



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-6967-TDI/655

**ASPECTOS DINÂMICOS DO NÍVEL DO MAR DO OCEANO
ATLÂNTICO EQUATORIAL A PARTIR DE DADOS
ALTIMÉTRICOS E MAREGRÁFICOS**

Antonio Caetano Vaz Caltabiano

Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, orientada pelo
Dr. Marcio Luiz Vianna, aprovada em novembro de 1997.

INPE
São José dos Campos
1998

528.711.7 : 551.461

CALTABIANO, A.C.V.

Aspectos dinâmicos do nível do mar do Oceano Atlântico Equatorial a partir de dados altimétricos e maregráficos.

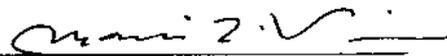
/ A.C.V. Caltabiano – São José dos Campos: INPE, 1998.

93p. - (INPE-6967-TDI/655).

1.Nível do mar. 2.Oceano Atlântico. 3.Altímetro.
3.Topex. 4.Poseidon. 5.Dados maregráficos. I.Título.

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

Dr. Marcio Luiz Vianna


Orientador/Presidente

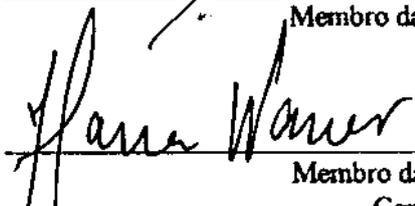
Dr. João Antonio Lorenzetti


Membro da Banca

Dr. José Luiz Stech


Membro da Banca

Dr. Ilana Elazari Klein Coaracy Wainer


Membro da Banca
- Convidada -

Candidato: Antonio Caetano Vaz Caltabiano

São José dos Campos, 14 de novembro de 1997

Aos meus pais, pela vida. E às minhas irmãs, pela felicidade de ser irmão.

E, finalmente, à minha querida Luciane, pelo amor, persistência e, principalmente, paciência na dificuldade da distância. Lu, muito obrigado!!!

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Marcio Luiz Vianna, pela orientação neste trabalho, pela amizade e, sobretudo, por me mostrar que sempre existe um novo modo de fazer ciência.

Ao Dr. João Antonio Lorenzetti e ao Dr. José Luiz Stech pelas sugestões e contribuições dadas a este trabalho durante seu desenvolvimento.

Ao Dr. Chet Koblinsky e Dr. Eric Hackert do GSFC/NASA pelo fornecimento dos dados altimétricos sem os quais seria inviável este trabalho. Ao Dr. Delano Gobbi do INPE pela execução das análises espectrais das séries temporais de dados.

Aos meus amigos de perto: Regina, Douglas, Cláudia, Osman, Jaqueline, Carlos Eduardo, Milton e Sydneá. Por todos os papos e encontros, científicos ou não, que possibilitaram, a cada dia, um novo aprendizado.

Aos amigos de longe: Alexandre, Gilberta, Ronald, Tatiana, Carlos "Pato" Garcia, Luana, André Belém e Adriene, Maurício Noernberg e Cláudia, João Carrilho, Carlos Lentini, Marcelo Ribeiro e Renato Torigoi. Por tudo.

Aos amigos do INPE: Etel, Terezinha, Helen, Sílvia, Camilo, Jorge, Gerardo, Marília e Walkíria. Pela amizade que jamais esquecerei.

A todos os meus colegas de curso, pela oportunidade de ter aprendido sempre mais um pouco sobre alguma coisa.

A todos aqueles que de alguma forma colaboraram para o término desse trabalho.

RESUMO

Dados de residuo do nível do mar em grade regular de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ obtidos a partir de dados altimétricos do satélite TOPEX/POSEIDON, de outubro de 1992 a janeiro de 1997 na região equatorial do Oceano Atlântico, são utilizados neste trabalho a fim de caracterizar a variabilidade espaço-temporal da região, bem como mostrar a propagação de pulsos de ondas. Esses dados também foram comparados com dados de residuo do nível do mar gerados a partir de dados medidos por marégrafos de pressão nas ilhas de Fernando de Noronha (Brasil) e São Tomé (Golfo da Guiné). A correlação das séries temporais mostrou-se muito ruim em Fernando de Noronha (0,60) devido ao fato da comparação ter sido feita com uma série temporal muito curta. Porém, sobre São Tomé, a correlação observada foi muito boa (0,88). A análise espectral dessas séries mostrou-se consistente com o conhecido ciclo sazonal da região, da mesma maneira que a interpretação dos gráficos tempo-longitude (Equador, 5°S e 5°N) e tempo-latidade (30°W e 38°W). As estruturas zonais mostraram a sucessão de eventos de subida e descida do nível do mar que representam a resposta do oceano às forçantes climáticas, dentro da variabilidade do ciclo sazonal. Estas estruturas zonais são: 1. os eventos de ressurgência equatoriais na porção leste da bacia, 2. a tendência de propagação de pulsos de ondas equatoriais em direção leste e suas respectivas reflexões na costa africana com posterior propagação desses pulsos para oeste. As estruturas meridionais demonstraram a sazonalidade da Contracorrente Norte Equatorial variando em fase com o Giro Subtropical do Atlântico Norte e em oposição de fase ao Giro Subtropical do Atlântico Sul.

DYNAMIC ASPECTS OF SEA LEVEL IN THE EQUATORIAL ATLANTIC OCEAN FROM ALTIMETRY AND TIDE GAUGE DATA

ABSTRACT

Sea-level residuals calculated from the TOPEX/POSEIDON altimetry data are used in the present work to characterize the sea-level variability in time and space and to determine wave pulse propagation in the equatorial region of the South Atlantic. These data were obtained from a $1^\circ \times 1^\circ$ regular grid for the period between October/1992 and January/1997 and compared with sea-level residuals generated from pressure tide gauges located in the Fernando de Noronha archipelago (Brazil) and São Tomé island (Gulf of Guinea). Time series correlation is low for Fernando de Noronha (0.60) because they are too short, however, for the São Tomé data correlation is significantly improved (0.88). Spectral analysis showed to be consistent with the known seasonal cycle of the region and the interpretation of the time-longitude (Equator, 5°S and 5°N) and time-latitude (30°W and 38°W) diagrams. The zonal structures showed a succession of sea-level drops and rises which is a response of the surface ocean water to the climatic forcing within the seasonal cycle variability. These zonal structures are: 1. the equatorial upwelling events in the eastern portion of the basin; 2. the general trend of propagation of the equatorial waves eastward, their resultant reflection in the African coast and later westward propagation. The meridional structures demonstrated the seasonality of the North Equatorial Countercurrent which is in phase with the North Atlantic subtropical gyre and out of phase with the subtropical South Atlantic gyre.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	xiii
LISTA DE TABELAS	xv
LISTA DE SIGLAS	xvii
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</u>	1
1.1 - Introdução Geral	1
1.2 - Um breve histórico da altimetria	2
1.3 - A importância do estudo do nível médio do mar	4
1.4 - Objetivos	6
<u>CAPÍTULO 2 - A MISSÃO TOPEX/POSEIDON</u>	7
2.1 - Características gerais	7
2.2 - Sensores	8
2.3 - Princípios de altimetria por satélite	11
2.4 - Erros nas medidas altimétricas	14
2.4.1 - Influência das troposferas seca e úmida	15
2.4.2 - Influência da ionosfera	16
2.4.3 - Influência das ondas oceânicas: ruído eletromagnético	17
2.4.4 - Influência do efeito do barômetro invertido	18
2.4.5 - Influência do efeito das marés	19
<u>CAPÍTULO 3 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</u>	21
3.1 - Área de estudo	21
3.2 - Topografia dinâmica do Oceano Atlântico Equatorial	21
3.3 - Ondas equatoriais	25
<u>CAPÍTULO 4 - METODOLOGIA DE TRATAMENTO DOS DADOS DE SUPERFÍCIE</u>	29
4.1 - Nomenclatura	29
4.2 - Dados altimétricos	29
4.3 - Dados maregráficos	32
4.4 - Correlação entre os dados maregráficos e altimétricos	33
4.5 - Análise espectral de séries temporais	34

<u>CAPÍTULO 5 - RESULTADOS</u>	35
5.1 - Comparação entre dados altimétricos e maregráficos	35
5.2 - Espectro das variabilidades medidas nas estações de São Tomé e Fernando de Noronha	38
5.3 - Aspectos dinâmicos do nível do Oceano Atlântico Equatorial através de dados T/P	40
5.3.1 - Estruturas zonais	41
5.3.1.1 - Ciclo sazonal	41
5.3.1.2 - Anomalias.....	50
5.3.2 - Estruturas meridionais	54
<u>CAPÍTULO 6 - DISCUSSÃO</u>	63
6.1 - Comparação entre dados altimétricos e maregráficos	63
6.2 - Ciclo sazonal	64
6.3 - Anomalias	69
<u>CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES E SUGETÕES</u>	71
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	73
APÊNDICE A - PROJETO REDE MAREGRÁFICA (REMAR)	85
APÊNDICE B - DATAS DO CICLOS DO TOPEX/POSEIDON	93

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - O satélite TOPEX/POSEIDON	09
2.2 - A medida altimétrica	12
3.1 - Localização da área de estudo	21
3.2 - Média anual da altura dinâmica da superfície na região do Atlântico Tropical	24
3.3 - Relação de dispersão para ondas equatoriais	27
5.1 - Séries temporais de resíduo do nível do mar medidos em São Tomé através do T/P e de marégrafos	36
5.2 - Séries temporais de resíduo do nível do mar medidos em Fernando de através do T/P e de marégrafos	37
5.3 - Resíduo de altura do nível do mar ao longo do Equador	42
5.4 - Ciclo sazonal ao longo do Equador	44
5.5 - Ciclo sazonal ao longo da latitude de 05°S (a) e da latitude de 05°N (b)	46
5.6 - Resíduo de altura do nível do mar ao longo da latitude de 5°S	48
5.7 - Resíduo de altura do nível do mar ao longo da latitude de 5°N	49
5.8 - Anomalia da altura do nível do mar ao longo do Equador	51
5.9 - Anomalia da altura do nível do mar ao longo da latitude de 5°S	52
5.10 - Anomalia da altura do nível do mar ao longo da latitude de 5°N	53
5.11 - Resíduo de altura do nível do mar ao longo da longitude de 30°W	57
5.12 - Resíduo de altura do nível do mar ao longo da longitude de 38°W	58
5.13 - Ciclo sazonal ao longo do meridiano de 30°W (a) e ao longo do meridiano de 38°W (b)	59
5.14 - Anomalia de altura do nível do mar ao longo do meridiano de 30°W	60
5.15 - Anomalia de altura do nível do mar ao longo do meridiano de 38°W	61
A.1 - Marégrafo Aanderaa WLR 7	86
A.2 - Estação MarArgos	91

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Características orbitais do satélite TOPEX/POSEIDON	7
4.1 - Correções geofísicas utilizadas nos dados altimétricos do satélite TOPEX/ POSEIDON	30
5.1 - Resultado da análise espectral da série de dados altimétricos do T/P em São Tomé.....	38
5.2 - Resultado da análise espectral da série de dados maregráficos em SãoTomé	39
5.3 - Resultado da análise espectral da série de dados altimétricos do T/P em Fernando de Noronha.....	40
5.4 - Velocidade de propagação dos pulsos de ondas equatoriais na Bacia Atlântica	47

LISTA DE SIGLAS

AVISO	Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data
CCNE	Contra-Corrente Norte Equatorial
CD-ROM	Compact Disk - Read Only Memory
CNES	Centre National d'Études Spatiales
CTD	Conductivity-Temperature-Depth Profiler
DHN	Diretoria de Hidrografia e Navegação
DORIS	Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite
DSU	Data Storing Unit
ECMWF	European Centre for Medium Range Weather Forecast
ENSO	El-Niño Southern Oscillation
ERS	Earth Remote Sensing Satellite
FOCAL	Français Océan Climat Atlantique Tropical
GEOSAT	Geodetic Satellite
GPS	Global Positioning System
GSFC	Goddard Space Flight Center
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
ORSTOM	Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération
PCD	Plataforma de Coleta de Dados
PIRATA	Pilot Research moored Array in the Tropical Atlantic
PO-DAAC	Physical Oceanography Distributed Active Archive Center
REMAR	Rede Maregráfica
SEQUAL	The Seasonal Response of the Equatorial Atlantic
SLR	Satellite Laser Ranging
TAO	Tropical Atmosphere-Ocean Array
TOPEX/POSEIDON	Ocean Surface Topography Satellite Mission
TOGA	Tropical Ocean-Global Atmosphere
VOS	Volunteer Observing Ship
XBT	Expendable Bathythermograph
WLR	Water Level Recorder
WOCE	World Ocean Circulation Experiment
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - INTRODUÇÃO GERAL

A compreensão dos processos que regem a circulação oceânica é bastante dependente da disponibilidade de observações feitas no próprio oceano, as quais auxiliam na validação de modelos numéricos capazes de simular a circulação global e realizar sua previsão. Equipamentos utilizados *in situ*, tais como marégrafos, batitermógrafos, correntômetros e bóias ancoradas e de deriva, geralmente fornecem medidas esparsas de parâmetros físicos sobre o oceano global e, conseqüentemente, não são suficientes para representar as variabilidades oceânicas em escala espacial satisfatória. Além disso, pode-se citar o alto custo e a complexidade de implantação e manutenção de sistemas de amostragem *in situ* representativos em escala global.

Atualmente, diferentes técnicas de sensoriamento remoto orbital, em conjunto com as medições *in situ*, têm contribuído de maneira significativa para estudos de oceanografia dinâmica, principalmente através do uso de sensores ativos (Nilsson et al., 1992; Ikeda, 1992). Os sensores ativos têm por característica básica não necessitarem de uma fonte de iluminação natural, como o Sol, para poder realizar o imageamento ou aquisição de dados. Esses sensores geram um pulso de energia eletromagnética que é emitido e, após interação com um alvo, retornam ao satélite com informações sobre este alvo. Os sensores ativos utilizados em sensoriamento remoto orbital operam na faixa de microondas (0.3 - 300 GHz) e possuem a grande vantagem de não sofrerem influência significativa das condições da atmosfera. Esta é uma característica útil, principalmente em regiões tropicais, onde a cobertura de nuvens reduz a eficiência dos sensores que operam em faixas espectrais fora da região de microondas.

Um dos sensores mais adequados para estudos de oceanografia de grande escala é o radar altímetro. Este sensor mede, basicamente, a altura da superfície do mar. Dentre os fenômenos ligados à variabilidade da altura da superfície do mar, podem-se citar as marés e a variação do nível médio do mar devido à circulação oceânica. Através de observações precisas, globalmente distribuídas e com uma boa resolução temporal para certos estudos em oceanografia, a altimetria por satélite tem estimulado a evolução da ciência da aquisição de dados oceanográficos por sensores remotos, permitindo, através da assimilação de seus dados, a melhoria da precisão e acurácia de modelos globais, principalmente de marés e geóide.

1.2 - UM BREVE HISTÓRICO DA ALTIMETRIA

O primeiro altímetro efetivo a nível orbital foi um sensor instalado a bordo da plataforma orbital SkyLab. Lançado em 1973, possuía uma resolução um pouco melhor que 1 (um) metro, o que impossibilitou que seus dados pudessem ser usados para estudos em oceanografia, visto que são necessárias medidas bem precisas. Com o lançamento, em 1975, do satélite GEOS-3, o qual possuía uma acurácia em torno de 0.5 m, foi possível estudar fenômenos oceanográficos em áreas de alta variabilidade como, por exemplo, a Corrente do Golfo (Huang e Leitao, 1978; Gordon e Baker, 1980; Douglas e Cheney, 1981). Devido à falta de um gravador de sinais a bordo do satélite, sua cobertura restringia-se às áreas próximas a estações terrestres de recepção (principalmente Estados Unidos).

Com o advento do Seasat, em 1978, a altimetria por satélite teve sua eficácia comprovada e atraiu a atenção dos pesquisadores de diversos ramos de pesquisa. Este altímetro possuía uma acurácia em torno de 10 cm (Bernstein et al., 1982; Byrne e Pullen, 1983) e foi o primeiro a adquirir dados globais sobre a variabilidade dos oceanos. Embora tenha estado em operação por somente três meses, o Seasat gerou dados que possibilitaram a publicação de um grande número de trabalhos, citando-se como exemplo

de primeiros trabalhos relevantes os de Cartwright e Alcock (1981), Parke (1981) e Mognard (1983).

Em março de 1985, foi lançado o quarto satélite altimétrico, GEOSAT, o qual foi desenvolvido pela Marinha dos Estados Unidos e realizou uma missão geodésica durante os dezoito primeiros meses de operação, adquirindo dados que não foram disponibilizados para a comunidade científica por serem considerados dados de segurança pela Marinha dos Estados Unidos. Para executar essa missão, o satélite foi mantido em uma órbita não repetitiva. Em 1986, o satélite foi deslocado para uma órbita que possibilitou uma repetitividade em torno de 17 dias por ciclo, o que permitiu a pesquisadores da área de oceanografia (Menard, 1988; Carton, 1989; Douglas e Cheney, 1990, Vazques et al., 1990) obter longas séries de dados em função de sua operação até 1990.

A terceira geração de sensores altimétricos, com uma excelente acurácia na obtenção da altura do nível do mar (menor que 10 cm) iniciou-se com o lançamento, em 1991, do satélite europeu ERS-1. Este satélite foi pioneiro no conceito de sensores desenvolvidos para diversas aplicações e com o objetivo de monitorar a dinâmica global dos oceanos. Diversos trabalhos utilizaram dados do ERS-1 (Arent et al., 1992; Wakker et al., 1992) comprovando o sucesso da missão, o que possibilitou o lançamento do satélite ERS-2 e a continuidade da aquisição de dados.

Já o satélite altimétrico TOPEX/POSEIDON (T/P), projetado e desenvolvido numa ação conjunta entre Estados Unidos e França, possibilitou uma determinação de órbita muito precisa e tem comprovado o seu sucesso através da demonstração de que os erros das medidas altimétricas devidos ao posicionamento do satélite no espaço são de uma ordem de grandeza menor do que os dos satélites anteriores. O presente trabalho utiliza os dados do T/P e, posteriormente, incluirá uma descrição mais detalhada de todo o seu sistema.

1.3 - A IMPORTÂNCIA DO ESTUDO DO NÍVEL MÉDIO DO MAR

Devemos considerar que a elevação (ou abaixamento) global no nível médio do mar é importante por razões sócio-econômicas, ambientais e científicas, e tem se tornado uma variável de grande interesse nos estudos de mudança climática, principalmente as mudanças de curto prazo causadas por transferências de águas quentes nos oceanos equatoriais. Além disso, pesquisadores envolvidos com pesquisas sobre mudanças climáticas estão igualmente interessados em utilizar o nível médio do mar como indicador do suposto aquecimento global provocado pelo efeito estufa (Church et al., 1991), o que seria viável com uma base de mais de 20 anos de dados altimétricos precisos.

Ao longo dos dois últimos séculos, as variações do nível do mar têm sido analisadas através de medidas feitas por marégrafos. A forma indireta tradicional para o monitoramento de mudanças da topografia da superfície do mar tem sido a técnica de obtenção da altura dinâmica através de perfis verticais de temperatura e salinidade obtidos com CTD's. Para mudar este perfil, alguns programas internacionais de aquisição de dados foram concebidos para melhorar a qualidade dos dados adquiridos através de sistemas de redes de monitoramento.

O programa FOCAL/SEQUAL, em operação entre 1982 e 1984, foi o projeto de aquisição de dados no Atlântico Equatorial que mais tempo esteve em funcionamento. Este período foi caracterizado por um evento quente incomum em 1984 que seguiu um período de condições normais em 1983. Uma grande quantidade de dados foi obtida durante este período, buscando caracterizar a resposta do oceano à forçante do vento na escala de tempo sazonal (Houghton e Colin, 1986; Weisberg e Weingartner, 1986). Da mesma forma, as variações nas profundidades da termoclina e suas relações com os ventos locais, zonalmente ao longo do Equador e meridionalmente através dos maiores sistemas de correntes zonais, foram intensivamente documentadas e analisadas

através dos dados obtidos. Durante o programa FOCAL/SEQUAL, as variações na geração e propagação de ondas de Rossby e Kelvin equatoriais foram identificadas como importantes agentes no equilíbrio entre a camada superior do oceano e os ventos forçantes.

Durante o projeto TOGA (1985-1994), foi efetuada a instalação progressiva e a manutenção de um sistema de bóias ancoradas e de marégrafos na região equatorial do Oceano Pacífico. Como extensão do projeto TOGA para o Oceano Atlântico e na tentativa de melhorar o sistema de aquisição de dados no Atlântico Tropical, foi concebido o projeto PIRATA (Pilot Research moored Array in the Tropical Atlantic), um programa de colaboração internacional entre Brasil, França e Estados Unidos, com o objetivo de melhor compreender a dinâmica do Oceano Atlântico Tropical e sua interação com a atmosfera (Moura et al., 1996), e a ser implantado entre 1997 e 2000.

A rede de observação oceânica *in situ* do Atlântico Tropical é ainda pobre, conforme demonstra a descrição abaixo, o que dificulta o completo entendimento dos processos atuantes na bacia Atlântica:

1. Uma rede de coleta de dados obtidos através de XBT's e coletados por navios de oportunidade que colaboram com o programa VOS (Volunteer Observing Ship System). Essa rede é mantida pelo ORSTOM e pela NOAA e os dados são assimilados em um modelo numérico do ORSTOM, interpolados e distribuídos mensalmente em grade regular de $2^\circ \times 2^\circ$, tendo como limites as latitudes de 30° N e 20° S e o paralelo de 60° W e a costa do continente africano (dados disponíveis entre 1964 e 1996);

2. Uma base de dados maregráficos obtidos por sistemas implantados em ilhas e em sítios no solo oceânico a grandes profundidades, e disponíveis para distribuição e utilização da comunidade científica na Universidade do Havai, onde também encontram-se incluídos alguns dados do Projeto REMAR do INPE (1993 - 1996); e,
3. Ecosondas invertidas instaladas numa linha zonal ao longo do Equador, e em linhas meridionais a 3° N e 9° N, de fevereiro de 1983 a novembro de 1989 (Katz, 1987; Katz, 1993).

Juntamente com programas de medições *in situ*, a disponibilidade de dados altimétricos, em especial do satélite T/P, possibilita, através de uma cobertura repetitiva, um melhor monitoramento e a previsão das flutuações espaço-temporais devidas à dinâmica dos oceanos (Kelly e Watts, 1994), em especial do Oceano Atlântico. Pode-se dizer que ainda não existe um estudo completo dos dados maregráficos existentes no Oceano Atlântico, onde somente alguns trabalhos foram realizados objetivando a comparação com os dados altimétricos (Verstraete e Park, 1995; Mitchum, 1994), exceção feita aos dados utilizados para calibração dos modelos globais de marés (Cartwright e Ray, 1990; Ray, 1993; Andersen et al., 1995; Matsumoto et al., 1995). É exatamente no preenchimento desta lacuna da comparação entre os dados altimétricos e maregráficos que o presente trabalho pretende contribuir.

1.4 - OBJETIVOS

O presente trabalho tem por objetivo estudar a variabilidade espaço-temporal do nível médio do Atlântico Equatorial através dos dados altimétricos do satélite T/P em conjunto com dados maregráficos, e verificar a propagação zonal de pulsos de nível do mar entre 5° N e 5° S.

CAPÍTULO 2

A MISSÃO TOPEX/POSEIDON

2.1 - CARACTERÍSTICAS GERAIS

Sabendo-se que medidas precisas do nível do mar contêm informações sobre correntes superficiais, marés e ondas e que também o nível do mar pode ser medido através de satélites, a missão TOPEX/POSEIDON foi conjuntamente desenvolvida e conduzida pela NASA e pela Agência Espacial Francesa (CNES) com o objetivo geral de aumentar substancialmente o conhecimento e a compreensão da dinâmica global dos oceanos, através de medidas precisas e acuradas do nível do mar. Este satélite foi lançado em 10 de agosto de 1992 e, após a fase de estabilização de órbita, iniciou a aquisição de dados em 23 de setembro de 1992. A missão foi inicialmente planejada para ter uma duração de três anos, com a possibilidade de continuar por mais dois anos. A Tabela 2.1 mostra as características orbitais do satélite.

TABELA 2.1 - CARACTERÍSTICAS ORBITAIS DO SATÉLITE
TOPEX/POSEIDON

Semi-eixo maior	7714.43 km
Excentricidade	0.000095
Inclinação (não sol-síncrona)	66.04°
Altitude de referência (Equador)	1336 km
Periodo nodal	6745.72 seg
Repetitividade (ciclo de 10 dias)	9.9156 dias
Número de revoluções dentro de um ciclo	127
Separação entre trajetórias do satélite no Equador	315 km
Ângulo de passagem pelo Equador	30.5°
Velocidade orbital	7.2 km/s
Velocidade sobre a Terra	5.8 km/s

FONTE: Adaptada de AVISO (1994), p. 4.

Os objetivos específicos da missão TOPEX/POSEIDON são:

- 1) Medição do nível do mar de uma forma que permita o estudo da dinâmica dos oceanos, incluindo o cálculo de correntes superficiais geostróficas médias e das marés;
- 2) Processamento e verificação dos dados além de sua distribuição de uma maneira contínua, juntamente com outros dados geofísicos, para pesquisadores da área de oceanografia;
- 3) Estabelecimento de um programa contínuo de observações de longo termo da circulação oceânica e sua variabilidade.

2.2 - SENSORES

Para se atingir os objetivos da missão, o satélite T/P (Figura 2.1) foi dimensionado com seis instrumentos científicos, sendo quatro da NASA e dois da CNES. Eles foram divididos em sensores operacionais e experimentais, descritos a seguir:

1) Sensores operacionais:

a) Radar altímetro (TOPEX) operando nas bandas Ku/C

O TOPEX opera em 13.6 GHz (banda Ku) e 5.3 GHz (banda C) simultaneamente, sendo considerado o sensor principal da missão. As medidas feitas nas duas frequências são combinadas para obter a distância do satélite sobre o mar, a velocidade do vento, a altura de onda e a correção ionosférica. Este instrumento é o primeiro sensor altimétrico orbital que utiliza medidas em dois canais para calcular o

efeito dos elétrons livres ionosféricos na medida da distância do satélite sobre a superfície oceânica.

