

**AVALIAÇÃO DE DADOS DE ALTIMETRIA DO
SATÉLITE GEOSAT A PARTIR DE COMPARAÇÃO
COM DADOS DO LEVANTAMENTO
GRAVIMÉTRICO MARINHO EQUANT**

por

MARIA DO SOCORRO PEREIRA MARQUES

Engenheira Eletricista - Eletrônica (Universidade Federal do Pará - 1986)

Tese submetida como requisito parcial ao grau de

MESTRE EM CIÊNCIAS

em

GEOFÍSICA

ao

Colegiado do Curso de Pós-Graduação em

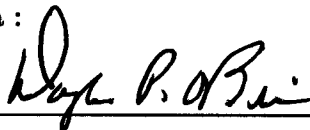
Geofísica

da


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

Banca Examinadora :

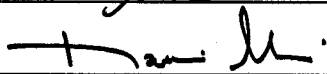
Dr. Douglas Patrick O'Brien (Orientador)



Dr. Marco Polo Pereira da Boa Hora



Dra. Naomi Ussami



Data da Homologação : 26/02/1992

T. 373 MARQUES, Maria do Socorro Pereira. Avaliação de dados de
M 357 **altimetria do Satélite GEOSAT a partir de com-
paração com dados do levantamento gravimétrico ma-
rinho.** Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de
Geociências. Deptº de Geofísica, 1992. 106 p.
Tese (Mestrado em Geofísica) - Curso de Pós-Graduação
em Geofísica, Centro de Geociências, UFPa., 1992.

1. ALTIMETRIA DA SUPERFÍCIE DO MAR. 2. SATÉLI-
TE GEOSAT. 3. GRAVIMETRIA MARINHA. 4. EQUANT
I. 5. EQUANT II I. TÍTULO.

0392/584 22.04.92

SUMÁRIO

SUMÁRIO	i
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	iv
FIGURAS	iv
TABELAS	vii
RESUMO	1
ABSTRACT	3
CAPÍTULO 1. Introdução	5
CAPÍTULO 2. Aquisição e Avaliação dos Dados Geopotenciais Marinhos	9
2.1 - Descrição Geral dos Dados Altimétricos	9
2.1.1 - O satélite GEOSAT	9
2.1.2 - Organização dos Dados Altimétricos	11
2.2 - Descrição dos Dados Gravimétricos obtidos no Mar	12
2.2.1 - O Sistema de Navegação	12
2.2.2 - O Projeto Equant	14
2.3 - Formatação dos Registros	16
2.3.1 - Fitas de Registros Altimétricos	16
2.3.2 - Fitas de Gravimetria Marinha	17
2.4 - Procedimento Computacional	18
CAPÍTULO 3. Aspectos Descritivos para Comparação dos Dados	21
3.1 - Cálculo da Anomalia Gravimétrica Horizontal	22
3.2 - Forma Alternativa para a Componente Horizontal do Vetor Anomalia Gravimétrica	23
3.3 - Cálculo da Anomalia Ar Livre, a partir de suposição Bidimensional	25

3.4 - Comparação dos Dados obtidos do Satélite com os Dados Gravimétricos obtidos na Superfície do Mar	27
CAPÍTULO 4. Estudo Estatístico e Espectral dos Dados	29
4.1 - Análise Estatística do Levantamento Equant	29
4.2 - Análise Espectral do Levantamento Equant	31
4.2.1 - Formulação do Método	31
4.2.2 - Estimativa das Faixas de Ruídos	32
4.3 - Análise Espectral para os Dados GEOSAT-44	37
CAPÍTULO 5. Filtragem e Tratamento de Sinais	40
5.1 - Filtro Ótimo de Wiener	40
5.1.1 - Aspectos Descritivos	40
5.1.2 - Projeto	41
5.2 - Tratamento dos Dados	44
5.2.1 - Nivelamento dos Dados Geosat-44	44
5.2.2 - Correções "ar livre"	45
5.2.3 - Os efeitos da Curvatura da Terra	45
5.2.4 - Superfície Potencial dos Dados Equant	47
5.2.5 - Interpretação Qualitativa	48
CAPÍTULO 6. Resultados e Conclusões	50
6.1 - Coerência Espectral	50
6.1.1 - Conceitos Básicos	50
6.1.2 - Comparação dos Sinais	52
6.2 - Conclusões	53
AGRADECIMENTOS	59
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	60

FIGURAS	64
ANEXO "A"	106

LISTA DE ILUSTRAÇÕES FIGURAS

Fig.2.1 - Satélite Geosat em órbita	65
Fig.2.2 - Fluxograma Descrevendo a organização dos GDR's GEOSAT-ERM	66
Fig.2.3 - Ilustração Esquemática mostrando o CTD e o DTG	67
Fig.2.4 - Fluxograma do Procesamento dos Dados Geofísicos em Levantamento Marinho	68
Fig.2.5 - Localização geográfica dos levantamentos Equant I e Equant II	69
Fig.2.6 - Mapa dos Contornos Gravimétricos para o Levantamento Equant I	70
Fig.2.7 - Mapa dos Contornos Gravimétricos para o Levantamento Equant II	71
Fig.2.8 - Linhas de Navegação do Levantamento Equant I	72
Fig.2.9 - Linhas de Navegação do Levantamento Equant II	73
Fig.2.10 - Percursos Ascendentes e Descendentes do Satélite Geosat , na Área demarcada pelo Levantamento Equant I	74
Fig.2.11 - Percursos Ascendentes e Descendentes do Satélite Geosat , na Área demarcada pelo Levantamento Equant II	75
Fig.3.1 - Comparação entre perfis Gravimétricos obtidos de Levantamentos de navio e por Altimetria de Satélites	76
Fig.3.2 - Configuração Esquemática do perfil topográfico da Superfície do Mar	77
Fig.3.3 - Relação entre Perfis topográficos e medida pontual de Gravidade	78
Fig.3.4 - Variações infinitesimais entre as grandezas ; Potencial Gravimétrico, Perfil Topográfico da Superfície do mar e posições radiais das medidas	79
Fig.4.1 - Esquema mostrando o posicionamento entre três observações dispostas num "grid" irregular em termos de coordenadas utm(x,y)	80

Fig.4.2 - Distribuição percentual das amostras irregulares para os Levantamentos (a) Equant I e (b) Equant II	81
Fig.4.3 - Subdivisão da área em J faixas, com sobreposição de 50 %	82
Fig.4.4 - Potência Espectral versus número de onda para o Levantamento Equant I plotados na escala semilogarítmica	83
Fig.4.5 - Potência Espectral versus número de onda para o levantamento Equant II plotados na escala semilogarítmica	84
Fig.4.6 - Potência Espectral versus número de onda para o levantamento Equant I plotados na escala loglog	85
Fig.4.7 - Potência Espectral versus número de onda para o levantamento Equant II plotados na escala loglog	86
Fig.4.8 - Potência Espectral versus número de onda para os caminhos ascendentes (SE/NW) do satélite GEOSAT plotados na escala semilogarítmica	87
Fig.4.9 - Potência Espectral versus número de onda para os caminhos descendentes (NE/SW) do satélite GEOSAT plotados na escala semilogarítmica	88
Fig.4.10 - Potência Espectral versus número de onda para os caminhos ascendentes (SE/NW) do satélite GEOSAT plotados na escala loglog	89
Fig.4.11 - Potência Espectral versus número de onda para os caminhos descendentes (NE/SW) do satélite GEOSAT plotados na escala loglog	90
Fig.5.1 - Estimativas espectrais do levantamento Equant I para o sinal $ S ^2$, do ruído $ R ^2$ e do espectro conjunto $ G ^2$	91
Fig.5.2 - Estimativas espectrais do levantamento Equant II para o sinal $ S ^2$, do ruído $ R ^2$ e do espectro conjunto $ G ^2$	92
Fig.5.3 - Desenho do filtro Ótimo para o levantamento Equant I estimado a partir dos espectros presumidos	93

Fig.5.4 - Desenho do filtro Ótimo para o levantamento Equant II estimado a partir dos espectros presumidos	94
Fig.5.5 - Mapa dos contornos da altura do mar medida pelo satélite na área do levantamento Equant I	95
Fig.5.6 - Mapa dos contornos da altura do mar medida pelo satélite na área do levantamento Equant II	96
Fig.5.7 - Geometria da superfície da terra aproximada por uma esfera de raio R_o	97
Fig.5.8 - Ilustração da geometria do sistema de coordenadas esféricas	98
Fig.5.9 - Superfície do potencial $U_N(x, y)$ para o levantamento Equant I	99
Fig.5.10 - Superfície do potencial $U_N(x, y)$ para o levantamento Equant II	100
Fig.6.1 - Espectro de potência para o potencial da altura do mar e superfície do potencial no trecho delimitado pelo Equant II	101
Fig.6.2 - Espectro de potência para o desvio vertical $\times g_R$ e derivada horizontal do potencial no trecho delimitado pelo Equant II	102
Fig.6.3 - Coerência espectral entre as variáveis potencial da altura do mar e superfície potencial na área do levantamento Equant II usando oito faixas	103
Fig. 6.4 - Coerência espectral entre as variáveis desvio vertical $\times g_R$ e derivada horizontal do potencial na área do levantamento Equant II usando oito faixas	104
Fig. 6.5 - Coerência espectral entre as variáveis potencial da altura do mar e superfície do potencial na área do levantamento Equant II usando seis faixas	105

TABELAS

Tab.2.1 - Formato da fita GEOSAT-44 (NOAA,1990)	16
Tab.4.1 - Resultados estatísticos dos levantamentos Equant I e Equant II	30
Tab.6.1 - Resultados estatísticos para as variáveis altura do mar e superfície do potencial na área do levantamento Equant II	55
Tab.6.2 - Resultados estatísticos para as variáveis desvio vertical e derivada horizontal do potencial na área do levantamento Equant II	57

**AVALIAÇÃO DE DADOS DE ALTIMETRIA
DO SATÉLITE GEOSAT A PARTIR DE
COMPARAÇÃO COM DADOS DO LEVANTAMENTO
GRAVIMÉTRICO MARINHO EQUANT**
(TESE DE MESTRADO : Fev/92)

MARIA DO SOCORRO PEREIRA MARQUES

Orientador : Dr. Douglas Patrick O'Brien

*Departamento de Geofísica – Centro de Geociências/UFPa
Caixa Postal 309 – Belém, PA, Brasil*

RESUMO

O objetivo principal deste trabalho é avaliar o uso dos dados de altimetria de satélites para mapear a superfície do potencial gravitacional (geóide) no mar. Esta avaliação se faz por comparações da resolução e precisão entre os dados de altimetria processados numa superfície equipotencial (o mar) e dados obtidos a partir de levantamentos convencionais. Uma vez processada a superfície equipotencial, quantidades tais como a anomalia "ar livre" juntamente com o desvio vertical podem ser calculadas.

Os dados altimétricos ("altura do mar") utilizados neste trabalho foram coletados pelo satélite GEOSAT. Este satélite rastreou diversas áreas oceânicas do globo processando 44 ciclos em dois anos. Alguns pesquisadores utilizaram os valores médios da "altura do mar" deste satélite para melhoramentos em precisão e resolução dos registros. Estes valores tratados estão disponíveis em NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) sendo deste modo repassados à UFPa para utilização nesta tese.

Os dados de gravimetria marinha utilizados neste trabalho são aqueles obtidos do levantamento "Equatorial Atlantic" (EQUANT I e II) resultantes de uma pesquisa conjunta entre várias instituições com objetivos científicos de conhecer o comportamento da margem equatorial Brasileira.

Para comparação e integração entre os dois tipos de dados obtidos através de fontes distintas (medidas de satélite e do navio), poder-se-ia obter a aceleração vertical numa superfície equipotencial partindo-se de um tratamento algébrico dos dados coletados por rastreamento altimétrico do satélite Geosat ou alternativamente poder-se-ia processar transformações dos dados de gravimetria marinha em uma superfície equipotencial equivalente.

Em decorrência de diferenças no espaçamento entre as linhas dos levantamentos, ou seja, as linhas das trajetórias do satélite estão largamente espaçadas em comparação com aquelas do levantamento marinho, optou-se por transformar os dados gravimétricos do navio em uma superfície equipotencial. Neste tipo de transformação, consideraram-se vários fatores tais como efeitos "aliasing", nível de ruídos nos levantamentos do navio, redução ao geóide (correção "ar livre"), bem como erros computacionais durante as transformações.

Com a supressão parcial desses efeitos (ênfatizando o "aliasing") encontrou-se forte correlação entre os dois conjuntos de dados verificando-se um nível de coerência satisfatório a partir do comprimento de onda de 11 km. Comparando-se este resultado com o nível de resolução do satélite Geosat largamente estudado por outros pesquisadores enfatiza-se que de fato a resolução dos valores médios (2 anos) do satélite Geosat aproxima-se da resolução dos levantamentos do Equant I e Equant II.

**EVALUATION OF SATELLITE ALTIMETRY
DATA BY COMPARISON WITH SHIP GRAVITY DATA
FROM THE EQUANT 1 AND EQUANT 2 SURVEYS**
(MASTER THESIS : Feb/92)

MARIA DO SOCORRO PEREIRA MARQUES
Adviser : Dr. Douglas Patrick O'Brien

Departamento de Geofísica – Centro de Geociências/UFPa
Caixa Postal 309 – Belém, PA, Brazil

ABSTRACT

The principal objective of this thesis is to evaluate the use of satellite altimetry data to map the potential surface of the earth's gravity field at sea. This evaluation is done by comparing the resolution and accuracy of the altimeter data over an equipotential surface (the sea) with that computed from conventional sea survey data. From the potential surface, quantities such as the free air anomaly or the vertical deflection can be calculated.

The altimetry data utilized in this thesis were collected by the Geosat satellite and each data point was averaged over a two year (44 orbital cycles) period . This averaging was done to improve the accuracy and resolution of the sea height over ocean areas. These data are available from NOAA and were supplied to UFPa for use in this thesis.

The ship survey data from EQUANT 1 and EQUANT 2 were generated from a joint research project among several institutions whose scientific objective was to study the behavior of the Brazilian Equatorial Continental Margin.

In order to integrate and compare the data between these two different sources (satellite and ship measurements), either the satellite data must be reduced to a vertical acceleration on the equipotential surface or alternately the ship survey data must be transformed into an equivalent potential surface.

Taking into account the wide separation of the satellite tracks relative to the ship survey track, it was decided to transform the ship survey data into a potential surface, and the correlation and comparisons were carried out along satellite tracks. In this type of transformation, various factors must be considered such as the effects of aliasing, ship survey noise levels, reduction to the

geoid, computational errors in the transformation, etc.

In spite of these effects (particularly the aliasing problem) the results reflect a strong correlation between the two sets of data verifying that a satisfactory level of coherence exists for wavelengths greater than 11 km. The resolution for the 2 year cycle average of the satellite is, in fact, almost as good as the ship survey data.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Muitos trabalhos publicados anteriormente (p. ex. Brammer, 1979 e Fu & Zlotnicki, 1989) discutiram a questão da altimetria de satélites como importante ferramenta de investigação das margens continentais.

Desde a missão GEOS-3 (Lerch et al., 1982 e Marks & Sailor, 1986), melhoramentos em projetos de radar altimétrico, resultaram em substancial progresso em termos de precisão e resolução dos perfis geoidais adquiridos por estes instrumentos.

