

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-5472-TDI/503

**ESTUDO DA CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL AO NORTE DO
ESTREITO DE BRANSFIELD, ANTÁRTICA**

Ronald Buss de Souza

Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto,
orientada pelo Dr. Merritt Raymond Stevenson,
aprovada em setembro de 1992

INPE
São José dos Campos
Novembro de 1992

551.508.825(99)

SOUZA, R.B.

Estudo da circulação superficial ao
Norte do Estreito de Bransfield, Antártica.
/ R.B. Souza. -- São José dos Campos:
INPE, 1992. 189p. -- (INPE-5472-TDI/503)

1. Bóia de deriva. 2. Circulação super-
ficial. 3. Estreito de Bransfield. 4. An-
tártica. I. Título.

Aprovada pela Banca Examinadora
em cumprimento a requisito exigido
para a obtenção do Título de Mestre
em Sensoriamento Remoto

Dr. Merrit Raymond Stevenson



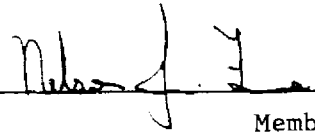
Orientador/Presidente

Dr. João Antonio Lorenzetti



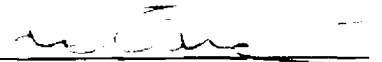
Membro da Banca

Dr. Nelson Jesus Ferreira



Membro da Banca

Dr. Luiz Bruner de Miranda



Membro da Banca
- Convidado -

Candidato: Ronald Buss de Souza

São José dos Campos, 08 de setembro de 1992

"O mar jaz; gemem em segredo os ventos
Em Eolo cativos;
Só com as pontas do tridente as vastas
Águas franze Netuno;
E a praia é alva e cheia de pequenos
Brilhos sob o sol claro.
Inutilmente parecemos grandes.
Nada, no alheio mundo.
Nossa vista grandeza reconhece
Ou com razão nos serve,
Se aqui de um manso mar meu fundo indício
Três ondas o apagam,
Que me fará o mar que na atra praia
Ecoa de Saturno ?"

[O Mar Jaz - F.Pessoa]

Aos meus pais Nei e Ione,
pela compreensão da minha distância
A Silvana
pela presença

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho se deveu, em grande parte, ao incentivo, apoio e amizade do meu orientador, Dr. Merritt Raymond Stevenson. Sua contribuição vai além dos meios acadêmicos, e seu nome está altamente relacionado ao desenvolvimento das bóias brasileiras rastreadas por satélite, uma tecnologia de instrumentação oceanográfica moderna e essencial a um país como o Brasil.

Um agradecimento especial aos Drs. João Antônio Lorenzetti e Evelyne M.L.M. Novo, e ao MSc. Carlos Leandro da Silva Jr. pela atenção, incentivo e discussões durante a realização deste trabalho. Ao mesmo tempo, agradeço aos colegas da Divisão de Ciências da Terra (DCT-INPE) Dr. Márcio Vianna, MSc. Sydnéa Maluf, MSc. Héctor M.V. Inostroza, Eng. Pedro Rubens de Carvalho e Eng. Paulo Rogério de Aquino Arlino, pelo apoio e interesse.

Ao Dr. Luiz Bruner de Miranda, do IOUSP, pelo interesse e incentivo a este trabalho. Da mesma forma, um agradecimento especial ao MSc. Osmar Olinto Möller Jr. e ao Dr. Carlos Garcia, da FURG.

Aos integrantes do projeto MEDICA, Oc. Juan Ricardo Quesada e Ernesto Mulato, pelo auxílio na preparação de algumas figuras utilizadas neste trabalho, assim como em alguns tratamentos iniciais dos dados hidrográficos. Ao Eng. José Luis de Oliveira, pela preparação do "software" de correção para os dados de STD. Aos Oc. Keity Corbani Ferraz, Milton Kampel e Alexandre Cabral, pelas discussões e sugestões.

Ainda agradeço ao Dr. Alberto Waingort Setzer e ao Oc. Clemente Hungria, pela cedência dos dados de pressão atmosférica utilizados neste trabalho, dentro do projeto Meteorologia na Estação Antártica Com. Ferraz (# 9618).

Ao World Data Center A for Glaciology (Snow and Ice) - Universidade do Colorado, EUA, pela cedência dos dados de cobertura de gelo utilizados aqui.

À Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) - Marinha do Brasil e tripulação do N.Ap.Oc. Barão de Teffé, pelo apoio à pesquisa na Antártica e recolhimento dos dados oceanográficos e de vento durante a 7^a Expedição Antártica Brasileira. Pela cedência dos dados de maré utilizados aqui, um agradecimento ao Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO), ao Com. Reinaldo Ferreira de Lima e às oceanógrafas da DHN.

Um agradecimento também à Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo apoio financeiro indispensável à realização deste trabalho, e ao PROANTAR/CIRM/CNPq, pelo suporte ao projeto MEDICA (# 9571).

RESUMO

Um estudo sobre a circulação superficial em meso-escala na região ao Norte do Estreito de Bransfield, Antártica (61-62°S, 52.5-58.5°W) é apresentado, utilizando-se medidas de corrente efetuadas por uma bóia de deriva brasileira rastreada pelos satélites NOAA 10 e 11 no período de 26/01-21/02/89. Dados de posicionamento da bóia, juntamente com dados oceanográficos e meteorológicos auxiliares tomados *in situ* serviram para uma descrição detalhada da corrente superficial na área de estudo. Com uma velocidade média de 7.5 cm/s e direção altamente zonal (89°), a corrente medida pela bóia foi, em grande parte, regida pelos ventos da região, conforme o modelo de Ekman. As correntes de Ekman foram calculadas para 0 e 10 metros, obtendo-se 21 e 8.5 cm/s nas direções 108° e 25°, respectivamente. O padrão de circulação medido pela bóia não concordou com a circulação geostrófica regional. As correntes geostróficas médias em 0 e 10 metros foram cerca de 2 cm/s na direção para Norte. Análises das energias cinéticas Total (ECT), Média (ECM) e de Vórtices (ECV) demonstraram que as flutuações de meso-escala medidas pela ECV compreenderam 91.7% da ECT. Em valores absolutos, a ECM e a ECV foram iguais a 28.1 cm²/s² e 357.4 cm²/s², respectivamente. Através da auto-correlação, determinou-se que as séries de deslocamento da bóia contém períodos dominantes de 21.7 dias na série zonal, e de 11.5 dias na série meridional. Usando a análise espectral pelo Método da Máxima Entropia (MEM), determinou-se que 75.9% da energia total da componente zonal foi relacionada a períodos de 14.9 a 37.7 dias. Para a componente meridional do deslocamento da bóia, 66.2% da energia relacionou-se a períodos entre 11.5 e 21.2 dias. A MEM também demonstrou que períodos de 4-5 dias e 1 dia (causado por marés) foram importantes nas duas séries componentes. Comparações entre os períodos obtidos pela MEM para os dados da bóia, e os obtidos para dados de pressão atmosférica recolhidos na Estação Antártica Brasileira, mostraram que a forçante atmosférica foi responsável por oscilações sentidas na corrente em períodos de 25.5, 11-12 e 5-6 dias. Análises de correlação cruzada dos dados da bóia e de dados de pressão atmosférica mostraram que a corrente responde ao forçamento atmosférico com um retardo de tempo de 14 dias. Este período parece estar relacionado a variações em grande escala do sistema atmosférico. Anéis ou "loops" presentes na trajetória da bóia foram produzidos por marés diurnas, as componentes de maré mais importantes na área de estudo. O aparecimento destes "loops" na trajetória da bóia esteve relacionado à presença de uma frente oceânica localizada a Oeste da área de estudo. Uma segunda frente, a Leste, com encontro de águas de influência do Mar de Bellingshausen com águas mais frias e salinas do Mar de Weddell resultou em uma corrente que causou uma forte deflecção da bóia para a direção Sul. A utilização da bóia de deriva brasileira compatível com o sistema ARGOS comprovou ser uma ferramenta eficiente para estudos em meso-escala, com a possibilidade de evidência de frentes oceânicas, fluxos de massas de água de características conhecidas, e influências da atmosfera e marés nas correntes superficiais. Resultados de estudos como o realizado aqui servem de base para trabalhos mais complexos na área de interação ar-mar, climatologia e distribuição de organismos plactônicos de interesse comercial, por exemplo.

STUDY OF THE SURFACE CIRCULATION TO THE NORTH OF
BRANSFIELD STRAIT, ANTARCTICA

ABSTRACT

A study of the meso-scale circulation to the North of Bransfield Strait, Antarctica (61-62°S, 52.5-58.5°W), utilizing the displacement trajectory of a Brazilian drifting buoy, tracked by NOAA 10 and 11 satellites during 01/26-02/21/89, is presented. Buoy positional data, together with *in situ* oceanographic and meteorological data, were used to obtain a detailed description of the surface current. With a mean velocity of 7.5 cm/s, and a highly zonal direction (89°), the current derived from the buoy trajectory was, in great part, forced by the winds, in agreement with the Ekman model. The Ekman currents were computed for 0 and 10 meter depths, obtaining 21 and 8.5 cm/s toward 108° and 25°, respectively. The regional geostrophic circulation for the surface and 10 meter levels disagreed with the circulation pattern measured by the buoy. The mean geostrophic currents at those levels were about 2 cm/s to the North. Analysing the Total, Mean and the Eddy Kinetic Energies (EKT, EKM and EKE, respectively), it was found that time-variable fluctuations measured by EKE comprised 91.7% of the EKT. In absolute values, EKM and EKE were equal to 28.1 cm²/s² and 357.4 cm²/s², respectively. With the use of auto-correlational analysis, it was determined that the displacement series of the buoy's trajectory contain dominant zonal and meridional component periods of 21.7 and 11.5 days, respectively. Using the Maximum Entropy Method (MEM) of spectral analysis, it was determined that 75.9% of total zonal energy was related to periods of 14.9 to 37.7 days. For the meridional component of the residual displacement series, 66.2% of the energy was related to periods between 11.5 and 21.2 days. The MEM analysis also shows that periods of 4-5 days and 1 day (tidal) were important in both displacement series. Comparison of the periods obtained from MEM for buoy and atmospheric pressure time series measured at the Brazilian Antarctic Station, showed that the atmospheric forcing was responsible for the 25.5, 11-12 and 5-6 days oscillations in the current. Cross-correlational analysis of buoy displacement and atmospheric pressure series shows that the currents follow the atmospheric forcing with a lag of 14 days. This period seems to be related to large-scale variation in the atmospheric system. Displacement loops present in the buoy's trajectory are shown to be caused by diurnal tides, the most important tidal component in the study region. The appearance of these loops in the buoy's trajectory was related to the presence of an oceanic front, localized in the western part of the study area. A second front to the East, formed by the juxtaposition of water influenced by the Bellingshausen Sea and the more cold and saline water from the Weddell Sea, resulted in a current that caused a strong southward deflection of the buoy. The utilization of the ARGOS compatible Brazilian drifting buoy is shown to be an efficient tool in meso-scale studies, offering the possibility of delineating oceanic fronts, fluxes of water masses with known characteristics, and atmospheric and tidal influences on the surface currents. Results of studies like this one can be used as support to more complex studies in the areas of air-sea interaction, climatology, and distribution of planctonic organisms of economic interest, for example.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</u>	1
1.1 - Considerações gerais.....	1
1.2 - Objetivos e área de estudo.....	3
<u>CAPÍTULO 2 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</u>	7
2.1 - A circulação antártica.....	7
2.1.1 - Circulação superficial antártica em grande escala.....	7
2.1.2 - Circulação superficial antártica em meso-escala nas regiões da Passagem de Drake e Estreito de Bransfield.....	11
2.2 - Estimativas indiretas de correntes no mar.....	16
2.2.1 - Correntes geostróficas.....	16
2.2.2 - Correntes devidas ao vento - modelo de Ekman.....	21
2.3 - Medidas lagrangeanas de correntes no mar.....	24
2.3.1 - Evolução dos derivadores.....	24
2.4 - O sistema ARGOS.....	26
2.4.1 - O sistema ARGOS e seu segmento espacial.....	26
2.4.2 - Recepção e disseminação dos dados.....	29
2.4.3 - A plataforma de coleta de dados ARGOS.....	32
2.5 - Medidas lagrangeanas de correntes no mar utilizando bóias de deriva rastreadas por satélite.....	38
2.5.1 - O programa FGGE.....	42
2.5.2 - O projeto MEDICA.....	45
2.5.2.1 - A bóia brasileira.....	45
2.5.2.2 - Medidas de correntes superficiais na Antártica.....	47

<u>CAPÍTULO 3 - DADOS E METODOLOGIA</u>	51
3.1 - Dados da bóia de deriva.....	51
3.1.1 - Séries de tempo dos dados de posição.....	53
3.1.2 - Cálculo da corrente média.....	54
3.1.3 - Séries de tempo de velocidade instantânea.....	56
3.1.4 - Cálculo das energias cinéticas Média e de Vórtices.....	56
3.1.5 - Análise de auto-correlação dos dados de posição.....	59
3.1.6 - Análise espectral dos dados de posição.....	60
3.2 - Dados hidrográficos.....	61
3.2.1 - Dados de temperatura e salinidade.....	61
3.2.2 - Determinação do campo de densidade.....	65
3.2.3 - Escolha do nível de referência.....	66
3.2.4 - Cálculo das correntes geostróficas.....	66
3.3 - Dados complementares.....	67
3.3.1 - Dados de pressão atmosférica.....	67
3.3.2 - Dados de vento.....	68
3.3.3 - Dados de maré.....	68
3.3.4 - Dados de cobertura de gelo.....	69
3.3.5 - Dados de batimetria.....	70
3.4 - Análises de correlação cruzada.....	70
<u>CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO</u>	75
4.1 - Aspectos da corrente medida pela bóia.....	75
4.2 - Hidrografia.....	88
4.2.1 - Distribuição horizontal de temperatura, salinidade e sigma-t.....	88
4.2.2 - Distribuição vertical de temperatura, salinidade e sigma-t.....	97
4.2.3 - Massas de água.....	110
4.3 - Correntes geostróficas e deriva de Ekman.....	114
4.3.1 - Geostrofia.....	114
4.3.2 - Caracterização do campo de vento.....	122
4.3.3 - Correntes induzidas pelo vento.....	123

4.4 - Influência da pressão atmosférica e marés.....	128
4.4.1 - Pressão atmosférica.....	128
4.4.2 - Marés.....	136
<u>CAPÍTULO 5 - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</u>	143
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	149

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 - Localização da área de estudo na Antártica.....	6
1.2 - Regime de circulação superficial do Oceano Austral em grande escala.....	9
1.3 - Correntes superficiais simuladas na região das Ilhas Shetland do Sul - Estreito de Bransfield.....	15
2.1 - Vista expandida do satélite NOAA.....	28
2.2 - Número de localizações e de sobrevôos dos satélites da série ATN por dia em função da latitude.....	30
2.3 - Posições possíveis para a PCD a partir dos cones de localização.....	35
3.1 - Corte esquemático da bóia e torre meteo-oceanográfica.....	52
3.2 - Variação do número médio de localizações por dia para a bóia de deriva durante a 7 ^a Expedição Antártica Brasileira.....	54
3.3 - Estações oceanográficas realizadas durante a 7 ^a Expedição Antártica Brasileira.....	62
3.4 - Evolução semanal da cobertura de gelo nas proximidades da área de estudo.....	71
3.5 - Batimetria da área de estudo.....	73
4.1 - Trajetória descrita pela bóia de deriva na 7 ^a Expedição Antártica Brasileira.....	76
4.2 - Deslocamentos residuais da bóia de deriva.....	77
4.3 - Velocidades instantâneas na direção zonal.....	81
4.4 - Velocidades instantâneas na direção meridional.....	81
4.5 - Auto-correlação para os dados de posição zonal.....	83
4.6 - Auto-correlação para os dados de posição meridional.....	83
4.7 - Picos de energia obtidos pelo MEM para os dados de posição da bóia.....	84
4.8 - Picos de energia obtidos pelo MEM para os dados de posição da bóia (ampliação).....	84

4.9 - Distribuição de temperatura em superfície.....	89
4.10 - Distribuição de temperatura a 10 metros.....	90
4.11 - Distribuição de salinidade em superfície.....	92
4.12 - Distribuição de salinidade a 10 metros.....	93
4.13 - Distribuição de sigma-t em superfície.....	95
4.14 - Distribuição de sigma-t a 10 metros.....	96
4.15 - Distribuição de temperatura no Perfil I.....	99
4.16 - Distribuição de temperatura no Perfil II.....	100
4.17 - Distribuição de temperatura no Perfil III.....	101
4.18 - Distribuição de temperatura no Perfil IV.....	102
4.19 - Distribuição de salinidade no Perfil I.....	104
4.20 - Distribuição de salinidade no Perfil II.....	105
4.21 - Distribuição de salinidade no Perfil III.....	106
4.22 - Distribuição de sigma-t no Perfil I.....	107
4.23 - Distribuição de sigma-t no Perfil II.....	108
4.24 - Distribuição de sigma-t no Perfil III.....	109
4.25 - Diagrama T-S espalhado.....	113
4.26 - Topografia dinâmica da superfície em relação a 200 db.....	116
4.27 - Topografia dinâmica do nível de 10 m em relação a 200 db..	117
4.28 - Topografia dinâmica em relação a 200 db no Perfil I.....	119
4.29 - Topografia dinâmica em relação a 200 db no Perfil II.....	120
4.30 - Topografia dinâmica em relação a 200 db no Perfil III.....	121
4.31 - Campo de vento na área de estudo medido pelo N.Ap.Oc. Barão de Teffé.....	122
4.32 - Distribuição de frequência de intensidade dos ventos.....	124
4.33 - Distribuição de frequência de direção dos ventos.....	124
4.34 - Correntes geradas pelo vento em superfície.....	125
4.35 - Correntes geradas pelo vento em 10 metros.....	125
4.36 - Série de tempo de pressão atmosférica recolhida na Estação Antártica Com. Ferraz em janeiro e fevereiro de 1989.....	128
4.37 - Auto-correlação para os dados de pressão atmosférica entre janeiro e fevereiro de 1989.....	130
4.38 - Auto-correlação para os dados de pressão atmosférica entre 26/01 e 21/02/1989.....	130

4.39 - Picos de energia obtidos pelo MEM para os dados de pressão atmosférica.....	131
4.40 - Correlação cruzada entre a pressão atmosférica e a posição zonal da bóia.....	134
4.41 - Correlação cruzada entre a pressão atmosférica e a posição meridional da bóia.....	134
4.42 - Alturas previstas para o nível do mar nas estações da Ilha Elefante e Rei Jorge.....	138
4.43 - Correlação cruzada entre a maré medida na Ilha Rei Jorge e a componente zonal da trajetória da bóia.....	139
4.44 - Correlação cruzada entre a maré medida na Ilha Rei Jorge e a componente meridional da trajetória da bóia.....	139

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Parâmetros orbitais dos satélites NOAA.....	27
3.1 - Estações oceanográficas.....	63
4.1 - Energias Cinéticas Total, Média e de Vórtices.....	78
4.2 - Variâncias das séries de tempo de posição da bóia de deriva	80
4.3 - Periodicidades obtidas pelo MEM para os dados de posição da bóia.....	85
4.4 - Índices termo-halinos e localizações para as águas do Estreito de Bransfield e adjacências obtidos em trabalhos entre 1982 e 1989.....	111
4.5 - Periodicidades obtidas pelo MEM para os dados de pressão atmosférica.....	131
4.6 - Principais componentes de maré e suas respectivas alturas nas Ilhas Rei Jorge e Elefante.....	137

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AAI	- Água Antártica Intermediária.
AAS	- Água Antártica Superficial.
ATN	- Advanced TIROS-N (TIROS-N Avançado).
AVHRR	- Advanced Very High Resolution Radiometer (Radiômetro Avançado de Resolução Muito Alta).
BIOMASS	- Biological Investigation of Marine System States (Investigação Biológica do Estado dos Sistemas Marinhos).
BNDO	- Banco Nacional de Dados Oceanográficos.
CA	- Convergência Antártica.
CCA	- Corrente Circumpolar Antártica.
CDA	- Command and Data Acquisition (Comando e Aquisição de Dados).
CIRM	- Comissão Interministerial para os Recursos do Mar.
CNES	- Centre National d'Études Spatiales (Centro Nacional de Estudos Espaciais).
DCLS	- Data Collection and Location System (Sistema de Coleta de Dados e Localização).
DCT	- Divisão de Ciências da Terra.
DHN	- Diretoria de Hidrografia e Navegação.
DVL	- Deriva do Vento Leste.
DVO	- Deriva do Vento Oeste.
ECV	- Energia Cinética de Vórtices.
ECM	- Energia Cinética Média.
ECT	- Energia Cinética Total.
EPS	- Escala Prática de Salinidade.
FIBEX	- First International BIOMASS Experiment (Primeiro Experimento Internacional do BIOMASS).
FGGE	- First GARP Global Experiment (Primeiro Experimento Global do GARP).
FP	- Frente Polar.
GACS	- Ground Acquisition and Command Station (Aquisição de Terra e Estação de Comando).

GARP	- Global Atmospheric Research Program (Programa de Pesquisa Atmosférica Global).
GMT	- Greenwich Mean Time (Horário Médio de Greenwich).
GPC	- Global Processing Centers (Centros de Processamento Global).
GSFC	- Goddard Space Flight Center (Centro Espacial Goddard).
IAG	- Instituto Astronômico e Geofísico.
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
ISOS	- International Southern Ocean Studies Program (Programa Internacional de Estudos do Oceano Austral).
LTID	- Laboratório de Tratamento de Imagens Digitais.
LUT	- Local User Terminal (Terminal de Usuário Local).
MECB	- Missão Espacial Completa Brasileira.
MEDICA	- Medição da Corrente Antártica.
MEM	- Maximum Entropy Method (Método da Máxima Entropia).
N.Ap.Oc.	- Navio de Apoio Oceanográfico.
NASA	- National Aeronautics and Space Administration (Aeronáutica Nacional e Administração Espacial).
NOAA	- National Oceanic and Atmospheric Administration (Administração Nacional Oceânica e Atmosférica).
PCD	- Plataforma de Coleta de Dados.
PROANTAR	- Programa Antártico Brasileiro.
RAMS	- Random Access Measurement System (Sistema de Medição de Acesso Aleatório).
SADOC	- Sistema de Aquisição de Dados Oceanográficos.
SCD	- Satélite de Coleta de Dados.
SIBEX	- Second International BIOMASS Experiment (Segundo Experimento Internacional do BIOMASS).
SGI	- Sistema Geográfico de Informações.
STD	- Salinity, Temperature, Depth (Salinidade, Temperatura, Profundidade).
TOGA	- Tropical Oceans Global Atmosphere (Oceanos Tropicais Atmosfera Global).
TWERLE	- Tropical Wind, Energy Conversion and Reference Level Experiment (Experimento de Vento Tropical, Conversão de Energia e Nível de Referência).

- UHF - Ultra High Frequency (Frequência Ultra Alta).
- USP - Universidade de São Paulo.
- VHF - Very High Frequency (Frequência Muito Alta).
- XBT - Expendible Bathythermograph (Batitermógrafo Descartável).
- WOCE - World Ocean Circulation Experiment (Experimento de Circulação do Oceano Mundial).

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

O Sensoriamento Remoto tem sido, desde a década de sessenta até hoje, uma das mais importantes ferramentas que se dispõe para o estudo de diversos fenômenos marinhos, tanto em águas costeiras como em oceano profundo. Sua importância é crescente à medida em que oferece uma melhor representatividade espacial e temporal de dados, quando se estudam processos dinâmicos difíceis de serem conduzidos por técnicas convencionais (Robinson, 1985).

A utilização de técnicas de Sensoriamento Remoto, via imagens de sensores orbitais operando na faixa do visível e infravermelho próximo, tem sido, há tempo, um meio mais rápido, periódico e barato para a avaliação de fenômenos marinhos de pequena à grande escala. Imagens orbitais são importantes meios para, principalmente, estudos de temperatura da superfície do mar (incluindo dinâmica de frentes, ressurgências, etc.), transportes costeiros de material em suspensão, produção primária (fitoplâncton) e pesca.

Através do Sensoriamento Remoto na faixa das microondas, surgido com o uso de radares de abertura sintética, altímetros e escaterômetros em satélites de órbita polar, a Oceanografia passou também a dispor de outras ferramentas, principalmente para estudos de dinâmica marinha e ventos superficiais no mar. O Sensoriamento Remoto nas faixas do visível, infravermelho próximo e microondas, porém, apesar de oferecer a vantagem de um monitoramento espacialmente mais amplo do oceano, limita-se apenas à investigação das características superficiais deste.

Com o desenvolvimento dos sistemas orbitais de coleta de dados, um novo ramo do Sensoriamento Remoto passou a ser utilizado pela Oceanografia. Através de telemetria, plataformas automáticas passaram a ser incumbidas de medir e transmitir a satélites dados ambientais de diversos tipos e com diversas finalidades.

No mar, bóias oceanográficas podem ser usadas como bases para Plataformas de Coleta de Dados (PCDs), recebendo e transmitindo a determinados satélites parâmetros físicos medidos *in situ*. Os parâmetros físicos medidos por estas bóias podem ser tomados a várias profundidades, fornecendo informações importantes sobre diferentes extratos da coluna d'água, as quais não podem ser obtidas através do imageamento da superfície do oceano. Estas bóias ainda, quando à deriva na superfície do mar, fornecem, através de suas sucessivas posições, medidas lagrangeanas de correntes, e podem enfatizar os efeitos de determinados forçantes sobre a superfície do mar implícitos em suas trajetórias.

O Brasil é um país de grandes dimensões, e com uma costa muito extensa (cerca de 8000 Km). Além disto, seu interesse geopolítico pela Antártica (Paixão Netto, 1985) tornou viável, com o apoio do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR) a partir da década de oitenta, o desenvolvimento de um projeto de instrumentação e pesquisa que, ao mesmo tempo que passou a estudar a circulação antártica em meso-escala, desenvolveu e vem aperfeiçoando bóias oceanográficas rastreadas por satélite de tecnologia nacional.

Este projeto, denominado Medição da Corrente Antártica (MEDICA), colocou à disposição do país uma nova metodologia de medição de parâmetros oceanográficos via Sensoriamento Remoto. Sua importância acentua-se pela escassa frota oceanográfica nacional, e por poder ser utilizada em regiões inóspitas ou de difícil acesso em nosso país ou na Antártica (Stevenson e Carvalho, 1989).

Para estudos de circulação, as bóias oceanográficas brasileiras vêm demonstrando bons resultados, principalmente quando aliadas à coleta de dados oceanográficos convencionais medidos *in situ* (Stevenson et al., 1989; Silva Jr., 1989; Silva Jr. e Stevenson, 1989; Stevenson e Stech, 1989; Stevenson e Silva Jr., 1990; Silva Jr. et al., 1991).

Medidas de correntes e/ou outros parâmetros físicos (ventos, temperatura da água ou ar, por exemplo) fornecidos por bóias oceanográficas podem, além das finalidades mais diretas, ser utilizadas para estudos climáticos e como base para a calibração de modelos oceanográficos de circulação superficial marinha. Segundo Strong e McClain (1984), medidas de temperatura da superfície do mar realizadas por bóias de deriva parecem ser os melhores meios para validação de cartas de temperatura de superfície do mar obtidas por imageamento via satélite.

A potencialidade deste tipo de instrumentação nacional vem ainda crescendo com a utilização das bóias na forma ancorada em águas brasileiras (Stevenson et al., 1991a) e em um programa internacional de estudos de circulação marinha, o World Ocean Circulation Experiment (WOCE). O uso desta instrumentação em estudos limnológicos, e a adaptação das PCDs à Missão Espacial Completa Brasileira (MECB) a tornarão ainda mais difundida no Brasil.

1.2 - OBJETIVOS E ÁREA DE ESTUDO

Dentro do PROANTAR, o projeto MEDICA vem recolhendo dados hidrográficos, meteorológicos e de correntes marinhas medidas por bóias de deriva desde a 3^a Expedição Antártica Brasileira, de modo a descrever a circulação em meso-escala em regiões de interesse do Brasil no Oceano Austral, durante os períodos de verão Austral. Uma ênfase especial é dada sempre aos mecanismos de vórtices de meso-escala presentes nas correntes marinhas, cujo conhecimento serve de base para estudos mais avançados, que podem incluir, por exemplo, previsões climáticas, estimativas de transportes meridionais ou zonais de calor, e estudos de distribuição de organismos

planctônicos de interesse comercial.

Durante o verão Austral de 1988-89, o projeto MEDICA participou da 7^a Expedição Antártica Brasileira, e o experimento do MEDICA foi realizado na região ao Norte do Estreito de Bransfield (Antártica), entre as latitudes de 61°S - 63°S e longitudes de 53°W - 60°W, compreendendo as adjacências das Ilhas Rei Jorge e Elefante (Figura 1.1). Nesta região localiza-se o Canal Loper, uma depressão batimétrica que chega a mais de 2000 metros de profundidade. Segundo Stein (1986), este canal, que separa as Ilhas Rei Jorge e Elefante, é a saída mais Oeste das águas do Mar de Weddell para a Passagem de Drake.

O trabalho apresentado aqui foi realizado através do projeto MEDICA, com os dados recolhidos na 7^a Expedição Antártica Brasileira. Dentro do contexto dos objetivos gerais deste projeto, este estudo tem como objetivos específicos os seguintes aspectos:

- Descrever a circulação superficial em meso-escala na região ao Norte do Estreito de Bransfield, utilizando medidas *in situ* realizadas por uma bóia de deriva de fabricação nacional;
- Comparar a circulação medida pela bóia com estimativas indiretas realizadas através do Método Geostrófico e Deriva de Ekman, de modo a avaliar a importância do balanço geostrófico e do vento na corrente superficial real da área de estudo, durante a época do experimento;
- Avaliar as oscilações de meso-escala implícitas na trajetória da bóia de deriva, e estimar os períodos de oscilação transferidos da atmosfera para o oceano e causados por marés;
- Estimar as Energias Cinéticas Média (ECM), de Vórtices (ECV) e Total (ECT), para avaliar a importância das perturbações de meso-escala dependentes do tempo sobre o fluxo médio da região;

- Descrever as condições oceanográficas da região de estudo, de modo a verificar a importância de fenômenos oceanográficos, como frentes oceânicas, sobre o regime de circulação medido pela bóia de deriva. Este aspecto engloba a compreensão das interações de massas de água provenientes do Mar de Weddell, Passagem de Drake e Estreito de Bransfield na área de estudo;

Como objetivo final, discutir-se-á a utilização da bóia brasileira rastreada por satélite como instrumento útil para estudos de circulação em meso-escala e detecção de influências causadas pela atmosfera, marés ou frentes oceânicas neste tipo de circulação.

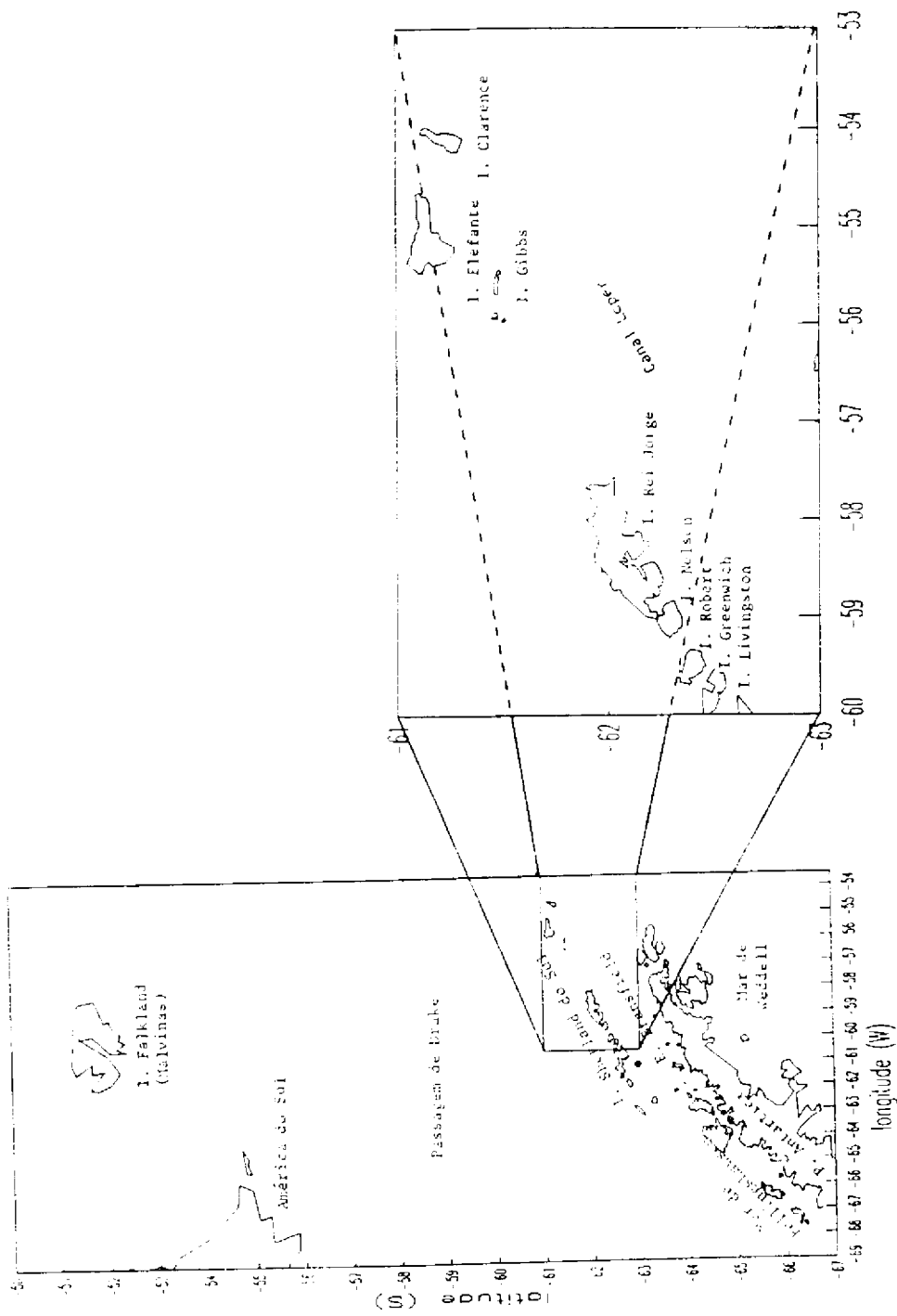


Fig. 1.1 - Localização da área de estudo na Antártica.

CAPÍTULO 2

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 - A CIRCULAÇÃO ANTÁRTICA

2.1.1 - CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL ANTÁRTICA EM GRANDE ESCALA

O Oceano Antártico, ou Oceano Austral, é um oceano de feições ímpares no mundo. Seu limite Norte, com os oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, se dá através de uma feição oceanográfica temporalmente estável, denominada Convergência Antártica (CA), ou Frente Polar (FP). Seus limites geográficos variam de 66°S a 70°S até cerca de 40°S, com uma extensão entre 2800 e 3300 Km, exceto nas regiões ao Sul da América do Sul e Austrália, onde o Oceano Antártico se contrai. Em termos de área, o Oceano Antártico cobre cerca de 77 milhões de Km², ou 22% da área total de todo o oceano mundial (Tchernia, 1980).

A Convergência Antártica se caracteriza por uma variação térmica de cerca de 2°C entre as águas superficiais Antártica e Subantártica (Deacon, 1977a). Esta variação de temperatura, aliada ao balanço de sal e regime de ventos (Gordon, 1988), acaba por provocar o afundamento da Água Antártica Superficial (AAS), e a formação de uma Água Antártica Intermediária (AAI), que flui na direção Norte.

A porção Norte do Oceano Austral está situada numa região de forte influência de ventos de Oeste. Estes ventos tornam-se fracos e mais variáveis em direção Sul, onde localiza-se um centro de baixa pressão entre 60°S e 70°S (Deacon, 1977a; Tchernia, 1980). Segundo Kaufeld (1988), este centro é permanente ao longo do ano, e localiza-se na longitude de 30°W. Ao Sul deste centro de baixa pressão, predominam os ventos com componentes de Leste. Os ventos de Oeste têm fluxo altamente zonal (Kaufeld, 1988), variando entre as direções NW e SW pelo menos uma vez por semana. As frentes

atmosféricas passam, uma após outra, ao longo de vários traçados entre as baixas e altas pressões.

De maneira geral e na ausência de obstáculos continentais, devido ao sistema de ventos, a forma básica da circulação superficial em grande-escala no Oceano Austral é aparentemente a mais simples dentre todos os oceanos do mundo (Tchernia, 1980). Esquemáticamente, ela pode ser dividida em uma porção Norte, que sofre uma forte deriva para a direção Leste causada pelos ventos de Oeste; e, ao Sul, uma deriva para a direção Oeste, muito mais limitada em extensão, representando uma corrente costeira circum-Antártica. A Figura 1.2 demonstra este esquema geral de circulação.

O sistema de correntes superficiais induzido pelos ventos de Oeste é conhecido como Deriva do Vento Oeste (DVO), ou Corrente Circumpolar Antártica (CCA). Através de modelagem numérica, especula-se que a baroclinicidade e a topografia de fundo são também muito importantes no desenvolvimento da CCA (Bryan et al., 1975; citados por Sarukhanyan, 1987). Este sistema de correntes é considerado o único verdadeiramente global, por unir as três maiores bacias oceânicas do mundo (Whitworth, 1983).

A ação da força de Coriolis, e fatores como o próprio regime de ventos ou a influência da topografia de fundo e costeira, fazem com que a circulação da CCA não seja estritamente para Leste, mas tenha também uma componente para Norte (Tchernia, 1980). Variações temporais e espaciais em direção e intensidade podem ser notadas, demonstrando, em uma análise mais minuciosa, uma estrutura complexa e não-uniforme de fluxo altamente turbulento. A presença de meandros e vórtices de meso-escala, assim como amplas variações regionais de baixa frequência, são evidentes na estrutura da CCA (Gordon, 1988).

Segundo Bryden (1983), a presença de vórtices na CCA fornece um mecanismo eficiente para o transporte meridional de várias propriedades, e tem um importante papel na dinâmica da circulação circumpolar. Conforme o autor, estes vórtices podem ser encontrados em qualquer parte do Oceano Austral, sendo verticalmente coerentes da superfície ao fundo. Suas escalas

espaciais variam de 30 a 40 Km na região da Passagem de Drake, atingindo até 125 Km na região Sudeste da Nova Zelândia, e as velocidades de corrente nestes vórtices são da ordem de 20 a 70 cm/s (Sarukhanyan, 1987). Bryden (1983) coloca ainda que os processos de instabilidade baroclínica são a causa mais importante para a formação destes vórtices.

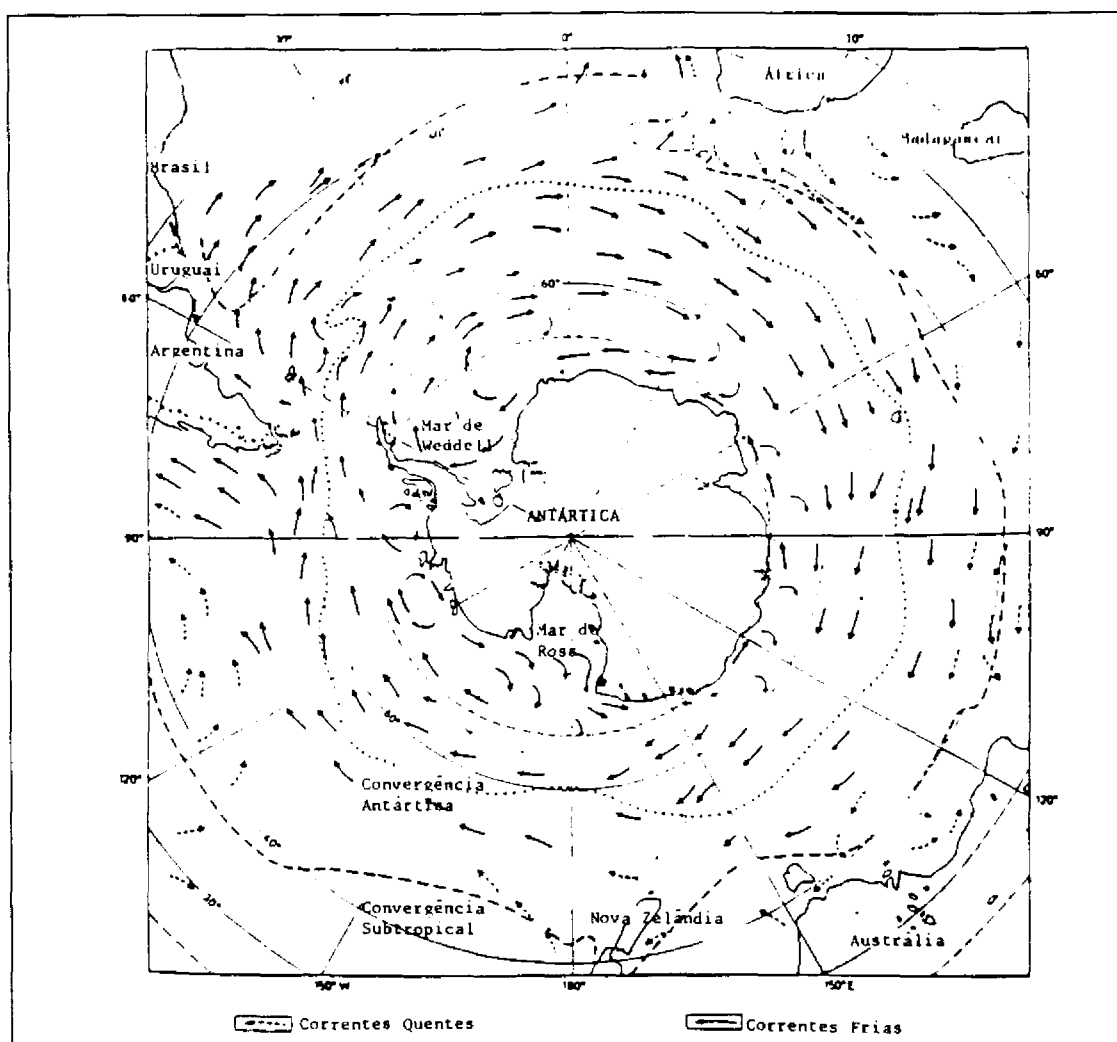


Fig. 1.2 - Regime de circulação superficial do Oceano Austral em grande escala.

FONTE: Tchernia (1980), p. 57.

O efeito da topografia de fundo, assim como as extrusões topográficas continentais da América do Sul e da Península Antártica, também alteram o fluxo geral da CCA (Sarukhanyan, 1987). Representando um obstáculo natural à circulação da CCA, estas extrusões continentais modificam localmente o fluxo geral na Passagem de Drake. A presença da Península Antártica modifica também a direção geral de escoamento da corrente costeira circum-Antártica, conhecida por Deriva do Vento Leste (DVL). Esta corrente deflete-se para Norte ao encontrar a barreira continental da Península Antártica, e seu fluxo acaba por encontrar-se com o da CCA na região Leste da Passagem de Drake, ao Norte do Mar de Weddell. A Água Circumpolar carregada por esta corrente flui ainda para Oeste por sobre o Oceano Atlântico, e, próximo às longitudes de 20°E - 30°E, tem parte de si contornando ciclonicamente o Giro do Mar de Weddell (Reid, 1989).

Na região da Passagem de Drake, a velocidade da corrente superficial é mais alta (Gordon, 1971; Tchernia, 1980), porém, em geral, a CCA tem velocidades menores do que 25 cm/s (Neumann e Pierson, 1966; citados por Gordon, 1971). O transporte de água, porém, é muito grande quando comparado ao de outras correntes, chegando a atingir cerca de 100 a 200 × 10⁶ m³/s (Deacon, 1977b; Tchernia, 1980; Sarukhanyan, 1987). Isto sugere o maior transporte de água do mundo, estando este altamente relacionado com o cisalhamento médio do vento (Gordon, 1971).

Uma descrição das oscilações de meso-escala da velocidade de corrente no sistema da CCA é vista em Sarukhanyan (1987). Analisando as componentes zonal e meridional de velocidade da CCA, o autor descreve, em geral, flutuações na velocidade em períodos de 12, 14 a 16, e 24 horas, relacionados às componentes de maré M₂, S₂, K₁ e O₁, e à oscilação inercial. Períodos maiores, incluindo 2 a 3 dias e 5 a 6 dias foram também descritos, sendo relacionados às variações locais do campo de vento sobre o mar. Outros períodos maiores, como entre 13 a 15 dias e 30 dias, também são reportados por Sarukhanyan (1987). Marés de maior período, e o próprio regime de meandramento do eixo central do sistema da CCA, segundo o autor, podem ser fontes destas oscilações de maior período.

A água transportada pela CCA em superfície, AAS, é fria e pouco salina (Deacon, 1977b). A explicação geral para este fato provém do resfriamento que esta água sofre em superfície, e da diluição causada pelo excesso de precipitação sobre evaporação aliada à drenagem continental e ao degelo.

A AAS, no inverno, tem sua temperatura e salinidade uniformes até as profundidades de 100 a 150 metros, onde as isotermas de -1°C a 1°C a separam da água mais profunda e quente, em uma termoclina inversa (Deacon, 1977b). No verão, a porção superior da coluna d'água é aquecida pelo Sol, enquanto que a porção mais funda permanece fria. Um mínimo de temperatura, devido a isso, aparece geralmente em 100 a 150 metros. A manutenção das temperaturas de inverno na porção mais funda da AAS durante o verão também é explicada pelo afundamento de águas de mesma densidade provenientes de maiores latitudes.

2.1.2 - CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL ANTÁRTICA EM MESO-ESCALA NAS REGIÕES DA PASSAGEM DE DRAKE E ESTREITO DE BRANSFIELD

A região da Passagem de Drake recebeu grande atenção a partir dos anos 70, como consequência do Programa Internacional de Estudos do Oceano Austral (International Southern Ocean Studies Program - ISOS). Este programa pretendia monitorar o transporte da CCA, e descrever a variabilidade desta em meso-escala ao longo da Passagem de Drake (Nowlin et al., 1977; Whitworth et al., 1982; Whitworth, 1983; Sievers e Nowlin, 1984; Peterson, 1988).

O emprego de correntógrafos e cálculos geostróficos para avaliar as correntes, assim como o cálculo do transporte total de água pela CCA ao longo da Passagem de Drake foram objetivos de vários trabalhos a partir do ISOS (Reid e Nowlin, 1971; Nowlin e Whitworth, 1977; Mann, 1977; Whitworth et al., 1982; Nowlin e Clifford, 1982; Sievers e Nowlin, 1984; Peterson, 1988, entre outros).

Estes autores concordam com o fato de que as velocidades de corrente mais altas fluindo para Leste (30 cm/s a 40 cm/s, em média), ocorrem sobre as regiões das frentes oceânicas da Passagem de Drake. As velocidades mais baixas (chegando a zero, ou com fluxos para Oeste), ocorrem nos núcleos das águas transportadas. As velocidades, também, são sempre maiores em superfície e longe do Continente Antártico. As medidas de correntometria analisadas por Reid e Nowlin (1971) mostraram oscilações aparentes com períodos diurno e semi-diurno, sendo que a amplitude deste último foi maior do que a do período diurno e, na parte Norte da Passagem, algumas vezes maior que a amplitude média das medidas.

Utilizando correntógrafos instalados em profundidades entre 300 metros a 3500 metros, Nowlin et al. (1981), determinaram as energias cinéticas Média (ECM) e de Vórtices (ECV) ao longo da Passagem. Os autores comprovaram que os maiores níveis energéticos estão nas camadas superiores da coluna d'água, e ao Norte da região de estudo. Através de análise espectral, os autores também constataram a presença das componentes diurna e semi-diurna de maré e, paricionando a ECV em bandas de diferentes frequências, verificaram que 72% deste tipo de energia estaria contida em períodos maiores do que 2 dias.

Sciremammano et al. (1983), trabalhando na porção central da Passagem, encontraram valores para a ECV diminuindo de $200 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ em 300 metros, para $20 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ em 2700 metros de profundidade. Na profundidade de 3500 metros, devido ao efeito do fundo, a ECV cresceu para $35 \text{ cm}^2/\text{s}^2$. Os autores comentam ainda que, acima de 1500 metros de profundidade, a ECM é geralmente maior do que a ECV, e, abaixo desta profundidade, elas são comparáveis.

