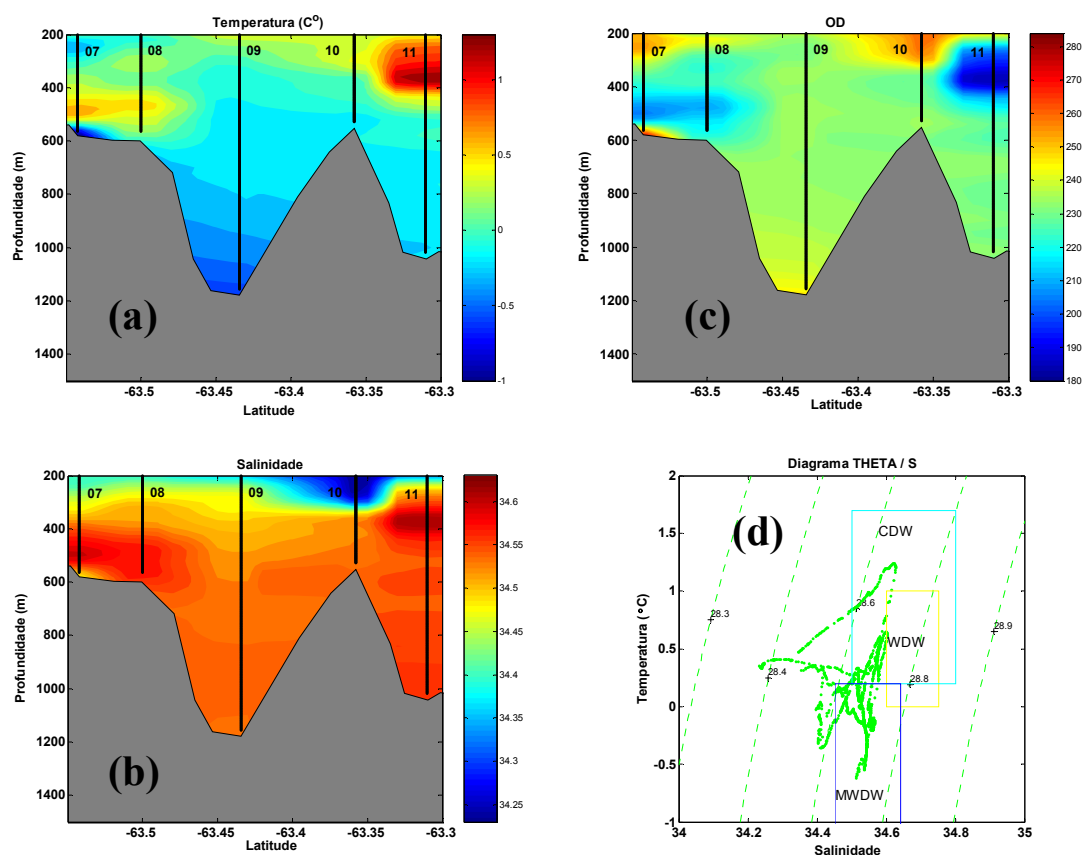


Figura 13 — Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos ao longo do perfil ilha Trinity - ilha Low para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S .

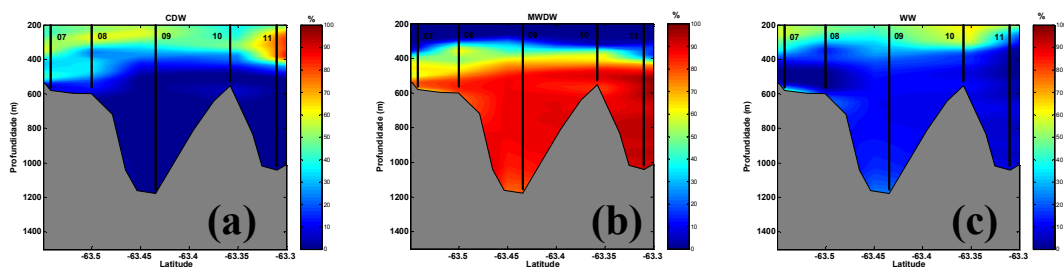


Figura 14 — Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Trinity - ilha Low para o verão de 2004. (a) CDW, (b) MWDW, (c) WW.

A salinidade (Figura 15b) apresenta menores valores na camada intermediária (34,35), aumentando em direção ao fundo (34,6), exceto entre 450 m e 600 m de profundidade nas estações centrais do perfil, onde se pode notar uma intrusão de água

relativamente mais salgada (34,66). As menores salinidades são observadas nas proximidades da ilha Low (34,53).

A distribuição de oxigênio dissolvido na água (Figura 15c) mostra maiores concentrações na porção intermediária superior (250 μM) e na estação próxima a ilha Low (220 μM a 235 μM). No restante da secção ocorre um núcleo de água menos oxigenada (180 μM a 200 μM) entre 300 m e 600 m. No fundo a concentração sobe para 210 μM .

O diagrama θ/S do perfil (Figura 15d) mostra o domínio da CDW e a contribuição MWDW e não há evidências de WW.

- **Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)**

A melhor composição para a OMP do perfil, é entre a SWT1 e SWT2 de CDW (Figura 15e) e a SWT2 de MWDW (Figura 15f). Para tal se obteve um resíduo máximo de 13,5%. A solução da matriz de dados foi de 100%. Nota-se uma contribuição de aproximadamente 100% de CDW em todo o perfil, sendo que próximo à ilha Low ocorre uma pequena contribuição de MWDW no fundo (40%).

5.2.1.4 – Perfil ilha Deception – península Antártica

- **Análise Hidrográfica Clássica**

A distribuição de temperatura potencial (Figura 16a) mostra uma redução da mesma das margens para o centro do perfil. Na margem mais próxima a península Antártica, entre 200 m e 280 m ocorre temperatura de $-0,75^{\circ}\text{C}$ e na estação próxima à ilha Deception até $0,5^{\circ}\text{C}$ ao longo de toda a coluna. Na porção central do perfil chegam entre $-1,2^{\circ}\text{C}$ e $-1,4^{\circ}\text{C}$.

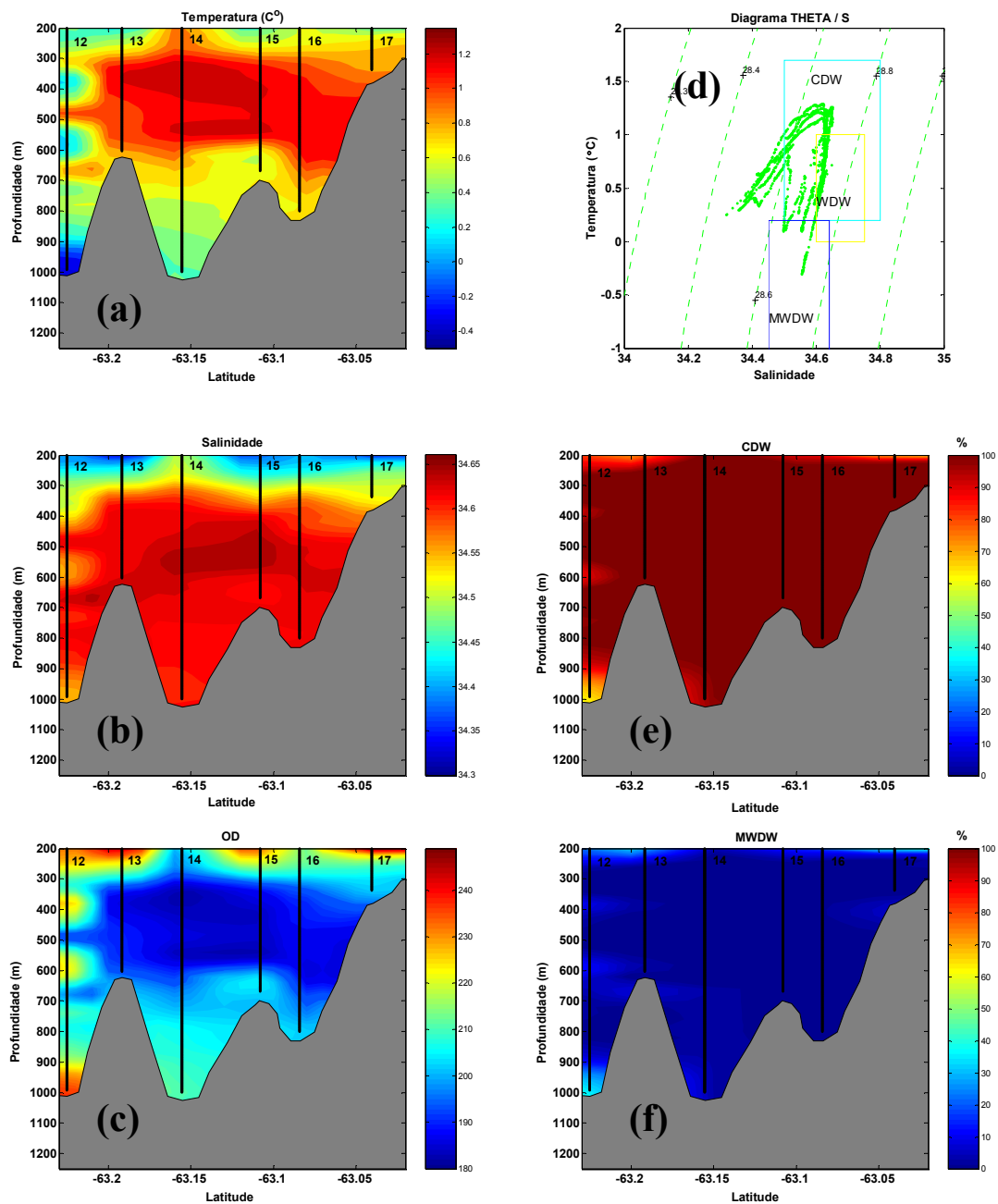


Figura 15 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos e das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Low – ilha Deception para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S , (e) CDW (f) MWDW.

A distribuição da salinidade (Figura 16b) apresenta menores valores na camada intermediária (34,2 a 34,35), aumentando em direção ao fundo (34,51). Águas menos salinas ocorrem nas margens do perfil, com 34,2, próximo à ilha Deception, e 34,35, próximo à península Antártica. No centro do perfil variam entre 34,42 e 34,51.

A distribuição de oxigênio dissolvido na água (Figura 16c) mostra maiores concentrações na porção intermediária superior (280 μM) diminuindo em direção ao fundo (258 μM). Essa redução é mais intensa na # 18, onde ocorre um núcleo de água menos oxigenada (220 μM) no fundo associada as mais altas temperaturas potenciais encontradas (0,5°C). Um núcleo de águas com maior concentração (300 μM) ocorre entre as profundidades de 200 m e 350 m na # 19, a mais profunda do perfil e águas bem pouco oxigenadas (220 μM) nas proximidades da ilha Deception. No restante do perfil as concentrações são semelhantes nos mesmos níveis de profundidade.

O diagrama θ/S do perfil (Figura 16d) mostra o domínio da MWDW, a presença de CDW menos salina e aponta evidências de WW.

- **Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)**

A melhor composição para a OMP do perfil, é entre a SWT1 de CDW (Figura 17a), a SWT1 de MWDW (Figura 17b) e a SWT2 de WW (Figura 17c). Para tal se obteve um resíduo máximo de 0,87%. A solução da matriz de dados foi de 100%. Nota-se uma contribuição de até 70% de CDW na estação mais próxima a ilha Deception. No restante do perfil esta água não é observada. A MWDW contribui com até 60% na porção profunda e de fundo das estações centrais do perfil. A WW varia de 60% a 90% até os 500 m, e 40% no fundo das estações mais profundas. A WW praticamente inexistente na estação mais próxima a ilha Deception.

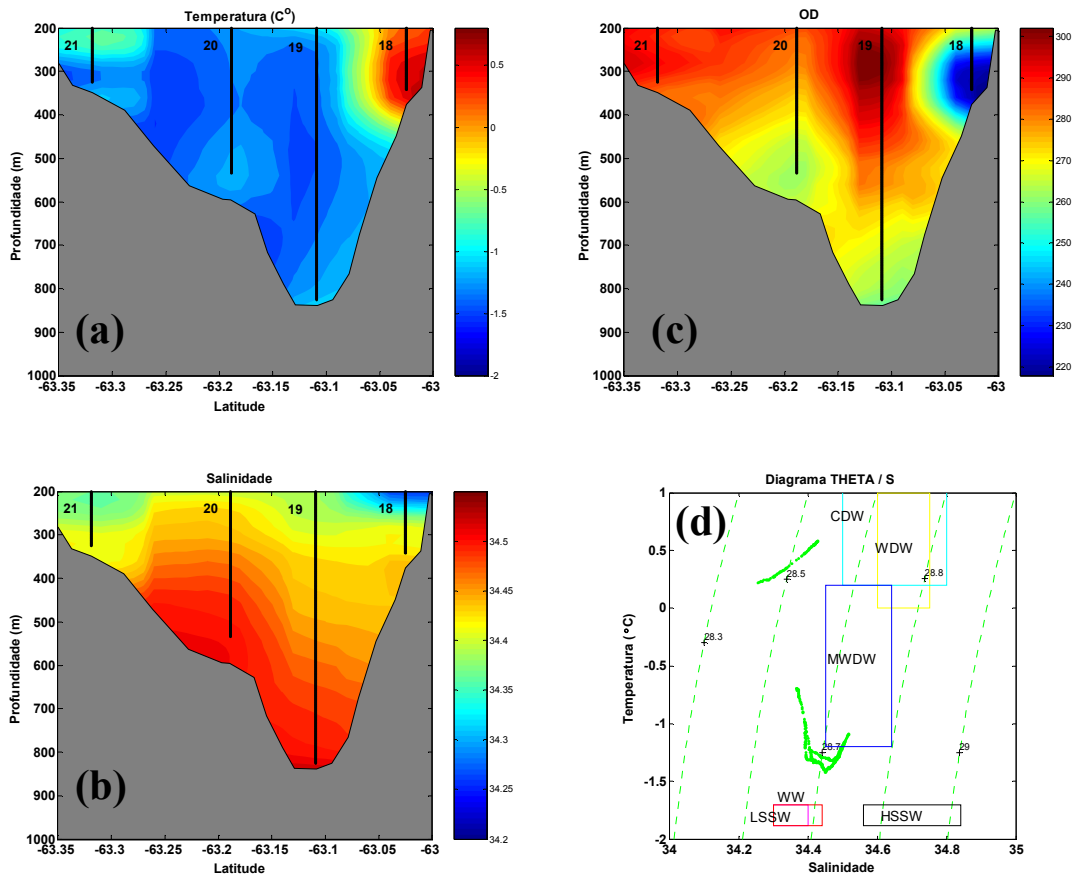


Figura 16 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos ao longo do perfil ilha Deception – península Antártica para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S .

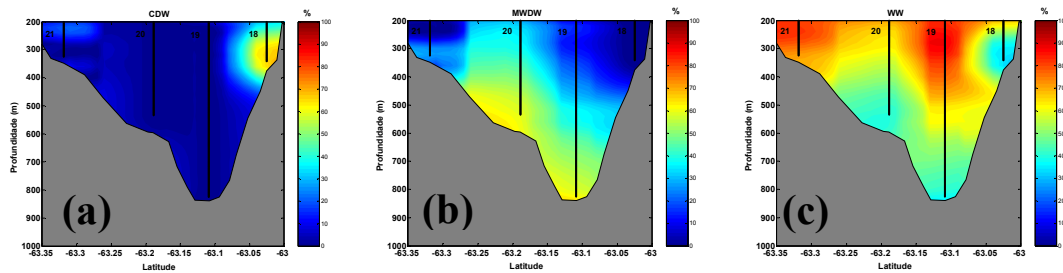


Figura 17 – Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Deception - península Antártica para o verão de 2004. (a) CDW, (b) MWDW, (c) WW.

5.2.2 – *Bacia Central*

5.2.2.1 – *Perfil ilha Livingston – península Antártica*

- **Análise Hidrográfica Clássica**

A distribuição de temperatura potencial ([Figura 18a](#)) mostra que águas mais frias ($-1,3^{\circ}\text{C}$) ocupam a camada intermediária das estações mais próximas à península Antártica (26, 27, 28 e 29) e a camada de fundo da # 31 ($-1,5^{\circ}\text{C}$), a mais profunda do perfil. As estações mais próximas à ilha Livingston (31 e 32) são preenchidas até os 650 m de profundidade por águas relativamente quentes (0°C e $0,5^{\circ}\text{C}$). Ocorre de modo excepcional, um núcleo com aproximadamente, -1°C entre as profundidades de 425 m e 550 m na # 31.

A distribuição da salinidade ([Figura 18b](#)) apresenta menores índices (34,42) na camada intermediária, aumentando em direção ao fundo (34,53). Todavia, são reproduzidos para a salinidade, os mesmos casos excepcionais nas mesmas faixas de profundidade na # 31, com a formação de três núcleos, sendo dois de maior salinidade (34,43 e 34,53) e um de menor (34,48) do que as águas que os cercam. Na camada entre 200 e 300 m, a distribuição da salinidade mostra águas menos salinas nas extremidades do perfil. Na proximidade da península Antártica a salinidade subsuperficial encontrada é de, aproximadamente, 34,39 e nas proximidades da ilha Livingston é de 34,3.

A distribuição da concentração de oxigênio dissolvido ([Figura 18c](#)) mostra que as maiores concentrações ($300\ \mu\text{M}$) estão nas estações mais próximas à península Antártica (26, 27, 28 e 29) e na camada intermediária superior (até 350 m). Nas estações próximas à ilha Livingston a concentração de oxigênio dissolvido é relativamente baixa ($230\ \mu\text{M}$). Ocorre um núcleo bem oxigenado ($280\ \mu\text{M}$) entre 425 m e 550 m, correlacionado com os núcleos de menor temperatura e salinidade.

O diagrama θ/S do perfil (Figura 18d) mostra uma distribuição das massas de água bem definida com uma porção influenciada por CDW, a maior parte influenciadas por MWDW, uma influência marcante de WW nas porções mais superficiais do perfil. A forma bifurcada do diagrama, típica da bacia Central, aparece de forma muito discreta no ramo da HSSW.

- **Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)**

A melhor combinação para a OMP do perfil é a SWT2 de CDW (Figura 19a), a SWT2 de MWDW (Figura 19b) e a SWT2 de WW (Figura 19c). A OMP consegue um bom ajuste para as tentativas que incluem CDW. Ela contribui em maior ou menor percentual em todas as estações. Para a combinação escolhida, obteve-se um resíduo máximo de 6%. A solução da matriz de dados foi de 100%. A contribuição de CDW varia de 50% nas porções profundas e de fundo das # 26, 27, 28 e 29, a 90% na porção intermediária da # 31, estando ausente no núcleo que se forma entre 450 m e 550 m. A MWDW ocorre ao longo de todo o perfil variando de 50% a 90%, exceto onde a presença de CDW é da mesma ordem. Até 50% de WW ocorre na camada mais superficial estudada até os 300 m nas proximidades da península Antártica e da ilha Livingston. Apesar de não fazer parte da OMP deste perfil, pode-se notar a influência de HSSW abaixo de 900 m na # 31, a partir da análise das distribuições de temperatura potencial, salinidade e oxigênio dissolvido.