Os dados Geosat-44, a serem utilizados neste trabalho, são os registros médios da "altura do mar" disponíveis em NOAA/NESDIS (National Oceanic and Atmospheric Administration/National Environmental Satellite Data and Information Service). Os perfis do "altura do mar" foram fornecidos pelo rastreamento do radar altimétrico do satélite GEOSAT-ERM (Exact Repeat Mission) (Fu & Zlotnicki, 1989) ao longo de seu percurso durante dois anos (44 ciclos). As estatísticas destes dados têm sido publicadas (Sandwell & McAdoo, 1990) e mostrou-se que foi obtido uma significativa redução dos ruídos nos dados quando se utiliza os valores médios do "desvio vertical".

Os dados de gravimetria marinha foram obtidos a partir do levantamento Equant (Equatorial Atlantic) especificando-se Equant I e Equant II (abrangendo litoral norte e nordeste Brasileiro). O projeto Equant (Equatorial Atlantic) se deve a uma pesquisa conjunta de batimetria, gravimetria e magnetometria marinhas entre o Brasil e Estados Unidos, da margem equatorial Brasileira (Caldeira, 1989). Os principais grupos envolvidos neste empreendimento foram a Oregon State University e instituições de pesquisa do Brasil com o apoio da PETROBRAS.

Os objetivos científicos do projeto são primeiramente obter os dados geofísicos sobre as zonas de fraturas oceânicas e blocos da margem continental, para então compreender a evolução geológica das falhas oblíquas causadas por rifteamento nas margens do continente (Caldeira, 1989a).

Neste trabalho utiliza-se o cálculo da coerência para comparar os dados altimétricos do satélite GEOSAT com os dados originados de levantamentos por navio (EquantI/EquantII). Porém, há certas limitações que devem ser avaliadas¹, como por exemplo, o espaçamento amostral dos dados

¹Esta avaliação tem que ser efetuada pois a qualidade dos dados em fita magnética do Equant II não é muito boa,

marinhos que são muito próximos em comparação com aqueles do satélite, erros de posicionamento (rumo do navio), efeitos dos erros na estimativa da força de coriolis, balanço do navio e efeitos de marés e do vento, principalmente em áreas próximo ao litoral, ocorrendo então imprecisões nas medidas.

Estudos da correlação entre dados de levantamento no mar e dados de radar altimétrico têm se limitado em comparações entre registros da componente vertical de dados da superfície e dados transformados da "altura do mar". Haxby et al.(1983) utilizaram alternativamente a transformada de Hilbert da derivada horizontal dos dados da "altura do mar", mas assumiram que o caminho do satélite é normal a uma anomalia geológica bidimensional infinitamente estendida. Porém, esta suposição de Haxby é considerada como inapropriada no senso prático, visto que nem sempre isto ocorre (cap 3, seção 3.3).

Outros pesquisadores como Moritz (1980), utilizaram a metodologia de comparação entre os sinais altimétricos(h) e gravimétricos (g_z) o que resultou em estimativas bastante pessimistas da correlação entre os dados.

Para aprimorar estimativas da correlação entre os dados de satélite e dados de levantamentos do navio, considera-se ambos, a superfície potencial(geóide) e a componente horizontal da anomalia do campo gravimétrico da terra. A componente horizontal do campo pode ser estimada dos dados da "altura do mar" medidas ao longo do caminho do satélite (Turcotte & Schubert,1982).

$$g_{x_s}(x) = \frac{\partial(U_o - U_R)}{\partial x} = \frac{\partial U_s}{\partial x} \approx g_R \frac{\partial h(x)}{\partial x} + \dots \quad (1)$$

onde U_o é o potencial no geóide medido (superfície do mar), U_R é o potencial do campo de referência da terra ao longo do caminho do satélite x , U_s é uma aproximação para o potencial obtida a partir dos dados "altura do mar", g_R é a aceleração vertical do campo de referência da terra e $h(x)^2$ é a altura do geóide (Veja detalhes no capítulo 3, seção 3.1).

podendo introduzir erros de interpretação nos resultados. Os dados Equant I foram considerados de boa qualidade considerando-se que o sistema de navegação utilizado foi o "ARGO" juntamente com o sistema por satélite "GPS". Segundo o Relatório da Marinha (Caldeira, 1989b) houveram muitos problemas em navegação durante o levantamento Equant II, por exemplo, erros de posicionamento (Cap. 2, seção 2.2), o que acarretou em estimativas dos registros nem sempre confiáveis.

²O valor de h em Geodésia é comumente denominado "altura do geóide" mas como podemos constatar no decorrer deste trabalho, esta variável é também utilizada para os dados "altura do mar" obtido do satélite Geosat, já que os dados "altura do mar" contidos na fita de NOAA, disponíveis na UFPa precisaram de ajustes para sua utilização.

Devido ao menor espaçamento entre os caminhos do navio, pode-se calcular o potencial U_N (isto após minimizar os efeitos de ruídos nas medidas de navegação), ou seja, obtem-se $U_N(x, y) = \int g_{z_N} dz$ a partir das anomalias ar livre g_{z_N} (aceleração vertical medida pelo navio) e assim compara-se U_N com U_s , ou seja g_{x_N} com g_{x_s} (aceleração horizontal obtida a partir do desvio vertical $\frac{\partial h}{\partial x}$ medido do satélite).

A metodologia de comparação entre os sinais obtidos de fontes distintas, pode ser conseguida usando-se:

- (a) Coerência espectral entre $\frac{\partial U_N}{\partial x}$ e o "desvio vertical" multiplicado por g_R (bem como, U_N e U_s visto que este procedimento determinará a resolução dos dados do satélite em relação à resolução dos dados marinhos.)
- (b) desvio padrão entre as estimativas de U_N e U_s ou $\frac{\partial U_N}{\partial x}$ e $\frac{\partial U_s}{\partial x}$ (obtida do "desvio vertical").

Pesquisas anteriores sobre dados altimétricos mostraram que o cálculo da coerência espectral entre pares de linhas (percursos repetidos) podem estimar o menor comprimento de onda do geóide que pode ser resolvido nos dados.

Segundo Sandwell & McAdoo (1990), a diferença entre os perfis repetidos proporciona uma estimativa da precisão dos dados, enquanto a coerência entre eles nos permite estimar a resolução dos perfis GEOSAT-ERM.

O método do percurso repetido foi utilizado anteriormente por vários pesquisadores como Brammer & Sailor(1980), Marks & Sailor(1986), LeShack & Sailor(1988).

Os pesquisadores se baseiam no fato de que como a altura do geóide é invariante no tempo³, e os dados coletados ao longo dos percursos do satélite consistem de ambas as componentes, ondulações geoidais ("sinal") e "ruído" devido a erros instrumentais, variação oceanográfica, erros na determinação da órbita e outros efeitos não geoidais. Então a porção do "ruído" é diferente de um percurso para o próximo, já que, resulta da parte não geoidal variante no tempo. A seguir, são citados resultados das análises de correlação entre perfis repetidos.

³Em se tratando de escala de tempo geológico, a altura geoidal deve variar, porém não é o caso ora tratado.

- (a) Perfis GEOS-3 [Brammer, 1979; Marks & Sailor, 1986] mostram que eles podem resolver variações no campo gravimétrico tendo comprimentos de onda maior de que 75km.
- (b) Perfis SEASAT [Sailor, 1982; Marks & Sailor, 1986] podem resolver comprimentos de onda cerca de 50km ou maior.

O altímetro GEOSAT, com seu baixo nível de ruído nos baixos comprimentos de onda, pode resolver características com comprimentos de onda maior do que 30km⁴ (Sandwell & McAdoo, 1990).

Neste trabalho deve-se esperar que o cálculo da coerência entre U_N e U_s ou entre g_{x_N} e g_{x_s} seja satisfatório em relação ao que tem sido informado na literatura. Em consequência deste fato, os dados do satélite devem vir a ser utilizados posteriormente para construir uma superfície potencial " U_s " (Ver Cap. 3, Eq. 16) fora da área dos levantamentos Equant I e Equant II. A superfície " U_s " resultante pode ser empregada para calcular g_{x_s} ou g_{z_s} , de maneira que se possa avaliar estatisticamente a área em questão.

⁴Este valor para resolução se refere ao comprimento de onda para o qual a coerência decai em 0,5. Este limite de resolução é governado pela relação sinal/ruído de perfis individuais. Para perfis médios, este limite melhora para 20 km (Sandwell & McAdoo, 1990)

CAPÍTULO 2

AQUISIÇÃO E AVALIAÇÃO DOS DADOS GEOPOTENCIAIS MARINHOS

Este capítulo descreve o processo de aquisição dos dados altimétricos e gravimétricos sendo que na primeira parte, são apresentados os dados coletados por espalhamento de ondas de radar provenientes de satélites, prática difundida atualmente para investigar a geologia e geofísica do fundo oceânico e margem continental. Experiências anteriores com satélites GEOS-3 e SEASAT, tem demonstrado o enorme potencial da altimetria em comparação com dados de levantamentos realizados no mar (Fu & Zlotnicki, 1989).

Os dados geofísicos GDRs (Geophysical Data Records) GEOSAT, juntamente com seu manual, estão disponíveis em NOAA/NESDIS (National Oceanic and Atmospheric Administration/National Environmental Satellite Data and Information Service). Tais registros possibilitam determinação do nível do mar e sua variação, tendo aplicações em muitas áreas de geodésia, geofísica marinha e na dinâmica oceanográfica.

Os levantamentos de dados gravimétricos (ar livre) no mar, são apresentados neste capítulo na seção 2.2, enfatizando-se os projetos EQUANT I e EQUANT II realizados pela OSU/CONMAR (Oregon State University / Continental Margin Study Group) demarcando o litoral Norte e Nordeste Brasileiro. A seção 2.2.1 descreve o Sistema de Navegação exatamente nos termos do Relatório da Marinha por Caldeira (1989). As informações contidas na seção 2.2.1 e 2.2.2, devem ajudar a esclarecer o porquê do alto nível de ruídos nos dados marinhos, para então se proceder a estimativas desses ruídos.

A formatação das fitas de campo está descrita juntamente com parte do processamento dos dados a serem utilizados para análises.

2.1 Descrição Geral dos Dados Altimétricos

2.1.1 O Satélite GEOSAT

O satélite GEOSAT (Geodetic Satellite, Fig. 2.1), foi lançado em Março de 1985 com o objetivo de mapear o geóide marinho. Segundo Cheney et al. (1987), ele foi projetado e construído

em JHU/APL, Laurel, Maryland, comportando um radar altimétrico que fornece perfis do nível do mar ao longo do seu percurso.

Conhecendo-se a altitude geocêntrica (altura relativa ao elipsóide de referência) do satélite através de técnicas precisas de determinação de órbitas, pode-se obter a altura geocêntrica do nível do mar a partir de medidas altimétricas, visto que, um altímetro de satélite é um radar que fornece com exatidão medidas de sua altitude acima do nível do mar (Fu & Zlotnicki, 1989).

Experiências com GEOS-3 e SEASAT na década de 70 demonstraram a importância da altimetria, mas nenhuma missão forneceu conjunto de dados com características mais completas em termos de precisão¹ e resolução de que o GEOSAT (Koblinsky, 1988, Sandwell & Zhang, 1989, Zlotnicki et al., 1989).

Devido à importância dos perfis altimétricos para a Marinha de Guerra dos Estados Unidos, várias manobras foram efetuadas para alterar a órbita do GEOSAT, de modo que, foram produzidos perfis de superfície do mar, a poucos quilômetros dos percursos SEASAT (Marsh & Martin, 1982).

A nova órbita tinha percursos com exatas repetições para observações oceanográficas. Surgiu assim a denominação GEOSAT ERM (Exact Repeat Mission) (Zlotnicki et al., 1989).

Os dados ERM repetiam-se dentro de $\pm 1km$ a cada 244 revoluções em aproximadamente 17 dias. A medida foi feita a taxa de 10 amostras/segundo que corresponde a uma amostra a cada 0,66 quilômetros (ou 0,1 s) aproximadamente. O espaçamento máximo entre os percursos seria de 150 quilômetros no Equador e menos de 100 quilômetros em latitudes maiores do que 45 graus (Zlotnicki et al., 1989).

Sandwell & McAdoo (1990) usaram os perfis médios dos primeiros 44 ciclos efetivados em dois anos, correspondendo aproximadamente à um ciclo completo em 17 dias. Eles usaram a média de duas amostras por segundo ou seja 1 amostra a cada 3,3 quilômetros. Estes ciclos, datados de 7 de novembro de 1986 à 27 de novembro de 1988, foram analisados na Universidade da Califórnia para melhoramentos em precisão, resolução e levantamento do campo gravimétrico marinho.

¹Esta precisão refere-se à qualidade dos valores (perfis do nível do mar) captados por radar altimétrico, bem como a velocidade de rastreamento (deslocamento Doppler).

O pacote de dados e relatórios GEOSAT- 44 foi adquirido de NOAA/NGDC (National Oceanic and Atmospheric Administration/National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, EUA) e repassado à UFPA (Prédio de Geofísica de Petróleo) mediante correspondência entre Dr. Douglas Patrick O'Brien (Integrante do corpo docente do Curso de Mestrado em Geofísica, UFPA) e o Dr. Ron Buhmann (NOAA, Colorado, USA) datada em 31 de julho de 1990. Esses dados, adquiridos em fevereiro de 1991, estão armazenados em fita magnética e se encontram organizados em dois arquivos, um para os perfis ascendentes (SE/NW), outro para os perfis descendentes (NE/SW) e fazem parte do pacote de dados do sistema DISCO-VAX 8600, UFPA.

2.1.2 Organização dos Dados Altimétricos

Os GDR's (Geophysical Data Records) GEOSAT foram produzidos pela combinação de vários conjuntos de dados. Veja o fluxograma da organização dos dados geofísicos na Fig. 2.2.

Os dados altimétricos brutos, dispostos inicialmente na forma de SDR's (Sensor Data Records), são primeiramente coletados em JHU/APL (Johns Hopkins University / Applied Physics Laboratory) Laurel, Maryland, EUA. Posteriormente são transmitidos à NOAA para processamento de recursos em Rockville, Maryland, EUA, onde são reunidos com efemérides supridas por NAG (Navy Astronautics Group). Correções subsequentes são acrescentadas para explicar marés sólidas e fluidas, bem como, efeitos no percurso devido à troposfera (úmida e seca) e ionosfera. Os GDR's completos são então enviados à NODC (National Oceanographic Data Center) em Washington, EUA para distribuição (Cheney et al., 1987).

Os GDR's GEOSAT seguem em grande parte a mesma forma dos registros preparados para SEASAT por JPL (Jet Propulsion Laboratory) e GEOS-3 por NOAA/NOS. A diferença é a inclusão dos 10 dados completos por segundo em adição a um dado médio por segundo. Isto foi feito por duas razões. Uma delas refere-se ao mascaramento de sinais reais quando se tem informação apenas da média/ segundo, o que dificulta informações de interesse por alguns investigadores. A outra razão, diz respeito ao problema da interpolação de dados para comparações de cruzamentos ou traçados de dados colineares. Desde que muitas características geoidais marinhas são lineares (zonas de fratura), uma interpolação dos dados que preservem precisão, não podem ser avaliados a partir de 1 registro/segundo.