Peterson (1988), além de medidas com correntógrafos, também realizou medidas de pressão ao nível de 500 metros de profundidade para as porções Sul e Norte da Passagem. O autor, através de análise espectral de uma série anual de dados, detectou picos de energia nos períodos de 13.7 dias e 27.6 dias, correspondendo às componentes Mf (lunar quinzenal) e Mm (lunar mensal) de maré. Estas componentes de maré também foram detectadas no

trabalho prévio de Wearn e Baker (1980; citados por Peterson, 1988).

Ikeda et al. (1986a), realizaram um levantamento do campo de temperatura dentro da Passagem de Drake durante o verão de 1984. Realizando 26 lançamentos de XBT (batitermógrafo descartável) entre a Ilha do Elefante e Punta Arenas (Chile), os autores determinaram a posição de uma frente oceânica com afundamento de isotermas, indicando convergência entre 57°30'S e 58°S. Um núcleo de alta temperatura (6°C) foi observado entre as latitudes de 57°20'S e 56°20'S, sugerindo o posicionamento do eixo da CCA. Os autores sugerem que a escala transversal da CCA foi da ordem de 130 Km.

Considerando a hidrografia das regiões próximas ao Estreito de Bransfield, muitos trabalhos têm sido realizados por diferentes autores descrevendo aspectos de circulação e massas d'água desta região, a partir da descrição pioneira de Clowes (1934) sobre a hidrografia do Estreito de Bransfield. A influência das águas provenientes da Passagem de Drake, Estreito de Gerlache, Mar de Bellingshausen e Mar de Weddell dentro dos limites do Estreito de Bransfield também têm sido bem estudadas.

Numa descrição resumida realizada por Stein (1990) sobre a circulação dentro do Estreito de Bransfield, o autor coloca que, de maneira geral, uma porção da AAS originada no Mar de Weddell penetra no Estreito a partir das Ilhas d'Urville e Joinville, fluindo em direção Sul ao longo da costa da Península Antártica. A AAS, proveniente do Mar de Bellingshausen e Bacia Oceânica do Pacífico, também penetra no Estreito a partir do Sul, porém o contra-fluxo das águas vindas de Weddell restringe esta penetração, confinando as águas de Bellingshausen e Bacia do Pacífico à porção Norte do Estreito. Como consequência desta interação de águas, a corrente predominante dentro do Estreito de Bransfield tem direção para Nordeste. Fora do Estreito, esta corrente passa nas imediações das Ilhas Elefante e Clarence, entrando no Mar de Scotia.

Trabalhando com dados hidrográficos recolhidos entre 1975 e 1985 na região da Península Antártica e Mar de Scotia, Stein (1988) reportou a ocorrência de um meandro estacionário nas proximidades da Ilha Elefante,

assim como a Oeste do Estreito de Bransfield. Segundo Stein (1988), correntes com feições de fluxo de natureza permanente aparecem em todas as cartas de anomalia de geopotencial da região. Elas refletem a influência da topografia submarina nos padrões de fluxo geostrófico de superfície e, para a área estudada por Stein (1988), a Zona de Fratura de Shackleton, o Canal Loper, e a região entre a Ilha Elefante e as Ilhas Orkney, marcam suas influências nas correntes observadas.

Uma análise mais detalhada dos tipos regionais de água encontrados no Estreito de Bransfield, sua distribuição espacial e direções de deslocamento, podem ser encontrados nos trabalhos relacionados ao First International BIOMASS Experiment (FIBEX) e ao Second International BIOMASS Experiment (SIBEX) (Post-FIBEX..., 1982; Kelly et al., 1985; Kelly e Blanco, 1986). Apesar destes trabalhos não apresentarem valores absolutos para as correntes geostróficas da região, devido à indefinição de um nível de movimento nulo, as isolinhas de altura dinâmica indicam as direções gerais de fluxo e o movimento relativo. Todos estes trabalhos concordam com a presença de uma corrente predominante para Nordeste ao longo do Estreito, e com a sua inflexão para Norte na região entre as Ilhas Rei Jorge e Elefante.

Capella (1989), com o objetivo de traçar a dispersão de ovos e larvas de krill, adaptou um modelo matemático para simular a circulação marinha na região das Ilhas Shetland do Sul - Estreito de Bransfield. O modelo utilizado por Capella (1989) é tri-dimensional, dependente do tempo, e simula padrões de fluxo a partir dos efeitos combinados da variação sazonal do cisalhamento do vento, estrutura de densidade da água do mar, e topografia de fundo.

Para o período de verão (janeiro), quando o cisalhamento do vento em superfície diminui e a direção predominante é a Noroeste, as velocidades superficiais (0 a 50 metros) diminuem na ordem de 14% em intensidade em relação ao período de inverno (outubro), chegando ao máximo de 14 cm/s.

As correntes superficiais simuladas por Capella (1989) para o mês de janeiro são vistas na Figura 1.3. Percebe-se, nesta figura, a entrada de águas provenientes do Mar de Weddell para o Estreito de Bransfield, e a interação destas com as de Bransfield e Mar de Scotia na região entre as Ilhas Rei Jorge e Elefante. Pelo resultado da simulação de Capella (1989), as correntes superficiais de verão entre as Ilhas do Rei Jorge e Elefante teriam uma forte componente na direção para Oeste, com transporte de águas para a Passagem de Drake.

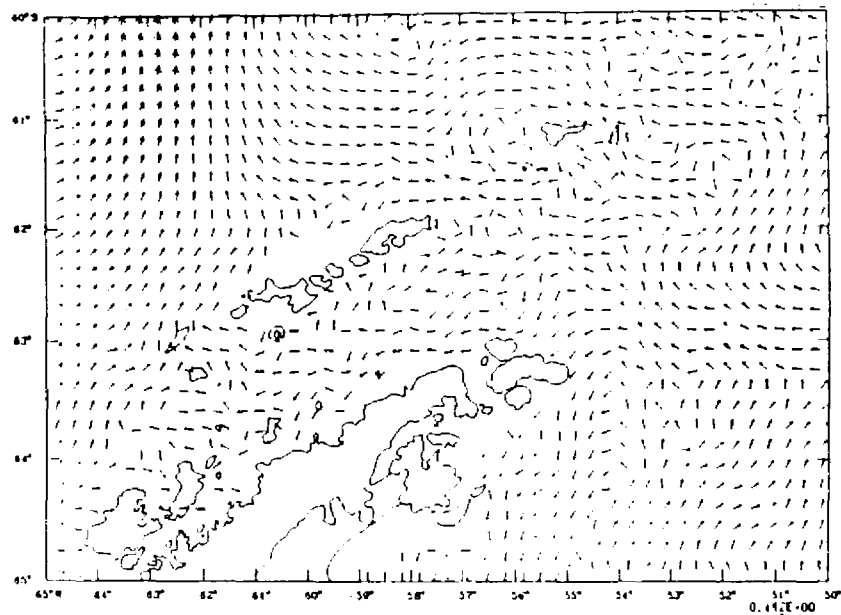


Fig. 1.3 - Correntes superficiais simuladas na região das Ilhas Shetland do Sul - Estreito de Bransfield, durante o mês de janeiro. A intensidade da corrente é proporcional ao tamanho dos vetores (vetor máximo: 14 cm/s).

FONTE: Capella (1989), p. 78.

Uma descrição comparativa das estruturas de temperatura em vários perfis verticais e horizontais, na região do Estreito de Bransfield e

adjacências para o verão de 1984, foi realizada por Paviglione et al. (1986). Nas distribuições horizontais de temperatura de superfície a 100 metros de profundidade, verificaram-se que os valores mais baixos (-1.4°C em superfície e -1.1°C em 100 metros) são encontrados a Nordeste da Península Antártica, indicando a intrusão das águas do Mar de Weddell.

Stevenson et al. (1989) verificaram, em março de 1985, um gradiente lateral da temperatura de superfície (0 e 10 metros) ao longo do Estreito de Bransfield, com os mais altos valores (1.3°C a 1.5°C) no lado Oeste, em comparação ao lado Leste (0.5°C a 0.6°C). O gradiente halino foi da mesma forma evidente, com as mais baixas salinidades (33.89 a 34.03) no lado Oeste, em contraste com as salinidades de 34.22 a 34.24 do lado Leste. na região SE da Ilha Decepção, uma água menos densa foi também observada.

Outros trabalhos, como Silva Jr. (1989) e Silva Jr. et al. (1990), descrevem a distribuição de temperatura, salinidade, densidade e massas d'água para o Estreito de Bransfield. Todas as descrições, em geral, concordam com os trabalhos do FIBEX e SIBEX, porém uma análise destes dados juntamente com medidas de correntes superficiais forneceram uma descrição sinótica da dinâmica das águas de Bransfield.

2.2 - ESTIMATIVAS INDIRETAS DE CORRENTES NO MAR

2.2.1 - CORRENTES GEOSTRÓFICAS

Uma estimativa das correntes nos oceanos pode ser obtida indiretamente a partir da Equação do Movimento, ou Equação da Conservação do Momentum Linear (Pond e Pickard, 1983), descrita a seguir:

$$\frac{d\underline{V}}{dt} = -\alpha\nabla p - 2\underline{\Omega}\times\underline{V} + \underline{g} + \underline{F} \quad (2.1)$$

onde:

$$\frac{d\underline{V}}{dt} = \text{Aceleração da partícula de água;}$$

$$\underline{V} = \text{Velocidade da partícula de água;}$$

$$\underline{\Omega} = \text{Velocidade angular de rotação da Terra } (\Omega = 7.29 \cdot 10^5 \text{ rad/s});$$

- ϕ = Latitude geográfica (eixo y);
 α = Volume específico da água do mar;
 ∇p = Gradiente de Pressão;
 $2\Omega \times \underline{V}$ = Aceleração de Coriolis;
 \underline{g} = Aceleração da gravidade;
 \underline{F} = Forças dissipadoras por unidade de massa.

Observação:

- Os símbolos sublinhados representam grandezas vectoriais.

Utilizando as componentes da velocidade (u), (v) e (w), sendo estas positivas nos sentidos para Leste (eixo x), para Norte (eixo y) e para cima (eixo z), respectivamente; e com a origem das coordenadas na superfície do oceano, a Equação (2.1) pode ser expressa na forma:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\alpha \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega \text{sen}\phi v - 2\Omega \text{cos}\phi w + F_x \\ \frac{dv}{dt} &= -\alpha \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega \text{sen}\phi u + F_y \\ \frac{dw}{dt} &= -\alpha \frac{\partial p}{\partial z} + 2\Omega \text{cos}\phi w - g + F_z \end{aligned} \quad (2.2)$$

As forças dissipadoras (\underline{F}) originadas por fricção ou outros efeitos serão consideradas nulas ($\underline{F} = 0$) em uma primeira aproximação. Da mesma forma, considerar-se-á que o movimento é estacionário, isto é, não existe variação da velocidade com o tempo ($dv/dt = du/dt = dw/dt = 0$).

Sabendo-se ainda que a aceleração da gravidade nos eixos x e y é nula, e que a Força de Coriolis no eixo z é desprezível, as Equações (2.2) tornam-se:

$$\begin{aligned} \alpha \frac{\partial p}{\partial x} &= 2\Omega \text{sen}\phi v \\ \alpha \frac{\partial p}{\partial y} &= -2\Omega \text{sen}\phi u \end{aligned} \quad (2.3)$$

$$\alpha \frac{\partial p}{\partial z} = -g \quad (2.4)$$

As Equações (2.3) representam o equilíbrio geostrófico. A Equação (2.4) representa o equilíbrio hidrostático, e também pode ser escrita da seguinte forma:

$$-\partial p = \frac{1}{\alpha} g \partial z \quad (2.5)$$

$$\text{ou: } \alpha \partial p = -g \partial z \quad (2.6)$$

$$\text{ou: } \partial p = -\rho g \partial z \quad (2.7)$$

onde:

$$\rho = \frac{1}{\alpha} = \text{Densidade da água do mar.}$$

A Equação (2.7) é chamada Equação Hidrostática em sua forma diferencial, e fornece a variação de pressão (∂p) para uma fina camada de água do mar (∂z) cuja densidade é (ρ).

O cálculo das correntes geostróficas produzidas pelo equilíbrio entre as forças de Coriolis e Gradiente de Pressão é realizado levando-se em conta a definição do *geopotencial* ($d\phi$). Esta grandeza é a medida do trabalho realizado, ou Energia Potencial ganha (dW) para se transportar uma partícula de massa (m) unitária através de uma distância vertical (dz) contra a Força da Gravidade, desconsiderando-se as forças de atrito (Pond e Pickard, 1983). Desta forma, denota-se:

$$m d\phi = dW = mg dz \quad (2.8)$$

ou seja:

$$d\phi = g dz \text{ (Joules/kg ou } m^2/s^2) \quad (2.9)$$

Combinando-se (2.9) e (2.6) vem:

$$d\phi = -\alpha dp \quad (2.10)$$

Onde ($d\phi$) representa a diferença de geopotencial entre dois níveis separados por um diferença de pressão (dp).

Integrando-se as Equações (2.9) e (2.10) entre as profundidades (z_1) e (z_2) obtém-se:

$$\int_1^2 d\phi = \int_{z_1}^{z_2} g dz = - \int_{p_1}^{p_2} \alpha dp \quad (2.11)$$

Sabendo-se que o volume específico da água do mar (α) é definido pela soma do volume específico de uma água do mar padrão ($\alpha_{35,0,p}$) mais uma anomalia de volume específico (δ), pode-se escrever:

$$\alpha = \alpha_{35,0,p} + \delta \quad (2.12)$$

onde:

$\alpha_{35,0,p}$ = Volume específico da água do mar com salinidade de 35 (EPS) e temperatura igual a 0°C.

Assim, a Equação (2.11) torna-se:

$$\phi_2 - \phi_1 = g(z_2 - z_1) = - \int_{p_1}^{p_2} \alpha_{35,0,p} dp - \int_{p_1}^{p_2} \delta dp \quad (2.13)$$

ou:

$$\phi_2 - \phi_1 = g(z_2 - z_1) = -\Delta\phi_s dp - \Delta\phi \quad (2.14)$$

onde:

$\phi_2 - \phi_1$ = Altura geopotencial entre z_2 e z_1 ;

$\Delta\phi_s$ = Altura geopotencial padrão;

$\Delta\phi$ = Anomalia de geopotencial.

A altura geopotencial definida em (2.14) tem unidades de energia por unidade de massa, ou seja, J/Kg ou m^2/s^2 . Por conveniência, estas unidades são transformadas em *metros dinâmicos* (m.din), a partir da relação a seguir:

$$D(\text{m.din}) = (gz)/10 \quad (m^2/s^2) \quad (2.15)$$

Para indicar o uso desta unidade, representa-se o geopotencial com o símbolo (D). A altura geopotencial ($D_2 - D_1$) é numericamente semelhante à distância ($z_2 - z_1$) em metros. Em uma gravidade (g) de 9.8 m/s^2 , 1 m.din equivale a 1.02 metros.

Desta maneira, a Equação (2.13) pode ser escrita como:

$$D_2 - D_1 = \int_{p_1}^{p_2} \alpha_{35,0,p} dp + \int_{p_1}^{p_2} \delta dp \quad (2.16)$$

onde:

p_2, p_1 = Pressões nas profundidades z_2 e z_1 , respectivamente, dadas em dbar;

$\alpha_{35,0,p}, \delta$: dados em cm^3/g .

Levando-se em consideração a Equação Geostrófica (Pond e Pickard, 1983) na forma:

$$\begin{aligned} 2\Omega \sin\phi V_1 &= g \tan(i_1) \\ 2\Omega \sin\phi V_2 &= g \tan(i_2) \end{aligned} \quad (2.17)$$

poder-se-ia, em princípio, determinar as velocidades (V_1) e (V_2) medindo-se a inclinação (i) entre uma superfície isobárica ($p = \text{constante}$) e uma superfície geopotencial ($\phi = \text{constante}$).

A partir da Equação Hidrostática (2.7), podem-se determinar as superfícies isobáricas em função da distribuição de densidade (ρ) na água do mar. O ângulo (i), no entanto, não pode ser calculado absolutamente, mas apenas através da diferença entre (i_1) no nível (z_1), e (i_2) no nível (z_2).

Esta diferença fornece a velocidade em (z1) relativa a (z2).

Considerando-se as definições colocadas nas Equações (2.8) a (2.16), as velocidades relativas em qualquer nível acima de outro assumido como estacionário no mar (nível de movimento nulo), ao longo do plano entre duas estações oceanográficas, são calculadas por (Pond e Pickard, 1983):

$$(V_1 - V_2) = \frac{10[\Delta D_B - \Delta D_A]}{L2\Omega \sin\Phi} \quad (2.18)$$

onde:

ΔD_A : Anomalia de geopotencial na estação oceanográfica A, dado em m.din;

ΔD_B : Anomalia de geopotencial na estação oceanográfica B, dado em m.din;

L : Distância entre as estações A e B, dada em metros;

($V_1 - V_2$) : Velocidade no nível 1, relativa ao nível 2, dada em m/s;

Φ : Latitude média entre as estações A e B.

Através da diferença de geopotencial entre as isóbatas colocadas no plano entre duas estações oceanográficas, e um nível de movimento nulo definido previamente, pode-se, portanto, inferir correntes no mar. Estas correntes são chamadas correntes geostróficas, e sua intensidade e direção são sempre relativas ao nível de movimento nulo.

2.2.2 - CORRENTES DEVIDAS AO VENTO - MODELO DE EKMAN

Em 1902, Ekman explicou quantitativamente, para um oceano idealizado, como a rotação da Terra era responsável pela discrepância entre as direções de correntes devidas à fricção do vento, e as direções dos ventos que as geravam (Pond e Pickard, 1983).

A solução analítica de Ekman para calcular correntes devidas ao vento no mar surgiu a partir das componentes nos eixos (x) e (y) da Equação do Movimento (2.2), e considerando F_x e F_y como as forças de fricção devidas ao vento na superfície do mar, por unidade de massa. Estas forças de

fricção, para os eixos (x) e (y) são dadas por:

$$F_x = A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$F_y = A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$
(2.19)

onde:

A_z = Coeficiente vertical de viscosidade turbulenta (m^2/s).

Para a solução analítica do sistema de equações (2.2), com os parâmetros de fricção, Ekman assumiu as seguintes condições simplificadoras:

- (1) Oceano sem bordas (limites horizontais);
- (2) Oceano de profundidade infinita (sem atrito de fundo);
- (3) Coeficiente A_z constante;
- (4) Vento constante em direção e intensidade, e estável no tempo;
- (5) Oceano em condições barotrópicas, ou seja, $\rho = \text{constante}$ (oceano homogêneo).

A partir dessas condições, as equações de Ekman são dadas por:

$$-2\Omega \sin\phi v = A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$2\Omega \sin\phi u = A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$
(2.20)

onde (u) e (v) são as componentes nos eixos (x) e (y) da corrente superficial ($V_{\underline{\underline{o}}}$) gerada pelo vento (corrente de Ekman).

As Equações (2.20) representam o balanço de momentum entre as forças de fricção por vento e de Coriolis. Assumindo-se ainda, por simplificação, que o vento esteja soprando na direção (y), a solução das Equações (2.20) para o Hemisfério Sul são:

$$u = -V_0 \cos\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\pi}{D_E} z\right) \exp\left(\frac{\pi}{D_E} z\right) \quad (2.21)$$

$$v = +V_0 \sin\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\pi}{D_E} z\right) \exp\left(\frac{\pi}{D_E} z\right)$$

onde:

$$V_0 = \frac{\sqrt{2} \pi \tau_y}{D_E \rho |f|} \quad (2.22)$$

τ_y = Cisalhamento do vento na superfície do mar (aproximadamente proporcional ao quadrado da velocidade do vento, atuando na direção deste);

f = Parâmetro de Coriolis;

ρ = Densidade média da água do mar;

D_E = Profundidade de Ekman, ou profundidade de influência friccional, dada por:

$$D_E = \pi \left(\frac{2A_z}{|f|} \right)^{1/2} \quad (2.23)$$

Resolvendo-se as Equações (2.21) para a superfície do mar ($z = 0$), temos:

$$u_0 = -V_0 \cos(45^\circ) \quad (2.24)$$

$$v_0 = +V_0 \sin(45^\circ)$$

Considerando-se a camada sub-superficial ($z < 0$), a velocidade de corrente (V_0) calculada a partir das Equações (2.21) diminui em intensidade conforme ($|z|$) aumenta, enquanto que sua direção muda em sentido horário para o H.N., ou anti-horário para o H.S. (Espiral de Ekman). Na profundidade ($z = -D_E$), a velocidade (V_0) cai para ($\exp(-\pi) = 0.04$) do valor de superfície, e a direção de fluxo se torna oposta àquela.

A profundidade (D_E) é usualmente tomada como a profundidade efetiva da corrente gerada por vento, a chamada "Camada de Ekman".

De maneira a relacionar a velocidade da corrente superficial (V_0), a velocidade do vento (W), e a profundidade (DE), leva-se em conta a seguinte relação experimental:

$$\tau = \rho_{ar} C_D W^2 \quad (2.25)$$

onde:

ρ_{ar} = Densidade média do ar (Kg/m^3);

C_D = Coeficiente de arrasto;

W = Velocidade do vento (m/s).

A partir destas equações, pode-se, pelo visto, calcular V_0 e DE a partir do conhecimento de W e da latitude Φ .

2.3 - MEDIDAS LAGRANGEANAS DE CORRENTES NO MAR

Medidas Lagrangeanas de correntes no mar consistem-se do acompanhamento temporal de determinada parcela de água ao longo de seu percurso. Ao contrário do método Euleriano, que mede temporalmente correntes em locais fixos no espaço, o método Lagrangeano tem a vantagem de oferecer, com menor quantidade de instrumentos, uma maior cobertura bidimensional (eixos x,y) em espaço. Este tipo de metodologia é muito útil na descrição em meso e grande escala das correntes no mar.

Um derivador lagrangeano, sob qualquer forma geométrica, nunca segue perfeitamente uma parcela de água particular, porque seu tamanho relativamente grande deve reagir a todas as partículas de água ao seu redor, que constantemente estão se misturando ou se separando (Vachon, 1980). Devido a este fato, em realidade, um derivador lagrangeano é apenas um sensor quasi-lagrangeano.

2.3.1 - EVOLUÇÃO DOS DERIVADORES

Os derivadores lagrangeanos são, possivelmente, o método mais antigo de se medir correntes no oceano, e até mesmo em baías ou rios

(Vachon, 1980). Um relato histórico dos usos e aplicações destes instrumentos pode ser encontrado em Monahan et al. (1974).

Supõe-se que as primeiras aplicações de derivadores foram para mapear as correntes predominantes como auxílio à navegação marítima, por volta do século dezesseis. Já no século vinte, ainda se utilizavam cartões de deriva e garrafas para medidas grosseiras de correntes no mar (Bumpus, 1965; Monahan et al., 1975; citados por Vachon, 1980). Nos últimos 25 anos, porém, bóias lagrangeanas de deriva têm sido amplamente utilizadas para estudos oceanográficos de correntes em águas costeiras e oceano profundo.

Segundo Kozak e Partridge (1985), as primeiras bóias constituíam-se apenas de um elemento flutuante, e sua deriva na superfície do mar era usada para medir correntes por meio do seu rastreamento visual com binóculos a partir de navios.

Segundo Silva Jr. (1989), Stommel (1954) deu o passo inicial para a fase contemporânea dos estudos lagrangeanos de circulação marinha, sendo o primeiro pesquisador a fazer uso de bóias lagrangeanas posicionadas remotamente, via rádio-transmissão. Trabalhando no oceano Atlântico Norte, Stommel (1954) relacionou medidas de vento com a deriva de uma bóia.

A idéia de se seguir massas d'água em sub-superfície surgiu ainda na década de cinquenta, através do desenvolvimento de bóias de flutuabilidade neutra (Swallow, 1955), mais tarde denominadas flutuadores *Swallow*. Este tipo de derivador tem sua densidade ajustada àquela da parcela de água que se deseje rastrear, em profundidade. As posições do derivador *Swallow* são tomadas através da variação em tempo entre as recepções de sinais acústicos enviados pelo derivador para dois receptores em um navio.

Com relação aos derivadores lagrangeanos de superfície, a evolução dos métodos de rastreamento via radar tem permitido a detecção destes com grande precisão (25-50 metros). Estes derivadores posicionados por radar, como os utilizados por Stevenson (1966), permitem a descrição de correntes de superfície e subsuperfície através da utilização de elementos

de arrasto colocados em diferentes profundidades. Como desvantagem, no entanto, esta técnica de rastreamento somente pode ser utilizada em caráter local, na maioria das vezes ainda necessitando de um acompanhamento próximo realizado por navio.

Para rastreamentos em escala espacial mais ampla, uma grande evolução se deu a partir da década de sessenta. O desenvolvimento de satélites artificiais, aptos à coleta de dados ambientais através de telemetria, tornou aos poucos as bóias oceanográficas de deriva instrumentos poderosos e precisos para medir correntes no mar de maneira global e sinótica. Ao mesmo tempo, através de sensores ambientais acoplados, estas bóias podem ser aptas a medir parâmetros ambientais relacionados ao oceano e atmosfera, de suma importância, inclusive para estudos de interação oceano-atmosfera.

Devido ao fato de que a bóia oceanográfica de deriva utilizada neste trabalho é rastreada por satélites de órbita polar através do sistema ARGOS, tratar-se-á, a partir de agora, deste sistema de coleta de dados. Segundo Motta (1990) o ARGOS é o único sistema capaz, atualmente, de fornecer dados de posição de derivadores no mar em uma escala global.

2.4 - O SISTEMA ARGOS

2.4.1 - O SISTEMA ARGOS E SEU SEGMENTO ESPACIAL

O sistema ARGOS é um projeto cooperativo entre a National Aeronautics and Space Administration (NASA), a National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), e o Centre National d'Études Spatiales (CNES). É um sistema global operacional de coleta de dados a nível orbital. O ARGOS utiliza simultaneamente dois satélites NOAA de órbita polar, da série Advanced TIROS-N (ATN), sendo estes equipados com o Data Collection and Location System (DCLS) (ARGOS, 1988, 1989 ; Silva Jr., 1989).

Os satélites NOAA começaram a ser usados pelo serviço ARGOS em 1978 (ARGOS, 1989; Silva Jr., 1989). Em 1989, na época da realização do

experimento descrito neste trabalho, estavam em operação o NOAA-10 e NOAA-11. Atualmente o satélite NOAA-10 foi substituído pelo NOAA-12. Maiores detalhes sobre as datas de operação dos satélites da série ATN podem ser verificados em Kidwell (1991).

Através de um acordo bilateral assinado em março de 1986 entre CNES e NOAA, a continuidade da cooperação conjunta entre estas duas instituições está garantida até o final da série TIROS-N (Clark, 1987). Uma ilustração de um satélite da série TIROS-N, utilizado pelo sistema ARGOS é vista na Figura 2.1.

Os satélites NOAA operam em órbita heliossíncrona, tendo uma inclinação média de 98.8° , com uma tolerância de $\pm 0.15^\circ$, isso variando com a altitude do satélite (Silva Jr., 1989). Os planos orbitais dos dois satélites NOAA estão deslocados de 75° . Os períodos nodais de cada satélite também têm uma defasagem de um minuto entre si, o que faz com que um dado ponto na Terra não seja visto ao mesmo instante pelos dois satélites, e; por consequência, aumentando a resolução temporal do sistema (ARGOS, 1984). A Tabela 2.1 resume as características orbitais dos satélites NOAA.

TABELA 2.1 - PARÂMETROS ORBITAIS DOS SATÉLITES NOAA

Órbita	altitude nominal (km)	Inclinação (graus)	período nodal (min)	Órbitas por dia (número)	Hora local no nodo ascendente
1	830	98.7	101.3	14.18	19:30
2	870	98.9	102.3	14.07	14:30

FONTE: Motta et al. (1984), p. 15.

Os satélites NOAA têm seu plano de órbita deslocados em relação ao eixo polar na mesma taxa que a Terra em relação ao Sol, ou seja uma revolução completa por ano. Cada transecto orbital no plano equatorial ocorre em horas locais solares fixas, isto é, cada passagem do satélite dentro da visibilidade de uma dada plataforma ocorre por volta da mesma hora local a cada dia (ARGOS, 1984). Variações da hora da passagem do satélite sobre um determinado ponto na Terra ocorrem devido a variações nos parâmetros orbitais do satélite, devido às interações com a atmosfera, por exemplo. Estas variações tendem a se intensificar com o tempo de permanência do satélite no espaço, até sua substituição por um novo da série.

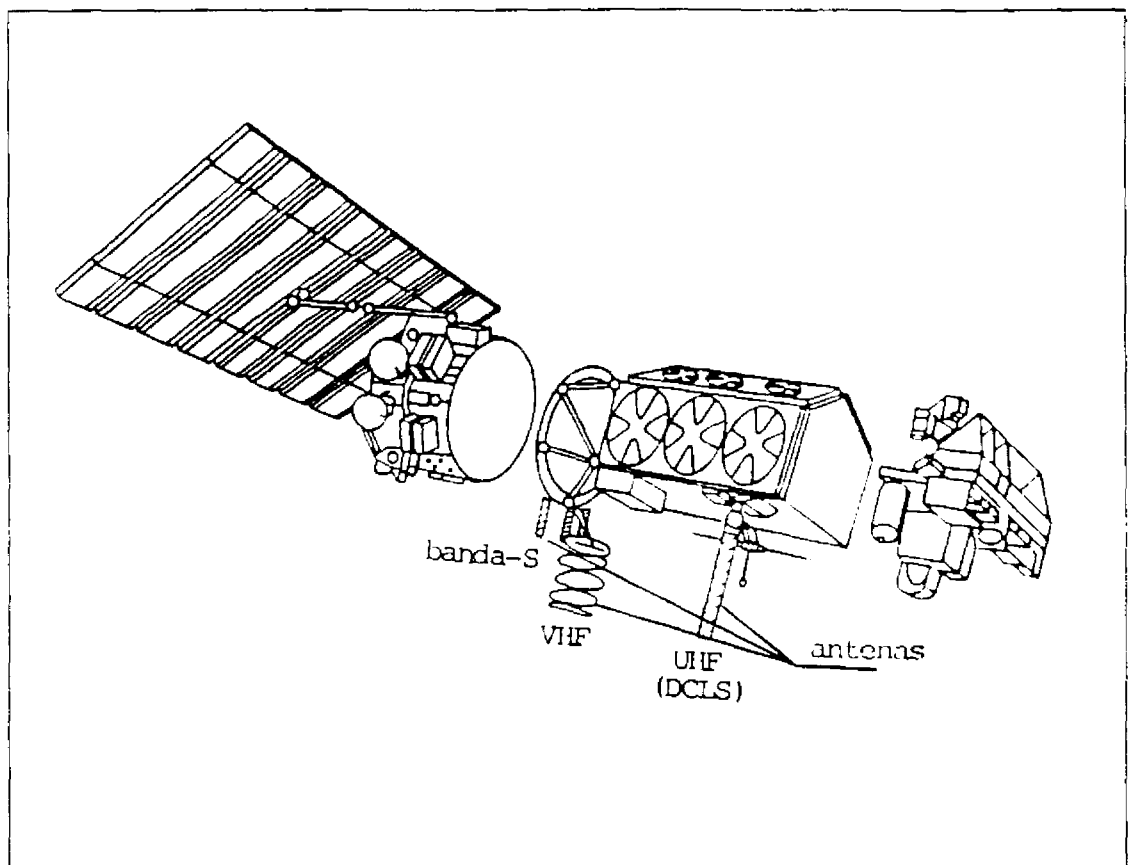


Fig. 2.1 - Vista expandida do satélite NOAA, mostrando a antena UHF usada pelo DCLS.

FONTE: ARGOS (1984), p. 9.

Cada satélite vê simultaneamente todas as PCDs dentro de uma área de visada correspondente a um círculo de 5000 Km de diâmetro a cada instante, para um ângulo de elevação mínimo de 5° (ângulo entre o horizonte e a linha de visada da PCD). Este círculo muda de posição geográfica na Terra conforme a posição orbital do satélite, passando pelos pólos Norte e Sul (ARGOS, 1984). Como os dois satélites NOAA estão deslocados do eixo polar em um ângulo próximo a 8° , seus campos de visada na Terra sobrepõem-se na latitude de aproximadamente 82° . Apesar dos satélites NOAA não cruzarem exatamente os pólos, a cobertura destes ocorre devido à grande área de visada da antena UHF do DCLS em Terra.

Como resultado de uma revolução completa de cada satélite em volta da Terra, duas faixas sucessivas no terreno são varridas de uma órbita para outra com uma defasagem de 25° de longitude, ou cerca de 2800 Km no Equador (aumentando em direção aos pólos). A varredura de terreno posterior está sempre a Oeste da anterior, e uma faixa de sobreposição entre duas varreduras sucessivas sempre ocorre.

A faixa de sobreposição de traçado de duas órbitas sucessivas de cada satélite NOAA aumenta com a latitude (ARGOS, 1988). Da mesma forma, o número de passagens diárias do satélite sobre determinada PCD, e o número médio de localizações das plataformas, estão relacionados com a latitude. Segundo ARGOS (1988), o número médio de passagens por dia do satélite sobre uma PCD varia de 7 a 28 conforme a latitude varia do Equador aos pólos. A duração da passagem, no entanto, independe da localização geográfica da PCD, mas sim da elevação desta em relação ao horizonte local. A Figura 2.2 mostra a relação entre o número de localizações e de passagens dos satélites NOAA por dia, como uma função da latitude onde se encontra a PCD.

2.4.2 - RECEPÇÃO E DISSEMINAÇÃO DOS DADOS

As mensagens recebidas pelos satélites NOAA através do DCLS podem ser registradas a bordo durante uma revolução orbital e transmitidas posteriormente, ou então retransmitidas à Terra em tempo real. Estas duas fontes de dados são conhecidas pelos nomes de cobertura global e cobertura

regional, respectivamente, e têm capacidades de desempenho distintas (ARGOS, 1988).

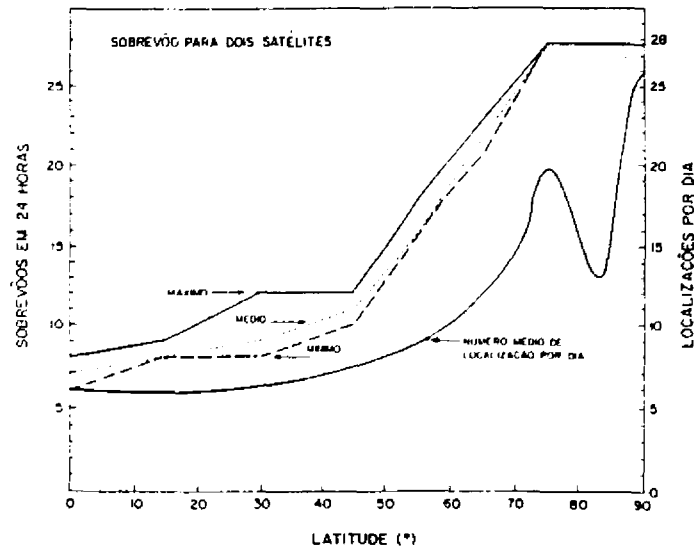


Fig. 2.2 - Número de localizações e de sobrevôos dos satélites da série ATN por dia em função da latitude.

FONTE: Stevenson e Alonso (1986b), p. 495.

No caso da cobertura global, o sistema ARGOS se utiliza de três estações em Terra para a recepção dos dados. As chamadas estações Command and Data Acquisition (CDA) localizam-se em Lannion (França), Ilha Wallops (Virgínia, EUA) e Fairbanks (Alasca, EUA), e são ligadas diretamente ao Sub-Sistema de Processamento de Dados e Serviços NOAA-NESDIS, em Suitland (Maryland, EUA). No NESDIS, os dados são destinados aos Global Processing Centers (GPCs), localizados em Landover, EUA (USGPC - United States GPC) e em Toulouse, França (FRGPC - French GPC). Os dois centros são idênticos e, enquanto que o USGPC atende aos usuários canadenses e norte-americanos, o FRGPC atende ao resto do mundo.

Os centros globais de processamento são responsáveis pela aquisição telemétrica dos dados, formatação e processamento dos dados dos sensores e de posicionamento, disseminação destes, e monitoramento e cálculo

dos parâmetros orbitais dos satélites. Em média, cerca de 75% dos resultados processados estão disponíveis aos usuários dentro de 3 horas após a mensagem ter sido recebida pelo DCLS (ARGOS, 1988). Segundo Silva Jr. (1989), após 8 horas, 100% dos dados ARGOS estão disponíveis aos usuários.

No caso da cobertura regional, o serviço ARGOS está utilizando as mesmas três estações CDA descritas anteriormente para obter dados em tempo real, mas alguns estudos já vem sendo desenvolvidos para a implementação de futuras estações nas regiões Sul e Oeste dos EUA, Havaí, Austrália e China (ARGOS, 1988). A cobertura regional somente é possível quando o satélite está nas visadas de uma estação receptora regional e de determinada PCD simultaneamente e, atualmente, estações de cobertura regional existem espalhadas pelo mundo em várias universidades e centros de pesquisa, como o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Os dados são transmitidos pelo satélite às estações de Terra de duas formas: em VHF (Very High Frequency), na faixa de 137.77 MHz a uma taxa de 8320 bits/s, ou em banda-S (1698 MHz), juntamente com o sinal das imagens do Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), a uma taxa de 665400 bits/s (Motta et al., 1984; Silva Jr., 1989). Alguns usuários podem acessar seus dados em tempo real através de terminais locais conhecidos como Local User Terminals (LUTs), por meio de VHF ou banda-S. As LUTs recebem dados quando a plataforma e o satélite estão ambos em sua visada, isto é, teoricamente quando ambos estão dentro de 2500 Km da linha de traçado do satélite. A eficiência da LUT é função de sua distância da PCD, e esta oferece substancialmente menos precisão em localização do que o processamento ARGOS. Precisões de 5 a 10 Km não são incomuns para as LUTs (Clark, 1987). Navios de pesquisa recentemente têm sido equipados com estações LUTs para receber dados de bóias oceanográficas em tempo real.

O DCLS pode operar a cada instante 920 PCDs para coleta de dados e 230 PCDs para coleta de dados e posicionamento, colocadas na área de visibilidade do satélite (círculo de 5000 Km de diâmetro). A capacidade global do sistema ARGOS é de 4000 plataformas móveis e até 16000 plataformas fixas.

2.4.3 - A PLATAFORMA DE COLETA DE DADOS ARGOS

A PCD/ARGOS é uma das partes mais importantes do sistema ARGOS. Após rigorosos testes de homologação, que estabilizam a eletrônica das PCDs/ARGOS, estas podem ser utilizadas para transmitir ao DCLS dados de parâmetros ambientais medidos *in situ*. De acesso aleatório, as PCDs/ARGOS transmitem continuamente, independentemente da interrogação do satélite (Motta et al., 1984; Silva Jr., 1989).

A frequência nominal de todas as PCDs/ARGOS é 401.65 MHz \pm 1.2 KHz, transmitida a intervalos regulares. No caso de plataformas móveis, os intervalos de transmissão eram de cerca de 60 segundos, e nas plataformas fixas estes variavam entre 100 a 200 segundos (ARGOS, 1984; Silva Jr., 1989). Recentemente, a fim de acrescer-se a capacidade global do sistema, uma nova configuração para os intervalos de transmissão foi adotada. A configuração atual do sistema ARGOS dá intervalos de transmissão de 90 a 100 segundos para as plataformas móveis, e 200 a 300 segundos para as fixas (ARGOS, 1989). Esta nova configuração permite uma maior capacidade em número de plataformas a serem atendidas pelo sistema, devido à expansão do intervalo entre a transmissão de cada plataforma em particular, porém como desvantagem, cada plataforma móvel, por exemplo, tem o seu número total de transmissões de dados ambientais, assim como de localizações reduzido.

A duração da mensagem depende do número de sensores ligados à PCD, os quais sempre devem ser múltiplos de 4, entre 4 e 32. Segundo Delmas (1976), as transmissões variam entre 360 e 920 milissegundos.

Conforme descrito por Silva Jr. (1989), a PCD/ARGOS e seus acessórios compõe-se basicamente de:

- 1) Interface: unidade na qual se conectam os sensores. Segundo Motta (1990), dois tipos de interface para a PCD/ARGOS foram desenvolvidas no INPE. Uma delas é comum, e tem versão analógica ou digital; a outra é memorizada, sendo capaz de armazenar dados segundo horários pré-programados e transmitir sempre o conjunto de dados dos últimos

horários, compactados em blocos;

- 2) Processador: unidade de formatação de dados segundo um padrão pré-determinado;
- 3) Transmissor: transmite os dados na frequência de 401.65 MHz (± 1.2 KHz) e com 30-33 dBm (1 W - ENGESPAÇO, s.d);
- 4) Antena: tipo hélice quadrifilar com polarização circular à direita, com ganho de 6 db. Também, segundo Motta (1990), o INPE desenvolveu dois tipos para esta antena. A primeira é esta já descrita, e a segunda é do tipo disco impresso;
- 5) Alimentação: depende da existência ou não de energia elétrica no local de instalação da PCD. Se o local tem energia elétrica, utiliza-se um eliminador de bateria ligado à tomada, senão deve-se utilizar bateria;
- 6) Banca de teste: Usada por ocasião da instalação, manutenção ou prova da PCD. Esta banca de teste foi desenvolvida no INPE, e permite uma análise do estado operacional da PCD e sensores durante as jornadas de campo (Motta, 1990);
- 7) Estacionete: É a LUT construída no INPE. Sua configuração eletrônica atual permite o acesso aos dados colhidos por PCDs colocadas em até 2500 Km em relação a ela, porém não fornece o posicionamento da PCD.

A localização da PCD obtida pelo sistema ARGOS provém da medida do efeito Doppler sobre a média das frequências recebidas pelo satélite durante uma passagem acima de determinada PCD. Esta média de frequências é calculada através de correlação linear simples, e é aceita pelo sistema ARGOS como sendo a frequência nominal de transmissão da PCD durante uma determinada passagem. As outras medidas de frequência, dispersas em torno da média devido ao efeito Doppler, juntamente com a média, são utilizadas para que se defina um campo de posições possíveis para a PCD

emissora. O campo é obtido através de séries de meio-cones, com o satélite ocupando seus ápices sequenciais. O vetor velocidade do satélite está localizado no eixo de simetria de cada cone, e o ângulo entre a trajetória do satélite e o ápice do meio-cone (α) é dado por (ARGOS, 1984, 1988; Husson e Bessis, 1984):

$$\cos(\alpha) = \frac{fr - fe}{fr} \cdot \frac{c}{v} \quad (2.29)$$

onde:

c = Velocidade da luz (3×10^8 m/s);

v = Velocidade relativa do satélite à PCD;

fe = Frequência de transmissão (401.646 a 401.654 MHz);

fr = Frequência recebida pelo satélite.

Para cada medida Doppler obtém-se um cone de localização. Quando se conhece a altitude da plataforma, esta faz parte de uma esfera, a "esfera de altitude". Os diferentes cones de localização interceptam a esfera de altitude, fornecendo as possíveis posições da plataforma. Assim, duas posições possíveis são calculadas para a localização da PCD, sendo essas posições simétricas ao posicionamento obtido pelo satélite ao longo de seu traçado sobre a PCD. Uma destas duas posições é a posição real procurada para a PCD, e a outra é uma imagem virtual. A Figura 2.3 demonstra a intersecção entre dois cones sucessivos e os pontos de localização possíveis para a PCD.

Para que se saiba qual das duas posições é a correta, necessitam-se de informações adicionais, como a previsão das velocidades possíveis da PCD, posição inicial desta, parâmetros relacionados à órbita do satélite e medidas de tempo precisas.

Os parâmetros de órbita dos satélites NOAA são obtidos através de uma rede de 11 estações com PCDs orbitográficas espalhadas pelo mundo. Estas PCDs são equipadas com osciladores de alta estabilidade, fornecendo grande precisão na localização geodésica e obtenção dos parâmetros de órbita (Silva Jr., 1989).

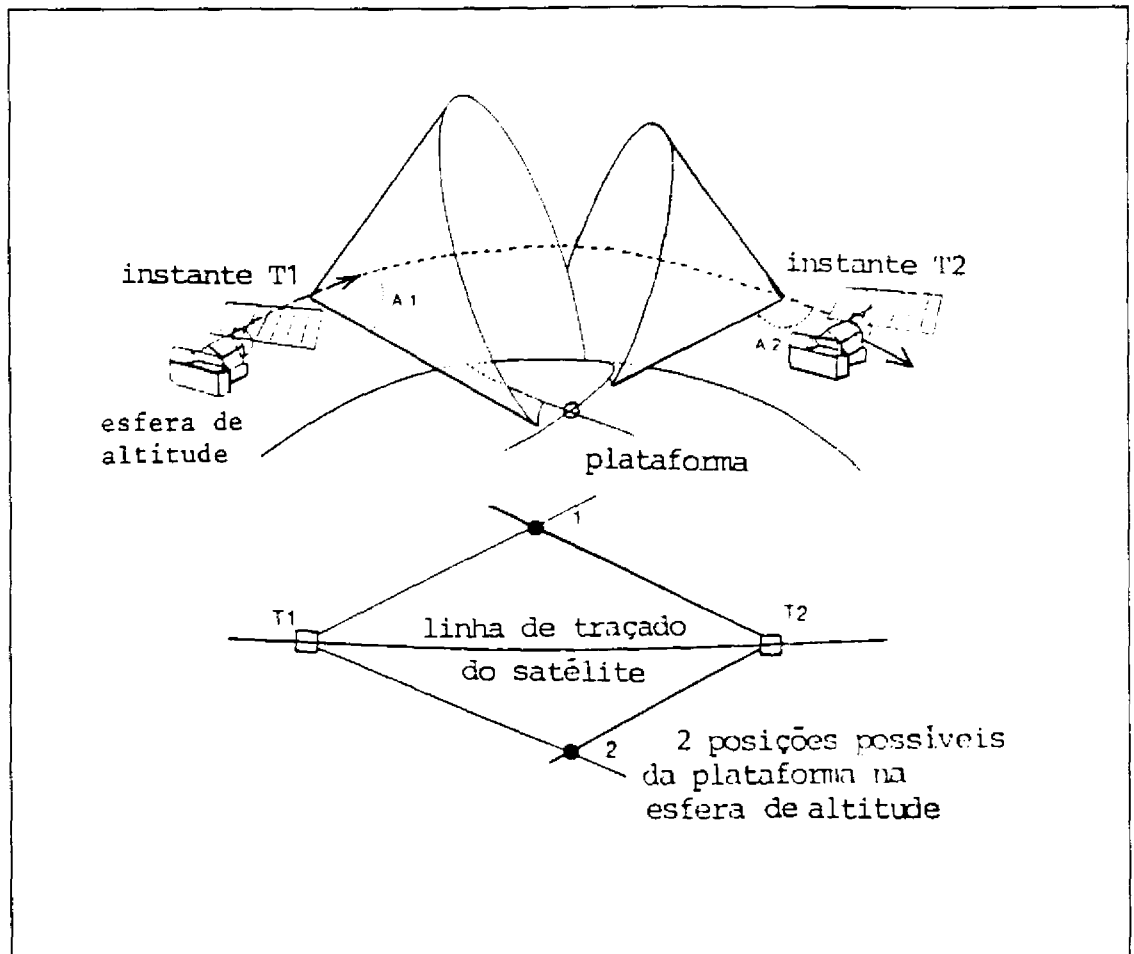


Fig. 2.3 - Posições possíveis para a PCD a partir da intersecção dos cones de localização.

FONTE: ARGOS (1988), p. 22.

Este sistema permite uma precisão na determinação da posição do satélite dentro de intervalos de 300 metros na direção do traçado, e 200 metros na direção perpendicular a este (ARGOS, 1989). Através de um relógio de Césio, localizado em Toulouse, França, monitora-se a estabilidade do oscilador de bordo do satélite, e todas as medidas são alinhadas com a mesma escala de tempo (Greenwich Mean Time - GMT), com precisão média de 12 milisegundos, num processo conhecido como "Time Coding". Essas informações reunidas permitem também a correção das órbitas dos satélites NOAA.