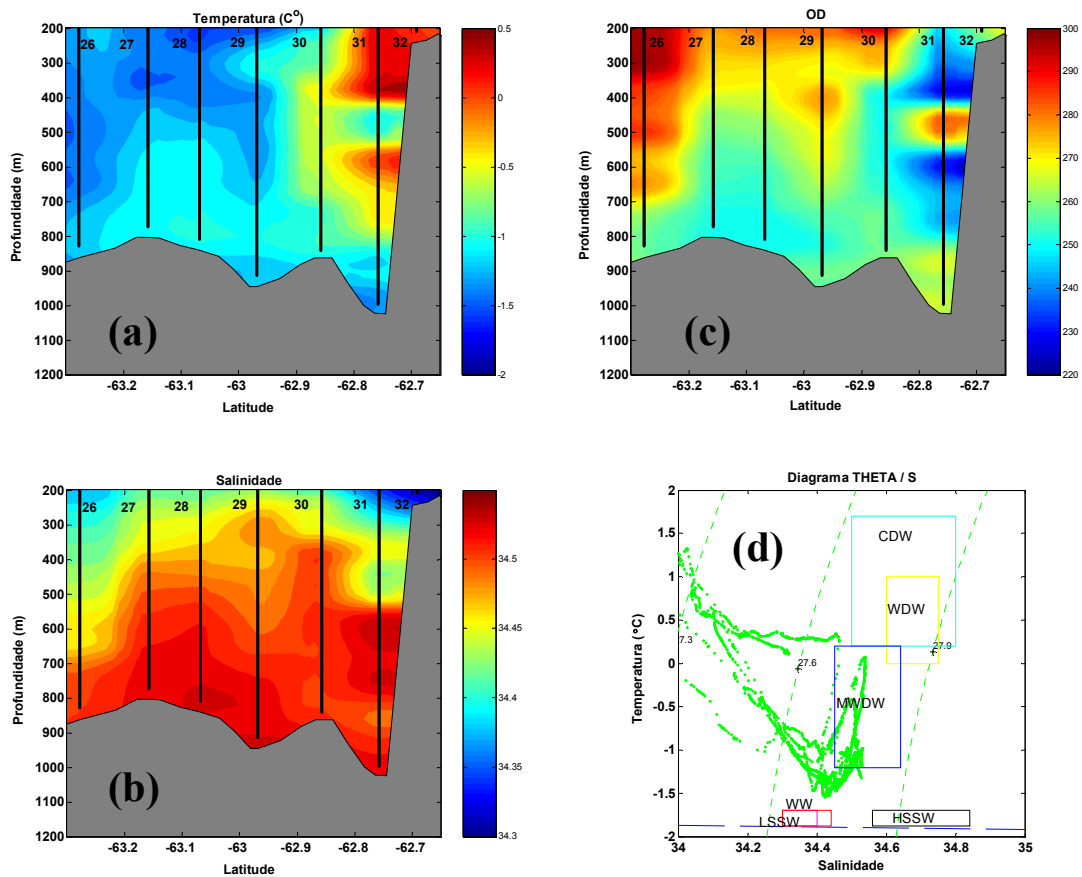


Figura 18 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos ao longo do perfil ilha Livingston – península Antártica para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S .

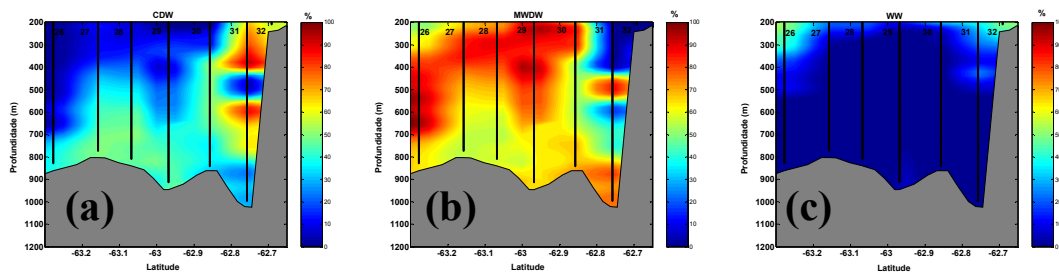


Figura 19 – Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Livingston - península Antártica para o verão de 2004. (a) CDW, (b) MWDW, (c) WW.

5.2.2.2 – Perfil ilha Nelson – península Antártica

- **Análise Hidrográfica Clássica**

A distribuição de temperatura potencial (Figura 20a) mostra que a temperatura varia muito na camada intermediária. Próximo à península Antártica ocorrem águas com

-1,55°C na # 39. Na # 40 ocorre, entre 500 m e 800 m, um núcleo de água menos fria (-1,0°C) enquanto na # 33, a mais próxima à ilha Nelson, ocorre uma água que varia de 0°C a 0,71°C. Nas estações mais profundas do perfil (34, 35 e 36) as águas de fundo chegam a -1,55°C.

A distribuição da salinidade (Figura 20b) apresenta menores índices na camada intermediária (34,45), aumentando em direção ao fundo (34,6). Águas intermediárias menos salinas (34,2) ocorrem na camada acima dos 300 m na # 33 e mais salinas (34,45 a 34,6) são encontradas na porção central do perfil.

A distribuição da concentração de oxigênio dissolvido (Figura 20c) apresenta as maiores concentrações (295 μM) na camada superior, em especial nas estações próximas a península Antártica. A camada entre 600 m e 1000 m apresenta uma concentração de 260 μM , enquanto a camada profunda e de fundo das estações mais profundas, apresenta concentrações entre 270 μM a 275 μM . Na estação mais próxima a ilha Nelson ocorre uma água com baixa concentração de oxigênio dissolvido (200 μM) a partir dos 300 m de profundidade até o fundo.

O diagrama θ/S do perfil (Figura 20d) mostra uma distribuição das massas de água bem definida com uma pequena porção influenciada por CDW, e a maior parte, formada por MWDW. Nota-se uma influência marcante de HSSW nas porções mais profundas do perfil. Ocorre a forma bifurcada do diagrama, típica da bacia Central permitindo assim, supor a influência de WW na camada superficial.

- **Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)**

A melhor combinação para a OMP do perfil, novamente, é entre a SWT2 de HSSW (Figura 21a), a SWT1 de MWDW (Figura 21b) e a SWT2 de WW (Figura 21c). Ao contrário dos perfis anteriores, a OMP consegue um bom ajuste para as tentativas

que incluem CDW, e sua influência é notada na # 33. Para esta combinação, obteve-se um resíduo máximo de 25%, mas com a maioria dos pontos no intervalo de 10%. A solução da matriz de dados foi 100%. Nota-se uma contribuição de até 25% de HSSW a partir dos 1000 m. Aproximadamente 50% de MWDW abaixo de 200 m, ocorrendo uma intrusão de CDW ($\theta > 0,2^\circ\text{C}$), com até 100% na # 33 abaixo dos 300 m (conforme capítulo 4). O núcleo de MWDW típica ocorre no fundo da # 37, abaixo de 700 m de profundidade. Até 70% de WW ocorre acima de 400 m próximo a península Antártica e observa-se entorno de 50% de WW ao longo da camada intermediária (até 1000 m) em todo o perfil. A WW, com suas características de temperatura, salinidade e oxigênio aparece no fundo da # 33 com 75 % de contribuição.

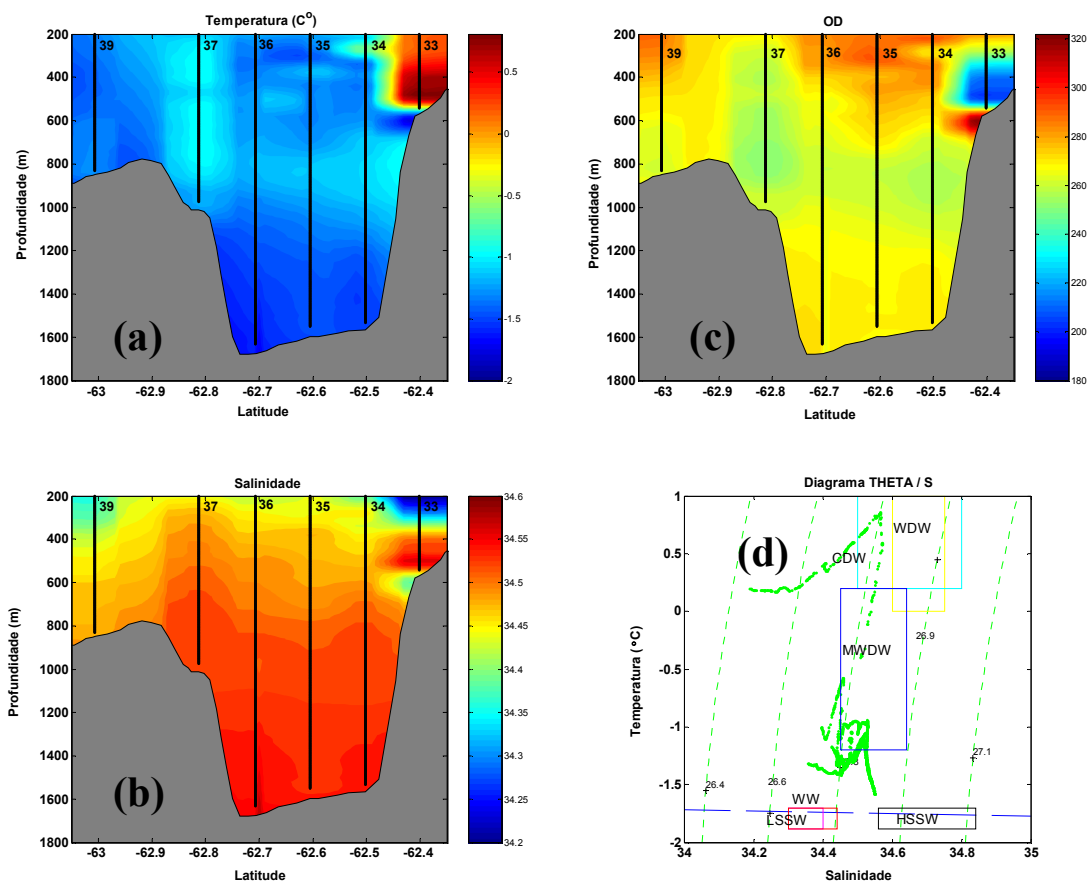


Figura 20 — Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos ao longo do perfil ilha Nelson – península Antártica para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S .

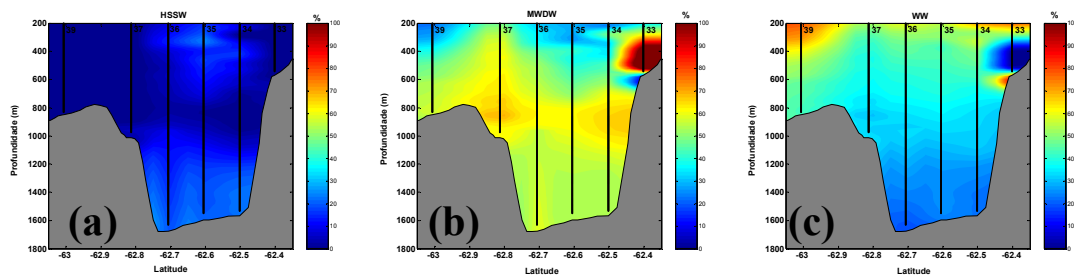


Figura 21 – Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Nelson - península Antártica para o verão de 2004. (a) HSSW, (b) MWDW, (c) WW.

5.2.2.3 – Perfil Baía do Almirantado – península Antártica

- **Análise Hidrográfica Clássica**

A distribuição de temperatura potencial (Figura 22a) mostra que a mesma varia muito na porção superior (camada intermediária). Em direção ao fundo, as águas mais frias são aquelas que ocupam a camada profunda e de fundo das estações 45, 46 e 47 com aproximadamente $-1,6^{\circ}\text{C}$ que são também, as estações mais profundas do perfil. Na camada intermediária as menores temperaturas ($-1,3^{\circ}\text{C}$) são encontradas próximas à península Antártica e as mais elevadas ($0,25^{\circ}\text{C}$) na # 48, próximas à desembocadura da Baía do Almirantado. Ocorre um núcleo de água menos fria (-1°C) entre 400 m e 850 m na # 44, um mais frio ($-1,4^{\circ}\text{C}$) entre 350 m e 500 m da # 47 e um mais quente ($0,2^{\circ}\text{C}$) entre 200 m e 450 m da # 48.

A distribuição da salinidade (Figura 22b) apresenta menores índices na camada intermediária (34,45), aumentando em direção ao fundo (34,55). Águas menos salinas (34,4) ocorrem em toda a camada intermediária superior, acentuadamente, nas proximidades da península Antártica (34,33) e da Baía do Almirantado (34,2) associadas ao degelo de geleiras. Águas mais salinas são encontradas na porção central do perfil (34,45).

A distribuição da concentração de oxigênio dissolvido (Figura 22c) também é complexa. Abaixo dos 1000 m a distribuição é praticamente homogênea ($270\ \mu\text{M}$),

enquanto nas estações próximas a península Antártica, observam-se as maiores concentrações (290 μM). Um núcleo de água menos oxigenada (255 μM) aparece entre 500 m e 850 m na # 44. Um de água bastante oxigenada (295 μM) aparece entre 300 m e 550 m na # 47, enquanto um outro de água pouco oxigenada (230 μM) é observado entre 250 m e 450 m da # 48, a mais próxima às ilhas Shetland do Sul.

O diagrama θ/S do perfil (Figura 22d) mostra a distribuição das massas de água com influência de água de degelo, provavelmente proveniente da Baía do Almirantado. Ocorre a influência de MWDW e a presença de HSSW nas porções mais profundas do perfil. A forma bifurcada do diagrama, típica da bacia Central ocorre de forma diferente neste perfil: com uma das extremidades curvada para cima, entretanto ainda permite supor a influência de WW na camada superficial.

- **Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)**

A melhor combinação para a OMP do perfil, é entre a SWT2 de HSSW (Figura 23a), a SWT1 de MWDW (Figura 23b) e a SWT2 de WW (Figura 23c). Para tal, se obteve um resíduo máximo de 14% e a solução da matriz de dados foi de 100%. Nota-se uma contribuição de até 30% de HSSW na camada profunda e de fundo das # 45, 46 e 47. Observa-se aproximadamente 50% de MWDW abaixo de 200 m, ocorrendo uma intrusão de CDW ($\theta > 0,2^\circ\text{C}$), com até 90% na # 48 entre 300 m e 500 m (conforme capítulo 4) e até 50% de WW entre 200 e 600 m. Próximo à península Antártica nas # 41 e 42 a contribuição de WW é de até 90%, assim como até os 250 m das # 47 e 48. A WW é mínima entre 300 m e 500 m da # 48 onde ocorre o núcleo de CDW.

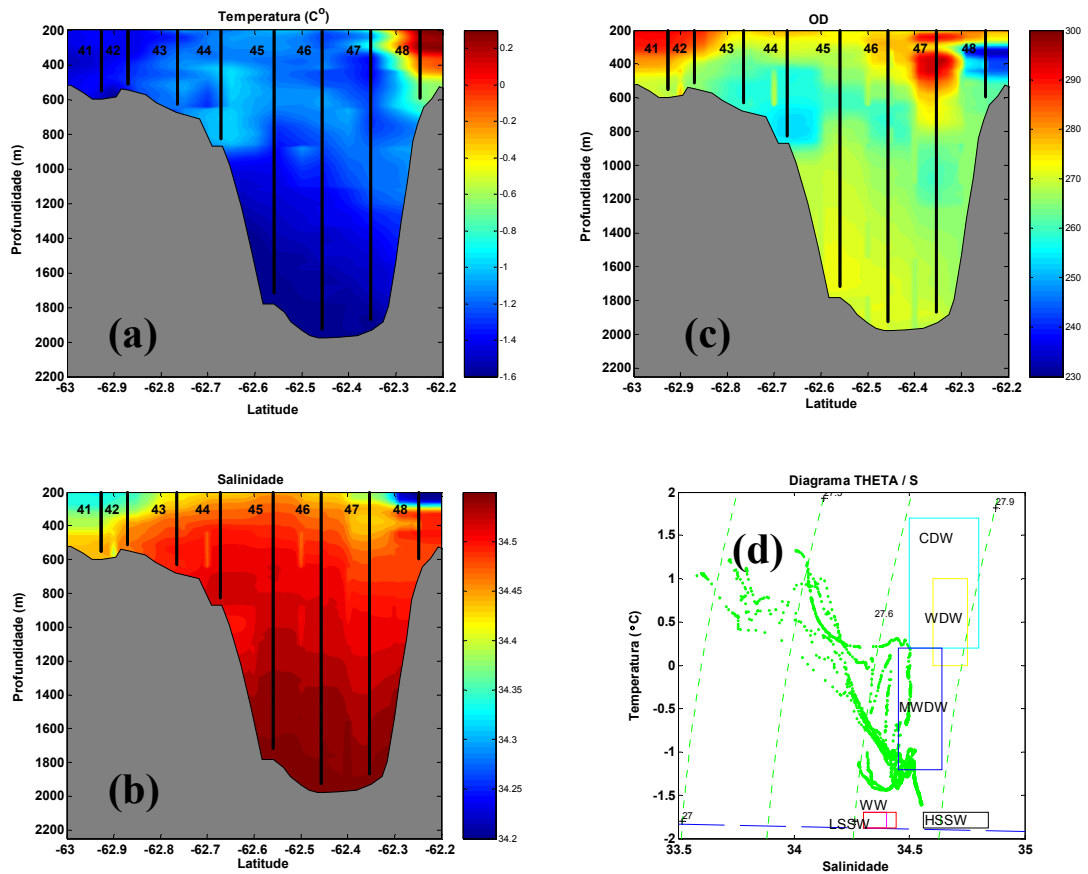


Figura 22 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos ao longo do perfil Baía do Almirantado – península Antártica para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S .

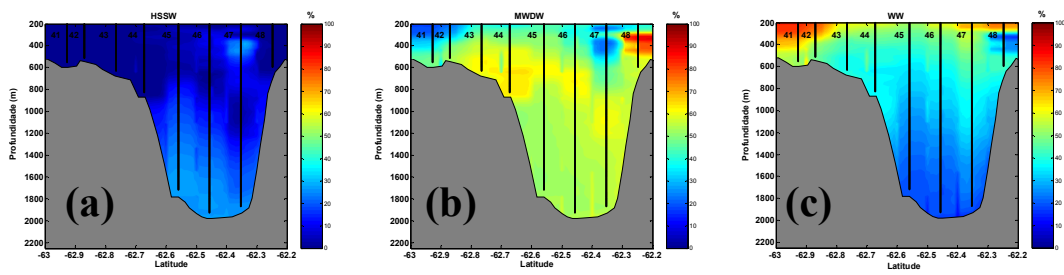


Figura 23 – Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil Baía do Almirantado - península Antártica para o verão de 2004. (a) HSSW, (b) MWDW, (c) WW.