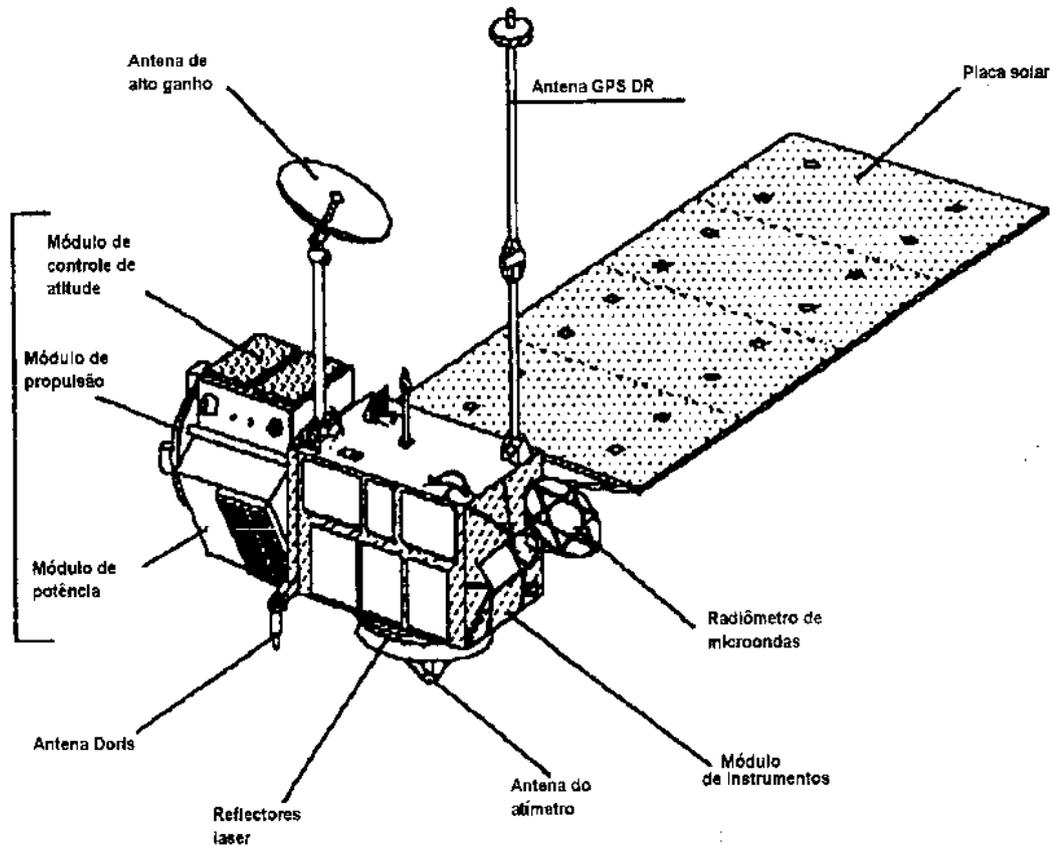


Fig. 2.1 - O satélite TOPEX/POSEIDON
FONTE: AVISO (1994)

b) Radiômetro de microondas

Este radiômetro mede a emitância da superfície do mar em três frequências de microondas (18 GHz, 21 GHz e 37 GHz) para estimar a concentração total de vapor d'água na troposfera ao longo da trajetória do pulso altimétrico. O canal de 21 GHz é o canal principal para a medida do vapor d'água. Os canais de 18 GHz e

37 GHz são usados como auxiliares na medida da concentração de vapor d'água, removendo, respectivamente, os efeitos de velocidade do vento e cobertura de nuvens.

c) Antena retrorefletora de sinal laser

Esta antena é usada em conjunto com uma rede de estações de rastreamento de satélite via sinal laser (SLR - "Satellite Laser Ranging") para calibração do ruído do radar altimétrico e determinação da órbita precisa do satélite realizadas pela NASA.

d) Sistema receptor de rastreamento Doppler (DORIS)

O satélite T/P possui um receptor que opera nos dois canais (401.24 MHz e 2036.25 MHz) do sistema DORIS, utilizando as técnicas Doppler de microondas a partir de uma rede de estações de transmissão em terra. Estas estações são equipadas com sensores meteorológicos para medir temperatura, umidade e pressão atmosférica, dados estes que são usados para correção dos efeitos atmosféricos na transmissão dos sinais altimétricos, possibilitando, desta maneira, um monitoramento global do satélite para determinação precisa de órbita feita pela CNES.

2) Sensores experimentais

a) Altimetro (POSEIDON) operando na banda Ku

O POSEIDON, operando em uma única frequência de 13.65 GHz (banda Ku), está sendo utilizado para validar a tecnologia de baixa-energia e pequeno peso para futuras missões de observação da Terra. Ele compartilha a antena usada pelo

TOPEX, o que impede que os dois sensores operem simultaneamente. As medidas geofísicas obtidas são as mesmas obtidas pelo TOPEX mas como este sensor opera numa única frequência, são necessárias correções mais apuradas sobre o efeito da ionosfera.

b) Receptor do Sistema de Posicionamento Global

Este receptor opera em 1227.6 MHz e 1575.4 MHz e recebe sinais das redes de satélites que operam no sistema GPS. Com a combinação destes dados com os dados de receptores GPS na superfície da Terra, torna-se possível determinar, com precisão, as variáveis de órbita do satélite. A bem sucedida operação deste sistema e a excelente qualidade das efemérides orbitais fornecidas pelo experimento demonstram como serão, no futuro, os sistemas de determinação precisa de órbita (Bertiger et al., 1994).

2.3 - PRINCÍPIOS DE ALTIMETRIA POR SATÉLITE

Basicamente, um sensor altimétrico consiste de um transmissor que envia pulsos de microondas, de um receptor que grava estes mesmos pulsos após sua reflexão pela superfície e de um relógio preciso que marca o intervalo de tempo entre a transmissão e a recepção destes pulsos (Stewart, 1985). Este intervalo de tempo é função da posição orbital do satélite e da altura do nível do mar, além de outros fatores ambientais, tais como umidade e efeitos atmosféricos.

As aplicações oceanográficas da altimetria têm por base a obtenção das alturas relativas ao geóide terrestre (Figura 2.2). Este, por definição, é uma superfície equipotencial normal à força gravitacional local, que incorpora as forças de rotação terrestre e gravitação da Terra sólida, da atmosfera e do mar. O geóide é a superfície equipotencial que corresponde ao nível médio do mar (Dixon et al., 1983). Isto significa

que se o oceano estivesse em equilíbrio estacionário relativamente à Terra, sua superfície seria definida como o geóide.

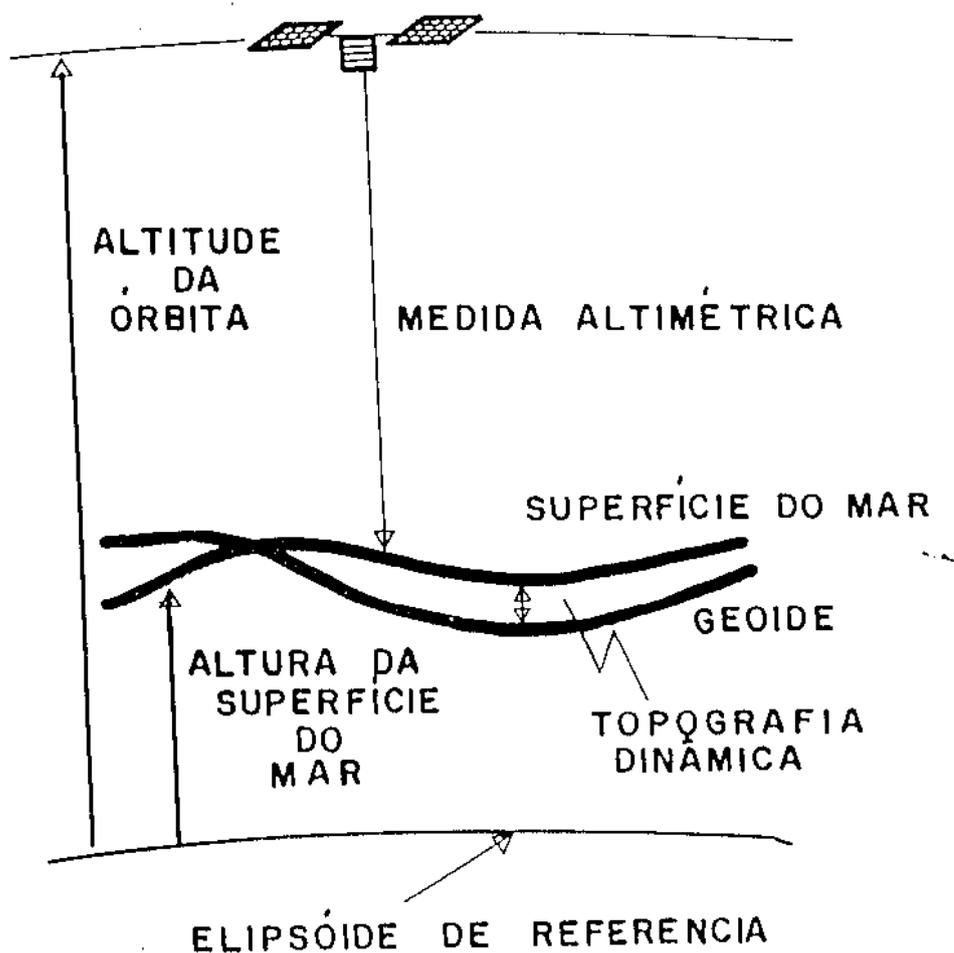


Fig. 2.2 - A medição altimétrica

Torna-se necessário também introduzir o conceito de elipsóide de revolução, ou simplesmente, elipsóide. É uma figura matemática produzida pela rotação de uma elipse sobre seu eixo menor, sendo que seu eixo maior origina o plano equatorial. Se a Terra fosse constituída de matéria com densidade uniforme, um elipsóide deveria ser a descrição adequada do geóide.

As medidas altimétricas são feitas relacionando a altura do mar com a órbita do satélite e esta deve ser determinada com relação ao elipsóide de referência. Também, para que se obtenha precisão nos dados altimétricos, é necessário que se conheça a forma do geóide relativa ao elipsóide. Atualmente, o geóide é estimado a partir de modelos gravimétricos que produzem uma boa estimativa em grandes escalas (Tapley et al., 1994; Nerem et al., 1994).

Um parâmetro limitante em altimetria, principalmente na obtenção de medidas com precisão centimétrica, é a determinação da resolução espacial ("footprint"). Esta resolução espacial deve ser grande o suficiente para remover os efeitos das ondas superficiais de gravidade e pequena o bastante para resolver geostroficamente o balanço das correntes oceânicas.

Há dois métodos para a determinação desta resolução espacial na altimetria: feixe de largura limitada e geometria limitada do pulso. No primeiro método, um pulso eletromagnético é ajustado como um feixe estreito para ser emitido por uma antena. Quanto menor a largura do feixe, maior deve ser o diâmetro da antena. Por exemplo, a uma altitude de 1000 km, uma resolução espacial de 5 km poderia ser alcançada com um feixe emitido por ângulo de visada da antena igual a 0.3° , sendo que, para isso, seria necessária uma antena com um diâmetro de, aproximadamente, 5 m para um sinal de 13.6 Ghz. Uma consequência adicional deste método é que um pequeno erro no ângulo de visada da antena pode causar um grande erro na aquisição do dado. Assumindo uma superfície plana, uma variação do ângulo de visada da ordem de 0.05° corresponderia a uma indeterminação da altura da superfície em uma ordem de 25 cm para um satélite a 1000 km. Tal variação do ângulo de visada pode ser esperada e uma indeterminação de 25 cm seria inaceitável. Consequentemente, este método torna-se inviável devido a esta alta sensibilidade do ângulo de visada e é impraticável considerando o tamanho da antena necessário para obter a desejada resolução espacial.

Uma resolução espacial com diâmetro de muitos quilômetros pode ser obtida através de uma grande ângulo de visada ($\sim 1-2^\circ$), mas com pulsos de pequena duração (\sim poucos ns), os quais expandem-se esféricamente a partir do altímetro. No caso de uma superfície plana, a área iluminada pelo pulso aparece como um círculo em expansão seguido por um anel também em expansão com área superficial constante. O tamanho do "footprint" no qual o círculo torna-se um anel é controlado pela duração do pulso e, conseqüentemente, este método da limitação da resolução espacial é conhecido por geometria limitada do pulso. Sabendo que o pulso é uma esfera em expansão, esta geometria é menos sensível a erros de apontamento da antena que o método do feixe de largura limitada, desde que o ângulo de visada (γ) não exceda a metade da largura angular do feixe. (ϕ), fazendo com que o pulso de retorno seja sempre obtido de um ponto a nadir do altímetro. Além disso, visto que um grande ângulo de visada é possível, uma antena menor pode ser usada (um ângulo de visada de 2° necessita de uma antena com diâmetro menor que 1 m para um pulso na faixa de 13.6 GHz, no caso de um satélite a uma altitude de 1000 km).

A resolução espacial obtida por um satélite a uma altitude de 1300 km (por exemplo, o T/P), com uma duração do pulso a 3.125 ns, é de 2 km para uma superfície plana (sem ondas). O efeito das ondas é o de aumentar o "footprint", porque o ponto no qual o círculo iluminado torna-se um anel é o ponto no qual o traçado do pulso coincide com o cavado das ondas. Uma altura significativa de onda de 5 m aumenta o diâmetro do "footprint" para 6.9 km, enquanto uma altura significativa de onda de 10 m aumenta o diâmetro do "footprint" para 9.6 km (Challenor et al., 1990).

2.4 - ERROS NAS MEDIDAS ALTIMÉTRICAS

Medidas precisas de altimetria, com erros menores que 10 cm, são difíceis de ser realizadas e muitas fontes de erro devem ser consideradas. Duas classes de erros são importantes: a) erros que influenciam as medidas da altura da superfície do

oceano; e b) erros que influenciam a interpretação das medições. Dentre as maiores fontes de erro, podem ser descritas:

2.4.1 - INFLUÊNCIA DAS TROPOSFERAS SECA E ÚMIDA

A velocidade de propagação de um pulso de microondas é diminuída por gases e pelo teor de vapor d'água na troposfera terrestre. A concentração de gases é bastante conhecida e pode ser modelada com mais precisão, pois ainda que a magnitude desta correção seja grande (~ 2 m), sua variância é pequena (~ 3 cm) ao longo do tempo e espacialmente. O teor de vapor d'água na troposfera, no entanto, varia em menores escalas de tempo e distância, sendo mais difícil de modelar. Mesmo produzindo um erro de magnitude menor que o erro referente à concentração de gases (da ordem de 6-30 cm), sua variância é bem maior.

Os gases existentes na troposfera interferem no índice de refração da atmosfera terrestre. Essas interferências dependem das densidades e temperaturas dos gases; entretanto, quando assume-se o equilíbrio hidrostático e a lei dos gases perfeitos, a integração vertical torna-se função somente da pressão superficial. A incerteza na correção na troposfera seca fica em torno de 0.7 cm.

A correção para a troposfera seca (Δh_{dt}) leva em conta o conhecimento da distribuição vertical de gases, e é dada por:

$$\Delta h_{dt} = 2.277 \times 10^{-3} (1 + 0.0026 \cos 2\phi) p_0 \quad (2.1)$$

onde,

ϕ : latitude do ponto subsatélite

p_0 : pressão do ar ao nível do mar (em Pascal)

A concentração de vapor d'água ao longo da trajetória do feixe de microondas também influi no índice de refração da atmosfera terrestre. Sua contribuição pode ser estimada através da medida da radiação natural emergente no topo da atmosfera, na frequência de 22.24 GHz.

Para a correção da troposfera úmida (Δ_{wt}) utiliza-se:

$$\Delta_{wt} = 2.277 \times 10^{-3} (1255/T_0 + 0.05) e_0 \quad (2.2)$$

onde,

T_0 : temperatura da atmosfera na superfície (em Kelvin)

e_0 : pressão parcial do vapor d'água ao nível do mar (em Pascal)

A temperatura de brilho medida nos três canais do radiômetro de microondas do T/P é usada para realizar a correção da influência da troposfera úmida. Através da comparação dos dados obtidos pelo satélite, radiômetros usados *in situ* e radiosondagens realizadas para medir o vapor d'água, estima-se que a precisão das correções para a troposfera úmida seja igual a 1.1 cm (Ruf et al., 1994).

2.4.2 - INFLUÊNCIA DA IONOSFERA

Nas frequências utilizadas pelo T/P, a atenuação da velocidade de propagação do pulso é diretamente proporcional ao número de elétrons livres na ionosfera terrestre e inversamente proporcional ao quadrado da frequência do pulso. A influência da ionosfera traduz-se por uma superestimativa na distância entre a superfície do mar e o sensor, da ordem de 0.2-20 cm na frequência de 13.6 GHz (banda Ku).

Levando-se em conta que a concentração de elétrons livres varia do dia para a noite (à noite, muito menor), do inverno para o verão (menor durante o verão), tem-se a seguinte equação para correção:

$$\Delta h_i = 1,2 \alpha \cdot f^2 \int_0^h N dz \quad (2.3)$$

onde

α : $80,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$ (constante)

N : número de elétrons livres por unidade de volume

f : frequência de trabalho do radar altímetro

Imel (1994) mostrou que a correção para a influência da atmosfera determinada pelo sensor de dupla frequência (TOPEX) do satélite T/P varia entre 0.5 e 1.4 cm, dependendo da altura significativa de onda e com amostragens realizadas uma vez a cada segundo ao longo da trajetória do satélite. Morris e Gill (1994) usaram a variabilidade da altura da superfície de lagos medida pelo altímetro para comparar a precisão entre as correções da ionosfera feitas pelo sistema DORIS e pelo TOPEX. Os resultados alcançados pelos autores indicam uma maior confiabilidade nas correções feitas a partir de dados do TOPEX.

2.4.3 - INFLUÊNCIA DAS ONDAS OCEÂNICAS: RUIDO ELETROMAGNÉTICO

É bem conhecido que o retroespalhamento do sinal de radar é maior nos cavados das ondas que nas cristas, devido à natureza não-Gaussiana da superfície do mar (Walsh et al, 1989). Desta maneira, a medida altimétrica da altura da superfície do mar é deslocada em direção ao cavado, fazendo com que a superfície eletromagnética média medida pelo altímetro seja menor que a suposta superfície média do mar. Este

fenômeno é conhecido como ruído eletromagnético e é proporcional à altura das ondas, sendo normalmente, expresso em termos de percentagem de altura significativa de onda.

Análises de correlação entre a altura medida pelo altímetro e a altura significativa de onda sugerem que existe um erro residual do ruído eletromagnético da ordem de 1% da altura significativa de onda (Rodriguez e Martin, 1994).

2.4.4 - INFLUÊNCIA DO EFEITO DO BARÔMETRO INVERTIDO

Numa primeira aproximação, podemos levar em conta que a superfície oceânica, numa escala de tempo mensal, responde à pressão atmosférica como um simples barômetro invertido (Wunsch, 1972). Desta forma, podemos assumir que um aumento (diminuição) de 1 mbar na pressão atmosférica ao nível do mar, corresponde a uma diminuição (aumento) de 1 cm na altura da superfície oceânica. (1 cm/mbar). Porém, um estudo feito por van Dam e Wahr (1993) lança dúvidas a esta relação. Usando dados do GEOSAT, estes pesquisadores obtiveram valores globais que variam de 0.6 a -0.7 cm/mbar, sugerindo que o oceano não responde como um simples barômetro invertido.

Em seus estudos usando dados do T/P, Fu e Pihos (1994) obtiveram valores de -0.96 cm/mbar, demonstrando que esta relação simples é válida para períodos de 20 a 300 dias (o período usado em seus estudos) e que estes efeitos da pressão ao nível do mar costumam ser desprezados no caso de alguns estudos da circulação oceânica. Eles atribuíram os discrepantes resultados de van Dam e Wahr (1993) às imprecisões dos dados do GEOSAT, oriundas dos erros de órbita e modelos mal ajustados para correção da ionosfera e da troposfera úmida.

Esta correção é computada utilizando como dado de entrada a pressão atmosférica ao nível do mar, obtida indiretamente dos dados de correção para troposfera seca através do modelo meteorológico do ECMWF. As equações para a determinação do efeito do barômetro invertido são:

$$P_{\text{atm}} = \text{Dry_tropo} / (2,277) * (1 + (0,0026 * \cos(2 * \text{latitude}))) \quad (2.4)$$

$$\text{Inv_baro} = -9,948 * (P_{\text{atm}} - 1013,3) \quad (2.5)$$

onde:

P_{atm} : pressão atmosférica ao nível de superfície (em mbar);

Dry_tropo : dado de modelo do ECMWF para correção do efeito da troposfera seca (em mm);

Inv_baro : efeito do barômetro invertido (em mm).

2.4.5 - INFLUÊNCIA DO EFEITO DAS MARÉS

As marés provocam uma variação local no nível do mar numa escala de algumas horas, enquanto que a repetitividade dos satélites altimétricos é de alguns dias. Sendo assim, as marés só podem ser estudadas através de modelos hidrodinâmicos que podem, por sua vez, ser calibrados por técnicas de assimilação de dados de altimetria.

A variação da altura da superfície do mar causada pela maré oceânica é uma importante componente do sinal medido por satélites altimétricos. Os seis componentes de maré com maior energia são M_2 , S_2 , N_2 , K_1 , O_1 e P_1 . As amplitudes destes constituintes são grandes o suficiente para mascararem outros sinais na altura da superfície do mar que são de interesse oceanográfico. Como os períodos semidiurnos e diurnos das marés são muito menores que o intervalo de amostragem de qualquer satélite

altimétrico, estes sinais aparecem nos dados altimétricos como sinais de "alias" e com períodos muito maiores que semidiurnos e diurnos. A discrepância entre o período de maré e o intervalo de amostragem do altímetro também causa um "alias" espacial dos sinais de maré.

O dado de maré é um importante parâmetro na determinação da altura da superfície do mar. Tendo isto em vista, é necessário remover dos dados altimétricos este efeito para que se possa obter um melhor entendimento da circulação oceânica. Para manter o êxito na aplicação das futuras missões altimétricas no estudo da circulação oceânica global, um modelo de maré oceânica com uma precisão média melhor que 2 cm torna-se necessária (Koblinsky et al., 1992, citado por Ma et al., 1994). A grande quantidade de medidas feitas por satélites altimétricos durante esta década permitirá o uso destes dados na melhoria dos modelos de maré oceânica. A missão TOPEX/POSEIDON tem a possibilidade de fornecer um conjunto de dados pelo período de vários anos e com uma precisão sem precedentes para este fim. Ma et al. (1994), utilizando um ano de dados do T/P, desenvolveram um modelo de marés (conhecido como modelo da Universidade do Texas) com capacidade para melhorar os dados gerados pelo modelo de Cartwright e Ray (1990). Os dados do novo modelo, comparado aos dados do modelo de Cartwright e Ray (1990), reduziu de 9.8 cm para 8.2 cm, em média, o peso do resíduo obtido do cruzamento das trajetórias do satélite.

Atualmente, existem dez modelos globais de marés que foram desenvolvidos pela comunidade científica através da análise das medidas precisas feitas pelo T/P e como resultado de desenvolvimentos paralelos em modelagem numérica e assimilação de dados. Todos esses modelos podem ser obtidos através de um CDROM distribuído pelo PODAAC.

CAPÍTULO 3

CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 - ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo proposta para este trabalho é a região Equatorial do Oceano Atlântico, compreendida entre 5° N e 5° S. Dentro desta região encontram-se os sítios maregráficos de Fernando de Noronha (03°48' S, 32°23' W) e São Tomé (0°21' N, 6°44' E), de onde originaram-se os dados de nível do mar a serem utilizados neste trabalho (Figura 3.1).

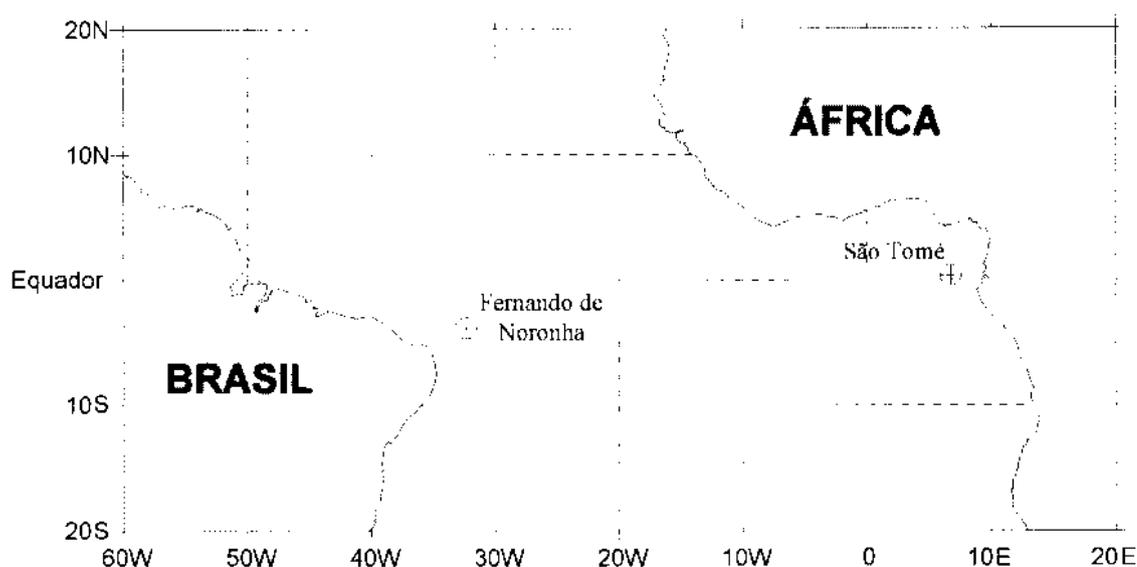


Fig. 3.1 - Localização da área de estudo

3.2 - TOPOGRAFIA DINÂMICA DO OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL

A topografia dinâmica da superfície do mar nos oceanos tropicais é um dos parâmetros que melhor descrevem a resposta do oceano às forçantes atmosféricas. Os oceanos tropicais são caracterizados por uma estreita e bem definida termoclina que

separa uma camada superior quente e bem misturada das águas profundas e frias. O resultado é um oceano de duas camadas quase perfeito (Merle e Arnault, 1985).

No Oceano Atlântico Tropical, grande parte da variabilidade na camada superior do oceano é associada com o movimento meridional da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) a partir da sua posição média próxima a 8°N em 28°W (Houghton, 1991), caracterizada por ser uma região de forte convecção e com alta presença de nuvens. No entanto, as mudanças ocorridas na superfície não refletem as variações ocorridas na região de subsuperfície (Merle, 1980). A profundidade da termoclina é interpretada como a resposta do oceano à forçante do vento e, desta maneira, podemos caracterizar os oceanos tropicais como tendo em sua parte oeste uma termoclina profunda e, na parte leste, uma termoclina muito mais rasa, podendo chegar à superfície. (Merle e Arnault, 1985).