A falta de sistemas de medidas à bordo do satélite para determinar efeitos da ionosfera e troposfera na trajetória é uma grande falha na altimetria dos dados GEOSAT-44. Para corrigir estes efeitos, recorre-se a modelos que são baseados em observações limitadas. O modelo ionosférico é uma versão simples em escala global orientado por valores diários de fluxo solar. Sua precisão é de 50%, ou melhor, o qual é adequada atualmente por causa da contribuição da missão GEOSAT e um mínimo solar. Além do mais, muitas das realizações feitas por satélites se encontram em grandes comprimentos de onda. Assim, deficiências do modelo ionosférico não limitam o uso de dados GEOSAT.

Duas correções troposféricas são fornecidas nos ERM GDR's. Uma é fornecida por FNOCC (Fleet Numerical Oceanographic Center) e é originado de um modelo atualizado a cada 12 horas e orientado por um grande número de dados observacionais. A outra correção é climatológica, baseada em observações durante 3 anos de NIMBUS-7 SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) (Cheney et al.,1987).

Os pesquisadores Sandwell & McAdoo (1990), relatam em seu artigo o procedimento utilizado no processamento dos dados GDR's definindo o desvio vertical (veja Cap. 3) como a medida da componente horizontal da anomalia gravimétrica.

2.2 Descrição dos Dados Gravimétricos Obtidos no Mar

2.2.1 O Sistema de Navegação

Levantamentos de dados gravimétricos no mar são processados em conjunto com outros tipos de levantamentos geofísicos, como por exemplo, a magnetometria. Este fato exige muita flexibilidade por parte do navegador que tem a função de analisar e trabalhar criteriosamente os registros para minimizar ou anular possíveis desvios ou erros instrumentais. É óbvio que um equipamento destinado a medir as variações de anomalias gravimétricas, tem que estar rigidamente fixo, coisa improvável de acontecer num navio no mar. Conseqüentemente, tem que se fazer um total de sete correções incluindo ajuste do equipamento para compensar a instabilidade do navio, além da correção do efeito "EÖTVOS". Segundo Caldeira (1989b), o requisito mais importante para obtenção de dados de gravimetria marinha de alta qualidade é saber precisamente a correção Eötvos, o que significa controlar a navegação o mais rigorosamente.

Ao se iniciar os levantamentos geofísicos, é necessário estabelecer o tipo de sistema de navegação. De posse desta informação, o intérprete que vai fazer avaliação nos dados, poderá fazer estimativas mais seguras dos tipos de ruídos² que inevitavelmente surgem nas medidas.

Os instrumentos utilizados (p. ex. gravímetro) na coleta de dados devem ser adaptados às condições do mar, ou seja, procura-se eliminar efeitos dos deslocamentos e movimentos do navio.

Há um sistema automatizado de navegação projetado pela OSU/CONMAR, onde um programa mostra a posição do navio de acordo com os sensores de navegação GPS, TRANSIT, OMEGA e calcula o CTD (Cross Track Distance) e DTG (Distance To Go) (Ver Fig. 2.3). Estes valores, em conjunto com um mapa de posições, ajudam a traçar vários trajetos entre "waypoints"³.

O propósito deste programa é nos dar uma idéia do rumo do navio. Todos os dados a serem implementados no programa descrito anteriormente são obtidos do Sistema de Aquisição. A Fig. 2.4 mostra as conexões entre sensores de navegação, sistema de aquisição e programa de navegação.

O sistema de aquisição é um computador que obtém a posição do navio dos três sensores de navegação, fornece dados de medida gravimétrica e registra os dados numa fita magnética. Ele também imprime um registro de dados numa impressora linear e envia a posição do navio ao Programa de Navegação.

O "Bridge Monitor", é um terminal de vídeo localizado na parte do Comando do navio. Traça graficamente a posição do navio, tarefa realizada também pelo "Lab Monitor". O outro terminal, o Monitor de Controle tem a função de listar os comandos a serem executados.

Sensores de Navegação são dispositivos que podem nos dar idéia do posicionamento de embarcações. Em levantamentos geofísicos, geralmente usam-se três tipos de sensores, OMEGA, GPS e TRANSIT. O sensor OMEGA usa informação recebida de uma rede mundial de transmissores para calcular a posição do navio. Ele não é muito preciso e pode apresentar ruídos nos resultados, sendo que o GPS traduz os resultados com precisão, mas estipula somente seis horas de cobertura

²Para estimar tipos de ruídos em navegação, seria necessário o conhecimento das leis físicas do próprio instrumento de medida e da própria dinâmica oceanográfica (ou do navio). Vide Cap. 4, seção 4.2.2. Caldeira (1989b) exemplifica que através de um plano de navegação bem elaborado e sistemas de navegação precisos e contínuos, conseguiu-se conduzir levantamentos de gravidade no México que apresentaram menos de 1,5 mGal de erros RMS não ajustados (Caldeira, 1989b).

³Um "waypoint" é um ponto de partida ou chegada para o qual o navio deverá seguir. A linha entre dois "waypoints" denomina-se rumo do navio (Relatório da Marinha, Caldeira, 1989b)

por dia, já o TRANSIT usa posições de satélites, acarretando valores suspeitos para as localizações do navio, visto que este sensor não pode conseguir posições contínuas de satélites, mas posições do navio em uma determinada hora . Entre satélites fixos, ele usa o percurso e velocidade do navio para fazer uma estimativa da localização deste (Caldeira, 1989b).

De acordo com o relatório da Marinha (Caldeira, 1989a) , o sistema de Navegação utilizou o NAVIGATION DISPLAY PROGRAM, desenvolvido pela OSU. Este programa era processado num micro IBM-PC, que plotava continuamente a linha a ser seguida e a posição do navio, segundo informações fornecidas por quaisquer um dos sistemas por satélites utilizados (GPS ,TRANSIT) ou do equipamento OMEGA.

Há um sistema de computação , considerado como principal em navegação, denominado "ARGO" que utiliza três "transponders" implantados ao longo da costa. Ele usa um equipamento de bordo que está acoplado ao receptor do satélite de duplo canal para confirmar os cálculos do "ARGO", se necessário. As antenas do "ARGO", em terra, estão localizadas geodeticamente, num sistema de referência obtido pelo satélite TRANSIT.

As três estações "ARGO" são de energia solar e contem rádios VHF/FM e de banda lateral única para a comunicação com o navio de pesquisa.

As estações distam de 60 a 90 milhas náuticas uma da outra, ao longo do litoral e à medida que a pesquisa se desloca ao longo da costa, as estações são movidas em seqüência, seja por caminhão ou pelo próprio barco de pesquisa, usando-se barcos inflados para transportar o equipamento da praia ao barco e vice-versa.

Em geral, os posicionamentos adotados pela marinha estão em torno de 5 a 10 metros e são amostrados a cada 30 segundos. Em suma, é prudente usar o sistema por satélite GPS durante os intervalos existentes. Isto permitiria a realização de cruzeiros prolongados em alto mar além do alcance do "ARGO".

2.2.2 O Projeto Equant

Este trabalho se limita a observações efetuadas no litoral Brasileiro, mais especificamente no litoral Norte e Nordeste Brasileiro (Fig.2.5). Essas observações são resultantes de um estudo que visa compreender melhor o processo geral geológico da formação dessas margens "do tipo passiva".

O Projeto EQUANT (Equatorial Atlantic) I , foi realizado no período 27/08 à 21/10 de 1987. A instituição responsável pelos trabalhos (nivelamento, ajustes, correções, etc.) foi a Oregon State University (OSU/ CONMAR) utilizando o navio de pesquisa Prof. W. Besnard operado pelo Instituto de Oceanografia da Universidade de São Paulo (Castro, 1990).

O levantamento EQUANT I se constitui de quatro pernadas, que cobriram a margem Continental Equatorial Brasileira, no setor nordeste, abrangendo os estados do Maranhão até o Rio Grande do Norte. Os limites geográficos da área são os paralelos $1^{\circ}00'$ e $6^{\circ}00'$ latitude sul e os meridianos $34^{\circ}00'$ e $44^{\circ}00'$ longitude oeste ⁴. A cidade de Fortaleza (CE) serviu de base para todo o levantamento e de onde partiram as pernadas (Castro, 1990).

O projeto EQUANT II constitui-se de quatro pernadas (pernada 1A de 20/08 à 13/09; pernada 2A de 16/09 à 30/09; pernada 3A de 03/10 à 16/10; pernada 4A de 20/10 à 16/10 no ano de 1988) , que levantou a margem Equatorial Brasileira, no setor norte, abrangendo os estados do Amapá até o Ceará. Os limites geográficos são os paralelos $-6^{\circ}00'$ latitude norte e $4^{\circ}00'$ latitude sul e os meridianos $37^{\circ}00'$ e $51^{\circ}00'$ longitude oeste. A instituição responsável foi a mesma que gerenciou os trabalhos do Projeto EQUANT I.

O sistema de navegação utilizado no levantamento EQUANT I, foi o "ARGO" . Segundo a comissão técnica encarregada, os trabalhos foram considerados de boa qualidade. Já na época do levantamento EQUANT II , inviabilizou-se este método de posicionamento devido à difícil manutenção de estações "ARGO" no litoral norte do Brasil. Uma outra alternativa era utilizar um dos equipamentos como GPS (principal) , TRANSIT e OMEGA (secundários). Infelizmente durante esse período a NASA ficou sem lançar qualquer veículo espacial, devido ao acidente com a nave CHALLENGER, o que veio a prejudicar o sistema GPS e, conseqüentemente, os trabalhos da comissão.

Segundo o Relatório da Marinha (Caldeira, 1989b), o sistema GPS funcionou até o terceiro dia do levantamento, depois houve problemas em seu receptor. Então, utilizou-se o TRANSIT, já que não se podia confiar no sistema OMEGA.

Os dados gravimétricos foram obtidos através do gravímetro LaCoste & Romberg S-42,

⁴Adota-se a convenção; '+' para latitude sul, '-' para latitude norte, 0° a 360° a oeste do meridiano de Greenwich.(segundo propósito deste trabalho)

possuindo sensibilidade de $0,1mGal$. Segundo documentos da PETROBRÁS (1990) a taxa de "drift" usada foi $-0,067mGal$ por dia para o Equant II, enquanto a do Equant I foi calculada em $-0,030mGal$ por dia (Castro, 1990). Os dados gravimétricos (ar livre) se encontram atualmente disponíveis na UFPA (Prédio da Geofísica de Petróleo) para posterior processamento.

2.3 Formatação dos Registros

2.3.1 Fitas de Registros Altimétricos

Os dados altimétricos GEOSAT-44, a serem utilizados neste trabalho, estão armazenados em fita magnética compostos por dois arquivos. Estes dados são agrupados por passos, contendo perfis contínuos sem nenhuma interrupção maior do que 5 segundos (aproximadamente 33 km).

O primeiro arquivo de dados da fita magnética (987755 registros) contem os perfis ascendentes que caminham do sudeste para o noroeste entre $72^{\circ}S$ e $72^{\circ}N$, enquanto o segundo arquivo (991313 registros) contem todos os perfis descendentes. Cada registro tem o tamanho de 54bytes e tem o formato (F14.4, 2F8.3, 3F8.2). Os campos de cada registro são especificados na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 – Formato da fita GEOSAT-44 (NOAA,1990)

tempo	F14.4	em segundos, ponto de referência é o tempo 0.
latitude	F8.3	em graus positivo, norte do Equador
longitude	F8.3	em graus, este do meridiano de Greenwich, 0 à 360.
altura do geóide (superfície do mar)	F8.2	em metros, acima do elipsóide de referência
anomalia gravimétrica	F8.2	em miligal, ver considerações a respeito
incerteza da anomalia gravimétrica	F8.3	em miligal, incerteza 0 indica menos que 3 perfis para a média

A seguir descreve-se o conteúdo informativo para cada campo:

- coluna 001 a 014 : especifica o tempo em segundos, adotando-se como referência inicial tempo igual a zero.
- coluna 015 a 022 : latitude em graus ('+' norte, '-' sul) em relação ao Equador.

- coluna 023 a 030 : longitude em graus (0° à 360° a leste do meridiano de Greenwich).
- coluna 031 a 038 : altura do geóide⁵ (nível do mar) em metros acima do elipsóide de referência.
- coluna 039 a 046 : anomalia gravimétrica em miligal, veja restrições sobre este item.
- coluna 047 a 054 : incerteza da anomalia gravimétrica

Os valores médios da altura do geóide são formados a partir da integração de segmentos contínuos dos perfis de desvios vertical e posteriormente ajustados para a superfície dos harmônicos esféricos definido pelo modelo geoidal PGS-3337 de grau e ordem 40 (Sandwell & McAdoo, 1990).

No primeiro registro do item anomalia gravimétrica, especifica-se o número de amostras em cada passo, e no primeiro registro do item incerteza da anomalia se encontra o número 1000.00, inicializando-se o número de passos. Um passo quer dizer um percurso contínuo de amostras, entendendo-se que não havendo nenhuma interrupção maior do que 33 quilômetros (5 s) o percurso é considerado contínuo.

O quinto campo não vai ser utilizado nas computações, pois as considerações feitas (Sandwell & McAdoo, 1990) sobre a anomalia gravimétrica não correspondem ao que se encontra na realidade, já que ele supõe que as estruturas sejam bidimensionais. O desenvolvimento neste caso torna-se impraticável, porque não se sabe se existe uma estrutura bidimensional e normal ao caminho do satélite. Veja Capítulo 3 para mais detalhes.

2.3.2 Fitas de Gravimetria Marinha

Os dados coletados no mar estão armazenados em fita magnética. Os registros originais do levantamento EQUANT I são gravados em ASCII, formato MGD77 (PETROBRÁS, 1990), assim relacionado:

A(I1,A8, F5.2, 4I2, F5.3, F8.5, F9.5, I1, F6.4, F6.1, I2, I1, 3F6.1, I1, F5.1, F6.0, F7.1, 10F6.1, F5.1, A8, 4I1)⁶

⁵Sandwell (1990) usa a notação "altura do geóide" para os dados "altura do mar" (h) obtidos do satélite GEOSAT, tratados e gravados em fita para NOAA, sendo que não corresponde à realidade dos dados em fita (vide fita de NOAA disponível na UFPa).

⁶I é a especificação de variável inteira, F de variável real e A variável de caractere.

Sendo a sequência de informações:

- coluna 001 à 045 : tipo de registro, denominação do cruzeiro, zona de correção de tempo, ano, mês, dia do mês, hora, minuto, latitude em graus ('+' norte, '-' sul), longitude em graus ('+' leste, '-' oeste), posição.
- coluna 046 à 060 : há informações sobre Batimetria
- coluna 061 à 090 : há informações sobre Magnetometria
- coluna 091 / 108 : gravidade observada, correção EOTVOS , anomalia ar livre
- coluna 109 / 116 : informações SÍSMICA
- coluna 117 à 120 : códigos qualitativos

Dentre as informações anteriores, destacamos os campos especificados nos itens 9, 10 e 20 (latitude, longitude e anomalia ar livre) do formato descrito.

O arquivo de dados do Projeto Equant I foi implementado ao sistema DISCO-VAX 8600 (Prédio da Geofísica/UFPA). A preparação dos dados para processamento (programa BINARY-PREP-PARA), resultou em 16839 registros. Cada registro contendo informações sobre anomalia ar livre (m Gal), latitude e longitude (graus), está disposto no formato ; (I3, 2F15.5, F12.2).