5.2.2.4 – Perfil cabo Melville – ilha D’Urville

- **Análise Hidrográfica Clássica**

A distribuição de temperatura potencial (Figura 24a) mostra que a mesma diminui da porção superior (camada intermediária) em direção ao fundo, sendo que as águas mais frias ocupam a camada profunda e de fundo das estações 50, 50a e 51 com aproximadamente $-1,6^{\circ}\text{C}$ que são também as estações mais profundas do perfil. Ao longo do perfil, na camada intermediária, as menores temperaturas ($-1,5^{\circ}\text{C}$) são encontradas mais próximas à ilha D’Urville e as mais elevadas ($-0,6^{\circ}\text{C}$) encontram-se próximas à quebra do talude da plataforma das ilhas Shetland do Sul. Na # 53, ocorre um núcleo de água com aproximadamente $-1,0^{\circ}\text{C}$, entre 500 m e 850 m.

A salinidade (Figura 24b) apresenta menores valores (34,45) na camada intermediária, aumentando em direção ao fundo (34,55). Na camada intermediária superior (até 400 m) ocorrem águas menos salinas nas proximidades das ilhas D’Urville (34,25) e Shetland do Sul (34,35), e águas mais salinas no centro do perfil (34,45). Nas camadas profunda e de fundo, a distribuição ao longo do perfil apresenta-se bem homogênea.

A distribuição da concentração de oxigênio dissolvido (Figura 24c) é bastante complexa. As maiores concentrações ($290\ \mu\text{M}$) são observadas na camada superficial das estações próximas a ilha D’Urville e, principalmente, entre os 200 m e 500 m das estações mais próximas ao cabo Melville. Na porção central do perfil ocorrem concentrações de $265\ \mu\text{M}$ e no fundo das estações mais profundas (50, 50a e 51), a concentração chega a $270\ \mu\text{M}$. Um núcleo de água com menor concentração de oxigênio dissolvido ($250\ \mu\text{M}$) ocorre na # 53 entre 500 m e 900 m.

O diagrama θ/S do perfil (Figura 24d) mostra a distribuição das massas de água sem influência de CDW, influenciadas pela MWDW e com uma presença marcante de

HSSW nas porções mais profundas do perfil. A forma bifurcada do diagrama aparece de forma bem definida, permitindo a observação da influência de WW nas camadas superiores.

- **Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)**

A melhor composição para a OMP do perfil, é entre a SWT2 de HSSW (Figura 25a), a SWT1 de MWDW (Figura 25b) e a SWT2 de WW (Figura 25c). Para tal se obteve um resíduo máximo de 3,5%. A solução da matriz de dados foi de 100%. Nota-se uma contribuição de até 35% de HSSW no fundo (>1200 m) das estações mais profundas (50, 50a, 51 e 52). A MWDW contribui com aproximadamente 50% ao longo de todo o perfil, chegando a formar um núcleo de 70% na # 53 entre as profundidades de 600 m e 900 m. A WW chega até 50% entre 200 e 600 m próximo a ilha D'Urville e alcançando 62% nas estações 50 e 50a, próximas ao cabo Melville.

5.2.3 – Bacia Oriental

5.2.3.1 – Perfil Norte da ilha Bridgeman – ilha Joinville

- **Análise Hidrográfica Clássica**

A distribuição de temperatura potencial (Figura 26a) mostra no geral que ela diminui da camada intermediária superior (-0,8°C) em direção ao fundo (-1,05°C). As águas mais frias (-1,54°C) ocupam as estações mais próximas à ilha Joinville (58 e 59). Na camada intermediária ocorrem temperaturas mais baixas nas proximidades da península Antártica (-1,54°C) e ao norte da ilha Bridgeman (-1,2°C).

A distribuição da salinidade (Figura 26b) apresenta menores índices na camada intermediária superior (34,35), aumentando em direção ao fundo (34,53). Na camada

mais superficial estudada (200-300 m) águas menos salinas (34,35) ocorrem na proximidade as ilha Joinville e águas mais salgadas (34,45) próximo à # 63c.

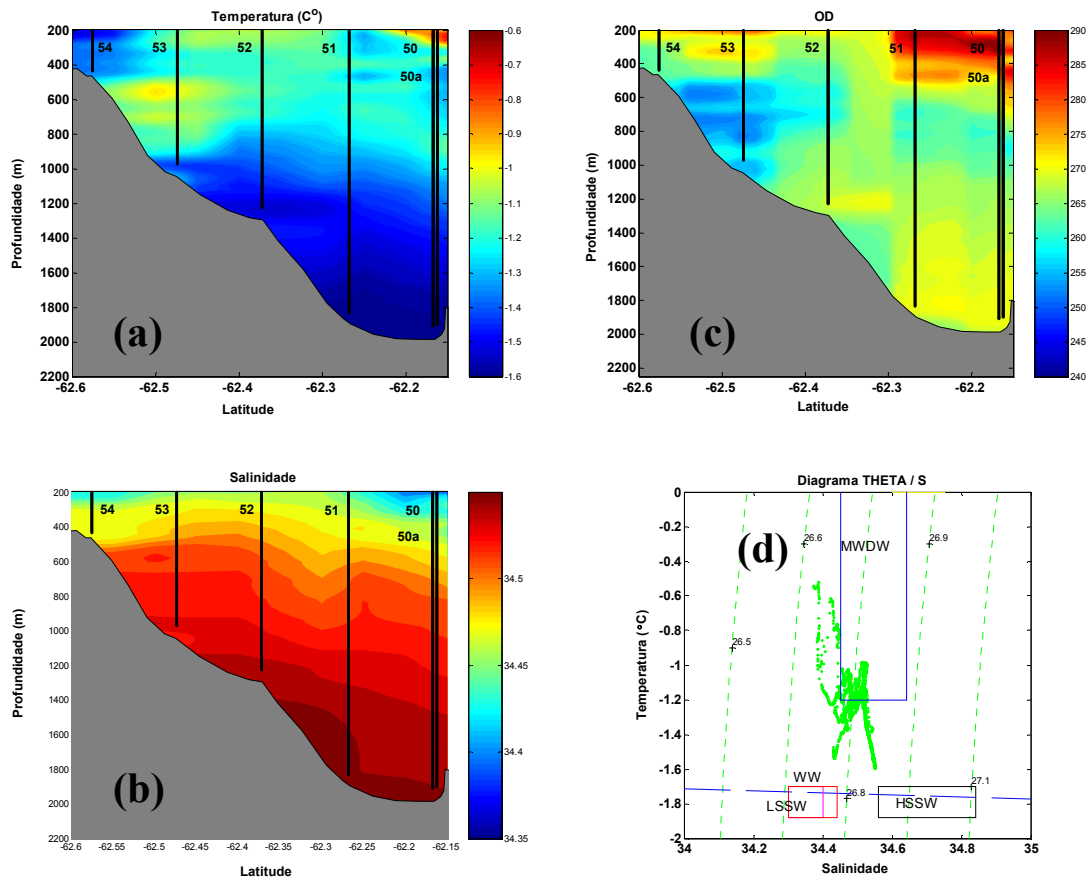


Figura 24 — Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos ao longo do perfil cabo Melville – ilha D’Urville para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S .

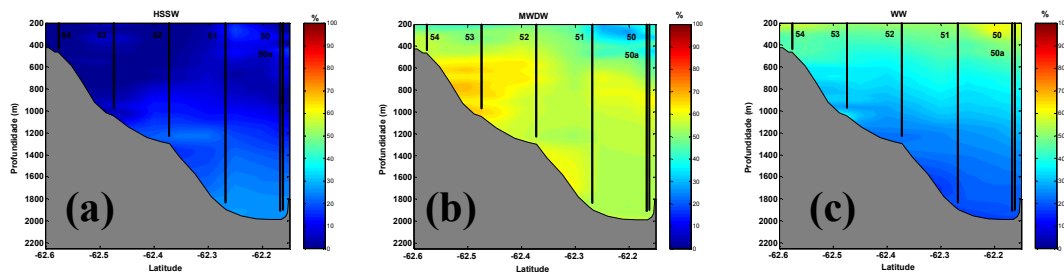


Figura 25 — Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil cabo Melville – ilha D’Urville para o verão de 2004. (a) HSSW, (b) MWDW, (c) WW.

A distribuição da concentração de oxigênio dissolvido (Figura 26c) mostra maiores concentrações (280 μM) na porção intermediária superior (até 400 m), diminuindo em direção ao fundo (253 μM). A menor concentração (250 μM) é encontrada no fundo da # 60. Na camada intermediária superior, as maiores concentrações estão nos extremos do perfil.

O diagrama θ/S do perfil (Figura 26d) mostra uma distribuição de massas de água bem definida, com a quase totalidade influenciada por MWDW e uma pequena parcela apontando para WW.

- **Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)**

A melhor combinação para a OMP do perfil se dá entre a SWT2 de Água de Plataforma com Baixa Salinidade (LSSW), a SWT1 de MWDW (Figura 26e) e a SWT2 de WW (Figura 26f). Para a combinação escolhida, se obteve um resíduo máximo de 2,75%. A solução da matriz de dados foi de 100%. A LSSW não é observada mesmo quando se utiliza suas duas SWT na análise. A contribuição de MWDW é de 60% e a de WW de 40% ao longo de todo o perfil. Exceção ocorre na camada entre 200 e 250 m, nas estações mais próximas a ilha Joinville, onde os percentuais de contribuição dessas duas massas de água se invertem. Outras rodadas de OMP foram feitas e também mostraram a predominância de MWDW e WW.

5.2.3.2 – Perfil ilha Gibbs – ilha Joinville

- **Análise Hidrográfica Clássica**

A distribuição de temperatura potencial (Figura 27a) mostra extremos de variação na porção intermediária superior do perfil (até 600 m). Nas estações próximas a ilha Joinville ocorre a presença de águas muito frias ($-1,6^{\circ}\text{C}$) e na proximidade da ilha

Gibbs águas relativamente mais quentes ($0,2^{\circ}\text{C}$). Na porção central do perfil encontramos temperaturas de $-0,6^{\circ}\text{C}$ na porção superior e no fundo, $-1,4^{\circ}\text{C}$. Águas com $-1,4^{\circ}\text{C}$ também são encontradas junto ao fundo na # 63, a mais próxima da ilha Gibbs.

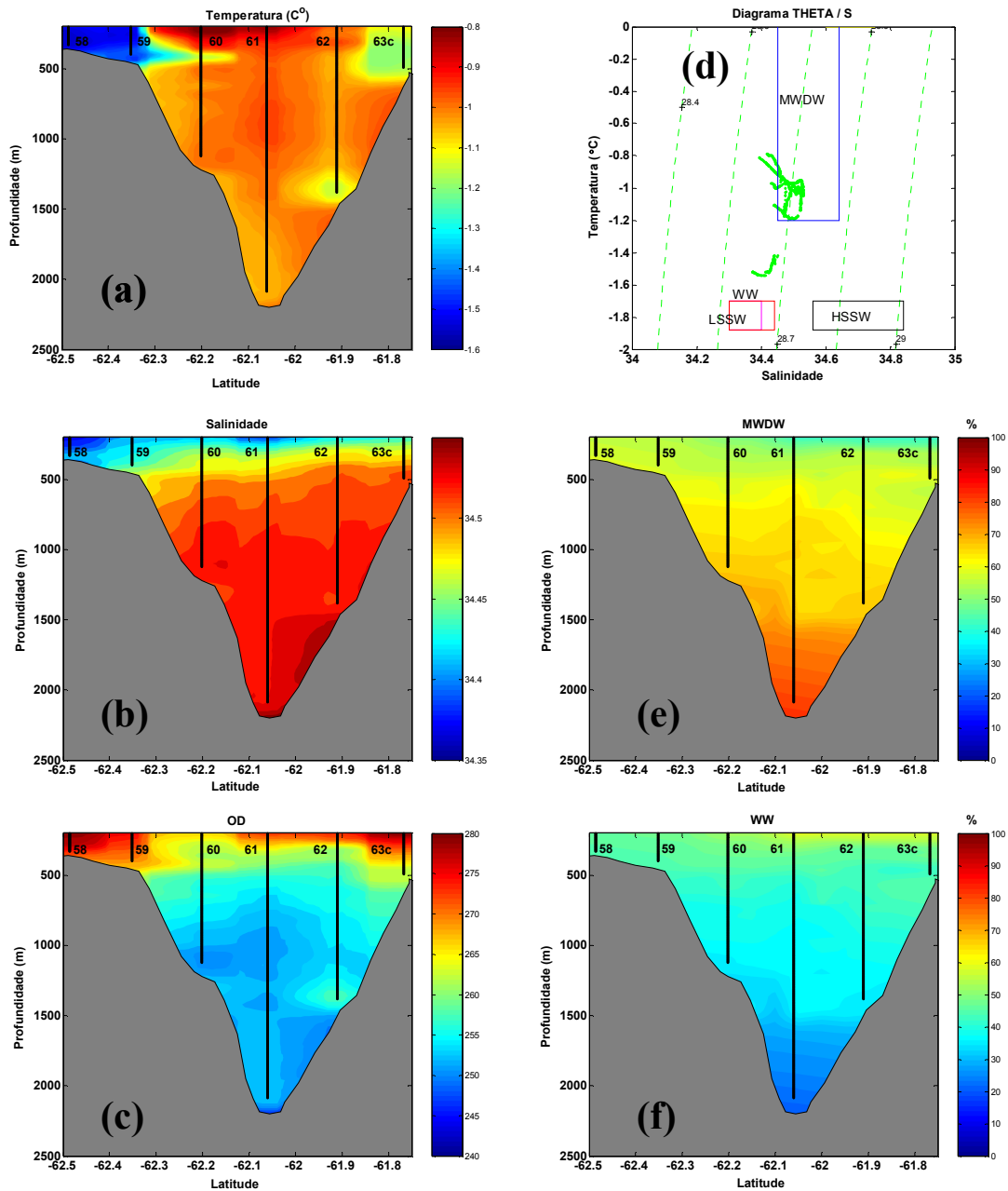


Figura 26 — Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos e das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil Norte da ilha Bridgeman – ilha Joinville para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S , (e) MWDW (f) WW.

A distribuição da salinidade (Figura 27b) apresenta menores índices na camada intermediária superior (34,36), aumentando em direção ao fundo (34,53). Exceção ocorre entre 350 m e 700 m da # 63 com um núcleo com salinidade relativamente elevada (34,56).

A distribuição da concentração de oxigênio dissolvido (Figura 27c) mostra a presença de águas bastante oxigenadas (280 μM) na porção intermediária superior, desde as proximidades da ilha Joinville até a # 62. Na # 63, na mesma camada em que ocorre a anomalia de temperatura e salinidade, ocorre a formação de um núcleo pouco oxigenado (220 μM).

O diagrama θ/S do perfil (Figura 27d) mostra uma distribuição de massas de água bem definida com a quase totalidade formada por MWDW e WW. Ocorre alguma presença de CDW na # 63.

- **Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)**

A melhor combinação para a OMP do perfil ocorre entre a SWT1 de LSSW, a SWT1 de MWDW (Figura 27e) e a SWT1 de WW (Figura 27f). Para a combinação escolhida, obteve-se um resíduo máximo de 2,5%. A solução da matriz de dados foi de 100%. A contribuição de LSSW não é mensurável. A MWDW, abaixo da profundidade dos 350 m contribui com 55% na formação das massas de água e a WW com 45%. Contudo, na # 63, entre 300 m e 700 m, a contribuição de CDW chega a 100% (conforme capítulo 4) e conseqüentemente a WW desaparece.

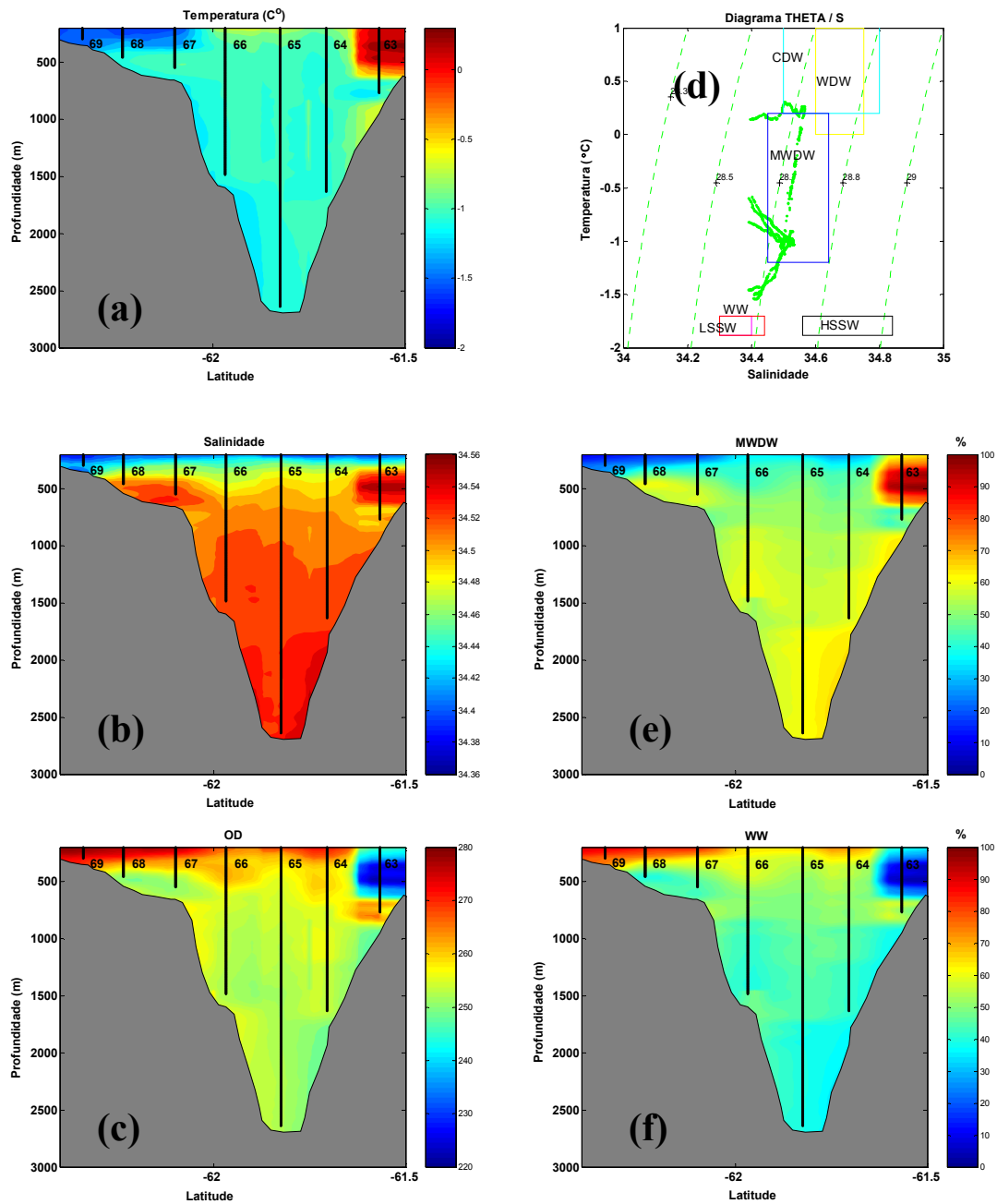


Figura 27 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos e das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Gibbs – ilha Joinville para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S , (e) MWDW (f) WW.