O campo de ventos de superfície sobre o Oceano Atlântico é caracterizado por ventos de nordeste e sudeste que convergem para formar a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A variabilidade do cisalhamento do vento é determinada pelos deslocamentos sazonais da ZCIT. Quando situada próximo ao Equador, os ventos nesta região são mais fracos. Quando aproxima-se da sua localização mais ao norte (entre 10° - 15°N), o cisalhamento do vento no Equador é máximo. Na parte oeste da bacia, os ventos são principalmente zonais e tem uma forte amplitude anual. No Golfo da Guiné, os ventos têm uma orientação mais meridional com uma componente para leste na sua porção limite oriental devido ao sistema de baixa pressão situado sobre o continente africano (du Penhoat e Treguier, 1985).

Servain et al. (1990) caracterizam melhor o campo de ventos sobre o Equador, diferenciando-o em duas porções que tem como limite a região entre 0° - 5°W . Os ventos de leste prevalecem a oeste de 0° - 5°W , enquanto que a leste de 0° - 5°W , no Golfo da Guiné, os ventos de sul mudam para sudoeste, aumentando de intensidade a

oeste da costa africana. Durante os meses de primavera-verão no hemisfério norte, estes ventos intensificam-se e águas quentes se acumulam próximo à América do Sul e no Golfo da Guiné (Verstraete e Vassie, 1990). Observações quasi-sinópticas do gradiente de pressão zonal na porção central do Atlântico Equatorial dão algumas evidências do ciclo sazonal, com máximo gradiente de pressão zonal no verão-outono e mínimo no inverno-primavera (tomando como referência o Hemisfério Norte), e próximo em fase com o cisalhamento do vento zonal (Katz, 1981; Katz e Garzoli, 1982; Hisard e Hénin, 1987). Por possuir um comprimento, ao longo do Equador, em torno de um terço do comprimento do Pacífico, o Oceano Atlântico permanece em equilíbrio com os ventos de superfície que variam sazonalmente (Philander e Pacanowski, 1981).

O Oceano Atlântico Tropical é caracterizado por uma superposição de elevações no sentido leste-oeste e por uma série de altos (cristas) e baixos (cavados) zonais (Figura 3.2). Entre a crista mais ao norte, localizada por volta de 15° - 20° N, e o cavado intermediário, localizado por volta de 8° - 10° N, encontra-se a Corrente Norte Equatorial. Mais ao sul, em torno de 2° - 3° N, uma crista limita o contorno sul da Contracorrente Norte Equatorial, a qual flui para leste. Próximo ao Equador, exceto por volta de 2° - 3° S no Golfo da Guiné, o bem conhecido cavado equatorial define a Corrente Sul Equatorial, que flui para oeste e que se estende desde uma crista ao norte (2° - 3° N) até uma outra crista ao sul (8° - 9° S). São estas duas últimas correntes que apresentam uma grande mudança mês a mês, caracterizando um forte ciclo sazonal (Arnault et al., 1990).

Ao contrário do Pacífico Tropical, o Oceano Atlântico Tropical caracteriza-se pelo domínio do ciclo sazonal, sendo este o mais forte sinal do acoplamento oceano-atmosfera. Parte da variabilidade interanual pode ser interpretada como devido a mudanças de período ou de amplitude do ciclo sazonal, o que implica em uma importante relação entre a variabilidade interanual e o ciclo sazonal.

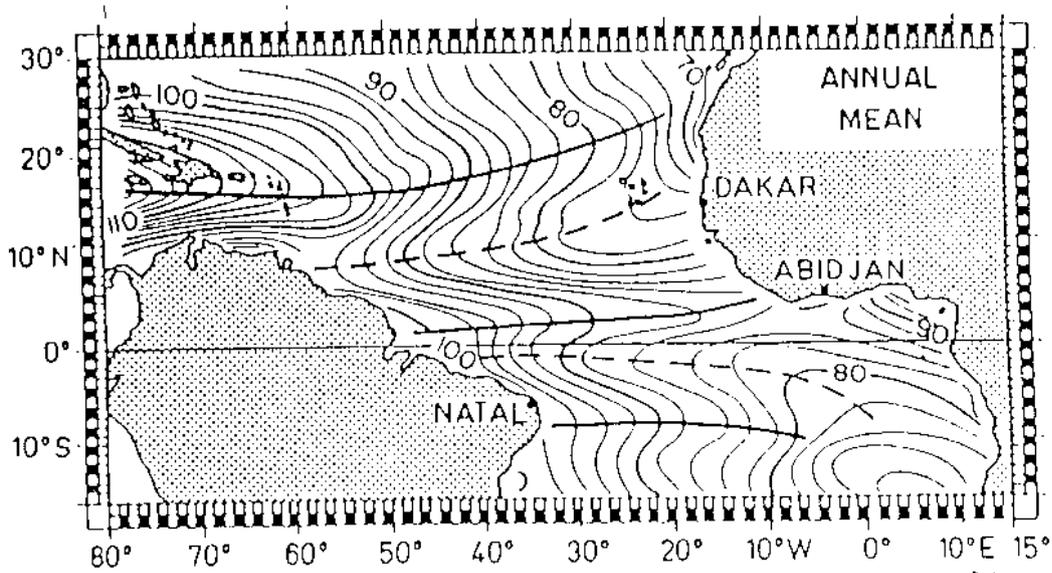


Fig. 3.2 - Média anual da altura dinâmica da superfície na região do Atlântico Tropical. As cristas são mostradas pelas linhas contínuas e os cavados pelas linhas tracejadas.
 FONTE : Merle e Arnault (1985), p.274.

A resposta do Oceano Atlântico Tropical aos ventos de superfície que variam sazonalmente inclui um grande número de fenômenos: o distanciamento da Corrente do Brasil da costa durante certos meses do ano; a reversão sazonal da Contracorrente Norte Equatorial no lado oeste da bacia oceânica (Garzoli e Katz, 1983); a penetração da Corrente Subsuperficial Equatorial no Golfo da Guiné, onde os ventos predominantes de leste geralmente mantêm os gradientes de pressão que se opõem a esta corrente e ressurgências sazonais ao longo da costa norte e leste do Golfo da Guiné. Em termos de topografia dinâmica da superfície do mar, as regiões tropicais dos oceanos Atlântico e Pacífico assemelham-se a uma depressão em escala de bacia (Katz, 1993), o que resulta na Contracorrente Norte Equatorial.

A circulação próxima à superfície do Atlântico Tropical Ocidental, ao sul do Equador, é caracterizada por um aumento do fluxo em direção a oeste através da Corrente Sul Equatorial. Próximo à margem oeste da bacia, este fluxo separa-se em uma

componente para norte que amplifica o limite oeste de uma corrente que cruza o Equador (a Corrente Norte do Brasil), e em uma componente para sul, na verdade, uma recirculação que faz parte do giro subtropical anticiclônico do Atlântico Sul. A Corrente Norte do Brasil, após atravessar o Equador, divide-se em duas partes: uma continuando em direção noroeste e a outra retrofletindo e tomando parte da Corrente Subsuperficial Equatorial e da Contra Corrente Norte Equatorial. Ao sul do Equador, duas correntes zonais em direção leste são observadas: a Corrente Subsuperficial Sul Equatorial e a Contra Corrente Sul Equatorial.

3.3 - ONDAS EQUATORIAIS

Moore et al. (1978) sugerem que mudanças na direção do vento ao longo do Equador no Atlântico Central e Ocidental geram pulsos de ondas de Kelvin que ficam presas ao longo do Equador e que se propagam em direção ao Oceano Atlântico Oriental. Inicialmente, estas ondas refletem ao longo da costa da África como ondas de Kelvin costeiras, gerando os processos de ressurgência costeira além de refletirem e propagarem-se em direção ao oeste como ondas de Rossby.

Matsuno (1966), a quem deve ser creditada a primeira discussão precisa sobre ondas equatoriais, mostra que o Equador, atuando como um guia para ondas de gravidade de período longo, mantém os processos atmosféricos ou oceânicos na área equatorial. Ondas de Kelvin equatoriais, as quais podem ser discutidas analogamente às ondas de Kelvin costeiras, são um grupo de ondas com a propriedade singular de não ter correntes meridionais, ou seja, com movimento unidirecional e sempre paralelo ao Equador, e com decaimento da amplitude em direção aos polos. As ondas de Kelvin também podem ser tratadas como um grupo especial de ondas de gravidade com velocidade de grupo igual a velocidade de fase.

A existência das ondas de Kelvin equatoriais tornou-se objeto de especulação nos anos 70. Já nos anos 80, vários trabalhos confirmaram sua presença

através da análise espectral de dados de temperatura da superfície do mar e de nível médio do mar, em especial no Oceano Pacífico. Lukas et al. (1984), empregando análises estatísticas em séries de dados de nível do mar, sugerem a presença de um segundo, assim como de um primeiro modo baroclínico, associados com o fenômeno El Niño em 1982-83.

No Oceano Atlântico, Katz (1987), através de uma longa série de dados ao longo do Equador, mostrou a predominância de propagação de ondas em direção leste com características do primeiro modo baroclínico.

Em um espectro de frequência nas regiões tropicais, podemos separar as ondas, através de seus períodos, em três principais grupos ou bandas (Katz, 1987):

1. Períodos menores que dois dias: esta banda é dominada por marés barotrópicas semi-diurnas e diurnas e contribui com a maior variância no deslocamento da altura da superfície do mar no oceano tropical, onde as amplitudes de marés barotrópicas são geralmente grandes e os sinais baroclínicos são relativamente pequenos;

2. Períodos entre dois e dez dias: esta banda contém as ondas inerciais de gravidade encontradas no guia de ondas equatoriais;

3. Períodos maiores que dez dias: esta banda é bastante larga e contém as ondas de Kelvin e Rossby, descrevendo as mudanças sazonais. Presumivelmente, com uma série de dados longa o suficiente, pode-se detectar picos em torno do ciclo anual.

A Figura 3.3 mostra a representação gráfica da relação de dispersão para ondas equatoriais. Maiores detalhes e a descrição das equações que regem o comportamento dessas ondas podem ser encontrados em Pedlosky (1979).

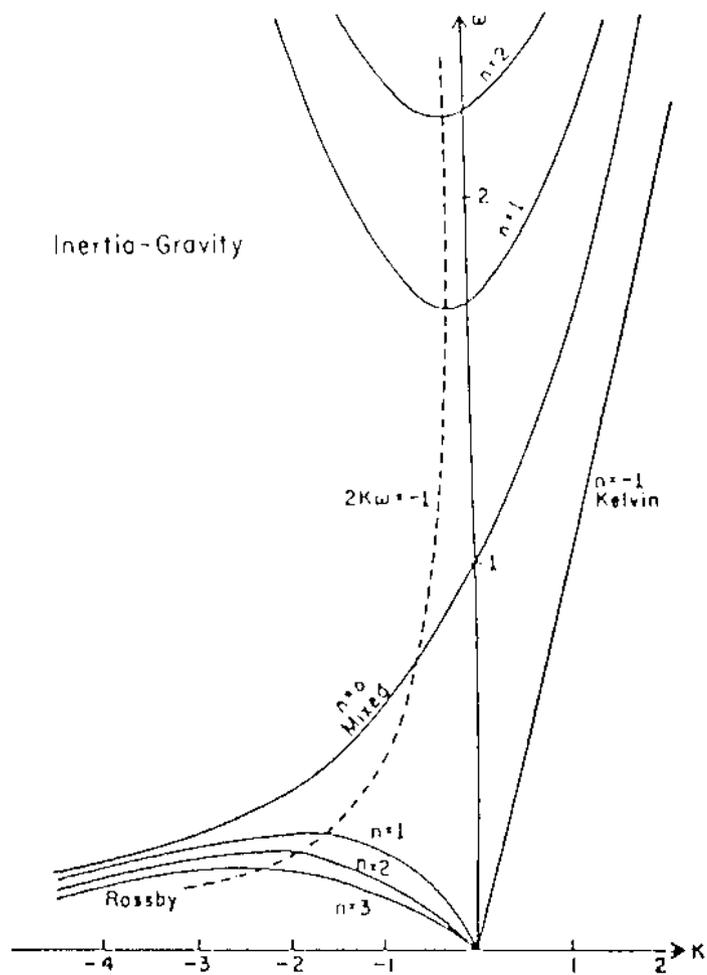


Fig. 3.3 - Relação de dispersão para ondas equatoriais
 FONTE: Pedlosky (1979), p. 595.

McCreary et al. (1984), usando um modelo para estudar os efeitos dos ventos na região do Atlântico Equatorial, concluíram que, ao longo do Equador, a resposta do oceano à forçante dos ventos predominantes na região é, principalmente, uma combinação de ondas de Kelvin equatoriais e ondas de Rossby de baixa ordem. Ao longo da costa da África, a 5° N, a resposta é um pulso de ondas de Kelvin costeiras. No Atlântico Oriental, onde o vento sopra meridionalmente ao Equador, as principais zonas

de divergência de Ekman e ressurgência estão localizadas ao sul, mas bem próximas do Equador.

No entanto, ao estudar a variabilidade da termoclina no Oceano Atlântico Equatorial com uso de modelos, du Penhoat e Treguier (1985) e Weisberg e Tang (1990) concluíram que a resposta da superfície do mar ao padrão de ventos na região é o resultado de uma interferência entre ondas de Kelvin forçadas e o primeiro modo meridional de ondas de Rossby geradas pela mudança nos ventos. Adicionalmente, encontraram ondas de Kelvin e Rossby geradas por reflexões nos contornos oeste e leste, respectivamente.

CAPÍTULO 4

METODOLOGIA DE TRATAMENTO DOS DADOS DA SUPERFÍCIE DO MAR

4.1 - NOMENCLATURA

Antes de iniciar a explanação sobre a metodologia de tratamento dos dados altimétricos e maregáficos utilizados neste trabalho, torna-se necessário a introdução da definição de alguns termos que serão empregados neste trabalho a partir deste capítulo, principalmente porque não existe um consenso na literatura sobre os termos ideais a serem usados em tais casos.

Pode-se dizer que o termo **resíduo** aqui utilizado refere-se aos dados totais do T/P. Utiliza-se este termo tendo em vista que estes dados foram gerados a partir do cálculo da variação do valor medido em relação a um valor médio para cada ponto de amostragem do T/P. Tal procedimento é melhor descrito na Seção 4.2.

Já o termo **anomalia** refere-se à variação dos valores de resíduo em relação a média climatológica no período amostrado pelo T/P, a qual representa a sazonalidade. Isto significa que os valores de anomalia tendem a mostrar a variabilidade interanual, com a remoção do ciclo anual caracterizado pela média climatológica.

4.2 - DADOS ALTIMÉTRICOS

No presente trabalho, os dados utilizados de altura do nível do mar obtidos por altimetria foram gerados a partir dos dados geofísicos medidos pelo satélite T/P. A base total desses dados é composta de 161 ciclos (25 de setembro de 1992 a 26 de janeiro de 1997), lembrando sempre que um ciclo do T/P é nominalmente de 10 dias.

Para a utilização desses dados, foram consideradas pela NASA somente as correções de caráter ambiental, não sendo necessária qualquer correção de caráter orbital (Tapley et al., 1994; Nerem et al., 1994), tendo em vista que a determinação da órbita do satélite T/P é considerada excelente e com precisão da ordem de 3 cm. Esses dados, após as correções de caráter ambiental (tabela 4.1), foram interpolados a cada 6 km para pontos fixos ao longo da trajetória, os quais tem a posição referenciada em relação ao posicionamento dos pontos do ciclo 17.

**TABELA 4.1 - CORREÇÕES GEOFÍSICAS UTILIZADAS NOS DADOS
ALTIMÉTRICOS DO SATÉLITE TOPEX/POSEIDON**

Troposfera seca	Modelo meteorológico operacional do ECMWF
Troposfera úmida	Dados gerados a partir do Radiômetro de Microondas
Ionosfera	Sistema DORIS (POSEIDON) sensor de dupla frequência (TOPEX)
Maré terrestre	Modelo de Cartwright e Tayler (1971)
Ruído do estado do mar	Algoritmo desenvolvido pela NASA
Efeito do barômetro inverso	Modelos meteorológicos tendo, como dado de entrada, a pressão atmosférica superficial

FONTE: Adaptada de Koblinsky, 1997.

Uma das correções mais importantes na utilização dos dados altimétricos para finalidades oceanográficas exige o desenvolvimento de modelos numéricos globais de marés, cujas amplitudes locais podem variar, em média, uns 3-7 m em ciclos semidiurnos (12h). Como os ciclos das passagens dos satélites com sensores altimétricos são tipicamente de dias, as medições feitas em cada ponto tem que ser calibradas com a altura observada de maré, somada as variações locais do nível médio do mar. Um estudo estatístico do comportamento global dos campos de erros permite o ajuste do modelo global de marés aos dados altimétricos, em primeira aproximação

(Egbert et al., 1994)). Com este ajuste realizado, pode-se então utilizar o modelo de marés com a finalidade de subtrair o valor de suas componentes harmônicas do sinal altimétrico em cada ponto, para então se obter o sinal devido a outros efeitos como, por exemplo, aos forçamentos oceanográficos/meteorológicos. Desta maneira, torna-se possível melhor caracterizar o comportamento dos oceanos em relação a hidrodinâmica e a termodinâmica da interação oceano-atmosfera.

A tecnologia da modelagem global das marés, cujos forçamentos astronômicos são bem conhecidos, evoluiu consideravelmente nos últimos 5 anos, sendo que nos dias de hoje é mínima a diferença entre modelos desenvolvidos a partir de um mesmo conceito (Andersen et al., 1995). Devido a este fato, o GSFC/NASA utiliza-se do modelo global de maré de Schrama e Ray (1994), o qual já foi desenvolvido a partir de assimilação de dados do T/P e, segundo Andersen et al. (1995), é o que melhor resultado oferece a nível global.

Feitas todas essas correções de caráter ambiental, foi calculado um nível médio do mar para cada ponto, envolvendo o número total de dias abrangidos pelos 161 ciclos utilizados. Subsequentemente, calculou-se para cada ponto um valor de desvio relativo a este nível médio. A partir da geração dessa base de dados de desvio e através do método de interpolação otimizada, os dados foram distribuídos em grade regular de $1^\circ \times 1^\circ$, usando escalas de decorrelação de 15° e 3° (zonal e meridional, respectivamente). Todo esse processamento foi efetuado no GSFC pela equipe do Dr. Chet Koblinsky. O Dr. Eric Hackert, a pedido do Dr. Marcio Vianna, preparou os dados nesta grade para que pudessem ser utilizados no presente trabalho, entre outros, com a área da grade abrangendo a região entre 30°S e 30°N de latitude e 60°W e 20°E de longitude.

De posse desses dados, foram selecionadas séries temporais altimétricas sobre as ilhas oceânicas que possuíam os marégrafos do Projeto REMAR do

INPE (Fernando de Noronha) e do ORSTOM (São Tomé). Estas séries foram obtidas pelo ponto de grade mais próximo a essas localidades a fim de minimizar o efeito da distância. Os dados altimétricos também foram selecionados zonalmente ao longo do Equador e das latitudes de 5°S e 5°N, e meridionalmente ao longo das longitudes de 30°W e 38°W, dentro de toda a extensão coberta pela grade, levando-se sempre em conta os limites continentais.

4.3 - DADOS MAREGRÁFICOS

Os dados maregráficos utilizados neste trabalho foram obtidos através de marégrafos de pressão instalados nas ilhas de Fernando de Noronha e São Tomé. Os instrumentos realizaram o registro horário do nível do mar a partir de uma profundidade de referência na qual estão instalados.

A estação maregráfica de Fernando de Noronha faz parte do projeto REMAR/INPE. Os dados maregráficos registrados são enviados, através de telemetria, para o sistema Argos e recebidos pela estação receptora de Toulouse (França), onde são decodificados e enviados ao INPE, via e-mail.

Os dados maregráficos da estação de São Tomé foram obtidos através do Centro de Nível do Mar da Universidade do Haváí que gerencia, entre outros, o banco de dados FAST-WOCE (World Ocean Circulation Experiment). Este marégrafo foi instalado e é mantido pelo ORSTOM.

De posse dessa base de dados, o processamento final foi então realizado no INPE, através dos programas de análise de maré e previsão desenvolvidos pelo Centro de Nível do Mar do Programa TOGA (Caldwell, 1996). Através desses programas é possível realizar o controle de qualidade dos dados de nível do mar, a

previsão do comportamento do nível do mar, através de um modelo, bem como o cálculo de resíduos. O programa também faz o cálculo de médias diárias do nível do mar, dados estes que foram comparados com os dados altimétricos. Todas estas operações foram efetuadas mas não serão descritas neste documento por uma questão de brevidade.

4.4 - COMPARAÇÃO ENTRE OS DADOS ALTIMÉTRICOS E MAREGRÁFICOS

Para que se executasse a comparação entre os dados maregráficos e altimétricos nos sítios de Fernando de Noronha e São Tomé, foi necessário realizar alguns processamentos, tanto nos dados maregráficos quanto nos dados altimétricos.

Os dados altimétricos, conforme descrito na Seção 4.1., estão dispostos em grade regular de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ e, para que se realizasse a comparação com os dados maregráficos, foi escolhido o ponto de grade mais próximo aos sítios maregráficos, a fim de minimizar o efeito da distância.

Através do programa desenvolvido pelo Centro de Nível do Mar do Programa TOGA, foram obtidas as médias diárias do nível do mar a partir dos registros horários dos dados maregráficos. Após esse processamento, os dados maregráficos foram filtrados com uma média móvel de dezenove pontos centrada na data nominal da passagem do T/P, seguida de um processo de decimação a fim de se obter o mesmo espaçamento temporal de dez dias dos dados altimétricos. Este filtro de média móvel de dezenove pontos, correspondente a dezenove dias dos dados maregráficos, foi escolhido por envolver o período abrangido por dois ciclos do T/P, sendo um período anterior e outro posterior ao ponto central do filtro e que, como descrito acima, corresponde a data nominal da passagem do satélite.

A partir da obtenção das séries igualmente espaçadas no tempo, a

média de cada série temporal foi removida, gerando séries temporais de resíduos (valor - média), a partir das quais foi possível calcular a correlação entre os dados maregráficos e altimétricos. Com as séries de resíduos, foi calculada a diferença entre essas séries, sendo, então, gerada uma série temporal da diferença, a partir da qual foi calculado o desvio padrão.

4.5 - ANÁLISE ESPECTRAL DE SÉRIES TEMPORAIS

Para a análise espectral das séries temporais dos dados de nível do mar obtidos através do altímetro e dos maregrafos nas ilhas de São Tomé e Fernando de Noronha, foi utilizado o Método de Máxima Entropia (Kane, 1979). Este método de análise espectral foi desenvolvido por Burg nos anos 60 e desde esta época mostrou-se ser uma ferramenta mais poderosa em relação aos métodos até então utilizados (Kane e Trivedí, 1993).

O principal fator limitante deste método é que as amplitudes estimadas para a reconstrução da série temporal são incertas. Desta forma, Kane (1979) sugere uma alternativa que é utilizar o Método de Máxima Entropia somente para detectar as possíveis periodicidades T_k ($k = 1$ a n) e então, usar T_k na seguinte expressão:

$$f(t) = A_0 + \sum_{k=1}^n [a_k \sin(2\pi t / T_k) + b_k \cos(2\pi t / T_k)] + E \quad (4.1)$$

$$= A_0 + \sum_{k=1}^n r_k \sin(2\pi t / T_k + \phi_k) + E \quad (4.2)$$

onde $f(t)$ é a série temporal observada e E é o fator de erro. Uma Análise de Regressão Múltipla independente é feita e fornece os melhores ajustes para A_0 , (a_k, b_k) (por ajuste de mínimos quadrados) e seus erros padrões, a partir dos quais (r_k, ϕ_k) podem ser calculados e o erro padrão $s_{r,k}$ pode ser estimado.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS

5.1 - COMPARAÇÃO ENTRE DADOS ALTIMÉTRICOS E MAREGRÁFICOS

A comparação entre os dados altimétricos do T/P e os dados maregráficos foi realizada nos sítios de Fernando de Noronha (Brasil) e São Tomé (Golfo da Guiné) e seguiu a metodologia descrita no Capítulo 4.

No sítio de São Tomé, o desvio padrão da diferença entre as séries temporais é de 3.12 cm, com um coeficiente de correlação de 0.83. Seguindo a metodologia descrita e sugerida por Verstraete e Park (1995), utilizou-se um filtro de média móvel de três pontos, o que corresponde a trinta dias (três ciclos do T/P), obteve-se um melhor resultado, com desvio padrão da diferença de 2.68 cm e um coeficiente de correlação de 0.88. Na Figura 5.1 são apresentadas as séries temporais do nível do mar obtidas pelo T/P e pelo marégrafo na Ilha de São Tomé.

A Figura 5.2 mostra a comparação entre as séries temporais do nível do mar obtidas no sítio de Fernando de Noronha no período de 10 de janeiro a 13 de dezembro de 1993. É importante citar que desde a instalação deste marégrafo no início de 1992, este foi o mais longo período sem falhas medido pelo instrumento, razão pela qual só foram utilizados estes dados para a comparação com o T/P. O desvio padrão da diferença encontrado foi de 2.96 cm com um coeficiente de correlação de 0.31. Com a utilização do filtro de média móvel, o desvio padrão da diferença passou para 1.72 cm com um coeficiente de correlação de 0.60.