Os registros originais do levantamento Equant II seguem formato MGD77 semelhante aquele do Equant I, destacando os campos 9, 10, 20 . Seguindo o mesmo tratamento feito nos dados Equant I foram obtidos 19468 registros. Sendo cada registro no formato (I3, 2F15.5, F12.2).

2.4 Procedimento Computacional

A organização dos dados do levantamento Equant foi feita pelo Prof. Jorge Wilson D. Leão, assim como o software utilizado na leitura e preparação dos arquivos de dados (programa CVT-MGD77).

O arquivo de dados originais Equant, se encontra em fita magnética codificada em ASCII no formato MGD77.

O programa CVT-MGD77 escrito pelo prof. Leão, faz a leitura do arquivo ASCII selecionando os seguintes campos:

NFID – número da observação

LONG – localização da amostra em longitude

LAT – localização da amostra em latitude

FAIR – anomalia ar livre da observação

Neste programa, é criado um arquivo binário pronto para servir de entrada ao programa BINARY- PREP-PARA do Prof. Douglas P. O'Brien, sendo também gerado um arquivo de dados aleatórios (denominados EQ1.RAN e EQ2.RAN) no formato requerido pelo GRID-PARA (este programa emprega o algoritmo de Briggs, 1974).

Os arquivos **.RAN nos dá informações sobre a área de estudo, denominação do arquivo de dados binário (**.BRN) e limites geográficos em termos de latitude e longitude.

Após a leitura, organização e separação dos itens de interesse, foi originado uma rede dos perfis gravimétricos "ar livre" para conseqüente mapeamento da área (Figs. 2.6 e 2.7).

Para preparação dos dados altimétricos, foi necessário fazer uma modificação nas variáveis latitude e longitude ⁷, segundo o propósito deste trabalho. Considerou-se neste caso latitude negativa acima da linha do Equador e longitude à oeste de 0° à 360°, em relação ao meridiano de Greenwich.

As Figuras (2.8) e (2.9) nos mostram as linhas de navegação dos levantamentos Equant I e Equant II respectivamente de maneira que podemos constatar a presença de muitos espaços "vazios" verificando também a proximidade entre as linhas (em média 15km para o Equant II e 10km para o Equant I) em oposição aos percursos do satélite (Fig 2.10 e 2.11) onde se nota um afastamento máximo de aproximadamente 150km.

⁷Limitou-se geograficamente a área entre os paralelos -10° e 10° e os meridianos 51° e 30° abrangendo os locais mapeados pelos levantamentos Equant I e Equant II.

Foi feito o processamento dos dados da altura do mar gerados diretamente da fita de NOAA e observou-se que estas variáveis não foram niveladas, ou seja, notou-se a presença de alguns desníveis ⁸ resultantes dos cruzamentos dos percursos ascendentes e descendentes. Estes desníveis, causam imprecisões nas interpretações dos perfis e precisam ser retirados, considerando-se que as alturas do geóide sejam referenciadas ao mesmo nível nas interseções dos percursos.

⁸Isto pôde ser constatado nos mapas iniciais durante o processamento da variável h ("altura do mar") obtida diretamente da fita de NOAA (Tab. 2.1, campo 4).

CAPÍTULO 3

ASPECTOS DESCRITIVOS PARA COMPARAÇÃO DOS DADOS

Este capítulo descreve a metodologia de comparação entre dados originados de radar altimétrico de satélites e dados gravimétricos a partir de levantamentos no mar. Trabalhos publicados anteriormente discutiram a questão enfatizando correlações entre registros de componente vertical de dados de superfície e dados tratados da altura do mar. Neste trabalho adota-se uma outra metodologia que permitirá o cálculo da coerência entre os dados, independente dos métodos clássicos para correlação descritos por alguns pesquisadores.

Vários estudos ligados a questão de correlacionar dados de satélite e dados de navegação não têm sido capazes de prever precisamente a correlação (ou não correlação), visto que, o espaçamento amostral dos levantamentos no navio são menores do que o espaçamento amostral dos dados de satélite, além do mais, os registros amostrados do navio não mantêm intervalos constantes (intervalo amostral irregular, Cap 4, seção 4.1) como ocorrem com os registros amostrados do satélite.

Geralmente os pesquisadores têm se limitado em desenvolver estudos que se propõem a transformar dados de satélites em componentes verticais da aceleração gravimétrica. Sandwell (1990) gravou uma fita para NOAA (anexo "A") contendo a transformada de Hilbert do desvio vertical ($\frac{\partial h(x)}{\partial x} g_R \approx g_{x_s}$) (Cap. 2, Tab. 2.1, 5º campo), para efetuar comparações com a componente vertical da aceleração medida pelos levantamentos gravimétricos. Com o mesmo propósito, Moritz (1980) empregou uma forma de aproximação estatística obtendo resultados piores. Rapp(1986), usando um modelo similar ao de Moritz, comparou anomalias médias, dentro de uma área 0,5 por 0,5 grau na superfície, com os dados observados de satélite em várias posições da superfície, resultando desvio padrão $\pm 26,1 \text{ mGal}$. Observe a Fig.3.1 exemplificando as discordâncias. Estes métodos são bastante restritivos, desde que, Moritz (1980) não considerou a geologia da subsuperfície nem suas variações. Similar restrição se faz ao método da transformada de Hilbert do desvio vertical ($\approx g_{x_s}$, pois, $g_R \approx 1 \text{ mGal}$), descrito em Haxby et al. (1983) e incluído na fita gravada para NOAA por Sandwell (Anexo A), que assume campos bidimensionais.

Na parte final deste capítulo, são expostos alguns aspectos para comparar dados do satélite GEOSAT-44 e dados determinados a partir de levantamentos no navio.

3.1 Cálculo da Anomalia Gravimétrica Horizontal

Neste trabalho, utiliza-se a notação introduzida no Capítulo 1, de forma que, baseado na Figura 3.2, descreve-se as seguintes grandezas:

- (1.) $h(x)$ é o perfil topográfico da superfície do mar medido em relação ao elipsóide de referência ou "altura geoidal";
- (2.) $s(x) = \frac{\partial h(x)}{\partial x}$ é o desvio vertical ;
- (3.) U_R é o valor do potencial no geóide de referência no ponto P;
- (4.) U_o é o valor do potencial no geóide medido. Neste caso o geóide medido é a superfície do mar, acima do ponto P;
- (5.) g_R é a aceleração da gravidade de algum modelo da referência (por exemplo a fórmula de GRS 1967)¹ no ponto P;
- (6.) g_{zN} é a aceleração da gravidade medida na superfície do mar, acima do ponto P (anomalia ar livre).

Portanto, U_o é expresso da seguinte maneira

$$U_o = U_R + \left(\frac{\partial U_R}{\partial r} \right)_{r=r_o} h(x) \quad (1)$$

onde r_o é o raio da Terra, no ponto P.

Sabe-se que a aceleração da gravidade é obtida a partir do gradiente do potencial avaliado em algum modelo de referência. Deste modo

$$\left(\frac{\partial U_R}{\partial r} \right)_{r=r_o} = -g_R \quad (2)$$

¹Pelo acordo internacional em 1967, o campo gravimétrico de referência foi definido por: $g_R = 9,78031846(1 + 0,005278895 \sin^2 \phi + 0,000023462 \sin^4 \phi)$ com g_R em m/s^2 onde ϕ é a latitude do local. (Turcotte & Schubert, 1982, p.208).

resultando

$$U_s = U_o - U_R = -g_R h \quad (3)$$

onde U_s é uma aproximação ao potencial a partir dos dados "altura do mar" (anomalia do potencial), considerando a pequena distância h do geóide para o elipsóide, satisfazendo a relação $U_o = U_R + U_s$.

Um dos dois tipos de anomalias, discutidas por Sandwell e McAdoo (1990) é a componente horizontal da anomalia gravimétrica ². Logo, de acordo com a eq. (3), temos:

$$-\frac{\partial U_s}{\partial x} = g_R \frac{\partial h}{\partial x} + h \frac{\partial g_R}{\partial x} \approx g_{x_s} \quad (4)$$

ou seja, a eq.(4) é a expressão da componente horizontal da anomalia gravimétrica. As unidades empregadas pelos autores para $s(x)$ são μrad . Note que $1 \mu rad = 0,206 \text{ arc sec}$, sendo, $1 \text{ arc sec} = 4,85 \mu rad$. Se $g_R \approx 980.000,00 \text{ mGal}$, então $1 \mu rad \approx 0,98 \text{ mGal}$ para a componente horizontal da anomalia gravimétrica.

3.2 Forma alternativa para a componente horizontal do vetor anomalia gravimétrica

Muito se tem discutido à respeito da anomalia gravimétrica g_z , ou seja, diferença entre a gravidade medida em relação ao elipsóide de referência e a gravidade teórica medida nesta superfície. Sabe-se portanto que todas estas medidas gravimétricas se referem à direção do eixo z (direção vertical). Então, pode-se expressar g_z da seguinte forma:

$$g_z = \frac{\partial U}{\partial z} \quad (5)$$

Fazendo a derivada na eq. (5) acima, ao longo do eixo x , obtemos as componentes do gradiente horizontal da gravidade (Telford et al., 1976, p.13). Dessa maneira, usando subscritos que denotam diferenciação considera-se

$$U_{xz} = \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial z} \quad (6)$$

ou seja, a eq.(6) resulta na taxa de variação de g_z com o deslocamento horizontal.

²Sandwell e McAdoo, discutem dois tipos de anomalia: uma delas, eles chamam "the horizontal component of the gravity anomaly vector" (Sandwell & McAdoo, 1990) p.3050

Pelo desenvolvimento da eq. (6) resulta

$$U_{xz} = \frac{\partial(\frac{\partial U}{\partial z})}{\partial x} = \frac{\partial g_z}{\partial x} \quad (7)$$

Observa-se que se U é uma função bem comportada, então

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x \partial z} = \frac{\partial^2 U}{\partial z \partial x} = \frac{\partial(\frac{\partial U}{\partial x})}{\partial z} = \frac{\partial g_x}{\partial z} \quad (8)$$

Das eq.(7) e eq.(8) , pode-se escrever

$$\frac{\Delta g_z}{\Delta x} = \frac{\Delta g_x}{\Delta z} \quad (9)$$

Pela Fig. 3.3, observa-se que

$$\frac{\Delta g_z}{x_2 - x_1} = \frac{g_{x_2} - g_{x_1}}{h_2 - h_1} \quad (10)$$

resultando

$$g_{x_2} - g_{x_1} = \frac{\Delta g_z}{x_2 - x_1} (h_2 - h_1) \quad (11)$$

A eq. (11) poderia ser útil para o cálculo da componente horizontal da aceleração na superfície do mar, porém, esta equação deve introduzir coerência artificial entre os dados do mar e do satélite, porque ambos os conjuntos de dados usam $h_2 - h_1$. Observa-se a seguir, a descrição feita para os dados do satélite de acordo com a Fig. 3.4.

$$\frac{\frac{\Delta U_s}{\Delta x}}{g_R} \sim \text{sen}\theta \quad (12)$$

usando a aproximação $\text{sen}\theta \sim \theta$,

$$\frac{\Delta U_s}{\Delta x} \sim g_R \theta \sim g_R \frac{\Delta h}{\Delta x} = g_R \frac{(h_2 - h_1)}{(x_2 - x_1)} \quad (13)$$

Nota-se que, se a eq. (11) for utilizada para calcular g_{z_s} , vamos encontrar somente g_R , não a anomalia "ar livre".

Entretanto, g_{zN} (na superfície do mar) pode ser escrito na forma de uma transformação de Fourier:

$$g_{zN} = -\frac{\partial U_N}{\partial z} = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \mathcal{G}(k_x, k_y) e^{-k|z|} e^{ik_x x} e^{ik_y y} dk_x dk_y \quad , \quad (14)$$

sendo $\mathcal{G}(k_x, k_y)$ a transformada de Fourier de $g_{zN}(x, y)$ no plano $z = 0$. Conseqüentemente

$$g_{xN} = -\frac{\partial U_N}{\partial x} = -\frac{\partial}{\partial x} \int_{-\infty}^z g_{zN} dz = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{-ik_x}{|k|} \mathcal{G}(k_x, k_y) e^{-k|z|} e^{ik_x x} e^{ik_y y} dk_x dk_y \quad (15)$$

$$\text{onde } k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2},$$

x é a direção do caminho do satélite e

g_{xN} é o gradiente horizontal na superfície do mar.

3.3 Cálculo da Anomalia Ar Livre, a partir de Suposição Bidimensional

O segundo tipo de anomalia foi discutido na carta entre Dr. Sandwell (Scripps Institution of Oceanography) e Dr. Ron Buhmann (veja anexo A).

Dr. Sandwell afirmou que segundo Haxby et al. (1983), as anomalias gravimétricas são resultantes de transformações de Fourier dos perfis de desvio vertical ao longo do caminho, trocando-se as componentes real e imaginária e aplicando-se, posteriormente, transformada de Fourier inversa. Desta maneira, o desenvolvimento abaixo, tenta explicar as hipóteses de Sandwell. Considera-se a equação para o potencial medido na superfície do mar (fórmula de Brun (Hellinger, 1983))

$$U_s = -g_R h \quad . \quad (16)$$

Se U_s satisfaz a equação de Laplace (na forma bidimensional) ($\nabla^2 U_s = 0$), então h (eq. 16) deve satisfazer a mesma equação. Assim, pode-se escrever h na seguinte forma³:

$$h(x, z) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} (\mathcal{H}_R(k_x) + i\mathcal{H}_I(k_x)) e^{-k_x|z|} e^{ik_x x} dk_x \quad (17)$$

³ Ao assumir $h = h(x, z)$, a suposição bidimensional fica subentendida.

onde \mathcal{H}_R e \mathcal{H}_I são, respectivamente, as partes real e imaginária da transformação de Fourier de $h(x)$ calculadas para $z = 0$ (ão longo da projeção do caminho do satélite).

Sendo h real, então \mathcal{H}_R é simétrico em relação à k_x , e \mathcal{H}_I é assimétrico. Então, pode-se escrever

$$h(x, z) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \mathcal{H}_R(k_x) e^{-k_x |z|} \cos(k_x x) dk_x - \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \mathcal{H}_I(k_x) e^{-k_x |z|} \text{sen}(k_x x) dk_x \quad (18)$$

e, o desvio vertical pode ser escrito como

$$\frac{\partial h(x, z)}{\partial x} = -\frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} k_x \mathcal{H}_R(k_x) e^{-k_x |z|} \text{sen}(k_x x) dk_x - \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} k_x \mathcal{H}_I(k_x) e^{-k_x |z|} \cos(k_x x) dk_x. \quad (19)$$

Agora, segundo Haxby et al (1983), se houver troca entre as partes reais e imaginárias e mudança no sinal da parte imaginária, então ⁴:

$$\begin{aligned} q(x) &= \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} k_x \mathcal{H}_I(k_x) e^{-k_x |z|} \text{sen}(k_x x) dk_x - \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} k_x \mathcal{H}_R(k_x) e^{-k_x |z|} \cos(k_x x) dk_x \\ &= -\frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} i k_x \mathcal{H}_I(k_x) e^{-k_x |z|} e^{i k_x x} dk_x - \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} k_x \mathcal{H}_R(k_x) e^{-k_x |z|} e^{i k_x x} dk_x \\ &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} -k_x (\mathcal{H}_R(k_x) + i \mathcal{H}_I(k_x)) e^{-k_x |z|} e^{i k_x x} dk_x \\ &= \frac{\partial h(x, z)}{\partial z} \\ &= -\frac{1}{g_R} \frac{\partial U_s}{\partial z} \\ &= \frac{g_{z_s}}{g_R}. \end{aligned} \quad (20)$$

Consequentemente

$$g_{z_s} = -\frac{\partial U_s}{\partial z} \quad (21)$$

$$g_{z_s} = g_R \frac{\partial h(x, z)}{\partial z} + h \frac{\partial g_R}{\partial z}. \quad (22)$$

O segundo termo no lado direito da equação, é a correção "ar livre" que deve ser somada para reduzir as observações no geóide.