Alguns testes geométricos também são realizados para que se avalie o desempenho de uma determinada PCD, sendo sua transmissão aceita ou não pelo sistema. Dentro da precisão de localização satisfatória, as transmissões das PCDs para o satélite têm em média 33% de suas mensagens rejeitadas em função do controle de qualidade a que estas mensagens são submetidas (ARGOS, 1984; Silva Jr., 1989). As causas dessas rejeições após o cálculo da localização são:

- 1) Desvio excessivo de frequência: uma diferença maior que 24 Hz entre duas transmissões médias referentes a duas passagens consecutivas do satélite sobre a PCD;
- 2) Convergência insatisfatória: dentro da grande maioria dos casos, devido ao ruído do oscilador da PCD, um limiar de rejeição é imposto para a instabilidade de termos curtos durante a transmissão, sendo esta da ordem de 4.10^{-5} ;
- 3) Distância inaceitável do traçado: determinadas posições da PCD no momento da transmissão, quando esta se localiza muito perto (menos que 1.5°) ou muito longe (mais que 24°) do traçado do satélite, tendem a prejudicar a precisão de localização, e a informação é, portanto, rejeitada.

O número de observações Doppler utilizado na regressão linear para o cálculo da média de frequência de transmissão, usado nos cálculos de localização também não pode ser muito pequeno, ou, do contrário, o sistema ARGOS pode desprezar os dados de localização.

Dois tipos de erros podem ocorrer no cálculo de localização da PCD efetuado através do sistema ARGOS. O primeiro destes erros está relacionado a problemas na obtenção dos parâmetros de órbitas dos satélites e às medidas no "Time Coding". O segundo tipo de erro refere-se aos fatores que envolvem as próprias PCDs, como a altitude (no caso de se utilizarem balões como plataformas para a PCD), estabilidade do oscilador (importante

em curto, médio e longo termos), e o próprio movimento da PCD.

A estabilidade (E) do oscilador da PCD é a razão entre a variação de frequência (Δf) ocorrida nele e a sua frequência nominal (f_0). Assim, segundo da Silva Jr. (1989), pode-se escrever:

$$E = \frac{\Delta f}{f_0} \quad (2.30)$$

Imprecisões no cálculo da localização das PCDs/ARGOS podem estar relacionadas à estabilidade do oscilador desta, dentro de períodos de tempo a curto, médio e longo prazos (100 milissegundos, 20 minutos e 100 minutos, respectivamente).

O período de curto prazo está relacionado ao tempo de transmissão da mensagem pela PCD, e sua instabilidade causa uma imprecisão no cálculo do efeito Doppler no caso de plataformas móveis, o que resulta em um erro na precisão da localização. Se E for maior que 10^{-8} , a mensagem é ignorada pelo satélite e nenhum dos dados de posicionamento é utilizado (ARGOS, 1984).

O médio prazo é definido para um período de 20 minutos, e este refere-se à duração máxima da visibilidade da PCD pelo satélite. A instabilidade a médio prazo resulta em uma deriva da frequência durante a passagem, também ocasionando uma imprecisão no cálculo da localização. A causa mais frequente para isso é a variação de temperatura da PCD durante a passagem do satélite. Segundo ARGOS (1984), a precisão de localização devida a variações a médio prazo pode passar, em 95% dos casos, de 500 metros a 50 Km quando E varia de $2 \cdot 10^{-9}$ a $2 \cdot 10^{-7}$. Valores de E maiores do que $2 \cdot 10^{-7}$ fazem o sistema ARGOS abortar seus cálculos.

Define-se como longo prazo o período de separação entre duas passagens consecutivas do satélite sobre a mesma PCD, ou seja, aproximadamente 100 minutos. A instabilidade de longo prazo pode ser compensada para o cálculo de localização se E não exceder 10^{-6} (ARGOS, 1984).

Considerando que a velocidade de deslocamento de uma PCD móvel é muito pequena em relação ao satélite (a velocidade tangencial do satélite NOAA é de cerca de 7.4 km/s), ela é considerada estacionária. No entanto, se no momento da transmissão um movimento de cerca de 1 m/s de velocidade ocorrer com a PCD, isso poderá resultar em um erro de cerca de 200 a 300 metros na localização (ARGOS, 1984).

De acordo com Gros e Guichard (1989), a distribuição de erro entre a posição calculada pelo sistema ARGOS e a posição verdadeira de uma PCD (m) é assumida como estatisticamente normal. Um valor p é então definido, onde 68% das posições calculadas estão dentro do intervalo $[m-p; m+p]$, isto é, um desvio padrão em torno de m . Um outro valor q é calculado de tal forma que 95% das posições calculadas estão dentro de dois desvios-padrão de m (intervalo $[m-q; m+q]$). Os resultados ARGOS são disponíveis aos usuários em três classes de qualidade de localização, ou seja:

- Classe 3: desvio padrão igual a 150 metros;
- Classe 2: desvio padrão igual a 350 metros;
- Classe 1: desvio padrão igual a 1000 metros.

2.5 - MEDIDAS LAGRANGEANAS DE CORRENTES NO MAR UTILIZANDO BÓIAS DE DERIVA RASTREADAS POR SATÉLITE

O número de trabalhos visando o estudo das características de circulação superficial marinha em meso e grande escalas cresceu enormemente a partir do ano de 1974, com o lançamento do satélite de órbita polar Nimbus-VI, que levou a bordo o Random Access Measurement System (RAMS). O sistema RAMS foi o primeiro sistema de coleta de dados via satélite que utilizou plataformas de transmissão (PCDs) de acesso aleatório, ou seja, independentes da interrogação do satélite. Com este tipo de sistema, obteve-se redução dos custos e complexidade das PCDs, e a possibilidade de localização destas através do Doppler.

McNally (1981), utilizando 32 bóias posicionadas pelo sistema RAMS no Atlântico Norte, durante o período de junho de 1976 a agosto de 1977, realizou comparações estatísticas entre os dados de posicionamento destas bóias, e estimativas de ventos superficiais para a mesma época.

As comparações de McNally (1981) revelaram que os derivadores moveram-se sistematicamente na direção 20° - 30° para a direita dos ventos superficiais, e que estes mediram correntes superficiais com velocidades de aproximadamente 1.5% das velocidades do vento, durante períodos de intensos e persistentes forçantes atmosféricos comumente observados nas estações de primavera, outono e inverno. Durante o verão, vórtices de meso-escala foram claramente notados, com escalas temporais de 30 dias, e espaciais de 100 Km.

Richardson (1981), também utilizando o sistema RAMS, mediu a circulação superficial através de 35 bóias de deriva entre 1975 e 1978, na região da Corrente do Golfo (Atlântico Norte-Occidental). As trajetórias de suas bóias indicaram que a Corrente do Golfo é influenciada por feições de topografia submarina na região da Nova Inglaterra, e que o vento não teve influência sobre as trajetórias de seus derivadores.

McNally et al. (1983), usando 16 bóias de deriva rastreadas através do sistema RAMS no período de fevereiro de 1976 a maio de 1980, estudaram a circulação superficial no giro subtropical do Pacífico Norte, determinando que o tempo de trânsito através do perímetro deste giro é de aproximadamente 4.5 anos.

Os autores concluíram, pela comparação dos fluxos superficiais calculados através das bóias, que estas são instrumentos muito bons para monitorar circulação superficial influenciada temporal e espacialmente pelo movimento geostrófico e vento. Ainda em suas discussões, McNally et al. (1983) verificaram que, na região Leste de 170° W, o padrão de circulação marinha superficial demonstra um sinal anual bem correlacionado com o forçante atmosférico anual.

Através de 110 bóias de deriva rastreadas pelos serviços RAMS, EOLE e ARGOS, Richardson (1983) configurou mapas horizontais de energia cinética e valores de média e variância para as correntes superficiais do Atlântico Norte.

Os dados de Richardson (1983) consistiram-se de mais de 40000 medidas individuais de velocidade de bóias concentradas nos anos de 1977 a 1980, e demonstraram que a máxima Energia Cinética de Vórtices (ECV) na região (cerca de $3000 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) coincide com as altas velocidades da Corrente do Golfo, onde esta produz meandros de alta amplitude entre 37°N e 67°N . Valores de $200 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ foram observados na região central do giro do Atlântico Norte, e $100 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ na região Leste e Corrente Norte Equatorial.

Valendo-se de uma bóia de deriva rastreada pelo sistema ARGOS, Royer e Emery (1984) verificaram, em uma escala de tempo de um ano, diferentes padrões de fluxo ao longo do mar de Bering. Os regimes de fluxo variaram desde estável, ao longo do talude continental, até altamente variável (dependente da maré) sobre a plataforma continental e, de maneira geral, diferiram das descrições prévias para a região central da área de estudo.

Através de dados de vento geostrófico mensais calculados a partir da pressão atmosférica, Royer e Emery (1984) concluíram que a componente zonal (u) da velocidade de corrente medida pela bóia é significativamente bem correlacionada com a componente zonal do transporte de Ekman. A trajetória total da bóia também evidenciou a presença de vórtices de meso-escala previamente descritos na literatura, e os autores sugerem que estas feições sejam permanentes na região Leste do Mar de Bering.

McNally e White (1985) investigaram o fluxo das camadas de 30, 60 e 90 metros de profundidade nas latitudes médias do oceano Pacífico utilizando o sistema RAMS, demonstrando a viabilidade da utilização de elementos de arrasto em diferentes profundidades em bóias de deriva para estudos em vários extratos no mar.

Com vistas a determinar o padrão de recirculação em meso-escala da Corrente do Alasca, Emery et al. (1985) também utilizaram bóias de deriva inicialmente lançadas em agosto de 1981, nas proximidades de 55°N - 160°W .

Essas bóias, rastreadas pelo sistema ARGOS, demonstraram trajetórias contrastantes com as de bóias previamente utilizadas na região, que; em geral, haviam seguido as feições médias anuais de topografia dinâmica de superfície relativas a 500 decibares. Estes contrastes foram melhor relacionados às anomalias de grande escala nos padrões de pressão atmosférica do que às anomalias nas correntes geostróficas. As trajetórias das bóias, quando comparadas ao campo de vento, revelaram boa concordância com o modelo de Ekman.

Emery et al. (1985) concluem também que, quando bóias portando elementos de arrasto em pequenas profundidades (30 metros) seguem os contornos de topografia dinâmica, existe uma correspondência entre as circulações oceânica e atmosférica.

Richardson e Reverdin (1987), através de 53 bóias rastreadas pelo serviço ARGOS, deriva de navios e correntógrafos, estudaram a circulação equatorial do Atlântico Norte entre 1983-1985. Suas medidas forneceram importantes informações sobre as variações sazonais e interanuais das estruturas zonal, meridional e vertical da Corrente Sul-Equatorial e Contra-Corrente Norte-Equatorial.

Através de um total de 113 bóias de deriva rastreadas por satélite entre os anos de 1981 a 1984, Krauss e Böning (1987) avaliaram as propriedades lagrangeanas dos campos de vórtices da região Norte do Atlântico Norte. Para tal finalidade, os autores utilizaram apenas os dados dos primeiros 5 meses após o lançamento de cada bóia, calculando velocidades médias, escalas temporais e espaciais, dispersão e difusão, e espectro de energia dos campos de vórtices. Dentre outros resultados, Krauss e Böning (1987) citam a importância do conhecimento das propriedades de difusividade

dos vórtices, que podem fornecer uma poderosa parametrização dos processos de mescla em meso-escala causada por estes.

Usando 9 bóias de deriva rastreadas via ARGOS entre 1986-1987, Stabeno e Reed (1991) mediram parâmetros lagrangeanos da Corrente do Alasca. Os dados de velocidade instantânea das bóias, interpolados e filtrados a intervalos regulares de 6 horas, foram correlacionados a dados de vento calculados a partir de medidas de pressão atmosférica nos mesmos intervalos de 6 horas. As máximas correlações indicaram coeficientes de 0.72 a 0.77, respectivamente, para direções de corrente a 25° e 30° à direita do vento. Analizando ainda as baixas razões entre energias cinéticas Média (ECM) e de Vórtices (ECV), os autores evidenciam a alta estabilidade do fluxo da Corrente do Alasca.

2.5.1 - O PROGRAMA FGGE

Durante os anos de 1965 a 1980, desenvolveu-se o programa Global Atmospheric Research Program (GARP), em caráter internacional, e sob a responsabilidade conjunta do World Meteorological Organization (WMO) e do International Council of Scientific Unions (ICSU). O First GARP Global Experiment, ou FGGE (1978-1979), foi criado para fornecer as condições básicas para a geração de modelos de circulação atmosférica para o planeta. De maneira a preencher estes objetivos, temperaturas superficiais globais foram monitoradas diariamente.

Considerando-se que o Hemisfério Sul é coberto predominantemente por água, a técnica de utilização de bóias de deriva para monitorar a temperatura da superfície do mar foi usada, juntamente com medidas de pressão atmosférica ao nível do mar (Keeley e Taylor, 1981).

O programa FGGE foi também utilizado para mapear a circulação superficial do mar através de um sistema Lagrangeano de escala global. Utilizaram-se 368 bóias de deriva lançadas no Hemisfério Sul (20°S a 65°S) por um grupo de países (ARGOS, 1984; Silva Jr., 1989). Rastreadas pelo ARGOS, estas bóias demonstraram a aplicabilidade global deste sistema, tanto

para finalidades operacionais como de pesquisa, através da localização e coleta de dados (Husson e Bessis, 1984; Kozak e Partridge, 1986).

Os dados fornecidos através do Serviço ARGOS para o FGGE têm precisão de ± 1 mb para a pressão barométrica, ± 1 °C para temperatura e menos de 1 Km para posicionamento. O espaçamento médio da rede de bóias foi de 1000 Km, de modo que nenhum ponto no oceano esteve afastado mais de 500 Km de uma bóia (Garrett, 1980; ICSU/WMO, 1980).

Do começo do período de observações do FGGE (dezembro de 1978 a julho de 1979), todos os dados foram coletados usando-se apenas um único satélite. O número médio de observações para cada bóia por dia foi cerca de 8 no primeiro período, embora varie com a latitude. De julho a novembro de 1979, dois satélites foram utilizados, de maneira que o dobro de informações foram coletadas para cada bóia (Garrett, 1980).

Os dados obtidos durante o FGGE foram usados para preparar mapas que demonstraram a circulação superficial média e a distribuição de energia cinética sobre grande parte dos oceanos do Hemisfério Sul. Estas análises foram lideradas por Garrett (1981), Amonsky et al. (1983) - citados por Silva Jr. (1989) e Patterson (1985), e apresentaram um exame preliminar dos dados das bóias FGGE.

Patterson (1985) utilizou as trajetórias de aproximadamente 300 bóias FGGE, e obteve estimativas de circulação média superficial e distribuição de Energia Cinética que concordam com observações históricas de correntes e campos de densidade. Segundo este autor, a distribuição de energia cinética do fluxo médio dos oceanos do Hemisfério Sul é altamente zonal, com os maiores valores nos fluxos zonais persistentes da Corrente Circumpolar Antártica e Corrente Sul-Equatorial, e baixos valores na ampla zona mediana entre estas correntes. A maioria dos vórtices de energia cinética é, segundo Patterson (1985), devida a variações das correntes geostroficas e são influenciados, assim como o fluxo médio, pelas grandes feições batimétricas.

Com o objetivo de estimar os campos de velocidade de corrente ao Sul de 20°S, Piola et al. (1987) trabalharam com posições médias diárias de cerca de 280 bóias FGGE. Segundo os autores, as feições grosseiras da circulação média estão geralmente em concordância com outras representações médio-temporais da circulação, embora estas difiram em detalhes da geostrofia dos giros do Hemisfério Sub-Tropical Sul. Os autores demonstram, ainda, que o erro associado ao cálculo da energia cinética é maior nas regiões de baixo fluxo do que nas regiões de fluxos de alta velocidade.

Hofmann (1985) estudou a estrutura de grande escala da Corrente Circumpolar Antártica, a partir da conjunção de dados das bóias FGGE com dados hidrográficos históricos medidos *in situ*. Algumas regiões, principalmente o Sul da Austrália, mostraram uma associação entre as frentes oceânicas Antártica, Subantártica e Subtropical e zonas com alta densidade de bóias, sugerindo que estas se concentram sobre as frentes. O autor também acrescenta que a localização das frentes pode não apresentar muita variabilidade espacial em regiões onde estas seguem grandes feições batimétricas.

Comparando as ECV calculadas para o oceano Austral em 1979 através das bóias FGGE, e através de dados altimétricos do satélite Seasat, Daniault e Menard (1985) encontraram boas concordâncias para os períodos de 6 a 24 dias. Estes mesmos autores, assim como Hofmann (1985), evidenciaram a tendência das bóias em se concentrar nas zonas de frentes oceanográficas. Daniault e Menard (1985) também mostraram um exemplo de vários casos onde vórtices de períodos inerciais são evidentes nas trajetórias das bóias.

Johnson (1989) estudou algumas características do oceano Austral a partir dos dados das bóias FGGE. Através de médias temporais (90 dias) de velocidades de correntes, o autor calculou a ECV para as correntes superficiais e encontrou boas concordâncias com valores previamente publicados baseados em médias espaciais (Patterson, 1985; Daniault e Menard, 1985, entre outros). Em conclusão, Johnson (1989) coloca que a escala temporal de 90 dias representa uma escala temporal "geostrofica".

Large e van Loon (1989) investigaram a resposta superficial dos oceanos do Hemisfério Sul de acordo com as variações intersazonais de grande escala espacial dos campos de vento, durante 1979, utilizando as trajetórias das bóias FGGE. Os autores determinaram que o vento é caracterizado por padrões de grande escala espacial com variabilidades de baixa frequência (anual ou semi-anual), causando este mesmo tipo de variabilidade nas correntes zonais.

Segundo Patterson (1985), a primeira oportunidade de se examinar sob o ponto de vista sinótico e em escala hemisférica as variações ocorridas ao longo da circulação oceânica superficial, ficou demonstrada a partir dos dados recolhidos pelas bóias FGGE.

2.5.2 - O PROJETO MEDICA

2.5.2.1 - A BÓIA BRASILEIRA

Em meados dos anos oitenta, o INPE, através do apoio financeiro da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM) ao projeto MEDICA, desenvolveu e lançou o primeiro protótipo de bóia de deriva posicionado por satélite no Brasil, utilizando o sistema ARGOS (Stevenson e Barbosa, 1986). Este tipo de instrumentação oceanográfica nacional foi primeiramente desenvolvido para ser utilizado em águas antárticas, dentro do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR), e esteve diretamente ligado ao desenvolvimento e homologação pelo INPE da PCD/ARGOS (Silva Jr. et al., 1990).

Para o Brasil, medidas meteorológicas e oceanográficas obtidas a partir de bóias ancoradas e à deriva representam uma alternativa para a obtenção de dados, especialmente em regiões remotas ou por períodos prolongados. Também, pela escassa frota oceanográfica brasileira, esta técnica se torna ainda mais eficiente (Stevenson e Carvalho, 1989).

Apesar das PCDs/ARGOS permitirem a transmissão de até 32 canais de dados, o protótipo do INPE, quando testado na primeira vez, usou

apenas 4: um para tensão de bateria, um para temperatura do ar e dois para temperatura da água, nos níveis de 1 e 10 metros de profundidade (Stevenson e Barbosa, 1986). Utilizando o mesmo sistema eletrônico deste protótipo, o INPE produziu outras bóias oceanográficas que foram utilizadas no PROANTAR pelo projeto MEDICA até o verão de 1986/87.

A técnica de amostragem dos diversos sensores destas bóias era a de aquisição em cascata. Nesta técnica, cada canal adquire, converte e transfere o dado de cada sensor serialmente para o transmissor, quando então é imediatamente acionado o próximo canal de medida. Desta forma, a princípio, é possível que se acrescentem tantos sensores ou canais à malha quanto se deseja. Embora cada interface-sensor seja totalmente autônoma, a falha em uma delas acarretará, necessariamente, na interrupção de toda a malha de medidas, aumentando também o consumo e reduzindo a confiabilidade em virtude do maior número de componentes ligados por canal (Carvalho e Stevenson, 1989).

As limitações citadas acima conduziram à revisão de todo o sistema de telemetria da bóia brasileira, e um novo sistema telemétrico foi criado tornando a bóia mais eficiente, suportando um maior número de sensores e com consumo mínimo de energia. Segundo Carvalho e Stevenson (1989) e Silva Jr. et al. (1990), a nova versão suporta as seguintes medidas:

- 5 tensões (bateria/regulada/referência);
- 4 sensores de temperatura;
- 1 sensor de intensidade de vento;
- 1 sensor de direção de vento;
- 1 bússola eletrônica.

Esta nova bóia com eletrônica remodelada foi usada a partir da 6^a Expedição Antártica Brasileira, em dezembro de 1987 (Stevenson e Carvalho, 1989). As bóias do INPE são robustas para enfrentar as condições adversas de mar e gelo a que são submetidas na Antártica, e podem ser usadas tanto à deriva como ancoradas.

Como componentes mecânicos básicos, estas bóias possuem um casco de formato bicônico, onde estão localizadas a PCD, a caixa de interfaces, a antena e a bateria; uma torre instrumentada opcional em duas versões (na forma de "T" ou aeroleme); e um elemento de arrasto, ou vela, indispensável na versão à deriva. Este elemento de arrasto é retangular, com área de 6 m^2 (3 m x 2 m), e é preso à bóia de deriva por um cabo de aço que o coloca em uma profundidade de 10 metros.

Maiores detalhes a respeito dos componentes mecânicos das bóias podem ser encontrados em Stevenson e Barbosa (1986), Stevenson e Alonso (1986a), e Silva Jr. et. al. (1990). A configuração mecânica específica da bóia utilizada neste trabalho será abordada no Capítulo 3, Seção 3.1. deste texto.

Num experimento realizado em novembro de 1985, nas proximidades da Ilha de São Sebastião (SP), Stevenson e Alonso (1986b) avaliaram a precisão de posicionamento da bóia brasileira. Uma série de medidas de radar foram feitas pelo navio oceanográfico brasileiro Almirante Saldanha simultaneamente às tomadas de posição via ARGOS. Também foram realizadas medidas fixas em terra, antes do embarque da bóia. Os resultados desse experimento demonstraram que a exatidão de posicionamento da bóia do INPE foi de $\pm 285 \text{ m}$ em latitude ($1 \sigma = \pm 0.0026^\circ$) e $\pm 810 \text{ m}$ em longitude ($1 \sigma = \pm 0.008^\circ$).

2.5.2.2 - MEDIDAS DE CORRENTES SUPERFICIAIS NA ANTÁRTICA

O projeto MEDICA, durante a 3^a Expedição Antártica Brasileira, em março de 1985, realizou a primeira tentativa de caracterizar, de uma maneira sinótica, a camada oceânica superficial do Estreito de Bransfield, utilizando o primeiro protótipo de bóia de deriva nacional (Stevenson et al., 1989). Através de uma rede de estações oceanográficas, os autores calcularam a circulação geostrófica em superfície e na profundidade de 10 metros (relativas ao nível de 250 decibares), encontrando uma corrente com velocidade de 5 cm/s fluindo na direção 20° . A de corrente calculada a

partir dos dados da bóia teve, naquela ocasião, velocidade de 27 cm/s (5.4 vezes maior do que a corrente geostrófica), e fluiu para 42°.

Em março de 1986, novamente no Estreito de Bransfield, Silva Jr. (1989), utilizou um derivador brasileiro e uma rede de estações oceanográficas mais densa que aquela do ano anterior (Stevenson et al., 1989), assim como medidas de vento tomadas em navio. O autor comparou as correntes geostróficas de superfície e 10 metros de profundidade (referentes aos níveis de 500 dbar e 1000 dbar), e as correntes induzidas por vento (deriva de Ekman), com a trajetória de sua bóia.

A velocidade média da corrente medida pelos dados de deslocamento da bóia foi 3.8 vezes maior do que a das correntes geostróficas, e 6.7 vezes maior do que a das correntes induzidas por vento. Silva Jr. (1989) ainda, combinando os dados hidrográficos com os da trajetória da bóia, identificou uma frente oceânica divergente na parte sul do Estreito, a qual não foi anteriormente descrita na literatura.

Silva Jr. e Stevenson (1989), em outro trabalho, discutiram que a frente anteriormente descrita (Silva Jr., 1989) foi formada por justaposição das águas dos Mares de Bellingshausen e Weddell, e comentam que, a despeito dos fortes ventos soprando com intensidades superiores a 16.5 m/s, o derivador utilizado seguiu a direção de deslocamento da corrente local. Os autores demonstram, ainda, que o tipo de bóia desenvolvida pelo INPE é um instrumento poderoso para detectar feições oceânicas como frentes.

Stevenson e Stech (1989) descreveram a circulação das porções central e Leste do Mar de Bellingshausen utilizando dados de três bóias de deriva FGGE, e duas bóias brasileiras lançadas no começo de 1987. Através do uso do coeficiente de determinação de regressão linear (r^2) para períodos de tempo de 10 dias, os autores encontraram que a percentagem do fluxo meridional atribuída à advecção uniforme (média) foi de 64% na parte central da área estudada, e os 36% restantes eram devidas a mecanismos de vórtices. Na corrente costeira, 42% foi atribuído à advecção uniforme.

Quanto ao fluxo zonal, a percentagem de advecção uniforme foi de 50% na parte central do Mar de Bellingshausen, e de 67% na parte Leste. Stevenson e Stech (1989) concluem ainda que há uma bifurcação ou divergência no fluxo da corrente de direção para Leste, localizada próxima a $63^{\circ}30'S$, que produz um deslocamento de águas para a direção Norte (penetrando no Estreito de Bransfield), e outro para Sul (que torna-se a corrente costeira de Leste).

Uma comparação entre as trajetórias de duas bóias brasileiras (dentro da área de estudo) e a circulação geostrófica no Mar de Bellingshausen foi efetuada por Stevenson e Silva Jr. (1990). As correntes médias medidas pelas bóias foram de 13 cm/s (direção 201°) para a bóia mais próxima à costa, e de 2 cm/s (direção 101°) para a bóia mais afastada da costa. A bóia mais afastada da costa mostrou uma trajetória com mais vórtices, sendo que o movimento relacionado a este tipo de feição foi responsável por 33-88% do movimento geral desta bóia. Para aquela mais próxima à costa, os movimentos de vorticidade totalizaram apenas 3-4% do movimento total. A presença de um grande vórtice cujo período foi de cerca de 17 dias, foi evidenciada pela trajetória da bóia afastada da costa e pela circulação geostrófica calculada.

Dispondo de três bóias de deriva lançadas no Estreito de Bransfield no verão austral de 1991, Stevenson et al. (1991b) analisaram séries de tempo de até 25 dias das componentes zonal e meridional de posição das bóias. As diferentes trajetórias seguidas pelas três bóias dentro do Estreito mostraram diferentes padrões de circulação. A bóia lançada mais próximo às Ilhas Shetland do Sul teve relativamente alta velocidade (38.3 cm/s, na direção 52°), associada a um fluxo sem oscilações ou periodicidades óbvias, a não ser no fim de sua trajetória. As outras duas bóias tiveram baixas velocidades (6 cm/s), nas direções 74° e 143° , respectivamente.

Stevenson et al. (1991b) calcularam ainda os periodogramas para as séries zonal e meridional dos dados de posição de cada bóia (interpolados em intervalos de 0.1 dia), encontrando harmônicos de baixa

frequência e picos centrados em cerca de 12.5 horas (maré semi-diurna e oscilação inercial) e 24 horas (maré diurna). Dos picos de baixa frequência, os autores ressaltam os que variaram entre 2 e 8 dias, considerando que estes seriam causados pela passagem de frentes atmosféricas sobre a região.

Com o mesmo conjunto de dados das três bóias citadas anteriormente, e dados hidrográficos de superfície, Silva Jr. et al. (1991) descreveram a influência dos diferentes tipos de água caracterizadas para o Estreito de Bransfield pelos programas FIBEX e SIBEX, e as correntes medidas pelas bóias. Como conclusão, os autores indicam que a utilização das três bóias oceanográficas, em conjunto com dados hidrográficos, permitiram uma caracterização sinótica da circulação superficial do Estreito. As trajetórias descritas pelas bóias serviram para delinear as principais estruturas oceânicas em diferentes pontos do Estreito, demonstrando novamente a eficiência desta metodologia de Sensoriamento Remoto para estudos de circulação oceânica de meso-escala.

CAPÍTULO 3DADOS E METODOLOGIA3.1 - DADOS DA BÓIA DE DERIVA

A bóia de deriva utilizada neste trabalho é uma bóia nacional desenvolvida no INPE, cujo modelo portava uma torre meteo-oceanográfica compacta em forma de "T" (ou barra transversa). A Figura 3.1 mostra um esquema em corte desta bóia e seus componentes, excluindo a vela (elemento de arrasto) que é presa à base da bóia por um cabo de aço que a mantém a 10 metros de profundidade.

A configuração mecânica da bóia (excluindo a torre), segundo Stevenson e Barbosa (1986), é:

- 1.87 metros de altura;
- Forma bicônica, com diâmetros variando entre 0.4 metros (base) e 0.75 metros (parte mais larga);
- 72 Kg de peso, vazia;
- 170 Kg com "rack" completo e caixa de força;
- Cor laranja internacional.

Para o presente trabalho somente foram utilizados os dados de posicionamento da bóia, fornecidos pelo sistema ARGOS ao projeto MEDICA na forma de listagens. Estes dados, pertencentes à classe 3 de qualidade no sistema ARGOS, têm precisões próximas a 0.001 graus de latitude/longitude (111 metros em latitude). Os demais parâmetros ambientais, obtidos pelos sensores meteo-oceanográficos da bóia, serão analisados em trabalhos futuros.

A bóia do INPE utilizada neste trabalho foi lançada em 26/01/1989 (dia Juliano 25), na posição 61.674°S, 56.984°W, e recolhida pelo

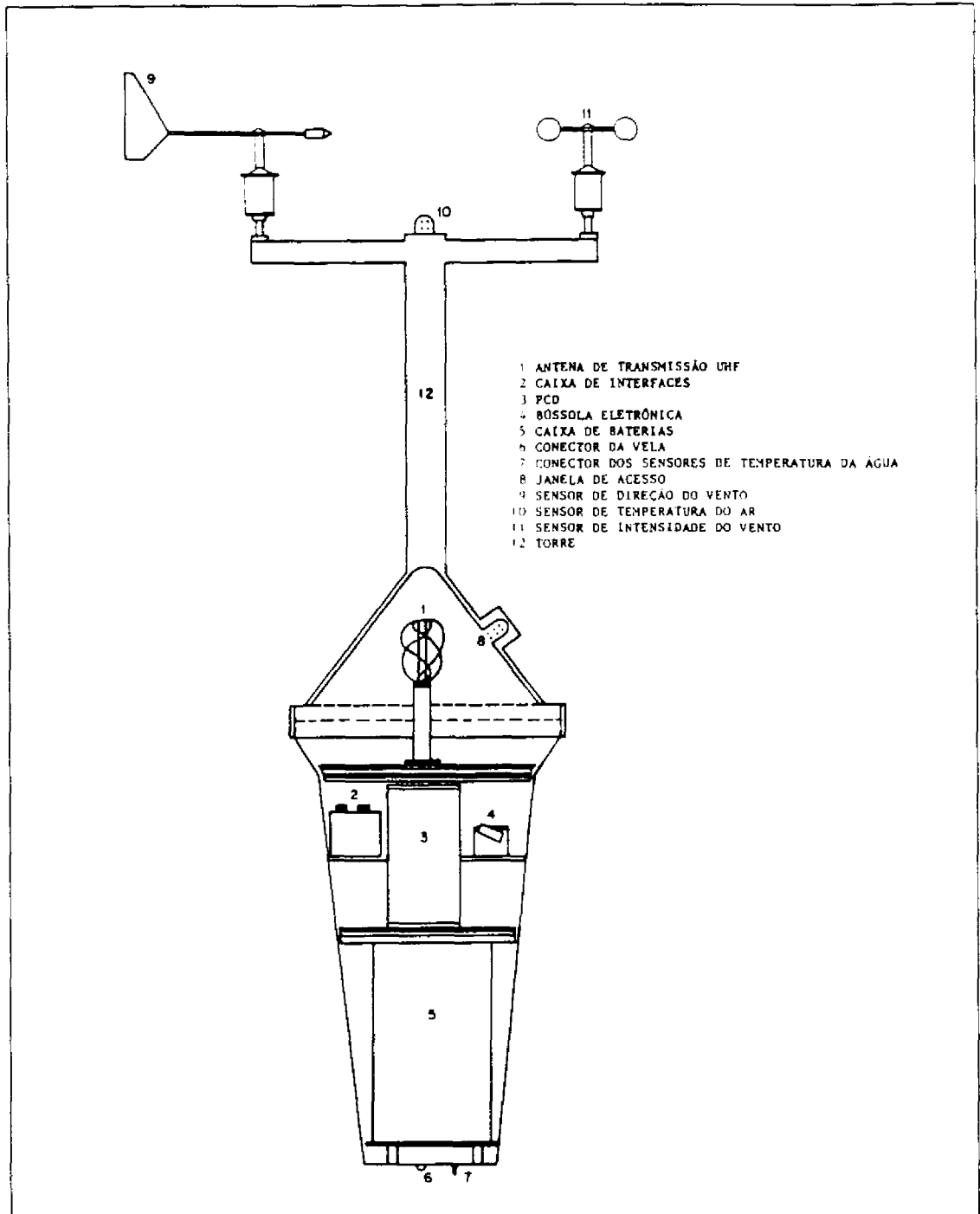


Fig. 3.1 - Corte esquemático da bóia e torre meteo-oceanográfica, mostrando seus componentes.

FONTE: Stevenson et al. (1991a).

N.Ap.Oc. Barão de Teffé, para posterior utilização, em 21/02/1989 (dia Juliano 51), na posição 61.911°S , 54.772°W .

O número médio de localizações por dia, como descrito no Capítulo 2, Seção 2.4.3.1 deste texto, é função da latitude em que se encontra a bóia (PCD). A Figura 3.2 ilustra a variação do número de localizações médio por dia para a bóia oceanográfica, durante este experimento, em função da mudança da posição (latitude) da mesma. Para a latitude média em que se posicionou a bóia durante o experimento (aproximadamente 61.5°S), o valor do número de localizações médio por dia é 11 (Stevenson e Alonso, 1986b). Como indica a Figura 3.2, este valor é inferior ao valor real obtido neste experimento (16.2 localizações por dia), o que reflete a alta eficiência de transmissão de dados da bóia brasileira.

3.1.1 - SÉRIES DE TEMPO DOS DADOS DE POSIÇÃO

Os dados de posicionamento fornecidos para a bóia através do sistema ARGOS foram tratados na forma de séries de tempo, em termos de componentes meridional (latitude) e zonal (longitude). Devido às características do método de posicionamento do sistema ARGOS (discutidas no Capítulo 2), o intervalo de tempo entre dados consecutivos de posição é não somente irregular, mas também varia entre cada dia. O tempo foi tratado na forma de dias Julianos decimais, e as séries de tempo das componentes meridional e zonal da posição da bóia foram tratadas, dependendo de suas utilizações, na forma bruta ou interpolada.

A interpolação linear foi utilizada nas séries de tempo para gerar dados temporalmente bem distribuídos (incremento de tempo constante entre consecutivos dados de posição). O intervalo de interpolação utilizado foi de 0.1 dia Juliano, ou seja, 2.4 horas. Este intervalo foi escolhido baseado nos trabalhos prévios de Stevenson et al. (1991a, 1991b) e Silva Jr. et al. (1991). As séries de tempo interpoladas foram utilizadas nos procedimentos de análise espectral, auto-correlação e correlação cruzada, descritos mais adiante.

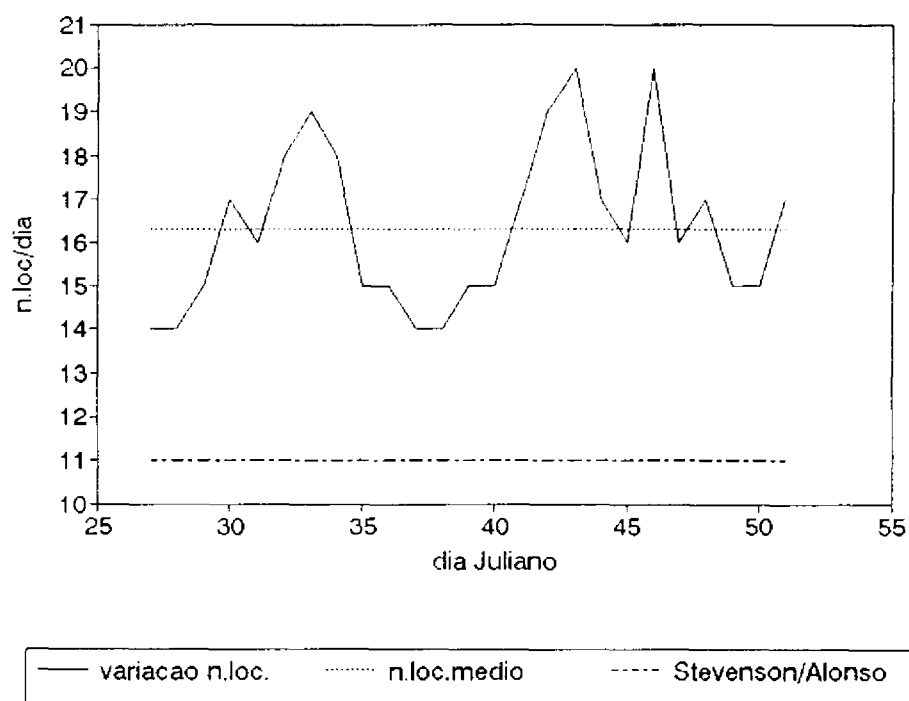


Fig. 3.2 - Variação do número médio de localizações por dia para a bóia de deriva, durante a 7^a Expedição Antártica Brasileira. O valor para a latitude média de 61.5°S (igual a 11) foi obtido de Stevenson e Alonso (1986b).

3.1.2 - CÁLCULO DA CORRENTE MÉDIA

O cálculo da velocidade média da corrente, assim como da direção desta, foi realizado através de regressão linear simples das séries de tempo zonal e meridional dos dados de posição da bóia. O tempo (t) foi considerado como sendo a variável independente, e as componentes zonal (x) e meridional (y) da posição, como sendo as variáveis dependentes. Desta forma:

$$y = a_1 + b_1 t$$

$$x = a_2 + b_2 t$$

(3.1)

onde:

a_1, a_2 = Posição onde a reta de regressão intersepta o eixo da variável dependente;

b_1, b_2 = Declividade da reta de regressão.

A declividade (b) da reta de regressão representa o incremento de distância (latitude ou longitude) pelo tempo (dia Juliano decimal), ou seja, a velocidade média. Assim temos:

$$\bar{V} = b_1 = dy/dt \quad (3.2)$$

$$\bar{U} = b_2 = dx/dt$$

onde \bar{V} e \bar{U} são as componentes meridional e zonal, respectivamente, da velocidade média de corrente (\bar{V}).

Por trigonometria, a velocidade média de corrente resultante é dada por:

$$\bar{V}^2 = \bar{U}^2 + \bar{V}^2 \quad (3.3)$$

As posições de latitude (y) e longitude (x) foram dadas em graus geográficos, logo \bar{U} e \bar{V} foram obtidos em unidades de graus/dia. Lembrando-se que 1 grau de latitude corresponde a 111180 metros, que 1 grau de longitude corresponde a 52624 metros na latitude média de 61.75° , e que 1 dia equivale a 86400 segundos, \bar{U} e \bar{V} foram transformados em unidades de m/s ou cm/s.

A direção da corrente média (θ), dada em graus trigonométricos, foi obtida por:

$$\tan^{-1}\theta = (\bar{V}/\bar{U}) \quad (3.4)$$

Por convenção, (θ) é determinada a partir do sinal de \bar{U} e \bar{V} em relação ao círculo trigonométrico.

3.1.3 - SÉRIES DE TEMPO DE VELOCIDADE INSTÂNTANEA

As séries de tempo de velocidade instantânea, para as séries de tempo brutas de posição (zonal e meridional), foram calculadas da seguinte forma:

$$U_{i=} = \frac{(x_{i+1} - x_{i-1})}{(t_{i+1} - t_{i-1})} \quad (i = 2,3,\dots,n-1) \quad (3.5)$$

$$V_{i=} = \frac{(y_{i+1} - y_{i-1})}{(t_{i+1} - t_{i-1})}$$

onde:

U = Velocidade instantânea zonal;

V = Velocidade instantânea meridional;

x = Posição do derivador no eixo x (longitude);

y = Posição do derivador no eixo y (latitude);

t = Tempo (dias Julianos decimais), correspondente à posição da bóia.

Da mesma forma que procedeu-se para a velocidade média, os valores de velocidade instantânea foram transformados em unidades de cm/s. As estimativas de velocidade instantânea obtidas por bóias de deriva são consideradas medidas "pseudo-lagrangeanas" de correntes. Enquanto que as séries de tempo de posição da bóia variam do termo (i) até (n), as séries de tempo de velocidade instantânea variam de ($i+1$) até ($n-1$).

3.1.4 - CÁLCULO DAS ENERGIAS CINÉTICAS MÉDIA E DE VÓRTICES

Para o cálculo da Energias Cinéticas Média (ECM) e da Energia Cinética de Vórtices (ECV) realizado neste trabalho, assumiu-se que a velocidade da partícula de fluido, em um determinado momento de sua trajetória, foi igual ao somatório de uma velocidade de corrente média (\bar{V}) e de uma perturbação (V'). Assim temos que:

$$V(i) = \bar{V} + V'(i) \quad (3.6)$$

sendo a perturbação V' em realidade igual ao somatório das perturbações da corrente causadas por passagens de frentes atmosféricas, marés, fluxo inercial, turbulência e outros fenômenos.

A Energia Cinética da Corrente Média (ECM) foi calculada a partir da estimativa da velocidade de corrente média (\bar{V}), pela relação:

$$ECM = 1/2m\bar{V}^2 \quad (3.7)$$

onde (m) é massa do fluido, considerada unitária.

A estimativa de ECM foi obtida em cm^2/s^2 , considerando-se que (\bar{V}) foi dada em cm/s . Estas unidades, apesar de discordarem da recomendação da comunidade oceanográfica para os trabalhos atuais de oceanografia física (que sugere o uso do Sistema Internacional de Unidades - S.I.), são utilizadas aqui de modo a facilitar a comparação dos resultados deste trabalho com os resultados de trabalhos anteriores.

Para que se calcule a Energia Cinética de Vórtices (das perturbações) - ECV - é necessário que se retire a tendência das séries de tempo de posição da bóia. Esta destendencição foi efetuada através das seguintes equações:

$$Lat(i) = y(i) - [a_1 + b_1 t(i)] \quad (3.8)$$

$$Long(i) = x(i) - [a_2 + b_2 t(i)]$$

onde (a), (b) são os mesmos das equações (3.3). $Lat(i)$ e $Long(i)$ representam os resíduos da trajetória da bóia, em suas componentes meridional e zonal, respectivamente.

Após este processo, cada série residual foi considerada normalizada, isto é:

$$\sum_{i=1}^n \text{Lat}(i) = 0 \quad (3.9)$$

$$\sum_{i=1}^n \text{Long}(i) = 0$$

As velocidades instantâneas destendenciadas foram dadas por:

$$U'_i = \frac{(\text{Long}_{i+1} - \text{Long}_{i-1})}{(t_{i+1} - t_{i-1})} \quad (i = 2, 3, \dots, n-1) \quad (3.10)$$

$$V'_i = \frac{(\text{Lat}_{i+1} - \text{Lat}_{i-1})}{(t_{i+1} - t_{i-1})}$$

A partir de (3.9), calculou-se ECV média por unidade de massa para as séries destendenciadas meridional e zonal através de:

$$ECV(u) = \frac{0.5}{n-2} \sum_{i=2}^{n-1} [U'_i]^2 \quad (3.11)$$

$$ECV(v) = \frac{0.5}{n-2} \sum_{i=2}^{n-1} [V'_i]^2$$

A Energia Cinética de Vórtices resultante (ECV) é dada pela soma de suas contribuições nas direções meridional e zonal, na forma:

$$ECV = ECV(u) + ECV(v) \quad (\text{cm}^2/\text{s}^2) \quad (3.12)$$

Com base nas estimativas de ECM e ECV calculou-se a energia cinética total (ECT) indicada pela trajetória da bóia, através de:

$$ECT = ECM + ECV \quad (\text{cm}^2/\text{s}^2) \quad (3.13)$$

A estimativa da razão ECV/ECT dá uma boa idéia da importância das perturbações de meso-escala (vórtices) implícitas na trajetória da bóia.

3.1.5 - ANÁLISE DE AUTO-CORRELAÇÃO DOS DADOS DE POSIÇÃO

A análise de auto-correlação utilizada neste trabalho está descrita em Conrad e Pollak (1950) e Stevenson e Pattullo (1969). Através deste procedimento, geraram-se séries transformadas de coeficientes de correlação (que variam numericamente entre -1 e 1) a partir das séries temporais interpoladas e destendenciadas de posicionamento (zonal e meridional) da bóia. Estas séries transformadas foram obtidas através de:

$$X_k^a = \frac{\sum_{l=1}^{n-k} (X_l X_{l+k}) - \frac{1}{n-k} \sum_{l=1}^{n-k} X_l \sum_{l=k+1}^n X_l}{\left(\left(\sum_{l=1}^{n-k} X_l^2 - \frac{1}{n-k} \left[\sum_{l=1}^{n-k} X_l \right]^2 \right) \left(\sum_{l=k+1}^n X_l^2 - \frac{1}{n-k} \left[\sum_{l=k+1}^n X_l \right]^2 \right) \right)^{1/2}} \quad (3.14)$$

onde (k) representa o retardo de tempo ("time-lag") dos coeficientes individuais das séries, e (a) - não operativo - indica o número da série transformada.

Da mesma forma que os coeficientes (X_k) foram obtidos para a componente zonal da série de posição, coeficientes (Y_k) foram obtidos para a componente meridional.

O procedimento de transformação das séries de posição por auto-correlação pode ser repetido sobre a própria série transformada, (a) vezes. Como propriedade das séries transformadas tem-se que, ao passo em que cada transformação é efetuada, a função que representa a distribuição dos coeficientes pelo retardo de tempo aproxima-se da função cosseno, se existir na série de tempo original uma variação periódica significativa (Stevenson e

Pattullo, 1969). No limite, o período da função cosseno obtida aproxima-se do período de variação de maior energia dentro da série original.

Para este trabalho, o procedimento de auto-correlação foi repetido 5 vezes para os dados de posição zonal, e 7 vezes para os dados de posição meridional. A aplicação de um filtro de média móvel do tipo cosseno 5 pontos foi feita sobre as séries de posição antes da aplicação da auto-correlação, com vistas a reduzir a influência de ruídos de muito alta frequência sobre os resultados desta análise.

3.1.6 - ANÁLISE ESPECTRAL DOS DADOS DE POSIÇÃO

Após uma fase inicial de testes, onde averiguou-se as potencialidades dos métodos de análise espectral por FFT, espectro de linha discreta e Máxima Entropia, optou-se por utilizar este último método para a verificação das periodicidades implícitas nos dados de posição da bóia durante o experimento descrito neste trabalho.

Os espectros de energia das séries de tempo zonal e meridional de posição da bóia foram, então, obtidos através do Método da Máxima Entropia (MEM). Este método, introduzido por Burg (1967, citado por Kane e Trivedi, 1982), oferece boa resolução em seus resultados inclusive para períodos comparáveis ao tamanho da série de tempo de dados (Kane e Trivedi, 1982).

As vantagens do MEM estão relacionadas a uma boa escolha do comprimento do Filtro de Previsão de Erro (M). Segundo Ulrych e Bishop (1975), a escolha de um comprimento de M pequeno em relação ao número de pontos da série (N) torna clara a vantagem em resolução que este método oferece. Os procedimentos numéricos do MEM, algumas aplicações e comparações com outros métodos de análise espectral, podem ser vistos nos trabalhos de Radoski et al. (1975), Ulrych e Bishop (1975), Kantor e Trivedi (1980), Kane e Trivedi (1982) e Press et al. (1989).

As séries de tempo de posição zonal e meridional da bóia foram tratadas aqui em termos de deslocamentos residuais (km), para que as medidas de energia fornecidas pelo MEM fossem comparáveis em termos de unidades. Da mesma forma que procedeu-se para a análise de auto-correlação, as séries de tempo de dados foram previamente filtradas.