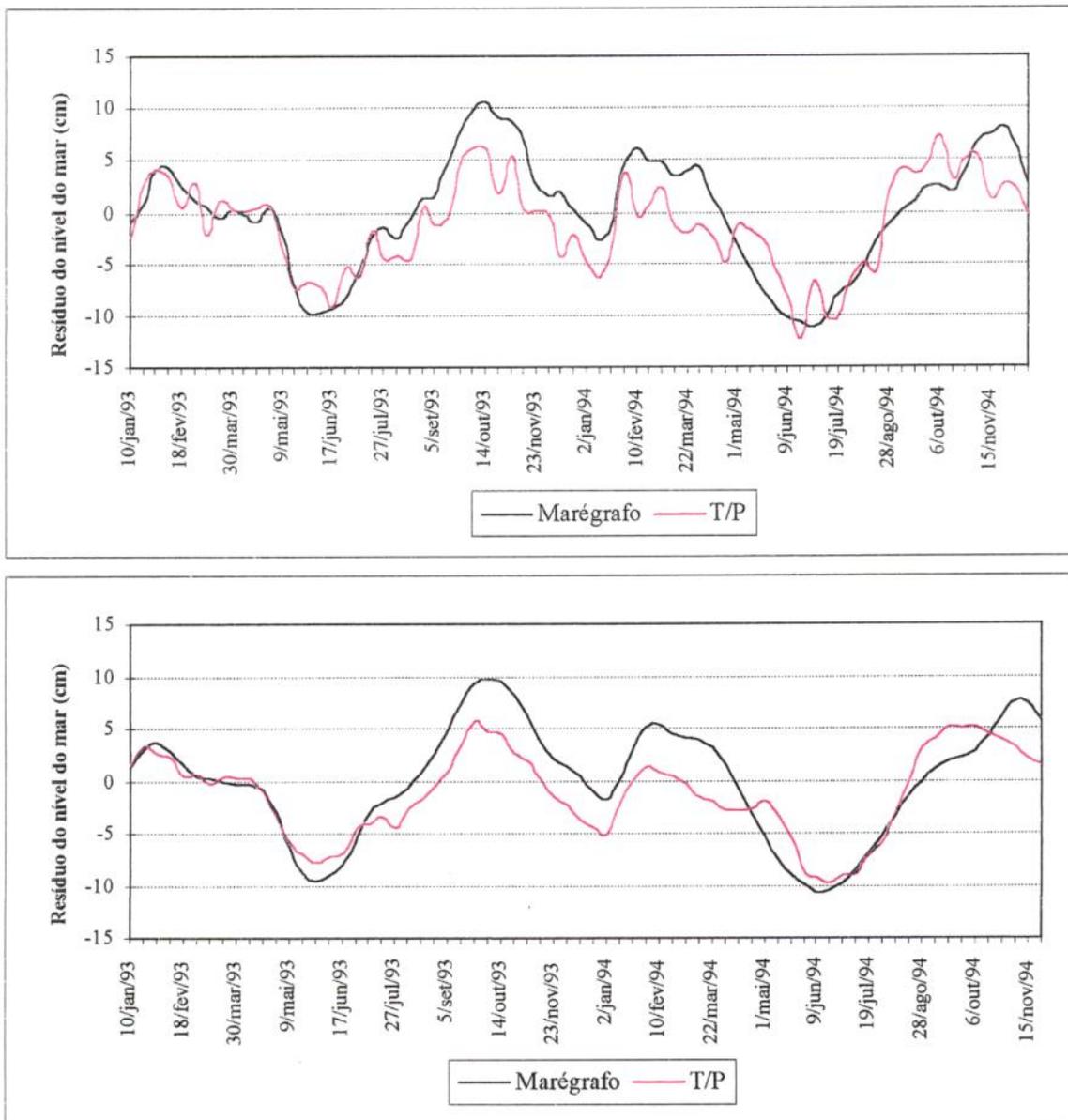


Fig. 5.1 - Séries temporais de resíduo do nível do mar medidos em São Tomé através do T/P e de marégrafos. O gráfico superior são os dados sem utilização de filtro e o inferior são os dados filtrados com média móvel de 30 dias.

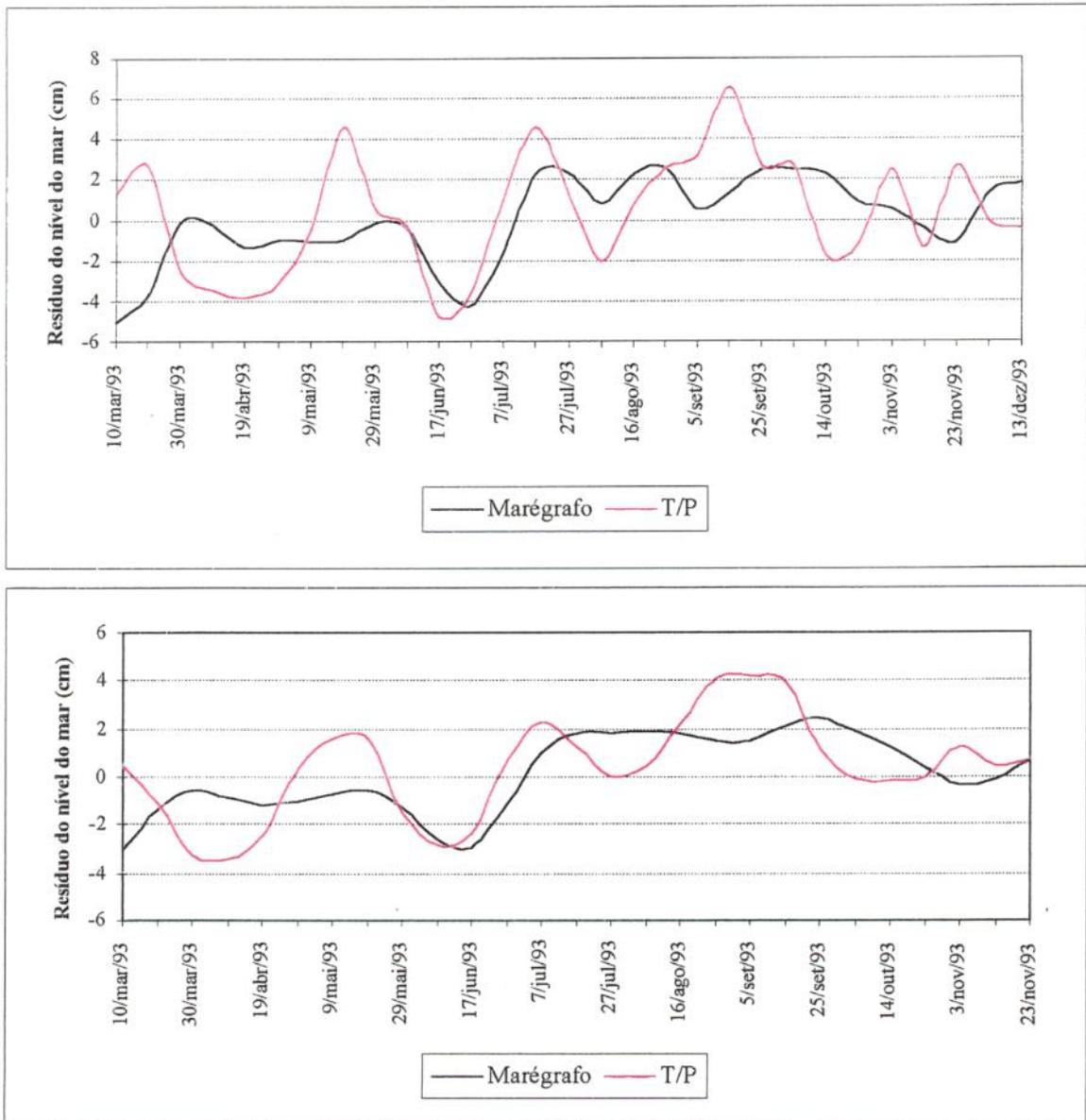


Fig. 5.2 - Séries temporais de resíduo do nível do mar medidos em Fernando de Noronha através do T/P e de marégrafos. O gráfico superior são os dados sem utilização de filtro e o inferior são os dados filtrados com média móvel de 30 dias.

5.2 - ESPECTRO DAS VARIABILIDADES MEDIDAS NAS ESTAÇÕES DE SÃO TOMÉ E FERNANDO DE NORONHA

Através da análise espectral das séries temporais dos dados altimétricos e maregráficos em São Tomé e Fernando de Noronha, foi possível melhor caracterizar a variabilidade temporal do nível do mar existente no Golfo da Guiné e nas proximidades da costa brasileira. Nas Tabelas 5.1, 5.2 e 5.3 são apresentados os resultados obtidos pela análise espectral para as séries temporais dos dados altimétricos e maregráficos em São Tomé e altimétricos em Fernando de Noronha, respectivamente. O resultado referente à análise espectral dos dados maregráficos de Fernando de Noronha não é apresentado tendo em vista que esta série temporal por ser contínua somente num período de nove meses (março a dezembro de 1993), inviabiliza a decomposição em ciclos com períodos próximos ao semianual e anual, períodos esses que são de interesse para a caracterização da sazonalidade da região Equatorial do Oceano Atlântico.

É preciso lembrar que a série temporal dos dados de nível do mar obtidos pelo altímetro são mais longas (4 anos e 4 meses) mas com um intervalo amostral de 10 dias entre cada dado, visto que esse é o valor nominal de um ciclo do T/P. Já a série temporal obtida pelo mareógrafo em São Tomé possui exatamente dois anos (1993 e 1994) e o intervalo amostral é diário.

TABELA 5.1 - RESULTADO DA ANÁLISE ESPECTRAL DA SÉRIE DE DADOS ALTIMÉTRICOS DO T/P EM SÃO TOMÉ

T/P São Tomé ($r^2 = 0,86$)

Período (dias)	Razão S/R (%)
1321,5	8,7281
387,7	40,0481
184,5	32,7393
124,7	5,0469

Na tabela acima, observa-se que o período próximo ao ciclo semianual (184,5 dias) é quase tão grande quanto o período que caracteriza o ciclo anual (387,7 dias), sendo que quase 73% da variabilidade existente é explicada por essas duas componentes.

**TABELA 5.2 - RESULTADO DA ANÁLISE ESPECTRAL DA SÉRIE DE DADOS
MAREGRÁFICOS EM SÃO TOMÉ**

Marégrafo São Tomé ($r^2 = 0,86$)

Período (dias)	Razão S/R (%)
399,09	56,1821
180,33	32,4360
130,63	4,2349
96,84	3,3053
27,61	1,8067

Os ciclos verificados pelo T/P coincidem com os dados de nível do mar monitorados pelo marégrafo instalado na Ilha de São Tomé. Os períodos que caracterizam os ciclos anual e semianual são as componentes dominantes (56,18% e 32,44%, respectivamente). É importante citar que a variabilidade desses dados é explicada quase que em sua totalidade, perfazendo um somatório de 97,97% e apresentando-se, desta maneira, como dados de alto nível e com características espectrais bem marcantes.

**TABELA 5.3 - RESULTADO DA ANÁLISE ESPECTRAL DA SÉRIE DE DADOS
ALTIMÉTRICOS DO T/P EM FERNANDO DE NORONHA**

T/P Noronha ($r^2 = 0,72$)

Período (dias)	Razão S/R (%)
1074,1001	12,6920
394,5	25,4015
248,9	8,1720
177,2	6,9207
63,2	4,8707
58,7	9,7081

Já na porção oeste da bacia do Oceano Atlântico, verifica-se que o sinal dominante é o do ciclo anual. O período que caracteriza este ciclo (394,5 dias) é explicado por 25,4%, apresentando-se como a componente mais forte e indicando a predominância do ciclo sazonal na região. Outra característica importante para se notar é que o período de 1074,1 dias, caracterizado por 12,69% da variabilidade, demonstra que existe a tendência de uma alta variabilidade interanual nesta região.

5.3 - ASPECTOS DINÂMICOS DO NÍVEL DO OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL ATRAVÉS DE DADOS T/P

Nesta seção, as estruturas espaço-temporais visualizadas através dos dados do T/P serão descritas de forma a mostrar os principais sinais de grande escala que aparecem propagando-se na região equatorial do Oceano Atlântico. Torna-se necessário citar que o ciclo sazonal descrito nesta seção refere-se à média dos meses ao longo dos anos abrangidos pela base de dados T/P utilizada neste trabalho. Neste contexto, os dados de anomalia foram gerados a partir da remoção dessa média nos dados de nível do mar.

5.3.1 - ESTRUTURAS ZONAIS

5.3.1.1 - CICLO SAZONAL

A Figura 5.3 apresenta o comportamento do nível do mar do Oceano Atlântico, zonalmente, ao longo do Equador, e demonstra claramente uma sucessão de eventos distintos de subida seguidos de descida da superfície do mar. Estes eventos sugerem uma tendência de propagação na direção leste, mas mudam continuamente sua forma. Weisberg e Tang (1990) analisaram exaustivamente esta dinâmica, e apresentam uma interpretação através de uma decomposição dos sinais observados em ondas equatoriais.

O ciclo sazonal nesta região pode ser visualizado através de uma média sazonal dos dados no período (Figura 5.4). A “gangorra” equatorial pode ser observada neste gráfico, sendo causada pelo gradiente zonal de pressão que ocorre em fase com o cisalhamento do vento forçante zonal (Katz, 1987). Entretanto, a pequena ressurgência do Golfo da Guiné que pode ser observada em dezembro-janeiro parece ter uma forçamento remoto (McCreary et al, 1984). Já no lado oeste da bacia, o vento zonal, ao se intensificar entre junho e dezembro, causa um empilhamento de água e uma dispersão, quando em janeiro ocorre o seu relaxamento. Quando o vento alíseo se reforça em maio, a divergência de Ekman, junto com propagação de onda de ressurgência de Kelvin, gera a ressurgência equatorial até o Golfo da Guiné, entre 20°W e 08° E. Weisberg e Tang (1987), através de dados *in situ* e um modelo analítico, mostram que o relaxamento e a intensificação desses ventos são os principais causadores dos eventos oceanográficos observados nesta região.

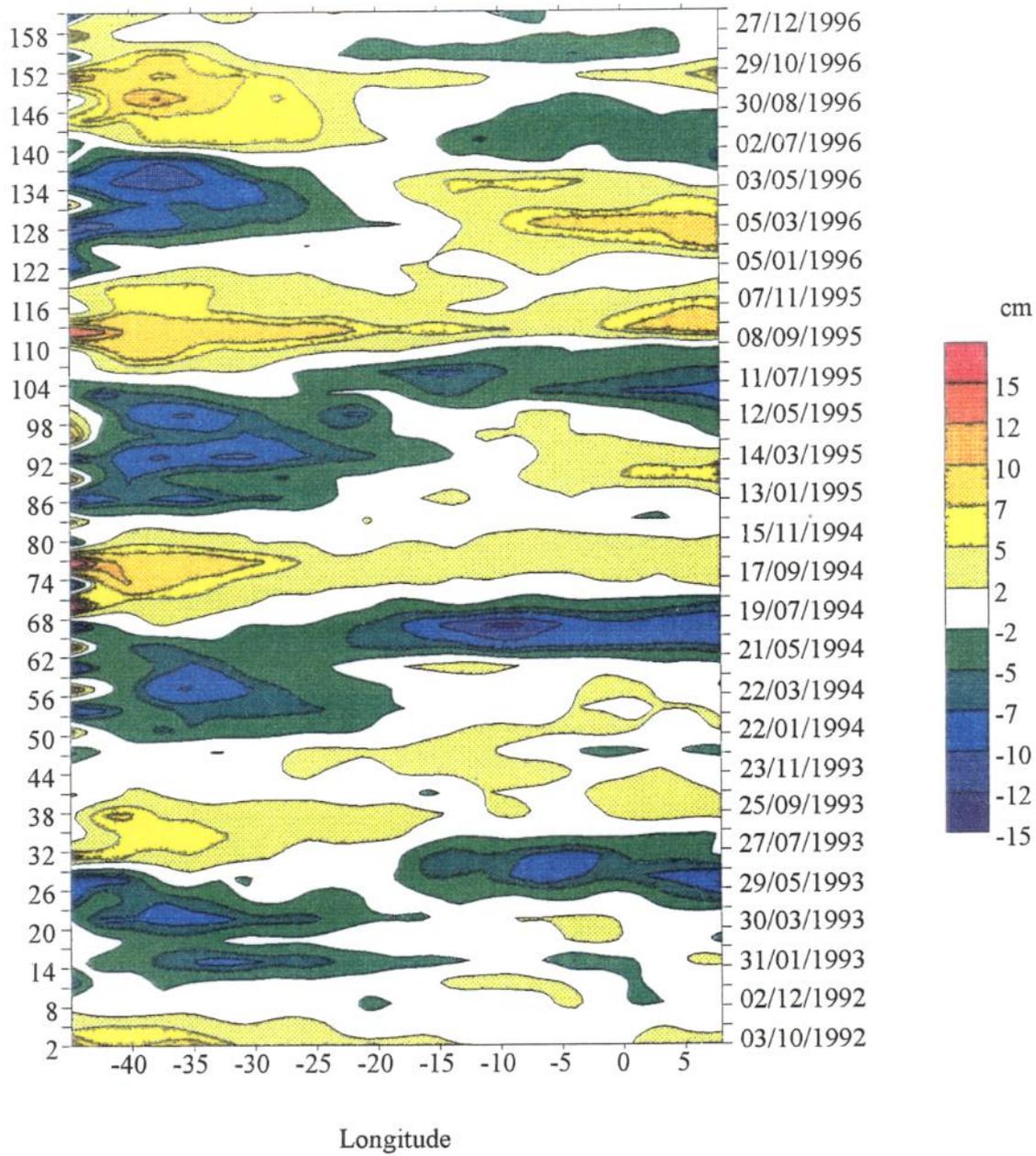


Fig. 5.3 - Resíduo de altura do nível do mar ao longo do Equador. A coluna da esquerda mostra o número do ciclo do T/P e a da direita mostra as referentes datas nominais dos ciclos.

Merle (1980) descreve a ocorrência de um ponto pivô, no ciclo sazonal, próximo a longitude de 5°W e sobre o qual a variabilidade do sinal anual da termoclina se apoia. Weisberg e Tang (1987) confirmam, através de modelo numérico, a existência desse ponto pivô e demonstram ser a região de máxima ressurgência na porção leste da bacia. Esse fenômeno não aparece claramente nos dados obtidos pelo T/P ao longo do Equador, onde o pivô parece ocorrer em torno de 15°W, e não em 05°W (Figura 5.4).

Uma característica bastante particular nesta região são pequenas oscilações cuja ocorrência pode ser notada próxima a foz do Amazonas. Tais eventos apresentam uma alta frequência, com um ciclo de ocorrência muito próximo ao mensal (Figura 5.4). Estes eventos são problemas causados pelo fato dos modelos de maré utilizados na correção do T/P não serem válidos nas regiões de plataforma continental. O período de 60 dias é uma consequência da composição entre o período de repetição do ciclo (10 dias) com a maré semi-diurna (Andersen, 1995).

O Oceano Atlântico Equatorial pode ser caracterizado por um forte sinal sazonal ao longo de sua bacia (Merle, 1980; Philander e Pacanowski, 1986), diferenciando-se, desta maneira, do Oceano Pacífico Equatorial, o qual apresenta, na variabilidade interanual, determinada principalmente nos anos de El Niño ou La Niña, seu mais forte sinal (Servain e Legler, 1986).

Na Figura 5.4, a qual mostra o ciclo sazonal do nível do mar ao longo do Equador, observa-se a dominância da componente anual na porção oeste da bacia, com as amplitudes negativas ocorrendo entre janeiro e junho. As maiores amplitudes nesta região ocorrem de agosto a novembro. Já na porção leste, tem-se um característico harmônico semianual, com dois eventos de ressurgência ocorrendo em junho/julho e novembro/dezembro e dois eventos de subsidência ocorrendo em janeiro/abril e setembro/novembro. A mudança do sinal dominante no ciclo sazonal ao longo do

Equador na bacia do Oceano Atlântico dá-se aproximadamente na longitude de 15°W.

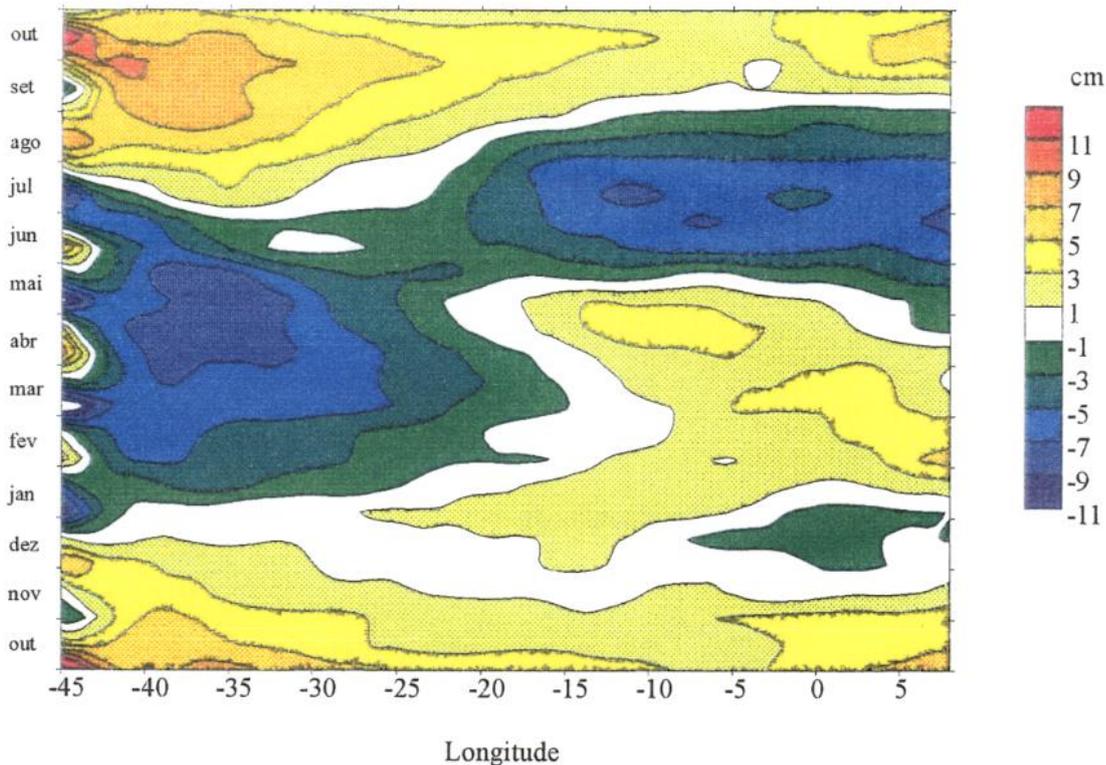


Fig. 5.4 - Ciclo sazonal ao longo do Equador

Quando se passa à análise do ciclo sazonal na latitude de 5°S (Figura 5.5a), verifica-se que, nas proximidades da costa do Brasil, o sinal sazonal é muito fraco. Já na região leste da bacia, bem próximo à costa africana, a componente semianual é dominante. Porém, os eventos que originam-se entre fevereiro/abril (subsidência) e junho/agosto (ressurgência) possuem influência numa extensão maior ao longo da bacia, podendo ser observado um evento de ressurgência secundário de curta duração e que ocorre em dezembro/janeiro.

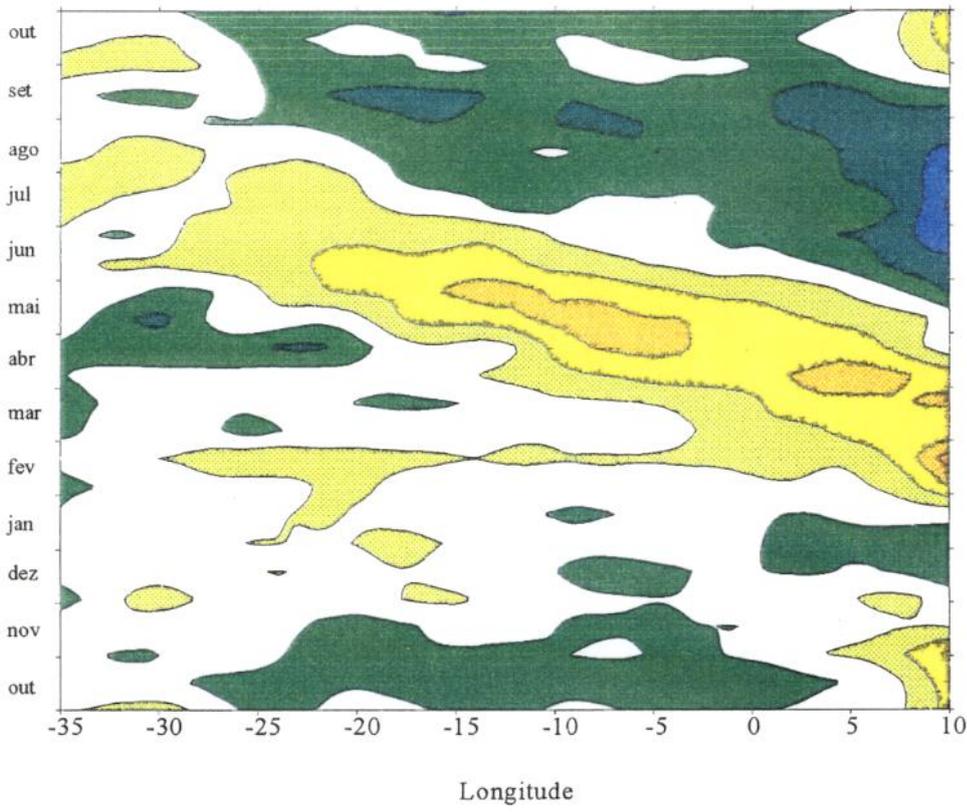
O ciclo sazonal na latitude de 5°N apresenta uma maior variação das componentes anuais e semianuais ao longo da bacia (Figura 5.5b). Nos contornos leste e oeste, o sinal predominante é o semianual e tendo, porém, menores valores de amplitude (12 cm). Na região do Golfo da Guiné, é possível verificar dois eventos de ressurgência:

um primeiro, com maior extensão, iniciando em dezembro/janeiro, e um segundo, mais curto e que não ultrapassa a longitude de 15°W, ocorrendo em junho/setembro. A porção central, entre as longitude de 10°W e 30°W, passa a ser caracterizada por uma componente anual mais forte e com valores extremos de amplitude (20 cm). Uma característica a ser notada é a propagação dos pulsos em direção oeste. Contudo, observa-se que a propagação de alguns pulsos ocorrem com velocidades de fase diferentes.

Na Figura 5.6, pode-se observar ao longo da latitude de 5°S eventos de ressurgência e subsidência que são gerados no contorno leste da bacia do Oceano Atlântico e possuem a tendência de propagação em direção oeste. Ao compararmos os eventos ocorridos ao longo do Equador (Figura 5.3) e ao longo da latitude de 5°S (Figura 5.6), é possível notar que a ocorrência dos eventos, tanto de ressurgência quanto de subsidência, coincidem, existindo, porém, uma pequena diferença de tempo entre suas ocorrências, com precedência aos eventos ocorridos no Equador, o que sugere possíveis reflexões dos pulsos de ondas equatoriais na costa do continente africano. Entre o período de observação (outubro de 1992 a janeiro de 1997), os eventos de maior amplitude ocorreram entre maio e julho de 1994 e março e maio de 1996 (ressurgência e subsidência, respectivamente).

Analisando os dados mais ao norte (Figura 5.7) e, desta maneira, mais próximos da posição média da ZCIT (Houghton, 1991), é possível verificar um padrão distinto, porém coerente, daqueles que aparecem nos outros gráficos zonais apresentados (Equador e 5°S).