⁴Note que esta troca das partes reais e imaginárias é simplesmente a transformada de Hilbert do desvio vertical.

Então, Haxby et al. (1983) empregaram uma suposição bidimensional para calcular g_z . Eles assumiram que o "strike" da anomalia é normal ao caminho do satélite. Pode-se melhorar a suposição deles se for considerado os outros caminhos de satélite.

3.4 Comparação dos Dados Obtidos do Satélite com os dados Gravimétricos obtidos na Superfície do Mar

Das considerações anteriores, foi visto que há dois tipos de anomalias gravimétricas que podem ser obtidas dos dados de satélite. A primeira é a componente horizontal do vetor anomalia gravimétrica, que pode ser escrita da seguinte maneira

$$\frac{\partial U_s}{\partial x} = -g_R \frac{\partial h}{\partial x} - h \frac{\partial g_R}{\partial x} \quad (23)$$

Note, que o termo da correção da latitude (segundo termo do lado direito da equação) é incluído.

A outra componente trata da anomalia gravimétrica vertical (anomalia ar livre), é calculada da seguinte equação:

$$\begin{aligned} g_z &= -\frac{\partial U_s}{\partial z} \\ &= g_R \frac{\partial h(x, z)}{\partial z} + h \frac{\partial g_R}{\partial z} \end{aligned} \quad (24)$$

Para o cálculo desta componente (eq. 24), Sandwell e McAdoo (1990) usaram uma aproximação bidimensional, mas não se sabe se, de fato, as anomalias são bidimensionais, ou seja, "strike" normal ao caminho do satélite.

Para comparar os dados do satélite, com os dados medidos do navio, usa-se as seguintes considerações:

- (1.) Devido às grandes distâncias entre os percursos do satélite, as interpolações das anomalias ar livre entre os percursos podem incluir grandes incertezas (efeitos "aliasing"), de modo que, comparações com os dados obtidos por navio, provavelmente seriam incoerentes, a menos que operações de filtragem sejam empregadas para suprimir os números de onda onde ocorrem o "aliasing" nos dados (veja Capítulo 4 para mais detalhes).

- (2.) Entretanto, a componente horizontal do vetor anomalia gravimétrica pode ser obtida com boa precisão, a partir dos dados de satélite. Esta mesma grandeza, pode também ser obtida a partir de levantamentos feitos na superfície do mar (obtidos por navio).
- (3.) Pode-se efetuar comparações entre as componentes obtidas a partir de dados do satélite (anomalia potencial obtida pela eq. 16) e as obtidas a partir de medições (do navio) na superfície do mar (anomalia potencial correspondente aos dados "ar livre" - Eq. 25). Para se fazer esta comparação, pode-se usar o método de coerência discutido por Sandwell e McAdoo (1990). Este método nos permite determinar os comprimentos de onda coerentes entre os dados de satélite e os de navio. Assim, verifica-se a resolução entre dados medidos na superfície do mar e dados obtidos pelo satélite. Esta comparação pode ser efetuada entre os dados das componentes horizontal do campo gravimétrico ($\frac{\partial U}{\partial x}$) o que deve corresponder a resultados semelhantes em termos de resolução.
- (4.) Para se proceder a um mapeamento dos contornos anômalos potenciais do campo gravimétrico da terra e um posterior mapeamento dos contornos anômalos verticais, procede-se da seguinte maneira
- (4a.) Os dados ajustados (Cap. 5, seção 5.2.1) da altura do mar, h serão gridados (o intervalo do grid depende dos parâmetros descritos a partir da análise qualitativa dos dados do satélite). Após a geração do grid, é determinado o potencial anômalo $U_s = -g_R h$.
- (4b.) A partir da eq. 15 pode-se obter o potencial anômalo dos dados Equant. Então
- $$U_N(x, y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\mathcal{G}(k_x, k_y)}{|k|} e^{-k|z|} e^{ik_x x} e^{ik_y y} dk_x dk_y \quad (25)$$
- onde $\mathcal{G}(k_x, k_y)$ é a transformada de Fourier de $g_{zN}(x, y)$ no plano $z = 0$.
- (4c.) O campo anômalo vertical é dado por $-\frac{\partial U_s}{\partial z}$ + correção de latitude + correções ar livre.
- (4d.) O campo anômalo vertical assim computado, pode ser comparado com o campo vertical observado. Poderá ocorrer diferenças devido aos efeitos de "aliasing", interpolações, etc. Entretanto, o enfoque adotado no item 4a. é provavelmente menos restritivo do que aquele usado por Sandwell e McAdoo em seu desenvolvimento bidimensional.

CAPÍTULO 4

ESTUDO ESTATÍSTICO E ESPECTRAL DOS DADOS

Neste capítulo, procura-se expor detalhadamente a metodologia utilizada na análise estatística e espectral dos dados coletados no litoral do Brasil, possibilitando a uma melhor avaliação no domínio do número de onda.

O estudo estatístico dos levantamentos Equant I/Equant II está descrito na seção 4.1, sendo que em seguida, na seção 4.2, faz-se a análise qualitativa do espectro de potência dos dados Equant avaliando-se a resolução destes dados em comparação com aqueles tratados por Sandwell (1990), cuja resolução chegaria à aproximadamente 20 quilômetros ¹.

O estudo espectral dos dados obtidos do satélite GEOSAT é desenvolvido na seção 4.3, onde se discute as discrepâncias nos resultados obtidos quando se tenta avaliar os espectros de potência dos dados originais da fita de NOAA tratados pelos pesquisadores Sandwell & McAdoo (1990).

4.1 Análise Estatística do levantamento Equant

As 16839 amostras do levantamento Equant I e 19468 do levantamento Equant II estão dispostas irregularmente ao longo do caminho do navio, apresentando dispersão espacial. Desse modo, foi feito primeiramente uma análise estatística dos dados para um posterior estudo espectral.

A partir do programa BINARY-PREP-PARA (veja Cap. 2, seção 2.4), foram originados dois tipos de arquivos para ambos os levantamentos, entre eles o XX.RAN que nos fornece informações sobre a denominação da área, nome do arquivo de dados originais em binário e limites geográficos da área disposto no formato (A60, A10, 5F10.4, 3I5)

Os campos no formato A10 estão reservados ao nome do arquivo XX.BRN, que contem os dados originais em binário, especificando cada registro em termos de latitude (graus), longitude (graus) e anomalia gravimétrica ar livre (mGal).

Dessa maneira, utilizou-se a seguinte metodologia para a obtenção dos resultados es-

¹Este valor de resolução refere-se a perfis médios, porém este valor (compare com o valor da página 53) varia dependendo da área em estudo, ou seja, em áreas glaciais pode-se verificar baixa resolução dos perfis (Sandwell & McAdoo, 1990).

tatísticos do grau de dispersão entre as amostras:

– estima-se um valor para comparação com o intervalo entre as amostras, ou seja, um intervalo amostral máximo de ocorrência. Para os dados Equant adotou-se o valor 11,5 quilômetros;

– efetua-se a leitura de cada observação. Isto é obtido do arquivo XX.BRN que localiza cada amostra por sua latitude e longitude bem como o seu respectivo valor para a anomalia gravimétrica. A localização das amostras em coordenadas geográficas deve ser convertida para coordenadas UTM (km) de maneira a facilitar os cálculos das distâncias entre elas;

– analisa-se um conjunto de três amostras, calculando o intervalo amostral e dispersão espacial de acordo com a configuração mostrada na Fig. 4.1;

– após o cálculo dos intervalos, verifica-se se há ausência de dados (espaços "vazios") que neste caso ocorre quando o intervalo entre as amostras é maior do que 11,5 quilômetros.

Através desta metodologia, pôde-se verificar a ocorrência de 13 espaços "vazios" para o levantamento Equant I e um total de 14 espaços "vazios" para o levantamento Equant II, sendo que o intervalo máximo entre cada amostra resultou 134,969 quilômetros para o levantamento Equant I e 154,361 quilômetros para o Equant II.

Os resultados estatísticos do levantamento estão listados a seguir:

Tabela 4.1 – Resultados estatísticos dos levantamentos Equant I e Equant II.

		Equant I	Equant II
	fórmula	valor	valor
intervalo médio amostral(km)	$\frac{\sum_{i=1}^N a(i)}{N} = \bar{a}$	0,87	1,004
desvio padrão do intervalo (km)	$\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (a(i) - \bar{a})^2}{N-1}}$	1,055	1,006

O número de intervalos avaliados para o levantamento Equant I foi de 16824 sendo encontrado 19452 para o levantamento Equant II. Observe os histogramas (Figs. 4.2a e 4.2b) onde são

mostradas as distribuições percentuais das amostras para os levantamentos Equant I e Equant II, respectivamente.

4.2 Análise Espectral do Levantamento Equant

4.2.1 Formulação do Método

Baseado nas informações estatísticas obtidas, procura-se fazer uma estimativa dos ruídos, inerentes em levantamento marinho, somente a partir da análise do espectro de potência. Este tipo de análise é feita no domínio do número de onda k_n , a partir do cálculo numérico da integral de Fourier da anomalia gravimétrica das observações.

Como foi visto na seção anterior, as amostras originais, encontram-se irregularmente espaçadas na área, sendo necessário, portanto, interpolar os dados usando espaçamentos regulares. Utilizou-se, neste caso, interpolação Lagrangeana escolhendo como espaçamento regular, valores próximos aos encontrados para o intervalo médio amostral (veja Figs. 4.2a e 4.2b). Assim, no caso do levantamento Equant I foi utilizado 0,88 quilômetro e do Equant II 1,00 quilômetro sendo estes, os valores do intervalo regular.

Para análise do espectro de potência da anomalia gravimétrica, utilizou-se a seguinte estimativa:

$$P_g(k_n) = \frac{1}{J} \sum_{i=1}^J G_i(k_n) G_i^*(k_n) \quad (1)$$

sendo

$G_i(k_n)$ é a transformada de Fourier da anomalia gravimétrica e

$G_i^*(k_n)$ é o complexo conjugado de $G_i(k_n)$, para cada faixa i (veja Fig. 4.3).

A transformada de Fourier discreta foi calculada numericamente pela seguinte expressão :

$$G_i(k_n) = \sum_{m=0}^{L-1} g_i(m\Delta x) e^{-ik_n m\Delta x} \quad i = 1, \dots, J \quad (2)$$

em que k_n é o número de onda e $g(m\Delta x)$ é o sinal gravimétrico (algoritmo de Singleton, 1968).

O número de onda em ciclos por quilômetros resulta:

$$k_n = \frac{2\pi n}{L\Delta x}, n = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, \pm \left(\frac{L}{2} - 1\right)$$

onde

$L \rightarrow E'$ o número de pontos para cada faixa (veja Fig. 4.3)

e Δx é o intervalo regular no domínio do espaço.

Observa-se que o valor extremo de $n=L/2$ corresponde ao limite superior do número crítico de Nyquist ($\frac{k}{2\pi} = \frac{1}{2\Delta x}$), sendo que $n=0$ implica número de onda zero (ou DC).

A estimativa anterior para o espectro de potência usa a metodologia sugerida por Kanasewich (1975, pp. 99–101), que propõe a divisão da área (contendo N pontos) em J faixas com L pontos em cada faixa. A Fig. 4.3 nos mostra como é processada esta subdivisão onde se verifica que o espectro total é a composição das J análises, ou seja, o valor de P_g é igual a amplitude média quadrática de G_i .

Esta divisão em faixas torna o método mais eficiente, pois como já foi mostrado por outros pesquisadores, entre eles Kanasewich (1975), a variância da estimativa decresce com o fator $1/J$, ou seja, $var P_g(k_n) = \frac{P_g^2(k_n)}{J}$ diminui quando o número de faixas aumenta. Portanto, a escolha do tamanho da faixa influi na resolução da estimativa do espectro de potência.

4.2.2 Estimativa das Faixas de ruídos

Como o interesse é a estimativa da faixa de ocorrência dos ruídos devido à instabilidade do navio, é preciso estimar também a faixa onde ocorrem os sinais geológicos. Desse modo, observando os mapas de contorno gravimétrico ar livre (Figs. 2.6 e 2.7) do levantamento Equant, nota-se a ocorrência de grandes anomalias, de maneira que a escolha de faixas curtas nos leva a perda de resolução em grandes comprimentos de onda. Por outro lado, a escolha de um valor maior para o tamanho da faixa, acarretaria um crescimento na variância de cada estimativa admitindo-se portanto, que há sempre um compromisso entre resolução e o número de segmentos sobrepostos.

Levando-se em conta esses fatores, adotou-se como melhor escolha o valor 600,00 quilômetros para o tamanho da faixa espectral do levantamento Equant (Equant I/ Equant II).

As Figuras 4.4, 4.5, 4.6 e 4.7 ilustram os resultados das relações entre potência e o inverso do comprimento de onda, sendo que as curvas 4.4 e 4.5 nos mostram que a potência P para comprimentos de onda menor que 0,091 ciclos/km tem o seguinte comportamento: ²

$$P \sim e^{\frac{-4\pi z}{\lambda}} \quad (3)$$

onde

P → potência do sinal gravimétrico.

λ → comprimento de onda.

z → profundidade aparente da fonte geradora de sinal geológico.

Então, a potência P deve se comportar como

$$\ln P = \frac{-4\pi z}{\lambda} \quad (4)$$

A equação (4) pode ser utilizada para estimativas da profundidade aparente das fontes que causaram o sinal geológico. Este procedimento é descrito a seguir.

Para a curva (4.4) assume-se que

$$\frac{\Delta(\ln P)}{\Delta(1/\lambda)} = -4\pi z$$

$$\frac{\ln(8,2 \times 10^7) - \ln(1 \times 10^2)}{0,091 - 0} = -4\pi z$$

$$\Rightarrow z = -\frac{149,638}{4\pi}$$

$$\Rightarrow z \approx -12km.$$

² Este comportamento é só uma estimativa (veja Regan & Hinze, 1977) que entretanto foi feita considerando corpos abruptos e bidimensionais, mas, segundo Castro (1990) os corpos geológicos na área de estudo tem o caráter regional da passagem da crosta continental para a crosta oceânica, associado ao efeito da topografia da margem continental. As amplitudes das anomalias ar livre, suas extensões regionais e formas suaves são consistentes com a origem profunda das fontes. O valor de "z" refere-se a uma profundidade aparente da fonte causadora do sinal geológico, visto que, estas fontes podem estar associadas com o contato entre a crosta continental e a oceânica, diminuição do espessamento crustal, topografia da margem e o efeito da camada de água.

ou seja, a profundidade aparente das fontes causadoras do sinal geológico, foi de 12 km.