5.2.3.3 – Perfil ilha Gibbs – ilha Rei George

- **Análise Hidrográfica Clássica**

A distribuição de temperatura potencial (Figura 28a) mostra extremos de variação do parâmetro na porção intermediária superior do perfil (até 300 m). Nas estações próximas às ilhas Gibbs ($0,2^\circ\text{C}$) e Rei George (0°C) ocorre a presença de águas

mais quentes e na porção central do perfil (-1,2°C) águas mais frias. No restante do perfil é padrão a temperatura diminuir com a profundidade.

A distribuição da salinidade (Figura 28b) apresenta menores índices na camada intermediária superior (34,33), aumentando em direção ao fundo (34,53). Observam-se as menores salinidades nas extremidades do perfil (34,33) e as maiores (34,44) na porção central.

A distribuição da concentração de oxigênio dissolvido (Figura 28c) mostra a presença de águas bastante oxigenadas (280 µM) na porção intermediária superior central do perfil diminuindo e chegando a 260 µM no fundo. Águas menos oxigenadas são encontradas até 300 m de profundidade nas estações 63d e 63e, próximas a ilha Rei George (250 µM) e na # 63a, a mais próxima à ilha Gibbs (235 µM).

O diagrama θ/S do perfil (Figura 28d) mostra uma distribuição de massas de água bem definida com a quase totalidade formada por MWDW, ocorrendo influência de CDW e não sendo possível supor a presença de WW.

- **Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)**

A melhor combinação para a OMP do perfil ocorre entre a SWT2 de CDW (Figura 29a), a SWT2 de MWDW (Figura 29b) e a SWT2 de WW (Figura 29c). Para a combinação escolhida, obteve-se um resíduo máximo de 5%. A solução da matriz de dados foi de 100%. A contribuição de CDW se dá nos primeiros 300 m, nas estações mais próximas a ilha Rei George (63d e 63e) com até 62% e na mais próxima a ilha Gibbs (63e), com até 75%. A MWDW contribui com até 100%, nas estações centrais do perfil (63b e 63c) e abaixo da profundidade dos 300 m nas estações próximas as ilhas. A contribuição de WW é de 45% até 250 m.

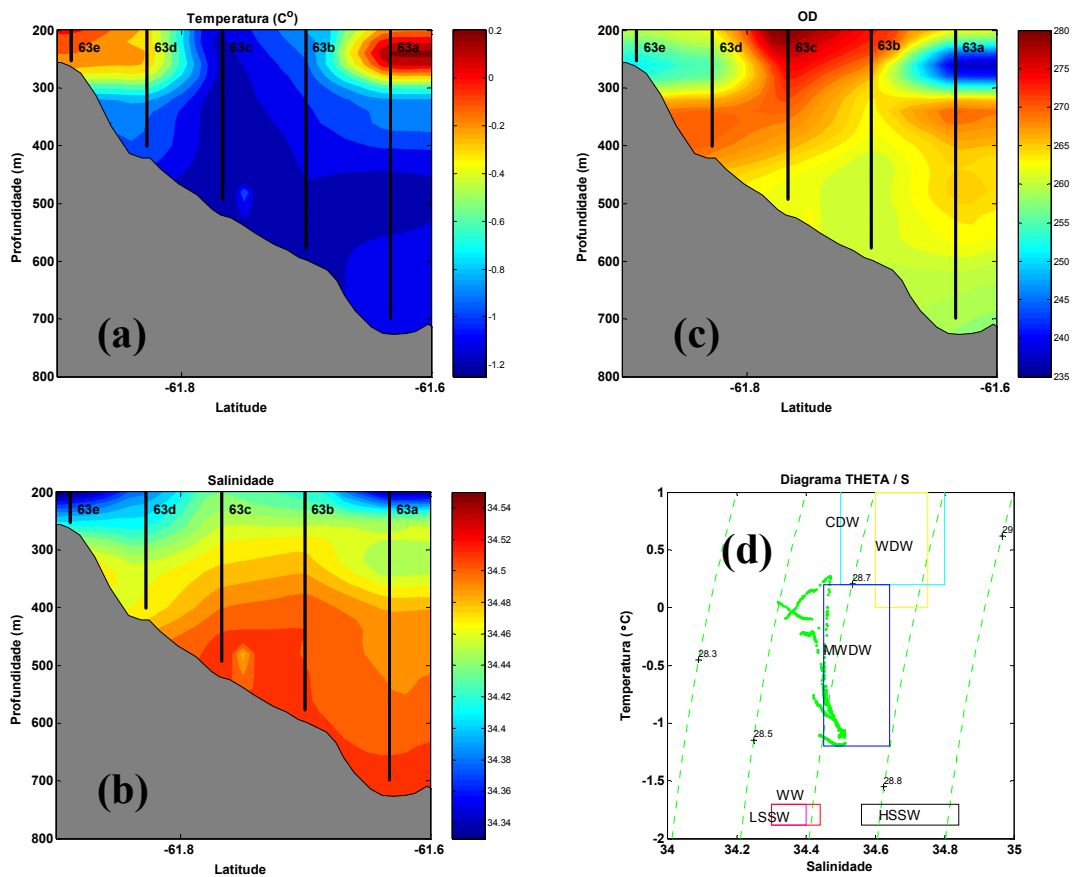


Figura 28 – Distribuição espacial dos parâmetros físico-químicos ao longo do perfil ilha Gibbs – ilha Rei George para o verão de 2004 e diagrama θ/S . (a) temperatura potencial, (b) salinidade, (c) oxigênio dissolvido em μM e (d) diagrama θ/S .

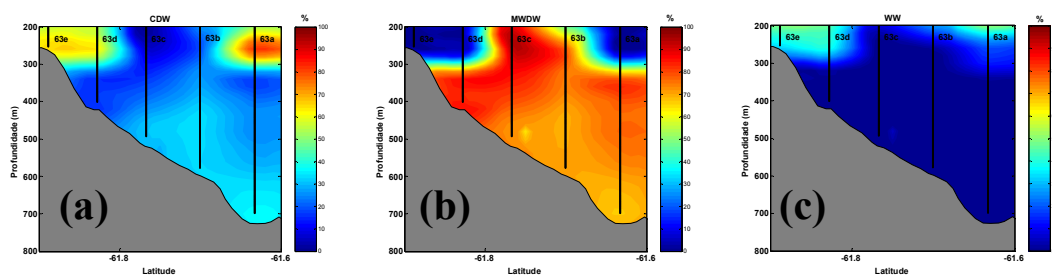


Figura 29 – Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil ilha Gibbs – ilha Rei George para o verão de 2004. (a) CDW, (b) MWDW, (c) WW.

5.2.4 – Perfis Longitudinais ao estreito de Bransfield

5.2.4.1 – Distribuição longitudinal da temperatura potencial

A distribuição de temperatura potencial ao longo do perfil longitudinal da bacia Ocidental (Figura 30a) mostra uma diminuição da # 09 (0,25°C), a mais interna a bacia Ocidental em direção a # 29 (-1,5°C), a primeira da bacia Central. Observa-se também um padrão de diminuição da temperatura da porção superior do perfil em direção ao fundo e nota-se a formação de um núcleo de baixa temperatura (-1,5°C) entre 450 m e 575 m da # 19. Este núcleo se propaga ao longo de toda a # 19. Esta estação está contida no perfil limite entre as bacias Ocidental e Central.

A distribuição de temperatura potencial do perfil longitudinal da bacia Central (Figura 30b) mostra que a diminuição da porção intermediária superior (-1°C) em direção ao fundo (-1,6°C) e que a porção intermediária, até 700 m, é mais fria (-1,3°C – -1,4°C) na # 36 do que na estação mais próxima a bacia Oriental (-1,15°C).

A distribuição de temperatura potencial do perfil longitudinal da bacia Oriental (Figura 30c) mostra a quase homogeneidade em relação à temperatura.

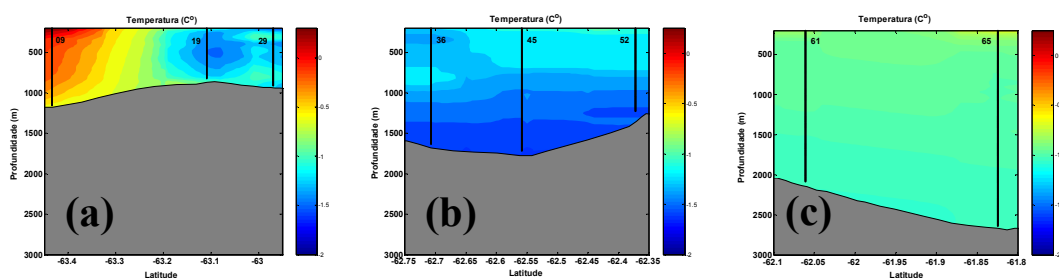


Figura 30 – Distribuição espacial da temperatura potencial ao longo dos perfis longitudinais do estreito de Bransfield para o verão de 2004. (a) bacia Ocidental, (b) bacia Central e (c) bacia Oriental.

5.2.4.2 – Distribuição longitudinal da salinidade

A distribuição de salinidade no perfil longitudinal da bacia Ocidental (Figura 31a) mostra águas menos salinas (34,35) na porção intermediária superior do perfil e um aumento gradual em direção às maiores profundidades (34,55). Também na # 19 se observa que as águas menos salinas ocupam um maior volume, alcançando profundidades maiores do que nas estações adjacentes (09 e 29). O gradiente de aumento da salinidade também é mais intenso nesta estação.

As bacias Central (Figura 31b) e Oriental (Figura 31c) têm o mesmo padrão com as águas menos salinas (34,42 e 34,40, respectivamente) na porção intermediária e um aumento gradual para as maiores profundidades (34,55 e 34,53, respectivamente).

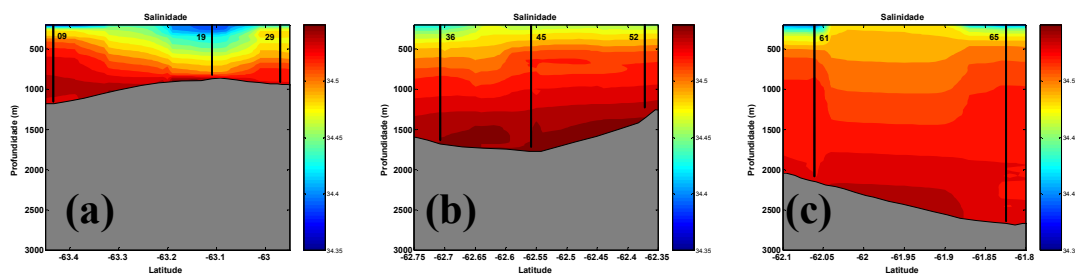


Figura 31 — Distribuição espacial da salinidade ao longo dos perfis longitudinais do estreito de Bransfield para o verão de 2004. (a) bacia Ocidental, (b) bacia Central e (c) bacia Oriental.

5.2.4.3 – Distribuição longitudinal da concentração de oxigênio dissolvido

A distribuição de oxigênio dissolvido no perfil longitudinal da bacia Ocidental (Figura 32a) mostra baixas concentrações na # 09, interna à bacia Ocidental (230 μM) e no fundo das estações 19 e 29. A concentração se eleva em direção à bacia Central atingindo o seu máximo em um núcleo formado entre 200 m e 350 m da # 19 (300 μM). Este núcleo propaga sua influência até quase o fundo dessa estação.

A distribuição de oxigênio dissolvido do perfil longitudinal da bacia Central (Figura 32b) mostra altas concentrações na porção superior (até 400 m) da # 36 (285 μM) e uma intrusão de água pobremente oxigenada (257 μM) entre 400 m e 900 m na # 52, reduzindo-se para 500 m a 700 m na # 45 e afundando para 600 m a 1000 m na # 36. Esta intrusão é a assinatura de MWDW. A concentração de oxigênio dissolvido volta a aumentar em direção ao fundo (273 μM).

A distribuição de oxigênio dissolvido do perfil longitudinal da bacia Oriental (Figura 32c) mostra altas concentrações na porção superior, até 350 m (272 μM). As concentrações de oxigênio dissolvido diminuem gradativamente com a profundidade chegando a 250 μM , próximo ao fundo.

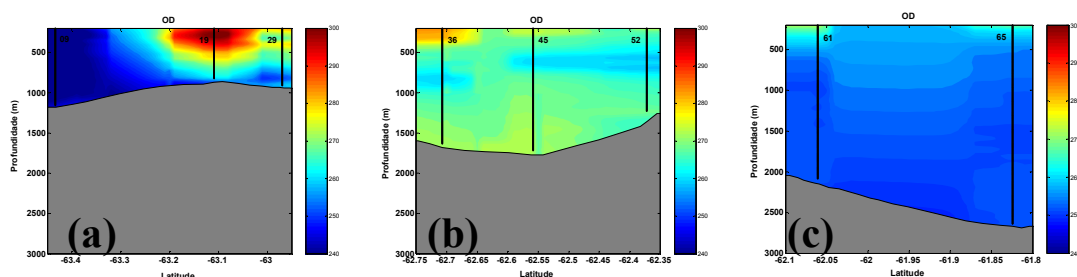


Figura 32 — Distribuição espacial da concentração de oxigênio dissolvido em μM ao longo dos perfis longitudinais do estreito de Bransfield para o verão de 2004. (a) bacia Ocidental, (b) bacia Central e (c) bacia Oriental.

5.2.4.4 – Análise hidrográfica clássica do perfil longitudinal do EB

O diagrama θ/S do perfil longitudinal da bacia Ocidental (Figura 33a) mostra a influência de CDW, as presenças de MWDW e de WW. A bifurcação do diagrama não está muito clara e indica a possível presença de HSSW na # 29 que é pertencente à bacia Central.

O diagrama θ/S do perfil longitudinal da bacia Central (Figura 33b) mostra a ausência de CDW e as presenças de MWDW, HSSW e WW. A bifurcação do diagrama

θ/S , típica da bacia Central se mostra bastante proeminente e se deve a influência de HSSW no fundo das estações profundas da bacia Central.

O diagrama θ/S do perfil longitudinal da bacia Oriental (Figura 33c) mostra que a bacia Oriental é preenchida quase que totalmente por MWDW.

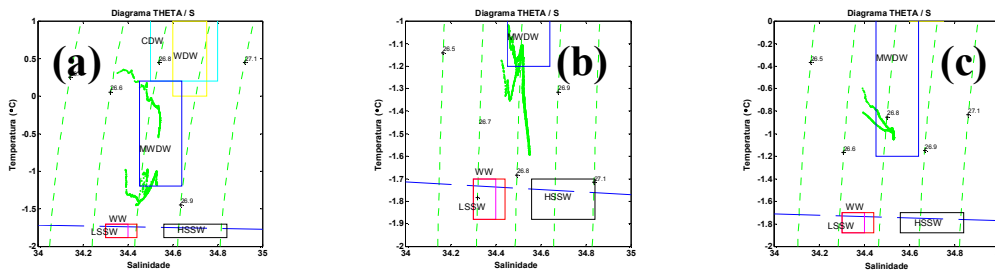


Figura 33 — Diagrama θ/S dos perfis longitudinais do estreito de Bransfield para o verão de 2004. (a) bacia Ocidental, (b) bacia Central e (c) bacia Oriental.

5.2.4.5 – Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP)

A melhor combinação para a OMP do perfil longitudinal da bacia Ocidental ocorre entre a SWT2 de CDW (Figura 34a), a SWT1 de MWDW (Figura 34b) e a SWT2 de WW (Figura 34c). Para a combinação escolhida, obteve-se um resíduo máximo de 3,5%. A solução da matriz de dados foi de 100%. A contribuição de CDW na # 09 é de cerca de 85% nos primeiros 350 m, reduzindo-se em direção ao fundo e em direção ao limite entre as bacias Ocidental e Central, onde desaparece. A MWDW aparece com até 50% na porção superior da # 29, aumentando em direção ao fundo para até 70% e parecendo transbordar pelo fundo da # 29 para as estações 19 e 09 onde contribui com 50% abaixo da profundidade de 500 m. A WW alcança 85% na camada intermediária superior da # 19, entre 200 m e 500 m, reduzindo-se para 50% no restante dessa estação e ao longo da # 29.

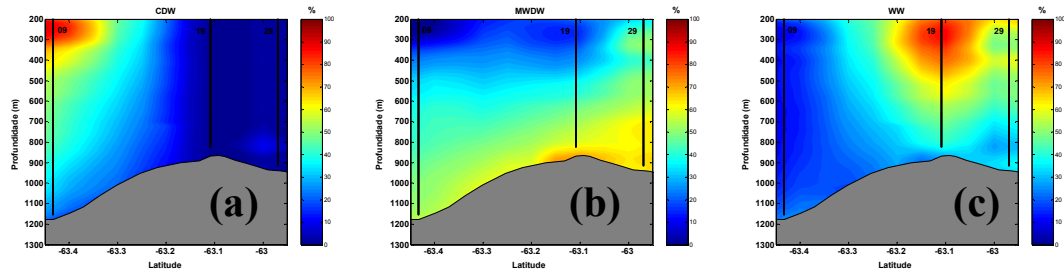


Figura 34 — Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil longitudinal da bacia Ocidental para o verão de 2004. (a) CDW, (b) MWDW, (c) WW.

A melhor combinação para a OMP do perfil longitudinal da bacia Central ocorre entre a SWT2 de HSSW (Figura 35a), a SWT1 de MWDW (Figura 35b) e a SWT2 de WW (Figura 35c). Para a combinação escolhida, obteve-se um resíduo máximo de 0,45%. A solução da matriz de dados foi de 100%. A contribuição de HSSW ocorre na porção profunda e de fundo do perfil chegando até 35% no fundo da # 45. A MWDW aparece com 50% na porção intermediária do perfil. Aqui, observa-se uma intrusão de MWDW, onde sua contribuição atinge até 70% entre os 500 m e 750 m das estações 45 e 52. A intrusão afunda para os níveis de 700 m a 900 m na # 36. A WW alcança até 60% na camada intermediária superior, caindo gradualmente para 40% nos 800 m.

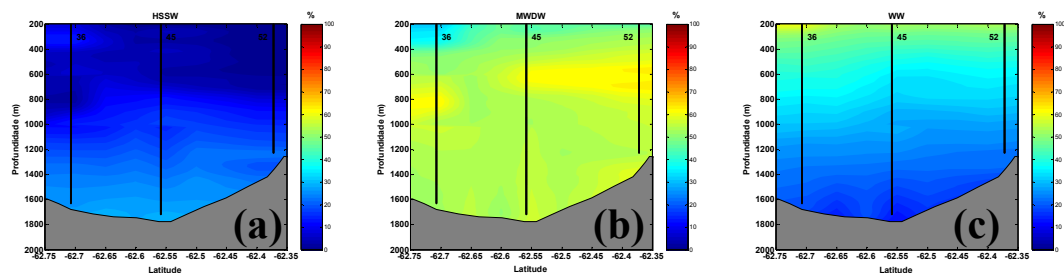


Figura 35 — Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil longitudinal da bacia Central para o verão de 2004. (a) CDW, (b) MWDW, (c) WW.