(a)



(b)

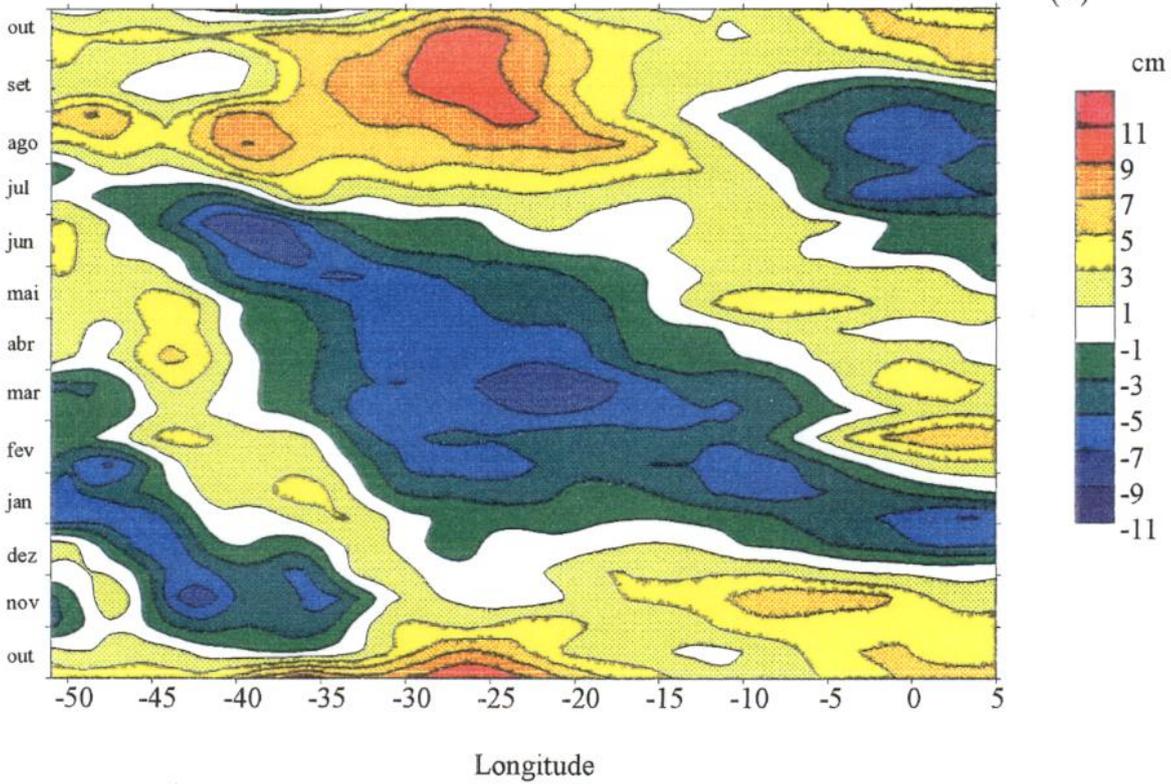


Fig. 5.5 - Ciclo sazonal ao longo da latitude de 05S (a) e da latitude de 05N (b).

Para melhor caracterizar a propagação dos pulsos de ondas equatoriais nesta região da bacia Atlântica, calculou-se, através dos gráficos mostrados nas Figuras 5.3, 5.6 e 5.7, a velocidade de propagação desses pulsos, conforme mostrado na tabela 5.4. É importante lembrar que a propagação oeste-leste é padronizada como a direção principal sendo, portanto, caracterizada pelo sinal positivo. Neste contexto, a propagação na direção leste-oeste possui sinal negativo.

TABELA 5.4 - VELOCIDADE DE PROPAGAÇÃO DOS PULSOS DE ONDAS EQUATORIAIS NA BACIA ATLÂNTICA

Latitude	Velocidade de propagação (m/s)
Equador	2,03
5° S	-0,34
5° N	-0,39

Estes valores encontrados não são muito precisos tendo em vista que foram obtidos através dos gráficos. Porém, os resultados encontrados mostram-se em acordo com os resultados obtidos por alguns autores (Katz, 1987; Boulanger e Menkes, 1995; Boulanger et al., 1997) que determinaram a velocidade de propagação desses pulsos para as regiões equatoriais do Atlântico e do Pacífico. A velocidade encontrada sobre o Equador apresenta-se coerente coma velocidade de propagação de ondas de Kelvin. Já nas latitudes de 5°S e 5°N, podemos caracterizar os pulsos de ondas como sendo ondas de Rossby geradas por reflexão na costa do continente africano.

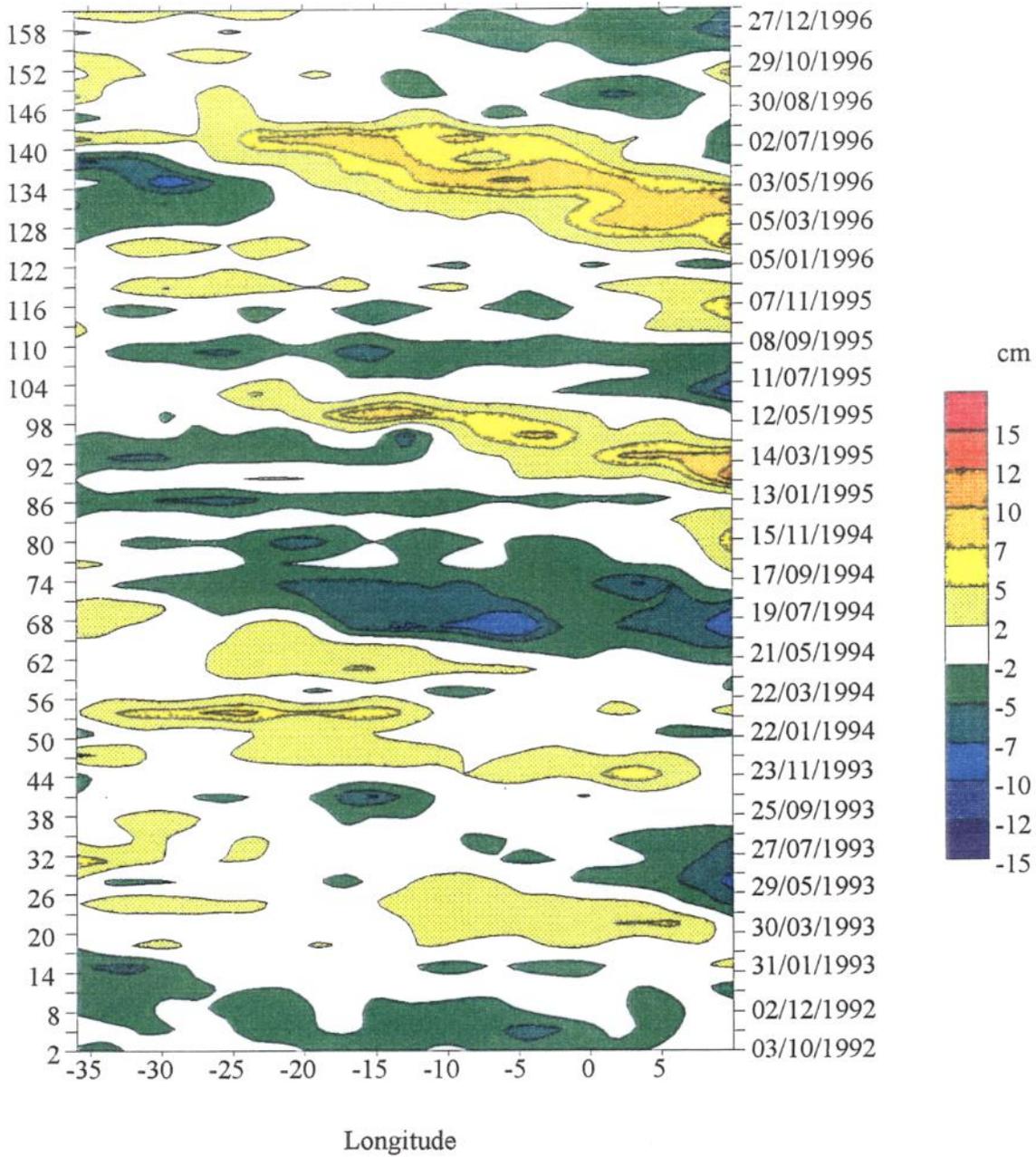


Fig. 5.6 - Resíduo de altura do nível do mar ao longo da latitude de 5S. A coluna da esquerda mostra o número do ciclo do T/P e a da direita mostra as referentes datas nominais dos ciclos.

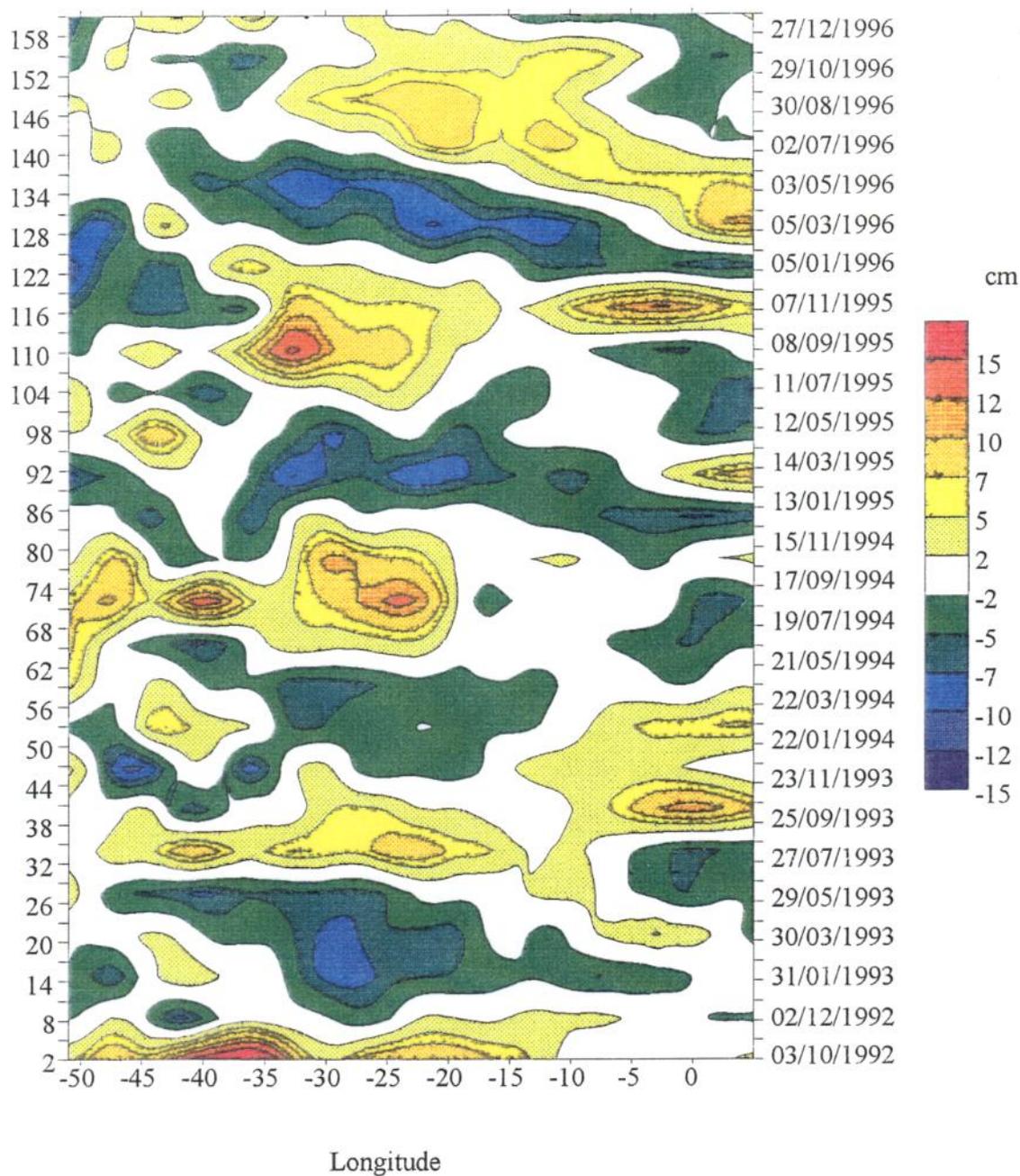


Fig. 5.7 - Resíduo de altura do nível do mar ao longo da latitude de 5N. A coluna da esquerda mostra o número do ciclo do T/P e a da direita mostra as referentes datas nominais dos ciclos.

5.3.1.2 - ANOMALIAS

Os sinais de anomalia em relação ao ciclo médio representando aqui a sazonalidade, mesmo que a média seja de apenas 4 anos, observados ao longo do Equador, são agora descritos. Como mostrado na Figura 5.8, os maiores sinais ocorreram nos anos de 1994 e 1996. É possível observar que, a partir do final do ano de 1995 e durante o ano de 1996, toda a bacia do Oceano Atlântico apresenta uma anomalia positiva, caracterizando que o nível do mar encontrava-se mais alto que a média anual. Nos anos anteriores, houve a tendência da região equatorial, principalmente no contorno leste, apresentar-se num nível mais baixo que a média.

Essas anomalias verificadas ao longo do Equador também são observadas ao longo da latitude de 5°S: o ano de 1994 apresenta uma anomalia negativa com uma extensão ao longo de toda a bacia e em 1996 pode ser observada a tendência do nível do mar mais alto (Figura 5.9). Além desses dois eventos, é possível observar que, a partir da segunda metade do ano de 1993, ocorre uma elevação do nível do mar, formando uma anomalia positiva. Uma característica marcante nesta latitude é que através dos dados de anomalia também observa-se a tendência da propagação de pulsos em direção oeste, o mesmo ocorrendo ao longo da latitude de 5°N.

Ao longo da latitude de 5°N (Figura 5.10), existe uma variação muito mais intensa das anomalias entre os contornos leste e oeste. Dois eventos podem bem caracterizar estas mudanças bruscas: a anomalia positiva ocorrida no segundo semestre de 1995 e o posterior abaixamento do nível do mar no ano de 1996, ambos eventos ocorrendo entre as longitudes de 20°W e 50°W. Outros dois eventos com características de grande amplitude coincidem com os períodos anômalos verificados em toda a bacia Atlântica ao longo do Equador e na latitude de 5°S: o evento de baixa do nível do mar em 1994 e o evento de anomalia positiva em 1996.

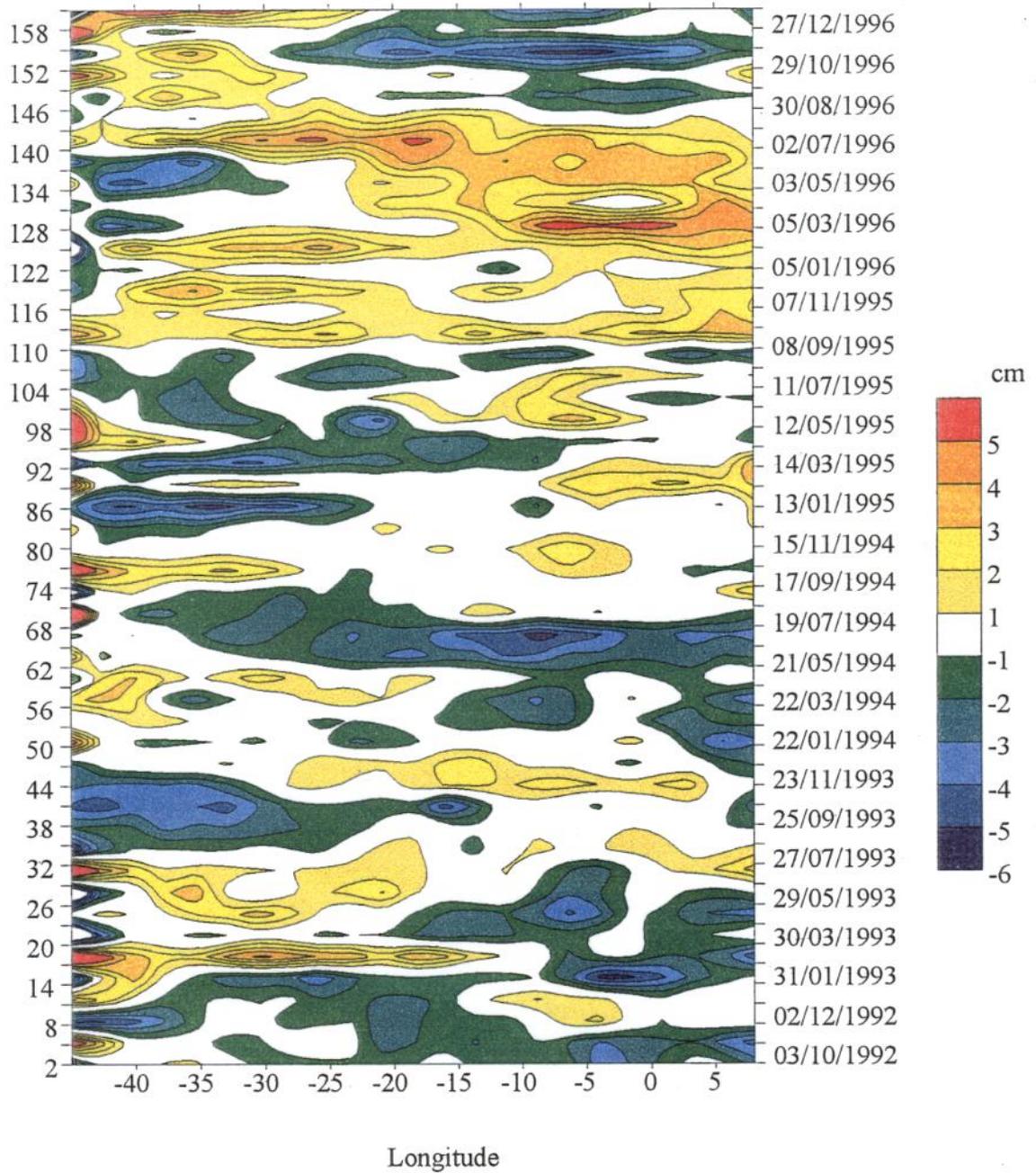


Fig. 5.8 - Anomalia da altura do nível do mar ao longo do Equador. A coluna da esquerda mostra o número do ciclo do T/P e a da direita mostra as referentes datas nominais dos ciclos.

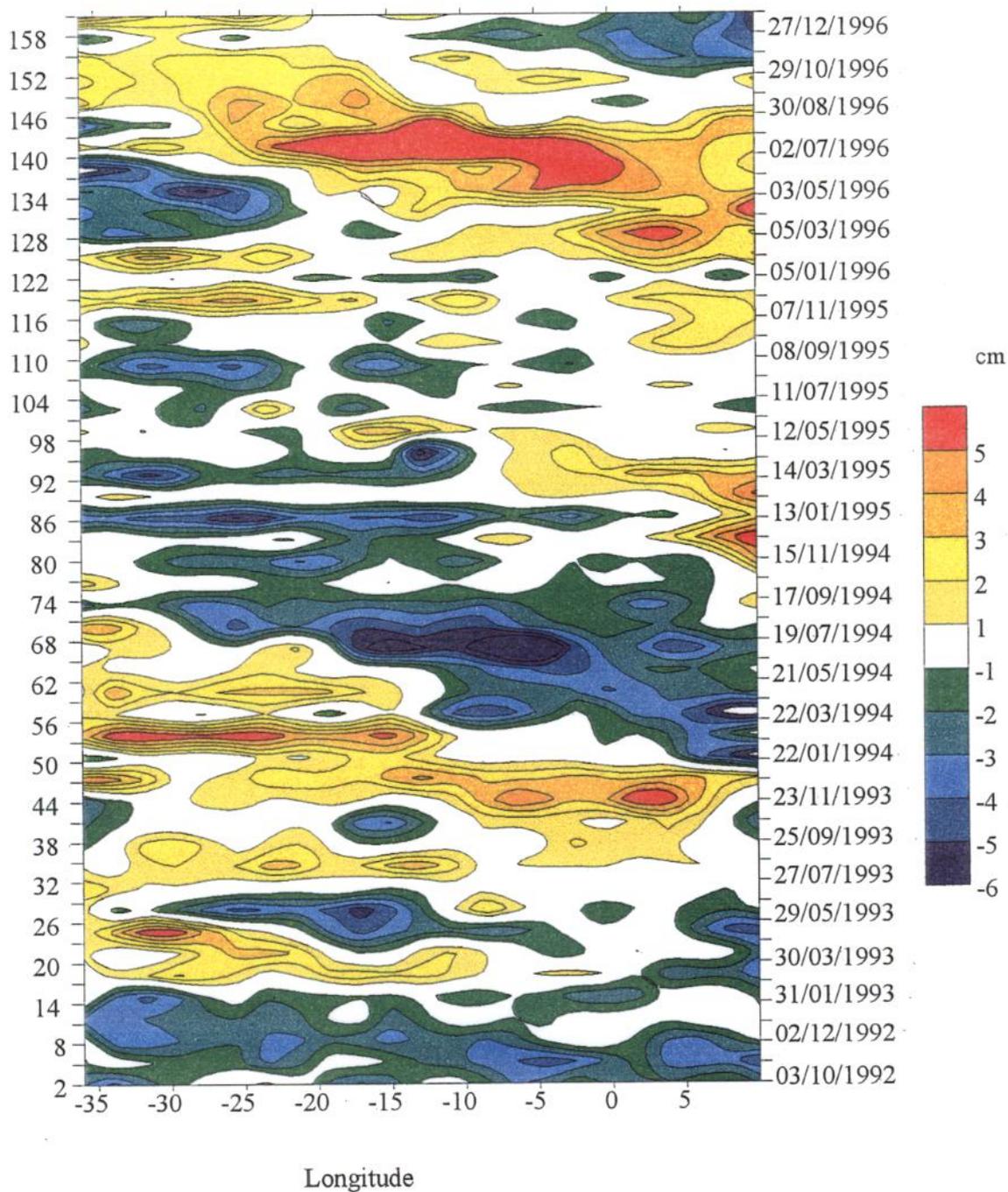


Fig. 5.9 - Anomalia da altura do nível do mar ao longo do latitude de 5S. A coluna da esquerda mostra o número do ciclo do T/P e a da direita mostra as referentes datas nominais dos ciclos.

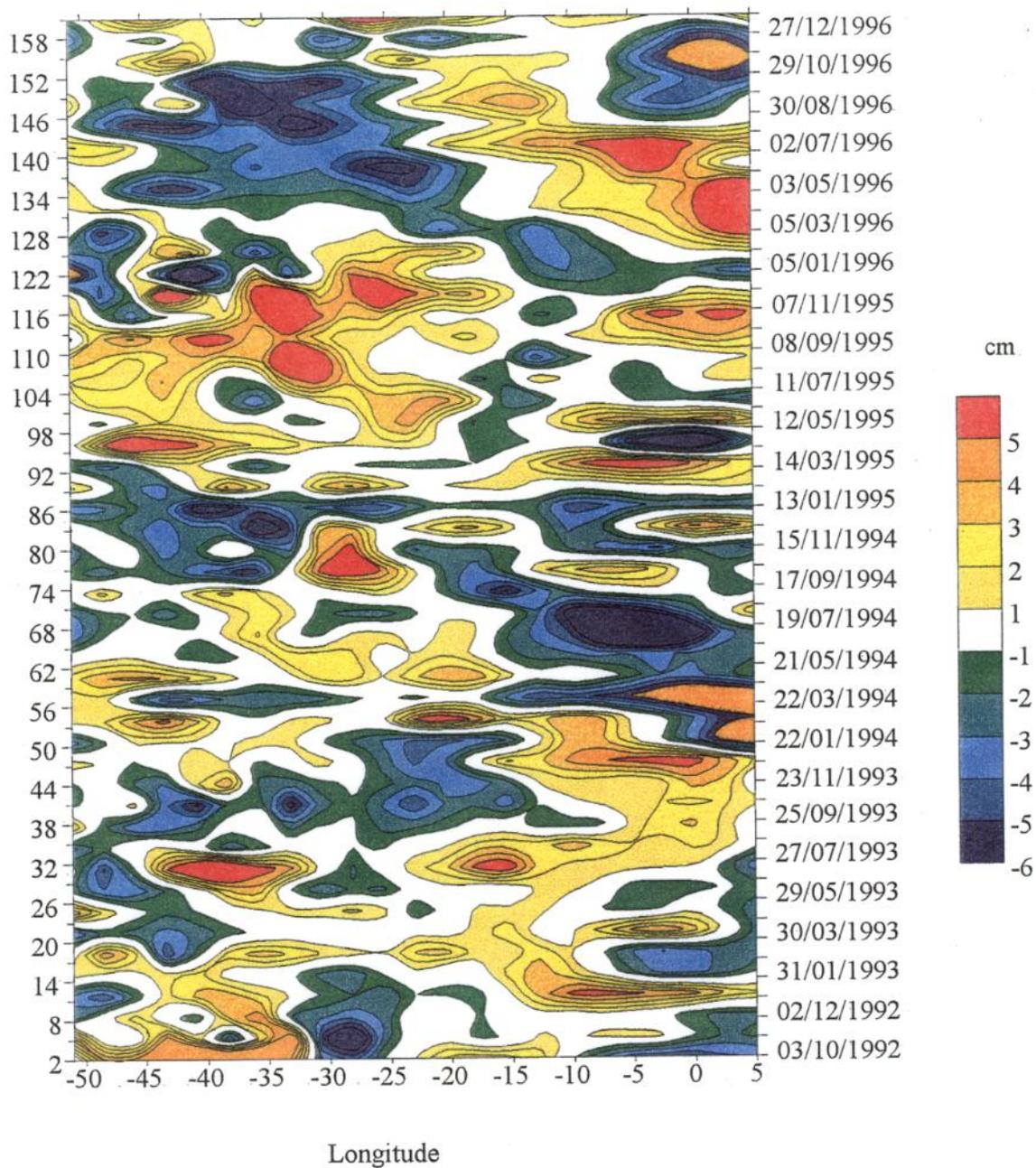


Fig. 5.10 - Anomalia da altura do nível do mar ao longo da latitude de 5N. A coluna da esquerda mostra o número do ciclo do T/P e a da direita mostra as referentes datas nominais dos ciclos.

5.3.2 - ESTRUTURAS MERIDIONAIS

A evolução da distribuição meridional de massa nas camadas superiores do oceano tropical tem sido bastante discutida ultimamente, objetivando uma maior compreensão da dinâmica envolvida no transporte advectivo de calor e sua relação com os transportes vertical e meridional de calor, gerador de mudanças climáticas.

O ciclo sazonal, estudado por Merle e Arnault (1985), apresenta uma sequência de cristas e cavados orientados zonalmente, mas que variam de altura e posição ao longo do ano. Estas estruturas estão bastante relacionadas ao ciclo sazonal da circulação forçada pelo vento na área equatorial.