Castro (1990) publicou alguns valores atribuídos às densidades e à geometria do modelo geofísico proposto para a área em estudo (no caso Equant I). Para a crosta continental superior, são atribuídas três descontinuidades com contrastes de densidade igual a $1,64 \text{ g/cm}^3$ e uma profundidade total de 4 km; a crosta intermediária é representada por uma única descontinuidade com espessura de 12 km; e a crosta inferior por oito descontinuidades e com sua profundidade chegando a 35 km.

Procedendo de maneira semelhante para a curva (4.5)

$$\frac{\Delta(\ln P)}{\Delta(1/\lambda)} = -4\pi z$$

$$\frac{\ln(3,7 \times 10^7) - \ln(1,00 \times 10^1)}{0,097 - 0} = -4\pi z$$

$$\Rightarrow z \approx -12,4 \text{ km.}$$

As curvas 4.4 e 4.5 nos mostram também que se considerarmos os limites de resolução em 11,00 quilômetros, verifica-se melhor resolução dos dados gravimétricos marinhos em relação aos dados altimétricos do Geosat-44 que, segundo Sandwell & McAdoo (1990), consegue resolver sinais geoidais a partir de 20km.

Segundo Telford et al. (1976), há duas fontes principais de ruídos em levantamentos marinhos, a força "coriolis" e a instabilidade no deslocamento do navio no mar. A instabilidade do navio influi na resolução dos dados geofísicos, já a força "coriolis" que é exercida no navio por causa da rotação da terra alterando as leituras gravimétricas, tem influência somente na precisão dos valores absolutos desses dados.

Muitos dos sistemas de navegação, descritos no Capítulo 2, possuem equipamentos sofisticados de correções da velocidade, de modo a minimizar os erros nas medidas e assim obter valores mais precisos.

Os instrumentos "Lacoste-Romberg" utilizados na coleta de dados do levantamento Equant, possuem também sistemas de compensação do "balanço" do navio. Porém estes sistemas ainda são insuficientes para compensar todos os fatores que ocasionam o "balanço".

Um modelo simples pode ser utilizado para visualização dos efeitos das ondas do mar. Nesse modelo é proposto que, sob os efeitos da maré, o navio juntamente com o medidor gravimétrico oscilam periodicamente de um ângulo θ em resposta a aceleração centrífuga aplicada (veja Lacoste et al., 1967).

Assim como todo sistema estável sujeito a um fator de amortecimento, θ varia exponencialmente com o tempo (t) oscilando na frequência ω_0 . Neste caso, se considerarmos o navio e o instrumento como um sistema linear, é possível construir uma função hipotética como resposta do gravímetro

$$g(t) = e^{-\alpha t} e^{i\omega_0 t} \quad (5)$$

onde α e ω_0 dependem de muitos fatores entre os quais o momento de inércia, o centro de gravidade do navio e a constante de tempo do gravímetro.

A transformada de Fourier de $g(t)$ pode ser escrita como

$$\mathcal{F}(g) \approx \frac{1}{(2\pi)^{1/2}} \left(\frac{\alpha + i(\omega - \omega_0)}{(\omega - \omega_0)^2 + \alpha^2} \right) \quad (6)$$

Para o caso de grandes embarcações temos $\omega_0 \approx 0$, de modo que se assumirmos ruídos em altas frequências ($\omega \rightarrow \infty$), então

$$\mathcal{F}(g) \propto \frac{1}{\omega} \quad (7)$$

Conseqüentemente, obteremos como resposta espectral o seguinte:

$$P \approx C \left(\frac{1}{\omega} \right)^2 \quad (8)$$

onde

$P \rightarrow$ potência devido a anomalia gravimétrica

$C \rightarrow$ constante multiplicativa

$$\text{com } \omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T} = \frac{2\pi v_n}{X_n}$$

sendo T e v_n o período da onda e a velocidade do navio, respectivamente, e X_n é a distância percorrida pelo navio durante o intervalo de tempo T . Desse modo, o espectro no domínio do número de onda resulta

$$P \approx C \left(\frac{1}{\lambda} \right)^{-2} \quad (9)$$

sendo $\lambda \rightarrow$ comprimento de onda.

Para definir melhor as faixas dos ruídos, optou-se pela plotagem dos espectros em escala dilog, de maneira a visualizar sinais presentes em curto comprimento de onda.

Observa-se nas curvas espectrais resultantes (Fig. 4.6 e Fig. 4.7), zonas de transição, significando composição de sinais geológicos e ruídos originados de várias fontes, notando-se na faixa de altos números de onda a presença de ruídos puros que podem ser aqueles originados das oscilações da mola do gravímetro, resultantes das grandes variações oceanográficas na área costeira do Brasil. Portanto, observa-se nesta zona que temos sinais geológicos misturados com os ruídos.

Para o Equant I (Fig. 4.6) temos:

$$\frac{\ln(7,798 \times 10^3) - \ln(2,27 \times 10^2)}{\ln(0,57) - \ln(0,091)} = N$$

$$N \approx 2,00$$

Consequentemente, para o Equant II (Fig. 4.7)

$$\frac{\ln(2,8 \times 10^3) - \ln(5,5 \times 10^1)}{\ln(0,5) - \ln(0,097)} = N$$

$$N \approx 2,44$$

sendo N o expoente dos ruídos, como pode ser visto pela relação

$$P \approx C \left(\frac{1}{\lambda} \right)^{-2} \quad (10)$$

A relação acima indica um espectro mais ou menos proporcional a "2", ou seja $\frac{\ln P}{\ln(1/\lambda)} \approx -2$, coincidindo com o modelo proposto anteriormente.

4.3 Análise Espectral para os dados GEOSAT-44

Os primeiros 44 ciclos do satélite GEOSAT registrado em fita GDR's (veja Capítulo 2) foram anteriormente tratados por Sandwell (1990), que utilizou o método de comparar perfis repetidos ao longo do mesmo percurso (Brammer, 1979) para avaliar estes dados.

Em sua análise, Sandwell (1990) calculou a coerência entre os perfis repetidos e utilizou os cálculos para estimar a capacidade de resolução dos dados, mostrando que o satélite GEOSAT pode determinar características do campo de comprimento de onda maior do que 20 km (Sandwell & McAdoo, 1990).

Os perfis utilizados na análise de Sandwell (1990), foram os perfis de desvio vertical (veja Capítulo 3) em vez dos perfis da altura geoidal, relacionados no domínio do número de onda (k) pela fórmula

$$S(k) = 2\pi ikH(k) \quad (11)$$

onde

$$k = \frac{1}{\lambda} \rightarrow \text{número de onda e } i = \sqrt{-1} \text{ ,}$$

$\lambda \rightarrow$ comprimento de onda,

$H(k) \rightarrow$ transformada de Fourier da altura geoidal e

$S(k) \rightarrow$ transformada de Fourier do desvio vertical.

Os dados altimétricos GEOSAT foram analisados anteriormente por Sandwell (1990), procedendo às devidas correções, resultando dados de altura geoidal bastante atenuados (veja dados da fita NOAA).

Para nossa análise, utilizamos o espectro de potência da "anomalia gravimétrica" (campo 5, fita de NOAA) (A transformação de Hilbert do desvio vertical multiplicado por g_R) que resulta

o mesmo espectro (de amplitude) dos perfis de desvio vertical $P_s = SS^*$ ³ (Ver Figuras 4.8 a 4.11).

As Figuras 4.8 e 4.9, mostram o espectro P_s na escala logarítmica onde se observa um decréscimo em potência com o crescimento do número de onda (k), comportamento típico do espectro de potência da gravimetria marinha visto na seção anterior.

A capacidade de resolução para esses perfis de desvio vertical de acordo com a análise anterior resultou em aproximadamente 20 km, sendo que o menor comprimento de onda resolvível foi 6,67 km (em concordância com a frequência de Nyquist).

Os valores calculados para a profundidade aparente das fontes de sinal geológico ficou em torno de - 12,00 km, coincidindo com os resultados encontrados para os dados gravimétricos Equant.

A estimativa do expoente dos ruídos, usando o critério de que a plotagem dos valores em escala logarítmica resulta numa relação polinomial entre o espectro de potência e o número de onda, pode ser visualizada nas Figuras 4.10 e 4.11 para os caminhos ascendentes e descendentes, respectivamente.

Os resultados encontrados para N , foram 8,47 (dados ascendentes) e 8,05 (dados descendentes) que são maiores em valor absoluto do que aqueles estimados em gravimetria marinha e difícil de se conseguir na prática. Acredita-se que os pesquisadores Sandwell & McAdoo (1990) aplicaram filtragem aos dados antes de gravar uma fita para o NOAA, filtragem esta não informada na literatura.

As suposições de filtragem dos dados são devidas as investigações para o valor de N feitas anteriormente por outros pesquisadores como por exemplo Fu (1983). Este pesquisador fez um estudo de flutuações oceanográfica no domínio do número de onda, utilizando amostragem dos dados SEASAT em áreas de grande energia oceanográfica (p. ex. Gulf Stream) encontrando valores de $N \approx 5$.

³O espectro de amplitude dos perfis de desvio vertical foram presumidos a partir dos dados reais contidos no campo 5 da fita de NOAA (veja Tab. 2.1, Cap. 2) somente para análise espectral, visto que não se utilizará estes dados para comparação com os dados Equant devido as suposições vistas no Capítulo 3. Nos capítulos anteriores os cálculos para o desvio vertical foram efetuados a partir dos registros "altura do mar". Neste capítulo, utiliza-se o espectro de amplitude da "anomalia gravimétrica" que é teoricamente idêntico ao espectro do "desvio vertical" (veja Freire, 1986, p. 78).

Baseado nas investigações de Fu (op. cit.) e supondo-se que na área em estudo não ocorrem as grandes flutuações oceanográficas citadas acima, acredita-se que apenas por filtragem pode-se obter valores na magnitude de 8, visto que, na prática este valor se encontra na faixa de $N \approx 2$, levando-se em consideração a área e o domínio espectral.

Considerando que os dados da "anomalia gravimétrica"⁴ na fita de NOAA sofreram filtragem antes da gravação, e esta filtragem foi feita sem esclarecimentos dos parâmetros envolvidos, analisa-se somente altura do mar para posterior comparação com os dados do navio.

⁴Para verificar a filtragem nos dados, efetuou-se várias plotagens da transformação de Hilbert e comparações com plotagens dos registros calculados da "altura do mar" (estes deveriam ser os mesmos). Verificou-se que as altas frequências foram retiradas dos dados antes da gravação.

CAPÍTULO 5

FILTRAGEM E TRATAMENTO DE SINAIS

No capítulo anterior foram utilizadas análises do espectro de potência dos sinais originais com o intuito de visualizar o comportamento médio da relação sinal/ruído no domínio do número de onda.

A análise feita anteriormente nos permite distinguir os números de onda que indicam mudanças na relação entre sinais e ruídos.

Um dos objetivos deste capítulo é a apresentação de técnicas de filtragem para remover ruídos de um sinal espúrio, como é o caso daqueles obtidos a partir do levantamento Equant.

As operações de filtragem são empregadas para que sejam minimizados os efeitos dos comprimentos de onda em que ocorrem o ruído nos dados, e posteriormente se possa processar as técnicas de comparação dos sinais.

As técnicas de comparações dos dados são similares àquelas apresentadas por Sandwell & McAdoo (1990) para comparação de perfis repetidos. Neste caso, a grandeza envolvida no processo é a componente horizontal do vetor anomalia gravimétrica descrita com detalhes no Capítulo 3.

5.1. Filtro Ótimo de Wiener

5.1.1. Aspectos Descritivos

Neste trabalho, as técnicas de filtragem só serão aplicadas aos dados do levantamento marinho Equant, visto que os dados altimétricos disponíveis em fita para esta pesquisa, já foram anteriormente analisados e tratados por Sandwell (op. cit.).

O processo de coleta de dados de um navio é muito complexo e por isso sujeito a originar sinais espúrios. Os sistemas de Navegação, descritos no Capítulo 2 possuem equipamentos sofisticados de modo a minimizar erros nas medidas, porém a convencional técnica de observação do navio resulta em muitas limitações na capacidade de registros dos dados.

O filtro de Wiener $\Phi(k)$ é representado pela seguinte expressão (Press et al., 1986):

$$\Phi(k) = \frac{|S(k)|^2}{|S(k)|^2 + |R(k)|^2} \quad (1)$$

onde $k = 2\pi/\lambda$

$|S(k)| \rightarrow$ parcela do sinal esperado e

$|R(k)| \rightarrow$ parcela do ruído.

Para que seja determinado este filtro, precisamos estimar separadamente $|S(k)|^2$ e $|R(k)|^2$. Sem informações à priori ou algumas suposições, seria complicado obter estas estimativas pressupondo apenas o conhecimento de $G(k)$ (transformada de Fourier da anomalia ar livre $g(x)$; onde $g(x) = s(x) + r(x)$). Veremos, por exemplo, que as informações citadas acima podem ser obtidas facilmente pelo conhecimento gráfico do espectro de potência do sinal que é proporcional à soma $|S|^2 + |R|^2$, originando

$$|S(k)|^2 + |R(k)|^2 \approx P_g = \frac{1}{J} \sum_{i=1}^J G_i(k) G_i^*(k) \quad (2)$$

$$0 < k/2\pi < 1/2\Delta x$$

5.1.2. Projeto

A decomposição do sinal medido G em duas componentes S e R foi feita por observação direta do espectro de potência.

Para o espectro de potência do levantamento Equant I e II (ver Figs. 4.6 e 4.7) foi feita uma extrapolação do espectro de ruído $|R|^2$ na região onde o sinal é dominante (região de baixos números de onda).

As suposições feitas para a curva extrapolada $|R|^2$ baseia-se no comportamento linear dos sinais de curtos comprimentos de onda observados na faixa ruidosa (faixa após a zona de transição). Estes tendem a distorcer para uma forma convexa ao entrar na zona de transição, até atingir um patamar constante.

Manipulações algébricas entre os modelos espectrais $|R|^2$ e $|S|^2$ e o espectro espúrio $|G|^2$ resultará no filtro ótimo $\Phi(k)$ usando a equação (1). Nota-se por esta relação que $\Phi(k)$ aproxima-se da unidade nas faixas onde o ruído é desprezível e aproxima-se de zero onde o ruído é dominante.

Subtraindo $|R|^2$ de $|G|^2$ obtemos um modelo para o espectro do sinal $|S|^2$. Podemos também obter uma estimativa de $|S|^2$, a partir das Figuras 4.4 e 4.5, onde se observa que o modelo $|S|^2$ tem um comportamento linear (veja Figuras 5.1 e 5.2)

A Fig. 5.1 mostra os modelos espectrais $|R|^2$, $|S|^2$ e $|G|^2$ para o levantamento Equant I.

Foi estabelecido para este caso, que a zona de transição estaria em intervalos de 0,052 e 0,091 ciclos/km. Assim, a estimativa de $\Phi(k)$ para pontos $k/2\pi < 0,052$ (antes da zona de transição) foi desenvolvida pela relação $\Phi(k) \approx \frac{|G|^2 - |R|^2}{|G|^2}$ de onde resultou valores entre 1,00 e 0,8, visto que, $\Phi(k) = \frac{|S|^2}{|S|^2 + |R|^2} \approx 1,00$ se $|S|^2 \gg |R|^2$.