A melhor combinação para a OMP do perfil longitudinal da bacia Oriental ocorre entre a SWT1 de LSSW, a SWT1 de MWDW (Figura 36a) e a SWT1 de WW (Figura 36b). Para a combinação escolhida, obteve-se um resíduo máximo de 2,3%. A solução da matriz de dados foi de 100%. A contribuição de LSSW não é mensurável. A MWDW aparece com 30% na porção intermediária superior do perfil, aumentando em direção ao fundo onde contribui com 65%. A WW alcança até 65% na camada intermediária superior, caindo gradualmente para 35% próximo ao fundo.

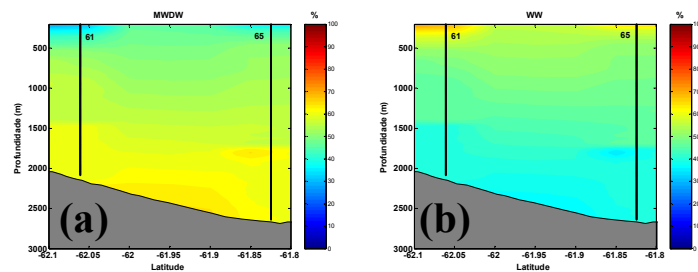


Figura 36 — Distribuição espacial das contribuições (%) das massas de água ao longo do perfil longitudinal da bacia Oriental para o verão de 2004. (a) MWDW e (b) WW.

Capítulo 6 – Discussão

No estreito de Bransfield (EB) massas de água com características e origem diferentes se encontram e interagem formando frentes oceanográficas de pequena e média escalas. Estas apresentam significativa variabilidade temporal e espacial (KLINCK, 1991). Além disso, alterações e variabilidade climáticas afetam a circulação das regiões costeiras antárticas através de vários mecanismos, como por exemplo, devido às mudanças no volume de água de degelo das geleiras e das plataformas de gelo que são introduzidas a cada ano nos mares adjacentes. Estes fatores, associados com alterações no cisalhamento do vento, alteram os fluxos de águas nas regiões costeiras através das mudanças introduzidas na estabilidade da coluna de água e na intensidade da mistura vertical (HOFMANN, 1991). Estes aspectos da variabilidade se refletem, também, na composição hidrográfica dos mares ao redor da Antártica.

No presente estudo separou-se as frações de contribuição das massas de água do EB utilizando a análise hidrográfica clássica e a Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos (OMP; TOMCZAK & LARGE, 1989). Este último foi aplicado a todo o conjunto de dados, porém, os resultados de 2004 são bem mais robustos que os de 2003 pela presença de um traçador extra, o oxigênio dissolvido. A OMP supera a separação clássica de massas de água através do método de triângulo de misturas por permitir, no mínimo, um grau de liberdade a mais, relativo à conservação da massa (TOMCZAK comunicação pessoal, 2005). Mesmo assim, a tarefa é complexa, pois as massas de água na região não se encontram na sua forma pura (TOKARCZYK, 1987). Este capítulo

está estruturado na interpretação dos resultados obtidos pelo método OMP para o ano de 2004 e na posterior comparação com os resultados de 2003.

6.1 - Estrutura das massas de água

Água de Inverno (WW) e outras águas superficiais

A WW é produzida durante o processo de congelamento do mar devido às convecções das águas superficiais. Ela permanece até o verão quando tem suas características de temperatura e salinidade alteradas pelo derretimento do gelo marinho, da precipitação atmosférica, do aumento do derretimento do gelo das geleiras e da variação na duração dos períodos de aquecimento e resfriamento da temperatura atmosférica (FAHRBACH *et al.*, 2004). Esta água pode ser encontrada em determinadas regiões (*e.g.*, em frente à plataforma continental noroeste do mar de Weddell) atingindo a profundidade de até 600 m (FAHRBACH *et al.*, 1995).

Não há descrição na literatura da presença de WW no EB, todavia sua influência esteve presente de forma marcante em todo o estreito durante o verão de 2004 e de forma menos intensa no verão de 2003, conforme se observa nos diagramas θ/S .

A WW esteve presente em quase toda a bacia Ocidental no ano de 2004, aparecendo a mais de 600 m de profundidade na elevação que separa as bacias Ocidental e Central (Figura 17c). A água que a OMP define como WW sofre a influência das águas de degelo das geleiras do estreito de Gerlache, conforme pode ser observado no perfil entre as ilhas Liège e Trinity (Figura 12c), tornando-se menos salina e também do contato com o fluxo de entrada de CDW proveniente do mar de Bellingshausen (BS), que é observado no mesmo perfil entre 300 e 350 m de profundidade próximo a # 01 (Figura 12a), tornando-se mais aquecida. A WW aparece com grande intensidade (>60 %) no perfil entre a ilha Deception e a península Antártica

(Figura 17c), provavelmente proveniente da bacia Central, pois a temperatura potencial destas águas ($-1,3^{\circ}\text{C}$) assemelha-se às da bacia Central. Neste perfil também se pode observar a influência de águas de degelo da plataforma da península Antártica, elevando a temperatura potencial da WW nas proximidades da # 21.

Na bacia Central, a WW contribui para a formação das águas da camada intermediária superior (até 400 m), em especial nas proximidades das plataformas continentais de ambos os lados do EB. Na região próxima à plataforma continental da península Antártica, a WW atinge ~600 m de profundidade (Figura 20 e Figura 21) e apresenta-se mais oxigenada ($300\ \mu\text{M}$) e com menor salinidade (34,39). Isso se deve provavelmente a mistura com água de degelo da plataforma que esteve em recente contato com a atmosfera. Na proximidade da plataforma continental das ilhas Shetland do Sul (ISS), a WW interage com a CDW, que flui através da corrente de Bransfield. Esta WW localiza-se numa camada mais superficial (até ~250 m) e possui valores de θ mais elevados ($-0,25^{\circ}\text{C}$). Ocasionalmente, núcleos de WW têm um afundamento diapical no talude da plataforma das ISS, como aparece no fundo da # 33, no perfil da ilha Nelson. Isto se deve a um aumento da densidade decorrente das temperaturas mais baixas ($-1,55^{\circ}\text{C}$) e resultam do degelo das geleiras, o que faz com que as águas superficiais fiquem próximas ao seu ponto de congelamento. Na proximidade da desembocadura da baía do Almirantado, devido ao fluxo de água de degelo das geleiras locais, a WW apresenta-se oxigenada, menos salina e com temperatura potencial mais elevada, o que é também observado na inflexão do diagrama θ/S . Estas características são adquiridas pelo tempo de residência e de exposição à atmosfera destas águas no interior da baía. No perfil entre o cabo Melville e a ilha D'Urville, a contribuição de WW é bastante elevada (entre ~50 e 60%) na camada intermediária superior (até 500 m). Isso se dá devido à proximidade com a extremidade norte da península

Antártica, área onde ocorre a entrada de águas formadas no noroeste do mar de Weddell.

No ano de 2003, a WW teve uma presença mais discreta na bacia Central, com menor distribuição e percentual de contribuição. Nos perfis mais próximos a bacia Oriental, a WW apresenta uma contribuição significativa (~60%) no sul do EB próximo as entradas de água de plataforma do mar de Weddell, mas não chega a ser significativa (15%) no norte do EB, próximo as ISS, provavelmente pela presença mais intensa da CDW nesta margem do estreito. Aparentemente, a frente Bransfield foi mais intensa no ano de 2003 ou a formação de águas superficiais foi menor neste ano (vide a próxima seção). A WW ocupa a faixa até os 400 m, próxima à península Antártica, resumindo sua influência para os 250 m no meio do EB e praticamente desaparecendo nas proximidades das ISS. Nos perfis mais próximos a bacia Ocidental, a WW aparece com mais intensidade na faixa até os 300 m nas proximidades das ilhas Nelson e Livingston, provavelmente associada ao degelo das geleiras locais.

A WW esteve presente de maneira intensa, até aproximadamente 500 m de profundidade, ao longo de toda a bacia Oriental no ano de 2004. Isto provavelmente se deve à intensa importação de WW que pode ser observada próxima à ilha Joinville (# 58, 59, 67, 68 e 69; [Figura 26](#); [Figura 27](#)). Neste ano, a formação de águas superficiais no mar de Weddell e no EB foi maior que no ano de 2003 (vide próxima seção). Em 2003 a WW não aparece nos diagramas θ/S , sendo observada com pequenas contribuições nas estações próximas à ilha Joinville, ocupando uma estreita faixa na coluna de água superior (até 300 m) e não se propagando para o restante da bacia Oriental.

Água Circumpolar Profunda (CDW)

A presença ou não da CDW dentro do EB é motivo de discussão em diversos trabalhos científicos. Clowes (1934), Gordon e Nowlin Jr. (1978) e Smith *et al.* (1999) mostraram a presença da CDW na bacia Ocidental entrando pelo estreito de Boyd. Entretanto, esta água recircularia e sairia do EB sem alcançar a bacia Central. López *et al.* (1999) também notaram a presença da CDW no EB. Estes autores mostraram que a CDW poderia entrar pelo estreito de Boyd e pelas passagens existentes entre as ISS e, que esta se propagaria na corrente de Branfield até a bacia Oriental. Além disso, López *et al.* (1999) mostraram que pode ocorrer um aporte de CDW na bacia Oriental, através do canal existente entre as ilhas Rei George e Elefante. A saída da CDW do EB ocorreria através da passagem existente entre as ilhas Elefante e Clarence, rumo à região de confluência Weddell-Scotia. Estes autores observaram ainda a formação de vórtices ciclônicos e anti-ciclônicos entre 200 e 450 m de profundidade, concluindo que estes vórtices seriam formados pela interação da Frente Bransfield, que é uma feição permanente, com a topografia de fundo do talude da ISS. Estes vórtices carregariam, predominantemente, CDW em direção ao interior do EB e podem ser um mecanismo eficiente para a inclusão desta massa de água na mistura final das águas do estreito.

Por outro lado, Wilson *et al.* (1999), observaram, a partir de uma série histórica de dados, que a CDW esteve fortemente presente por várias vezes no EB, em especial na bacia Central e na região limite entre as bacias Central e Oriental. Há três hipóteses para a presença da CDW nesta região: i) poderiam ser vórtices de mesoescala compostos de CDW formados no oeste do estreito e advectados na direção leste (GORDON & NOWLIN, 1978); ii) poderia ser parte da corrente de CDW controlada topograficamente, que flui ao sul das ISS, e que meandriaria no estreito (CAPELLA *et al.* 1992); e iii) a CDW poderia entrar no EB entre a Ilha Rei George e a Ilha Elefante,

uma entrada mais larga do que a estreita passagem entre as ilhas Smith e Snow. Entretanto, o caminho percorrido pela CDW para entrar na bacia Oriental ainda é motivo de discussão. O importante é notar que a CDW pode estar presente no estreito, demonstrando significativa variabilidade interanual (WILSON *et al.* 1999).

Neste estudo, na bacia Ocidental durante o verão de 2004, a CDW é observada em toda a camada intermediária superior (até ~400 m), dominando totalmente o perfil que corta o estreito de Boyd. Este padrão observado corrobora com a literatura (CLOWES, 1934; GORDON & NOWLIN JR., 1978; LÓPEZ *et al.*, 1999; GARCÍA *et al.*, 2002). Mesmo a MWDW, que é vista na parte interna da bacia Ocidental, pode ser o produto da mistura local de CDW e WW e não uma MWDW importada da bacia Central. Uma mistura local de CDW e WW resultaria numa água com características físico-químicas semelhantes à MWDW formada no mar de Weddell pela mistura de WDW (CDW) com WW. A CDW presente nesta área é proveniente do mar de Bellingshausen e da passagem de Drake. A CDW é claramente observada entrando no estreito de Gerlache através da baía Dallmann pelo canal de Scholaert (Garcia *et al.*, 2002) e também é vista entrando pelo estreito de Boyd (Figura 15). Neste último caso é bem típica e localiza-se no diagrama θ/S dentro dos limites hidrográficos propostos (Figura 15d).

Na bacia Central durante o ano de 2004, a CDW se apresentou ao longo do talude das ISS, o que corrobora com as observações de López *et al.* (1999). Próximo à ilha Livingston, a CDW forma uma frente térmica com a MWDW até 650 m de profundidade e é interdigitada por um núcleo de MWDW, que começa a recircular no giro ciclônico regional. Próximo à ilha Nelson, a CDW se eleva para profundidades de 500 m, tornando-se menos salina na sua camada mais superior, provavelmente devido às águas de degelo do campo de gelo da ilha Nelson. Esta estrutura tem continuidade no

perfil da baía do Almirantado (BA), sendo que nesta região, a CDW apresenta-se mais erodida na sua porção superior pelas águas de degelo que saem da BA. Provavelmente ocorre a propagação da CDW sobre o talude em direção a bacia Oriental. Entretanto, durante a nossa amostragem, ela não foi observada na bacia oriental, exceto nas proximidades da ilha Gibbs, onde a CDW ocorre numa faixa que vai até os 600 m de profundidade. Estes resultados concordam com López *et al.* (1999) que observaram que a CWD pode sair do EB pela passagem existente entre as ilhas Rei George e Elefante. Por outro lado, na seção que corta o canal entre as ilhas Rei George e Elefante, a CDW aparece nas proximidades das ilhas até 300 m de profundidade, mas não se propaga para dentro da bacia Oriental, o que contraria o observado por Wilson *et al.* (1999) e López *et al.* (1999).

No ano de 2003 a CDW ocorreu em toda a margem norte da bacia Central, na quebra do talude das ISS, estando ausente na bacia Oriental. Esta água provavelmente deixou o EB pelo canal entre as ilhas Rei George e Elefante sem entrar na bacia Oriental (LÓPEZ *et al.*, 1999). Na bacia Central a CDW ocorre na proximidade da ilha Livingston e atinge profundidades próximas a 750 m, podendo-se observar o desprendimento de um vórtice de CDW para o centro da bacia Central. A formação de vórtices foi observada por López *et al.* (1999) mais a leste, próxima a bacia Oriental. A estrutura de vórtice encontrada pode indicar que a formação destes ocorra ao longo de toda a quebra do talude da bacia Central e que, desta forma, a CDW pode ter alguma participação na formação de águas profundas dentro da bacia. No perfil da ilha Nelson, a CDW não acompanha a batimetria de 1000 m como no perfil da ilha Livingston. Nesta região, a CDW se localiza na quebra do talude, atingindo a profundidade de 600 m. Do mesmo modo, a sua porção superior na coluna de água tem suas salinidade reduzida por águas provavelmente oriundas das geleiras da ilha Nelson. A mesma estrutura se

propaga para os perfis da baía do Almirantado e do cabo Melville. Entretanto, como descrito anteriormente, não há evidências de que a Frente Bransfield tenha se propagado para a bacia Oriental durante o ano de 2003, pois nem mesmo nas proximidades da ilha Gibbs e Elefante ocorreu a presença da CDW como em 2004. A CDW deve sair do EB pela passagem existente entre as ilha Rei George e Elefante (LÓPEZ *et al.*, 1999).

Água de Plataforma de Alta Salinidade

Os vários pesquisadores que tentaram definir as águas de fundo da bacia Central concordam sobre a contribuição de água de plataforma no ponto de congelamento com alta salinidade na formação destas águas. A controvérsia que existe é quanto a sua origem.

Para Clowes (1934), as águas de fundo da bacia central do EB são formadas localmente por convecção profunda durante o inverno. Posteriormente, esta hipótese foi apoiada por Deacon (1937). Na concepção destes autores, o fato de que não existem águas tão frias como estas fora do EB (nem no mar de Weddell, nem na passagem de Drake), indica que elas são formadas localmente. E como não são observadas nos períodos de verão, seriam formadas por convecção de águas no inverno. Posteriormente, Gordon e Nowlin Jr (1978) observaram que as águas profundas e de fundo das bacias do EB são significativamente mais frias, menos salinas, mais oxigenadas e mais pobres em nutrientes do que as águas profundas exteriores e adjacentes ao estreito. Gordon e Nowlin Jr (1978) notaram, também, a presença de altas concentrações de trítio nestas águas de fundo da bacia Central e concluíram que isto só seria possível se estas águas estivessem recentemente expostas à superfície. Assim, concordam com as hipóteses anteriores sobre a formação local destas águas, mas acreditam também que elas poderiam ser formadas localmente em plataforma no lado oeste da península Antártica.

Whitworth *et al.* (1994) foram os primeiros a atribuir uma possível origem das águas de fundo das bacias Oriental e Central à plataforma noroeste do mar de Weddell, pois as amostras de água de fundo da bacia Central eram iguais àsquelas de plataforma no noroeste do mar de Weddell. Concluíram que ocorreria uma advecção destas águas, orientada para o norte e um afundamento subsequente ao longo das isopícnais para o EB, aonde viriam a participar da formação das águas profundas.

Os fundeios de correntógrafos de López *et al.* (1999) apóiam as suposições de Whitworth *et al.* (1994), tanto quanto à possibilidade de afundamento de águas de plataforma através de cânions existentes na plataforma oeste da península Antártica, como na existência de um fluxo permanente de águas do mar de Weddell, da bacia Oriental para a bacia Central. Da mesma forma, Wilson *et al.* (1999) concordam que as águas de plataforma do mar de Weddell participam das águas de fundo das bacias Central e Oriental, mas erroneamente supõem que as águas de fundo da bacia Oriental sejam formadas por um transbordamento da bacia Central, o que foi descartado através das análises dos dados de correntógrafos realizadas por López *et al.* (1999).

Para Gordon *et al.* (2000), a água de fundo da bacia Oriental é formada por uma simples combinação da Água Cálida Profunda (WDW) e da LSSW (Água de Plataforma de Baixa Salinidade). A água profunda da bacia Central possui os mesmos componentes daquela da bacia Oriental, mais uma grande contribuição de água de plataforma de alta salinidade no ponto de congelamento (HSSW) e uma pequena parte de água da picnoclina do oceano Pacífico. Esta última entraria no EB juntamente com a CDW que entra no estreito de Boyd. Gordon *et al.* (2000) acreditam que todas as águas necessárias para a formação de águas profundas e de fundo das bacias Oriental e Central são importadas e não haveria produção local como descrito por Clowes (1934). Para Gordon *et al.* (2000), a água de fundo da bacia Oriental seria formada por 65% de LSSW e 35%

de WDW, e a da bacia Central por até 90% de HSSW. A HSSW estaria presente somente na bacia central porque passaria muito próxima a ilha Joinville ou entraria pelo canal Antártico, entre a extremidade da península Antártica e a ilha Joinville.

Von Gyldenfeldt *et al.* (2002) supõe que as águas de plataforma do nordeste do mar de Weddell sejam as únicas águas necessárias para a formação de águas profundas do EB. Para isso, seria necessário, apenas, o acúmulo das várias águas de plataforma, com suas características físico-químicas diferentes adquiridas através da variabilidade sazonal e interanual, por tempo suficiente para que possam misturar-se. Para a formação de águas profundas e de fundo da bacia Central é necessária uma água mais fria e salina. A HSSW foi amostrada por von Gyldenfeldt *et al.* (2002) a 60 km na plataforma próxima à ilha Joinville, podendo ser formada localmente ou advectada de alguma área mais ao sul.