O comprimento do Filtro de Previsão de Erro (M) utilizado neste trabalho foi de 20% do número total de dados (N) de cada série. Segundo a literatura, valores de M igual a 10% de N (Press et al., 1989) até M igual a 50% de N (Kane e Trivedi, 1982) são usuais.

3.2 - DADOS HIDROGRÁFICOS

3.2.1 - DADOS DE TEMPERATURA E SALINIDADE

Durante a 7^a Expedição Antártica Brasileira, através do N.Ap.Oc. Barão de Teffé, foram realizadas 50 estações oceanográficas na área de estudo deste trabalho. Destas estações, 18 foram feitas utilizando-se um STD (Salinity, Temperature, Depth) analógico, marca Plessey modelo 9060, pertencente ao INPE. Das 32 estações restantes, 30 foram efetuadas utilizando-se batitermógrafos descartáveis (XBTs - Expendible Bathythermographs) do próprio navio, e as outras 2 somente com garrafas de Nansen em superfície e no fundo.

O STD forneceu registros em papel de salinidade e temperatura em função da profundidade, até a profundidade máxima de 1000 metros, dependendo do local. Os XBTs funcionaram acoplados a um microcomputador HP-85, e forneceram registros digitais e em papel de temperatura em função da profundidade, num intervalo de 6 metros até um máximo de 760 metros, dependendo do local.

As estações oceanográficas foram realizadas no período de 09/01/1989 a 14/01/1989. Na ocasião do lançamento da bóia de deriva usada neste trabalho (26/01/1989), foram também realizadas 1 estação STD e 2 estações XBT (não listadas) nas proximidades do local de lançamento, para a

calibração dos sensores de temperatura desta bóia. A Tabela 3.1 demonstra a posição geográfica (Latitude Sul, Longitude Oeste) das estações oceanográficas, assim como o tipo de instrumento usado em cada estação. A Figura 3.3 mostra as estações no mapa da área de estudo.

Ao mesmo tempo em que as estações STD foram realizadas, duas garrafas de Nansen foram lançadas para recolher amostras de água e medidas de temperatura em superfície e fundo de cada perfil. As medidas de temperatura foram realizadas através de termômetros de reversão protegidos e desprotegidos, com precisão de $\pm 0.01^{\circ}\text{C}$. A água do mar recolhida pelas garrafas de Nansen em cada estação foi acondicionada, no navio, em frascos de 200 ml para posterior análise de salinidade.

A correção dos dados de temperatura, através da relação entre as leituras de temperatura feitas pelos termômetros protegido (sem efeito da pressão) e desprotegido (com efeito da pressão), foi efetuada mais tarde através do algoritmo proposto por LaFond (1951). A profundidade efetiva de reversão das garrafas foi obtida também pelo método de LaFond (1951).

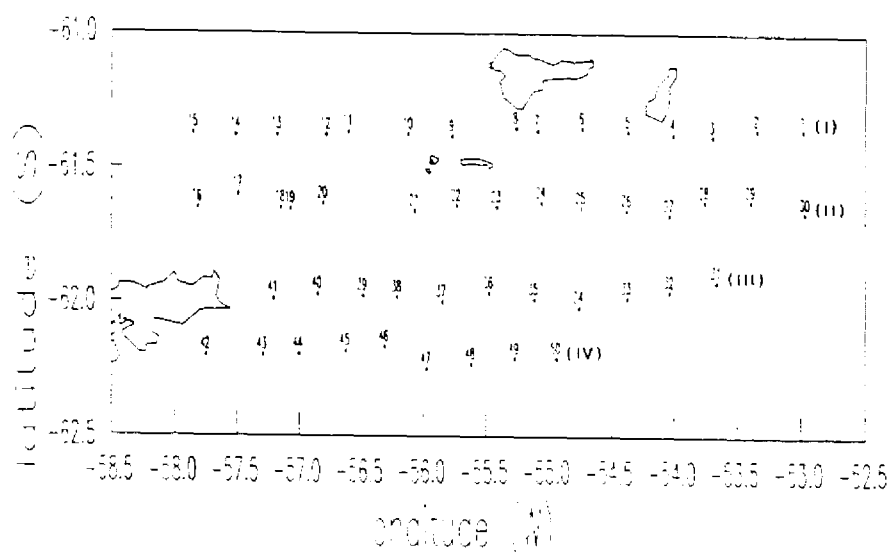


Fig. 3.3 - Estações oceanográficas realizadas durante a 7ª Expedição Antártica Brasileira.

TABELA 3.1 - ESTAÇÕES OCEANOGRÁFICAS

ESTAÇÃO	LATITUDE	LONGITUDE	TIPO
1	61.374	52.991	STD
2	61.373	53.353	XBT
3	61.400	53.705	*
4	61.393	54.017	XBT
5	61.382	54.380	STD
6	61.370	54.740	XBT
7	61.381	55.098	STD
8	61.372	55.270	XBT
9	61.402	55.779	STD
10	61.395	56.130	XBT
11	61.386	56.615	STD
12	61.396	56.793	XBT
13	61.398	57.186	STD
14	61.400	57.517	XBT
15	61.394	57.861	STD
16	61.667	57.827	STD
17	61.617	57.500	XBT
18	61.667	57.155	STD
19	61.671	57.078	STD
20	61.650	56.817	XBT
21	61.675	56.081	XBT
22	61.657	55.743	STD
23	61.662	55.425	XBT
24	61.644	55.067	STD
25	61.663	54.750	XBT
26	61.672	54.387	*
27	61.690	54.047	XBT
28	61.639	53.767	STD
29	61.636	53.400	XBT
30	61.680	52.974	STD
31	61.941	53.670	STD
32	61.977	54.043	XBT
33	62.000	54.383	STD
34	62.035	54.762	XBT
35	62.006	55.124	STD
36	61.983	55.483	XBT
37	62.017	55.859	STD
38	62.000	56.217	XBT
39	61.993	56.495	XBT
40	61.988	56.858	XBT
41	62.007	57.212	XBT
42	62.218	57.755	XBT
43	62.217	57.300	XBT
44	62.214	57.008	XBT
45	62.200	56.633	XBT
46	62.184	56.317	XBT
47	62.267	55.983	XBT
48	62.248	55.625	XBT
49	62.228	55.280	XBT
50	62.227	55.943	XBT

Nota: Na Tabela 3.1, o símbolo (*) indica estações onde somente garrafas de Nansen foram utilizadas.

A análise de salinidade da água recolhida pelas garrafas de Nansen foi realizada pelo Departamento de Geofísica da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) - Marinha do Brasil, utilizando o método proposto pela UNESCO (1981a). As medidas da razão de condutividade foram feitas através de um salinômetro de bancada marca Autosal Guildline, modelo 8400 A, com precisão nominal de ± 0.003 ESP (salinidade na Escala Prática de Salinidade).

As medidas de temperatura e salinidade obtidas pelas garrafas de Nansen serviram para calibrar as medidas obtidas pelo STD do INPE. Estas calibrações foram necessárias pelo fato de que o STD do INPE é um equipamento antigo (tem cerca de 25 anos) e seus sensores não estão bem ajustados. Ainda, devido ao equipamento ser analógico, e o papel registrador não ser sempre perfeitamente bem encaixado em seu lugar dentro do equipamento, deslocamentos dos registros em relação às escalas de temperatura, salinidade e profundidade do papel registrador são comuns.

Além disso, o STD, que registra continuamente as medidas de temperatura e salinidade, acaba por produzir dois diferentes perfis de temperatura e salinidade em função da sua subida ou descida na coluna d'água. Os registros de temperatura e de salinidade feitos pelo STD durante sua descida e subida são diferentes devido a um tipo de ruído conhecido como "hysteresis", causado por limitações na constante de tempo do sensor de temperatura do STD. Esta "hysteresis" ocorre pelo fato de que o circuito eletrônico associado ao sensor de temperatura não é suficientemente rápido para responder às trocas de temperatura, enquanto o STD se desloca na coluna d'água (Stevenson e Wyatt, 1974). Como as medidas de salinidade da água feitas pelo STD são, em realidade, tomadas a partir de medidas de condutividade, e estas são, por sua vez, dependentes da temperatura, as medidas de salinidade do STD também são influenciadas pela "hysteresis".

Os dados analógicos do STD foram digitalizados no Laboratório de Tratamento de Imagens Digitais (LTID) do INPE, através do Sistema de Informações Geográficas (SGI). Os dados digitais produzidos foram corrigidos de todos os erros previamente descritos, através de um programa de

computador disponível ao Projeto MEDICA.

Ao contrário dos registros do STD, os registros em papel do XBT eram acompanhados de relatórios em papel, que continham os valores da temperatura para as diferentes profundidades em cada estação XBT. Neste caso, nenhuma correção nos dados fornecidos pelo equipamento foi efetuada.

Os dados de temperatura e salinidade, após todos estes procedimentos, foram interpolados linearmente para as profundidades padrão (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 500, 600, 700, 800, 900 e 1000 metros), para gerar os mapas horizontais e verticais de distribuição destas propriedades na área de estudo. Os mapas horizontais gerados foram os de superfície (0 metros) e de 10 metros (profundidade na qual se encontra o elemento de arrasto da bóia). Quatro perfis verticais foram realizados, ao longo das estações 1 a 15 (I), 16 a 30 (II), 31 a 41 (III), e 42 a 50 (IV) - Figura 3.3.

Uma descrição das massas de água da região de estudo foi também realizada, com base nas distribuições de temperatura e salinidade, e através da análise do diagrama T-S. Esta análise visou descrever as relações entre a distribuição das massas de água e a corrente superficial local.

3.2.2 - DETERMINAÇÃO DO CAMPO DE DENSIDADE

A densidade da água do mar foi calculada, para os perfis pré-selecionados, a partir dos dados de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidade (EPS) e pressão (db) das estações oceanográficas, utilizando-se a Equação Internacional de Estado da Água do Mar (UNESCO, 1981b). Esta equação é válida para os seguintes intervalos:

- Temperatura: $-2 \leq T \leq 40^{\circ}\text{C}$;
- Salinidade: $0 \leq S \leq 42$;
- Pressão: $0 \leq p \leq 1000$ bar.

A densidade (ρ) calculada por esta equação (função de temperatura, salinidade e pressão) é dada em unidades de kg/m^3 , de acordo com a recomendação da UNESCO para a utilização do Sistema Internacional de Unidades (SI) nos trabalhos de Oceanografia. A pressão foi calculada a partir da profundidade local.

O campo de densidade da água do mar, por conveniência, foi expresso em termos do parâmetro sigma-T (σ_T). Sigma-T é calculado pela seguinte relação:

$$\sigma_T = [\rho(s,t,0) - 1000] \quad (3.15)$$

onde:

$\rho(s,t,0)$ = densidade da água do mar em pressão igual a zero (dada em kg/m^3).

3.2.3 - ESCOLHA DO NÍVEL DE REFERÊNCIA

O nível tomado como referência para o cálculo das correntes geostróficas neste trabalho foi de 200 db. A escolha deste nível deveu-se à possibilidade de comparação do campo de correntes, à posteriori, com aqueles dos trabalhos anteriormente realizados para a região, feitos na época do FIBEX e SIBEX (Post-FIBEX..., 1982; Kelly et al., 1985; Kelly e Blanco, 1986). Utilizando-se este nível de referência, nenhum método de extrapolação do campo de massa precisou ser realizado neste trabalho.

Uma análise prévia da inclinação do campo de geopotencial entre as estações adjacentes mostrou que esta foi, em geral, pequena para o nível de 200 db, em comparação com outros níveis.

3.2.4 - CÁLCULO DAS CORRENTES GEOSTRÓFICAS

As correntes geostróficas foram calculadas em relação ao nível de referência de 200 db, conforme o método geostrófico exposto no Capítulo 2 - Seção 2.2.1. deste texto.

As correntes relativas a 200 db (em termos de anomalia de profundidade dinâmica) foram mapeadas para a superfície e 10 metros de profundidade, e também nos perfis verticais para as estações 1 a 15, 16 a 30 e 31 a 41. No caso destes perfis, as correntes relativas abaixo do nível de referência foram também mapeadas (sendo calculadas de forma análoga a das correntes acima de 200 db, simetricamente a estas), de modo a fornecer informação adicional nas estações oceanográficas mais profundas.

3.3 - DADOS COMPLEMENTARES

3.3.1 - DADOS DE PRESSÃO ATMOSFÉRICA

Os dados de pressão atmosférica utilizados neste trabalho foram recolhidos na Estação Antártica Comandante Ferraz (Latitude 62.085°S, Longitude 58.394°W), durante os meses de janeiro e fevereiro de 1989. Estes dados foram tomados em intervalos regulares de três em três horas durante o dia. Dentro destes dois meses, porém, alguns dados não foram recolhidos.

Os dados referentes ao mês de janeiro foram tomados no barômetro instalado no módulo principal da estação (nível do mar), e os dados do mês de fevereiro foram tomados no módulo de meteorologia da estação (16.5 metros de altura). Os dados coletados no mês de fevereiro foram reduzidos ao nível do mar antes de serem utilizados neste trabalho.

Devido a deficiências nos sensores de intensidade e direção de vento instalados na Estação Com. Ferraz, estes tipos de dados não puderam ser úteis para este trabalho. Considerando que as variações dos níveis de pressão atmosférica são responsáveis pelo regime de ventos na atmosfera, e que estes ventos são elementos forçantes de correntes no mar, sabe-se que a pressão atmosférica é um elemento forçante para a geração de correntes no mar.

Da mesma forma discutida na Seção 3.1.1 deste Capítulo, os dados de pressão atmosférica foram tratados na forma de séries de tempo. As

séries foram também interpoladas linearmente no intervalo de 0.1 dia, para utilização nos procedimentos de auto-correlação e análise espectral (também discutidos previamente). O procedimento de correlação cruzada também foi utilizado, e será discutido mais tarde neste trabalho. Para o caso da série de tempo de pressão atmosférica, a auto-correlação foi aplicada 7 vezes, e o comprimento do Filtro de Previsão de Erro (M) usado no MEM também foi de 20% do número total de pontos da série.

3.3.2 - DADOS DE VENTO

Dados de vento, recolhidos pelo Navio de Apoio Oceanográfico Barão de Teffé durante a 7^a Expedição Antártica Brasileira, foram utilizados neste trabalho para o cálculo das correntes superficiais (0 e 10 metros) devidas ao vento, conforme o modelo de Ekman (Cap.2, Seção 2.2.2).

Os dados de vento foram coletados através de anemômetros colocados na altura de 12 metros, durante a realização das estações oceanográficas deste trabalho. As medidas de intensidade do vento foram feitas em unidades de nós. Além da conversão dos dados em unidades de m/s, a direção destes foi trocada pela adição de 180° , para que a orientação geográfica destes pudesse ser comparável a das correntes no mar. Nenhuma correção foi feita, no entanto, no sentido de se estimar o vento ao nível do mar.

Os cálculos da profundidade média da camada de Ekman (DE), assim como das velocidades de corrente em superfície e 10 metros, foram realizados através das Equações 2.22, 2.23, e 2.25, seguindo-se a metodologia e coeficientes utilizados por Stein (1986) para tratar dados do SIBEX. A direção das correntes em cada estação oceanográfica foi calculada pela Equação 3.4.

3.3.3 - DADOS DE MARÉ

No sentido de se estimar a influência do fenômeno de maré sobre a trajetória da bóia neste experimento, utilizaram-se dados referentes

às amplitudes das diferentes componentes de maré, e as alturas previstas para o nível do mar em duas estações maregráficas brasileiras localizadas nos extremos Sul e Norte da área de estudo. A instalação do equipamento, bem como o processamento e distribuição dos dados de marés nestas duas estações, foi feita pela DHN - Marinha do Brasil.

A primeira estação maregráfica localizou-se na Ilha Rei Jorge, Baía do Almirantado (62.09°S , 58.41°W). Através de um marégrafo de pressão marca AANDERÁÁ, modelo WLR-7, esta estação colheu dados de nível do mar no período entre 04/12/88 a 04/01/89. A análise destes dados evidenciou a presença de 22 componentes de maré no local de instalação da estação. Através de análise harmônica, foi gerada uma previsão horária do nível do mar (em relação ao nível de referência de 136.48 cm) para o período de 01/01/89 a 28/02/89.

A outra estação maregráfica localizou-se na Ilha Elefante (61.28°S , 55.21°W), e utilizou o mesmo marégrafo descrito anteriormente para as medidas do nível do mar. Estas medidas foram realizadas entre 06/02/89 e 03/03/89, evidenciando a presença de 21 componentes de maré. A previsão horária do nível do mar (em relação ao nível de referência de 121.03 cm) foi gerada para o período de 01-28/01/89.

3.3.4 - DADOS DE COBERTURA DE GELO

Durante a realização da rede de estações oceanográficas deste experimento, foi observada uma grande extensão de gelo localizada a Leste da área de estudo. Esta grande massa de gelo provavelmente teria influência não somente na distribuição de propriedades físicas da água na área de estudo, mas também nas correntes superficiais. Para investigar a influência desta massa de gelo sobre as medidas realizadas neste trabalho, obtiveram-se dados de cobertura de gelo nas proximidades da área de estudo, para os meses de janeiro e fevereiro de 1989.

Estes dados foram recolhidos semanalmente por observações de campo e através de radiômetros instalados em satélites orbitais, dentro do

programa de observação dos limites de gelo do Oceano Austral, realizado pelo U.S. Navy - NOAA Joint Ice Center. Apesar dos dados originais fornecerem características da espessura da calota de gelo sobre o mar ao redor de todo o continente antártico, este trabalho deteve-se à descrição dos limites desta calota nas imediações da área de estudo. A Figura 3.4 mostra a evolução dos limites desta calota de gelo nas imediações da área de estudo, no período de 05/01/1989 a 23/02/1989. As datas referenciadas na Figura 3.4 dizem respeito ao último dia da semana correspondente a uma determinada cobertura de gelo.

3.3.5 - DADOS DE BATIMETRIA

Os dados de batimetria utilizados neste trabalho serviram para uma descrição das características topográficas da área de estudo deste experimento. Com base no mapa batimétrico, uma avaliação mais precisa das influências da topografia de fundo nas correntes superficiais medidas pela bóia e geostróficas pode ser realizada.

Pelo fato de que o Brasil ainda não possui uma carta náutica para a região deste estudo, uma carta inglesa serviu de base para a geração de duas cartas batimétricas obtidas através do SGI, no INPE. A carta-base inglesa foi a de número 3205, do Departamento de Hidrografia da Inglaterra, em escala 1:500.000. A Figuras 3.5 mostra as duas cartas batimétricas geradas no SGI, com diferentes classes de profundidades.

3.4 - ANÁLISES DE CORRELAÇÃO CRUZADA

As séries de tempo dos dados de posição da bóia e de pressão atmosférica, assim como os de posição da bóia e de maré, foram comparadas para que se verificasse a influência destes forçantes no movimento da camada superficial do mar, evidenciada pela trajetória da bóia.

A função de correlação cruzada foi usada na seguinte forma (Panofsky e Brier, 1968):

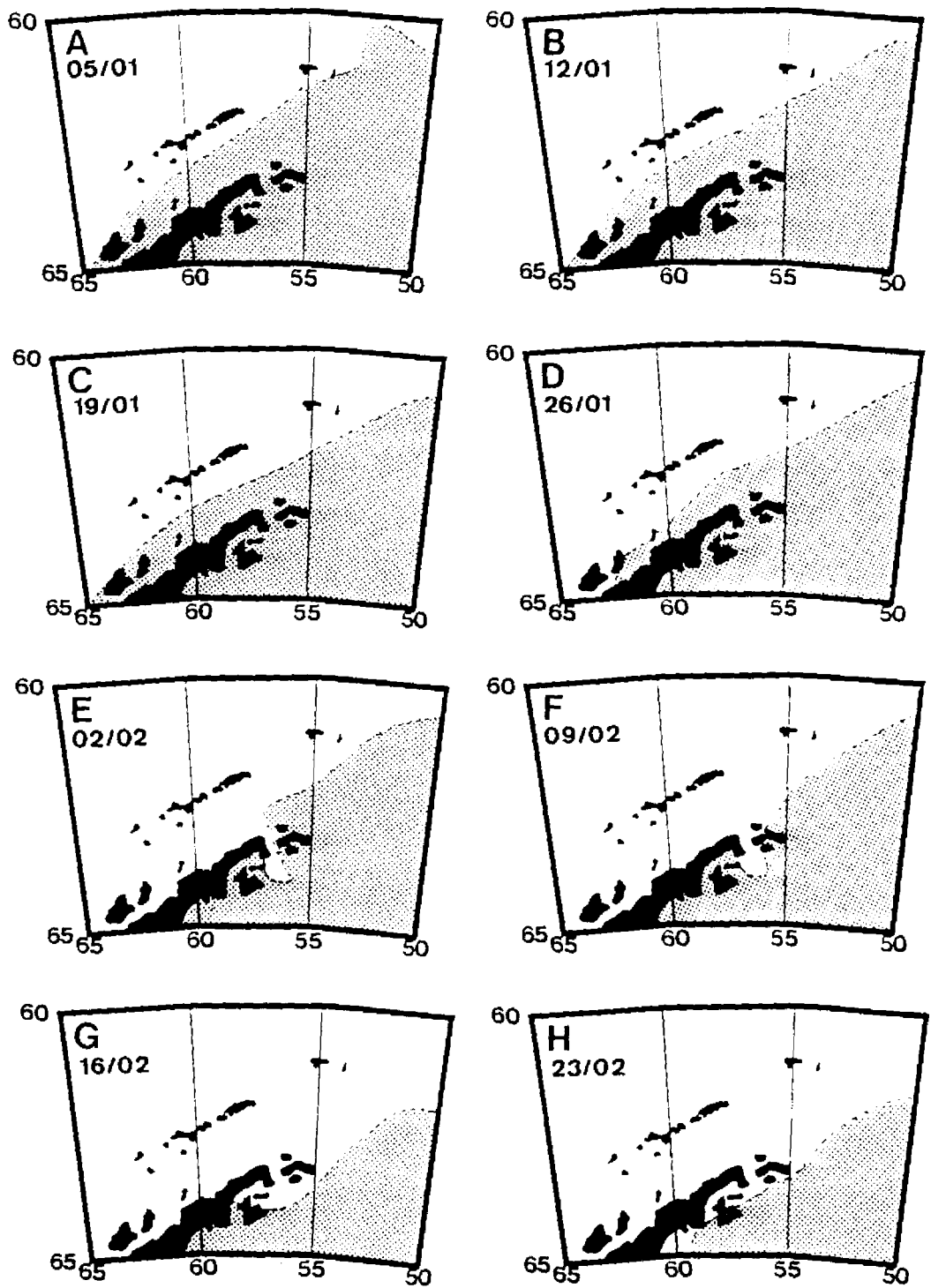


Fig. 3.4 - Evolução semanal da cobertura de gelo nas proximidades da área de estudo.

$$R_k = \frac{\sum_{i=1}^{n-k} (W_i B_{i+k}) - \frac{1}{n-k} \sum_{i=1}^{n-k} W_i \sum_{i=k+1}^n B_i}{\left(\left(\sum_{i=1}^{n-k} W_i^2 - \frac{1}{n-k} \left[\sum_{i=1}^{n-k} W_i \right]^2 \right) \left(\sum_{i=k+1}^n B_i^2 - \frac{1}{n-k} \left[\sum_{i=k+1}^n B_i \right]^2 \right) \right)^{1/2}} \quad (3.16)$$

onde (R) representa os coeficientes de correlação para os retardos de tempo (lags) de $k = 0, 1, 2, \dots, n-3$; (W_i) representa os valores sequenciais de pressão atmosférica ou maré; e (B_i) representa os valores sequenciais de posição zonal ou meridional da bóia.

Como resultado, a análise de correlação cruzada informa a defasagem de tempo na resposta verificada para a posição da bóia, causada por imposição dos forçantes pressão atmosférica e maré.

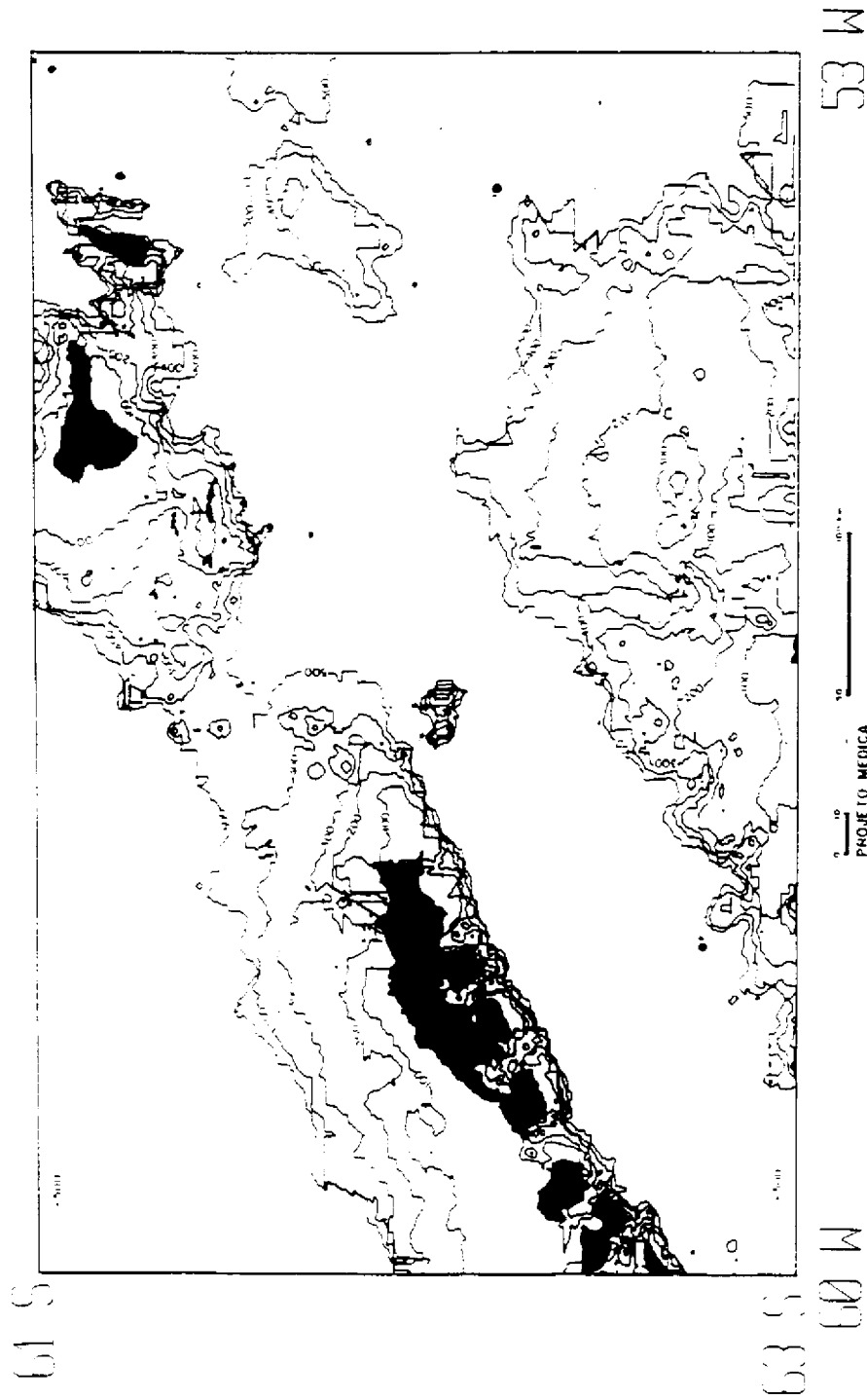


Fig. 3.5 - Batimetria da área de estudo.

(a) classes de 100 metros, até a profundidade de 500 metros.

(continua)

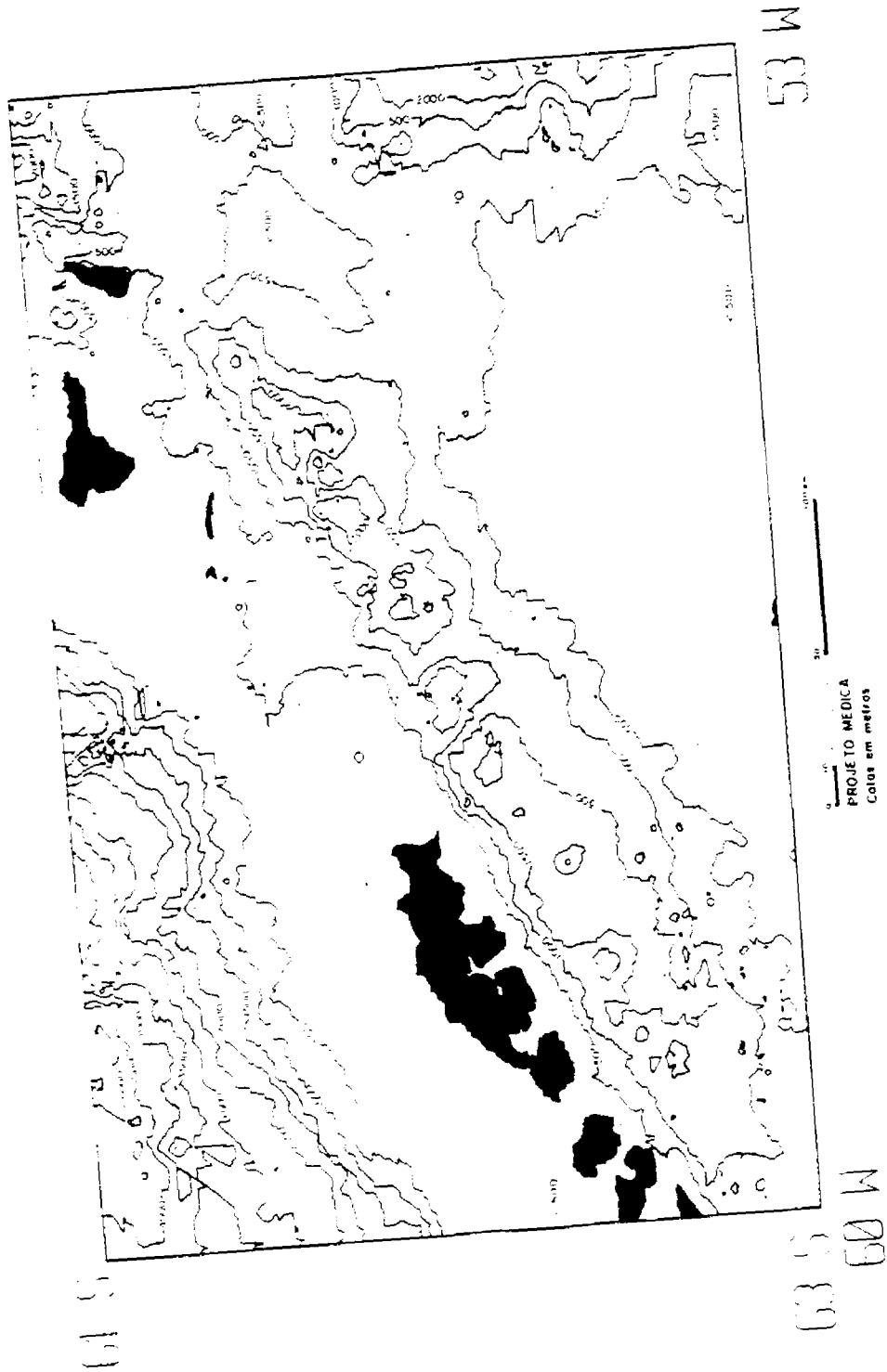


Fig. 3.5 - Batimetria da área de estudo.
(b) classes de 500 metros, até a profundidade de 5000 metros.
(conclusão)

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 - ASPECTOS DA CORRENTE MEDIDA PELA BÓIA

A trajetória descrita pela bóia de deriva utilizada neste trabalho é vista na Figura 4.1. Nesta Figura, os triângulos indicam as posições da bóia nos respectivos dias entre 26/01/89 (dia Juliano 26) e 21/02/89 (dia Juliano 52). De maneira geral, nota-se que a bóia, logo após o seu lançamento, deslocou-se para Oeste até o dia 30/01/89 (dia Juliano 30), quando deflete-se para Sul e depois para Leste.

A partir do dia 30/01 aproximadamente, a trajetória da bóia passou a apresentar anéis ou "loops" consecutivos, evidentes até o dia 08/02 (dia Juliano 39). Entre 08/02 e 19/02 (dia Juliano 50), a bóia descreve uma trajetória para Leste, com menor variabilidade. Após 19/02 a bóia teve sua trajetória fortemente defletida para o Sul, até o dia 26/02, quando foi recolhida pelo N.Ap.Oc. Barão de Teffé.

A Figura 4.2 mostra a série de tempo das posições da bóia, tratadas em termos de componentes zonal e meridional do deslocamento residual (km). Nesta Figura, valores positivos indicam deslocamentos para Norte e para Leste, e valores negativos indicam variações de posição para Sul e para Oeste.

Percebe-se, a partir da Figura 4.2, que os anéis presentes na trajetória da bóia têm dimensões que variam aproximadamente entre 10-20 km em longitude e 5-10 km em latitude. Os perímetros para os anéis individualmente variaram entre 5 a 25 km, e o período de oscilação da posição da bóia nestes anéis foi de 1 dia. Embora o sentido de rotação da bóia quando formava estes anéis tenha sido anti-horário, coincidente com a rotação causada por oscilação inercial no Hemisfério Sul, o período de giro

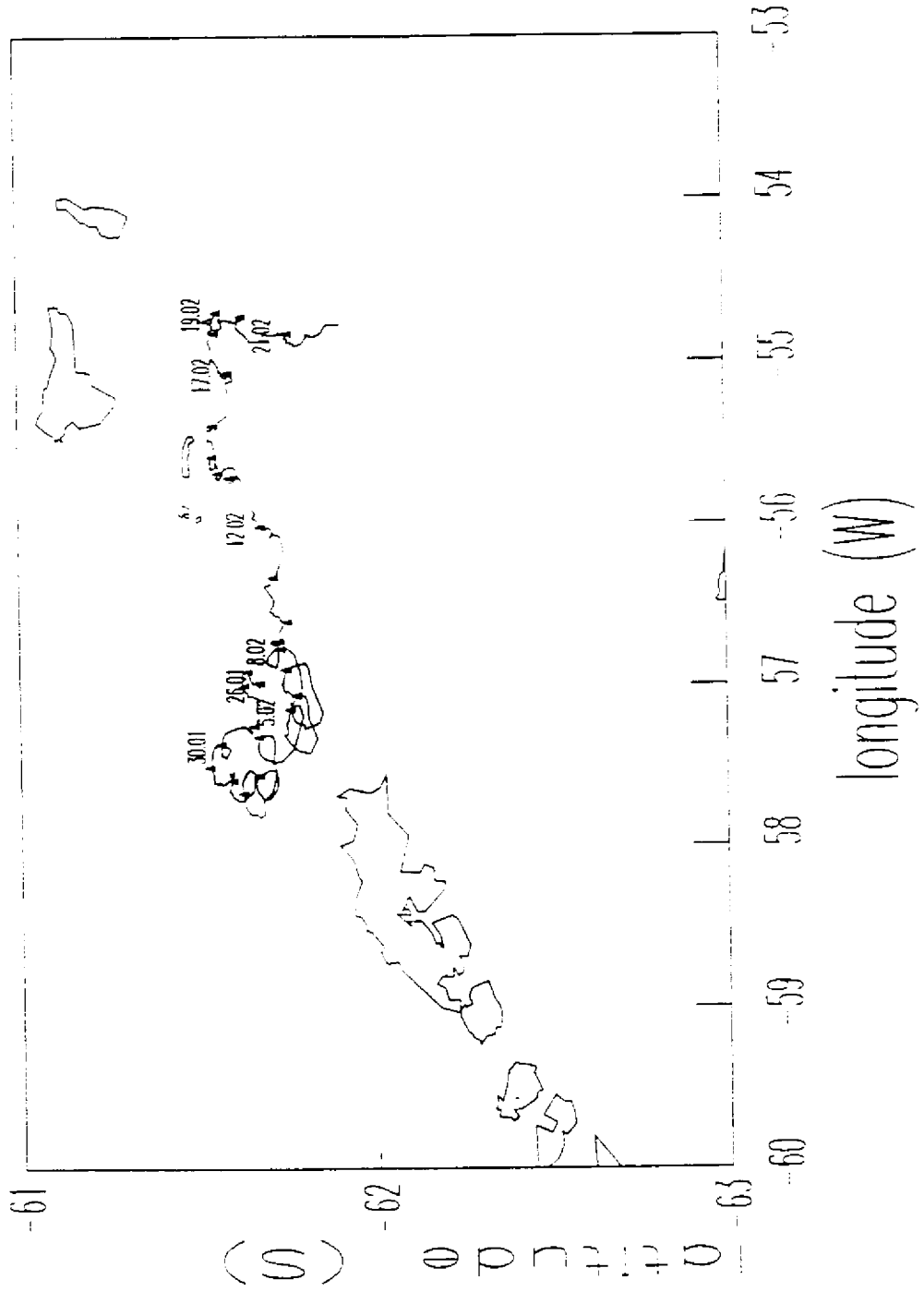


Fig. 4.1 - Trajetória descrita pela bóia de deriva na 7ª Expedição Antártica Brasileira.

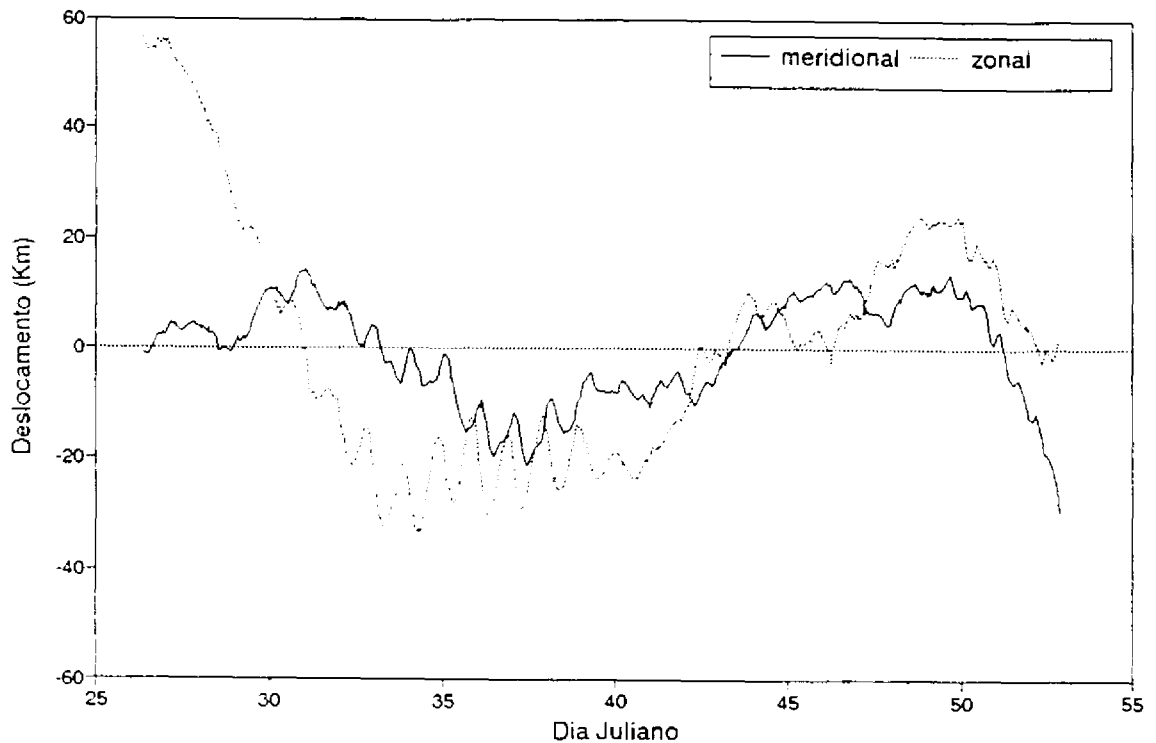


Fig. 4.2 - Deslocamentos residuais da bóia de deriva.

dentro destes anéis indica que provavelmente tenham sido gerados por maré.

O cálculo da corrente média, descrito no Cap. 3, demonstrou que esta foi altamente zonal, tendo uma velocidade média de 7.5 cm/s na direção 89° . A componente meridional da velocidade teve um módulo de 0.1 cm/s, enquanto que a componente zonal teve seu módulo praticamente igual ao da velocidade média.

O valor de velocidade média é consistente com estimativas anteriores realizadas pelos pesquisadores do projeto MEDICA em outros locais (vide Cap.2, Seção 2.5.2.2). Para a região deste estudo, vários trabalhos anteriores (Post-FIBEX..., 1982; Kelly et al., 1985; Ikeda et al., 1986b; Kelly e Blanco, 1986; Stein, 1988; entre outros) determinaram as direções de

fluxo das correntes predominantes, através de anomalias de altura dinâmica calculadas pelo método geostrófico. No entanto, a dificuldade no estabelecimento de um nível de referência ideal para a área não possibilitou, nesses trabalhos, uma referência à intensidade da própria velocidade geostrófica.

As energias cinéticas detectadas pela bóia de deriva estão dispostas na Tabela 4.1. A partir desta Tabela, evidencia-se a importância das flutuações de meso-escala implícitas na trajetória da bóia. Através da relação ECV/ECT percebe-se que 91.7% da Energia Cinética Total é devida a estas flutuações, expressas pela ECV. Esta relação indica que, apesar da corrente média ter sido altamente zonal, esta foi pouco estável, ou seja, apresentou alta variabilidade.

TABELA 4.1 - ENERGIAS CINÉTICAS TOTAL, MÉDIA E DE VÓRTICES

ECM	28.1 cm ² /s ²
ECV	357.4 cm ² /s ²
ECT	385.5 cm ² /s ²

Daniault et al. (1984), trabalhando com dados de altimetria do satélite Seasat e de 145 derivadores do programa FGGE no Oceano Austral, produziram mapas de energia cinética de vórtices para este oceano, usando uma grade de 5° por 5° (latitude/longitude), na área de 30°S a 60°S. No caso dos dados dos derivadores, os valores de ECV chegaram a 2000 cm²/s², sendo, em média, iguais a 320 cm²/s².

Apesar dos métodos de cálculo utilizados por Daniault et al. (1984) serem diferentes dos utilizados neste trabalho, e também realizados para um estudo em grande escala, o valor de 357.4 cm²/s² obtido para a ECV pela bóia brasileira neste experimento é muito próximo ao valor de ECV média

para o Oceano Austral obtido por Danialt et al. (1984).

Segundo Patterson (1985), os mais altos valores de ECM estão associados com fortes e persistentes fluxos zonais e, na CCA, as variações espaciais da ECM parecem ser relacionadas com as interações do fluxo com a topografia de fundo. Para a região do meridiano 80°W, nas proximidades da Passagem de Drake, a ECM é mais baixa (menor que 200 cm²/s²), provavelmente, segundo o autor, devido ao efeito de bloqueamento do fluxo médio da CCA causado pela topografia de fundo.

Quanto à ECV, Patterson (1985) comenta que valores extremos nos oceanos do Hemisfério Sul ocorrem na costa Sul da África, chegando a 4000 cm²/s², porém valores de 100 cm²/s² ou menos ocorrem na zona entre 10°S e 20°S.

Johnson (1989), também obteve estimativas de ECV, com valores em concordância com os obtidos por Patterson (1985). Segundo este autor, na CCA os valores de ECV são geralmente menores do que os encontrados em outros locais e, utilizando o método das médias temporais, menores do que 500 cm²/s².

Com vistas a investigar a corrente medida pela bóia a partir do dia 01/02/89 (dia Juliano 32), quando esta começa a seguir para a direção Leste, o cálculo da velocidade média de corrente foi realizado novamente, utilizando o mesmo método da regressão linear.

A trajetória a partir do dia 01/02 apresentou uma velocidade média de 11.2 cm/s, sendo que a componente zonal teve módulo de 11.1 cm/s, e a componente meridional teve módulo de 1.8 cm/s. Como era de se esperar, a velocidade média aumentou, e a ECM passou a 63.2 cm²/s².

Estes dados comprovam que a trajetória tomada a partir de 01/02 evidencia uma corrente mais rápida e estável, ainda altamente zonal, porém com uma direção de 80.8°. Pelo que mostra a trajetória da bóia (Figura

13), esta corrente era alimentada por outra, em contra-fluxo, que apanhou a bóia entre 26/01 e 01/02/89.

A Tabela 4.2 mostra as variâncias calculadas para as séries de posição da bóia durante o experimento, em suas componentes zonal e meridional. A Tabela dá uma idéia da mudança da variância (km^2) das séries brutas para as interpoladas e das séries da trajetória depois de 01/02/89. As variâncias das séries destendenciadas também são apresentadas, evidenciando a importância da realização deste procedimento para as futuras análises de séries de tempo dos dados. As variâncias das séries de longitude, com o processo de destendencição, caíram para cerca de 15-17% das variâncias das séries originais.

TABELA 4.2 - VARIÂNCIAS DAS SÉRIES DE TEMPO
DE POSIÇÃO DA BÓIA DE DERIVA (km^2)

	Serie total	Serie interpolada	Série depois de 01/02/89
Meridional original	0.745	0.793	0.814
Zonal original	54.302	53.849	40.922
Meridional destendenciada	0.746	0.793	0.306
Zonal destendenciada	8.439	7.137	0.714

Através da avaliação das velocidades instantâneas zonal e meridional (Figuras 4.3 e 4.4) nota-se que a ordem de grandeza destas chegou a máximos de 40 a 60 cm/s. Estes máximos estão relacionados à ocorrência dos anéis na trajetória da bóia, e percebe-se claramente nas Figuras 4.3 e 4.4

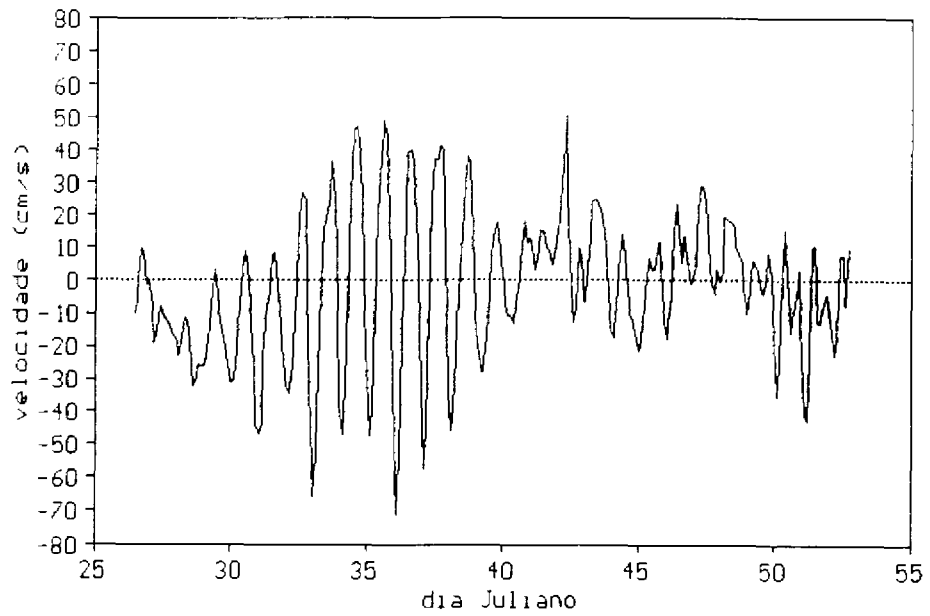


Fig. 4.3 - Velocidades instantâneas na direção zonal.