Na faixa $0,052 < k/2\pi < 0,091$, $\Phi(k)$ foi estimado pela expressão geral $\Phi(k) = \frac{|S|^2}{|S|^2 + |R|^2}$, resultando valores entre 0,8 e 0,0135. Após a zona de transição ($0,091 < k/2\pi < k_N^1/2\pi \approx 0,566$) verificou-se valores muito pequenos próximos de zero. A Fig. 5.3 mostra o desenho do filtro para o levantamento Equant I.

As estimativas dos espectros $|R|^2$, $|S|^2$ e $|G|^2$ para o levantamento Equant II é mostrada na Fig. 5.2, observando-se que para pontos $k < 0,047$ foram encontrados valores próximos à unidade, contrapondo-se aos pontos $0,097 < k/2\pi < k_N/2\pi \approx 0,4983$ cujos resultados são próximos de zero. Consequentemente, na zona de transição $0,047 < k < 0,097$ foram encontrados resultados entre 0,6 e 0,0027.

Pode-se estimar o nível de ruído (RMS) a partir do conhecimento do espectro $|R|^2$ presumido (Marks & Sailor, 1986). O nível de ruído (RMS) é calculado pela seguinte expressão:

$$\text{nível de ruído (RMS)} = \sqrt{\int_0^k \text{máx}(|R|^2) dk}$$

¹ k_N é o número de Nyquist definido como o valor limite até onde se pode distinguir sinais no domínio do número de onda (Kanasewich, 1975).

Como os espectros de potência dos levantamentos Equant I e Equant II não foram normalizados, então divide-se o radicando pelo número de pontos da faixa espectral. Neste caso, incluímos o ponto referente ao número de onda $k = 0$ então;

$$\text{nível de ruído}(RMS)_{(EquantI)} = \sqrt{\frac{\int_0^{3,7 \cdot 10^{-2}} 4,6 \cdot 10^4 dk}{340}} \approx 2,2mGal$$

e

$$\text{nível de ruído}(RMS)_{(EquantII)} = \sqrt{\frac{\int_0^{1,9 \cdot 10^{-2}} 10^5 dk}{300}} \approx 2,5mGal.$$

Nota-se a partir desta análise, que o nível de ruídos nos dados Equant II é maior em relação àquele do Equant I, suposições estas em concordância com declarações expressas no relatório da Marinha (Caldeira, 1989a). O desenho do filtro resultante para o levantamento Equant II é mostrado na Figura 5.4.

O tipo de filtro calculado a partir da teoria de Wiener é um filtro passa baixa ("low pass filter"), e pode ser utilizado na filtragem dos dados Equant, quando se objetiva mapear anomalias gravimétricas para conseqüente interpretação quantitativa. Contudo, para se fazer um estudo da coerência espectral de forma a correlacionar os dados Equant com outros tipos de registros (p. ex. o satélite), é necessário levar em conta outros fatores.

O desenvolvimento anterior se propõe apenas a parte da análise dos dados Equant, visto que um dos objetivos do presente trabalho seja análise qualitativa destes dados.

Esperava-se que os dados do satélite tivessem a relação sinal/ruído desprezível para $\lambda < 10km$ (nível de corte dos filtros Wiener), mas esta possibilidade foi descartada devido às suposições de filtragem vistas no capítulo anterior.

Em decorrência deste fato, um filtro "anti-alias" foi utilizado para filtragem dos dados Equant.

O nível de corte do filtro "anti-alias" foi escolhido segundo a teoria de Nyquist, ou seja, duas vezes o intervalo da malha a ser usado no mapeamento dos dados Equant. A malha escolhida foi $3km \times 3km$, estabelecendo um nível de corte de $6km$ e um "roll off" a partir de $10km$.

5.2 Tratamento dos dados

5.2.1 Nivelamento dos dados Geosat-44

A tentativa de reproduzir mapas da variável "altura do mar" contida na fita de NOAA(1990) (veja Cap. 2., seção 2.4), levou à necessidade de nivelamento dos dados GEOSAT-44 antes do processamento das curvas de contorno. Verificou-se a existência de variações entre os valores médios (calculados ao longo do percurso) dentro de ambas as áreas (Equant I/Equant II, Figs. 2.10 e 2.11) para os rumos ascendentes e descendentes.

Na área delimitada pelo levantamento Equant II, esta variação foi - 3,77 metros (ou seja, nos pontos de cruzamentos os valores médios contidos nos rumos descendentes foram menores do que os valores médios informados pelos rumos ascendentes). Na área delimitada pelo levantamento Equant I, a variação média foi de -5,23 metros.

Tais desníveis foram causados principalmente pelos desvios na órbita do satélite (NOAA, 1990). O ideal seria que estes desníveis fossem nulos, mas na prática esta possibilidade é remota.

Observou-se que após o nivelamento, persistiram alguns resíduos nos cruzamentos dos caminhos ascendentes e descendentes. Na área do Equant I, estes resíduos possuíam um desvio padrão de 0,658 metros. Para a área do Equant II, o valor foi de 0,454 metros. Acredita-se que estas diferenças se devam às complexidades em manter o satélite a um nível orbital devidamente preciso durante a cobertura.

Utilizou-se um procedimento iterativo para minimizar estes resíduos. Neste procedimento, nivelaram-se as diferenças nas interseções, produzindo-se um conjunto de novos resíduos a cada interseção. Aproximou-se então, os resíduos por um polinômio ao longo de cada rumo. A função polinomial foi subtraída dos dados e gerou-se um novo conjunto de resíduos nos pontos de interseção. O processo de nivelamento foi repetido até um ponto em que os resíduos diminuíssem a nível aceitável. Após várias iterações o desvio padrão dos erros na área Equant II chegou a 0,020 metros, enquanto que os erros na área Equant I chegou a 0,050 metros.

Os resíduos existentes na área delimitada pelo levantamento Equant I, é maior do que aqueles contidos nas vizinhanças do Equant II, provavelmente devido ao fato de que a área Equant I é composta de zonas mais próximas ao litoral em comparação com aquela do Equant II. Sandwell

& McAdoo (1990) indicam que os ruídos devem aumentar quando o satélite se aproxima da costa devido fortes variações oceanográficas nestas áreas.

5.2.2 Correções "ar livre"

Os dados Equant na superfície do mar foram corrigidos para efeitos de variação da aceleração da gravidade com a latitude, pela OSU (Oregon State University), utilizando a fórmula Internacional da Gravidade de 1967. A expressão fornece a correção de latitude para medidas efetuadas sobre o elipsóide de referência.

Observando as Figuras 5.5 e 5.6, nota-se que o geóide fica abaixo da superfície de referência dentro das áreas do Equant I e Equant II. Então, as correções de latitude processadas pela OSU foram menores do que realmente seriam se a correção de latitude tivesse sido calculada sobre o geóide.

Subtraíram-se dos dados gravimétricos marinhos, um gradiente "ar livre" para levar em consideração a diferença em altitude entre as duas superfícies. Um gradiente "ar livre" varia como uma função da latitude e altura segundo a equação

$$\Delta g = (0.30877 - .00044 \sin^2 \theta) \Delta z - 7.3 \times 10^{-8} \Delta z^2 \quad (3)$$

onde Δz é a distância vertical (em metros) entre a localização de cada ponto em relação à superfície do mar. Interpolou-se o geóide a partir da malha dos dados altimétricos ($10km \times 10km$).

5.2.3 Os Efeitos da Curvatura da Terra

Dentro das áreas dos levantamentos Equant I e Equant II existe uma grande variação em latitude e longitude (no máximo 10 graus). Por isso, os efeitos da curvatura da Terra devem ser considerados no processamento dos cálculos dos desvios verticais a partir dos dados coletados na superfície do mar. Também a ausência desses dados fora da área dos levantamentos pode introduzir erros nas estimativas da desvio vertical e estes erros precisam ser avaliados.

Esta seção trata das complexidades encontradas durante o cálculo do desvio vertical numa esfera, a partir dos dados da aceleração vertical da gravidade.

Assume-se muitas vezes que a forma da Terra no estado do equilíbrio possa ser representada

pelo elipsóide de referência. Este elipsóide tem um achatamento na ordem de magnitude $\approx \frac{1}{300}$. Neste trabalho, considera-se que o elipsóide pode ser aproximado por uma esfera de raio R_0 . Este raio será o raio do centro da Terra até um ponto médio dentro dos levantamentos Equant I e Equant II. Ademais, supõe-se que o relevo da altura do mar seja bastante suave de modo que as correções para o relevo diferencial da altura do mar possam ser desprezíveis. Também supõe-se que os dados na superfície têm sido reduzidos até o nível da altura do mar (ver a seção 5.2.2). A partir destas suposições, a aceleração vertical da gravidade pode ser escrita como (Courant & Hilbert, 1962)

$$g_z(\theta, \phi, \rho) = \frac{R_0(\rho^2 - R_0^2)}{4\pi} \int \int_{\omega} \frac{g_z(\theta', \phi') d\omega}{\sqrt{(\rho^2 + R_0^2 - 2\rho R_0 \cos \psi)^3}} \quad (4)$$

onde a integração na equação (4) é avaliada na superfície que contém os dados (neste caso, a superfície mapeada pela altura do mar). ψ é o ângulo entre os pontos nesta superfície

$$\cos \psi = \sin \theta \sin \theta' + \cos \theta \cos \theta' \cos(\phi - \phi') \quad (5)$$

Os ângulos θ e ϕ são, respectivamente, a latitude e longitude do ponto onde $g_z(\theta, \phi, \rho)$ é medido (com relação ao sistema de coordenadas da Terra). Os ângulos θ' e ϕ' descrevem a localização dos outros pontos na superfície de referência. Neste sistema

$$d\omega = \cos \theta' d\theta' d\phi'$$

ρ é a distância entre um ponto acima ou na superfície do mar (assumida como uma superfície equipotencial). Na Figura 5.7, é mostrado a geometria do problema.

Calcula-se o desvio vertical pela derivada horizontal do potencial ao longo do rumo do satélite. Designando $g_s(\theta, \phi, \rho)$ o desvio vertical ao longo do caminho s , resulta

$$g_s(\theta, \phi) = \frac{\partial}{\partial s} \int_{\rho} g_z(\theta, \phi, \rho) d\rho = -\frac{\partial}{\partial s} U(\theta, \phi) \quad (6)$$

Agora a equação (6) é bastante complexa, mas pode ser reduzida na forma mais simples considerando a área limitada dos levantamentos Equant I e Equant II com relação às dimensões da esfera. Para isto, define-se um sistema de coordenadas denominado "anholonomic" (Dutton, 1986).

Neste sistema (mostrado na Figura 5.8), o eixo "x" representa a distância ao longo dos círculos de latitude e o eixo "y" representa a distância ao longo dos meridianos. Então,

$$\partial x = \rho \cos \theta \partial \phi \quad \partial y = \rho \partial \theta \quad \partial z = \partial \rho \quad (7)$$

Escrevendo $\rho = R_o + \delta\rho = R_o + \delta z$, e usando as definições da equação (7), temos;

$$g_z(\theta, \phi, \rho) \approx g_z(x, y, \delta z) = \frac{\delta z}{2\pi} \iint \frac{g_z(x', y') dx' dy'}{R^3} \quad (8)$$

onde $R = \sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2}$.

A equação (8) se aproximará de (4) se

$$R \approx \sqrt{(\rho^2 + R_o^2 - 2\rho R_o \cos \psi)^3} \quad (9)$$

No levantamento Equant II, por exemplo, a distância máxima entre os pontos dentro do levantamento foi 1100 km. Nesta distância, o erro relativo usando as coordenadas "anholomic" foi somente 0,4%. Então, a metodologia de FFT referida no Capítulo 3 pode ser usada visto que o "FFT" define-se no sistema x, y, z.

Erros mais sérios ocorrem nos cálculos da equação (6) quando o ponto $g_z(\theta, \phi, \rho)$ fica fora da região do levantamento. Neste caso, utilizamos os valores interpolados para calcular U e g_s . Kaula (1959) discutiu a magnitude desses erros. Neste caso, os erros serão limitados aos comprimentos de onda menores que cerca de 300km. No presente trabalho estes erros não vão ser considerados.

5.2.4 Superfície potencial dos dados Equant

Como já foi visto anteriormente, os dados obtidos do levantamento marinho Equant foram corrigidos e filtrados para retirar efeitos de "aliasing", de modo que a anomalia ar livre resultante possa ser integrada ao longo do eixo vertical "z" utilizando-se a transformada de Fourier no domínio do número de onda (veja Cap. 3). Obteve-se a partir desta transformação a superfície do potencial $U(x, y)$ (Fig. 5.9) para o levantamento Equant I.

As unidades empregadas para as curvas do potencial são mGal.km/100 sendo que o intervalo de contorno foi 10 mGal.km/100.

Esta superfície é usada para o cálculo de $\frac{\partial U}{\partial x}$ ao longo do caminho do satélite para então comparar com o desvio vertical medido pelo satélite.

A superfície do potencial Equant II é mostrada na Fig. 5.10. As unidades empregadas são mGal.km/100 sendo o intervalo de contorno de 5 mGal.km/100.

Os cálculos de $\frac{\partial U}{\partial x}$ para esta superfície também serão usados para comparações com o desvio vertical medido pelo satélite.

5.2.5 Interpretação Qualitativa

Os contornos da "altura do mar" mostrados nas Figs. 5.5 e 5.6, se tornam mais precisos próximo aos trechos onde ocorrem cruzamentos dos percursos do satélite. A medida que as linhas ascendentes e descendentes do satélite se afastam, ocorre ausência de registros altimétricos.

A dificuldade em estimar dados interpolados da altura do mar, deve-se ao enorme espaçamento entre os percursos ($\approx 150km$), por isso, a comparação entre os dados do satélite e levantamentos na superfície do mar torna-se possível processando-se interpolação do levantamento do mar na direção do rumo do satélite.

Nos mapas de potencial do levantamento Equant, o problema da interpolação de registros é superado pela proximidade entre as linhas de navegação, mas, a precisão dos valores absolutos dos dados é comprometida devido a muitos problemas de navegação a que estão sujeitos estes registros. Por outro lado, o levantamento se concentra somente na extensão da margem continental (desde a plataforma, talude e sopé continental) necessitando-se portanto interpolar dados além deste limite.

Tentando-se prever semelhanças entre as curvas, nota-se que a margem continental pode ser identificada observando-se o alinhamento dos contornos na direção NW-SE coincidindo esta direção para ambos os contornos, potencial Equant II e mapas da altura do mar do satélite GEOSAT.

As distorções observadas entre os dois mapas deve-se à orientação dos rumos ascendentes e descendentes e linhas de navegação.

As semelhanças entre os contornos também podem ser visualizadas notando-se a presença do alto anômalo (podendo ser devido a um embasamento) observado nos mapas entre 48° e 49°

longitude oeste com um pequeno desvio em direção NW-SE.