Os resultados encontrados no presente estudo corroboram com as hipóteses de que a HSSW, oriunda da plataforma NW do Mar de Weddell, participa da formação de água profunda e de fundo da bacia Central. Nos dois anos analisados, os diagramas θ/S têm um ramo apontando para a HSSW sem, contudo, alcançar o ponto de congelamento. Os diagramas θ/S para o ano de 2003 chegam mais perto da HSSW do que em 2004, indicando águas mais frias e salinas em 2003. A OMP para o ano de 2003 conseguiu resolver somente os primeiros 700 m da camada de água. Então, como consequência, para 2003, não é possível uma boa interpretação da HSSW a partir da OMP, uma vez que no EB ela está posicionada nas camadas mais profundas. Durante os meses de inverno, espera-se observar HSSW próxima a ilha Joinville, mas como os dados aqui estudados foram obtidos durante o verão, isto não pôde ser constatado.

Nos demais perfis da bacia Central no ano de 2004, a HSSW parece contribuir para a formação de água de fundo num percentual que varia de 25 a 35% a partir de

1.000 m de profundidade, muito inferior àquele apresentado por Gordon *et al* (2000) que era de 80 a 90%. No ano de 2003 as águas de fundo da bacia Central e da bacia Oriental são mais salinas e mais frias do que em 2004 (Figura 37), e a HSSW aparece a partir de 450 m de profundidade e contribui com 35 a 45%. A variação de temperatura de um ano para o outro pode ser explicada por uma maior ou menor contribuição das águas de plataforma de alta e baixa salinidade na mistura que forma as águas de fundo das respectivas bacias (GORDON *et al.*, 2000). A equação da composição das águas de fundo da bacia Central, proposta por Gordon *et al.* (2000), leva em consideração quatro diferentes águas *tipo*. Como explicado no capítulo 4, a OMP só separa com boa resolução três SWT para o ano de 2004. No entanto, a partir da análise clássica, não há indícios de que a água de picnoclina do oceano Pacífico entre na bacia Central para compor as águas de fundo. Assim, também não há indícios de LSSW participando na composição das águas de fundo da bacia Central.

Não foi observada a entrada de água de plataforma no ponto de congelamento, com alta ou baixa salinidade, no extremo norte da península Antártica, apenas águas com as mesmas características das águas de fundo da bacia Central. Assim sendo, os resultados deste trabalho confirmam as suposições de von Gyldenfeldt *et al.* (2002) para a formação de águas profundas e de fundo do EB. Da mesma forma, a suposição de que as águas de fundo podem ser formadas localmente ou advectadas da plataforma noroeste do mar de Weddell para o EB são possíveis e talvez sejam complementares como proposto por López *et al.* (1999).

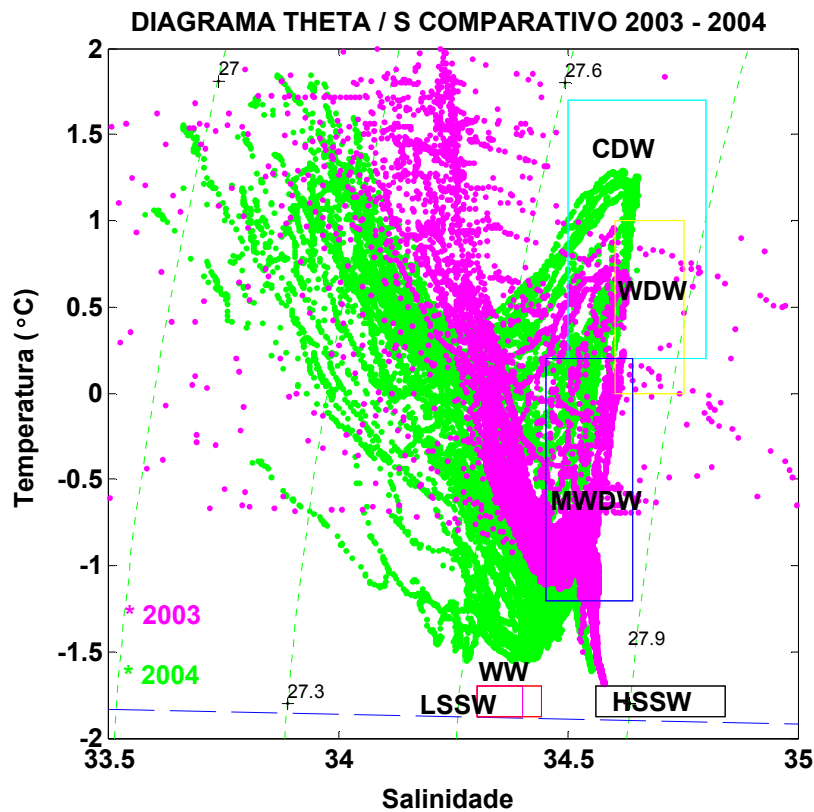


Figura 37 – Diagrama θ/S comparativo entre os verões de 2003 e 2004

Água Cálida Profunda Modificada (MWDW)

A origem das águas profundas do EB está inserida parcialmente no mesmo contexto da discussão sobre a origem das águas de fundo do estreito. Os primeiros trabalhos (CLOWES, 1934; DEACON, 1937; GORDON & NOWLIN JR., 1978; KILLWORTH, 1983) entendiam que as águas profundas seriam formadas localmente a partir de convecção de águas durante o inverno. Para Whitworth *et al.* (1994), a água profunda do EB seria uma mistura de água de plataforma no ponto de congelamento, água do mar de Weddell resfriada e água da Corrente Circumpolar Antártica (ACC). Por outro lado, para Gordon *et al.* (2000) a água profunda da bacia Oriental seria uma simples mistura da LSSW (65%) com a WDW (35%). Para os mesmos autores a água profunda da bacia Central seria uma combinação de WDW (11%), LSSW (24%), HSSW (60%) e Água de Picnoclina do Oceano Pacífico (5%). Como descrito no item

anterior, von Gyldenfeldt *et al.* (2002) entendem que as águas profundas do EB são formadas pelas variantes de água de plataforma acumuladas e misturadas em longos períodos. Tanto Gordon *et al.* (2000), como von Gyldenfeldt *et al.* (2002), observaram a presença de uma WDW modificada entrando no EB através da passagem que liga o estreito a bacia de Powell e que tem ~800 m de profundidade. Recentemente, este aspecto foi confirmando também durante o inverno de 2006 (M. M. MATA, comunicação pessoal, 2006).

Os resultados deste estudo mostram que a água dominante na mistura que preenche o EB, desde a camada intermediária superior (~400 m) até o fundo, é a Água Cálida Profunda Modificada (MWDW). Não há contradição entre as observações aqui contidas e as descrições anteriores mais atuais. Acredita-se que a única discordância seja quanto à nomenclatura. Whitworth *et al.* (1994), Gordon *et al.* (2000) e von Gyldenfeldt *et al.* (2002), identificam que a WDW que ocorreria no EB é uma forma mais resfriada. Esta forma da WDW é denominada por Carmack e Foster (1977) como Água Cálida Profunda Modificada (MWDW). De fato, é a água que encontramos desde a bacia Oriental até a bacia Ocidental, onde ela ocorre como água profunda e de fundo. Isto está de acordo com Gordon e Nowlin Jr. (1978) que afirmam que na bacia Ocidental não há evidências de convecção no ponto de congelamento. Para eles as águas ali encontradas são uma mistura de água profunda que flui da bacia Central com aquelas mais aquecidas e salinas do mar de Bellingshausen (BS).

Na bacia Oriental, a MWDW ocupou quase toda a da bacia no ano de 2003, afundando em certas áreas para dar lugar a WW (que entra pela proximidade da ilha Joinville). Os diagramas θ/S também mostram o domínio, quase que total, desta água. Em 2004 sua presença na bacia Oriental foi reduzida um pouco pela presença de WW, e pela CDW que foi encontrada próxima a ilha Gibbs, onde ocorre a formação de uma

marcante frente oxi-termo-halina (Figura 27). Uma mistura de WW e MWDW preenche a bacia Oriental numa proporção que varia de 40% a 60%, a WW contribui mais intensamente para porção superior e a MWDW para a camada inferior da bacia.

Notou-se, em 2004, a partir do platô que separa as bacias Oriental e Central uma propagação da MWDW para dentro da última. Isto é indicado pela língua observada nos diagramas de distribuição de oxigênio dissolvido (Figura 32b) e no perfil longitudinal de contribuição da MWDW (Figura 35b e Figura 38) da bacia Central. A intrusão de MWDW ocorre, inicialmente, entre 400 e 900 m de profundidade, sendo afunilada posteriormente para uma faixa entre 500 e 750 m de profundidade. A MWDW então afunda e se alarga, entrando na bacia Ocidental entre 600 e 950 m, ocupando a camada profunda e de fundo ao sul desta. Nos perfis da bacia Central esta intrusão pode ser observada se propagando no giro ciclônico do EB nas estações 52, 53, 43, 44, 37, 38 e 26 (Figura 25, Figura 23, Figura 21 e Figura 19). No sentido inverso, próximo ao talude das ISS, parte desta intrusão começa a recircular no giro ciclônico do EB e pode ser observada entre 450 e 500 m de profundidade na estação 31 (Figura 19), afundando para a faixa entre 700 e 1000 m na estação 34 (Figura 21). De modo geral, a MWDW compõe entre 50 e 60% de toda a água intermediária, profunda e de fundo da bacia Central. Na parte interna da bacia Ocidental, a MWDW aparece com maior intensidade próxima à margem sul do EB. Na porção central da bacia e no estreito de Boyd esta água praticamente desaparece, dando lugar a CDW.

No ano de 2003, a MWDW foi a água que preencheu a bacia Central, mas sem a intrusão observada em 2004. A falta de informações sobre oxigênio dissolvido, principal traçador da intrusão, pode ser o fator determinante para esta inobservância.

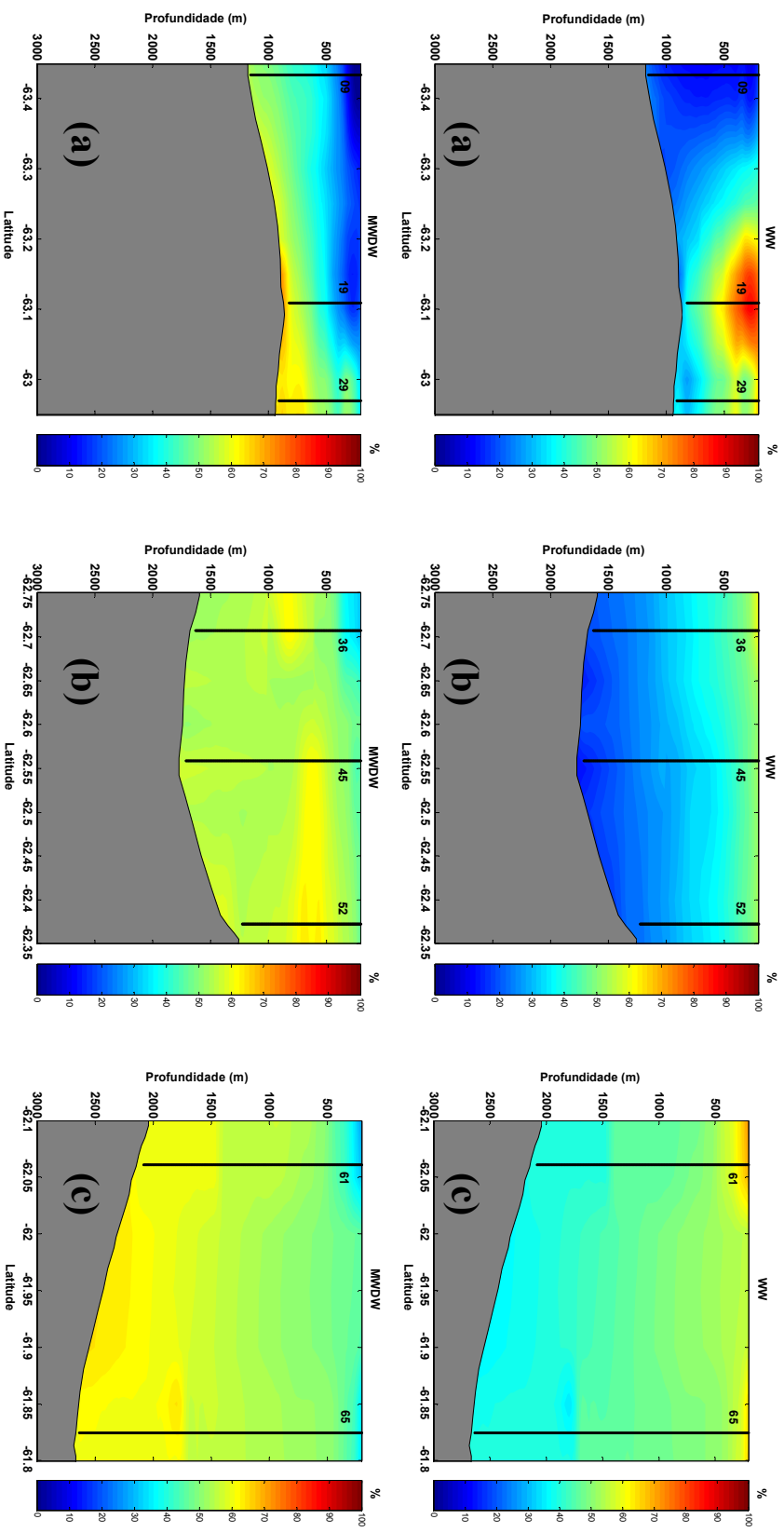


Figura 38 — Distribuição das contribuições (%) das massas de água: WW (acima) e MWDW (abaixo); ao longo dos perfis longitudinais ao estreito de Bransfield: (a) bacia Ocidental, (b) bacia Central e (c) bacia Oriental.

6.2 - Variabilidade interanual

Existem poucos estudos sobre a variabilidade ambiental no EB. Wilson *et al.* (1999) estudando um período de 32 anos (1963 a 1995) observaram que, de modo geral, as águas do estreito tornaram-se mais frias e menos salinas com um fluxo de calor de cerca de $-0,15 \text{ W.m}^{-2}\text{ano}^{-1}$ e influxo de água doce de $0.034 \text{ m.m}^{-2}\text{ano}^{-1}$. Estes autores observaram também que dentro deste intervalo de tempo há períodos em que ocorre uma inversão desta tendência. No entanto, estes autores apenas constataram as alterações sem, contudo, lançar hipóteses a respeito de suas causas.

Recentemente, Garcia e Mata (2005) analisaram uma série temporal de 25 anos (1980 e 2005) e concluíram que as águas da bacia Central do EB tornaram-se mais quentes ($0,226^\circ\text{C}$) e menos salinas (0,061) neste período. Isto ocorreu devido ao aquecimento da WDW (MWDW) proveniente do mar de Weddell e à redução na contribuição da HSSW proveniente da plataforma noroeste do mar de Weddell para as águas de fundo do EB. Esta mesma tendência foi observada na década de 1990 no mar de Weddell por Robertson *et al.* (2002) e von Gyldenfeldt *et al.* (2002). O aquecimento da WDW seria devido a um maior aporte de CDW da ACC para o mar de Weddell resultante da retração da frente polar oceanográfica (ROBERTSON *et al.*, 2002).

Os trabalhos mais recentes concluíram, contudo, que há uma tendência das águas profundas apresentarem salinidades e temperaturas menores em diversas regiões ao redor da Antártica. Esta tendência foi observada por Buddilon *et al.* (2003) para o mar de Ross; Aoki *et al.* (2005a, b) para o mar de Adélie e para a porção índica do oceano Austral; e Fahrbach *et al.* (2004) para o mar de Weddell. Além disso, Fahrbach *et al.* (2004) afirmam que a tendência de aquecimento das águas reportada para o mar de Weddell na década de 1990, acabou e que agora ocorre um resfriamento. Para estes autores, a existência de um centro de baixa pressão no leste do mar de Weddell

favoreceria a entrada de CDW no giro de Weddell, o que acarretaria um aumento de temperatura na WDW. Uma redução na salinidade das águas de plataforma (com diferentes magnitudes) é observada no mar de Ross e regiões próximas. Esta redução parece resultar de uma combinação de diferentes forçantes, as quais incluem o aumento da precipitação, a diminuição da produção de gelo marinho e o aumento do derretimento das plataformas de gelo (JACOBS *et al.*, 2002; BUDILLON *et al.* 2003; FAHRBACH *et al.*, 2004; JACOBS, 2004; AOKI *et al.*, 2005a, b).

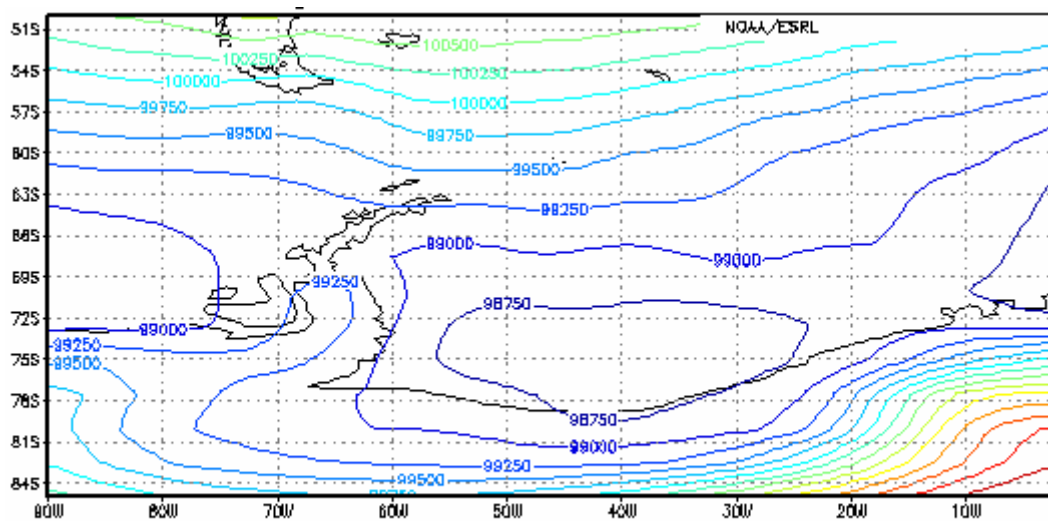
O período analisado neste trabalho é curto, e indica somente variações interanuais. Assim sendo, não se enquadra nas perspectivas apresentadas no último parágrafo, estando de acordo com Bryden *et al.* (2003) e Jacobs (2004). Estes autores observaram que as tendências estão relacionadas com estratos da coluna de água. Assim sendo, alguns estratos apresentam tendência ao aquecimento, outros ao resfriamento, uns ao aumento na salinidade e outros a uma diminuição. A principal causa destas variações está relacionada às variações ambientais sofridas pelas águas fonte nas suas regiões de origem e que se fazem sentir no EB (VON GYLDEFELDT *et al.* 2002).