Outros processos importantes, ligados a circulação termohalina rasa, envolvem as trocas de massa entre os giros subtropicais anticiclônicos, e os “giros equatoriais”, cuja existência encontra-se hoje em discussão (Mayer e Weisberg, 1993). O panorama que emerge dos estudos recentes de análise de dados, bem como de modelagem numérica, mostra que a camada superior no Oceano Atlântico apresenta, entre as estruturas mais conhecidas dos Giros Subtropicais, dois giros adicionais: um giro equatorial ciclônico, estreito meridionalmente, centrado em 05°N; e um giro tropical ciclônico entre o Equador e as latitudes de 10-12°S.

Os processos de transporte meridional de massa consistem nos fluxos de água na camada de mistura oriunda da ressurgência equatorial e advectadas em direção aos polos pelo transporte de Ekman. Esses processos de transporte meridional não são inteiramente balanceados pelos processos de convergência geostrófica das águas da termoclina, geradas pela subsidência nas áreas tropicais/subtropicais. Este não-balanceamento ocorre por causa da assimetria da bacia Atlântica, o que ocasiona um fluxo de grande escala em direção ao norte e que atravessa o Equador. Estas redistribuições de massa foram sugeridas por Roemmich (1983) e Mayer e

Weisberg (1993), e documentadas por Arnault e Cheney (1994) em análises de dados altimétricos do GEOSAT.

Nesta seção procurou-se documentar esta redistribuição de massa através de diagramas tempo-latidade em dois meridianos importantes: o de 30°W (Figura 5.11), situado numa posição central na bacia e que atravessa as estruturas de cristas e cavados sugeridas por Merle e Arnault (1985), e o de 38°W (Figura 5.12), que corta o Arquipélago de Abrolhos no Hemisfério Sul. Com a análise dos dados neste meridiano, verificou-se o efeito do modelo de geóide utilizado para a correção dos dados do T/P sobre a região de Abrolhos, como também buscou-se caracterizar os aspectos dinâmicos ocorridos na região onde será instalada uma das seções meridionais de bóias ancoradas do Projeto PIRATA.

A fim de possibilitar uma melhor verificação dos eventos que ocorrem meridionalmente no Oceano Atlântico Tropical, também foi feita a análise das estruturas meridionais a partir de gráficos que demonstram o ciclo sazonal e a anomalia, similarmente à análise efetuada para as estruturas zonais sobre o Equador e as latitudes de 05°S e 05°N.

Pode-se observar na Figura 5.13a que a região de maior amplitude está localizada em torno de 03°N, coincidindo com a posição e a sazonalidade da Contracorrente Norte Equatorial - CCNE (Carton e Katz, 1990). A sazonalidade da CCNE varia em fase com o Giro Subtropical do Atlântico Norte e em oposição de fase com o Atlântico Sul Subtropical. O ciclo sazonal em 38°W (Figura 5.13b), entretanto, sugere uma propagação das anomalias entre a CCNE e o Giro Subtropical Norte, o que seria consistente com o panorama da circulação de Schmitz e Richardson (1991). Este referido panorama de conexão ocorre como se uma “crista” gerada em 20°S durante o mês de março se propagasse para o norte até atingir a latitude de 20°N em outubro do ano seguinte.

Na Figura 5.14 que caracteriza as anomalias do nível do mar em 30°W , o mesmo panorama pode ser indentificado se acompanharmos, por exemplo, os valores de máximo nível que ocorrem na diagonal desta figura. Já na Figura 5.15, é importante observar as características anômalas de comportamento do Atlântico Norte durante a primavera/verão de 94/95 e 95/96, com predominância de nível do mar mais baixo em 94/95 e do nível do mar mais alto em 95/96.

Outra característica particular que ocorre no corte meridional na longitude de 38°W (Figura 5.13b) são os pequenos eventos de alta frequência verificados próximos a latitude de 19°S . Nesta região localiza-se o Arquipélago de Abrolhos e estes eventos são muito semelhantes àqueles observados nas proximidades da costa brasileira na Figura 5.4, a qual mostra o ciclo sazonal sobre ao longo do Equador. A explicação para a ocorrência de tais eventos continua a ser discutível: possivelmente um mau ajuste do modelo de geóide utilizado nas correções dos dados altimétricos quando utilizado em regiões rasas, podendo ser também consequência da composição entre o período de repetição do ciclo (10 dias) com a maré semi-diurna (Andersen, 1995).

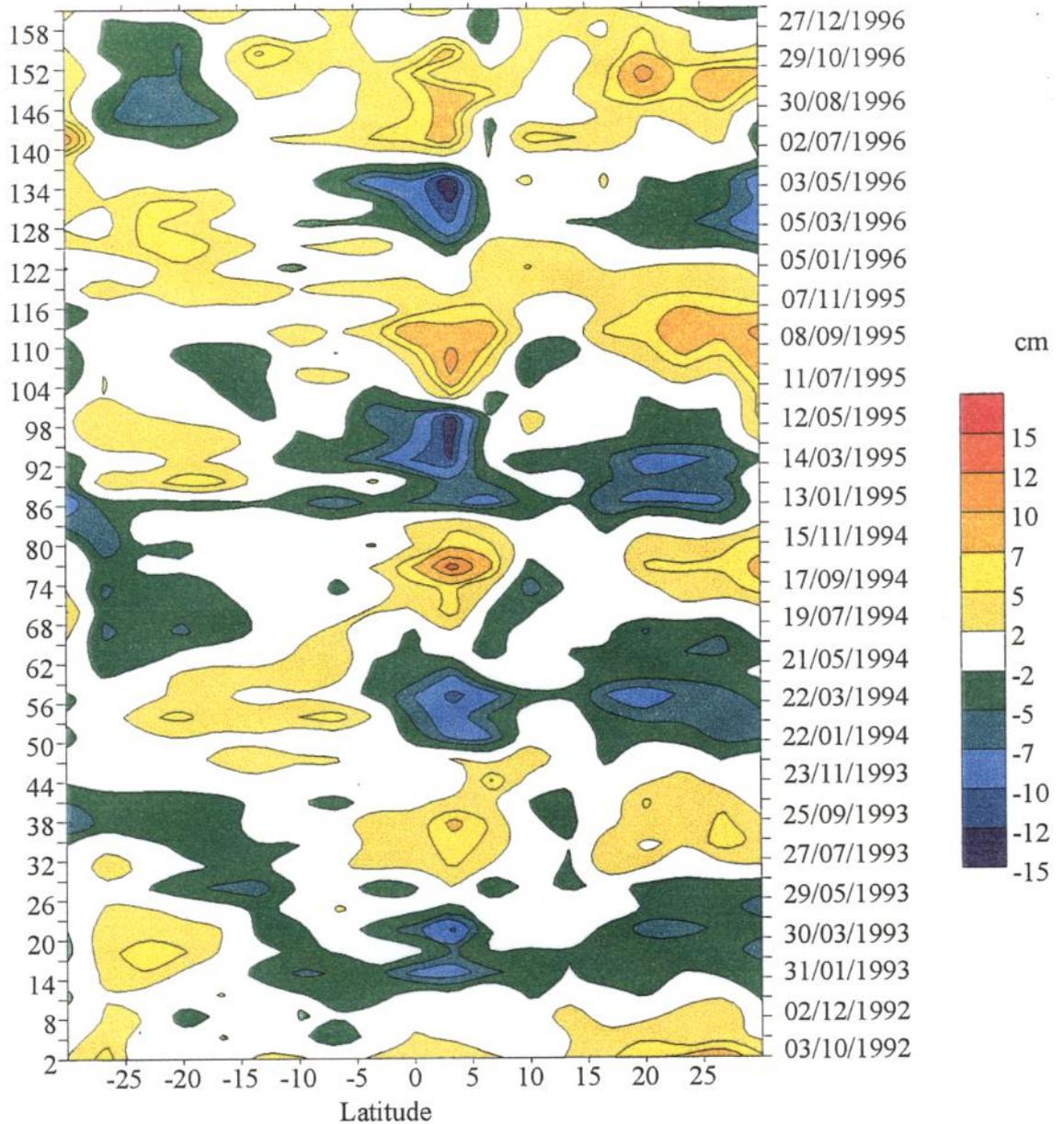


Fig. 5.11 - Resíduo de altura do nível do mar ao longo da longitude de 30W. A coluna da esquerda mostra o número do ciclo do T/P e a da direita mostra as referentes datas nominais dos ciclos.

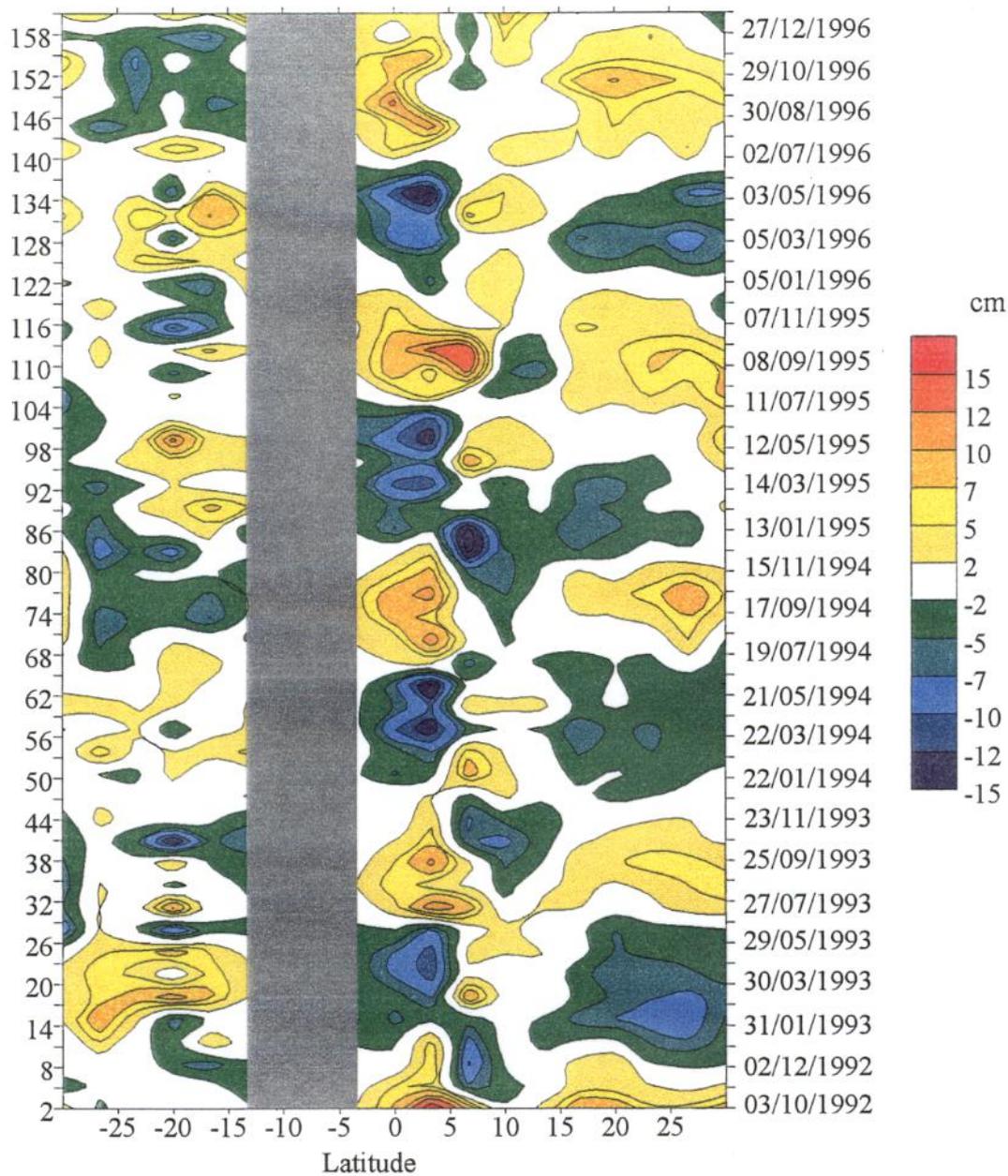


Fig. 5.12 - Resíduo de altura do nível do mar ao longo da longitude de 38W. A coluna da esquerda mostra o número do ciclo do T/P e a da direita mostra as referentes datas nominais dos ciclos. A área cinza indica a posição do Brasil ao longo de 38W.

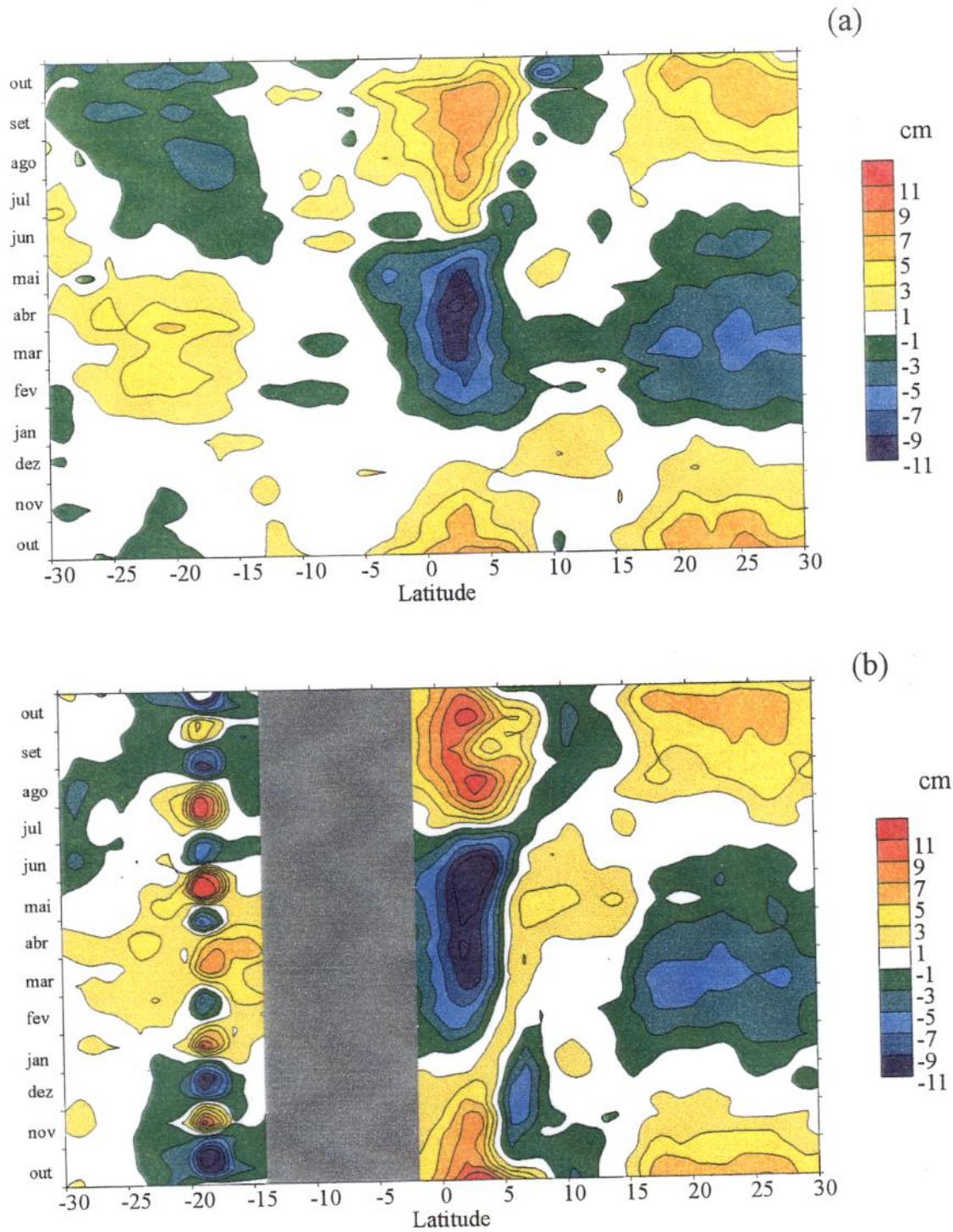


Fig. 5.13 - Ciclo sazonal ao longo do meridiano de 30W (a) e ao longo do meridiano de 38W (b). A faixa cinza indica a posição do Brasil ao longo de 38W.

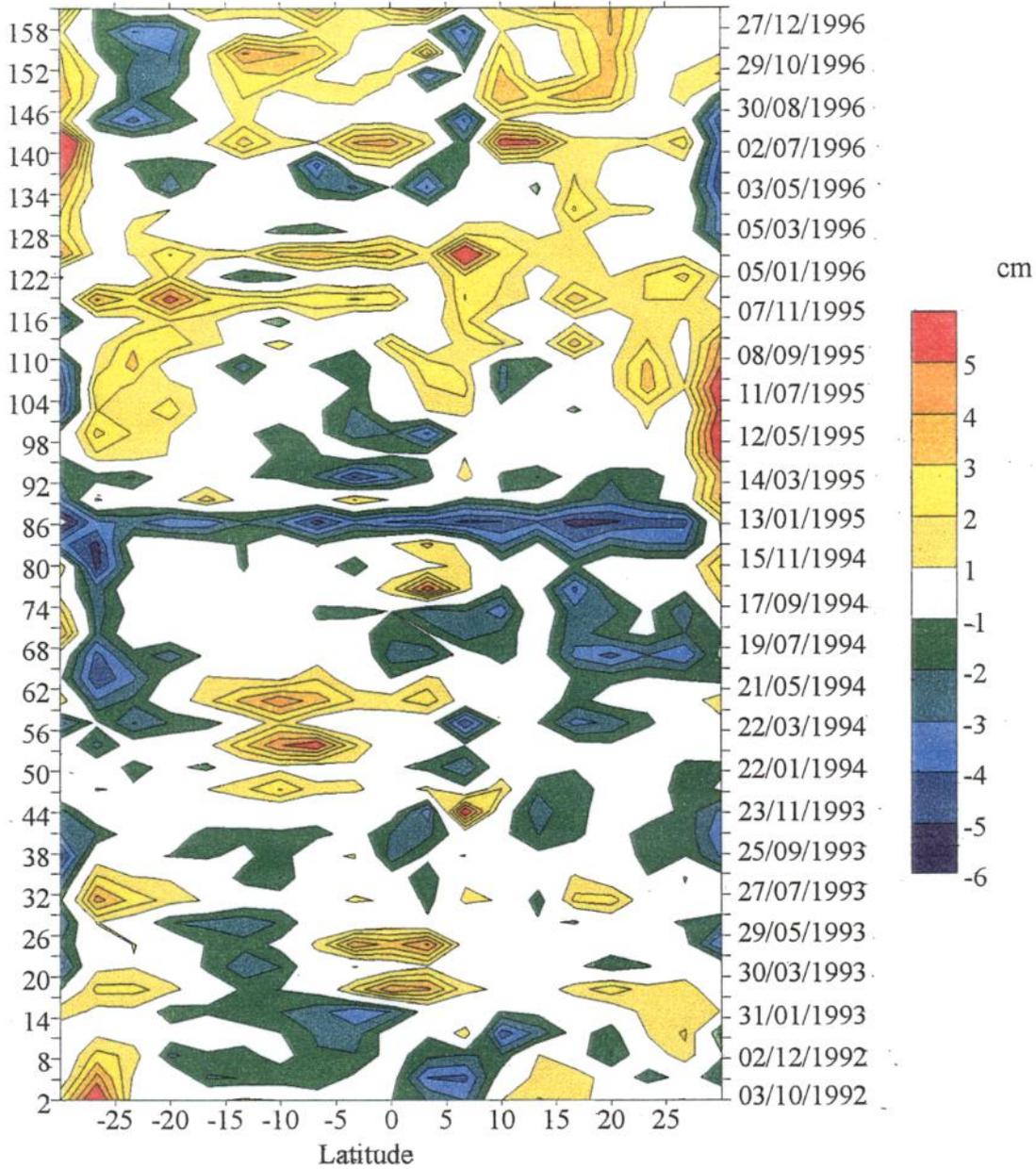


Fig. 5.14 - Anomalia da altura do nível do mar ao longo do meridiano de 30W. A coluna da esquerda mostra o número do ciclo do T/P e a da direita mostra as referentes datas nominais dos ciclos.

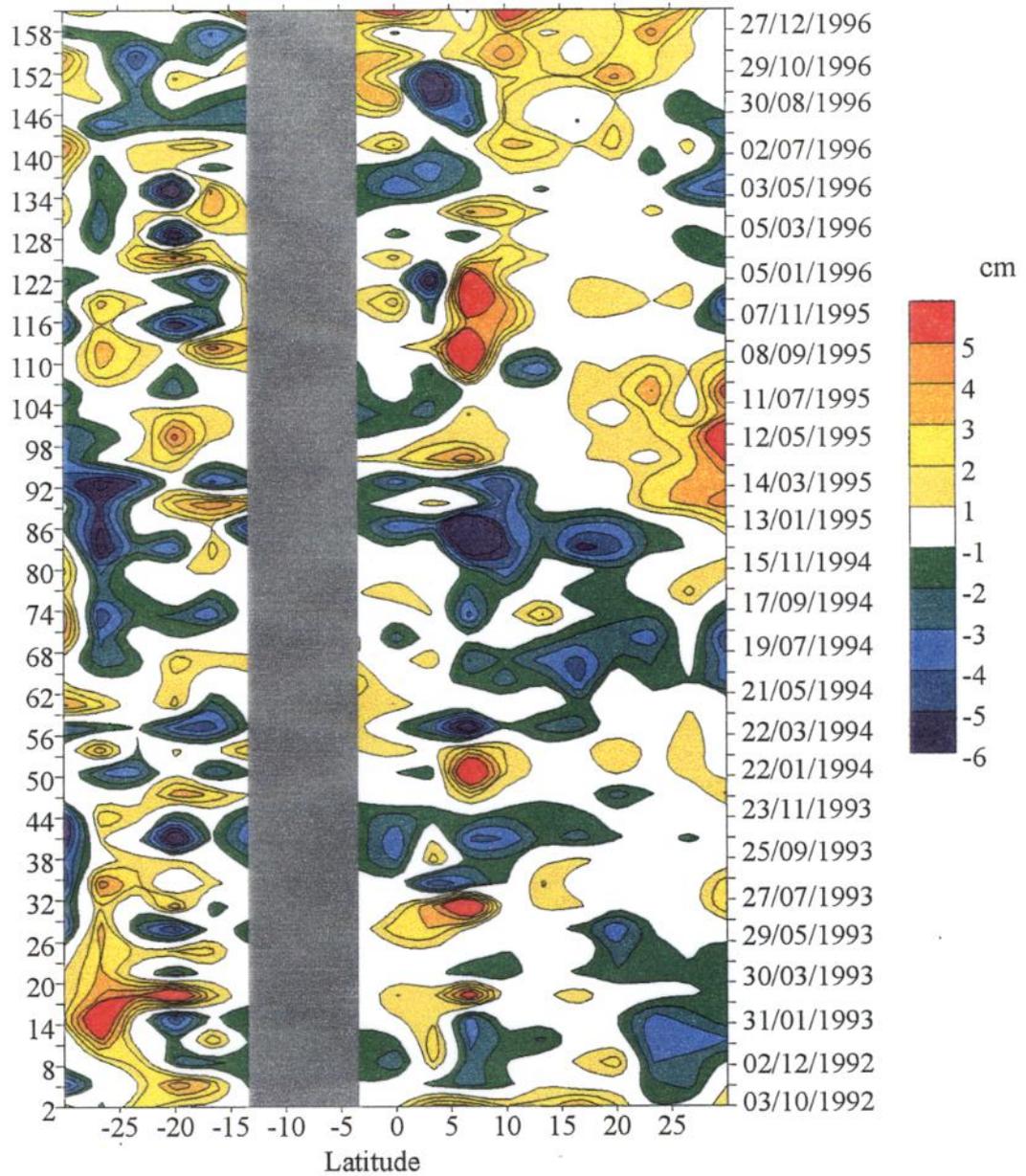


Fig. 5.15 - Anomalia da altura do nível do mar ao longo do meridiano de 38W. A coluna da esquerda mostra o número do ciclo do T/P e a da direita mostra as referentes datas nominais dos ciclos. A barra cinza indica a posição do Brasil ao longo de 38W.

CAPÍTULO 6

DISCUSSÃO

6.1 - COMPARAÇÃO ENTRE DADOS ALTIMÉTRICOS E MAREGRÁFICOS

É bastante conhecido que, na maioria das regiões do globo, dados altimétricos e maregráficos mostram uma boa correlação entre suas medições (Cheney et al., 1994; Mitchum, 1994; Verstraete e Park, 1995; Mitchum, 1996). Tanto isso é verdade que, desde o lançamento do T/P, com uma determinação de órbita muito precisa e com dados corrigidos por excelentes modelos de geóide, vários modelos globais de maré foram desenvolvidos através da assimilação de seus dados (Andersen, 1995; Nerem, 1995).

A região equatorial do Oceano Atlântico, ao contrário do Oceano Pacífico, possui um grande fator limitante para este tipo de comparação: um limitado número de ilhas oceânicas que possuam medidores de nível do mar. Mesmo em regiões costeiras não existe um grande número de instrumentos que tenham possibilitado a aquisição de longas séries de dados necessárias para estudos da variação do nível do mar.

As comparações feitas neste trabalho entre os dados altimétricos do T/P e os dados maregráficos em São Tomé e Fernando de Noronha mostraram, em parte, a utilidade do T/P neste campo de pesquisa. Os dados obtidos pelo ORSTOM na ilha de São Tomé já foram utilizados por Verstraete e Park (1995), com uma série temporal mais curta. Mesmo com uma série de apenas 18 meses, os autores encontraram um coeficiente de correlação de 0,88 e um desvio padrão da série diferença de 2,2 cm. Estes dados estão completamente de acordo com a correlação encontrada quando pode ser utilizada uma série maior de dados, como é o caso dos resultados obtidos neste trabalho. Porém, na comparação efetuada com os dados obtidos em Fernando de

Noronha, a correlação mostrou-se muito pobre. A correlação encontrada em Fernando de Noronha não mostrou-se tão boa quanto a encontrada em São Tomé possivelmente devido ao fato da série utilizada nesta comparação ser menor (9 meses) do que a série utilizada em São Tomé (24 meses). Os dados obtidos pelos outros três marégrafos mantidos por este programa na região Nordeste do Brasil (Termisa, Areia Branca e Tamandaré) não foram utilizados por dois motivos: por localizarem-se em regiões próximas a costa e/ou por terem adquiridos séries pequenas de dados devido a problemas de aquisição/transmissão/recepção.