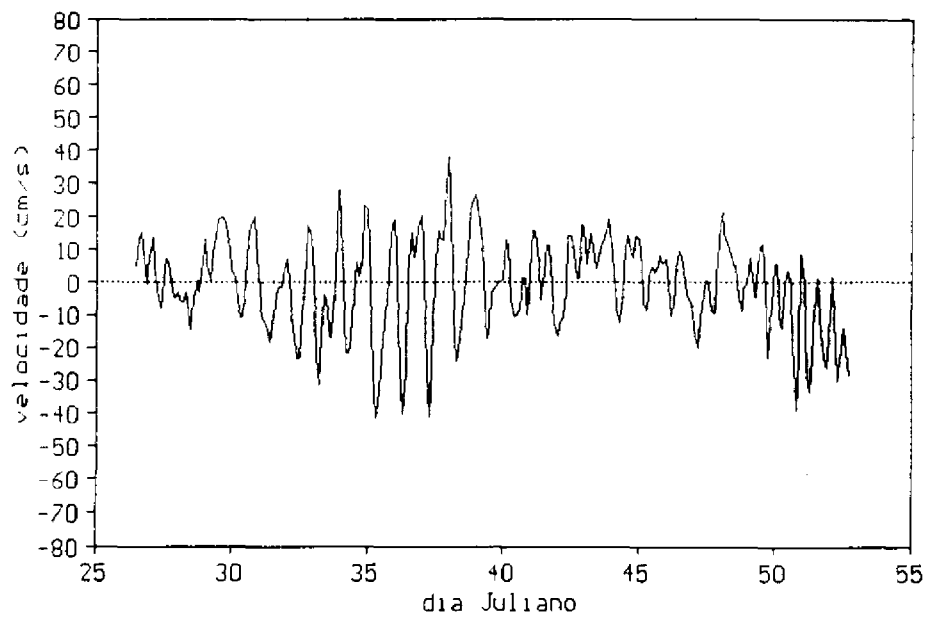


Fig. 4.4 - Velocidades instantâneas na direção meridional.

que o período entre a troca de direção da corrente medida pela bóia (valores positivos para negativos, ou vice-versa) e o reestabelecimento da direção original nestes anéis é de 1 dia.

Para a avaliação das periodicidades implícitas na trajetória da bóia foram utilizados, conforme descreve o Cap. 3, Seções 3.1.5 e 3.1.6, os procedimentos de auto-correlação de análise espectral através do Método da Máxima Entropia (MEM).

Os resultados da auto-correlação para os dados de posição zonal e meridional da bóia estão dispostos nas Figuras 4.5 e 4.6. Em termos de períodos, a série de tempo das posições zonais apresentou o valor de 21.7 dias, enquanto que a série de tempo das posições meridionais apresentou o valor de 11.5 dias. A significância destes períodos foi maior que 95%, vista claramente a partir do envelope de 95% de confiança incluído nas Figuras.

O método da auto-correlação evidencia o período da função harmônica de maior amplitude nas séries analisadas, e é altamente preciso, pois calcula um coeficiente de correlação a cada "lag" da série original. No caso deste trabalho, este "lag" era de 0.1 dia.

Os resultados obtidos através da aplicação do procedimento de análise espectral via MEM podem ser vistos nas Figuras 4.7 e 4.8. A Figura 4.7 mostra os picos de energia visíveis para as séries de deslocamento residual zonal e meridional, até a frequência de 1.2 ciclos/dia, ou seja, 20 horas. Abaixo deste período as amplitudes foram muito baixas. A Figura 4.8 mostra uma ampliação da figura anterior, evidenciando a presença de picos intermediários aos vistos anteriormente, e do pico de energia no período diurno.

A Tabela 4.3 resume as periodicidades obtidas pelo MEM para os dados de posição da bóia. A partir desta Tabela verifica-se que os níveis de energia contidos nos picos da série de deslocamento zonal são, em geral, uma ordem de magnitude maiores do que aqueles dos picos da série de deslocamento

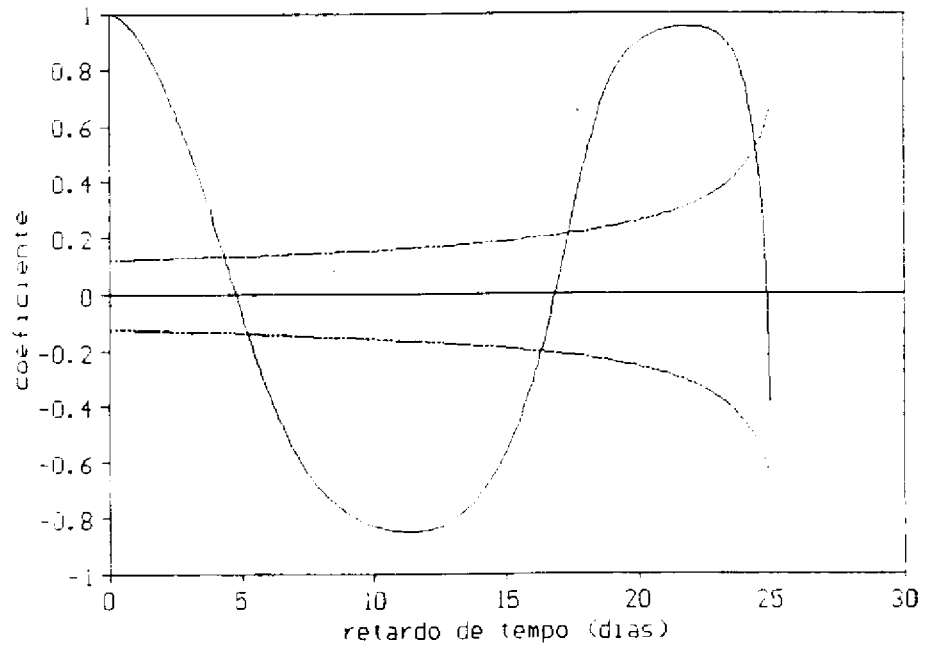


Fig. 4.5 - Auto-correlação para os dados de posição zonal.

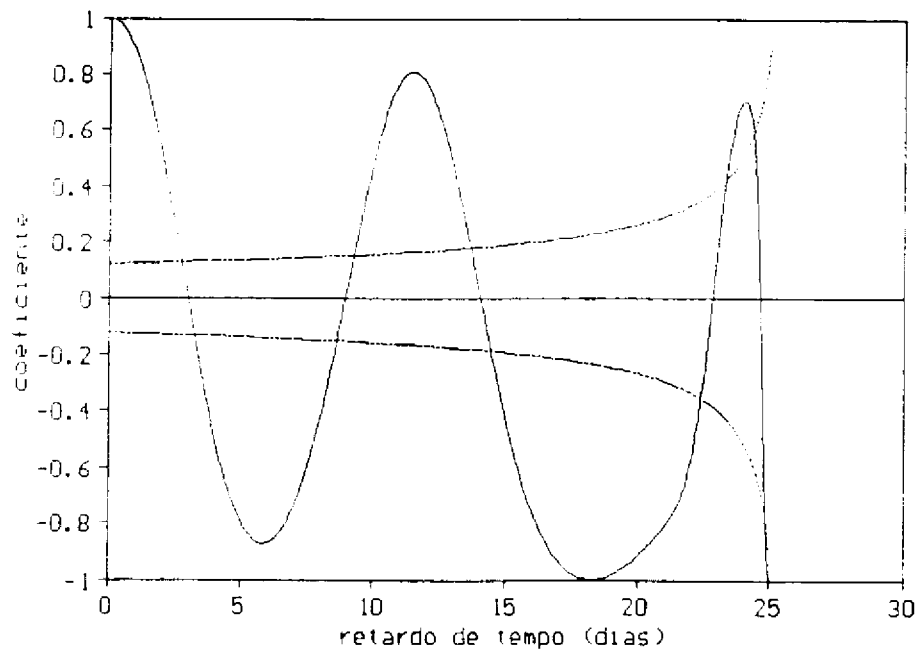


Fig. 4.6 - Auto-correlação para os dados de posição meridional.

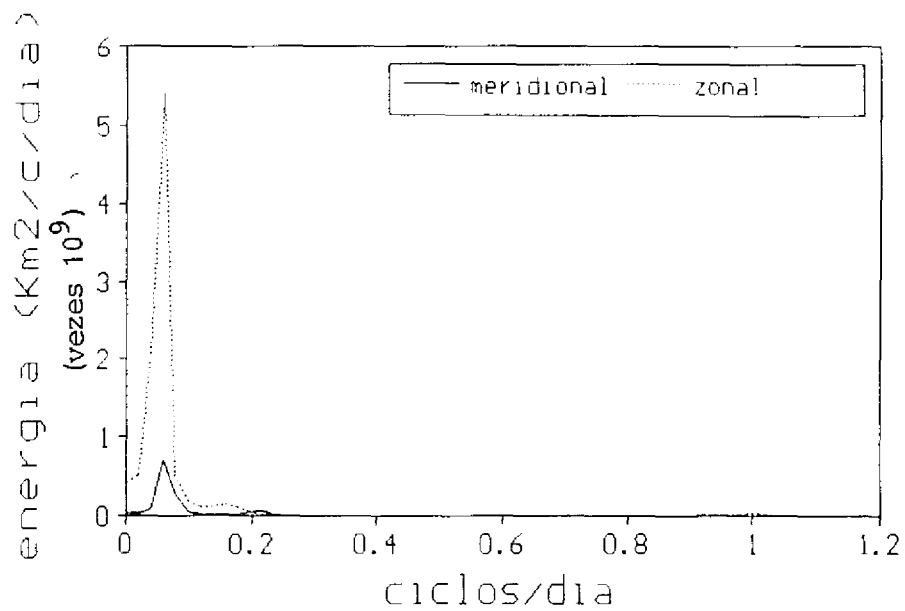


Fig. 4.7 - Picos de energia obtidos pelo MEM para os dados de posição da bóia.

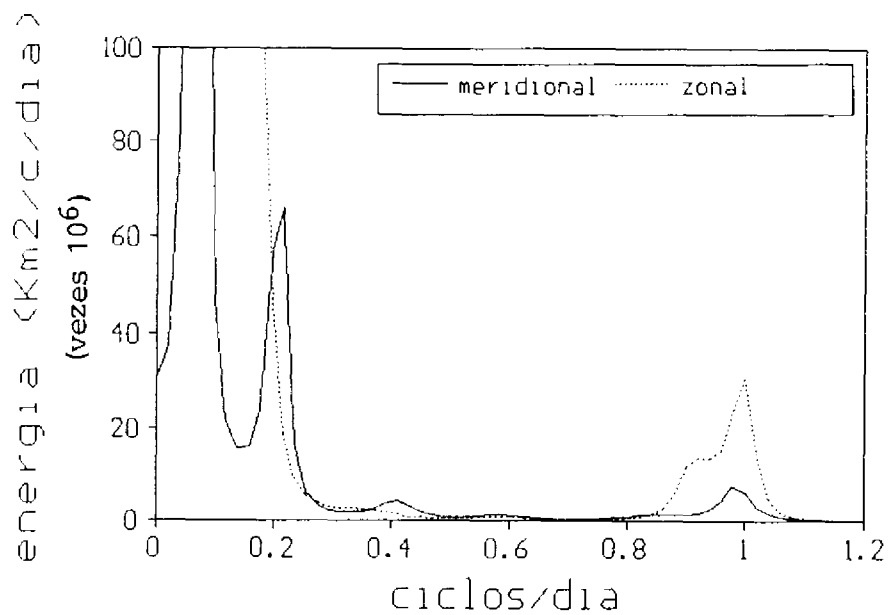


Fig. 4.8 - Picos de energia obtidos pelo MEM para os dados de posição da bóia (ampliação).

meridional. A terceira coluna da Tabela 4.3 refere a energia contida em cada pico em termos de percentagem da energia total da série, e serve para dar uma idéia da importância destes picos na energia total implícita nas séries de tempo dos dados de deslocamento da bóia.

TABELA 4.3 - PERIODICIDADES OBTIDAS PELO MEM PARA OS DADOS DE POSIÇÃO DA BÓIA

Série Componente	Período (dias)		Energia (Km ² /c/dia)	Percentagem da Energia Total	
	Banda	Centro			
ZONAL	37.7-21.2	25.5	2.06 e9	21.0	} 75.9
	21.2-14.9	17.0	5.38 e9	54.9	
	6.8-6.0	6.4	1.43 e8	1.5	
	1-1	1.0	3.06 e7	0.3	
MERIDIONAL	21.2-14.9	17.0	7.02 e8	47.7	} 66.2
	14.9-11.5	12.7	2.72 e8	18.5	
	4.9-4.4	4.6	6.59 e7	4.5	
	1-1	1.0	7.53 e6	0.5	

Ressalta-se que o MEM registra os picos de energia em intervalos de período cada vez mais largos em direção às baixas frequências do espectro. Em outras palavras, para períodos grandes, a largura de faixa na qual se centraliza um pico é maior. Em termos práticos, isto significa que a centralização de um pico de energia de períodos mais longos é menos precisa do que a centralização de outro de menor período.

Através da Tabela 4.3 percebe-se que, pelo resultado simples do MEM, ambas as séries de tempo de deslocamento possuem picos de baixa frequência centrados no período de 17 dias, concentrando neste pico cerca de 50% de toda a energia de cada série. No caso do deslocamento zonal, porém, outros 21% da energia estão colocados em maiores períodos (de 21.2 a 37.7 dias), enquanto que na série de deslocamento meridional 18.5% da energia

total está alocada aos períodos de 11.5 a 14.9 dias.

Analisando-se desta forma, para a série de deslocamento zonal, o MEM mostra que 75.9% da energia de toda a série está distribuída entre 14.9 e 37.7 dias. Para a série de deslocamento meridional, 66.2% da energia total distribuiu-se entre 11.5 e 21.2 dias. Para os períodos intermediários, o MEM resultou nos picos de 4.6 e 6.4 dias, respectivamente, para as séries de deslocamento meridional e zonal. O período diurno é importante nas duas séries.

Considerando-se as diferenças entre os procedimentos matemáticos de auto-correlação e MEM, pode-se dizer que seus respectivos resultados (nas baixas frequências) são semelhantes, principalmente para as séries de deslocamento zonal. A melhor consistência dos resultados para a série de deslocamento zonal pode estar relacionada com o maior nível absoluto de energia em suas baixas frequências, comparativamente ao da série de deslocamento meridional.

Como conclusão, utilizando dois procedimentos matemáticos independentes, pode-se resumir que nas baixas frequências a série de deslocamento zonal apresentou uma forte energia dispersa da faixa de 14.9 a 37.7 dias. Já a série de deslocamento meridional apresentou sua maior energia de baixa frequência distribuída entre 11.5 a 21.2 dias.

Bagryantsev et al. (1976), Sarukhanyan e Smirnov (1979), Baker et al. (1977), Pillsbury et al. (1979) e Treshnikov et al (1979), citados por Sarukhanyan (1987), mostraram, através de análises de séries de grande período de medidas de correntes nas regiões da Passagem de Drake, Mar de Scotia e regiões entre a África e Antártica e a Austrália e Antártica, que a variabilidade sinótica das correntes que compõe a CCA é composta principalmente por oscilações dentro dos períodos de 2-3, 5-6, 13-15, 30 e mais dias.

Segundo Sarukhanyan (1987), as variações no Oceano Austral com períodos entre 2-3 dias, e entre 5-6 dias, são associadas com as variações locais dos campos de vento sobre o oceano. As oscilações de períodos entre 2-3 dias predominam nas camadas superiores do Oceano Austral, porém as oscilações sinóticas de períodos entre 5-6 dias são observadas da superfície ao fundo, dando suporte à idéia de que os efeitos atmosféricos estendem-se a camadas mais profundas do Oceano Austral.

Analisando as velocidades de correntes na Passagem de Drake, Sarukhanyan (1987) também encontrou um pico de energia centrado em 14 dias. Segundo o autor, hipoteticamente, a geração deste período está relacionada à maré lunar quinzenal (Mf) na região.

Com base em outros dados, Sarukhanyan (1987) coloca que as oscilações com períodos de 14 dias na CCA são geradas por variação semi-mensal nas forças de maré. As feições espaciais seriam associadas com a propagação da onda de maré semi-mensal no Oceano Austral. Diferenças entre as amplitudes observadas e a teoria estatística de maré foram tratadas por outros autores (por exemplo, Wunsch, 1967; citado por Sarukhanyan, 1987), e podem ser geradas por superimposição com ondas de Rossby de pequenos períodos.

Alekseev et al. (1978), Sarukhanyan e Smirnov (1979), Pillsbury et al. (1975) e Treshnikov et al. (1979), citados por Sarukhanyan (1987), trabalhando em diferentes locais do Oceano Austral, mostraram que, associadas à passagem de vórtices de meso-escala no Oceano Austral, ocorrem oscilações de velocidade de correntes com períodos de 20-60 dias, ou mais.

Estes vórtices, em geral, têm escalas horizontais de 30-40 km na Passagem de Drake, até 125 km na região Sul da Nova Zelândia, e têm velocidades internas de cerca de 50-60 cm/s. Sarukhanyan (1987, p. 95) apresenta algumas estimativas dos parâmetros destes vórtices sinóticos na CCA, obtidas a partir de trabalhos de outros autores.

Quanto às oscilações de mais curto período, Sarukhanyan (1987) reporta a presença dos períodos de 12, 14-16 e 24 horas em séries de tempo de velocidades de corrente no Oceano Austral. Além da oscilação inercial, estes períodos relacionam-se às marés semi-diurnas e diurnas M₂, S₂, K₁ e O₁.

Segundo este autor, o eixo maior das elipses de correntes de maré estão dispostas principalmente na direção zonal. Este tipo de comportamento pode ser notado na trajetória da bóia (Figura 4.1), onde os anéis de período diurno apresentam escalas (km) em termos zonais quase que o dobro das meridionais. Através do MEM, também, percebe-se que a energia dos picos de período diurno é maior na série de deslocamento zonal do que na de deslocamento meridional.

4.2 - HIDROGRAFIA

4.2.1 - DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DE TEMPERATURA, SALINIDADE E SIGMA-T

As Figuras 4.9 e 4.10 mostram a distribuição de temperatura na região do experimento para os níveis de superfície e 10 metros, respectivamente. Em ambas as figuras, nota-se a presença de um forte gradiente térmico nas proximidades da Ilha Clarence (cerca de 61.5°S, 54°W), com uma variação térmica de cerca de 0.8°C a 1°C em aproximadamente 30 km. Este gradiente térmico, ao nível de 10 metros, estende-se desde a Ilha Clarence até cerca de 62.3°S, 56.3°W, cobrindo uma distância de cerca de 100 km em direção Nordeste-Sudoeste.

As porções Oeste, Central e Norte da área de estudo caracterizaram-se pela presença de águas mais quentes (0.4°C a 1.6°C, chegando a 2.4°C na vizinhança da Ilha Rei Jorge - 62°S, 57.3°W). As águas mais quentes nas proximidades da Ilha Rei Jorge formam outra frente térmica na área de estudo, e também foram encontradas nos trabalhos de Silva Jr. (1989), Silva Jr. et al. (1990), e durante o SIBEX (verão de 1985), por Kelly e Blanco (1986). O mapa de superfície não mostra esta frente, devido

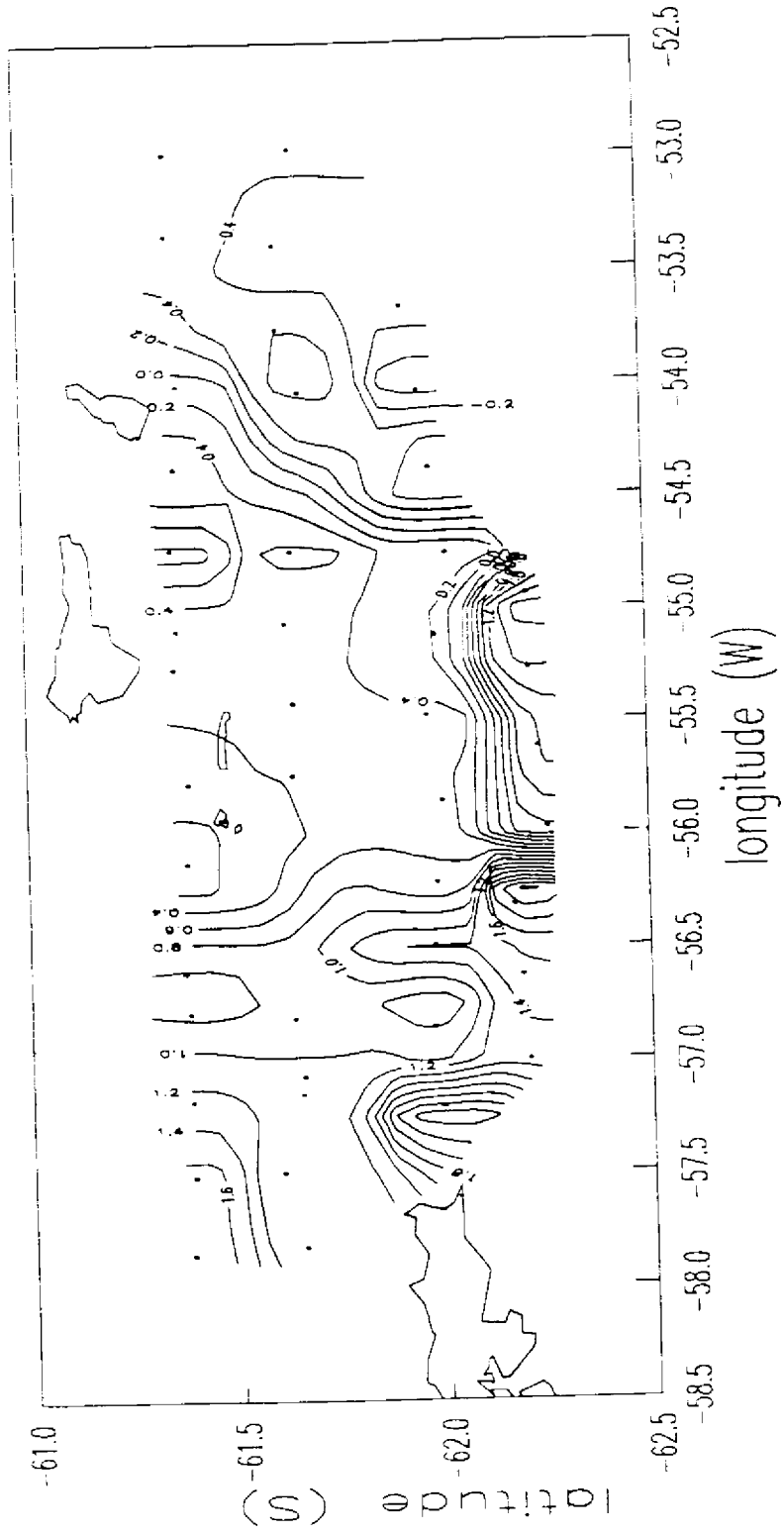


Fig 4.10 - Distribuição de temperatura a 10 metros.

ao fato de que as estações onde esta ocorreu foram amostradas com XBTs, que não registraram dados acima de 6 metros de profundidade.

A presença de temperaturas muito baixas (de até -1.4°C) notadas nas águas a Leste da área de estudo indica que as águas frias vindas do Mar de Weddell para esta área, foram responsáveis pela origem do forte gradiente térmico notado a partir da Ilha Clarence nas Figuras 4.9 e 4.10.

Como já mencionado no Cap. 3, Seção 3.3.4, observou-se, durante a campanha de campo deste experimento, a existência de um pacote de gelo superficial cobrindo grande extensão na região Leste da área de estudo (Figura 3.4). Apesar das estações oceanográficas deste trabalho terem sido realizadas no período de 09/01 a 14/01/89, que corresponde aproximadamente ao mapa B da Figura 3.4, as temperaturas superficiais das águas vindas de Leste foram muito baixas para que fossem geradas pela própria calota de gelo.

Pode-se perceber, no entanto, por comparação visual, que a orientação Nordeste-Sudoeste do pacote de gelo (Figura 3.4) é idêntica à orientação da frente térmica observada nas Figuras 4.9 e 4.10. Estas duas, por sua vez, coincidem com a orientação geral do Estreito de Bransfield, indicando que a influência topográfica deste não se dá apenas dentro do próprio Estreito, mas também para Norte dele.

Comparando-se a trajetória da bóia de deriva (Figura 4.1) com as distribuições horizontais de temperatura, percebe-se que a deflexão para Sul que a bóia sofreu, após o dia 19/01, foi causada pelo encontro entre a massa de água que carregou a bóia no sentido Oeste-Leste com a frente térmica produzida pelas águas do Mar de Weddell.

Os mapas horizontais de salinidade em superfície e 10 metros são vistos nas Figuras 4.11 e 4.12. Nos dois casos, nota-se a presença de uma frente halina nas proximidades da Ilha Clarence, coincidente com a posição da frente térmica descrita anteriormente. Nesta frente halina, águas

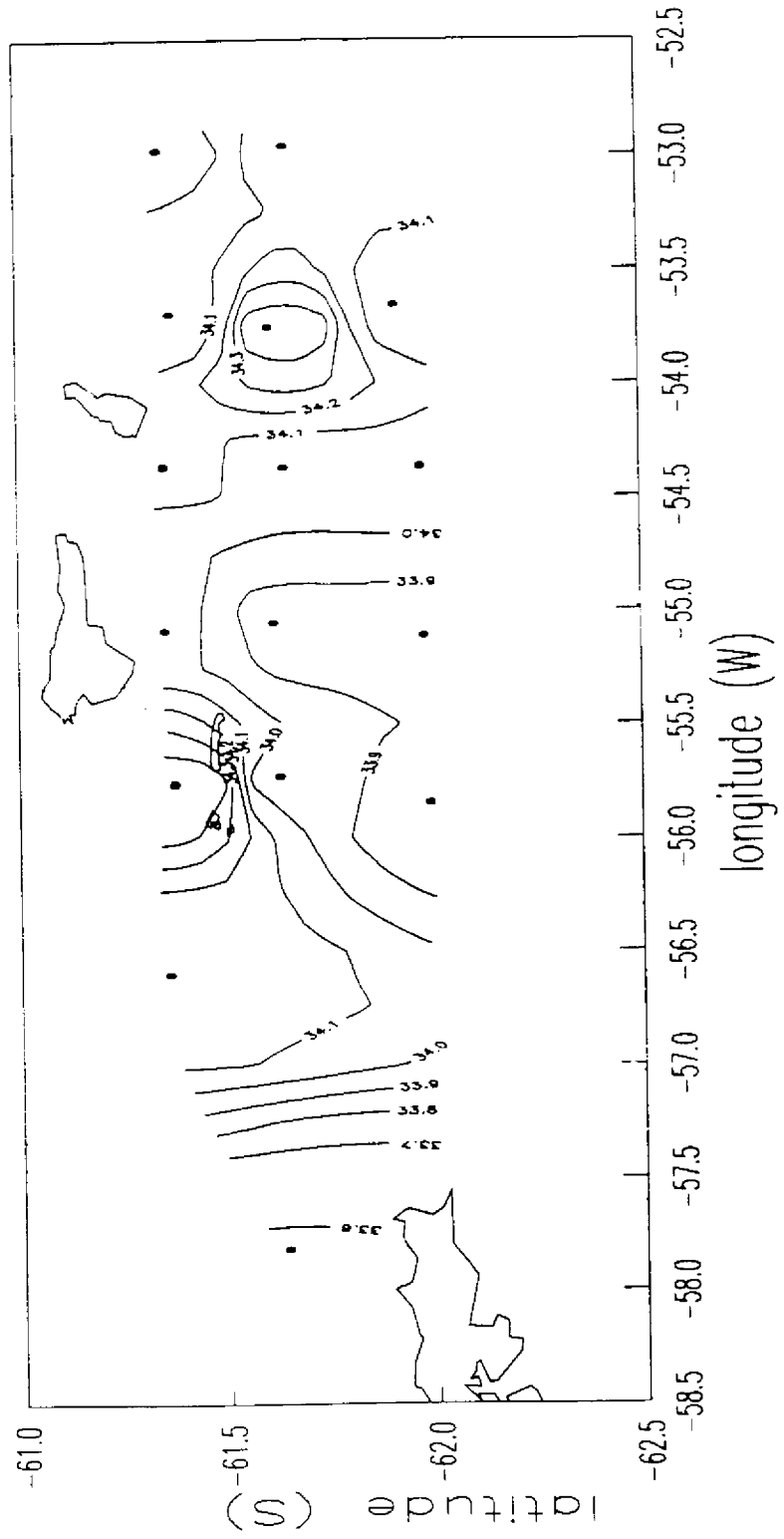


Fig 4.11 - Distribuição de salinidade em superfície.

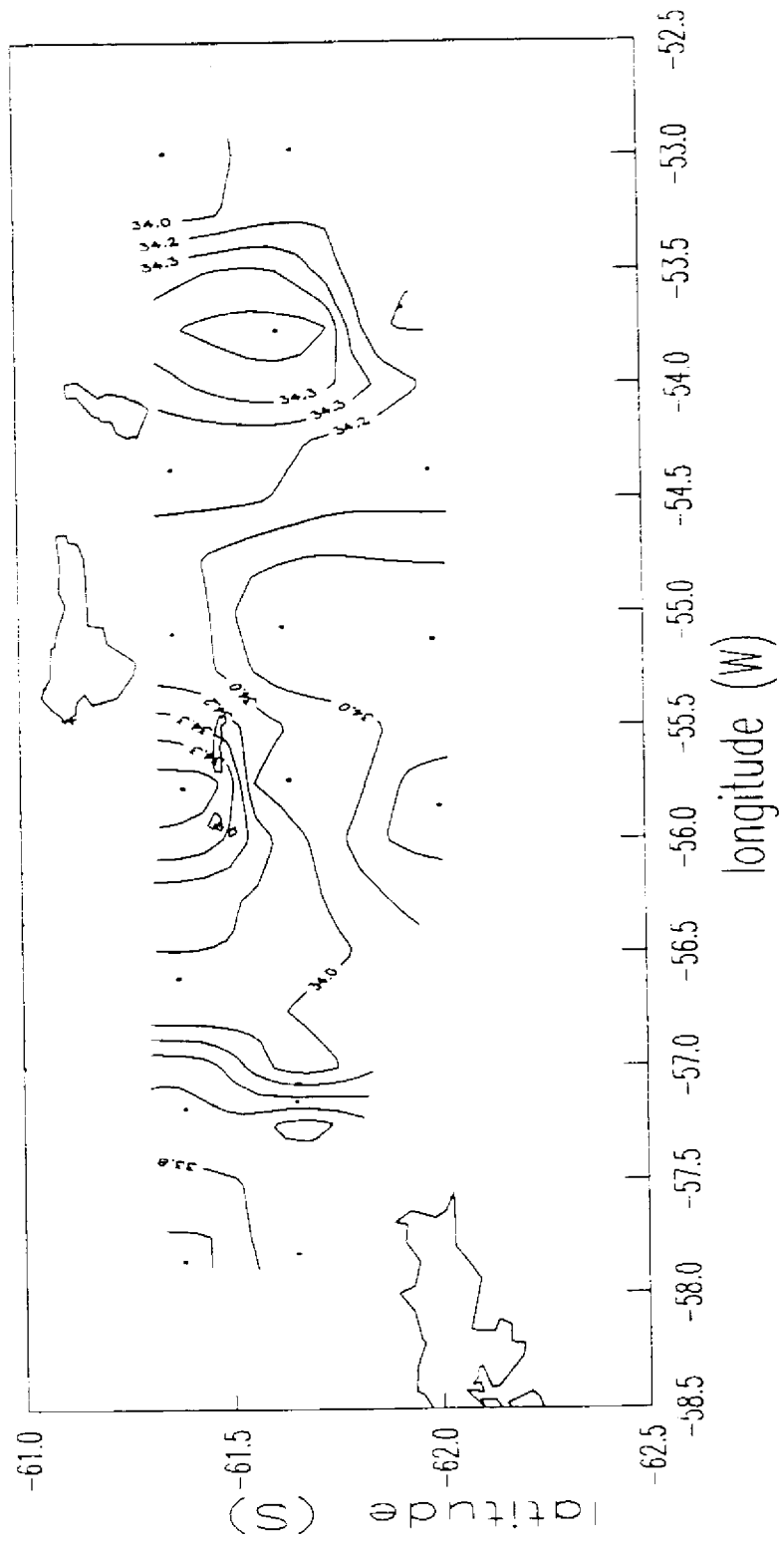


Fig 4.12 - Distribuição de salinidade a 10 metros.

mais salgadas provenientes de Leste (chegando a 34.4 EPS) encontram-se com as águas da porção central da área de estudo, predominantemente com salinidade igual a 34 EPS.

A extensão desta frente halina, no entanto, não pode ser avaliada com precisão devido ao fato que o perfil longitudinal mais ao Sul (estações 42 a 50) foi realizado utilizando-se XBTs, que medem apenas a temperatura da água. Levando-se em conta que esta frente halina é consequência da entrada de água proveniente do Mar de Weddell, a distribuição espacial desta provavelmente foi mais extensa, coincidindo com a distribuição da frente térmica aqui descrita.

Nota-se também, nas Figuras 4.11 e 4.12, a presença de outras duas frentes halinas, uma próxima à Ilha Gibbs (cerca de 61.5°S, 55.5°W), e outra na porção Oeste da área de estudo, próxima à Ilha Rei Jorge (longitude 57°W a 57.5°W, aproximadamente), onde se encontram águas menos salinas (chegando a 33.6 EPS) vindas de Oeste.

A comparação da trajetória descrita pela bóia com as distribuições horizontais de salinidade mostra que esta trajetória, antes de ser defletida para Sul pelo encontro de uma água com temperatura entre 0.4°C e 1°C e salinidade de 34 EPS com a frente oceânica gerada pelas águas de Weddell, foi influenciada também pela frente halina próxima à Ilha Rei Jorge. É exatamente sobre esta frente halina que a bóia troca de direção de deslocamento, e evidencia seus "loops" de período diurno.

No caso da distribuição de sigma-t em superfície e 10 metros (Figuras 4.13 e 4.14), percebe-se que esta segue, em geral, a distribuição horizontal de salinidade vista nas Figuras 4.11 e 4.12. A área de estudo é dominada por águas com densidade entre 27.2 e 27.3, sendo que nas zonas de frente oceânica existem variações de 0.3 em sigma-t. A maior parte da trajetória descrita pela bóia de deriva seguiu uma corrente que transportou água com densidade entre 27.2 e 27.3 de Oeste para Leste.

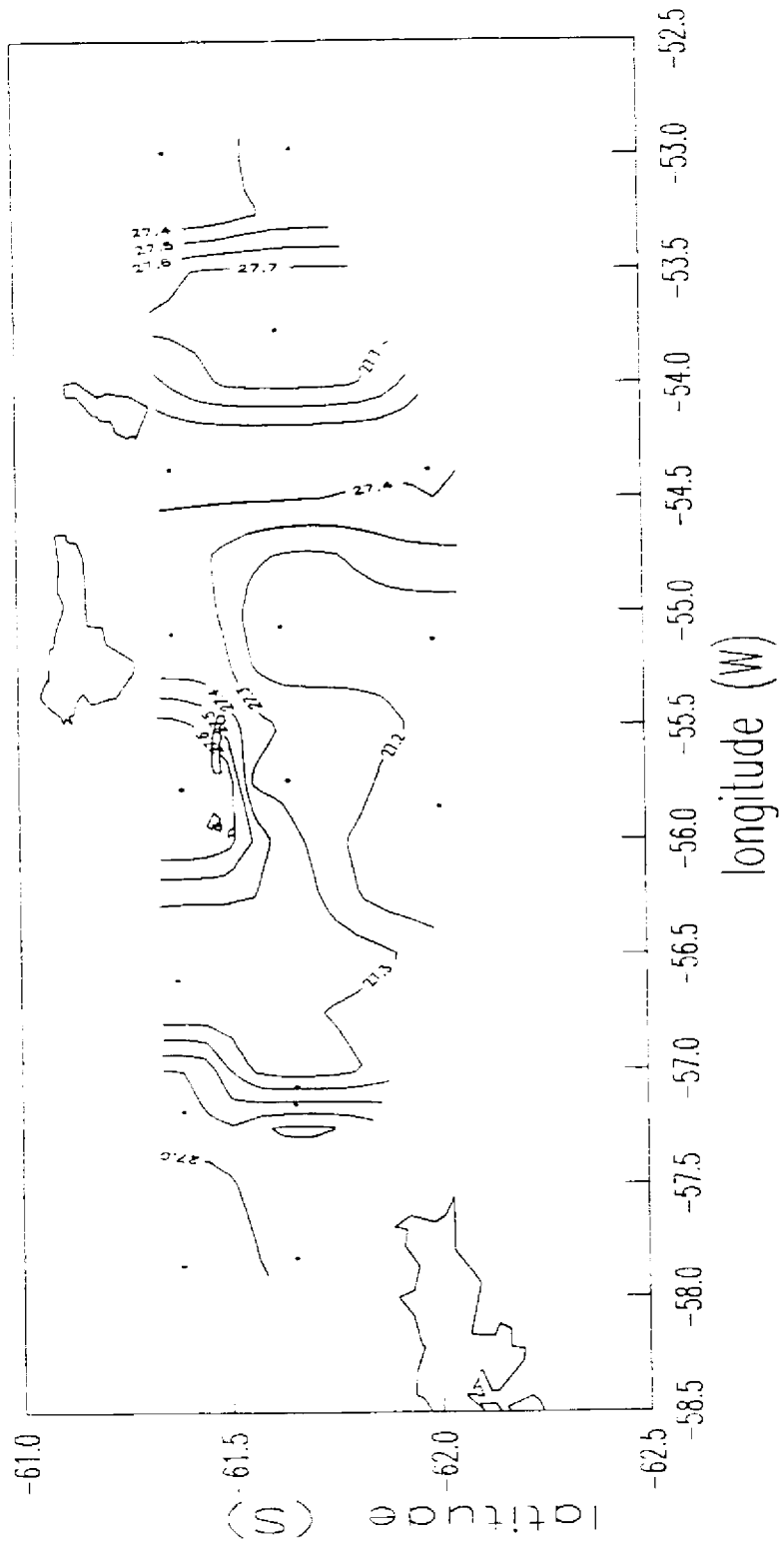


Fig 4.14 - Distribuição de sigma-t a 10 metros.

4.2.2 - DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DE TEMPERATURA, SALINIDADE E SIGMA-T

Para a análise da distribuição vertical de temperatura, salinidade e sigma-t foram utilizados quatro perfis verticais, orientados longitudinalmente à área de estudo. De Norte para Sul, estes quatro perfis são:

- Perfil I: estações 1 a 15;
- Perfil II: estações 16 a 30;
- Perfil III: estações 31 a 41;
- Perfil IV: estações 42 a 50.

No caso do perfil IV, onde todas as estações foram realizadas com XBTs, apenas a distribuição de temperatura pode ser gerada.

Analisando-se a distribuição vertical de temperatura do Perfil I (Figura 4.15) nota-se que as águas mais frias vindas de Weddell, a Leste da área de estudo, submergem para as profundidades abaixo de 150 metros logo após o encontro com as águas superficiais mais quentes localizadas entre as estações 3 e 6, na frente térmica já discutida anteriormente.

Estas águas mais frias percorrem toda a extensão longitudinal do Perfil I nas profundidades maiores que 100 metros. Uma divergência da água acima de 100 metros nas estações 9 e 10 indica o limite da frente a oeste destas estações. A Oeste do Perfil I, estas águas mais frias geram, na vertical, um outro gradiente térmico, com variação de -2.4°C entre a superfície e 200 metros.

No Perfil II (Figura 4.16), a distribuição de temperatura é mais uniforme, com águas mais quentes em superfície e mais frias em profundidade. As águas mais frias provenientes do Mar de Weddell aparecem em todo o perfil, e tendem a afundar em direção Oeste. A isoterma de 0°C aparece em superfície entre as estações 26 e 27.

Águas relativamente mais quentes apareceram entre 400 e 800 metros na estação 23, e poderiam ter sua localização explicada pela residência destas na borda da fossa submarina de grande profundidade desde antes, até depois da passagem das águas frias vindas de Weddell.

O Perfil III (Figura 4.17) mostra a interação das águas mais frias vindas de Leste com a água mais quente das proximidades da Ilha Rei Jorge. O gradiente térmico lateral entre estas águas é menos acentuado que o gradiente vertical da termoclina, porém apresenta uma continuidade em profundidade, acompanhando a borda do talude continental a Leste da Ilha Rei Jorge. Silva Jr. (1989) descreveu a presença de uma frente térmica neste mesmo local para o verão de 1986, com características muito semelhantes às apresentadas aqui. Segundo o autor, mescla de águas da Passagem de Drake e de Weddell formariam esta frente.

No perfil IV (Figura 4.18) nota-se a dominância de águas ainda mais frias (chegando a -1.6°C). Como no Perfil III, a termoclina é mais acentuada na região Oeste, onde existe a água mais quente próxima à Ilha Rei Jorge.

Em termos de salinidade, o Perfil I (Figura 4.19) mostra que as águas frias vindas de Leste são também as mais salinas (salinidade acima de 34.3 EPS). Na estação 9 nota-se a divergência destas águas mais salinas e frias, da mesma forma notada na Figura 4.15. Interações do fluxo desta água com a topografia de fundo provavelmente são a causa desta divergência.

Como característica geral, as águas de Oeste são menos salinas, chegando a 33.7 EPS. A isohalina de 34.2 em geral limita as águas de Oeste e, no caso do Perfil I, avança somente até as proximidades da estação 9, não excedendo 200 metros em profundidade.

No Perfil II (Figura 4.20), a dominância das águas provenientes de Weddell é forte, e o afundamento destas em direção Oeste é bem marcado. As águas superficiais com menos de 34.2 EPS também chegam mais

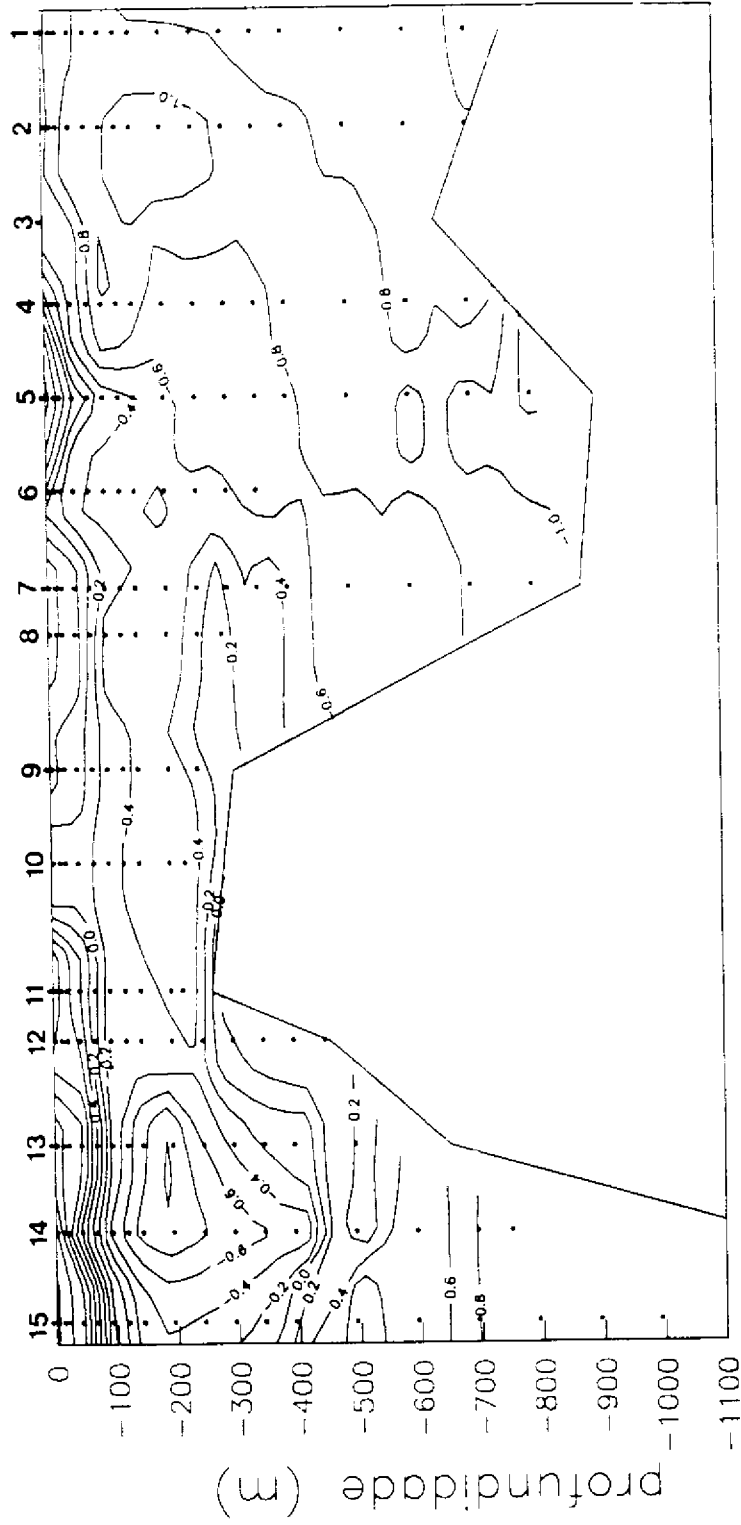


Fig 4.15 - Distribuição de temperatura no Perfil I.

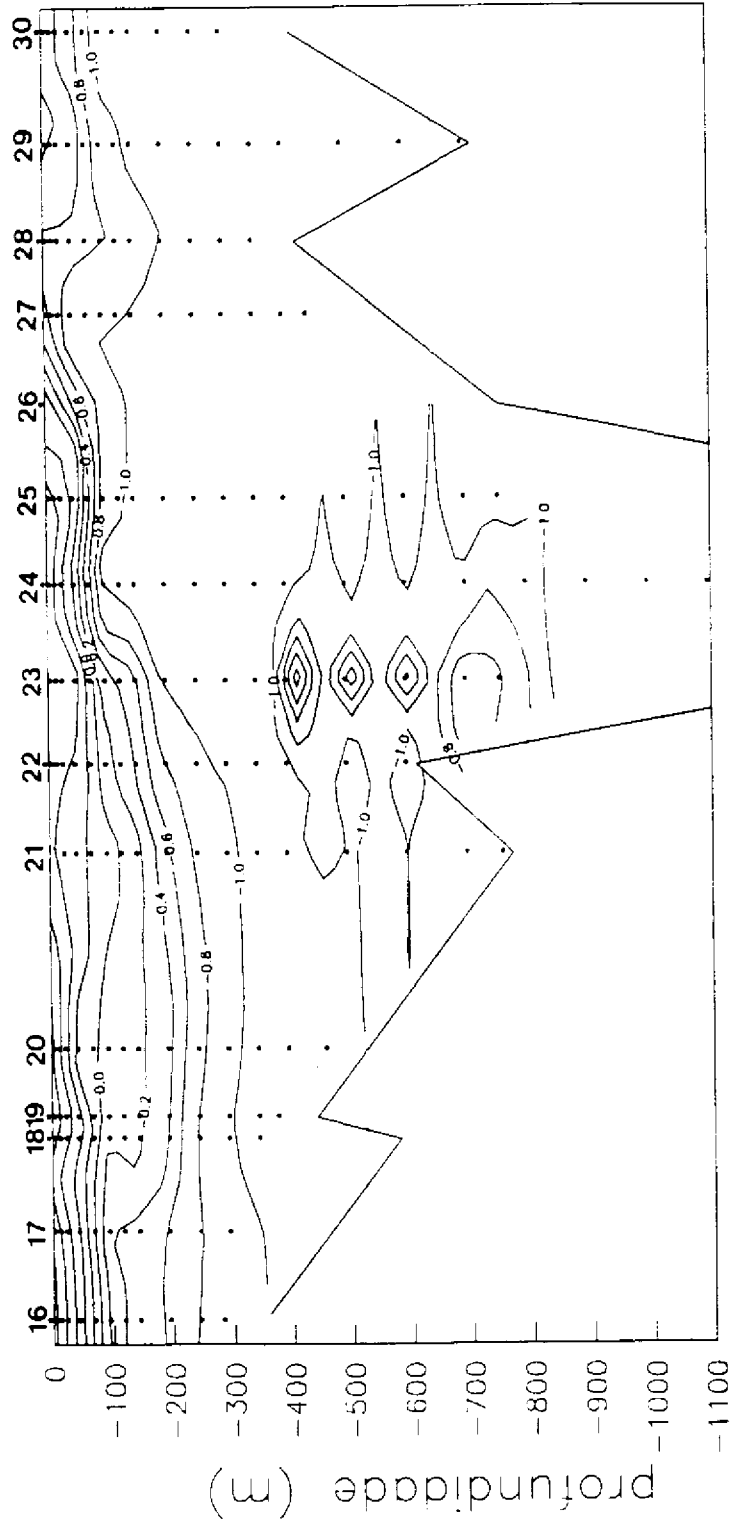


Fig 4.16 - Distribuição de temperatura no Perfil II.