De modo geral, as águas do EB apresentaram-se mais frias e menos salinas em 2004, porém as águas de fundo da bacia Central estiveram mais frias e mais salinas em 2003. A tendência geral, de diminuição da salinidade e da temperatura potencial em 2004, foi muito influenciada pela marcante presença da Água de Inverno (WW) neste ano. Uma possível causa para isto foi a presença de um centro de baixa pressão no lado oeste da península Antártica (Figura 39b). A existência de centros de baixa pressão atmosférica ao nível do mar, nas proximidades da península Antártica, provoca fortes ventos na região. Quando o centro está localizado a oeste da península, ocorrem fortes ventos de sul, a sudoeste no mar de Weddell. Estes ventos favorecem a ampliação da cobertura de gelo na região, e conseqüentemente, a formação de águas superficiais mais

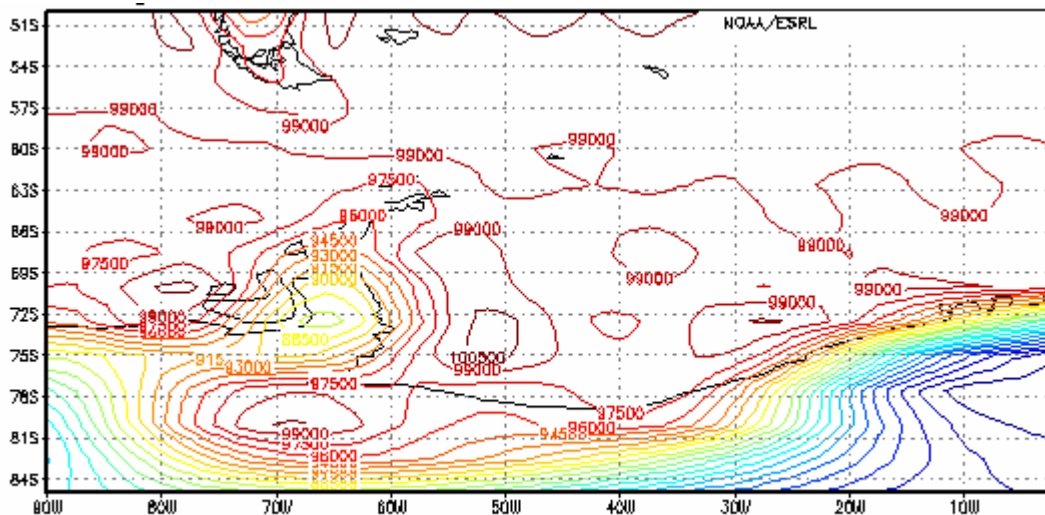
frias e menos salinas (WW; VENEGAS & DRINKWATER, 2001; FRANCO, 2006). Esta intensificação foi encontrada por Franco (2006) para o verão de 2001 e, aparentemente, repetiu-se no período de inverno e primavera anteriores ao verão de 2004 (Figura 39b). O mesmo padrão não foi encontrado no inverno e primavera de 2002, que antecederam a expedição do verão de 2003. A dinâmica de formação de ventos pelos gradientes de pressão foi menos intensa no período de 2002 do que em 2003 (Figura 39). No período, em 2002, o centro de baixa pressão esteve localizado a leste da península Antártica (Figura 39a).

Os dados aqui discutidos mostram a dominância da MWDW na área de estudo nos dois anos. As águas profundas ($\sigma_{\theta}>27,6$) foram em média 0,1°C mais frias e 0,05 menos salinas em 2004 do que em 2003. Na bacia Central as águas profundas ($\sigma_{\theta}>27,6$) em 2004 foram em média, 0,12°C mais frias e 0,04 menos salinas do que observado em 2003. As águas de fundo que são fortemente influenciadas por HSSW e foram em média 0,1°C mais frias e 0,02 mais salgadas em 2003.

Na bacia Oriental as águas profundas ($\sigma_{\theta}>27,6$) encontradas em 2004 foram em média, 0,05°C mais frias e 0,05 menos salinas do que em 2003. As águas profundas da bacia Oriental foram em média 0,13°C mais quentes e 0,01 menos salinas do que as águas profundas da bacia Central em 2004. Isso se deve ao fato da bacia Central receber uma forma de Água de Plataforma fortemente influenciada pela HSSW. As observações aqui apresentadas estão parcialmente inseridas nas observações de Garcia e Mata (2005) e, por representarem a comparação de apenas dois anos, podem significar apenas pequenas oscilações e não tendências na variabilidade ambiental (BRYDEN *et al.*, 2003).



MAX=102298
MIN=98537.8 (a)



MAX=101266
MIN=66383.4 (b)

Figura 39 – Mapas de distribuição da pressão ao nível do mar (SLP) para o entorno da península Antártica. Durante o inverno e primavera de (a) 2002; (b) 2003. Unidade: Pascal. Fonte: <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html>

Capítulo 7 – Conclusões

Os resultados deste trabalho concordam em alguns aspectos com a literatura científica e em outros inova, agregando conhecimentos sobre a estrutura e a variabilidade espacial e interanual das massas de água no EB para os verões austrais de 2003 e 2004.

A utilização da Análise Otimizada com Parâmetros Múltiplos, associada à análise hidrográfica clássica, permitiu determinar a contribuição das várias massas de água que preenchem o EB, bem como a sua distribuição espacial e sua variabilidade temporal durante os dois anos estudados. A disponibilidade de informações sobre a concentração de oxigênio dissolvido no ano de 2004 aumentou a capacidade de resolução da OMP, melhorando a análise dos dados em comparação àqueles de 2003.

O EB é preenchido por uma mistura de águas, cuja principal componente é a Água Cálida Profunda Modificada (MWDW), originária da bacia de Powell e que se espalha para todo o estreito. Sua contribuição varia de 30% na camada mais superior (até 400 m de profundidade) até 65% na camada de fundo das bacias que formam o EB. No ano de 2003 a MWDW representou quase 100% na formação das águas que preenchem a bacia Oriental do EB, devido a menor presença de Água de Inverno (WW). Na bacia Central a MWDW forma frentes oceanográficas com a CDW na margem sul do EB, nas proximidades da plataforma das ilhas Shetland do Sul.

A camada superior (até 400 m) das bacias do EB apresenta forte contribuição de WW que nas proximidades das geleiras das duas margens do estreito é influenciada por água de degelo. A WW contribui com 50 a 90% na formação de águas da camada intermediária superior das bacias do EB. A presença desta água ocorreu de forma mais intensa no ano de 2004, quando um forte centro de baixa pressão sobre a península Antártica, entre 21 de junho e 21 de dezembro de 2003, aumentou a intensidade de ventos do quadrante sul no mar de Weddell. Este evento aumentou a formação de gelo naquele mar e conseqüentemente a produção de WW.

Na bacia Ocidental nota-se a entrada de Água Circumpolar Profunda (CDW) entre as ilhas Smith e Snow. Esta CDW domina a formação de águas na bacia Ocidental do EB e flui para a bacia Central acompanhando o talude da plataforma das ilhas Shetland do Sul na isóbata de 1000 m, formando frentes oceanográficas com a MWDW. São encontradas águas compostas por até 100% de CDW nestas regiões. A CDW também entra na bacia Central pelas fendas existentes entre as ilhas Shetland do Sul. Esta água não foi vista na bacia Oriental em nenhum dos anos amostrados. Vórtices de CDW são vistos na bacia Central, demonstrando que ela deve participar da formação das águas do EB.

Águas de plataforma, com origem no noroeste do mar de Weddell, entram no EB na extremidade norte da península Antártica, defletem para oeste e entram na bacia Central do estreito, afundando em cânions e pelo talude da plataforma oeste da península. Esta água de plataforma participa da formação de águas profundas e de fundo da bacia Central e é denominada Água de Plataforma de Alta Salinidade (HSSW). Já a Água de Plataforma de Baixa Salinidade, ao contrário do que é descrito na literatura, não esteve presente na formação das águas profundas e de fundo da bacia Oriental durante os anos amostrados. A presença de HSSW na bacia Central faz com que as

águas de fundo aí presentes sejam mais frias e salinas que as aquelas das outras bacias. A contribuição de HSSW para as águas profundas e de fundo chega a 45%. As águas de fundo da bacia Central estiveram mais frias (0,1°C) e mais salinas (0,02) no ano de 2003 em comparação com 2004. Por outro lado, a tendência geral no EB foi de águas mais frias e menos salinas no ano de 2004, demonstrando a variabilidade interanual das propriedades termohalinas da região.

A distribuição e percentual das diferentes contribuições de MWDW, WW e HSSW nas bacias Central e Oriental nos anos de 2003 e 2004, apontam que esta variabilidade se deva a entrada destas águas em pulsos no EB. Elas não entram, portanto, de forma contínua.

Estes aspectos da variabilidade das águas no EB poderão ser melhor compreendidos se aumentarmos os esforços amostrais para as demais estações do ano. Também se faz necessário o contínuo monitoramento do estreito numa seqüência no mínimo decenal. Para tal, sugere-se a realização de fundeio de equipamentos e a realização de cruzeiros oceanográficos nas demais estações do ano. Deve-se aumentar a malha amostral da bacia Oriental, pois as interpolações desta bacia se deram com dados muito esparsos. A formação de WW e das águas de plataforma devem considerar o congelamento e o derretimento sazonal da camada de gelo marinho. Aspectos como formação deste gelo e a inter-relação oceano-gelo-atmosfera são importantes para o entendimento das variabilidades climáticas na Antártica e no planeta.

Referências Bibliográficas

- AOKI, S.; BINDOFF, N. L.; CHURCH, J. A. Interdecadal water mass changes in the Southern Ocean between 30°E and 160°E. **Geophysical Research Letters**, v.32, L07607, 5 p. doi:10.1029/2004GL022220, 2005a.
- AOKI, S.; RINTOUL, S. R.; USHIO, S.; WATANABE, S., BINDOFF, N. L. Freshening of the Adélie Land Bottom Water near 140°E. **Geophysical Research Letters**, v. 32, L23601, 4 p., doi:10.1029/2005GL024246, 2005b.
- BAE, S. H.; YOON, H. I.; PARK, B. K.; KIM, Y. Late Quaternary stable isotope record and meltwater discharge anomaly events to the south of the Antarctic Polar Front, Drake Passage. **Geo-Marine Letters**, v. 23, p. 110-116, 2003.
- BÁRCENA, M. A.; GERSONDE, R.; LEDESMA, S.; FABRÉS, J.; CALAFAT, A. M.; CANALS, M.; JAVIER SIERRO, F.; FLORES, J. A. Record of Holocene glacial oscillations in Bransfield Basin as revealed by siliceous microfossil assemblages. **Antarctic Science**, v. 10, n. 3, p. 269-285, 1998.
- BÁRCENA, M. Á.; ISLA, E.; PLAZA, A.; FLORES, J. A.; SIERRO, F. J.; MASQUÉ, P.; SANCHEZ-CABEZA, J. A.; PALANQUES, A. Bioaccumulation record and paleoclimatic significance in the Western Bransfield Strait. The last 2000 years. **Deep-Sea Research II**, v. 49, n. 4-5, p. 935-950, 2002.
- BAUM, S. K. **Glossary of Physical Oceanography and Related Disciplines**. Department of Oceanography, Texas A & M University, 539 p., 2004.
http://ioc.unesco.org/oceanteacher/OceanTeacher2/01_GlobOcToday/01_SciOc/07_OcGloss/a.pdf
- BOHRMANN, G.; CHIN, C.; PETERSEN, S.; SAHLING, H.; SCHWARZ-SHAMPERA, U.; GREINERT, J.; LAMMERS, S.; REHDER, G.; DAEHLMANN, A.; WALLMANN, K.; DIJKSTRA, S.; SCHENKE, H.-W. Hydrothermal activity at Hook Ridge in the Central Bransfield Basin, Antarctica. **Geo-Marine Letters**, v. 18, p. 277-284, 1999.

- BRYDEN, H. L.; McDONAGH, E. L.; KING, B. A. Changes in the Ocean Water Mass Properties: Oscillations or Trends? **Science**, v. 300, p. 2086-2088, 2003.
- BUDILLON, G.; PACCIARONI, M.; COZZI, S.; RIVARO, P.; CATALANO, G.; IANNI, C.; CANTONI, C. An optimum multiparameter mixing analysis of the shelf waters in the Ross Sea. **Antarctic Science**, v. 15, n. 1, p. 105-118, 2003.
- CAPELLA, J. E.; ROSS, R. M.; QUENTIN, L. B.; HOFMANN, E. E. A note on the thermal structure of the upper ocean in the Bransfield Strait – South Shetland Islands region. **Deep-Sea Research**, v. 39, n. 7-8, p. 1221-1229, 1992.
- CARMACK, E. C. A quantitative characterization of water masses in the Weddell Sea during summer. **Deep-Sea Research**, v. 21, n. 6, p. 431-443, 1974.
- CARMACK, E.C. Water characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front. In: ANGEL, M.A. **Voyage of Discovery, George Deacon 70th Anniversary Volume**. Pergamon Press. Oxford, p. 15-41, 1977.
- CARMACK, E. C.; FOSTER, T. D. On the flow of water out of Weddell Sea. **Deep-Sea Research**, v. 22, n. 11, p. 711-724, 1975.
- CARMACK, E. C.; FOSTER, T. D. Water masses and circulation in the Weddell Sea. In: **Polar Oceans, Proceedings of the Polar Oceans Conference**, Montreal, 1974. Arctic Institute of North America, Calgary, Canada, p. 151-165, 1977.
- CLOWES, A.J. Hydrology of the Bransfield Strait. **Discovery Reports**, v. 9, p. 1 – 64, 1934.
- DÄHLMANN, A.; WALLMANN, K.; SAHLING, H.; SARTHOU, G.; BOHRMANN, G.; PETERSEN, S.; CHIN, C. S.; KLINKHAMMER. Hot vents in an ice-cold ocean: Indications for phase separation at the southernmost area of hydrothermal activity, Bransfield Strait, Antarctica. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 193, p. 381-394, 2001.
- DEACON, G. E. R. The hydrology of the Southern Ocean. **Discovery Reports**, v. 15, p. 1-124, 1937. ISBN B0008A8JJ6.

- DIETRICH, R.; DACH, R.; ENGELHARDT, G.; KUTTERER, H.; LINDNER, K.; MAYER, M.; MENGE, F.; MIKOLAISKI, H-W.; NIEMEIER, W.; ORTHS, A.; PERLT, J.; POHL, M.; SALBACH, H.; SCHENKE, H-W.; SCHSÖNE, T.; SEEGER, G.; SOLTAU, G. GAP: Ein geodätisches Antarktisprojekt zur Lösung geodynamischer Aufgabenstellung. **Zeitschrift für Vermessungskunde**, v. 2, p 49-60, 1998.
- DOMACK, E. W.; ISHMAN, S. Oceanographic and physiographic controls on modern sedimentation within Antarctic fjords. **Geological Society of America Bulletin**, n. 105, p. 1175-1189, 1993.
- DOVAL, M. D.; ÁLVAREZ-SALGADO, X. A.; CASTRO, C. G.; PÉREZ, F. F. Dissolved organic carbon distributions in the Bransfield and Gerlache Straits, Antarctica. **Deep-Sea Research II**, v. 49, n. 4-5, p. 663-674, 2002.
- EMERY, W.J. & THOMSON, R.E. **Data analysis methods in Physical Oceanography**. Pergamon, Grã-Bretanha, 634 p., 1998.
- FABRÉS, J.; CALAFAT, A.; CANALS, M.; BÁRCENA, M. A.; FLORES, J. A. Bransfield Basin fine grained sediments: Late Holocene sedimentary processes and oceanographic conditions. **The Holocene**, v. 10, p. 703-718, 2002.
- FAHRBACH, E.; HOPPEMA, M.; ROHARDT, G.; SCHRÖDER, M.; WISOTZKI, A. Decadal-scale variations of water mass properties in the deep Weddell Sea. **Ocean Dynamics**, v. 54, p. 77-91, doi: 10.1007/s10236-003-0082-3, 2004.
- FAHRBACH, E.; ROHARDT, G.; SCHEELE, N.; SCHRÖDER, M.; STRASS, V. & WISOTZKI, A. Formation and discharge of deep and bottom water in the northwestern Weddell Sea. **Journal of Marine Research**, v. 53, p. 515-538, 1995.
- FAHRBACH, E.; ROHARDT, G.; SCHRÖDER, M. & STRASS, V. Transport and structure of the Weddell Gyre. **Annales Geophysicae**, v. 12, p. 840-855, 1994.
- FOLDVIK, A.; GAMMELSRÖD, T. & TÖRRESEN, T. 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**, v. 43, Washington DC: AGU, p. 5-20, 1985.
- FOSTER, T.D.; CARMACK, E.C. Temperature and Salinity structure in the Weddell Sea. **Journal of Physical Oceanography**, v. 6, p. 36-44, 1976.

- FRANCO, B. C. Exportação de Águas Profundas na Região Nordeste do Mar de Weddell, Antártica: Ênfase na Variabilidade Temporal. **Dissertação de Mestrado**, Pós-graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Fundação Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande (RS), Brasil, 142 p., 2006.
- GAMMELSRØD, T., FOLDVIK, A., NØST, O. A., SKAGSETH, Ø., ANDERSON, L. G., FOGELQVIST, E., OLSSON, K., TANHUA, T., JONES, E. P., ØSTERHUS, S. Distribution of water masses on the continental shelf in the southern Weddell Sea. In: Joahannensen, O. M. (Ed.) *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment: the Nansen centennial volume*. **AGU Geophysical Monograph** 84, p. 159-176, 1994.
- GARCIA, C. A. E.; MATA, M. M. Deep and bottom water variability in the central basin of Bransfield Strait (Antarctica) over the 1980-2005 period. **CLIVAR Exchanges**, v. 10, p. 48-50, 2005.
- GARCÍA, M. A.; CASTRO, C. G.; RÍOS, A. F.; DOVAL, M. D.; ROSÓN, G.; GOMIS, D.; LÓPEZ, O. Water masses and distribution of physico-chemical properties in the Western Bransfield Strait and Gerlache Strait during Austral Summer 1995/96. **Deep-Sea Research II**, v. 49, n. 4-5, p. 585-602, 2002.
- GARCÍA, M. A.; LÓPEZ, O.; SOSPEDRA, J.; ESPINO, M.; GRÀCIA, V.; MORRISON, G.; ROJAS, P.; FIGA, J.; PUIGDEFÀBREGAS, J.; SÁNCHEZ-ARCILLA, A. Mesoscale variability in the Bransfield Strait region (Antarctica) during Austral summer. **Annales Geophysicae**, v. 12, n. 9, p. 856-867, 1994.
- GILL, A.E.. Circulation and bottom water production in the Weddell Sea. **Deep-Sea Research**, v. 20, n. 2, p. 111-140, 1973.
- GOMIS, D.; GARCÍA, M. A., LÓPEZ, O., PASCUAL, A. Quase-geostrophic 3D circulation and mass transport in the western Bransfield Strait during Austral Summer 1995/96. **Deep-Sea Research II**, v. 49, n. 4-5, p. 603-621, 2002.
- GORDON, A. L. Western Weddell Sea Thermohaline Stratification. **Antarctic Research Series**, v. 75, p. 215–240, 1998.
- GORDON, A. L.; MENSCH, M.; DONG, Z.; SMETHIE JR., W. M.; BETTENCOURT, J. Deep and bottom water of the Bransfield Strait eastern and central basins. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. C5, p. 11337–11346, 2000.