Também tentou-se utilizar a série de dados de nível do mar obtida pelo marégrafo instalado nos Penedos São Pedro e São Paulo e mantido pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). Estes dados, em conjunto com os dados de São Tomé, seriam ideais para a verificação de propagação de pulsos de ondas equatoriais, devido à localização dessas ilhas ser muito próxima do Equador. Porém, apesar desta série ser bastante longa e concomitante com o período de operação do T/P, os dados mostraram-se inconsistentes devido a um erro de calibração na leitura dos dados adquiridos pelo sensor maregráfico.

6.2 - CICLO SAZONAL

Sempre partindo do conhecimento de que o Oceano Atlântico Equatorial é caracterizado por um ciclo sazonal mais forte do que as variabilidades interanuais (Merle, 1980; Merle e Arnault, 1985; Philander e Pacanowski, 1986; Carton, 1989; Arnault et al., 1990; Carton e Huang, 1994), os resultados obtidos neste trabalho mostraram-se bastante coerentes, tanto aqueles visualizados nas estruturas zonais quanto meridionais.

O ciclo sazonal na bacia do Oceano Atlântico ao longo do Equador apresenta-se com suas características diferenças nos limites leste e oeste. Verstraete et

al. (1980) já indicavam que no Golfo da Guiné, a variabilidade semianual do nível do mar é quase tão grande quanto a anual. Através do espectro das variabilidades das séries temporais do T/P e do marégrafo na Ilha de São Tomé, é possível verificar essa tendência, principalmente no sinal medido pelo altímetro (Tabelas 5.1 e 5.2). No contorno oeste, o sinal anual é dominante dentro do ciclo sazonal. Através do uso de um modelo e comparando os dados gerados com dados de altura dinâmica obtidos *in situ*, Busalacchi e Picaut (1983) comprovam esse padrão na região sobre o Equador.

Picaut (1983) mostra que, no Golfo da Guiné, existe um padrão de quatro períodos distintos: um período quente de fevereiro a maio, um forte período frio de junho até o início de outubro, um período quente secundário em novembro e, finalmente, um período frio secundário e curto durante dezembro e janeiro. Em concordância com os resultados obtidos por Arnault et al. (1990) com dados obtidos pelo altímetro do GEOSAT e através de modelo, o padrão de ressurgências primárias (maior amplitude) e secundárias (menor amplitude) verificadas sobre o Equador no contorno leste do Oceano Atlântico também foi observado neste trabalho através dos dados do T/P. Esses eventos seguem as principais mudanças no cisalhamento do vento: intensificação dos ventos durante o outono e relaxamento dos mesmos durante a primavera, tomando o Hemisfério Sul como padrão para a definição das estações. Segundo Weisberg e Tang (1990), os eventos de ressurgência começam no outono como resposta inicial a intensificação dos ventos de leste (ressurgência primária) e continuam no verão como última parcela da resposta ao relaxamento desses ventos.

Próximo ao Equador, o ciclo sazonal do campo de ventos é mais forte no Atlântico oeste, onde a ZCIT atravessa o Equador em janeiro/abril. Nesta região, as variações da profundidade da termoclina estão quase em fase com as mudanças anuais na intensidade dos ventos locais de leste: a termoclina é profunda em agosto e setembro quando os ventos são intensos e torna-se rasa em março e abril quando os ventos são fracos (Philander e Pacanowski, 1986).

Como pode ser observado nos resultados de residuo do nível do mar obtidos pelo T/P (Figuras 5.6 e 5.7), os eventos que se iniciam no contorno oeste apresentam uma tendência de propagação para leste. Moore et al. (1978) foram os primeiros a sugerirem que um forte sinal de ressurgência que apareça no Golfo da Guiné pode ser causado por mudanças zonais do vento ao longo do Equador, particularmente por grandes mudanças do vento na porção oeste do Atlântico. Estes autores notaram que esta forçante remota gerará ondas de Kelvin presas ao guia equatorial que irão propagar-se em direção a porção leste do Atlântico. Seguindo este conceito da existência de uma forçante remota, Servain et al. (1982) demonstraram que a variabilidade não-sazonal da temperatura da superfície do mar no Golfo da Guiné é altamente correlacionada com a variabilidade não-sazonal do cisalhamento zonal do campo de ventos no Oceano Atlântico oeste.

A região de mínima amplitude, localizada próxima a 25°W, é associada com uma rápida variação de fase, separando a região equatorial em duas porções distintas. Esta região é discutida por Merle (1980) e sua posição é verificada através de análises feitas por Merle e Arnault (1985) e através de cálculo por modelagem feito por Busalacchi e Picaut (1983).

A característica mais interessante verificada na análise dos dados mostrados nas Figuras 5.4 e 5.13a são os já descritos eventos de alta frequência que ocorrem próximos ao contorno oeste da bacia e sobre o Arquipélago de Abrolhos, respectivamente. Essa característica é somente verificada nesta região e nenhum outro trabalho que tenha utilizado dados altimétricos no Oceano Atlântico (Carton, 1989; Arnault et al., 1990; Arnault et al., 1992) mostra esses sinais. Um dos motivos pode ser a imprecisão do modelo utilizado para a correção do efeito de maré. Segundo Andersen (1995), as componentes M_2 e S_2 tem suas maiores amplitudes sobre o Equador, nas proximidades do contorno oeste da bacia do Oceano Atlântico. O período de "alias" dessas componentes são, para os dados obtidos pelo T/P, 62 e 59 dias, respectivamente.

Esses valores devem estar muito próximos ao período observado da ocorrência destes eventos. Um outro motivo que poderia causar tal fenômeno seria a imprecisão do modelo de geóide utilizado na correção dos dados do T/P, tendo em vista que esta região, devido a grande descarga do Rio Amazonas, possui uma plataforma continental bastante extensa. Portanto, torna-se necessário que um estudo mais detalhado deste fenômeno seja realizado.

Na região mais ao sul do Equador (5°S), o sinal anual torna-se bastante claro e marcante na porção mais central da bacia. Picaut (1983) mostra o mesmo padrão de comportamento dos eventos de subsidência entre fevereiro e março e ressurgência entre julho e setembro. Philander e Pacanowski (1981) demonstram que os eventos de ressurgência costeira no Golfo da Guiné, ao sul do Equador, podem alcançar grandes distâncias em oceano aberto através da propagação de ondas de Rossby em escala de tempo maiores que um mês.

Arnault et al. (1992) verificam através de modelos a propagação dos pulsos de ondas para oeste, partindo do contorno leste da bacia do Oceano Atlântico. Porém, com os dados altimétricos do GEOSAT, não foi possível caracterizar essa propagação, ao contrário dos dados obtidos pelo T/P neste trabalho. Os dois principais eventos de ressurgência e subsidência já citados mostram claramente a propagação em direção oeste.

Pela análise do gráfico que apresenta o ciclo sazonal em 5°S (Figura 5.6), os dados obtidos pelo T/P na porção oeste da bacia não demonstram um forte sinal sazonal. Porém, na análise do espectro das variabilidades dos dados altimétricos sobre Fernando de Noronha, verifica-se que a componente anual é dominante. Esta diferença talvez deva-se ao fato de que, por localizar-se um pouco mais ao norte ($3^{\circ}48'\text{S}$) que o "transect" zonal de 5°S , a Ilha de Fernando de Noronha registre

uma maior influência da sazonalidade da Corrente Sul Equatorial, conforme já caracterizada por Stramma (1991).

A região mais ao norte do Equador (5°N) apresenta um ciclo sazonal bastante intenso, com regiões diferentemente marcadas pela dominância das componentes anuais e semianuais. Esta região caracteriza-se por ser uma depressão em escala de bacia e por apresentar-se como sendo a parte central da Contracorrente Norte Equatorial (Wilson et al. 1994), uma corrente quase-superficial, com fluxo em direção leste e com variabilidade sazonal (Merle e Arnault, 1985). O nível do Oceano Atlântico também foi monitorado por Arnault et al. (1992) através de dados altimétricos do GEOSAT, dados *in situ* e dados gerados por modelos. Os resultados obtidos neste trabalho com o T/P apresentam-se coerentes com os resultados apresentados por esses autores

Os resultados obtidos por Arnault et al. (1992) através de dados hidrográficos históricos, dados altimétricos do GEOSAT e dados gerados por modelo numérico, evidenciam um sinal negativo de fevereiro a julho na porção a oeste de 15°W . Na porção a leste, o sinal semianual, característico do contorno leste da bacia do Oceano Atlântico, é reproduzido bem pelo altímetro do GEOSAT, com dois eventos de ressurgência em julho/setembro e janeiro/março. Esses resultados, bem como os obtidos com o T/P mostram uma propagação para oeste durante o outono/inverno.

Philander e Pacanowski (1986), através dos dados gerados por modelo para a região equatorial do Oceano Atlântico, fazem uma boa discussão sobre o sistema de correntes, principalmente da Contracorrente Norte Equatorial na porção oeste da bacia ao longo da longitude de 5°N . A intensificação desta contracorrente a partir de maio necessita de uma fonte de massa na sua origem a oeste. A Corrente Norte do Brasil, a qual muda de direção próximo a 5°N uma vez que os ventos intensificam, torna-se esta fonte de massa e continua a fazê-lo até o fim do ano. Os ventos locais próximos a

costa brasileira e o rotacional do vento em oceano aberto influenciam a Corrente Norte do Brasil. O rotacional do vento que é a principal forçante para a Contracorrente Norte Equatorial, leva a corrente de contorno oeste a mudar de direção próximo a 5°N, a partir do fim de maio, quando a contracorrente é uma intensa corrente superficial com fluxo para leste.

6.3 - ANOMALIAS

Um modo de variabilidade observado no Atlântico Tropical, em escala de tempo interanual e com ocorrência principalmente próximo ao Equador, é similar a Oscilação Sul do El Niño (El Niño Southern Oscillation - ENSO) que ocorre no Pacífico, ainda que o sinal mais forte no Atlântico seja o sazonal (Zebiak, 1993, Chang et al., 1996). Um exemplo da dinâmica que ocorre no acoplamento oceano-atmosfera e que caracteriza este modo de variabilidade, pode ser exemplificado pela seguinte situação: durante um período de elevação do nível do mar, o campo de ventos no Atlântico Equatorial Oeste é fraco, fazendo com que ocorra uma elevação do nível do mar próximo ao Equador, especialmente na porção leste da bacia. Durante a fase de nível do mar baixo, ocorre a intensificação dos ventos no Atlântico Equatorial Oeste e, com isso, diminuições anômalas do nível do mar próximo ao Equador. Neste trabalho, apesar de não ter sido verificado o campo de ventos durante o período de atuação do T/P, os eventos anômalos de elevação e abaixamento do nível do mar foram observados na região Equatorial.

Um outro modo de variabilidade que afeta a bacia Atlântica, ainda que remotamente e que tem sido estudado por muitos autores (Hastenrath et al., 1987; Delecluse et al., 1994; Enfield e Mayer, 1997), é aquele gerado pela conexão com o próprio ciclo do ENSO. Variações de baixa frequência no campo de ventos e, conseqüentemente, no nível do mar ao longo da região equatorial do Atlântico não parecem ser auto-sustentadas por interações oceano-atmosfera dessa região,

necessitando de forçantes remotas para iniciar essas oscilações (Zebiak, 1993). O ciclo do ENSO parece ser uma possível fonte externa.

Esses eventos podem alterar-se bruscamente em escalas de semanas a meses através da excitação e propagação de ondas de Kelvin e Rossby forçadas por ventos. Nos gráficos que mostram a ocorrência dos eventos de elevação e abaixamento do nível do mar podem ser observadas claramente propagações de pulsos de ondas, o que comprova que são importantes feições que auxiliam no ajuste dinâmico do acoplamento oceano-atmosfera.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

A partir dos resultados apresentados e discutidos neste trabalho podemos chegar às seguintes conclusões, além de fazer algumas sugestões para trabalhos futuros:

1. Os dados de resíduo da altura do nível do mar medidos através do T/P, conforme demonstrado por outros autores, possui uma boa correlação com dados de campo medidos por marégrafos podendo, desta maneira, ser utilizado com bastante confiança para determinação de parâmetros oceânicos relativos ao nível do mar. Contudo, tendo em vista a carência de instrumentos medidores de nível do mar na bacia do Oceano Atlântico, é importante que projetos de pesquisa busquem este tipo de tecnologia para, juntamente com os dados altimétricos, poderem melhor caracterizar a dinâmica oceanográfica regional.

2. Nas regiões de plataforma continental mais largas existe a necessidade de um modelo de maré mais acurado, com fins de corrigir o efeito de "alias" nos dados altimétricos. Com os atuais modelos globais, essas regiões ficam prejudicadas no que diz respeito à precisão dos dados altimétricos, tendo em vista os resultados particularmente obtidos neste trabalho na região da larga plataforma na desembocadura do Rio Amazonas e sobre o Arquipélago de Abrolhos.

3. Os dados altimétricos do T/P caracterizaram bem os aspectos dinâmicos de grande escala ocorridos ao longo da região equatorial do Oceano Atlântico. Através das estruturas observadas, pode-se caracterizar, de modo qualitativo, a variabilidade espaço-temporal do nível do mar nesta região e, conseqüentemente, verificar a estrutura zonal e meridional das principais correntes superficiais. A partir dessa motivação, torna-se

necessário utilizar estes dados para uma caracterização quantitativa dessa variabilidade ao longo de toda a bacia.

4. Conseguiu-se caracterizar, ainda que com uma precisão não tão boa, a propagação de pulsos de ondas equatoriais forçadas remotamente pelo vento, assim como suas reflexões nos limites continentais. E mesmo já tendo sido observado e mensurado por alguns autores, torna-se necessário a verificação, seja através dos dados maregráficos, seja através de outros instrumentos *in situ*, da velocidade de propagação zonal dos principais pulsos de ondas.

5. Ainda que o radar altímetro seja uma poderosa ferramenta para estudos da variabilidade espaço-temporal do nível do mar, para que se tenha um melhor entendimento de toda a dinâmica da região equatorial do Oceano Atlântico, torna-se necessário que se busque uma integração com dados obtidos por outros sensores remotos, tais como os sensores termais. Essa integração de dados, juntamente com os dados obtidos *in situ*, poderão mostrar os processos atuantes no sistema acoplado oceano-atmosfera nesta região de estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Andersen, O.B. Global ocean tides from ERS-1 and TOPEX/POSEIDON altimetry. **Journal of Geophysical Research**, 100(C12):25249-25260, Dec. 1995.
- Andersen, O.B.; Woodworth, P.L.; Flather, R. A. Intercomparison of recent ocean tide models. **Journal of Geophysical Research**, 100(C12):25261-25282, Dec. 1995.
- Arent, N.; Hükelheim, G; Kock, K.R. First results for the simultaneous estimation of the geoid and the sea surface topography by ERS-1 altimeter data. In: Proceedings of the First ERS-1 Symposium. Cannes, France, November 4-6, 1992. Space at the Service of our environment. Paris, ESA, 1993. V.1, p.395-400 (ESA SP-359)
- Arnault, S.; Cheney, R.E. Tropical Atlantic sea level variability from Geosat (1985-1989). **Journal of Geophysical Research**, 99(C9):18207-18223, Sep. 1994.
- Arnault, S.; Ménard, Y.; Merle, J. Observing the Tropical Atlantic Ocean in 1986-1987 from Altimetry. **Journal of Geophysical Research**, 95(C10):17921-17945, Oct. 1990.
- Arnault, S.; Morlière, A.; Merle, J; Ménard, Y. Low-Frequency variability of the Tropical Atlantic Surface Topography: altimetry and model comparison. **Journal of Geophysical Research**, 97(C9):14259-14288, Sep. 1992.
- Archivage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques. **AVISO User Handbook: merged TOPEX/POSEIDON products**. Toulouse, CNES, 1994. 213 p. (AVI-NT-02-101-CN, Edition 2.1). (AVISO é um Programa de distribuição de dados coordenado pela CNES)

Archivage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques.

AVISO User Handbook: sea level anomaly files. Toulouse, CNES, 1995. 17 p.
(AVI-NT-011-312-CN, Edition 1). (AVISO é um Programa de distribuição de dados coordenado pela CNES)

Bernstein, R.L.; Born, G.H.; Whritner, R.H. SEASAT altimeter determination of ocean current variability. **Journal of Geophysical Research**, 87(C5):3261-3268, 1982.

Bertiger, W.I. et al. GPS precise tracking of TOPEX/POSEIDON: Results and implications. **Journal of Geophysical Research**, 99(C12):24449-24464, Dec. 1994.

Boullanger, J.-P.; Menkes, C. Propagation and reflection of long equatorial waves in the Pacific Ocean during the 1992-1993 El Niño. **Journal of Geophysical Research**, 100(C12):25041-25059, Dec. 1995.

Boullanger, J.-P.; Delecluse, P.; Maes, C.; Lévy, C. Long equatorial waves in a high-resolution OGCM simulation of the Tropical Pacific Ocean during the 1985-94 TOGA period. **Monthly Weather Review**, 125(5):972-984, May. 1997.

Busallachi, A.J.; Picaut, J. Seasonal variability from a model of the Tropical Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, 13:1564-1588, Sept. 1983.

Busallachi, A.J.; McPhaden, M.J.; Picaut, J. Variability in Equatorial Pacific sea surface topography during the verification phase of the TOPEX/POSEIDON mission. **Journal of Geophysical Research**, 99(C12):24625-24738, Dec. 1994.

Byrne, H.M.; Pullen, P.E. SEASAT-derived ocean surface topography: comparison with coincident Kuroshio hydrographic data. **Journal of Geophysical Research**, 88(C4):2621-2625, 1983.

- Caldwell, P.C. **Manual for the TOGA Sea Level Center**, s.l., s.ed., August, 1996.
- Carton, J.A. Estimates of sea level in the Tropical Atlantic Ocean using Geosat altimetry. **Journal of Geophysical Research**, 94(C6):8029-8039, June. 1989.
- Carton, J.A.; Katz, E.J. Estimates of the zonal slope and seasonal transport of the Atlantic North Equatorial Countercurrent. **Journal of Geophysical Research**, 95(C3):3091-3100, Mar. 1990.
- Carton, J.A.; Huang, B. Warm events in the Tropical Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, 24: 888-903. 1994.
- Cartwright, D.E.; Alcock, G.A. On the precision of sea surface elevations and slopes from SEASAT altimetry of the Northeast Atlantic Ocean. In: Gower, J.F.R., ed. **Oceanography from Space**. New York, Plenum Press, 1981. p. 885-896. (Marine Science, 13).
- Cartwright, D.E.; Ray, R.D. Oceanic tides from GEOSAT altimetry. **Journal of Geophysical Research**, 95(C3): 3069-3090, Mar. 1990.
- Challenor, P.G.; Foale, S.; Webb, D.J. Seasonal changes in the global wave climate measured by the Geosat altimeter. **International Journal of Remote Sensing**, 11(12):2205-2213, 1990.
- Chang, P.; Ji, L.; Li, H. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. **Nature**, 385(6616):516-518, Feb. 1997.
- Cheney, R.; Miller, L.; Agreen, R.; Doyle, N.; Lillibridge, J. TOPEX/POSEIDON: the 2-cm solution. **Journal of Geophysical Research**, 99(C12):24555-24563, Dec. 1994.

- Church, J.A.; Godfrey, J.S.; Jackett, D.R.; McDougall, T.J. A model of sea level rise caused by ocean thermal expansion. **Journal of Climate**, 4(4):438-456, Apr. 1991.
- Delecluse, P.; Servain, J.; Levy, C.; Arpe, K.; Bengtsson, L. On the connection between the 1984 Atlantic warm event and the 1982-83 ENSO. **Tellus**, 46A:448-464, 1994.
- Dixon, T.H.; Naraghi, M.; McNutt, M.K.; Smith, S.M. Bathymetric prediction from SEASAT altimeter data. **Journal of Geophysical Research**, 88(C3): 1563-1571, Feb. 1983
- Douglas, B.C.; Cheney, R.E. Ocean mesoscale variability from repeat tracks of GEOS-3 altimeter data. **Journal of Geophysical Research**, 86(C11):10931-10937, 1981.
- Douglas, B.C.; Cheney, R.E. Geosat: Beginning a new era in satellite oceanography. **Journal of Geophysical Research**, 95(C3):2833-2836, 1990.
- du Penhoat, Y.; Treguier, A.M. The seasonal linear response of the Tropical Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, 15:316-329, Mar. 1985.
- Egbert, G.D.; Bennett, A.F.; Foreman, M.G.G. TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model. **Journal of Geophysical Research**, 99(C12):24821-24852, Dec. 1994.
- Enfield, D.B.; Mayer, D.A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, 102(1):929-945, Jan. 1997.
- Fu, L.-L.; Pihos, G. Determining the response of sea level to atmospheric pressure forcing using TOPEX/POSEIDON data. **Journal of Geophysical Research**, 99(C12), 24633-24642, Dec. 1994.

- Garzoli, S.L.; Katz, E.J. The forced annual reversal of the Atlantic North Equatorial Countercurrent. **Journal of Physical Oceanography**, 13:2082-2090, 1983.
- Gordon, A.L.; Baker, T.N. Ocean transients as observed by GEOS-3 coincident orbits. **Journal of Geophysical Research**, 85(C1):502-506, 1980.
- Hastenrath, S.; de Castro, L.C.; Aceituno, P. The southern Oscillation in the Atlantic sector. **Contribution to Atmospheric Physics**, 60:447-463,1987.
- Hisard, P.; Hénin, C. Response of the Equatorial Atlantic Ocean to the 1983-1984 wind from the Programme Français Océan et Climat dans l'Atlantique Equatorial cruise data set. **Journal of Geophysical Research**, 92(C4):3759-3768, 1987.
- Houghton, R.W. The relationship of sea surface temperature to thermocline depth at annual and interannual time scales in the Tropical Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, 96(C8):15173-18185, Aug. 1991.
- Houghton, R.W.; Colin, C. Thermal structure along 4°W in the Gulf of Guinea during 1983-1984. **Journal of Geophysical Research**, 91(C10):11727-11739, 1986.
- Huang, N.E.; Leitaó, C.D. Large-scale Gulf Stream frontal study using Geos 3 radar altimeter data. **Journal of Geophysical Research**, 83(C9):4673-4682, 1978.
- Ikeda, M.I. Ocean circulation revealed by altimeter data. In: Proceedings of the First ERS-1 Symposium. Cannes, France, November 4-6, 1992. Space at the Service of our environment. Paris, ESA, 1993. V.1, p.517-518 (ESA SP-359)
- Imel, D.A. Evaluation of the TOPEX/POSEIDON dual-frequency ionosphere correction. **Journal of Geophysical Research**, 99(C12): 24895-24906, Dec. 1994.

- Kane, R.P. Maximum entropy spectral analysis of some artificial samples. **Journal of Geophysical Research**, 84(A3):965-966, 1979.
- Kane, R.P.; Trivedi, N.B. **Maximum entropy spectral analysis of the geological time series of the oxygen isotope record from dee-sea cores**. São José dos Campos, INPE, 1993. 25 p. (INPE-5465-PRE/1773)
- Katz, E.J. Dynamic topography of sea surface in the equatorial Atlantic. **Journal of Marine Research**, 39(1):53-63, 1981.
- Katz, E.J. Equatorial Kelvin waves in the Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, 92(C2):1894-1898, 1987.
- Katz, E.J. An interannual study of the Atlantic North Equatorial Countercurrent. **Journal of Physical Oceanography**, 23(1):116-123, 1993.
- Katz, E.J.; Garzoli, S. Response of the western equatorial Atlantic ocean to an annual wind cycle. **Journal of Marine Research**, 40(Sup.):307-327, 1982.
- Kelly, K.A.; Watts, D.R. Monitoring Gulf Stream transport by radar altimeter and inverted echo sounders. **Journal of Physical Oceanography**, 24(5):1080-1084, 1994.
- Koblinsky, C.J. NASA/GSFC Ocean Pathfinder. **Reprocessing of Altimeter Data for Oceanography**. [online]. <<http://neptune.gsfc.nasa.gov/ocean.html>>. Ago. 1997.
- Le Traon, P.Y; Stum, J.; Dorandeu, J.; Gaspar, P.; Vincent, P. Global statistical analysis of TOPEX and POSEIDON data. **Journal of Geophysical Research**, 99(C12): 24619-24632, Dec. 1994.

- Lukas, R.; Hayes, S.; Wyrtky, K. Equatorial sea level response during the 1982-1983 El Niño. **Journal of Geophysical Research**, 89(C6):10425-10430, 1984.
- Ma, X.C.; Shum, C.K.; Eanes, R.J.; Tapley, B.D. Determination of ocean tides from the first year of TOPEX/POSEIDON altimeter measurements. **Journal of Geophysical Research**, 99(C12): 24809-24820, Dec. 1994.
- McCreary, J.P.; Picaut, J.; Moore, D.W. Effects of remote annual forcing in the eastern tropical Atlantic Ocean. **Journal of Marine Research**, 42(1):45-81, 1984.
- Matsumoto, K.; Ooe, M.; Sato, T.; Segawa, J. Ocean tide model obtained from TOPEX/POSEIDON altimetry data. **Journal of Geophysical Research**, 100(C12): 25319-25330, Dec. 1995.
- Matsuno, T. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, 44:25-43, 1966.
- Mayer, D.A.; Weisberg, R.H. A description of COADS surface meteorological fields and the implied Sverdrup transports for the Atlantic Ocean from 30°S to 60°N. **Journal of Physical Oceanography**, 23(10):2201-2221, Oct. 1993.
- Menard, Y. Observing the seasonal variability in the Tropical Atlantic From Altimetry. **Journal of Geophysical Research**, 93(C11): 13967-13978, Nov. 1988.
- Merle, J. Seasonal heat budget in the Equatorial Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, 10(3):464-469, Mar, 1980.
- Merle, J.; Arnault, S. Seasonal variability of the surface dynamic topography in the tropical Atlantic Ocean. **Journal of Marine Research**, 43(2):267-288, 1985.