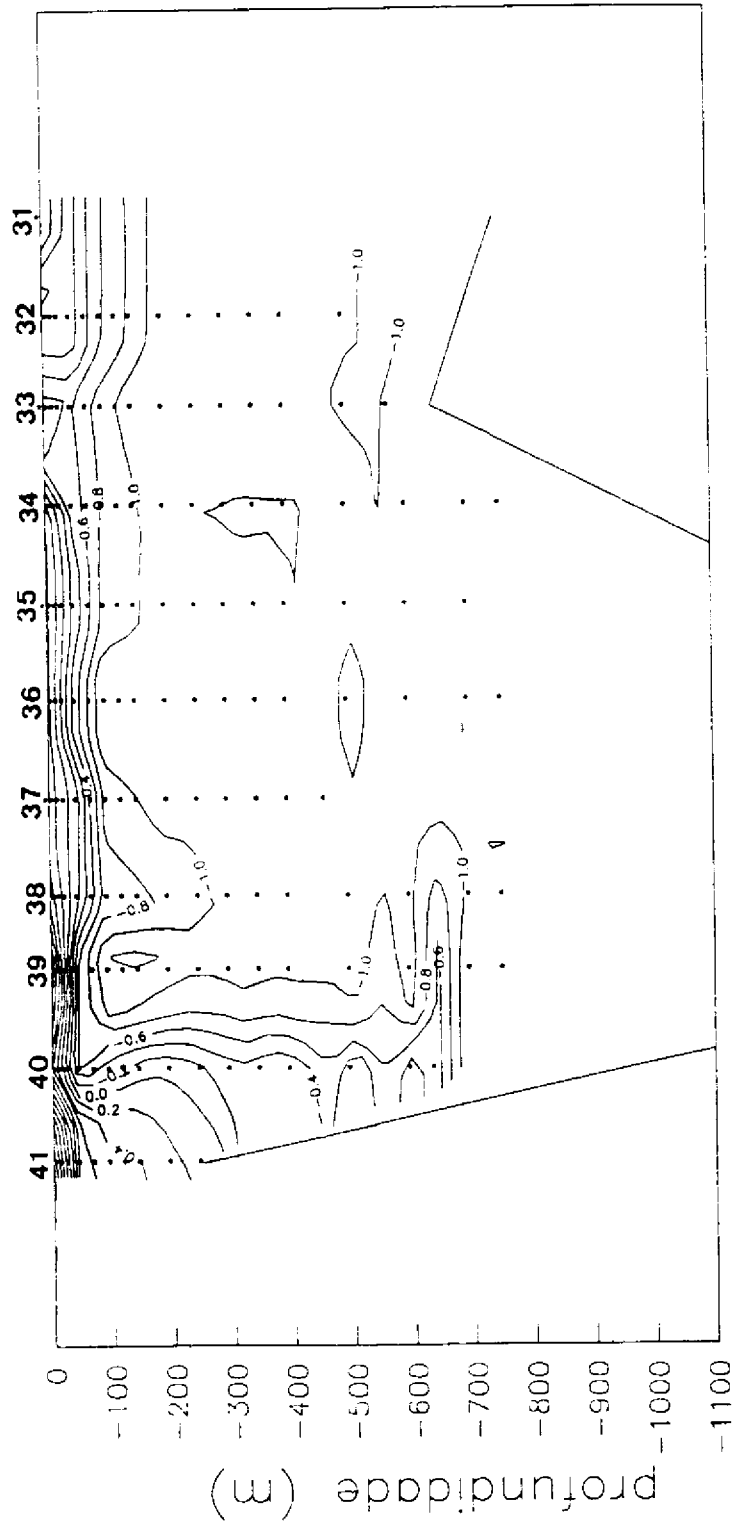


Fig 4.17 - Distribuição de temperatura no Perfil III.

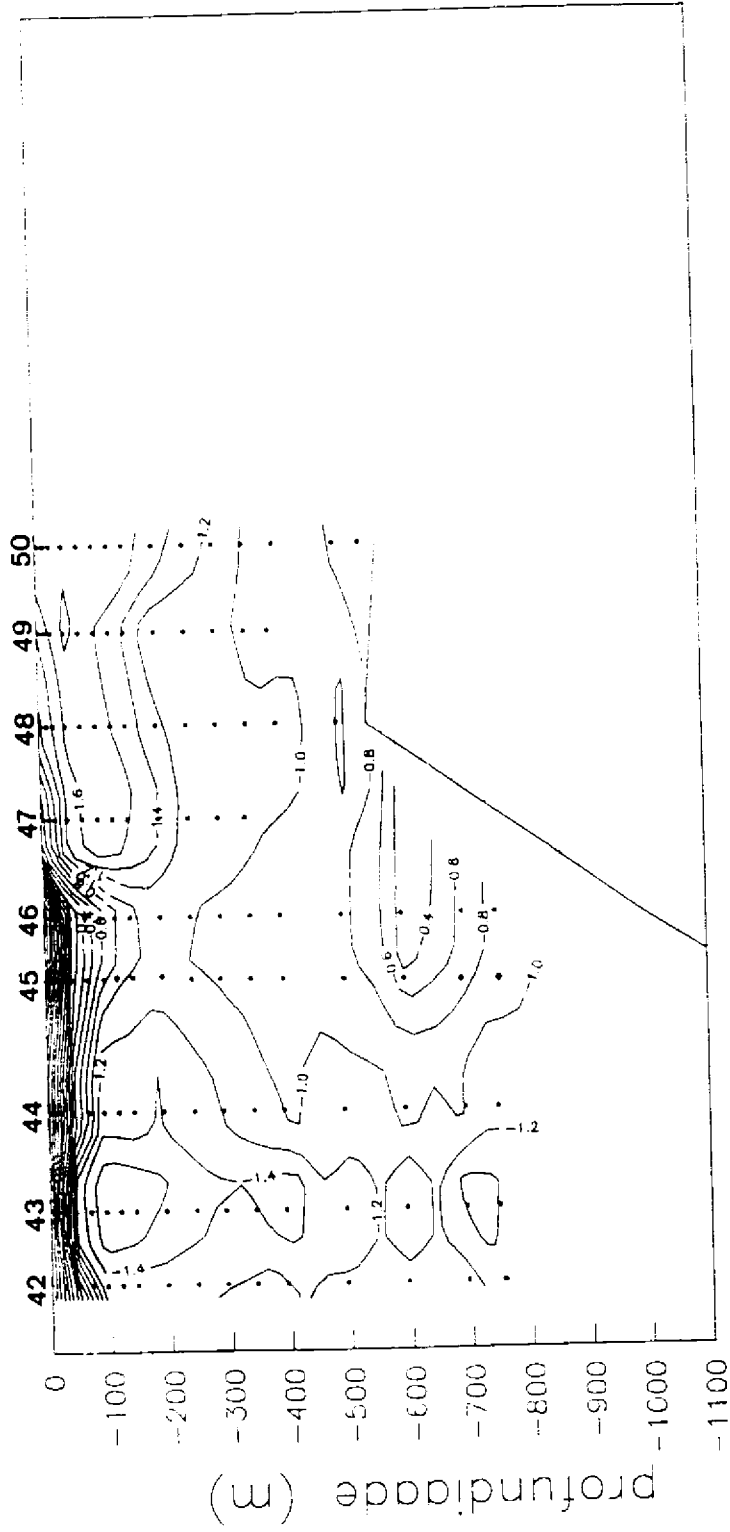


Fig 4.18 - Distribuição de temperatura no Perfil IV.

para Leste em relação ao perfil anterior.

O Perfil III (Figura 4.21) mostra que as águas menos salinas vindas de Oeste percorrem superficialmente grande extensão em direção para Leste. As águas de salinidade maior que 34 EPS afundam entre as estações 35 e 37, dominando, na estação 39, as profundidades maiores que 50 metros.

Considerando-se a distribuição de sigma-t em profundidade para os Perfis I, II e III (Figuras 4.22, 4.23 e 4.24, respectivamente), pode-se perceber que, da mesma forma que para os mapas horizontais, a densidade segue em linhas gerais a distribuição espacial da salinidade.

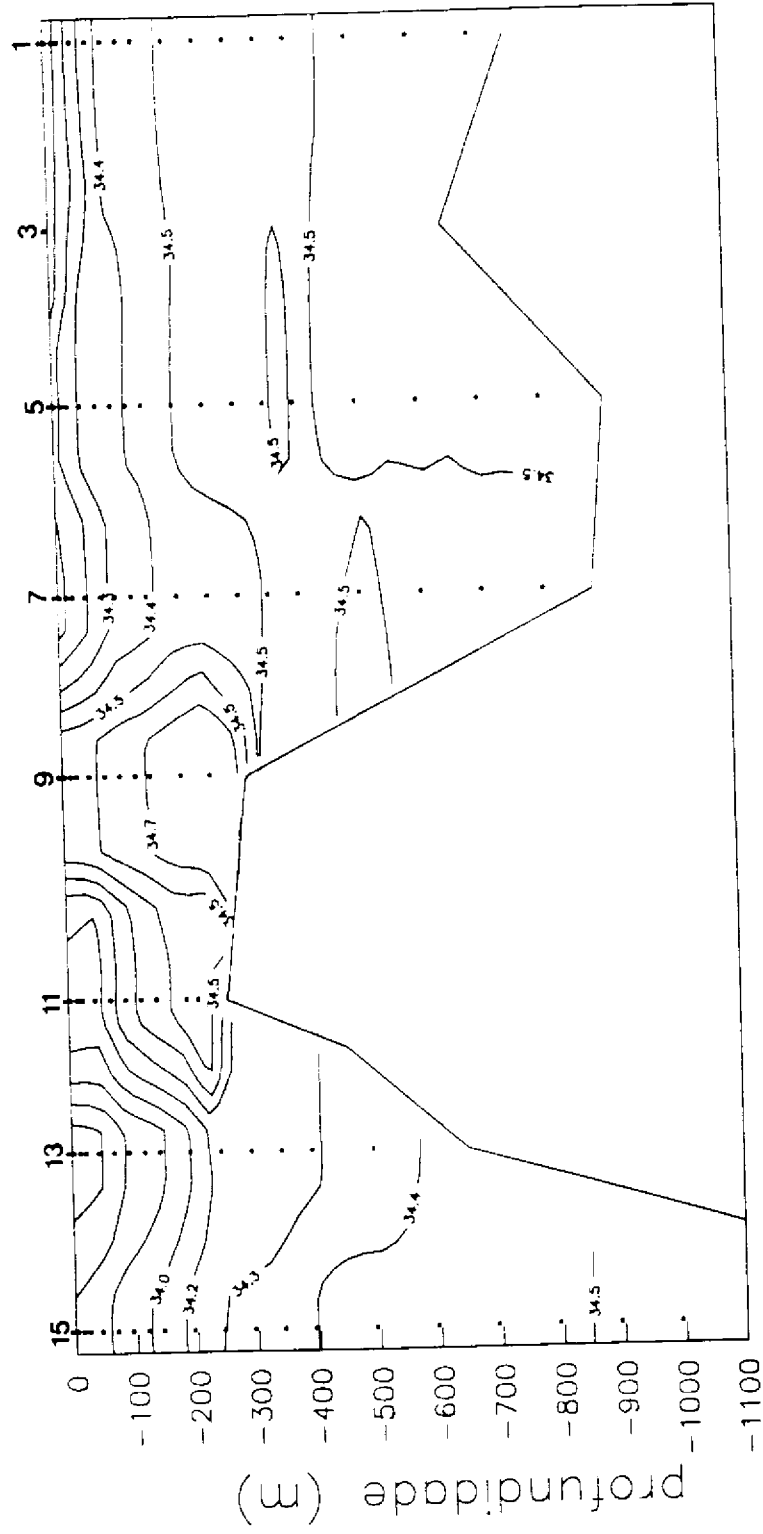


Fig 4.19 - Distribuição de salinidade no Perfil I.

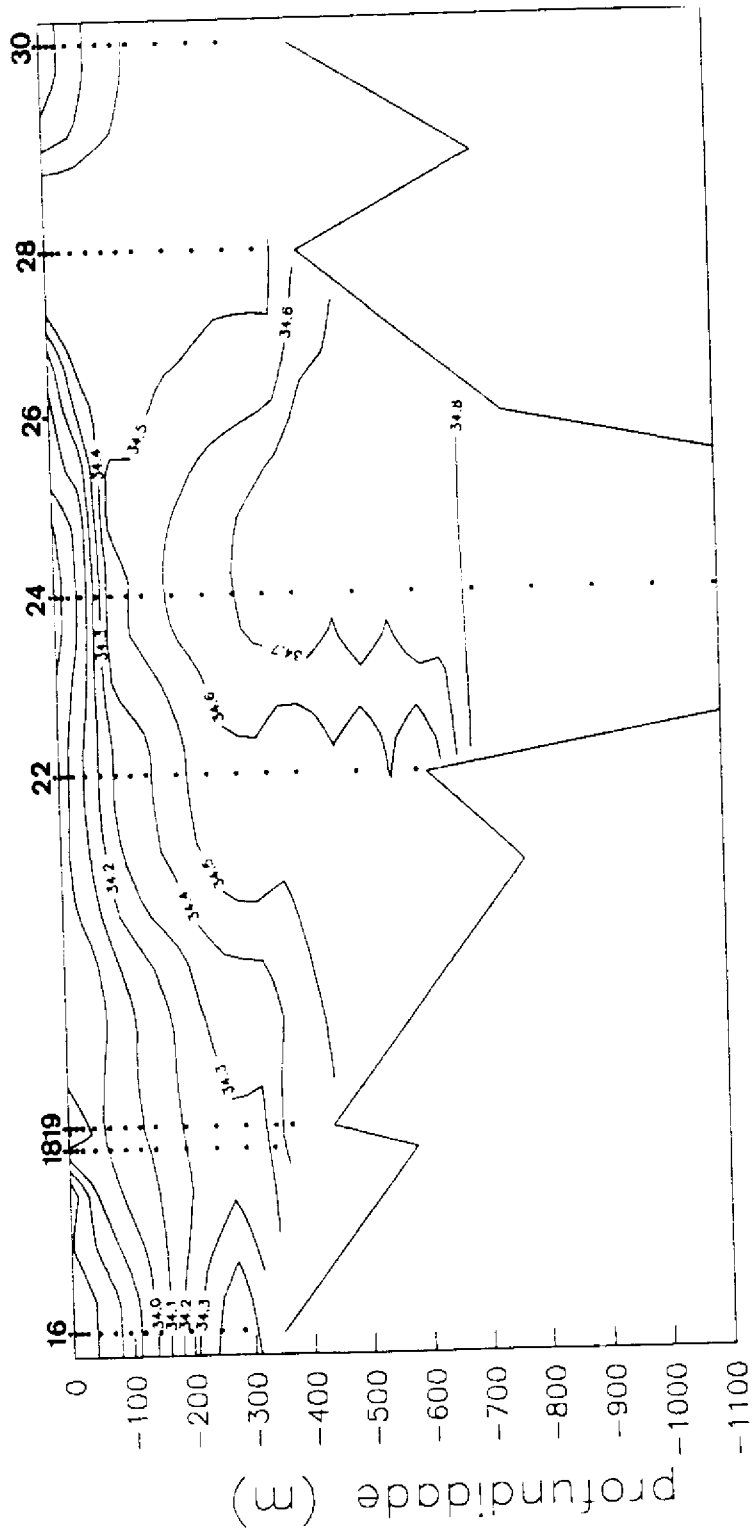


Fig 4.20 - Distribuição de salinidade no Perfil II.

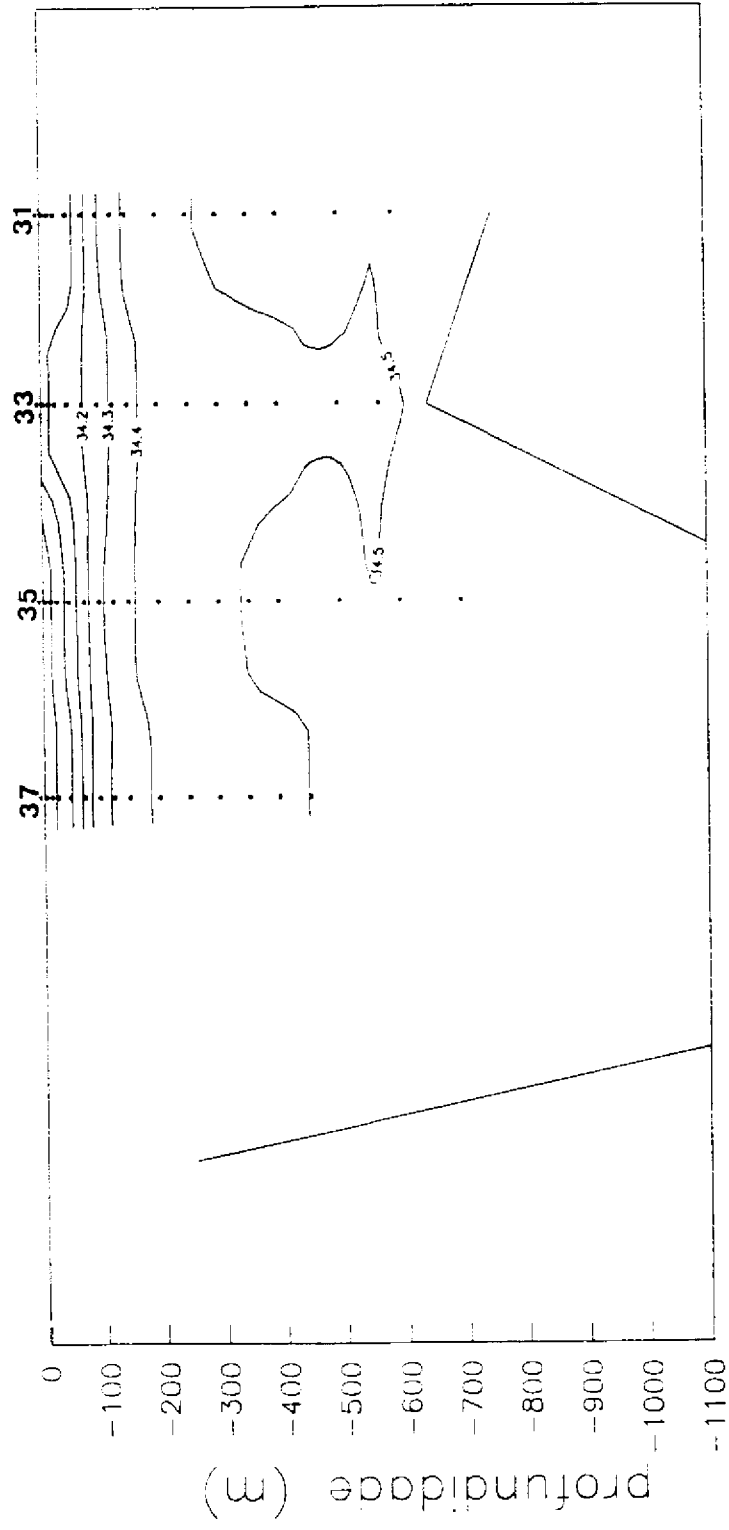


Fig 4.21 - Distribuição de salinidade no Perfil III.

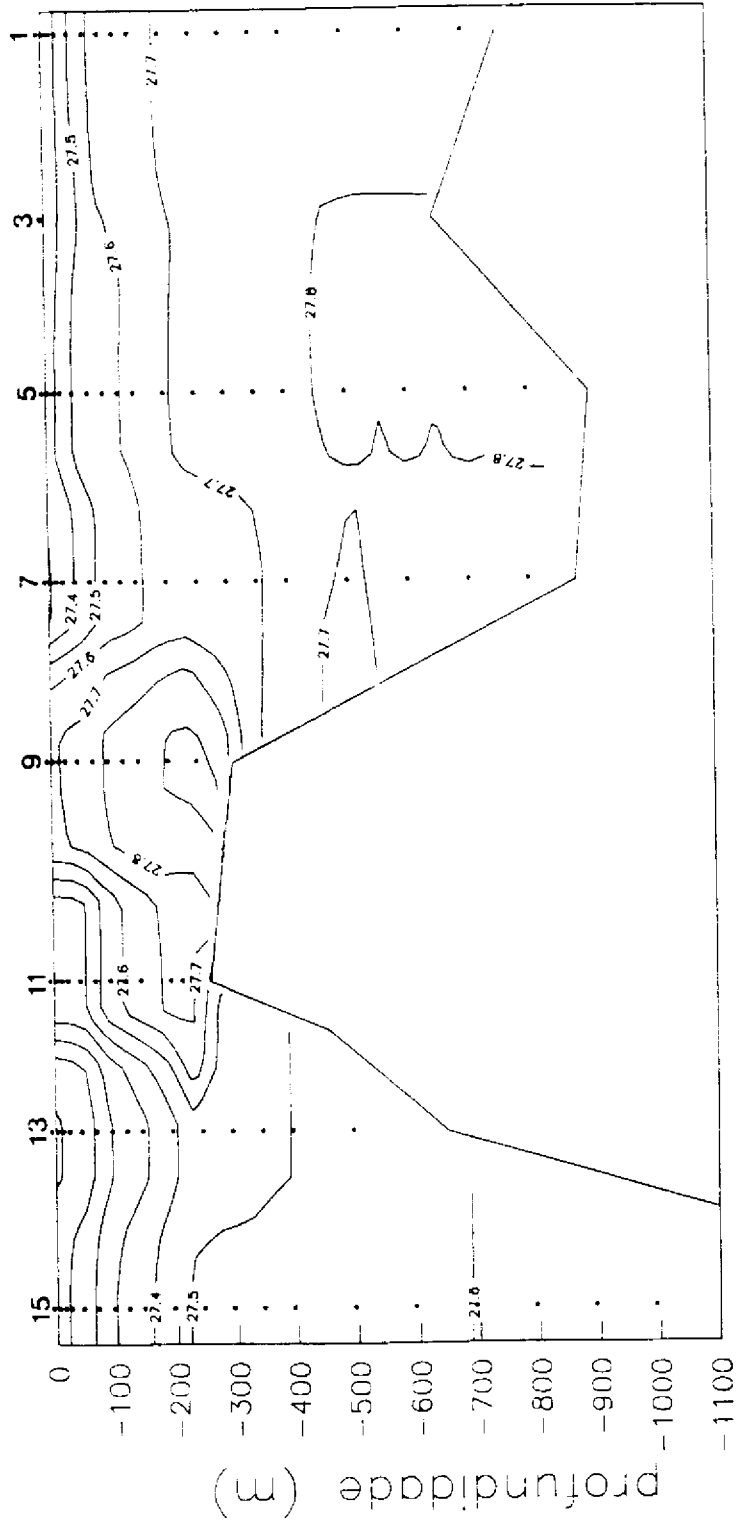


Fig 4.22 - Distribuição de sigma-t no Perfil I.

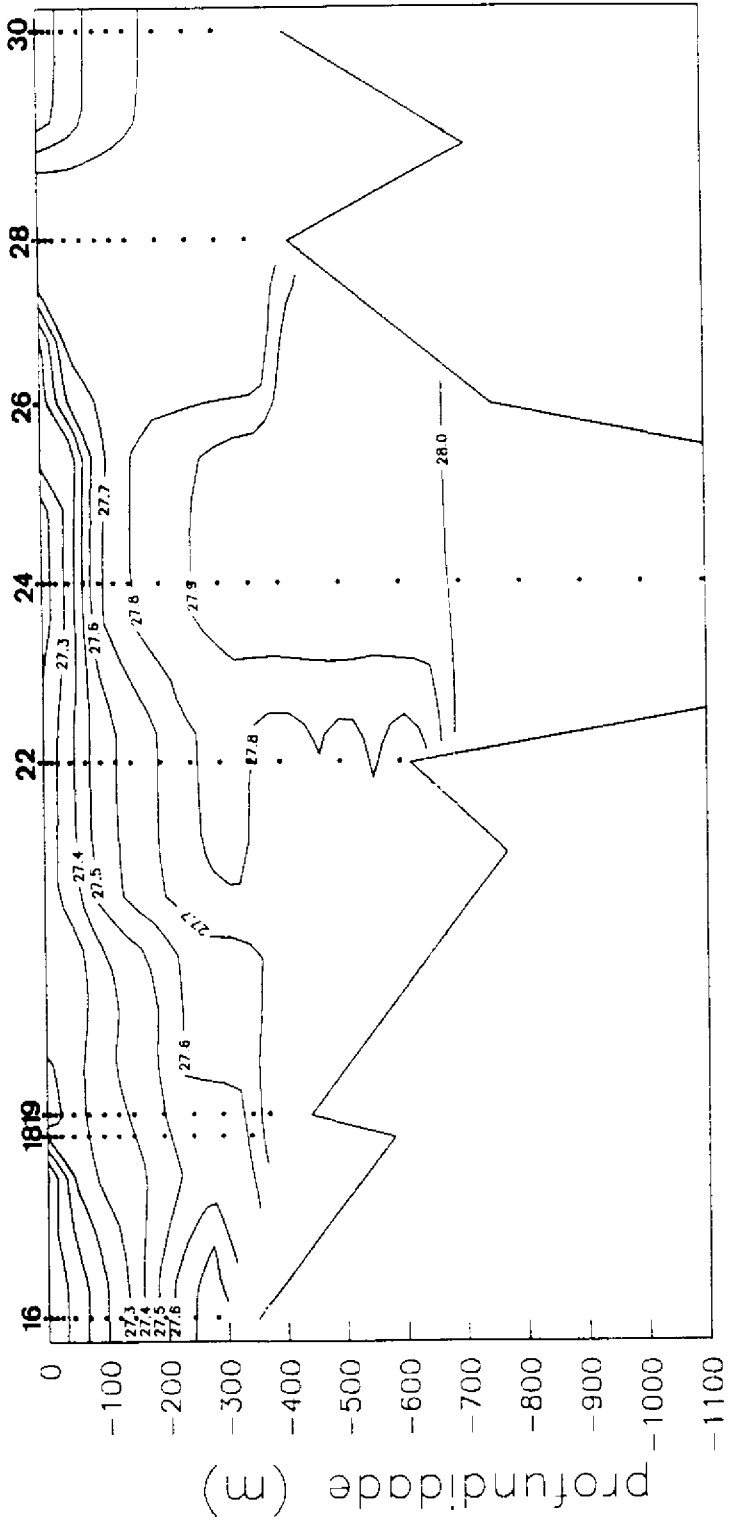


Fig 4.23 - Distribuição de sigma-t no Perfil II.

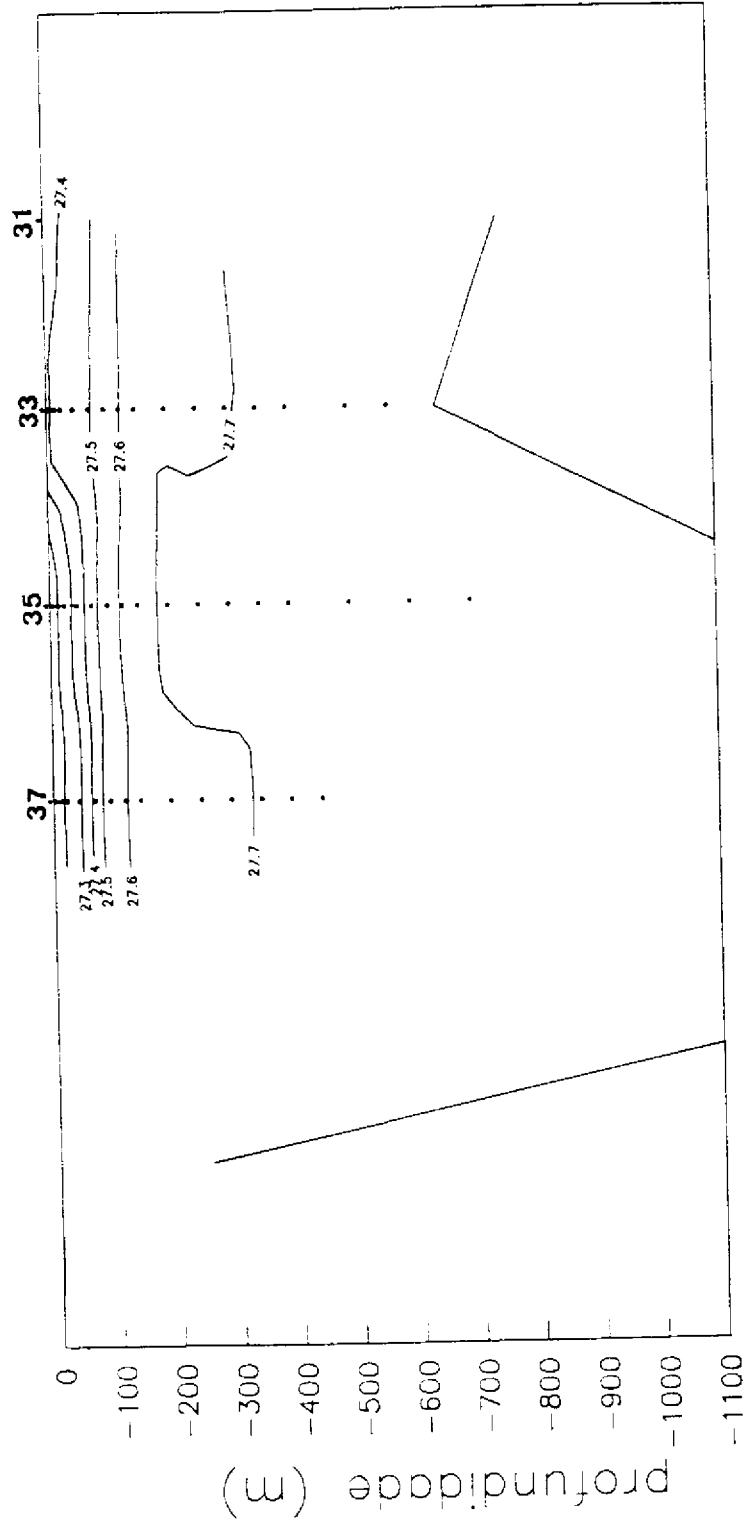


Fig 4.24 - Distribuição de $\sigma-t$ no Perfil III.

4.2.3 - MASSAS DE ÁGUA

A região do Estreito de Bransfield e adjacências da Península Antártica é dominada por mesclas de águas de diferentes características termo-halinas, provenientes do Mar de Bellingshausen, Mar de Weddell e Estreito de Gerlache (Clowes, 1934; Post-FIBEX..., 1982; Sievers, 1982; Uribe et al., 1983; Kelly et al., 1985; Silva Jr., 1989, Silva Jr. et al., 1990, entre outros).

Os índices termo-halinos das águas destas regiões são, em geral, obtidos com base na análise de diagramas T-S realizados por estação oceanográfica, e as classificações são feitas de acordo com as influências relativas dos mares de Bellingshausen e Weddell, assim como do Estreito de Gerlache ou da plataforma da Península Antártica e das Ilhas Shetland do Sul.

De modo geral, as classificações de massas de água feitas para a área deste estudo separam as águas tipo **B** (originadas no Mar de Bellingshausen), **W** (originadas no Mar de Weddell) e as suas interações, como, por exemplo, **Brs**, **Bns**, **B₁W**, **Brc**, **Brw**, **B₁**, **Wb**, e **W₁**. Os índices termo-halinos destas águas não são muito especificamente definidos, havendo certa sobreposição entre eles. A análise da forma do diagrama T-S de cada estação oceanográfica, assim como da localização geográfica e em profundidade de cada água-tipo ou mescla de água se torna imprescindível para as classificações destas águas.

A Tabela 4.5 resume alguns trabalhos recentes realizados no Estreito de Bransfield e adjacências, através dos quais percebe-se as variações em termos de temperatura, salinidade e localização de algumas massas de água descritas para a área deste estudo.

O diagrama T-S espalhado para todas as estações oceanográficas deste trabalho pode ser visto na Figura 4.25. Através dos índices termo-halinos citados no Tabela 4.4 e das distribuições horizontais e

**TABELA 4.4 - ÍNDICES TERMO-HALINOS E LOCALIZAÇÕES
PARA AS ÁGUAS DO ESTREITO DE BRANSFIELD E ADJACÊNCIAS
OBTIDOS EM TRABALHOS ENTRE 1982 E 1989**

Autor	Massa d'água	Local/ano da observação	Índices
BIOMASS (1982)	B	NW das ilhas Shetland do Sul (após a isobata de 500m)	-0.5<T<3 33.5<S<34.7
	W	N-NE das ilhas D'Urville e Joinville, NE do E Bransfield	-1.5<T<-1 34.4<S<34.6
	Bw	NE da Ilha Rei Jorge	1<T<-1 33.7<S<34.7
	Bcr	Centro do E. Bransfield e NE da Ilha Rei Jorge (Verão 1981)	0.5<T<-1.5 34.2<S<34.9
Sievers (1982)	B	Mesma do BIOMASS	-1<T<1.5 33.4<S<34.6
	W	1 estação ~ 62.2°S, 54°W	-1.2<T<0 33.8<S<34.6
	Bcr	Mesma do BIOMASS	-1.2<T<1.0 33.8<S<34.5
	*Plataforma da P. Antártica	Margem W da P. Antártica, extendendo-se para N	-1.5<T<1 34.2<S<34.5
	*Pass. Drake	NW do E. Bransfield (Verão 1981)	-1<T<2 33.4<S<34.5
Kelly et al. (1985)	W	L da Ilha Joinville	T>1 33.8<S<34.7
	W1	Plat. Continental, entre a Ilha Joinville e P. Antártica	T=-0.5 S=34.5
	Bw	Entre as ilhas Rei Jorge e Etretante	0<T<1.5 34<S<34.7
	Bcr	Mesma do BIOMASS (Verão 1984)	Mesma do BIOMASS
Kelly e Blanco (1986)	W	Mesma de Kelly et al. (1985)	T<0 S>34.5
	W1	Mesma de Kelly et al. (1985)	Idem
	Bcr	Mesma de Kelly et al. (1985), extendendo-se mais para NW (Verão 1985)	Idem

(continua)

Tabela 4.4 - Conclusão

Autor	Massa d'água	Local/ano da observação	Índices
Ikeda et al. (1986)	W Brc	N-NE das ilhas D'Urville e Joinville SE das ilhas Elefante e Clarence (verão 1981)	-1.2<T<0 34.1<S<34.7 -0.8<T<1.1 34.3<S<34.7
Silva Jr. (1989)	B Brs Bcr Biw Brw	Superfície do E. Bransfield Profundidades intermediárias do E. Bransfield Maiores profundidades do E. Bransfield Idem a Bcr Estação a L do E. Bransfield (verão 1986)	-1.25<T<2.85 33.5<S<34.7 0.8<T<1 33.7<S<34.5 -1.5<T<-0.2 34.2<S<34.7 -0.9<T<0 33.9<S<34.7 -1.5<T<-0.8 33.7<S<34.5

Nota: Na tabela 4.4 (*) significa águas cujos índices foram retirados de curvas T-S típicas.

verticais de temperatura e salinidade discutidas anteriormente, conclui-se que a área de estudo foi dominada, em superfície, por águas do tipo **B**, **Bw** e/ou **Brs**. As águas de Weddell, classificadas como **W**, são as que dominam as profundidades abaixo de 200 metros, afundando em direção Oeste, e que divergem nas estações 9 e 10 do Perfil I.

Sievers (1982), trabalhando com dados hidrográficos do FIBEX, no verão de 1981, produziu uma representação esquemática da distribuição de massas de água no Estreito de Bransfield e adjacências. Para a região deste estudo, o autor verificou a presença de três diferentes massas de água, orientadas na direção Nordeste-Sudoeste. A presença das massas de água **B**, **Brc**, e a Água da Plataforma Continental da Península Antártica (de Oeste para Leste) sugerem a existência de, pelo menos, duas zonas de frente

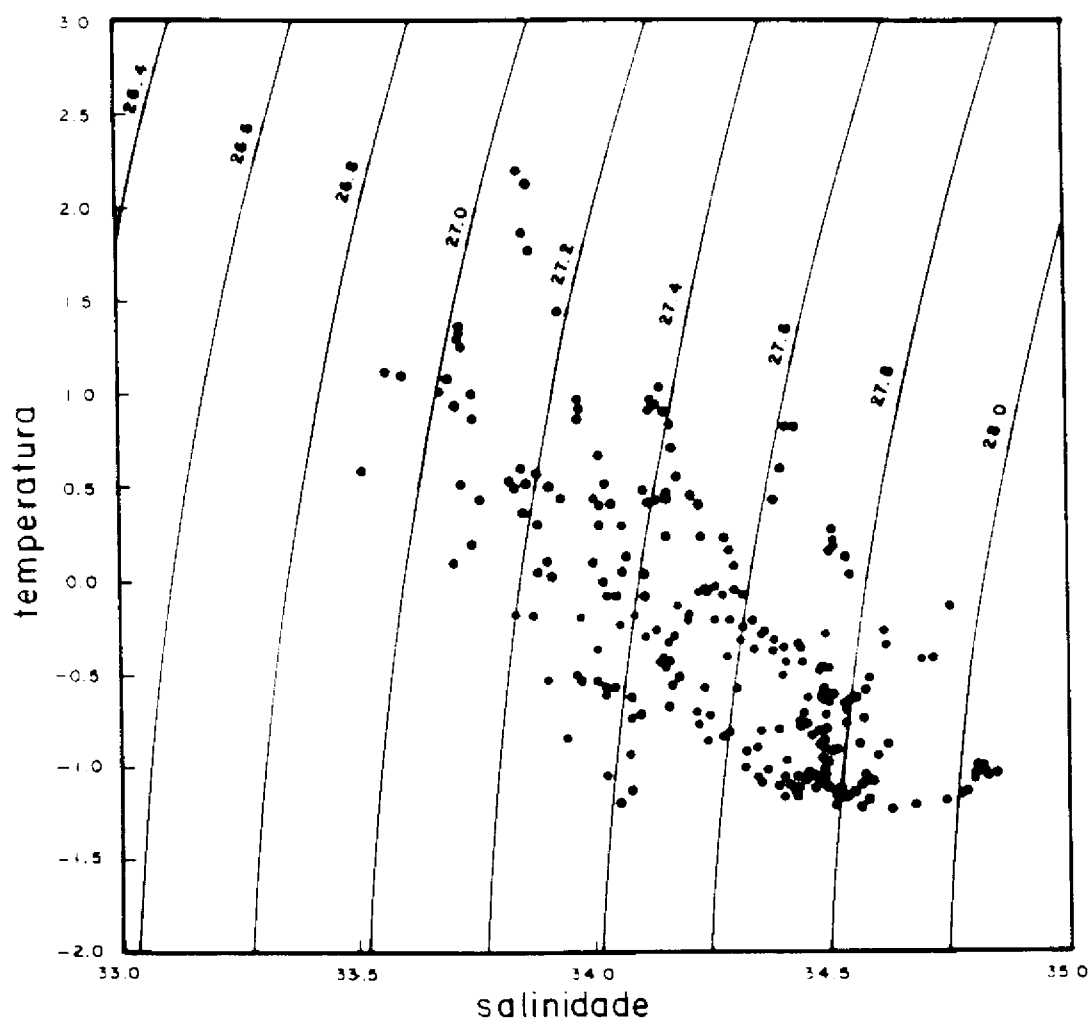


Fig 4.25 - Diagrama T-S espalhado.

oceânica para esta área, em concordância com os resultados obtidos neste trabalho. No caso do trabalho de Sievers (1982), as águas do tipo W localizaram-se a Leste das águas da Plataforma da Península Antártica.

A distribuição espacial das massas de água do FIBEX realizadas por Post-FIBEX... (1982) mostram, para a área deste estudo, a existência de frentes oceânicas entre **Wb** e **Bcr** (mais para Oeste), e entre **Bcr** e **W** (mais para Leste), com orientações também na direção Nordeste-Sudoeste.

Uma análise de massas de água feita através de Funções Ortogonais Empíricas (EOF) para a região do Estreito de Bransfield e Sul da Passagem de Drake foi realizada por Tokarczyk (1987). Através deste procedimento estatístico, com base em dados de temperatura, salinidade, oxigênio dissolvido e nutrientes colhidos no verão de 1981, durante o FIBEX, o autor determinou intervalos estatísticos para a ocorrência dos diversos parâmetros físico-químicos dentro de seis distintas massas de água.

Com base nos resultados obtidos neste trabalho, a maior parte da água encontrada na região de estudo enquadra-se na classificação de Tokarczyk (1987) como Águas Transicionais com Características do Mar de Bellingshausen (tipo 4a) e Águas Transicionais com Características do Mar de Weddell (tipo 4b). Os intervalos de temperatura e salinidade para estas águas transicionais são, segundo o autor, $-1.3 < T < 1.5^{\circ}\text{C}$ e $33.6 < S < 34.4$ para a água tipo 4a, e $-1.5 < T < 1^{\circ}\text{C}$ e $33.8 < S < 34.6$ para a água tipo 4b.

Tokarczyk (1987) dividiu as águas superficiais vindas do Mar de Bellingshausen em frias (tipo 1) e quentes (tipo 1a). Seus intervalos de ocorrência para temperatura e salinidade foram $0.1 < T < 0.8^{\circ}\text{C}$, $32.9 < S < 33.9$ para a água tipo 1, e $0.5 < T < 3.3^{\circ}\text{C}$, $33.1 < S < 33.9$ para a água tipo 1a. As águas superficiais de Weddell não foram encontradas para a região do Estreito de Bransfield e Sul da Passagem de Drake para a oportunidade do experimento de Tokarczyk (1987).

4.3 - CORRENTES GEOSTRÓFICAS E DERIVA DE EKMAN

4.3.1 - GEOSTROFIA

As correntes geostróficas em superfície e 10 metros de profundidade, relativas ao nível de 200 db, podem ser vistas nas Figuras 4.26 e 4.27, respectivamente. As direções das correntes são vistas ao longo das linhas de mesma altura dinâmica, numa forma clássica de representação. Os valores numéricos para estas correntes podem ser obtidos diretamente nas figuras, a partir da relação inversa destes com a distância entre sucessivas

linhas de altura dinâmica.

Em termos de direção, as correntes geostróficas obtidas para a superfície e 10 metros fluem predominantemente para Norte, em concordância com as descrições prévias para a superfície em relação a 200 db realizadas por Post-FIBEX... (1982), Kelly et al. (1985), Kelly e Blanco (1986) e Ikeda et al. (1986b). Um contra-fluxo foi notado na porção Oeste da área de estudo, sobre a isolinha de 0.17 m.din., e está relacionado com a frente oceânica previamente descrita para esta área.

Os trabalhos de Post-FIBEX... (1982), Kelly et al. (1985) e Kelly e Blanco (1986) não fornecem valores de intensidade das correntes, ao contrário de Ikeda et al. (1986b). Estes, ainda, comentam que cálculos de correntes geostróficas no Oceano Austral têm sido associados com medidas *in situ* de correntes, numa tentativa de determinar-se uma velocidade de referência para ser usada em substituição ao nível de movimento nulo. Dentre a literatura consultada para apoiar este trabalho, nota-se que, em geral, a escolha de um nível de movimento nulo em estudos de meso-escala nas proximidades do Estreito de Bransfield é feita arbitrariamente, como comentam Ikeda et al. (1986b).

Na tentativa de utilizar-se a medida de corrente superficial obtida pela trajetória da bóia como uma referência para as correntes geostróficas calculadas em relação a 200 db, nota-se que seus padrões, em termos de direção, diferem completamente. Com um fluxo médio na direção para Leste, a trajetória descrita pela bóia de deriva (Figura 4.1) cruza as linhas de altura dinâmica e, na sua porção final, ainda deflete-se para Sul, em direção completamente oposta àquela imposta por geostrofia.

Em termos de velocidade média, as correntes geostróficas de superfície e 10 metros referidas a 200 db têm valores muito próximos de 2 cm/s, ou seja, 3.75 vezes menores do que a velocidade da corrente média medida pela bóia. Comparando-se com os resultados de Ikeda et al. (1986b), no entanto, os valores obtidos aqui são coerentes. Conforme descrito por

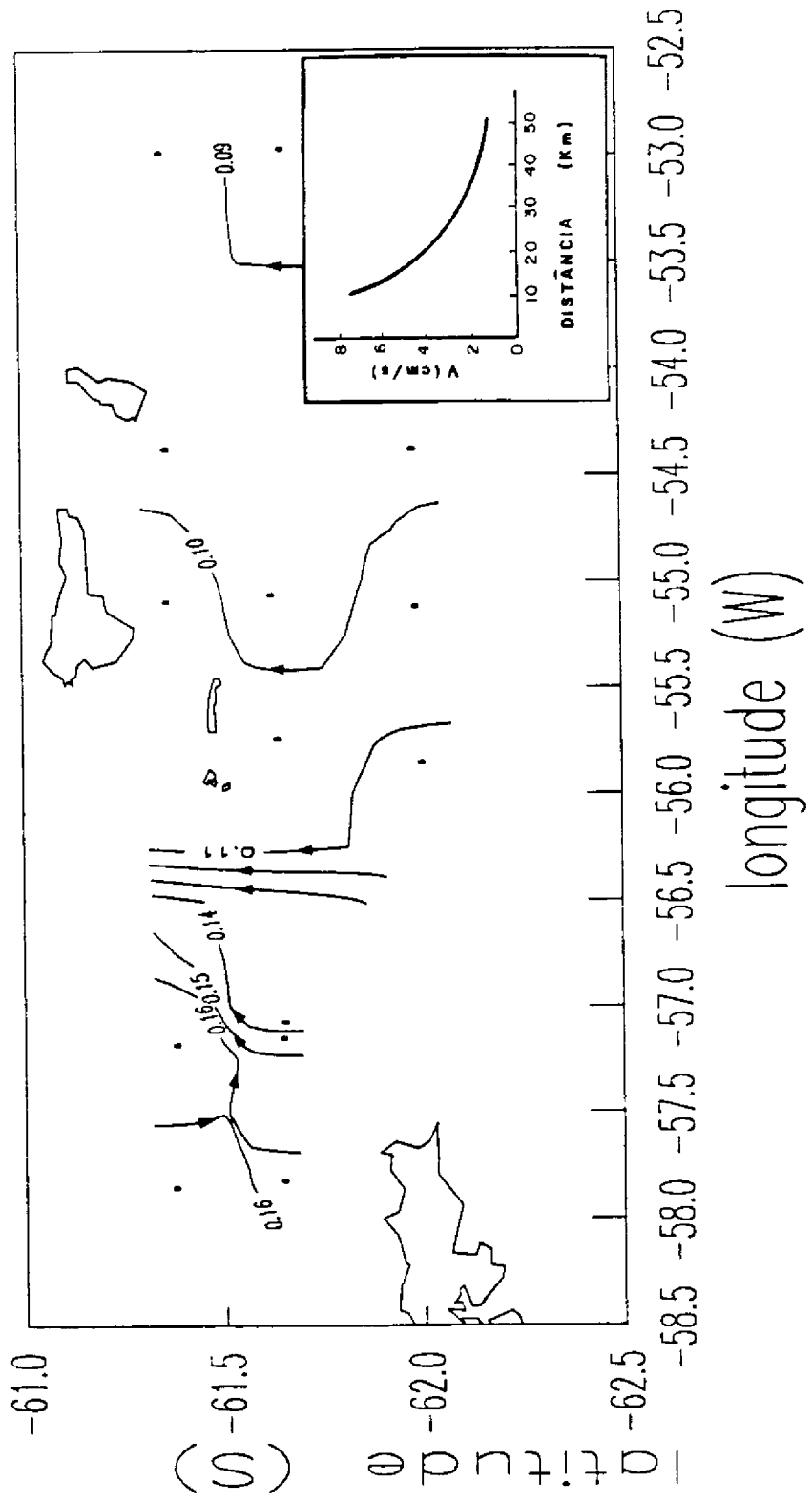


Fig 4.27 - Topografia dinâmica do nível de 10 m em relação a 200 db (m.din).

esses autores, os valores de intensidade de correntes geostróficas na região próxima às Ilhas Elefante e Clarence são maiores do que os obtidos para o Estreito de Bransfield.

Os resultados sobre a geostrofia obtidos aqui, embora concordantes com resultados anteriores, comprovam que a corrente de superfície medida pela bóia não teve uma componente geostrófica significativa. Apesar de sua trajetória para Leste, quando afastou-se da primeira frente oceânica anteriormente descrita, ter seguido uma água de densidade uniforme (27.2 a 27.3), esta água não teve seu fluxo regido pela circulação termo-halina.