- GORDON, A. L.; NOWLIN JR., W. D. The Basin Waters of the Bransfield Strait. **Journal of Physical Oceanography**, v. 8, p. 258-264, 1978.
- GRÀCIA, E.; CANALS, M.; FARRÀN, M.; PRIETO, M. J., SORRIBAS, J. & GEBRA TEAM. Morphostructure and evolution of the Central and Eastern Bransfield Basins (NW Antarctic Peninsula). **Marine Geophysical Researches**, v. 18, p. 429-448, 1996.
- GRÀCIA, E.; CANALS, M.; FARRÀN, M. L.; SORRIBAS, J.; PALLÀS, R. Central and eastern Bransfield basins (Antarctica) from high-resolution swath-bathymetry data. **Antarctic Science**, v. 9, n. 2, p. 168-180, 1997.
- GRELOWSKI, A.; MAJEWICZ, A.; PASTUSZAK, M. Mesoscale hydrodynamic processes in the region of Bransfield Strait and the southern part of Drake Passage during BIOMASS – SIBEX 1983/84. **Polish Polar Research**, v. 7, n.4, p. 353–369, 1986.
- GRIFFITH, T. W.; ANDERSON, J. B. Climatic control of sedimentation in bays and fjords of the northern Antarctic Peninsula. **Marine Geology**, n. 85, p. 181-204, 1989.
- GROSFELD, K.; SCHRÖDER, M.; FAHRBACH, E.; GERDES, R.; MACKENSEN, A. How iceberg calving and grounding change the circulation and hydrography in the Filchner Ice Shelf-Ocean System. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. C5, p. 9039-9055, 2001.
- HENRY-EDWARDS, A.; TOMCZAK, M. Remote detection of water property changes from a time series of oceanographic data. **Ocean Science**, v. 2, p. 11-18, 2006a.
- HENRY-EDWARDS, A.; TOMCZAK, M. Detecting changes in Labrador Sea through a water mass analysis of BATS data. **Ocean Science**, v. 2, p. 19-25, 2006b.
- HINRICHSEN, H-H.; TOMCZAK, M. Optimum Multiparameter Analysis of the Water Mass Structure in the Western North Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. C6, p. 10155–10169, 1993.
- HOFMANN, E. Physics/Climate Working Group Report. IN: GLOBEC: Southern Ocean Program GLOBEC Workshop on Southern Ocean Marine Animal Populations and Climate Change. **U. S. Global Ocean Ecosystems Dynamics Report Number 5**, p. 104-106, La Jolla, 1991.

- HUNTLEY, M. E.; BRINTON, E. Mesoscale variation in growth and early development of *Euphausia superba* Dana in the western Bransfield Strait region. **Deep-Sea Research II**, v. 38, n. 8-9, p. 1213-1240, 1991a.
- HUNTLEY, M. E.; ESCRITOR, F. Dynamics of *Calanoides acutus* (Copepoda: *Calanoida*) in antarctic coastal waters. **Deep-Sea Research II**, v. 38, n. 8-9, p. 1145-1167, 1991b.
- IMBO, Y.; DE BATIST, M.; CANALS, M.; PRIETO, M. J.; BARAZA, J. The Gebra Slide: a submarine slide on the Trinity Peninsula Margin, Antarctica. **Marine Geology**, v. 193, p. 235-252, 2003.
- IKEDA, Y.; MIRANDA, L. B.; IWAI, M.; FURTADO, V. V.; CACCIARI, P. L. Environmental Parameters of the Bransfield Strait, Antarctica. **Anais da Academia Brasileira de Ciéncia**, v. 58, p. 117–135, 1986.
- JACOBS, S. S. Bottom water production and its links with the thermohaline circulation. **Antarctic Science**, v. 16, p. 427-437, doi: 10107/S095410200400224X, 2004.
- JACOBS, S. S.; GIULIVI, C. F.; MELE, P. A. Freshening of the Ross Sea during the late 20th century, **Science**, v. 297, p. 386-289, 2002.
- KARSTENSEN, J.; TOMCZAK, M. Ventilation processes and water mass ages in the thermocline of the southeast Indian Ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 24, n. 22, p. 2777–2780, 1997.
- KARSTENSEN, J.; TOMCZAK, M. Age determination of mixed water masses using CFC and oxygen data. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. C9, p. 18599-18609, 1998.
- KARSTENSEN, J.; TOMCZAK, M. **OMP Analysis Package for MATLAB Version 2.0**, 43 p., 1999.
http://www.ldeo.columbia.edu/~jkarsten/omp_std/README.html
- KERR, R.; MATA, M. M.; GARCIA, C.A.E. Optimum Multiparameter Analysis of the Weddell Sea Water Mass Structure. **CLIVAR Exchanges**, v. 10, n. 4, p. 33-35, 2005.

- KERR, R. Distribuição, mistura e variabilidade das massas de água profundas do Mar de Weddell, Antártica. **Dissertação de Mestrado**, Pós-graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Fundação Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande (RS), Brasil, 146 p., 2006.
- KILLWORTH, P. D. Deep convection in the world ocean. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 21, p. 1-26, 1983
- KLEIN, B.; TOMCZAK, M. 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**, v. 99, n. C12, p. 25275–25280, 1994.
- KLINCK, J. M. Large Scale Physical Oceanography of the Southern Ocean IN: GLOBEC: Southern Ocean Program GLOBEC Workshop on Southern Ocean Marine Animal Populations and Climate Change. **U. S. Global Ocean Ecosystems Dynamics Report Number 5**, p. 62-70, La Jolla, 1991.
- KLINKHAMMER, G. P.; CHIN, C. S.; KELLER, R. A.; DÄHLMANN, A.; SAHLING, H.; SARTHOU, G. PETERSEN, S.; SMITH, F.; WILSON, C. Discovery of new hydrothermal vent sites in Bransfield Strait, Antarctica. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 193, p. 395-407, 2001.
- LEE, K.; CHOI, S.-D.; PARK, G.-H.; WANNINKHOF, R.; PENG, T.-H.; KEY, R. M.; SABINE, C. L.; FEELY, R. A.; BULLISTER, J. L.; MILLERO, F. J.; KOZYL, Alex. An updated anthropogenic CO₂ inventory in the Atlantic Ocean. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 17, n. 4, 1116, doi:10.1029/2003GB002067, 17 p., 2003.
- LEFFANUE, H.; TOMCZAK, M. Using OMP analysis to observe temporal variability in water mass distribution. **Journal of Marine Systems**, v. 48, p. 3-14, 2004.
- LEVENTER, A.; DOMACK, E. W.; ISHMAN, S. E.; BRACHFELD, S.; MCLENNEN, C. E.; MANLEY, P. Productivity cycles of 200 – 300 years in the Antarctic Peninsula region: understanding linkages among the sun, atmosphere, oceans, sea ice, and biota. **GSA Bulletin** 108, p. 1626 – 1644, 1996.
- LÓPEZ, O.; GARCÍA, M. A.; GOMIS, D.; ROJAS, P.; SOSPEDRA, J; SÁNCHEZ-ARCILLA, A. Hydrographic and hydrodynamic characteristics of the eastern basin of the Bransfield Strait (Antarctica). **Deep-Sea Research I**, v. 46, n.10, p. 1755-1778, 1999.

- LÓPEZ, O.; GARCÍA, M. A.; SÁNCHEZ-ARCILLA, A. Tidal and residual currents in the Bransfield Strait, Antarctica. **Annales Geophysicae**, v. 12, n. 9, p. 887-902, 1994.
- MAAMAATUAIAHUTAPU, K.; GARCON, V. C.; PROVOST, C.; BOULHADID, M.; OSIROFF, A. P. Brasil Malvinas Confluence: Water mass composition, **Journal of Geophysical Research**, v. 97, p. 9493-9505, 1992.
- MACKAS, D. L.; DENMAN, K. L.; BENNETT, A. F. Least Squares Multiple tracer Analysis of Water Mass Composition. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. C3, p. 2907–2918, 1987.
- MACKENSEN, A. Oxygen and carbon stable isotope tracer of Weddell Sea water masses: new data and some paleoceanographic implications. **Deep-Sea Research I**, v. 48, n. 6, p. 1401-1422, 2001.
- MASQUÉ, P.; ISLA, E.; SANCHEZ-CABEZA, J. A.; PALANQUES, A.; BRUACH, J. M.; PUIG, P.; GUILLÉN, J. Sediment accumulation rates and carbon fluxes to bottom sediments at the Western Bransfield Strait (Antarctica). **Deep-Sea Research II**, v. 49, n. 4-5, p. 921-933, 2002.
- MUENCH, R.D.; HELLMER, H.H. The International DOVETAIL Program: Topical Studies in Oceanography. **Deep-Sea Research II**, v. 49, n. 21, p. 4711-4714, 2002.
- NAVEIRA GARABATO, A. C.; HEYWOOD, K. J.; STEVENS, D. P. Modification and pathways of Southern Ocean Deep Waters in the Scotia Sea. **Deep-Sea Research I**, v. 49, n.3, p. 681-705, 2002.
- NIILER, P. P.; AMOS, A., HU, J-H. Water masses and 200 m relative geostrophic circulation in the western Bransfield Strait region. **Deep-Sea Research**, v. 38, n. 8-9, p. 943–959, 1991.
- ORSI, A.H.; WHITWORTH, T. & NOWLIN, W.D. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. **Deep-Sea Research I**, v. 42, n. 5, p. 641-673, 1995.

- PALANQUES, A.; ISLA, E.; MASQUÉ, P.; PUIG, P.; SÁNCHEZ-CABEZA, J.A.; GILI, J. M.; GUILLÉN, J. Downward particle fluxes and sediment accumulation rates in the western Bransfield Strait: Implications of lateral transport for carbon cycle studies in Antarctic marginal seas. **Journal of Marine Research**, v. 60, p. 347–365, 2002.
- PATERSON, S. L.; SIEVERS, H. A. The Weddell-Scotia confluence. **Journal of Physical Oceanography**, v. 10, p. 1584-1610, 1980.
- POOLE, R.; TOMCZAK, M. Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline. **Deep-Sea Research I**, v. 46, n. 11, p. 1895–1921, 1999.
- PRIETO, M.; CANALS, M.; ERCILLA, G.; DE BATIST, M. Structure and geodynamic evolution of the Central Bransfield Basin (NW Antarctica) from seismic reflection data. **Marine Geology**, v. 149, n. 1, p. 17-38, 1998.
- PRIETO, M.; ERCILLA, G.; CANALS, M., DE BATIST, M. Seismic stratigraphy of the Central Bransfield Basin (NW Antarctic Peninsula): interpretation of deposits and sedimentary process in a glacio-marine environment. **Marine Geology**, v. 157, p. 47-68, 1999.
- PRIETO, M. J.; GRÀCIA, E.; CANALS, M.; ERCILLA, G.; DE BATIST, M. Sedimentary history of the Central Bransfield Basin (NW Antarctic Peninsula). In: Ricci, C. A. (Ed.), **The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes**. Proc. VII ISAES, Terra Antarctica, Siena, p. 711-717, 1997.
- REDFIELD, A.C.; KETCHUM, B.H. & RICHARDS, F.A. The influence of organisms on the composition of sea water. In: HILL, M.N. (ed.). **The Sea**. Vol. (2), p. 26-77, 1963.
- ROBERTSON, R.; VISBECK, M.; GORDON, A. L.; FAHRBACH, E. Long-term temperature trends in the deep waters of the Weddell Sea. **Deep-Sea Research II**, v. 49, n. 21, p. 4791-4806, 2002.
- SABINE, C. L.; FEELY, R. A.; KEY, R. M.; BULLISTER, J. L.; MILLERO, F. J.; LEE, K.; PENG, T.-H.; TILBROOK, B.; ONO, T.; WONG, C. S. Distribution of anthropogenic CO₂ in the Pacific Ocean. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 16, n. 04, 1083, doi: 10.1029/2001GB0011639, 17 p, 2002.

- SCHLOSSER, P.; SUESS, E.; BAYER, R.; RHEIN, M. ^3He in the Bransfield Strait waters: indication for local injection from back-arc rifting. **Deep-Sea Research**, v. 35, n. 12, p. 1919-1935, 1988.
- SCHNEIDER, Birgit; KARSTENSEN, Johannes; OSCHLIES, Andreas; SCHLITZER, Reiner. Model-based evaluation of methods to determine C:N and N:P regeneration ratios from dissolved nutrients. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 19, GB2009, doi: 10.1029/2004GB002256, 18 p., 2005.
- SCHODLOK, M. P.; HELLMER, H. H.; BECKMANN, A. On the transport, variability and origin of dense water masses crossing the South Scotia Ridge. **Deep-Sea Research II**, v. 49, n. 21, p. 4807-4825, 2002.
- SIMÕES, J. C. Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 119-154, 2004.
- SIMÕES, J. C.; ARIGONY-NETO, J.; BREMER, U. F. O uso de mapas antárticos em publicações. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 191-197, 2004.
- SIEVERS, H. A. Descripción de las condiciones oceanográficas físicas, como apoyo al estudio de la distribución y comportamiento del krill. **INACH Serie Científica**, p. 87-136, 1982.
- SMITH, David A.; HOFMANN, Eileen E.; KLINK, John M.; LASCARA, Cathy M. Hydrography and circulation of the West Antarctic Peninsula Continental Shelf. **Deep-Sea Research I**, v. 46, n. 6, p. 925-949, 1999.
- SMITH, D. A.; KLINCK, J. M. Water properties on the west Antarctic Peninsula continental shelf: a model study of effects of surface fluxes and sea ice. **Deep-Sea Research II**, v. 49, n. 21, p. 4863-4886, 2002.
- SOMOZA, L.; MARTÍNEZ-FRÍAS, J.; SMELLIE, J. L.; REY, J.; MAESTRO, A. Evidence for hydrothermal venting and sediment volcanism discharged after recent short-lived volcanic eruptions at Deception Island, Bransfield Strait, Antarctica. **Marine Geology**, v. 203, p. 119-140, 2004.
- STEIN, M. Variation of Geostrophic Circulation off the Antarctica Peninsula and in the South-west Scotia Sea, 1975-1985. In: Sahrhage, D. (Ed.). **Antarctic Ocean and Resources Variability**, p. 81-91, 1988.

- STEIN, M. Seasonal variation of water masses in Bransfield Strait and adjacent waters. **Archiv Fischereiwissenschaft**, v. 39, p. 15-38, 1989.
- STEIN, M.; HEYWOOD, R. B. Antarctic environment-physical oceanography: The Antarctic Peninsula and Southwest Atlantic region of the Southern Ocean, In: El-Sayed, S. Z. (Ed.), **Southern Ocean Ecology**. Cambridge University Press, Cambridge, p. 11-24, 1994.
- SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W.; FLEMING, R. H. **The oceans: their physics, chemistry, and general biology**. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, USA, 1087 p., 1942.
- THOMPSON, R.O. R. Y.; EDWARDS, R. J. Mixing and Water-Mass Formation in the Australian Subantarctic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 11, p. 1399–1406, 1981.
- TOMCZAK, M. A multi-parameter extension of temperature / salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing. **Progress in Oceanography**, v. 10, p. 147-171, 1981.
- TOMCZAK, M. Some historical, theoretical and applied aspects of quantitative water mass analysis. **Journal of Marine Research**, v. 57, n. 2, p. 275 – 303, 1999a.
- TOMCZAK, M. Potential Vorticity as a Tracer in Quantitative Water Mass Analysis. **International WOCE Newsletter**, n. 36, p. 6-10, 1999b.
- TOMCZAK, M.; LARGE, D. G. B. Optimum Multiparameter Analysis of the Mixing in the Thermocline of the Eastern Indian Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. C11, p. 16141–16149, 1989.
- TOMCZAK, Matthias; LARGE, Daniel G. B.; NANCARROW, Nathan. Identification of diapycnal mixing through optimum multiparameter analysis. 1- Test of Feasibility and Sensitivity. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. C12, p. 25267 – 25274, 1994.
- TOMCZAK, M. & LIEFRINK, S. Interannual variations of water mass volumes in the Southern Oceans. **Journal of Atmospheric and Ocean Science**, v. 10, n. 1, p. 31-42, 2005.

- TOKARCZYK, R. Classification of water masses in the Bransfield Strait and southern part of Drake Passage using a method of statistical multidimensional analysis. **Polish Polar Research**, v. 8, n. 4, p. 333 – 366, 1987.
- VENEGAS, S. A.; DRINKWATER, M. R. Sea ice, atmosphere and upper ocean variability in the Weddell Sea, Antarctica. **Journal of Geophysics Research**, v. 106, p. 16747-16766, 2001.
- VON GYLDENFELDT, A. B.; FAHRBACH, E., GARCÍA, M. A.; SCHRÖDER, M. Flow variability at the tip of the Antarctic Peninsula. **Deep-Sea Research II**, v. 49, n. 21, p. 4743-4766, 2002.
- WELL, R.; ROETHER W.; STEVENS, D. P. An additional deep-water mass in Drake Passage as revealed by ³He data. **Deep-Sea Research I**, v. 50, n. 9, p. 1079-1098, 2003.
- WHITWORTH III, T.; NOWLIN JR., W. D.; ORSI, A. H.; LOCARNINI, R. A.; SMITH, S. G. Weddell Sea Shelf Water in the Bransfield Strait and Weddell – Scotia Confluence. **Deep-Sea Research I**, v. 41, n. 4, p. 629–641, 1994.
- WILSON, C.; KLINKHAMMER, G. P.; CHIN, C. S. Hydrography within the Central and East Basins of the Bransfield Strait, Antarctica. **Journal of Physical Oceanography**, v. 29, p. 465-479, 1999.
- YOON, H. I.; HAN, M. W.; PARK, B. K.; OH, J, K, CHANG, S. K. Depositional environment of near surface sediments, King George Basin, Bransfield Strait, Antarctica. **Geo-Marine Letters**. v. 14, p. 1-9, 1994.
- YOON, H. I.; HAN, M. W.; PARK, B. K.; OH, J, K, CHANG, S. K. Glaciomarine sedimentation and paleo-glacial setting of Maxwell Bay and its tributary embayment, Marian Cove, South Shetland Islands, West Antarctica. **Marine Geology**, n. 140, p. 265-282, 1997.
- YOON, H. I.; PARK, B. K.; DOMACK, E. W.; KIM, Y. Distribution and dispersal patterns of suspended particulate matter in Maxwell Bay and its tributary, Marian Cove, in the South Shetland Islands, West Antarctica. **Marine Geology**, n. 152, p. 261-275, 1998.

YOU, Y.; LUTJEHARMS, J. R. E.; BOEBEL, O., RUIJTER, W. P. M. Quantification of the interocean exchange of intermediate water masses around southern Africa. **Deep-Sea Research II**, v. 50, n. 1, p. 197-228, 2003.

YOU, Y; TOMCZAK, M. Thermocline circulation and ventilation in the Indian Ocean derived from water mass analysis. **Deep-Sea Research I**, v. 40, n. 1, p. 13-56, 1993.

ZHOU, M.; NIILER, P. P.; HU, J. H. Surface currents in the Bransfield and Gerlache Straits, Antarctica. **Deep-Sea Research I**, v. 49, n. 2, p. 267-280, 2002.