- Mitchum, G.T. Comparison of TOPEX sea surface heights and tide gauge sea levels. **Journal of Geophysical Research**, 99(C12):24541-24554, Dec. 1994.
- Mitchum, G.T. Monitoring the stability of satellite altimeters with tide gauge. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, 1996. (no prelo)
- Mognard, N.M. Swell propagation in the North Atlantic Ocean using SEASAT altimeter. In: Allan, T.D. ed. **Satellite Microwave Remote Sensing**. West Sussex, Ellis Horwood Limited, 1983. p. 425-438.
- Moore, D.W.; Hisard, P.; McCreary, J.P.; Merle, J.; O'Brien, J.J.; Picaut, J.; Verstrate, J.M.; Wunsch, C. Equatorial adjustment in the eastern Atlantic. **Geophysical Research Letters**, 5(8):637-640, 1978.
- Morris, C.S.; Gill, S.K. Evaluation of the TOPEX/POSEIDON altimeter system over the Great Lakes. **Journal of Geophysical Research**, 99(C12): 24527-24539, Dec. 1994.
- Moura, A.D. et al. **Science and Implementation Plan for an Observing System to support Tropical Atlantic Climate Studies: 1997-2000**, s.l., s.ed., 1996. 58 p.
- Nerem, R.S. Measuring global mean sea level variations using TOPEX/POSEIDON altimeter data. **Journal of Geophysical Research**, 100(C12):25135-25152, Dec. 1995.
- Nerem, R.S.; Schrama, E.J.; Koblinsky, C.J.; Beckley, B.D. A preliminary evaluation of ocean topography from the TOPEX/POSEIDON mission. **Journal of Geophysical Research**, 99(C12):24565-24583, Dec. 1994

- Nilsson, C.S.; Tildesley, P.; Petersen, J. Mapping of the Australian current with the ERS-1 SAR and shipborn studies. In: Proceedings of the First ERS-1 Symposium. Cannes, France, November 4-6, 1992. Space at the Service of our environment. Paris, ESA, 1993. V.1, p. 95-100 (ESA SP-359)
- Parke, M.E. Tides on the Patagonian Shelf from the SEASAT radar altimeter. In: Gower, J.F.R., ed. **Oceanography from Space**. New York, Plenum Press, 1981. p. 919-926.
- Pedlosky, J. **Geophysical Fluid Dynamics**. New York, Springer Verlag, 1979.
- Philander, S.G.H.; Pacanowski, R.C. Response of equatorial oceans to periodic forcing. **Journal of Geophysical Research**, 86(C3):1903-1916, 1981.
- Philander, S.G.H.; Pacanowski, R.C. A model of the seasonal cycle in the Tropical Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, 91(C12):14192-14206, Dec. 1986.
- Picaut, J. Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, 13(1):18-37, Jan. 1983
- Ray, R.D. Global ocean tide models on the eve of TOPEX/POSEIDON. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, 31(2):355-364, Mar. 1993.
- Rodríguez, E.; Martin, J.M. Estimation of the electromagnetic bias from retracked TOPEX data. **Journal of Geophysical Research**, 99(C12): 24971-24979, Dec. 1994.
- Roemmich, D. The balance of geostrophic and Ekman transports in the Tropical Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, 13(8):1534-1539, Aug. 1983.

- Ruf, C.S.; Keihm, S.J.; Subramanya, B.; Janssen, M.A., TOPEX/POSEIDON microwave radiometer performance and in-flight calibration. **Journal of Geophysical Research**, 99(C12): 24915-24926, Dec. 1994.
- Schmitz, W.J., Jr.; Richardson, P.L. On the sources of the Florida Current. **Deep Sea Research**, 38(Part A):S379-S409, 1991.
- Schrama, E.J.O.; Ray, R.D. A preliminary tidal analysis of TOPEX/POSEIDON altimetry. **Journal of Geophysical Research**, 99(C12): 24799-24808, Dec. 1994.
- Servain, J.; Legler, D.M. Empirical Orthogonal Function analysis of Tropical Atlantic sea surface Temperature and wind stress: 1964-1979. **Journal of Geophysical Research**, 91(C12): 14181-14191, Dec. 1986.
- Servain, J.; Picaut, J.; Merle, J. Evidence of remote forcing in the Equatorial Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, 12(5):457-463, 1982.
- Servain, J.; Séva, M.; Rual, P. Climatology comparison and long-term variations of sea surface temperature over the Tropical Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, 95(C6):9421-9431, Jun. 1990.
- Stewart, R.H. **Methods of satellite oceanography**. 1.ed. Berkeley, CA, Univ. California Press, 1985. 360 p.
- Stramma, L. Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. **Journal of Marine Research**, 49(2):281-294, 1991.

- Tapley, B.D.; Chambers, D.P.; Schum, C.K.; Eanes, R.J.; Ries, J.C. Accuracy assessment of the large-scale dynamic ocean topography from TOPEX/POSEIDON altimetry. **Journal of Geophysical Research**, 99(C12): 24605-24617, Dec. 1994.
- van Dam, T.M.; Wahr, J. The atmospheric load response of the ocean determined using Geosat altimeter data. **Geophysical Journal International**, 113(1):1-16. 1993.
- Vazquez, J.; Zlotnicki, V.; Fu, L.-L. Sea level variabilities in the Gulf Stream between Cape Hatteras and 50° W: a GEOSAT study **Journal of Geophysical Research**, 95(C10), 17957-17964, 1990.
- Verstraete, J.; Vassie, J. The vertical structure of the zonal and meridional pressure gradients in the Equatorial Atlantic during 1983 and 1984. **Deep Sea Research**,37(1):1-26. 1990.
- Verstraete, J.-M.; Park, Y.-H. Comparasion of TOPEX/POSEIDON altimetry and in situ sea level data at Sao Tome Island, Gulf of Guinea. **Journal of Geophysical Research**, 99(C12): 25129-25134, Dec. 1995.
- Verstraete, J.M.; Picaut, J. Morliere, A. Atmosphere and tidal observations along the shelf of the Guinea Gulf. **Deep Sea Research**, 26(Suppl.):343-356. 1980.
- Wakker, K.F.; Wisse, E.; Naeije, M.C.; Scharroo, R.; Visser, P.N.A.M.; Ambrosius, B.A.C. ERS-1 radar altimetry over the North Atlantic. In: Proceedings of the First ERS-1 Symposium. Cannes, France, November 4-6, 1992. Space at the Service of our environment. Paris, ESA, 1993. V.1, p.439-444 (ESA SP-359)
- Walsh, E.J.; Jackson, F.C.; Uliana, E.A.; Swift, R.N. Observations of the electromagnetic bias in radar altimeter sea surface measurements. **Journal of Geophysical Research**, 94(C10): 14575-14584, 1989.

- Weisberg, R.H.; Weingartner, T.J. On the baroclinic response of the zonal pressure gradient in the equatorial Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, 91(C10):11717-11725, 1986.
- Weisberg, R.H.; Tang, T.Y. Further studies on the response of the Equatorial Thermocline in the Atlantic Ocean to the seasonally varying trade winds. **Journal of Geophysical Research**, 92(C4):3709-3727, Apr. 1987.
- Weisberg, R.H.; Tang, T.Y. A linear analysis of equatorial Atlantic Ocean thermocline variability. **Journal of Physical Oceanography**, 20(12):1813-1825, 1990.
- Wilson, W.D.; Johns, E.; Molinari, R.L. Upper layer circulation in the western tropical North Atlantic Ocean during August 1989. **Journal of Geophysical Research**, 99(C11):22513-22523, Nov. 1994.
- Wunsch, C. Bermuda sea level in relation to tides, weather and baroclinic fluctuations. **Review of Geophysics and Space Physics**, 10(1):1-49. 1972.
- Wunsch, C. Global-scale sea surface variability from combined altimetric and tide gauge measurements. **Journal of Geophysical Research**, 96(C8): 15053-15082, Aug. 1989.
- Zebiak, S.E. Air-sea interaction in the Equatorial Atlantic Region. **Journal of Climate**, 6(8):1567-1586, Aug. 1993.

APÊNDICE A

PROJETO REDE MAREGRÁFICA (REMAR)

Os equipamentos descritos abaixo fazem parte do programa da Rede Maregráfica (REMAR) do INPE. Este projeto, iniciado em 1993, atualmente mantém quatro marégrafos de pressão (Fernando de Noronha, Termisa, Fortaleza e Tamandaré) ligados a Plataformas de Coleta de Dados que transmitem, por telemetria, dados horários para os satélites do sistema Argos e para o satélite brasileiro SCD-1. Porém, neste trabalho somente foram utilizados os dados adquiridos através do sistema Argos. O objetivo principal do projeto é manter os sistemas em operação obtendo dados horários de nível do mar e temperatura da água em ilhas oceânicas e na costa brasileira com fins de monitoramento do nível do mar e da dinâmica costeira nessas regiões.

1 - MARÉGRAFO

O marégrafo utilizado neste trabalho é um modelo WLR 7 (Water Level Recorder) da Aanderaa Instruments (figura A.1) é especialmente desenvolvido para medir o nível d'água no oceano, sendo capaz de medir e gravar dados de pressão da coluna d'água, temperatura e condutividade a intervalos regulares de tempo. Os dados são armazenados em uma unidade sólida removível e reutilizável (DSU - Data Storing Unit). Cada dado é gravado em sequência, em cinco canais de 10 bits cada. Os canais são assim designados:

1. Referência
2. Temperatura
3. Pressão (parte mais significativa)
4. Pressão (parte menos significativa)
5. Condutividade (opcional)

A referência é uma leitura fixa que serve para indicar o correto desempenho do instrumento e para identificar as séries de dados de um instrumento.

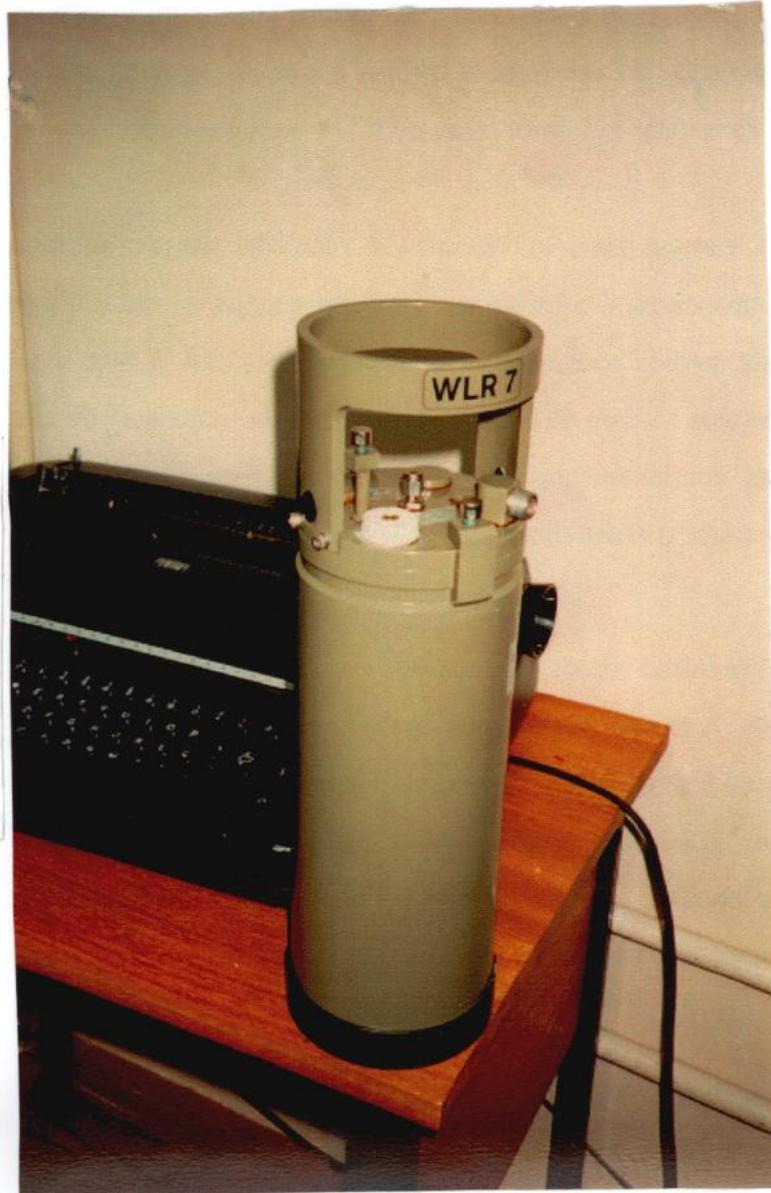


Fig. A.1 - Marégrafo Aanderaa WLR 7

1.1 - PARTE ELETRÔNICA

A placa eletrônica (Electronic Board 3047) gera uma voltagem de operação para os sensores, lê e converte as leituras dos sensores para um sinal codificado de 10 bits, além de direcionar as leituras para o DSU e para a estação.

A energia para os sensores é recebida através de reguladores de voltagem. O microprocessador controla o tempo de energia necessária para os vários sensores. O ciclo de medida começa com o sensor de pressão, o qual é um cristal de quartzo que fornece uma medida de pressão dependente da frequência de vibração. Ele é energizado e mede continuamente por 40 segundos. Este tempo de integração é introduzido para suavizar o efeito das ondas superficiais.

O próximo sensor a ser ativado é o sensor de temperatura, o qual é um oscilador controlado. A temperatura é medida do mesmo modo que a pressão, sendo o período de medida de 0.5 segundos. O resultado desta medida é um sinal de 10 bits. O relógio de quartzo grava em tempo real e estimula o instrumento a intervalos determinados. Esse intervalo pode variar de 1 a 120 minutos e é ajustado por uma chave circular colocada na placa eletrônica.

O microprocessador controla o tempo de atividade nos vários componentes. Após um ciclo de medida, ele converte a informação para uma saída serial a qual tem o tempo do código comum de saída. Este sinal é então enviado para as saídas eletrônicas, essencialmente para um conversor tampão de nível de voltagem, de onde é, finalmente, direcionado para a saída serial e para a estação de transmissão.

1.2 - CAIXA ESTANQUE

O instrumento permanece encaixado em uma caixa estanque que fica vedada por duas braçadeiras em formato de C. Todas as partes externas e internas são conectadas a um disco superior sendo que todo o instrumento pode ser removido como uma só unidade. No disco superior também são conectados os cabos eletrônicos que fazem a ligação com a estação de transmissão.

A caixa estanque consiste de um tubo de metal com 95% de cobre. O disco inferior, feito de aço inoxidável não-magnético, é equipado com um anel de borracha (“o-ring”) e ajustado ao tubo de pressão.

Todas as partes externas do instrumento são pintadas com uma pintura “epoxy” verde oliva aplicada por um processo de pulverização eletrostática. Esta pintura permanece bem firme na água do mar e protege as partes cobertas de corrosão. Algumas superfícies não são pintadas mas níquel-platinadas. A corrosão destas superfícies é inibida por um ânodo de sacrifício de zinco colocado no disco superior.

1.3 - UNIDADE DE ARMAZENAMENTO DE DADOS

A unidade de armazenamento de dados (DSU) é uma placa sólida moldada em poliuretano de baixa densidade. Na parte superior pode ser encontrado um receptáculo de seis pinos para entrada e saída de dados. Um visor de cristal líquido de cinco dígitos indica o número de informação armazenada. Quando o dado é lido, este número decresce e o visor passa a mostrar a quantidade de informações restantes.

O DSU é equipado com um relógio interno ajustável, necessário para gravar as informações. A precisão do relógio varia em torno de dois segundos por dia

quando operado entre -10 a +45°C. A variável tempo gravada consiste de seis sinais de 10-bits. O primeiro é um binário 7, seguido de sinais indicando ano, mês, dia, hora e minuto. Esta variável é gravada na primeira medição após o pino principal ser ligado e, subsequentemente, uma vez a cada 24 horas. Uma característica do relógio é a compensação automática para anos bissextos.

A capacidade total de armazenamento é de 65530 sinais de 10-bits. Quando a unidade está cheia, a porta de entrada é bloqueada. A energia para o DSU é suprida pela bateria principal do marégrafo. Uma bateria interna de Lítio (AA, 3.4 volts, 1.75 Ah) fornece energia para o relógio interno e para o visor. O consumo de energia deste bateria interna é de 30 μ A, possibilitando uma vida útil de cerca de sete anos.

1.4 - SENSOR DE PRESSÃO

O sensor de pressão usado no marégrafo é um sensor paracientífico, modelo 2400A/2900A. Seu funcionamento é baseado na oscilação de um cristal de quartzo que altera sua frequência de oscilação dependendo da força aplicada sobre ele. A variação da frequência é de 40 kHz à pressão zero até 36 kHz à pressão total. O sensor é construído em uma cápsula absorvedora de impacto e colocado na placa eletrônica. A porta de pressão e o tubo de conexão até o sensor são submetidos a vácuo e preenchidos com óleo denso de silicone. O padrão de pressão está em torno de 0-400 PSIA. Deve-se tomar cuidado para não submeter o sensor a uma pressão excessiva, correndo-se o risco de dano permanente. Um sensor calibrado em fábrica pode ser colocado em qualquer instrumento, isto é, a calibração é independente do instrumento onde o sensor será colocado.

1.5 - SENSOR DE TEMPERATURA

O elemento sensível do sensor de temperatura é um termistor Fenwall GB32JM19. O termistor opera como uma resistência em um oscilador, sendo que a frequência de saída do oscilador depende do valor de resistência do termistor. Ele é moldado em um pino de bronze com poliuretano. O pino de bronze é ajustado ao disco superior e é estendido até o contato com a água. O tempo para o sensor obter uma mudança de temperatura da ordem de 63% é de, aproximadamente, 12 segundos.

2 - PLATAFORMA DE COLETA DE DADOS (PCD)

A estação MarArgos 200 (figura A.2) é uma plataforma para coleta e transmissão de dados via sistema Argos. O sensor usado é um medidor de nível d'água Aanderaa WLR 7, descrito acima. Esta estação opera automaticamente e tem as seguintes funções:

- 1) Aquisição de dados obtidos por sensores instalados no ambiente e ligados a estação;
- 2) Armazenagem e processamento das medidas;
- 3) Aquisição de dados de controle da própria estação, como voltagem da bateria, voltagem do painel solar, temperatura ambiente;
- 4) Formatação da mensagem Argos em um formato programável;
- 5) Transmissão da mensagem Argos para o satélite;
- 6) Conexão a um microcomputador IBM-PC compatível.

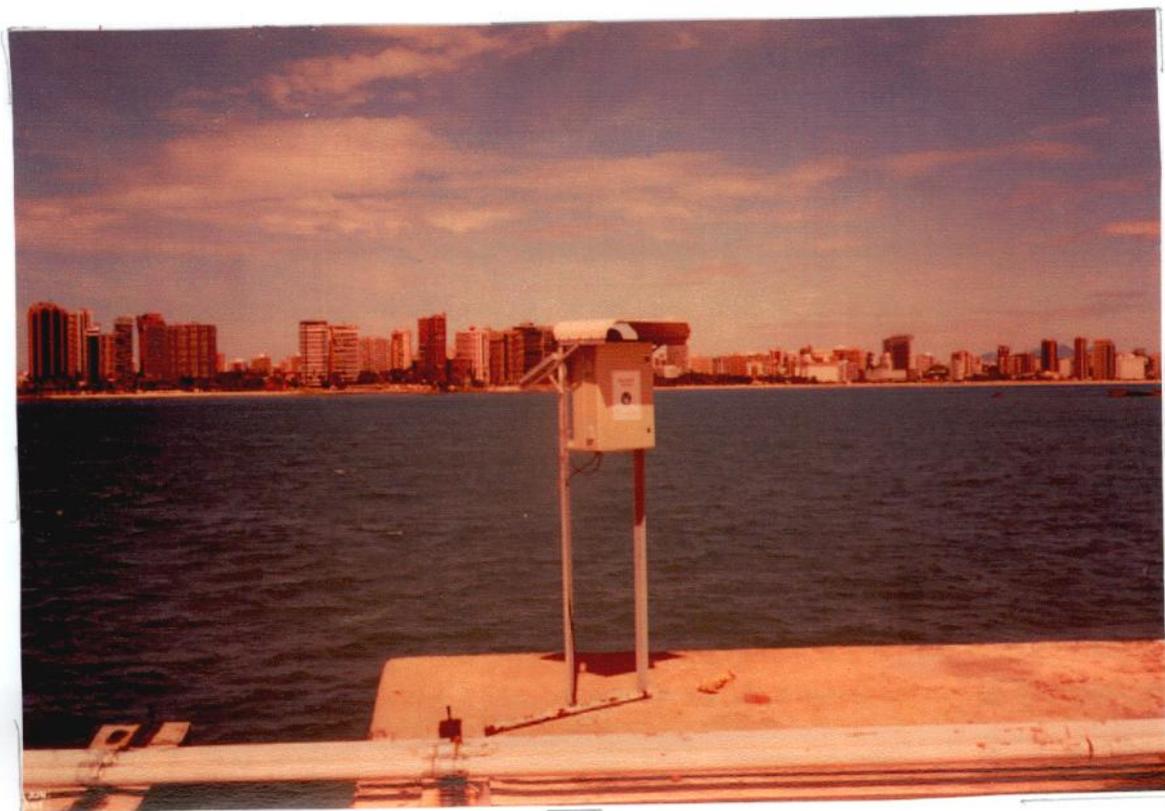


Fig. A.2 - Estação MarArgos

A estação é configurada para uma operação modular, isto é, consiste em um grupo de placas de circuito impresso. A aquisição dos dados oriundos dos sensores é feito através de uma placa secundária, sendo que o processamento dos dados, a geração das mensagens Argos e a conexão com o microcomputador são feitos pela placa-mãe. A vantagem deste modelo modular é que a estação pode ser ajustada para diferentes ocasiões pela simples mudança da placa secundária e da placa de fornecimento de energia.

APÊNDICE B

DATAS DOS CICLOS DO TOPEX/POSEIDON

CICLO	INÍCIO	FINAL
002	02/10/92	12/10/92
003	12/10/92	22/10/92
004	22/10/92	01/11/92
005	01/11/92	11/11/92
006	11/11/92	21/11/92
007	21/11/92	01/12/92
008	01/12/92	11/12/92
009	11/12/92	21/12/92
010	21/12/92	31/12/92
011	31/12/92	10/01/93
012	10/01/93	20/01/93
013	20/01/93	30/01/93
014	30/01/93	08/02/93
015	08/02/93	18/02/93
016	18/02/93	28/02/93
017	28/02/93	10/03/93
018	10/03/93	20/03/93
019	20/03/93	30/03/93
020	30/03/93	09/04/93
021	09/04/93	19/04/93
022	19/04/93	29/04/93
023	29/04/93	09/05/93
024	09/05/93	19/05/93
025	19/05/93	29/05/93
026	29/05/93	07/06/93
027	07/06/93	17/06/93
028	17/06/93	27/06/93
029	27/06/93	07/07/93
030	07/07/93	17/07/93
031	17/07/93	27/07/93
032	27/07/93	06/08/93
033	06/08/93	16/08/93
034	16/08/93	26/08/93
035	26/08/93	05/09/93
036	05/09/93	15/09/93
037	15/09/93	25/09/93
038	25/09/93	04/10/93
039	04/10/93	14/10/93
040	14/10/93	24/10/93
041	24/10/93	03/11/93
042	03/11/93	13/11/93
043	13/11/93	23/11/93
044	23/11/93	03/12/93
045	03/12/93	13/12/93

CICLO	INÍCIO	FINAL
046	13/12/93	23/12/93
047	23/12/93	02/01/94
048	02/01/94	12/01/94
049	12/01/94	22/01/94
050	22/01/94	31/01/94
051	31/01/94	10/02/94
052	10/02/94	20/02/94
053	20/02/94	02/03/94
054	02/03/94	12/03/94
055	12/03/94	22/03/94
056	22/03/94	01/04/94
057	01/04/94	11/04/94
058	11/04/94	21/04/94
059	21/04/94	01/05/94
060	01/05/94	11/05/94
061	11/05/94	21/05/94
062	21/05/94	30/05/94
063	30/05/94	09/06/94
064	09/06/94	19/06/94
065	19/06/94	29/06/94
066	29/06/94	09/07/94
067	09/07/94	19/07/94
068	19/07/94	29/07/94
069	29/07/94	08/08/94
070	08/08/94	18/08/94
071	18/08/94	28/08/94
072	28/08/94	07/09/94
073	07/09/94	16/09/94
074	16/09/94	26/09/94
075	26/09/94	06/10/94
076	06/10/94	16/10/94
077	16/10/94	26/10/94
078	26/10/94	05/11/94
079	05/11/94	15/11/94
080	15/11/94	25/11/94
081	25/11/94	05/12/94
082	05/12/94	15/12/94
083	15/12/94	25/12/94
084	25/12/94	04/01/95
085	04/01/95	13/01/95
086	13/01/95	23/01/95
087	23/01/95	02/02/95
088	02/02/95	12/02/95
089	12/02/95	22/02/95

CICLO	INÍCIO	FINAL
090	22/02/95	04/03/95
091	04/03/95	14/03/95
092	14/03/95	24/03/95
093	24/03/95	03/04/95
094	03/04/95	13/04/95
095	13/04/95	23/04/95
096	23/04/95	03/05/95
097	03/05/95	12/05/95
098	12/05/95	22/05/95
099	22/05/95	01/06/95
100	01/06/95	11/06/95
101	11/06/95	21/06/95
102	21/06/95	01/07/95
103	01/07/95	11/07/95
104	11/07/95	21/07/95
105	21/07/95	31/07/95
106	31/07/95	10/08/95
107	10/08/95	20/08/95
108	20/08/95	30/08/95
109	30/08/95	08/09/95
110	08/09/95	18/09/95
111	18/09/95	28/09/95
112	28/09/95	08/10/95
113	08/10/95	18/10/95
114	18/10/95	28/10/95
115	28/10/95	07/11/95
116	07/11/95	17/11/95
117	17/11/95	27/11/95
118	27/11/95	07/12/95
119	07/12/95	17/12/95
120	17/12/95	27/12/95
121	27/12/95	05/01/96
122	05/01/96	15/01/96
123	15/01/96	25/01/96
124	25/01/96	04/02/96
125	04/02/96	14/02/96
126	14/02/96	24/02/96
127	24/02/96	05/03/96

CICLO	INÍCIO	FINAL
128	05/03/96	15/03/96
129	15/03/96	25/03/96
130	25/03/96	04/04/96
131	04/04/96	14/04/96
132	14/04/96	24/04/96
133	24/04/96	03/05/96
134	03/05/96	13/05/96
135	13/05/96	23/05/96
136	23/05/96	02/06/96
137	02/06/96	12/06/96
138	12/06/96	22/06/96
139	22/06/96	02/07/96
140	02/07/96	12/07/96
141	12/07/96	22/07/96
142	22/07/96	01/08/96
143	01/08/96	11/08/96
144	11/08/96	21/08/96
145	21/08/96	30/08/96
146	30/08/96	09/09/96
147	09/09/96	19/09/96
148	19/09/96	29/09/96
149	29/09/96	09/10/96
150	09/10/96	19/10/96
151	19/10/96	29/10/96
152	29/10/96	08/11/96
153	08/11/96	18/11/96
154	18/11/96	28/11/96
155	28/11/96	08/12/96
156	08/12/96	17/12/96
157	17/12/96	27/12/96
158	27/12/96	06/01/97
159	06/01/97	16/01/97
160	16/01/97	26/01/97
161	26/01/97	05/02/97