Sugere-se que estudos em meso-escala, que visem apenas a descrição física da dinâmica das águas do Estreito de Bransfield e adjacências, ou mesmo como apoio a estudos biológicos (como os previamente realizados no FIBEX e SIBEX), levem em conta que podem existir diferenças grandes entre os padrões de fluxo medidos *in situ*, e inferidos via método geostrófico.

A pesquisa de um método para a conciliação dos resultados obtidos através de medidas de correntes realizadas *in situ* (através de correntógrafos e/ou derivadores lagrangeanos), com resultados obtidos através do método geostrófico, é uma necessidade indispensável para a compreensão mais efetiva do papel do balanço geostrófico em meso-escala no Oceano Austral. Em regiões onde a topografia de fundo é muito variável, como o Estreito de Bransfield e adjacências, esta necessidade é ainda maior.

As Figuras 4.28, 4.29 e 4.30 mostram as anomalias de altura dinâmica para os Perfis I, II e III, respectivamente. Conforme comentado no Cap. 3, Seção 3.2.4, as isolinhas de altura dinâmica mapeadas abaixo de 200 db foram calculadas de maneira idêntica ao cálculo para os níveis superiores, e servem para dar uma idéia do fluxo geral nas estações mais profundas que 200 metros. Em termos genéricos, nota-se que a direção predominante do fluxo é para Norte, normal aos perfis.

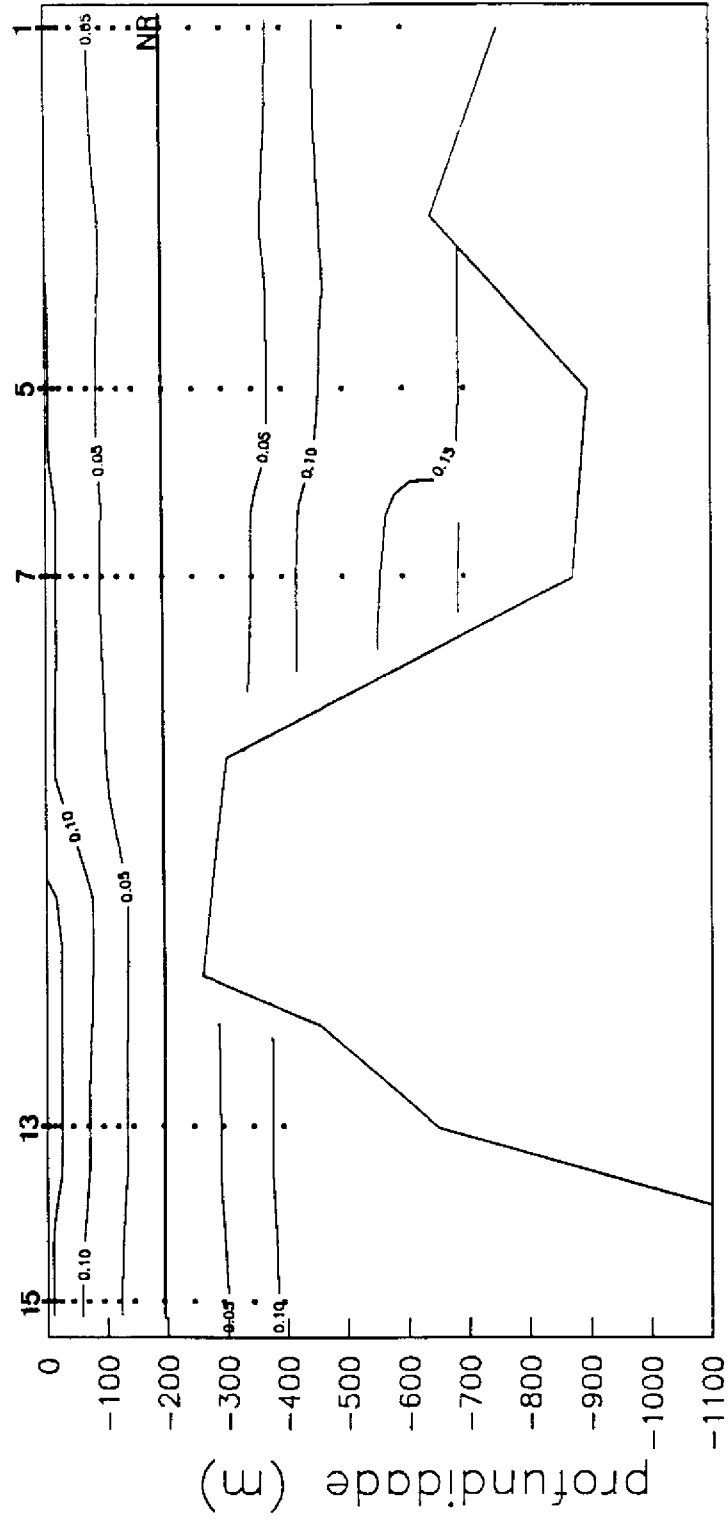


Fig 4.28 - Topografia dinâmica em relação a 200 db no Perfil 1 (m.din.).

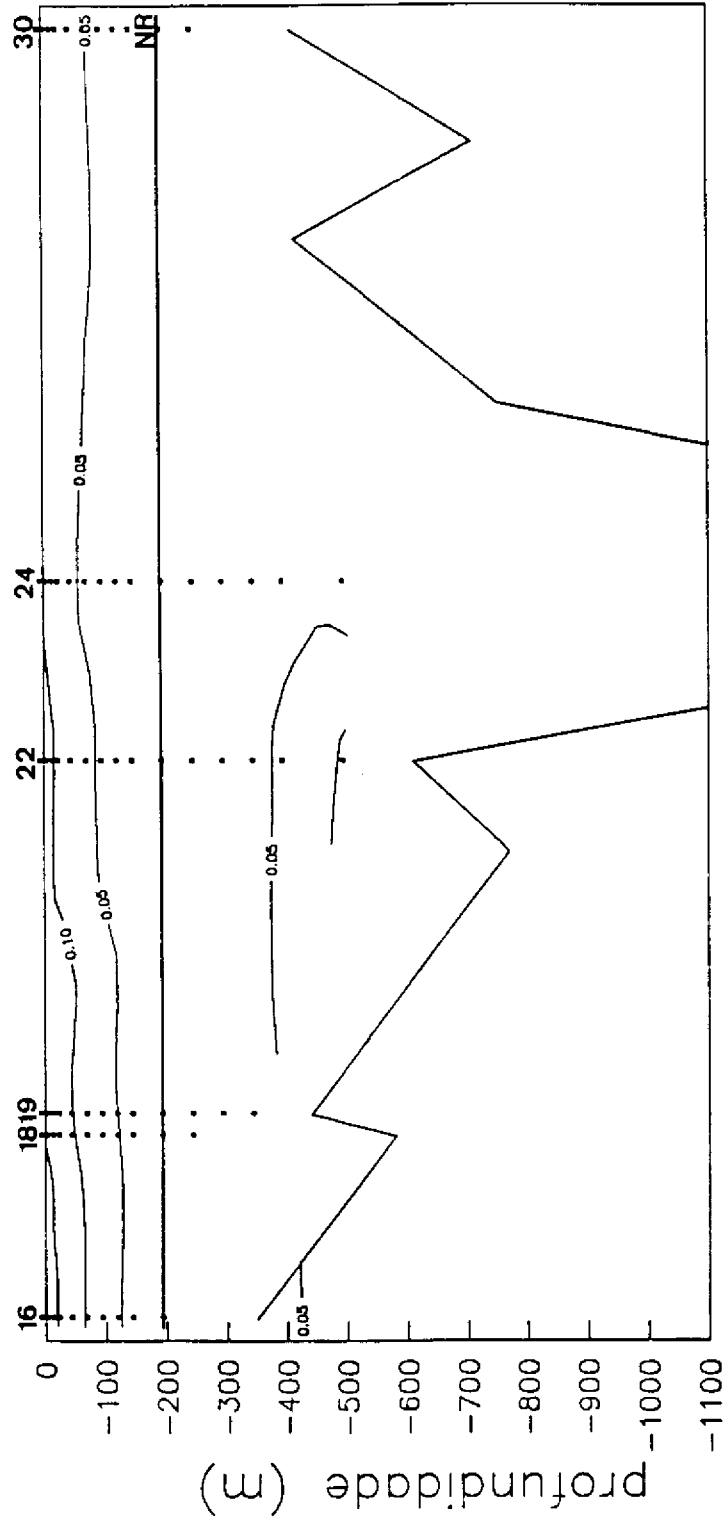


Fig 4.29 - Topografia dinâmica em relação a 200 db no Perfil II (m.din.).

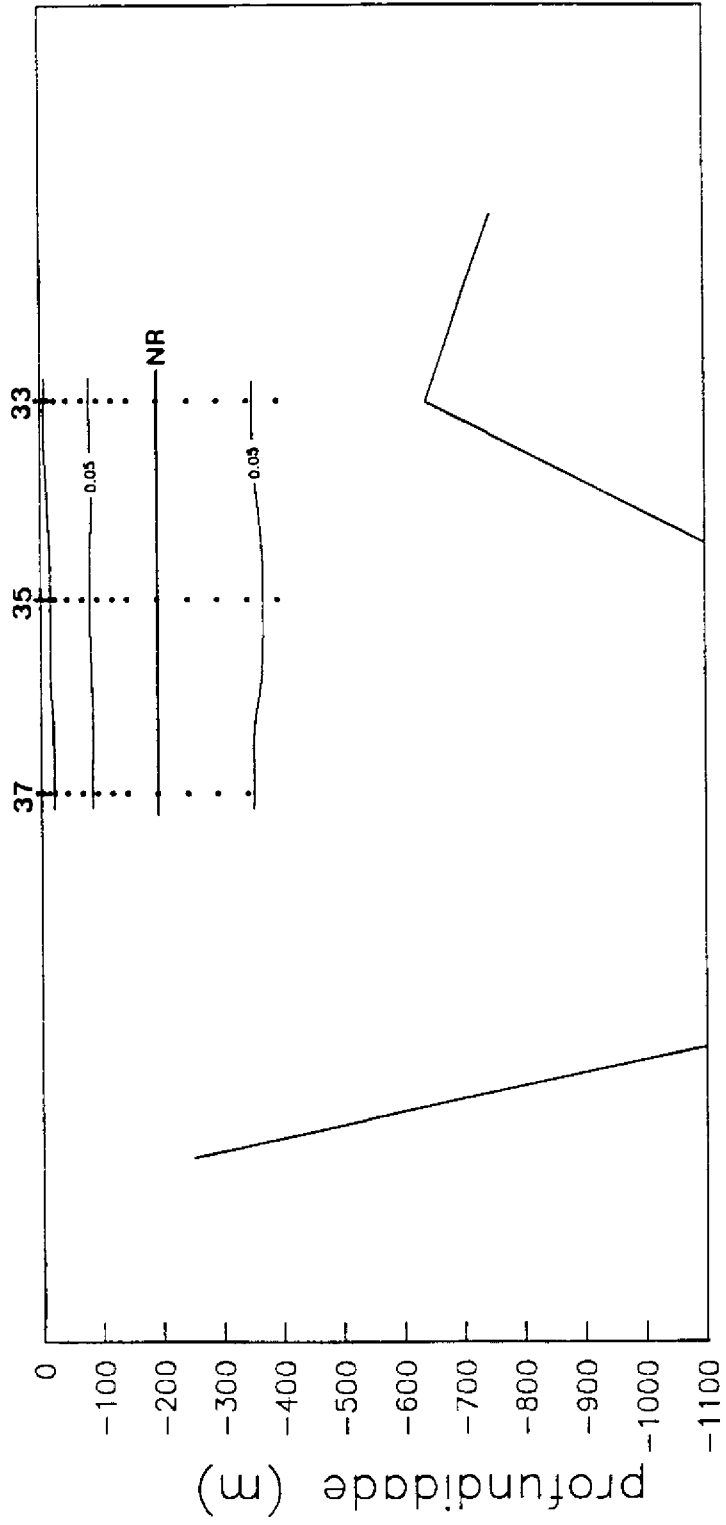


Fig 4.30 - Topografia dinâmica em relação a 200 db no Perfil III (m.din.).

4.3.2 - CARACTERIZAÇÃO DO CAMPO DE VENTO

O campo de vento medido no N.Ap.Oc. Barão de Teffé durante a realização das estações oceanográficas (dias 09 a 14/01/89) é visto na Figura 4.31. Em linhas gerais, os ventos ao Norte da área de estudo foram mais intensos, soprando para Leste. Ao Sul, os ventos diminuíram em intensidade e tenderam a soprar em direção oposta. Devido ao fato de que os dados de vento foram recolhidos no intervalo de poucos dias, e que as estações foram concluídas de Norte para Sul, a variação do campo de vento foi provavelmente causada pela passagem de uma frente atmosférica. Os dados de pressão atmosférica recolhidos na Estação Antártica Comandante Ferraz, que serão tratados adiante, de fato indicam a passagem desta frente.

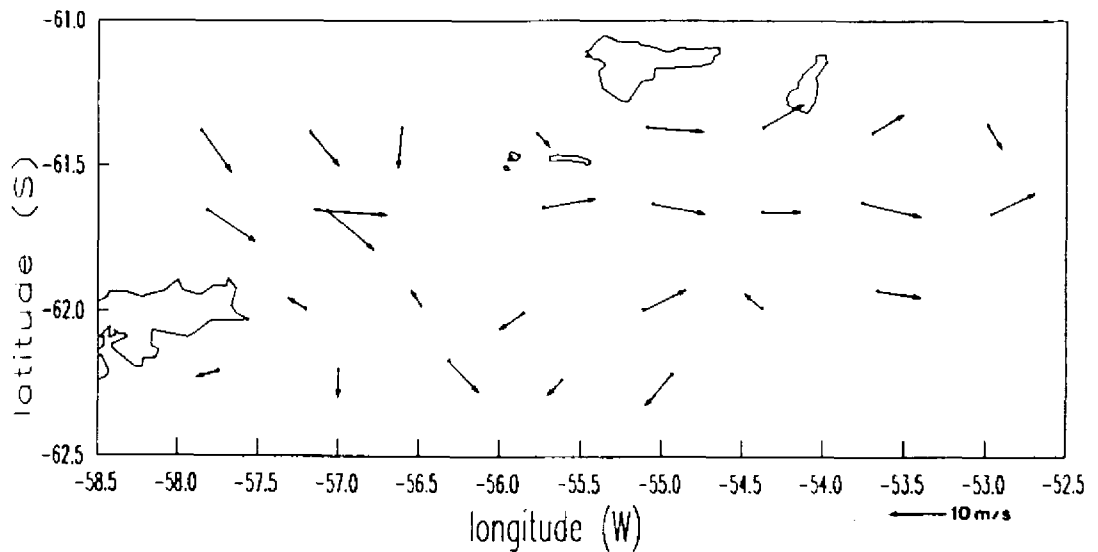


Fig. 4.31 - Campo de vento na área de estudo medido pelo N.Ap.Oc. Barão de Teffé.

A distribuição de frequência de velocidade e direção dos ventos medidos no Barão de Teffé pode ser vista nas Figuras 4.32 e 4.33. Em termos de intensidade, cerca de 19% dos ventos estiveram distribuídos na classe entre 9 e 9.9 m/s, sendo que a distribuição pareceu ser bimodal, com 34% dos dados nas classes entre 3-5.9 m/s, e o restante nas classes entre 7-13.9 m/s. Esta distribuição bimodal reflete as duas classes de vento medidas ao Norte (mais intensos) e ao Sul (menos intensos) da área de estudo.

Quanto à direção, ventos provenientes de Oeste predominaram, sendo que os provenientes de Noroeste chegaram a 23% do total. Este resultado concorda com as descrições feitas por Deacon (1977a), Tchernia (1980), e Kaufeld (1988) para o regime de ventos do Oceano Austral, discutidas com mais detalhes no Cap. 2, Seção 2.1.1 deste trabalho. Em valores médios, o vento teve intensidade de 7.9 m/s e direção de 153° . Considerando a distribuição de frequência de direção do vento, não foi notada nenhuma separação em classes distintas para os ventos do Norte e do Sul da área de estudo.

4.3.3 - CORRENTES INDUZIDAS PELO VENTO

As correntes geradas pelo vento, calculadas pelo modelo de Ekman para a superfície e 10 metros de profundidade podem ser vistas nas Figuras 4.34 e 4.35, respectivamente. A profundidade de influência friccional do vento (DE) calculada utilizando-se os coeficientes usados por Stein (1986) foi de 34.5 metros. Para o Estreito de Bransfield, utilizando estes mesmos coeficientes em dados do verão de 1986, Silva Jr. (1989) obteve o valor de 38.5 metros para DE.

As velocidades médias das correntes geradas por vento para a superfície e 10 metros foram, respectivamente, 21 cm/s e 8.5 cm/s. Suas respectivas direções foram de 108° e 25° . Comparativamente, a deriva de Ekman em 10 metros foi 40.5% menos intensa do que a deriva em superfície, e desviada 83° para a esquerda desta.

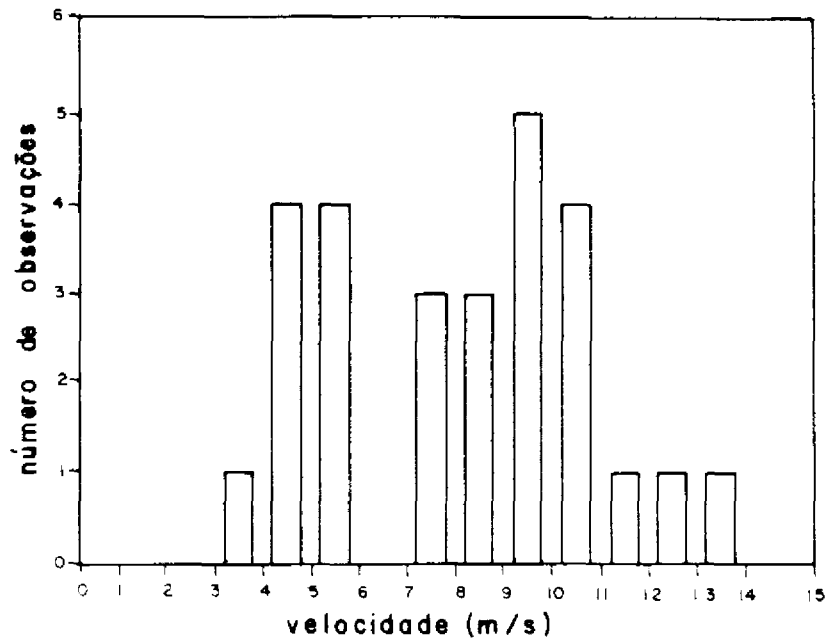


Fig 4.32 - Distribuição de frequência de intensidade dos ventos.

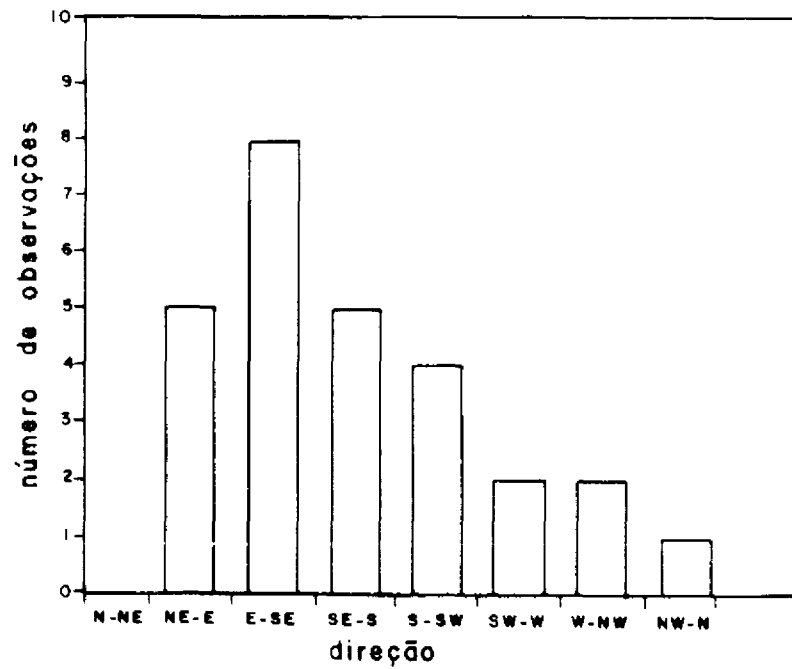


Fig 4.33 - Distribuição de frequência de direção dos ventos (para onde vão).

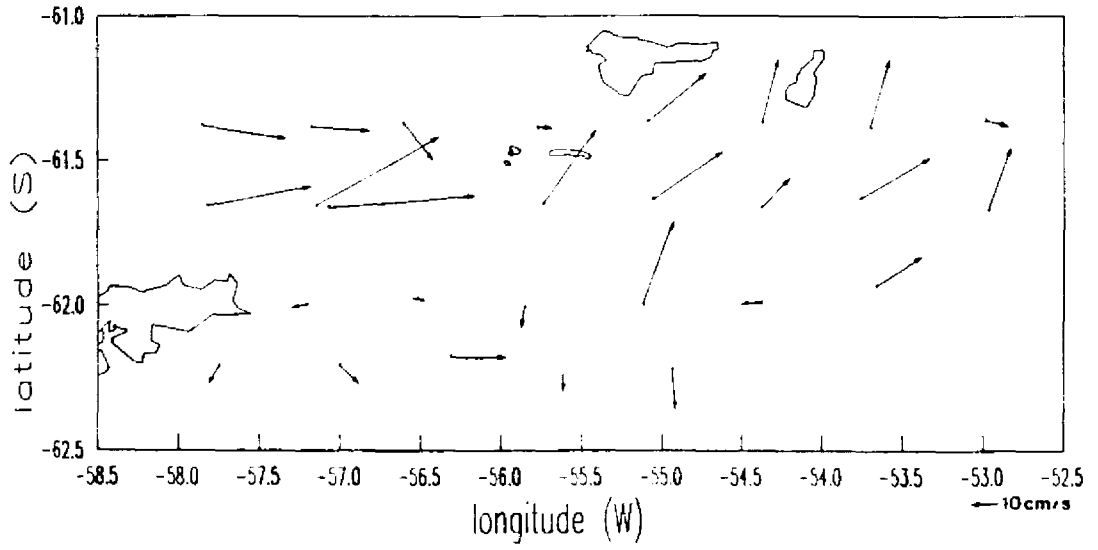


Fig. 4.34 - Correntes geradas por vento em superfície.

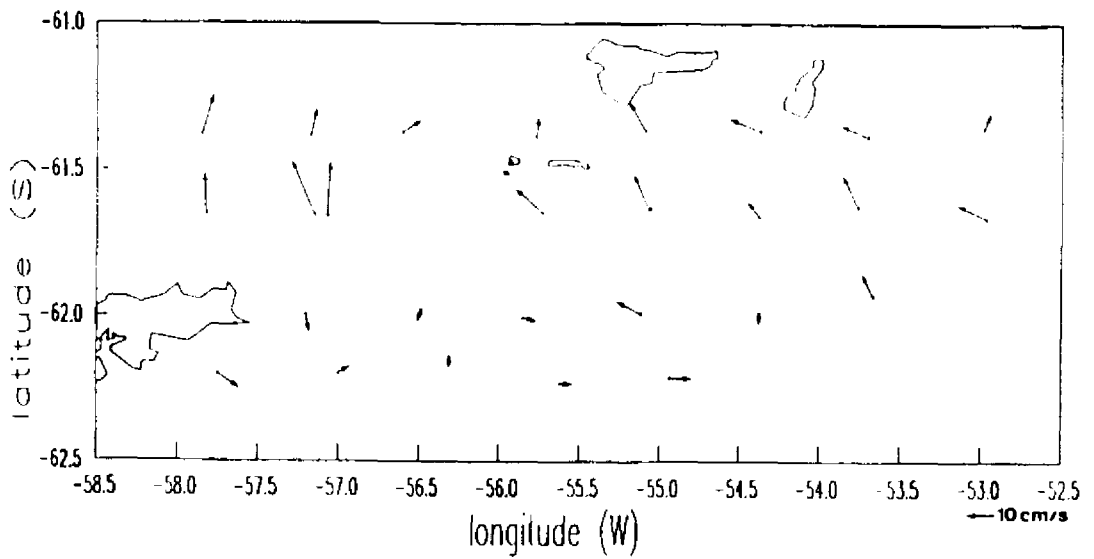


Fig 4.35 - Correntes geradas pelo vento em 10 metros.

Stein (1986), trabalhou na região do Estreito de Bransfield e Oeste da Península Antártica durante alguns experimentos do SIBEX (1983-85), calculando correntes devidas ao vento pelo modelo de Ekman. A profundidade DE média obtida pelo autor para estas regiões foi de 39 metros.

No primeiro dos experimentos do SIBEX (1983), Stein (1986) registrou, para a área ao redor da Ilha Elefante, ventos de Oeste conduzindo correntes superficiais para Nordeste a Sudeste. Estas correntes chegaram a 40 cm/s, as quais, segundo o autor, foram cerca de 4 vezes maiores do que médias de medidas sub-superficiais diretas realizadas na mesma área (Stein et al., 1979, citado por Stein, 1986).

No verão de 1984, os vetores de velocidade de corrente superficial de Ekman obtidos por Stein (1986) para a região Sudeste da Ilha Elefante tiveram intensidades próximas a 20 cm/s, em direção Nordeste. Em termos de intensidade, o valor obtido por este autor para 1984 é muito semelhante ao obtido neste trabalho. Considerando que a região de estudo é praticamente a mesma, e ambos os resultados foram tomados para o verão, pode-se crer que as correntes induzidas pelo vento na região de estudo têm, em intensidade, caráter estável nos meses de verão. Em termos de direção, o resultado obtido aqui para a superfície é consistente com os resultados de Stein (1986) e com a distribuição geral da CCA (Tchernia, 1980).

Comparando-se a velocidade de superfície calculada pelo método de Ekman com o valor de corrente média obtida pela trajetória da bóia de deriva neste experimento, observa-se que a deriva de Ekman neste nível foi 2.8 vezes maior do que a corrente média medida pela bóia. Considerando a direção, ambas fluíram para Leste, com uma diferença de 19° .

O resultado obtido para a corrente gerada por vento na profundidade de 10 metros foi apenas 1.2 vezes maior que a velocidade média medida pela bóia de deriva. A diferença em termos de direção entre a corrente medida pela bóia e a corrente de Ekman a 10 metros foi de 64° .

Levando em consideração que o próprio casco da bóia de deriva é atingido pela corrente superficial no mar, enquanto que o seu elemento de arrasto (vela) é atingido pela corrente de 10 metros de profundidade, pode-se dizer que, como resultado, a trajetória descrita pela bóia reflete não somente o nível de superfície ou de 10 metros de profundidade de modo individual, mas uma combinação das influências destes dois níveis, em uma função direta dos coeficientes de arrasto (C_D) do casco e da vela da bóia. Considerando-se também que o modelo de Ekman, devido a suas condições de contorno (principalmente pela suposição de vento constante em direção e intensidade, e estável no tempo), em geral superestima os valores reais das correntes, pode-se supor que os resultados apresentados aqui são fortes indícios de que a corrente medida pela bóia durante este experimento foi causada, em grande parte, pela ação do vento.

Convém ressaltar ainda que, em comparação com outros oceanos do mundo, o Oceano Austral, analisado em grande escala, caracteriza-se por uma forte componente barotrópica. A ausência de uma zona de pycnoclina intensa, em relação a de águas de oceanos de menores latitudes, faz com que as oscilações sentidas na superfície (regidas pelo vento, principalmente) sejam transmitidas às maiores profundidades.

Silva Jr. (1989) trabalhou no Estreito de Bransfield no verão de 1986, calculando as correntes de Ekman para superfície e 10 metros de profundidade. Através de uma bóia de deriva brasileira idêntica à utilizada neste trabalho, porém sem a torre meteo-oceanográfica, Silva Jr. (1989) também obteve valores de corrente média medidos em quatro distintas porções da trajetória de sua bóia.

Os resultados das comparações entre correntes de Ekman e medidas pela bóia brasileira obtidos por Silva Jr. (1989) indicaram que as derivas de Ekman foram, na ocasião, 1.7 a 15 vezes menores do que as correntes medidas pela bóia. Levando-se em conta que as séries de tempo dos dados de Silva Jr. (1989) foram bem menores do que as tomadas neste trabalho, e sua área de estudo localizou-se dentro do Estreito de

Bransfield, seus resultados não se comparam aos apresentados aqui. De qualquer forma, vale mencionar que o autor foi o primeiro a discutir a relação entre intensidades de correntes de Ekman e de correntes medidas por bóias nacionais na Antártica.

4.4 - INFLUÊNCIA DA PRESSÃO ATMOSFÉRICA E MARÉS

4.4.1 - PRESSÃO ATMOSFÉRICA

A série de tempo dos dados de pressão atmosférica recolhida na Estação Antártica Com. Ferraz, na sua forma destendenciada, pode ser vista na Figura 4.36. Em termos absolutos, a pressão atmosférica variou, nos meses de janeiro e fevereiro de 1989, entre 976 e 1011.7 mb ao nível do mar, com uma média em 993.9 mb. A série de dados de pressão atmosférica apresenta claramente sinais de alta frequência, bem marcados a partir do dia 10/02/89 (dia Juliano 41).

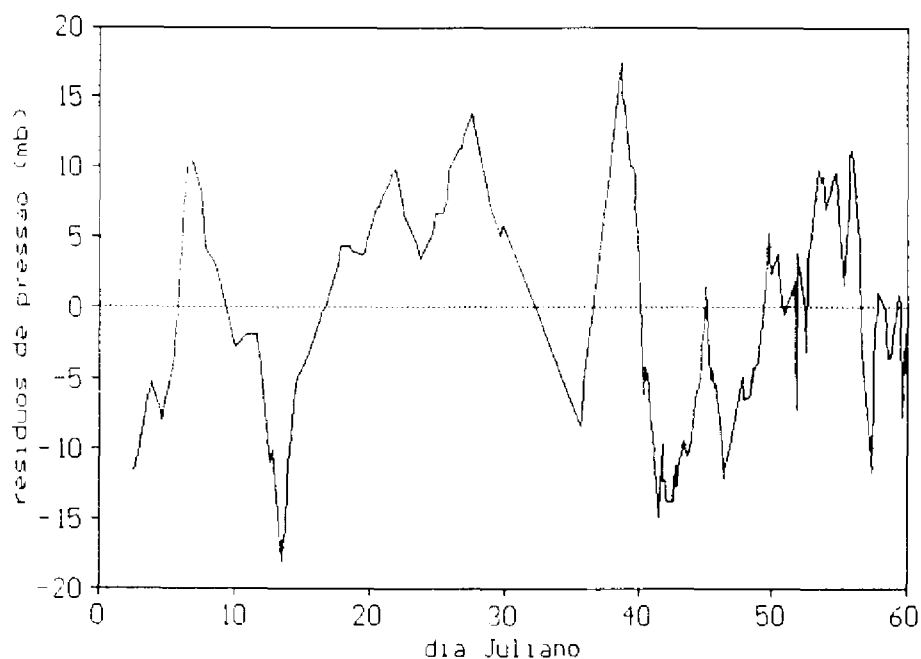


Fig. 4.36 - Série de tempo de pressão atmosférica recolhida na Estação Antártica Com. Ferraz em janeiro e fevereiro de 1989.

Através do procedimento de auto-correlação aplicado para a série completa de dados (meses de janeiro e fevereiro), obteve-se um período significativamente confiável (ao nível de 95%) em 14.7 dias (Figura 4.37). Analisando-se a série de pressão somente para o intervalo de tempo em que a bóia esteve na água (dia Juliano 26 a 52), o procedimento de auto-correlação revelou a presença de um período de 13.5 dias (Figura 4.38), também significativo ao nível de 95% de confiança.

Estes períodos não foram encontrados nos resultados da auto-correlação para os dados da bóia. Com a análise de auto-correlação isoladamente, pode-se apenas especular que, para a região de estudo, se houve em realidade uma transferência de energia de oscilações com período próximo a 14 dias da atmosfera para o oceano, esta energia apareceu sob outras formas no mar, com seu período modificado por perturbações no oceano. Sendo estas perturbações distintas em termos zonal ou meridional, as respostas no mar seriam distintas em termos zonal e meridional.

A aplicação da análise espectral pelo MEM na série de dois meses de dados resultou na verificação da presença de 5 picos de energia, vistos na Figura 4.39. A Tabela 4.5 fornece os períodos destes picos, com suas respectivas energias em termos absolutos ($\text{mb}^2/\text{c}/\text{dia}$), e em relação à energia total contida na série. Através da Tabela 4.5, pode-se ainda perceber que apenas cerca de 20% de toda a energia da série de tempo de pressão atmosférica esteve alocada em períodos com picos significativos em termos energéticos. Os restantes 80% da energia total da série estiveram dispersos em períodos menores do que 2.1 dias (altas frequências).

Comparando-se estes resultados com os obtidos pelo MEM para as séries de deslocamento da bóia (Tabela 4.3), nota-se que o pico de 25.5 dias observado para a série de deslocamento zonal é muito próximo do pico de 25.6 dias da série de dados de pressão atmosférica. Isto indica que a componente de energia na série de deslocamento zonal da bóia centrada no período de 25.5 dias é causada por perturbações atmosféricas neste mesmo período. A falta de sinal energético neste período para a série de deslocamento

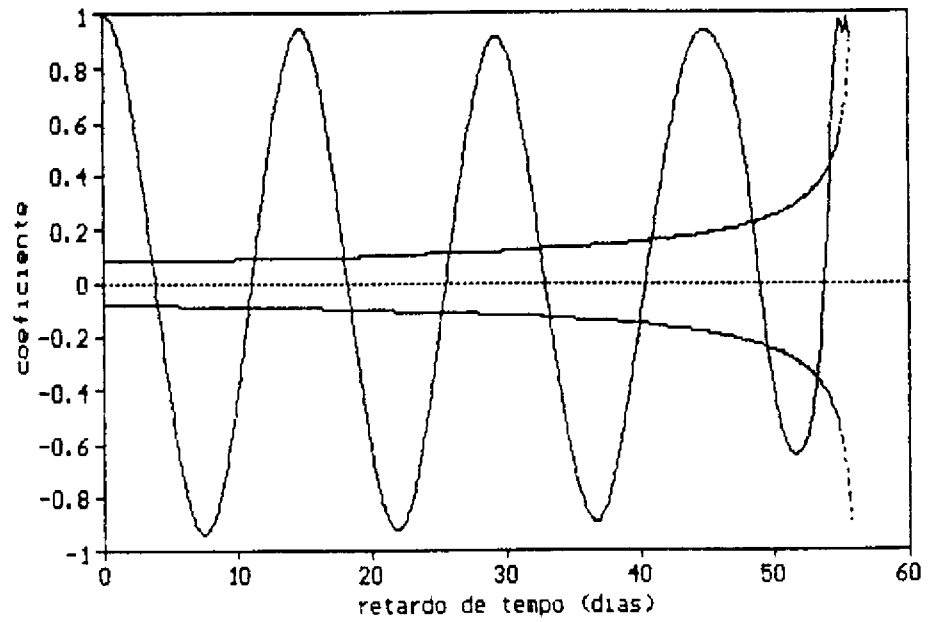


Fig. 4.37 - Auto-correlação para os dados de pressão atmosférica entre janeiro e fevereiro de 1989.

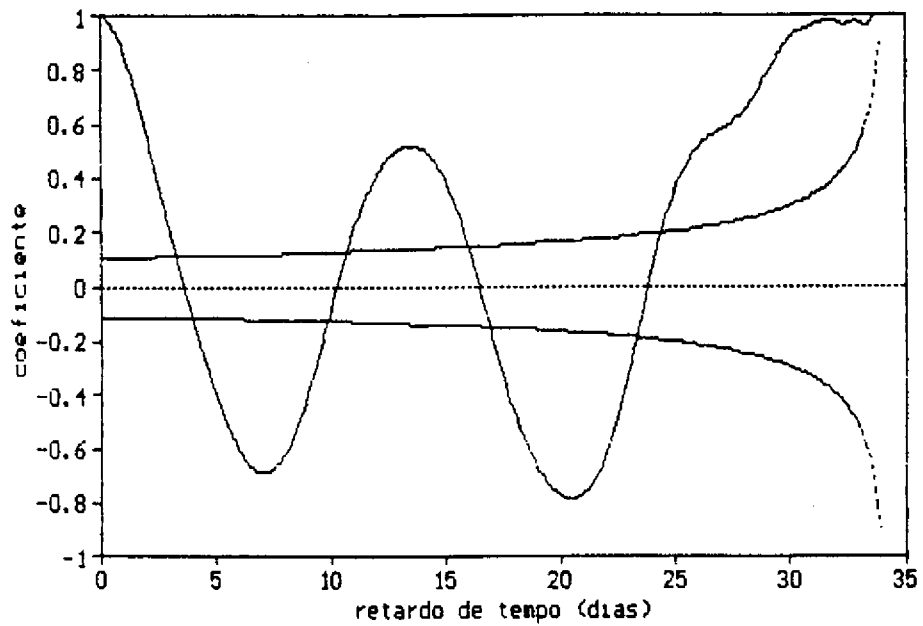


Fig. 4.38 - Auto-correlação para os dados de pressão atmosférica entre 26/01 e 21/02/1989.

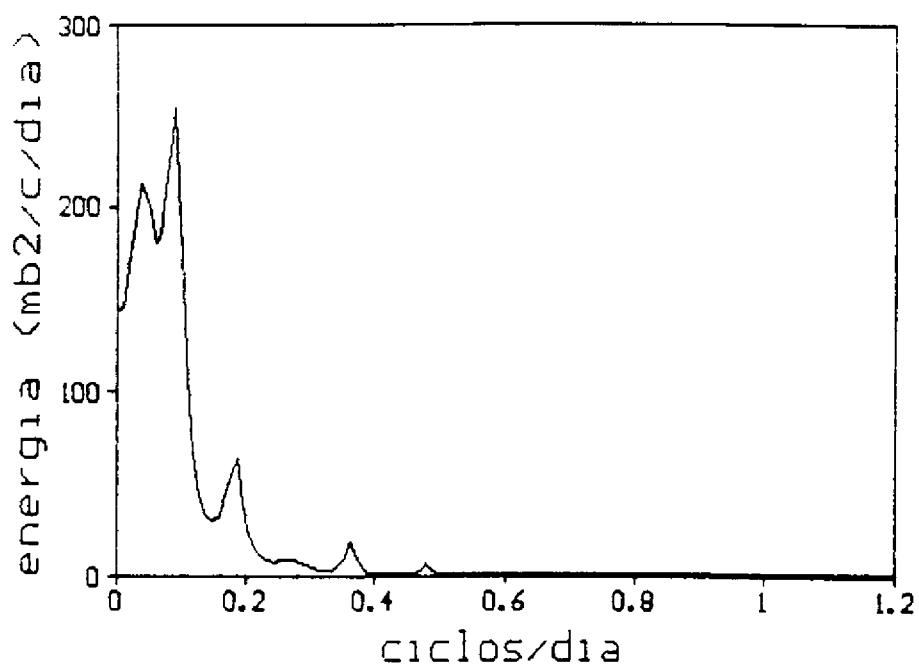


Fig. 4.39 - Picos de energia obtidos pelo MEM para os dados de pressão atmosférica.

TABELA 4.5 - PERIODICIDADES OBTIDAS PELO MEM PARA OS DADOS DE PRESSÃO ATMOSFÉRICA

Período (dias)		Energia ($\text{mb}^2/\text{c}/\text{dia}$)	Porcentagem da Energia Total
Banda	Centro		
29.8-23.0	25.6	213	7.56
12.1-10.8	11.3	254	9.02
5.5-5.2	5.4	63.1	2.24
2.8-2.7	2.7	18.2	0.65
2.1-2.1	2.1	6.9	0.25

meridional da bóia pode indicar uma direção preferencialmente zonal para a transferência de energia entre a atmosfera e o oceano de perturbações com período de 25.5 dias.

Para o pico de 11.3 dias obtido para a pressão atmosférica, não existe correspondência direta com os picos apresentados na Tabela 4.3. Por outro lado, considerando-se a banda para a qual o pico de 11.3 dias é válido (10.8 a 12.1 dias), existe certa sobreposição com a banda de 14.9 a 11.5 dias obtida para a série de dados de deslocamento meridional. Estes resultados indicam que uma transferência de energia entre a atmosfera e o oceano de perturbações com períodos próximos de 11-12 dias também foi verificada neste experimento, porém o período de oscilação do oceano variou um pouco em relação ao período de oscilação do forçante atmosférico.

Os resultados do MEM para a série de dados de pressão atmosférica revelou ainda a presença de um pico em 5.4 dias. Analisando-se os resultados do MEM para as séries de deslocamento da bóia obtiveram-se os picos de 6.4 e 4.6 dias, respectivamente, para as componentes zonal e meridional. As bandas para as quais todos estes picos são válidos não se sobrepõe. No entanto, pode-se especular que os períodos de 6.4 e 4.6 dias evidentes nas séries de deslocamento da bóia também tenham sido gerados por transferência de energia das oscilações atmosféricas de 5.4 dias para o oceano. Da mesma forma discutida anteriormente, efeitos de borda e ressonâncias poderiam modificar, no mar, os períodos das oscilações causadas pelas oscilações de 5.4 dias na atmosfera.

Segundo Sarukhanyan (1987), oscilações no mar com períodos de cerca de 14 dias poderiam estar relacionadas à influência da maré quinzenal Mf, e oscilações com períodos entre 20 a 60 dias seriam ocasionadas pela passagem de vórtices ou meandramento da CCA. Os resultados apresentados aqui para as oscilações da corrente nestes períodos indicam uma influência da atmosfera, em contraste com as hipóteses de Sarukhanyan (1987). Para as oscilações de período entre 5-6 dias, contudo, o forçante atmosfera têm influência nas correntes reportada por Sarukhanyan (1987), em concordância

com os resultados descritos neste trabalho. Não se discute aqui os mecanismos da transferência de momentum entre a atmosfera e o oceano em nenhum dos períodos descritos anteriormente, porém ressalta-se que, para o Oceano Austral, o cisalhamento do vento é o principal agente causador desta (Stein, 1990).

Os picos de energia de 2.1, 2.8 e 5.4 dias obtidos pelo MEM para a série de dados de pressão atmosférica concordam com periodicidades anteriormente descritas para as passagens de frentes atmosféricas na Antártica (Astapenko, 1964). Este autor coloca que as frentes atmosféricas na Antártica são igualmente frequentes em todas as estações do ano, mas os meses de verão e de inverno diferenciam-se em intensidade e extensões verticais dos contrastes de temperaturas das frentes. Nos meses de verão estas frentes são menos ativas e, geralmente, menos frequentemente bem desenvolvidas na troposfera superior.

Astapenko (1964) reporta ainda que a frequência das frentes atmosféricas em diferentes setores da costa está diretamente relacionada à frequência de ciclones. Em áreas de estabelecimento destes, uma frente passa a cada 2 ou 3 dias em média. Em outras áreas da costa (exceto em áreas onde o cavado do anti-ciclone continental prevalece), a média de frequência para a passagem de uma frente é de 3 a 6 dias.

A análise de correlação cruzada entre a série de pressão (dos dias 26 a 52) e as séries de posição zonal e meridional resultaram, respectivamente, nos períodos de 14.9 e 14 dias, significativos ao nível de 95% de confiança (Figuras 4.40 e 4.41). Em ambos os casos, o coeficiente de correlação foi próximo a 0.9 e negativo, indicando que, após os intervalos de tempo de 14.9 e 14 dias, respectivamente, a corrente medida pela bóia responde a um aumento da pressão atmosférica seguindo em sentido negativo, ou seja, variando em posição de Leste para Oeste ou Norte para Sul.

A distância entre a posição da Estação Antártica Com. Ferraz (onde foram colhidos os dados de pressão atmosférica) e o ponto médio da

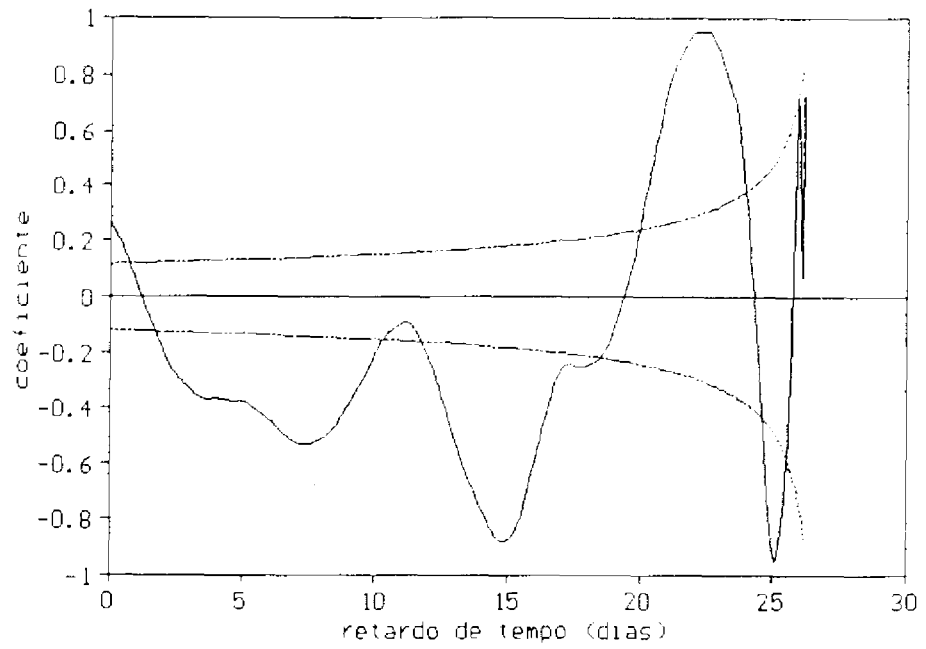


Fig. 4.40 - Correlação cruzada entre a pressão atmosférica e a posição zonal da bóia.

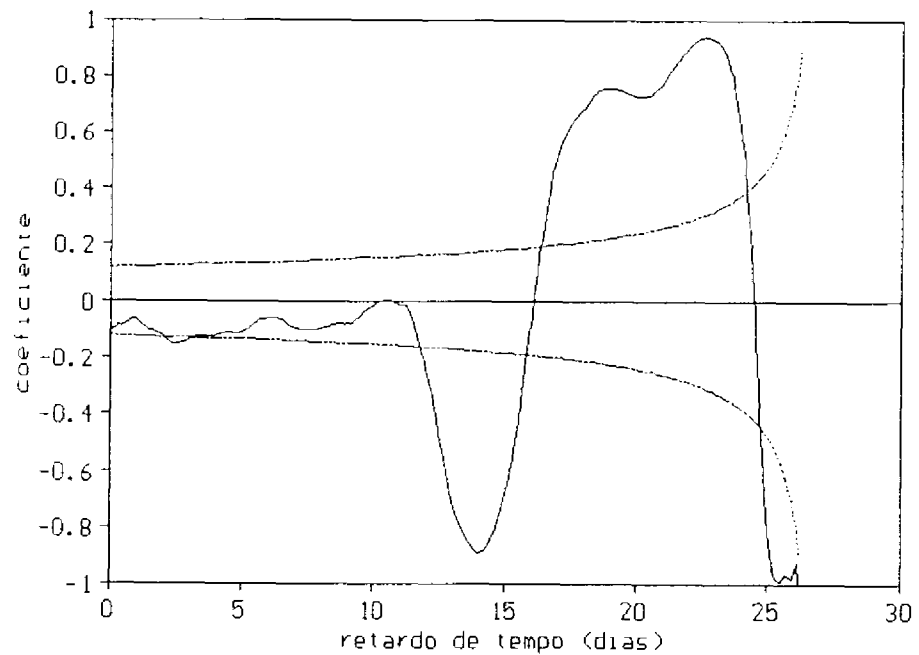


Fig. 4.41 - Correlação cruzada entre a pressão atmosférica e a posição meridional da bóia.

área do experimento percorrida pela bóia é de cerca de 100 Km. Considerando a escala de distância em que ocorrem variações significativas na atmosfera, pode-se supor que as variações de pressão que foram medidas na Estação Com. Ferraz foram as mesmas sentidas nos locais em que a bóia percorreu.

Desta forma, algum retardo de tempo que pudesse existir entre variações de correntes no mar e variações de pressão atmosférica, causado pela distância nos locais de medida destas variáveis, seria desprezível em meso-escala, como é o caso deste trabalho.

Wearn e Baker (1980) encontraram altas correlações entre registros de cerca de três anos de dados de pressão hidrostática ao longo da Passagem de Drake e cisalhamento de vento médio para a direção zonal, nas latitudes entre 40°S e 60°S. Usando dados filtrados, os autores encontraram um coeficiente de correlação de cerca de 0.6, com o vento ocasionando uma diferença no nível do mar após 9 dias.

Wearn e Baker (1980) também notaram que o nível do mar é mais bem correlacionado com o vento (coeficiente de 0.8) na parte Sul da Passagem de Drake, com um retardo de tempo semelhante. Estes autores também concluíram que flutuações no transporte da CCA com períodos menores do que 10 dias parecem ter uma origem mais local, e provavelmente não são correlacionados em uma escala mais global.

Whitworth (1983, citado por Peterson, 1988) calculou o espectro cruzado entre séries de transporte de água da CCA e ventos médios na direção zonal, de 40°S a 65°S, identificando apenas uma banda estreita (16-24 dias) onde as séries foram significantes ao nível de 95% de confiança. Dentro desta banda, o vento produziu uma resposta no transporte após 17 dias.

Os resultados obtidos aqui para as correlações cruzadas de pressão e deslocamentos da bóia não são muito diferentes das escalas de tempo descritas por Wearn e Baker (1980) e Whitworth (1983, citado por

Peterson, 1988). Este tipo de retardo de tempo para a resposta na corrente a um forçamento atmosférico, no entanto, provavelmente foi percebido na região de estudo como função de uma variação atmosférica de caráter de grande escala. Respostas da interação do vento com correntes em meso-escala no Oceano Austral, como as observadas por Silva Jr. (1989), por exemplo, são da ordem de 10 horas.

4.4.2 - MARÉS

A análise dos dados de marés das estações na Ilha Rei Jorge e na Ilha Elefante evidenciaram que estas, nos dois casos, classificam-se como marés de desigualdades diurnas. Através da Tabela 4.6 pode-se perceber a importância relativa das principais componentes de maré nas duas estações, através de suas alturas medidas ou inferidas.

Em termos relativos, cada componente de maré tem amplitudes próximas nas duas estações, apesar do fato de que uma estação foi colocada em uma área de Baía e a outra numa costa mais aberta. Sabendo-se que estas estações localizam-se nos extremos Sul e Norte da área de estudo, é de se esperar que o comportamento da maré nesta área seja muito próximo daquele indicado nas estações maregráficas.

Analisando-se as alturas previstas para o mês de janeiro, obtidas pela análise harmônica dos dados das duas estações maregráficas (Figura 4.42), nota-se que o comportamento da maré ao Sul e ao Norte da área de estudo é muito semelhante. Em ambos os casos ocorreram, nos dias Julianos 10 e 24, as maiores prea-mares ocasionadas por maré de sizígia. Através da previsão para o mês de fevereiro (estação da Ilha Rei Jorge), as prea-mares de sizígia foram notadas para os dias Julianos 39 e 52.

O resultado da correlação cruzada entre os dados de altura prevista para o nível do mar na Ilha Rei Jorge, e de posição zonal e meridional da bóia de deriva, é ilustrado nas Figuras 4.43 e 4.44. Nota-se, nestas figuras, que para os "lags" de um dia os coeficientes de correlação

oscilam em amplitude, demonstrando a influência das marés diurnas. Em ambos os casos, para o retardo de tempo de 10 dias são obtidos os maiores valores para os coeficientes de correlação, porém estes não foram significativos ao nível de 95% de confiança.

TABELA 4.6 - PRINCIPAIS COMPONENTES DE MARÉ E SUAS RESPECTIVAS ALTURAS (cm) NAS ILHAS REI JORGE E ELEFANTE

Componentes		Estação Maregráfica	
		Ilha Rei Jorge	Ilha Elefante
Semi-diurnas			
Lunar Principal	M ₂	46.70	47.01
Solar Principal	S ₂	24.81	25.56
Lunar Elíptica Maior	N ₂	5.68	7.36
Lunissolar Declinacional	K ₂	Δ 6.75	Δ 6.95
Lunar Elíptica Menor	L ₂	5.21	2.01
Solar Elíptica Maior	T ₂	Δ 1.46	Δ 1.51
Diurnas			
Lunissolar Declinacional	K ₁	27.04	20.00
Lunar Principal	O ₁	29.10	21.84
Solar Principal	P ₁	Δ 8.95	Δ 6.62
Lunar Elíptica Maior	Q ₁	6.24	5.01
Lunar Elíptica Pequena	J ₁	• 1.35	0.89
Lunar Elíptica Menor	M ₁	• 2.17	2.18
Longo Período			
Lunar Mensal	Mm	10.76	7.83
Lunar Semi-quinzenal	Msf	5.67	6.92

Nota: Na Tabela 4.6 (*) representa alturas fora do intervalo de confiança;
(Δ) representa alturas inferidas.

Nota-se, ainda nas Figuras 4.43 e 4.44, que as oscilações de período diurno, causadas pela maré, e a oscilação de período de 10 dias sobrepõe-se. A oscilação de grande período verificada aqui diz respeito ao retardo de tempo em que a corrente medida pela bóia de deriva levou para responder a uma variação na maré. A significância deste "lag" de dez dias

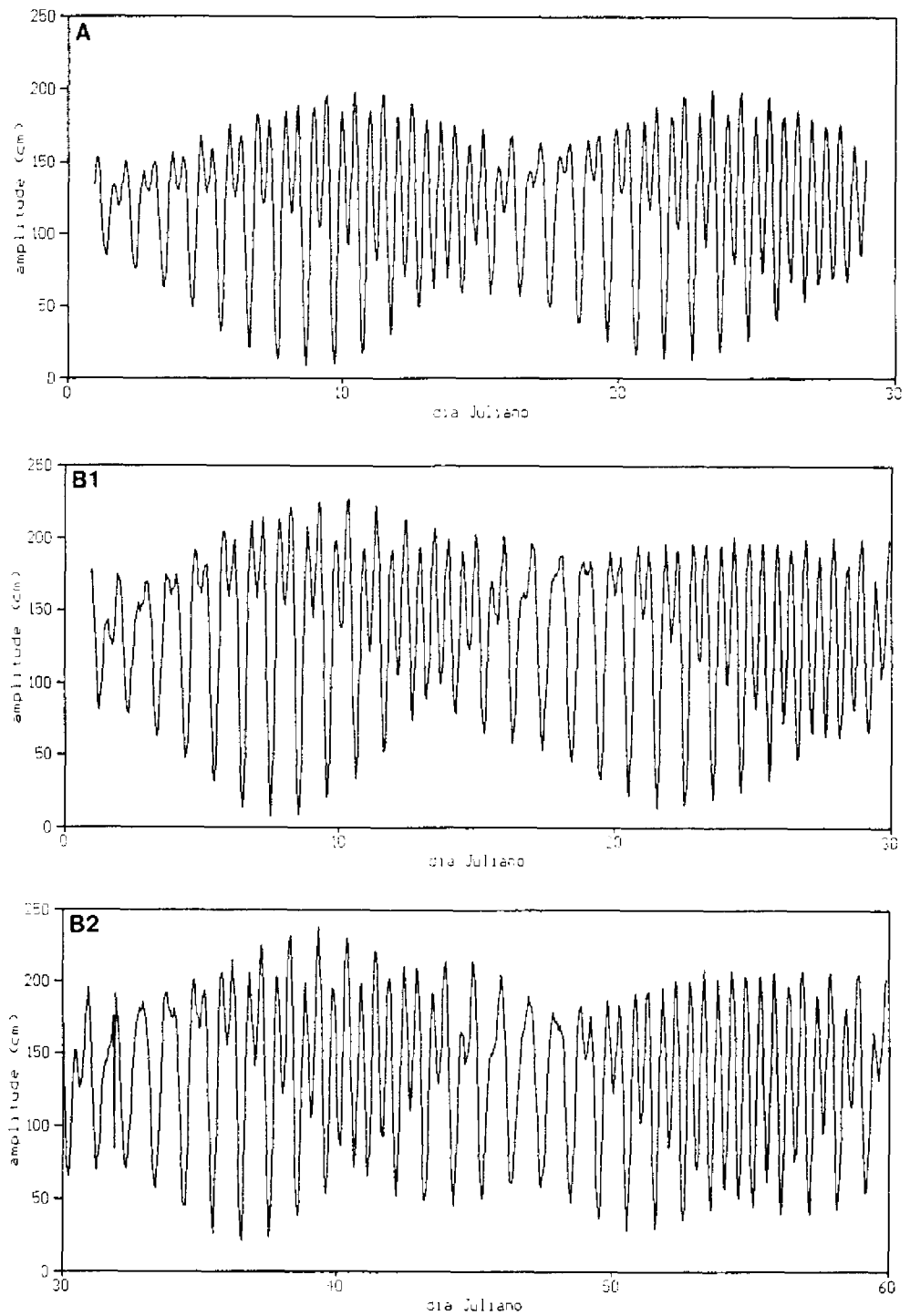


Fig 4.42 - Alturas previstas para o nível do mar nas estações da Ilha Elefante (A) e Rei Jorge (B1, B2).

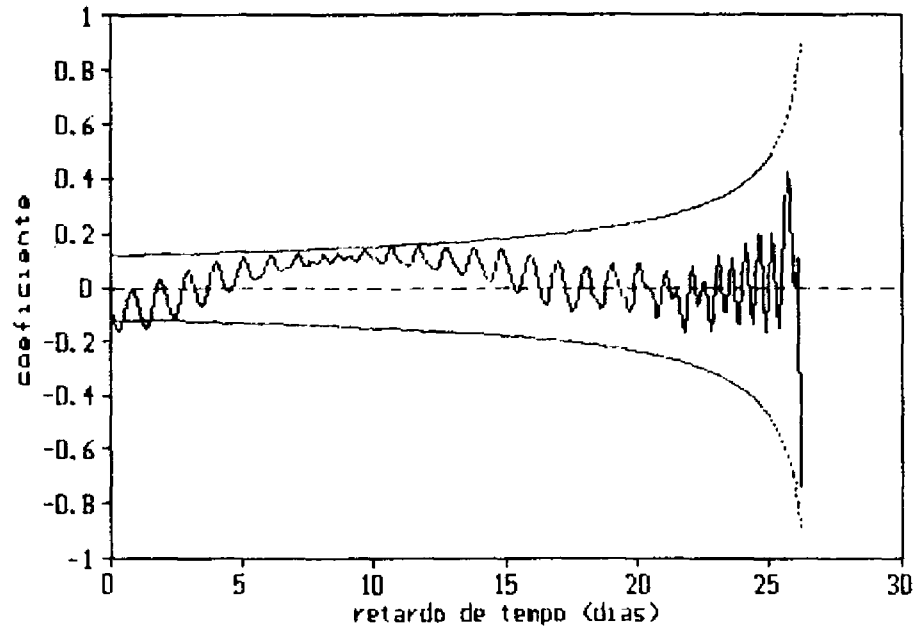


Fig. 4.43 - Correlação cruzada entre a maré medida na Ilha Rei Jorge e a componente zonal da trajetória da bóia.

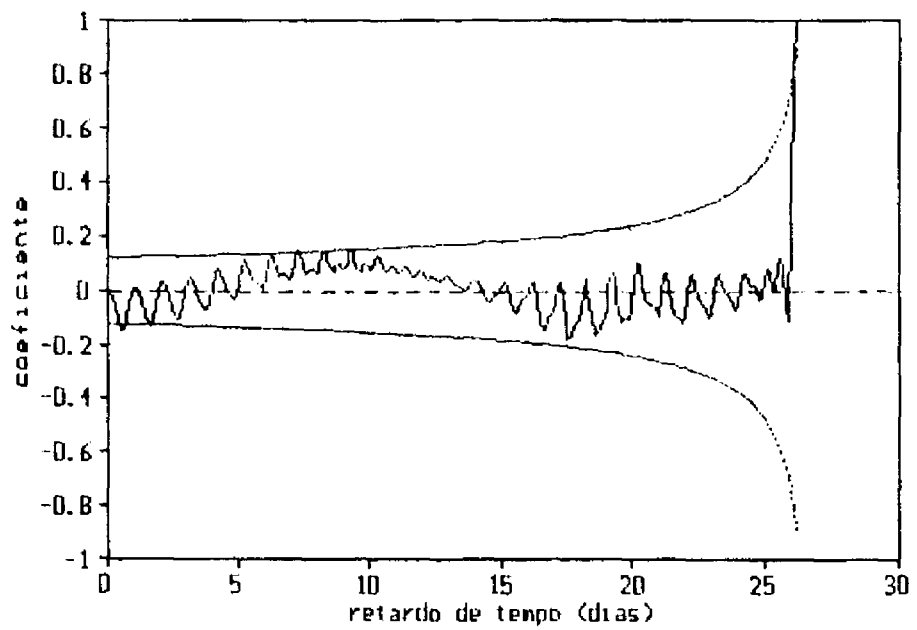


Fig. 4.44 - Correlação cruzada entre a maré medida na Ilha Rei Jorge e a componente meridional da trajetória da bóia.

não atingiu 95% de confiança, porém aproximou-se deste valor. Para um teste menos rigoroso, ou caso a influência das marés diurnas fosse suprimida das séries de tempo, o "lag" de 10 dias tenderia a ser confiável.

Utilizando-se dados referentes às fases da Lua para a época deste experimento, disponíveis no Anuário Astronômico do IAG-USP (Anuário Astronômico, 1989), notou-se que as Luas Nova e Cheia ocorreram, respectivamente, nos dias Julianos 37 e 51. Uma análise de correlação cruzada entre estes dados e das posições zonal e meridional da bóia (não apresentada aqui), indicou o mesmo "lag" de 10 dias descrito para as análises com a maré. Isto indica a consistência dos dados de maré com os de fases da Lua, e do retardo de tempo em que as correntes na área deste estudo levaram para responder a estes forçantes.

De acordo com o "lag" de 10 dias, a bóia respondeu a uma variação significativa de maré por volta do dia Juliano 36. Como foi discutido anteriormente (Cap. 4, Seção 4.1), a bóia de deriva descreveu anéis ("loops") de período diurno no intervalo de tempo do dia Juliano 30 ao 39, coincidentes em espaço, como já visto (Cap. 4, Seção 4.2), com a presença de uma frente oceânica nas proximidades da Ilha Rei Jorge. A análise visual das séries de tempo de deslocamento residual da bóia (Figura 4.2), no entanto, mostra que nas proximidades dos dia Juliano 36 ocorreram as maiores amplitudes de deslocamentos para Sul e para Oeste descritos pela bóia.

O conjunto de dados anteriormente descritos neste trabalho leva a concluir-se que os "loops" descritos pela bóia foram em realidade gerados por marés diurnas. Os dados de maregrafia, porém, demonstram que a intensificação das amplitudes destas componentes diurnas por maré de sizígia não gerou estes anéis. Ao contrário disso, os anéis dissipam-se na época da sizígia do dia 39.

Conclui-se também que a presença da frente oceânica nas proximidades da Ilha Rei Jorge, quando detectada pelo derivador lagrangeano

utilizado neste trabalho, fez com que a característica de maré da região de estudo (desigualdades diurnas) fosse acentuada na trajetória deste derivador, independente das grandes diferenças de amplitude causadas pela sizígia. O derivador deixou de apresentar os "loops" em sua trajetória não pela intensificação ou diminuição das amplitudes das marés, mas pelo afastamento da zona de frente oceânica nas proximidades da Ilha Rei Jorge.

CAPÍTULO 5

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho apresentou uma descrição sinótica da corrente superficial entre as Ilhas Rei Jorge e Elefante, Antártica, no verão de 1989. Para tal, foram utilizados dados de uma bóia de deriva de fabricação nacional rastreada pelos satélites NOAA 10 e 11, via serviço ARGOS. Dados oceanográficos e meteorológicos auxiliares, medidos *in situ*, serviram de base para um estudo das relações entre das correntes superficiais e seus forçantes, e para a descrição das feições oceânicas da área de estudo durante o verão de 1989.

O sistema de rastreamento ARGOS, utilizado para fornecer os dados de posição da bóia, é um sistema global que permite a localização de plataformas móveis, com precisões de até 110 metros. O número médio de localizações por dia para uma determinada plataforma móvel aumenta com o aumento da latitude em que esta plataforma se encontra, o que é uma vantagem para estudos em regiões de altas latitudes.

Para este experimento, o número médio de localizações por dia para a bóia de deriva foi de 16.2, variando entre 14 e 20. Este valor médio é superior ao previsto para a latitude média da área de estudo, comprovando a alta eficiência de transmissão de dados da bóia oceanográfica utilizada neste estudo.

A boa precisão de posicionamento capaz de ser fornecida pelo sistema ARGOS, em conjunto com a alta eficiência de transmissão das PCDs das bóias de deriva brasileiras, permitem com que a utilização dos dados de posição destas bóias na Antártica possa fornecer uma descrição sinótica de correntes marinhas em meso-escala. Trabalhos anteriores, feitos através do projeto MEDICA, demonstraram ainda que este tipo de instrumentação tem a

capacidade de detectar a presença de feições oceânicas importantes, como, por exemplo, frentes.

Como resultado importante deste estudo, a bóia de deriva mostrou-se apta a evidenciar a presença de duas frentes oceânicas mapeadas a partir dos dados oceanográficos utilizados neste trabalho. A primeira destas frentes, localizada a Oeste da área de estudo, perto da Ilha Rei Jorge, fez com que a trajetória da bóia invertesse de direção e evidenciasse anéis ("loops") com período diurno. Estes anéis, causados por maré, tiveram energias dispostas em maior porção na componente zonal, em concordância com evidências anteriormente obtidas através de correntômetros, descritas na literatura para a região da Antártica.

O período diurno dos anéis da trajetória da bóia comprovou a importância da componente de maré diurna para a região do experimento, conforme verificado através de dados de marégrafos instalados na Ilha Rei Jorge e na Ilha Elefante. A ocorrência da maré de sizígia não foi fator causador nem limitante para o surgimento destes "loops" descritos pela bóia de deriva. A presença da frente oceânica fez com que se evidenciasse, na trajetória descrita pela bóia, a característica de maré da região (desigualdades diurnas), pois os "loops" de período diurno dispersaram-se quando a bóia abandonou a área desta frente.

A segunda frente oceânica detectada pela bóia fez com que esta defletisse fortemente para Sul. Formada pelo encontro de águas mais frias e salinas provenientes do Mar de Weddell com águas de influência do Mar de Bellingshausen, esta frente oceânica teve sua orientação concordante com a direção Sudoeste-Nordeste do Estreito de Bransfield. A influência da topografia do Estreito de Bransfield também foi verificada na direção da borda de um grande pacote de gelo presente nas imediações da área de estudo durante o experimento, e comprova a influência do Estreito na área ao Norte deste.

Em termos de velocidade, a corrente média superficial medida pela bóia foi de 7.5 cm/s. Sua direção foi altamente zonal, com ângulo de 89°. Estas características diferiram-se muito da circulação superficial geostrófica local, calculada em relação ao nível de 200 db, com velocidades de 2 cm/s na direção Norte para a superfície e para 10 metros de profundidade (profundidade do elemento de arrasto da bóia de deriva).

Examinando-se as correntes produzidas por vento (pelo modelo de Ekman) em superfície e a 10 metros de profundidade, obtiveram-se as velocidades de 21 cm/s e 8.5 cm/s nas direções de 108° e 25°, respectivamente. Com estes resultados, especula-se que a corrente medida pela bóia tenha possuído uma forte componente causada pela ação do vento.

Analisando-se as energias cinéticas Média (ECM) e de Vórtices (ECV), foram obtidos os valores de 28.1 cm²/s² e 357.4 cm²/s², respectivamente. Dos 385.5 cm²/s² da Energia Cinética Total, 91.7% deveram-se a perturbações temporalmente dependentes, expressas pela ECV. O valor obtido para a ECV neste trabalho é muito próximo ao valor médio para o Oceano Austral calculado por Danialt et al. (1984), e indicou que, apesar do fluxo da corrente superficial ter sido altamente zonal, ele foi pouco estável.

A análise espectral via MEM das séries de tempo dos dados de deslocamento residual da bóia (km) mostrou que 75.9% da energia total contida na série de deslocamento zonal esteve disposta nos períodos de 14.9 a 37.7 dias. No caso da série de deslocamento meridional, 66.2% da energia esteve dispersa em períodos de 11.5 a 21.2 dias. Dentro destes períodos, o procedimento da auto-correlação evidenciou os picos de 21.7 e 11.5 dias para as séries zonal e meridional, respectivamente.

Ainda através da análise espectral, picos de 6.4 e 4.6 dias foram obtidos para as séries zonal e meridional, respectivamente. O período diurno foi detectado para as duas séries, e comprovou a influência das marés diurnas na trajetória da bóia. Através da MEM detectou-se também que a

energia contida na série zonal é cerca de uma ordem de magnitude maior que a energia contida na série de deslocamento meridional.

Analisando-se a série de tempo de pressão atmosférica, medida na Estação Antártica Com. Ferraz entre janeiro e fevereiro de 1989, obteve-se uma média de 993.9 mb, com evidência de sinais de alta frequência bem marcados a partir de 10/02/89. O procedimento de auto-correlação para a pressão atmosférica revelou um período de cerca de 14 dias. Os resultados da MEM, por outro lado, revelaram picos de alta energia centrados em 25.6, 11.3, 5.4, 2.7 e 2.2 dias. Os picos de períodos menores que 5.4 dias obtidos aqui concordam com descrições feitas por Astapenko (1964) para as periodicidades das passagens de frentes atmosféricas na Antártica.

Pela comparação dos resultados da auto-correlação e MEM, obtidos para as séries de tempo dos deslocamentos residuais da bóia e de pressão atmosférica, evidenciou-se que a atmosfera foi responsável por oscilações sentidas na corrente superficial em períodos próximos a 25.5, 11-12 e 5-6 dias. Os dois primeiros períodos atribuídos ao forçamento atmosférico discordam de hipóteses anteriormente feitas na literatura consultada. As respostas da corrente ao forçamento atmosférico foram distintas em termos zonal e meridional, sendo que ocorreu maior consistência dos resultados para o eixo zonal. O maior nível energético da componente zonal da série de tempo de posição da bóia pode ter sido responsável por esta maior consistência de resultados.

Através do método da correlação cruzada verificou-se que os retardos de tempo para a bóia responder a uma variação significativa na pressão atmosférica foram de 14.9 e 14 dias para os eixos zonal e meridional, respectivamente. Os coeficientes de correlação, em ambos os casos, foram de -0.9, altamente significativos ao nível de 95% de confiança. Em termos práticos, o sinal negativo da correlação mostra que uma variação positiva (acréscimo) da pressão atmosférica causa um deslocamento da bóia em sentido negativo, ou seja, uma variação em posição de Leste para Oeste ou de Norte para Sul.

Os resultados obtidos para o retardo de tempo entre uma variação atmosférica (medida aqui através da pressão) e subsequente resposta na corrente superficial marinha (medida pelo deslocamento da bóia) são consistentes com as escalas de tempo descritas por Wearn e Baker (1980) e Whitworth (1983, citado por Peterson, 1988). Este retardo de tempo, no entanto, provavelmente foi sentido na região de estudo em função de uma variação atmosférica de grande escala.

O procedimento de correlação cruzada aplicado entre os dados de maré prevista na Ilha Rei Jorge, e de deslocamentos zonal e meridional da bóia, também revelou a influência das marés diurnas na trajetória da bóia. Os coeficientes de correlação, no entanto, não foram significativos ao nível de 95% de confiança. Um retardo de tempo de 10 dias foi ainda verificado, também não estatisticamente significativo. Este "lag" de 10 dias também foi obtido na correlação de uma série de tempo de fases da Lua com as séries de deslocamento da bóia, evidenciando a consistência dos dados de maré (componentes de longo período) com as fases da Lua.

Considerando-se a trajetória seguida pela bóia de deriva a partir do dia Juliano 32, quando esta começou a se afastar da primeira frente oceânica, observou-se que a corrente superficial seguiu uma massa de água de densidade entre 27.2 e 27.3. A velocidade média para a corrente nesta porção da trajetória da bóia foi de 11.2 cm/s, e esta foi mais estável, apresentando uma ECM de $63.2 \text{ cm}^2/\text{s}^2$, em contraste com o valor de $28.1 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ da corrente medida pela trajetória total.

Estes dados indicam que a bóia de deriva deste experimento, além de evidenciar duas frentes oceânicas, o forçamento da corrente superficial pela pressão atmosférica e a influência da maré, também se mostrou apta a seguir uma massa de água superficial de características oceanográficas mais estáveis. Apesar do caráter "pseudo-lagrangeano" de suas medidas, a bóia brasileira para uso na Antártica tem a capacidade de seguir com certa precisão uma massa de água específica.

Como recomendações para trabalhos futuros sugere-se a utilização de um conjunto de bóias de deriva com a finalidade de modelar os padrões de difusão dos vórtices da CCA. O lançamento destas bóias em regiões de frentes oceânicas conhecidas poderia ainda, conforme comentado por Krauss e Böning (1987), fornecer dados para uma boa parametrização dos processos de mescla em meso-escala causada por estes vórtices.

A utilização dos dados dos sensores de temperatura de bóia de deriva, assim como os de vento, será um passo importante para o conhecimento dos processos de interação oceano-atmosfera no Oceano Austral. Interações entre vórtices de meso-escala e a atmosfera adjacente poderiam, da mesma forma, ser mais bem entendidas a partir do uso dos dados ambientais colhidos por bóias nacionais na Antártica.

Considerando a escassa frota oceanográfica nacional, e a natureza dos custos para a obtenção de grandes séries de tempo de dados oceanográficos, a metodologia de Sensoriamento Remoto para a tomada de dados oceanográficos via PCDs parece ser uma saída rápida e barata para o Brasil. No caminho para o começo da "era espacial" brasileira, através do lançamento do satélite nacional SCD-1, dentro da MECB, a utilização de PCDs nos diversos campos da Ciência para a tomada de dados ambientais em áreas remotas deve ser incentivada no Brasil.

Para a Oceanografia nacional, a disponibilidade de um instrumento de comprovada eficiência para seguir determinada massa de água, detectar frentes oceânicas, evidenciar influências da atmosfera ou marés, por exemplo, no mar, é de especial relevância. Espera-se que, com a operacionabilidade do SCD-1, e/ou a ampla utilização do sistema global ARGOS, o Brasil passe a preocupar-se mais com seus mares e com o próprio Oceano Austral, mostrando uma auto-suficiência para a coleta de dados oceanográficos aliada à forte ferramenta do Sensoriamento Remoto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARGOS **Location and data collection satellite system - user's guide.** Toulouse, France, Service ARGOS, 1984. 36 p.
- _____ **User manual.** Toulouse, France, CLS/Service ARGOS, 1988.
- _____ **Guide to the Argos system.** Toulouse, France, CLS/Service ARGOS, 1989.
- Astapenko, P.D. Frequency and rate of movement of cyclones and fronts. In: _____ **Atmospheric processes in high latitudes of the Southern Hemisphere.** Jerusalem, Israel Program for Scientific Translations, 1964. cap. 4, p. 60-74.
- Bryan, K.; Manabe, S.; Pacanowski, R.C. A global ocean-atmosphere climate model. Part II. The ocean circulation. **Journal of Physical Oceanography**, 5(1):30-46, Jan. 1975.
- Bryden, H.L. The Southern Ocean. In: Robinson, A.R., ed. **Eddies in marine science.** Berlin, Springer-Verlag, 1983. p. 265-277.
- Cacciari, P.L. **Estudo descritivo sobre vórtices de núcleos quentes e frios incorporados à circulação oceânica, no limite Oeste do Atlântico Sul.** (Dissertação de Mestrado em Oceanografia Física) - Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1986. 56 p.
- Capella, J.E. **Circulation and temperature effects on the development and distribution of the eggs and larvae of the Antarctic krill, *Euphausia superba*: a modeling study.** (Doctoral Dissertation) - Office of Graduate Studies of Texas A&M University, Dec. 1989. 162 p.

- Carvalho, P.R.A; Stevenson, M.R. **Sistema PCD-ARGOS para bóia oceanográfica.** São José dos Campos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1989. 33 p. (INPE-4799-NTI/291).
- Clark, D.D. Enhancements to the ARGOS System. In: North American NOAA Polar Orbiter Users Group First Meeting, Boulder, CO, July 14-16, 1987. **Proceedings.** Boulder, CO, NOAA National Geophysical Data Center, Dec. 1987, p. 102-104.
- Clowes, A.I.J. Hydrology of the Bransfield Strait. **Discovery Reports,** 9:1-64, 1934.
- Coastes, J.L. The Nimbus-F Random Access Measurement System (RAMS). **IEEE Transactions on Geoscience Electronics,** GE-13(1):18-27, Jan. 1975.
- Conrad, V.; Pollak, L. **Methods in climatology.** Cambridge, Harvard University Press, 1950. 459 p.
- Cote, C. The development of the satellite location and data collection system within the National Aeronautics and Space Administration. In: Free drifting buoys - AIAA Drift Buoy Symposium. Hampton, VA, May 22-23, 1974. **Proceedings.** Hampton, VA, NASA/AIAA, 1974, p. 351-371. (NASA CP-2003).
- Daniault, N.; Menard, Y. Eddy kinetic energy distribution in the Southern Ocean from altimetry and FGGE drifting buoys. **Journal of Geophysical Research,** 90(11):11877-11889, 1985.
- Daniault, N.; Menard, Y.; Gonella, J. Eddy kinetic energy distribution in the Southern Ocean from Seasat altimeter and FGGE drifting buoys. In: Gautier, C.; Fieux, M., ed. **Large-scale oceanographic experiments and satellites.** Dordrecht, Holland, D. Reidel, 1984. p. 41-56. (NATO ASI Series - Series C: Mathematical and Physical Sciences, v. 128).
- Deacon, G.E.R. The Antarctic Ocean. **Interdisciplinary Science Reviews,** 2(2):109-123, 1977a.

Deacon, G.E.R. Antarctic water masses and circulation. In: Dunbar, M.J., ed. **Polar oceans**. Calgary, Alberta, Arctic Institute of North America, 1977b, p. 11-16.

_____ **The Antarctic Circumpolar Ocean**. Great Britain, Cambridge University Press, 1984. 180 p.

Delmas, G. Le Project ARGOS. **L'Aeronautique et L'Astronautique**, (60):63, 1976.

Emery, W.J.; Royer, T.C.; Reynolds, R.W. The anomalous tracks of North Pacific drifting buoys 1981 to 1983. **Deep-Sea Research**, 32(3):315-347, 1985.

ENGESPAÇO **Manual da PCD/ARGOS**. São José dos Campos, s.d.

Garrett, J.F. Availability of the FGGE drifting buoy system data set. **Deep-Sea Research**, 27A:1083-1086, 1980.

Gordon, A. L. Recent physical oceanographic studies of Antarctic waters. In: Quan, L.O., ed. **Research in the Antarctic**. Washington, DC, AAAS, 1971. p. 609-629. (Publication n. 93).

_____ Spatial and temporal variability within the Southern Ocean. In: Sahrhage, D., ed. **Antarctic Ocean and resources variability**. Berlin, Springer-Verlag, 1988. p. 41-56.

Gros, P.; Guichard, H. **SPOT/ARGOS accurate location experiment**. [Toulouse, France], CLS/Service ARGOS, juil., 1989. 25 p.

Hofmann, E.E. The large-scale horizontal structure of the Antarctic Circumpolar Current from FGGE drifters. **Journal of Geophysical Research**, 90(C4):7087-7097, July 1985.

Husson, J-C.; Bessis, J-L. Le systeme de localisation et collecte de donnes ARGOS. In: CNES **Space oceanology**. Toulouse, France, 1982. p. 601-617.

Anuario Astronômico 1989. São Paulo, USP-IAG, 1989.

International Council of Scientific Unions / World Meteorological Organization (ICSU/WMO) **The First GARP Global Experiment: FGGE drifting buoy system summaries of individual buoy histories**. Geneva, Secretary of the World Meteorological Organization, Dec., 1980. 811 p.

Ikeda, Y.; Mascarenhas Jr., A.S.; Cacciari, P.L.; Nonato, L.V. Um levantamento sinótico das convergências Antártica e Subtropical. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 58:111-116, 1986a.

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 Ciências**, 58:117-135, 1986b.

Johnson, M.A. Southern Ocean surface characteristics from FGGE buoys. **Journal of Physical Oceanography**, 19:696-705, 1989.

Kane, R.P.; Trivedi, N.B. **Comparison of maximum entropy spectral analysis (MESA) and least-squares linear prediction (LSLP) methods for some artificial samples**. São José dos Campos, INPE, 1982. 6 p. (INPE-2044-RPI/051)

Kantor, I.J.; Trivedi, N.B. Espectro de potência do campo geomagnético pelo método da entropia máxima. **Revista Brasileira de Física**, 10(3):569-595, 1980.

Kaufeld, L. Variability of the atmospheric circulation over the Drake Passage, Scotia Sea and Weddell Sea. In: Sahrhage, D., ed. **Antarctic Ocean and resources variability**. Berlin, Springer-Verlag, 1988. p. 21-32.

- Keeley, J.R.; Taylor, J.D. **Data products from the First GARP Global Experiment.** Ottawa, Ontario, Marine Environmental Data Service, 1981. 181 p. (Manuscript Report Series No. 57).
- Kelly, R.; Blanco, J.L.; Diaz, M. Hidrografia del Estrecho Bransfield durante el verano austral 1984 (SIBEX - Fase I). **Serie Cientifica INACH**, (33):15-48, 1985.
- Kelly, R.; Blanco, J.L. Hidrografia del Estrecho Bransfield durante el verano austral 1985 (SIBEX - Fase II, Chile). **Serie Cientifica INACH**, (35):7-30, 1986.
- Kidwell, K.B. **NOAA polar orbiter data users guide:** (TIROS-N, NOAA-6, NOAA-7, NOAA-8, NOAA-9, NOAA-10, NOAA-11, and NOAA-12). Washington, D.C., NOAA, 1991.
- Kozak, R.P.; Partridge, R.M. The role of drifting buoys in the Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA) Program. In: **OCEANS 85 - Ocean Engineering and the Environment**, San Diego, CA, Nov. 12-14, 1985. **Proceedings.** San Diego, CA, Marine Technology Society / IEEE - Ocean Engineering Society, 1985, p. 1317-1325.
- Krauss, W.; Böning, C.W. Lagrangian properties of eddy fields in the northern North Atlantic as deduced from satellite-tracked buoys. **Journal of Marine Research**, 45:259-291, 1987.
- LaFond, E.C. **Processing oceanographic data.** Washington, DC, U.S.Navy Hydrographic Office, 1951. 114 p. (H.O. Pub. No. 614).
- Large, W.G.; van Loon, H. Large scale, low frequency variability of the 1979 FGGE surface buoy drifts and winds over the Southern Hemisphere. **Journal of Physical Oceanography**, 19(2):216-232, 1989.

- Mann, C.R. Currents and water masses in the vicinity of Drake Passage. In: Dunbar, M.J., ed. **Polar oceans**. Calgary, Alberta, Arctic Institute of North America, 1977. p. 121-127.
- McNally, G.L. Satellite-tracked drifting buoy observations of the near-surface flow in the eastern mid-latitude North Pacific. **Journal of Geophysical Research**, 86(C9):8022-8030, Sep. 1981.
- McNally, G.L.; Patzert, W.C.; Kirwan Jr., A.D.; Vastano, A.C. The near-surface circulation of the North Pacific using satellite tracked drifting buoys. **Journal of Geophysical Research**, 88(C12):7507-7518, Sept. 1983.
- McNally, G.L.; White, W.B. Wind driven flow in the mixed layer observed by drifting buoys during Autumn-Winter in the mid-latitude North Pacific. **Journal of Physical Oceanography**, 15(6):684-694, 1985.
- Monahan, E.C.; Hawkins, P.C.; Monahan, E.A. **Surface current drifters: evolution and application**. Ann Arbor, MI, Michigan Sea Grant Program, 1974. (Report MICHU-SG-74-603).
- Motta, A.G. Informações sobre os sistemas de coleta de dados via satélite. Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 6., Workshop sobre PCDs, 3., Manaus, 24-29 de jun., 1990.
- Motta, A.G.; Almeida, F.C.; Molion, L.C.B.; Barbosa, M.N; Carvalho, P.R.A. **O programa nacional de plataformas de coleta de dados: Informações técnicas aos usuários**. São José dos Campos, INPE, 1984. 35 p. (INPE-3137-NTE/219).
- Nowlin, W.D.Jr.; Clifford, M. The kinematic and thermohaline zonation of the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage. **Journal of Marine Research**, 40:481-507, 1982.

- Nowlin, W.D.Jr.; Pillsbury, R.D.; Bottero, J. Observations of kinetic energy levels in the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage. **Deep-Sea Research**, 28(1):1-17, 1981.
- Nowlin, W.D.Jr.; Whitworth, T.; Pillsbury, R.D. Structure and transport of the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage from short-term measurements. **Journal of Physical Oceanography**, 7(6):788-802, 1977.
- Paixão Netto, R. G. A Antártica e sua importância para o Brasil. **Segurança e Desenvolvimento**, (201):27-45, Jun. 1985.
- Panofsky, H.A.; Brier, G.W. **Some applications of statistics to meteorology**. Pennsylvania, University Park, 1968. 224 p.
- Patterson, S.L. Surface circulation and kinetic energy distributions in the Southern Hemisphere oceans from FGGE drifting buoys. **Journal of Physical Oceanography**, 15(7):865-884, July. 1985.
- Paviglione, A.M.; Ikeda, Y.; Cacciari, P.L. Estrutura térmica do Estreito de Bransfield e da Passagem de Drake. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 58:149-156, 1986.
- Peterson, R.G. On the transport of the Antarctic Circumpolar Current through Drake Passage and its relation to wind. **Journal of Geophysical Research**, 93(C11):13993-14004, Nov. 1988.
- Piola, A.R.; Figueroa, H.A. ; Bianchi, A.A. Some aspects of the surface circulation south of 20°S revealed by First GARP Global Experiment drifters. **Journal of Geophysical Research**, 92(C5):5101-5114, May. 1987.
- Pond, S.; Pickard, G.L. **Introductory Dynamic Oceanography**. 2.ed. Oxford, England, Pergamon, 1983. 241 p.
- Post-FIBEX Hydrographic Data Interpretation Workshop, 1., Hamburg, FGR, 20-26 Sept., 1982. 11 p. (BIOMASS Report Series no. 30).

Press, W.H.; Flannery, B.P.; Teukolsky, S.A.; Vetterling, W.T. Fourier transform spectral methods. In: _____ **Numerical recipes - the art of scientific computing**. Cambridge, Cambridge University Press, 1989. cap. 12, p. 430-435.

Radosky, H.R.; Fougere, P.F.; Zawalick, E.J. A comparison of power spectral estimates and applications of the maximum entropy method. **Journal of Geophysical Research**, 80(4):619-625, 1975.

Reid, J.L.; Nowlin, W.D.Jr. Transport of water through the Drake Passage. **Deep-Sea Research**, 18:51-64, 1971.

_____ On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: flow patterns, tracers and transports. **Progress in Oceanography**, 23(3):149-244, 1989.

Richardson, P.L. Gulf Stream trajectories measured with free-drifting buoys. **Journal of Physical Oceanography**, 11(7):999-1010, July 1981.

_____ Eddy kinetic energy in the North Atlantic from surface drifters. **Journal of Geophysical Research**, 88(C7):4355-4367, May 1983.

Richardson, P.L.; Reverdin, G. Seasonal cycle of velocity in the Atlantic North Equatorial Countercurrent as measured by surface drifters, current meters, and ship drifts. **Journal of Geophysical Research**, 92(C4):3691-3708, Apr. 1987.

Robinson, I.S. **Satellite oceanography: an introduction for oceanographers and remote-sensing scientists**. Chichester, Ellis-Horwood, 1985. 455 p.

Royer, T.C.; Emery, W.J. Circulation in the Bering Sea, 1982-83, based on satellite-tracked drifter observations. **Journal of Physical Oceanography**, 14:1914-1920, 1984.

Sarukhanyan, E'.I. **Structure and variability of the Antarctic Circumpolar Current.** New Delhi, India, A.A. Balkema/Rotterdam, 1987. 108 p. (Russian Translations Series No. 44).

Sciremammano, F.Jr.; Pillsbury, R.D.; Nowlin, W.D.Jr., Whitworth, T.III. Spatial scales of temperature and flow at Drake Passage. **Journal of Geophysical Research**, 85:4015-4028, 1980.

Sievers, H.A.; Nowlin, W.D.Jr. The stratification and water masses at Drake Passage. **Journal of Geophysical Research**, 89(C6):10489-10514, Nov. 1984.

Silva Jr., C.L. **Comparação da circulação obtida através da trajetória de uma bóia de deriva rastreada por satélite e de dados hidrográficos no Estreito de Bransfield.** (Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Set., 1989. 155 p. (INPE-4946 -TDL/387).

Silva Jr., C.L.; Stevenson, M.R. Comparison of satellite-tracked buoy trajectory with geostrophic and wind-forced circulation in Bransfield, Antarctica. In: International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 3., Buenos Aires, Argentina, Nov. 13 - 17, 1989. **Proceedings.** Boston, MA, American Meteorological Society, 1989, p. 269-270.

Silva Jr., C.L.; Stevenson, M.R.; Carvalho, P.R.A. Retrospectiva e perspectiva no Brasil das bóias de deriva rastreadas por satélites de órbita baixa. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 6., Manaus, 24-29 jun., 1990. **Anais.** São José dos Campos, INPE, 1990, v.3, p. 553-560.

- Silva Jr., C.L.; Stevenson, M.R.; Carvalhais, H.B.; Souza, R.B. Evaluation of the surface layer circulation in Bransfield Strait utilizing hydrographic data and drifting buoys tracked by NOAA 10 and 11 satellites. In: Simposio Latinoamericano de Percepção Remota, 5., Cuzco, Peru, 28 out. - 01 nov. de 1991. *Anais.* São José dos Campos, INPE, 1991, v.2, p. 980-1000.
- Stabeno, P.L.; Reed, R.K. Recent Lagrangian measurements along the Alaskan Stream. *Deep-Sea Research*, 38(3):289-296, 1991.
- Stein, M. Variability of water masses and currents off the Antarctic Peninsula during SIBEX. *Archiv für Fischereiwissenschaft*, 37(1):25-50, Apr. 1986.
- _____ Variation of geostrophic circulation off the Antarctic Peninsula and in the Southwest Scotia Sea, 1975-1985. In: Sahrhage, D., ed. *Antarctic ocean and resources variability*. Berlin, Springer-Verlag, 1988. p. 81-91.
- _____ SIBEX Physical Oceanography Workshop Highlights. *BIOMASS Newsletter*, 12(2):10-11, Dec. 1990.
- Stevenson, M.R. *Subsurface currents off the Oregon coast*. (Doctoral Dissertation) - Oregon State University, Corvallis, OR, June, 1966. 140 p.
- Stevenson, M.R.; Pattullo, J.L. Subsurface currents off the Oregon Coast as measured by parachute drogues. *Deep-Sea Research*, 16:449-461, 1969.
- Stevenson, M.R.; Wyatt, B. *STD measurements off the Oregon coast, August 1972*. Seattle, WA., University of Washington, I.D.O.E., 1974. 77 p. (Coastal Upwelling Ecosystems Analysis Data Report No. 9).
- Stevenson, M.R.; Alonso, E.M.B. *Development of satellite-tracked oceanographic drifting buoy for the Brazilian Antarctic Program*. São José dos Campos, INPE, 1986a. 19 p. (INPE-3793-PRE/888).

Stevenson, M.R.; Alonso, E.M.B. Near surface current determined from INPE's satellite-tracked buoy, during 6-26 november, 1985. In: Simpósio Latino-Americano de Sensoriamento Remoto; Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 4; Reunión Plenaria SELPER, 6., Gramado, 10-15 ago., 1986b. *Anais.* v.1, p. 494-500.

Stevenson, M.R.; Barbosa, M.N. Brazil tests oceanographic buoy (System ARGOS) in Antarctic. *ARGOS Newsletter*, (25):3, Apr. 1986. Special Oceanographic.

Stevenson, M.R.; Alonso, E.M.B.; Silva Jr., C.L.; Solewicz, R. Comparison of surface current determined from satellite-tracked buoy with shipboard wind data during the IV Brazilian Antarctic Expedition, 10-14 march, 1986. In: Simpósio Latino-Americano de Sensoriamento Remoto; Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 4; Reunión Plenaria SELPER, 6., Gramado, 10-15 ago., 1986. *Anais.* v.2, p. 501-508.

Stevenson, M.R.; Inostroza, V.H.M.; Stech, J.L. Variations in temperature, salinity and density in Bransfield Strait, 9-14 March, 1985. *Pesquisa Antártica Brasileira*, 1(1):45-53, 1989.

Stevenson, M.R.; Carvalho, P.R.A. Meteorological measurements made using Brazilian drifting buoys : Technical aspects and first results. In: Seminário Sobre Ciências Atmosféricas e Espaciais do Programa Antártico Brasileiro, 1., São José dos Campos, 27 - 29 abr., 1988. *Anais.* São José dos Campos, INPE/SBG, 1989, p. 215-230.

Stevenson, M.R.; Stech, J.L. Surface circulation in the Bellingshausen Sea estimated from satellite-tracked drifting buoys. In: International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 3., Buenos Aires, Argentina, Nov. 13 - 17, 1989. *Proceedings.* Boston, MA, American Meteorological Society, 1989, p. 263-264.

- Stevenson, M.R.; Silva Jr., C.L. Comparison of geostrophic circulation with trajectory measurements of satellite tracked buoys in the eastern Bellingshausen Sea, Antarctica. In: *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 6., Manaus, 24-29 jun., 1990. *Anais*. São José dos Campos, INPE, 1990, v.3, p. 561-569.
- Stevenson, M.R.; Souza, R.B.; Silva Jr., C.L. Comparison of positional data from two anchored buoys with the atmospheric pressure field at Ubatuba, SP - Brazil. *Simpósio sobre Oceanografia*, 2., São Paulo, 21 - 25 out., 1991a.
- Stevenson, M.R.; Silva Jr., C.L.; Carvalhais, H.B.; Arlino, P.R.A. Intercomparison of trajectories of 3 drifting buoys tracked by satellites in the Strait of Bransfield, Antarctica. In: *Simposio Latinoamericano de Percepcion Remota*, 5., Cuzco, Peru, 28 out. - 01 nov. 1991. *Anais*. São José dos Campos, INPE, 1991b, v.2, p. 1012-1027.
- Stommel, H. Serial observations of drift currents in the Central North Atlantic Ocean. *Tellus*, 6(1):203-214, 1954.
- Strong, A.E.; McClain, E.P. Improved ocean surface temperatures from space - comparisons with drifting buoys *Bulletin American Meteorological Society*, 65(2):138-142, 1984.
- Swallow, J.C. A neutral-buoyancy float for measuring deep current. *Deep-Sea Research*, 3:74-81, 1955.
- Tchernia, P. The Southern Ocean. In: _____ *Descriptive regional oceanography*. Oxford, England, Pergamon, 1980. cap. 4, p. 43-86.
- Tokarczyk, R. Classification of water masses in the Bransfield Strait and southern part of the Drake Passage using a method of statistical multidimensional analysis. *Polish Polar Research*, 8(4):333-366, 1987.

- UNESCO. Background papers and supporting data on the practical salinity scale. Paris, 1981a. 144 p. (**UNESCO Technical Papers in Marine Science**, 37).
- UNESCO. Background papers and supporting data on the International Equation of State of Seawater. Paris, 1981b. 192 p. (**UNESCO Technical Papers in Marine Science**, 38).
- Ulrych, T.J.; Bishop, T.N. Maximum entropy spectral analysis and autoregressive decomposition. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, 13(1):183-200, 1975.
- Vachon, W.A. Drifters. In: Dobson, E.; Hasse, L.; Davis, R.; ed. **Air-sea interaction - instruments and methods**. New York, Plenum, 1980. cap. 11, p. 201-218.
- Whitworth, T. III. Monitoring the transport of the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage. **Journal of Physical Oceanography**, 13(11):2045-2057, Nov. 1983.
- Whitworth, T. III.; Nowlin, W.D.; Worley, S.J. The net transport of the Antarctic Circumpolar Current through Drake Passage. **Journal of Physical Oceanography**, 12(9):960-971, Sept. 1982.