Nos contornos da altura do mar, na área do levantamento Equant I, nota-se que a margem continental (direção NW-SE) não parece muito bem definida em relação ao mapa do potencial Equant I. Observa-se que as linhas de contorno da altura do mar distorcem para uma direção NE-SW podendo ser devido à ausência de registros altimétricos na direção SE-NW (percursos ascendentes), dificultando assim a interpolação nestas áreas já que há também ausência de dados neste mesmo trecho no mapa publicado por Turcotte & Schubert (1982, p. 224) ².

Do ponto de vista geológico, os mapas da altura do mar identifica muitas feições fora da área dos levantamentos Equant I/ Equant II tais como as indicadas pelo mapa geológico publicado por Castro (1990, Fig. 3.1.1).

Também ocorrem algumas distorções entre as localizações exatas da margem continental Brasileira, em comparação com aquelas publicadas na literatura, exemplificando a localização publicada por Castro (1990).

²O mapa publicado por Turcotte & Schubert (1982, p. 224) foi utilizado para estimar valores da "altura do mar" através de um método para interpolação. A dificuldade em interpolar dados no trecho Equant I refere-se a ausência de registros altimétricos nesta área. Na vizinhança do litoral é comum encontrarmos afastamento nos percursos cobertos por satélites. Possivelmente as amostragens feitas nestas áreas foram retiradas pelo NOAA, por causa do espalhamento das anomalias geoidais registrado por radar altimétrico.

CAPÍTULO 6

RESULTADOS E CONCLUSÕES

Este capítulo descreve a correlação no domínio do número de onda k entre os registros do satélite GEOSAT e do projeto "Equatorial Atlantic".

Em capítulos anteriores, foram analisados vários aspectos referentes a resolução e precisão destes registros. Levando-se em conta estes aspectos, foi efetuado um criterioso tratamento dos dados (Equant e GEOSAT) incluindo correções, nivelamentos e filtragem, bem como, comparações no domínio (x,y) .

Baseado nas comparações efetuadas no domínio (x,y) , busca-se encontrar resultados satisfatórios no domínio do número de onda, através do nível de coerência espectral entre os registros.

A metodologia do cálculo de coerência espectral está descrita na seção 6.1.1 deste capítulo, similar à descrição de Priestley (1981). A seguir (seção 6.1.2) descreve-se o processamento para calcular os espectros de potência dos dados (potencial computado da "altura do mar" nivelada e potencial gravimétrico) para uma posterior correlação no domínio k (coerência espectral).

A coerência espectral nos mostra os comprimentos de onda resolvíveis nos dois levantamentos (GEOSAT e EQUANT), desde que os critérios adotados nos capítulos anteriores sejam considerados.

6.1 Coerência Espectral

6.1.1 Conceitos Básicos

De acordo com Priestley (1981), se tivermos N observações de processos reais estacionários multivariáveis $X_t = \{X_{1,t}, X_{2,t}, \dots, X_{p,t}\}$ com $t = 1, \dots, N$ deve-se estimar $\hat{h}_{ii}(\omega)$, a função densidade autoespectral de $X_{i,t}$ como

$$\hat{h}_{ii}(\omega) = \hat{c}_{ii}(\omega) - i\hat{q}_{ii}(\omega) \quad (1)$$

onde $\hat{c}_{ii}(\omega)$ e $\{-\hat{q}_{ii}(\omega)\}$ representam, respectivamente, as partes real e imaginária de $\hat{h}_{ii}(\omega)$ sendo

denotados por

$$\hat{c}_{ii}(\omega) = \sum_p \mathcal{R}\{I_{N,ii}(\omega)\} W_N(\omega - \omega_p), \quad (2)$$

$$\hat{q}_{ii}(\omega) = - \sum_p \mathcal{I}\{I_{N,ii}(\omega)\} W_N(\omega - \omega_p) \quad (3)$$

sendo $\mathcal{R}\{I_{N,ii}(\omega_p)\}$ e $-\mathcal{I}\{I_{N,ii}(\omega_p)\}$ as partes real e imaginária de $I_{N,ii}(\omega_p)$ que é simplesmente o periodograma de $X_{i,t}$ (calculado a partir da transformação de Fourier FFT). Estabelecendo i, j , escreve-se $I_{N,ij}$, como o periodograma cruzado entre $X_{i,t}$ e $X_{j,t}$.

Para propósitos computacionais, o periodograma cruzado deve ser escrito como;

$$I_{N,ij}(\omega) = \{A_{X_i}(\omega)A_{X_j}(\omega) + B_{X_i}(\omega)B_{X_j}(\omega)\} - i\{B_{X_i}(\omega)A_{X_j}(\omega) - A_{X_i}(\omega)B_{X_j}(\omega)\}, \quad (4)$$

para $i = 1, \dots, p$, onde

$$A_{X_i}(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi N}} \sum_{t=1}^N X_{i,t} \cos \omega t \quad (5)$$

$$B_{X_i}(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi N}} \sum_{t=1}^N X_{i,t} \sin \omega t \quad (6)$$

que denotam as partes real e imaginária da transformada de Fourier de um processo $X_{i,t}$.

$W_N(\omega_p)$ é a janela spectral multiplicativa denotada por

$$W_N(\omega_p) = \frac{1}{2\pi} \sum_{s=-(N-1)}^{(N-1)} \lambda_N(s) e^{-i\omega_p s} \quad (7)$$

onde $\omega_p = \frac{2\pi p}{N}$ é o deslocamento de frequência ("frequency offset") dentro da janela.

A variável $\lambda_N(s)$ é a função da janela ("window function") na terminologia de Press et al. (1986, Cap. 12). Os autores da referência citada, sugerem o uso de uma janela tais como a janela de Welch. Neste caso, a janela é

$$\lambda_N(s) = 1 - \left(\frac{s - \frac{N-1}{2}}{\frac{(N+1)}{2}} \right)^2 \quad s = 0, 1, 2, \dots, N-1 \quad (8)$$

e é aplicada no domínio do espaço. Adota-se esta escolha para janela nas computações do espectro cruzado. Então, as variáveis $\hat{A}_{X_i}(\omega)$, $B_{X_i}(\omega)$, tornam-se

$$\hat{A}_{X_i}(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi N}} \sum_{t=1}^N \lambda_N(t) X_{i,t} \cos(\omega t); \quad B_{X_i}(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi N}} \sum_{t=1}^N \lambda_N(t) X_{i,t} \sin(\omega t) . \quad (9)$$

Assim, pode-se estimar a coerência espectral por¹

$$\hat{C}OH_{ij}(\omega) = \frac{|\hat{h}_{ij}(\omega)|}{\{|\hat{h}_{ii}(\omega)| \cdot |\hat{h}_{jj}(\omega)|\}^{1/2}} \quad (10)$$

onde $\hat{h}_{ij}(\omega)$ é o espectro cruzado complexo entre $X_{i,t}$ e $X_{j,t}$.

6.1.2 - Comparação dos sinais

Os dados reais da altura do mar medidos pelo satélite GEOSAT e os registros do potencial calculados a partir dos dados tratados do levantamento Equant (Equant I/Equant II) foram analisados conjuntamente a partir de informações estatísticas e verificação do compromisso entre resolução e precisão. Esta análise se processou de maneira idêntica aquela apresentada no Capítulo 4. Neste caso, sucederam-se várias tentativas para a escolha do número e tamanho das faixas ² de modo que não haja perda de resolução nem de precisão dos sinais avaliados.

Para construir o espectro de potência dos sinais altura do mar e potencial na área do levantamento Equant II, foram feitas estimativas usando oito faixas de tamanho 372 quilômetros (sobreposição de 50%, veja Fig. 4.3) resultando 112 pontos em cada faixa.

Os espectros do potencial computado da "altura do mar" e do potencial gravimétrico (ar livre) são mostrados na Fig. 6.1. Nota-se que há discordâncias em alguns trechos isolados, o mesmo ocorrendo com a curva espectral do desvio vertical e derivada horizontal do potencial (Fig. 6.2). Verifica-se neste caso, que não ocorrem grandes diferenças entre os dois casos, observando-se que os dados da altura do mar foram multiplicados por 0,98 mGal (Cap.3, Eq. 16) e 10^{-3} resultando potencial anômalo em mGal.Km. Esses resultados podem ser visualizados nas Tabelas 6.1 e 6.2.

¹A literatura (p. ex. Sandwell & McAdoo,1990) usa a coerência quadrada ($\hat{C}OH_{ij}^2(\omega)$). Para haver correspondência com esta norma, adota-se esta convenção. Quando se fala de "coerência", se refere à quantidade ($\hat{C}OH_{ij}^2(\omega)$).

²As faixas coincidem com os rumos do satélite que sobrepõem a área do levantamento Equant. Este procedimento foi processado somente na área Equant II, visto que, há um maior número de linhas do satélite sobrepondo-se nesta área

Os valores de coerência são calculados pela fórmula (10), a partir dos quais nota-se que o menor comprimento de onda resolvível encontra-se em aproximadamente 11km, correspondendo ao valor de coerência 0,5³. As Figuras 6.3 e 6.4 mostram as curvas da coerência para os dois casos na área do levantamento Equant II. As oscilações e distorções das curvas devem-se principalmente aos efeitos "aliasing" e ruídos remanescentes dos dados coletados na superfície do mar, mas os resultados são satisfatórios.

6.2 - Conclusões

Visualizando a curva 6.1, observa-se que há uma excelente concordância entre os valores em comprimentos de onda maiores do que 50 km. Na Tabela 6.1 verifica-se que esta concordância persiste em termos de magnitude dos valores para comprimentos de onda maiores do que 11 km, aproximadamente, o que corresponde a faixas onde ocorrem boa coerência ($COH > 0,5$; vide Fig. 6.3).

A resolução em 11 km para o satélite foi prevista também pelos pesquisadores Sandwell & McAdoo (1990), que encontraram o valor 17,2 km usando registros parciais de 22 ciclos sendo que de acordo com Sandwell (op. cit.) se fossem utilizados os 44 ciclos totais, como no presente caso, o valor reduziria por um fator $\sqrt{2}$, devido a inclusão de mais 22 ciclos.

As curvas de coerência (Figs. 6.3 e 6.4) refletem a presença de muitos ruídos principalmente nas faixas $k/2\pi > 0,09$ ciclos/km, onde a coerência é menor do que 0,5. Essa baixa coerência seria ocasionada por efeitos de sinais espúrios nos dados coletados na superfície do mar, filtragem deles, efeitos "aliasing" e também por efeitos instrumentais do satélite.

O problema do "aliasing" no litoral do Brasil, conseguido por alinhamentos entre os rumos do satélite e os "strikes" das estruturas anômalas do levantamento Equant ⁴ têm influência muito grande no valor da coerência. Este problema pode ser constatado por observação da depressão presente nas curvas de coerência (Figs. 6.3 e 6.4).

Foi traçado um outro gráfico (Fig. 6.5) excluindo duas faixas que foram escolhidas preferencialmente na mesma direção (colineares) dos alinhamentos anômalos da superfície do potencial

³Este valor foi usado pelos pesquisadores Sandwell & McAdoo(1990) como "uma medida conservativa da capacidade de resolução dos dados".

⁴Observa-se esses alinhamentos na direção NE-SW , próximos à linha do Equador no levantamento Equant II

Equant II. Em decorrência deste procedimento, verifica-se melhoramento da curva de coerência espectral, ocasionando inclusive a ausência da depressão encontrada nas Figs. 6.3 e 6.4.

A curva 6.5 reflete também o nível de resolução em 11km observado pelo forte decaimento nos valores de coerência.

Fazendo as análises das curvas de coerência espectral, verifica-se a presença de alguns residuais ($k > 0,03$). Supõe-se que estes residuais foram causados predominantemente por efeitos presentes nos dados coletados na superfície do mar e que não foi possível de serem retirados totalmente.

Estes efeitos devem estar relacionados com ruídos adquiridos durante o levantamento marinho, cujas possíveis fontes requerem um estudo detalhado dos procedimentos adotados durante a coleta e manipulação dos dados.

Provavelmente, os ruídos nos sistemas de satélite e os efeitos do desnível dos dados "altura do mar", não retirados totalmente, têm pouca influência no aparecimento de residuais na curva de coerência.

Os dados analisados neste trabalho foram adaptados para prever o campo gravimétrico fora das áreas do levantamento Equant, mas os níveis de ruídos ainda são desconhecidos. É necessário uma análise mais detalhada das principais fontes de ruídos.

Apesar deste fato, os resultados obtidos pela avaliação dos dados tratados neste trabalho, refletem que o desvio padrão previsto na correlação entre os dados de satélite e dados na superfície do mar (encontrou-se $\approx 2,6mGal$), diminuíram bastante em comparação com aqueles publicados na literatura clássica (p. ex. Rapp (1986) encontrou o desvio padrão de $26mGal$).

A partir de resultados simulados por outros pesquisadores, verifica-se que a presente metodologia satisfaz momentaneamente as exigências finais ansiadas em outros trabalhos. Estes resultados satisfatórios se devem principalmente a não utilização clássica das componentes verticais do campo gravimétrico da terra para comparações, visto que, muitos autores (p. ex. Moritz(1980) e Haxby et. al.(1983)) já a tinham usado com o mesmo propósito em seus cálculos.

Tabela 6.1 – Resultados Estatísticos para as variáveis potencial computado da altura do mar $X_{1,t}$ (gal . km) e superfície do potencial $X_{2,t}$ (gal . km) na área do levantamento Equant II.

Nº. de onda ciclos/km.	Potência da altura do mar	Potência da Sup. Potencial	Coerência ^{1*} (sem dim.)	Comp. de onda (km.)
0,002689	0,2473E+00	0,2473E+00	0,9808	371,8400
0,005379	0,9764E-01	0,9619E-01	0,9805	185,9200
0,008068	0,1056E-01	0,9268E-02	0,9804	123,9467
0,010757	0,1605E-02	0,1771E-02	0,9802	92,9600
0,013447	0,7966E-03	0,7666E-03	0,9885	74,3680
0,016136	0,2914E-03	0,3179E-03	0,9551	61,9733
0,018825	0,1687E-03	0,1454E-03	0,8853	53,1200
0,021515	0,2649E-04	0,5736E-04	0,8263	46,4800
0,024204	0,3610E-04	0,3368E-04	0,7365	41,3156
0,026893	0,1951E-04	0,2175E-04	0,6464	37,1840
0,029583	0,1907E-04	0,1258E-04	0,5853	33,8036
0,032272	0,6459E-05	0,6469E-05	0,5619	30,9867
0,034961	0,6199E-05	0,4285E-05	0,5881	28,6031
0,037651	0,4559E-05	0,4708E-05	0,5564	26,5600
0,040340	0,3133E-05	0,1080E-05	0,4792	24,7893
0,043029	0,3225E-05	0,2489E-05	0,4856	23,2400
0,045719	0,1619E-05	0,1637E-05	0,4772	21,8729
0,048408	0,1977E-05	0,1109E-05	0,4547	20,6578
0,051097	0,7204E-06	0,5646E-06	0,5107	19,5705
0,053787	0,7592E-06	0,7955E-06	0,6215	18,5920
0,056476	0,6939E-06	0,6189E-06	0,5922	17,7067
0,059165	0,6304E-06	0,5760E-06	0,6102	16,9018
0,061855	0,5962E-06	0,4201E-06	0,6619	16,1670
0,064544	0,6865E-06	0,3163E-06	0,6341	15,4933
0,067233	0,2933E-06	0,3522E-06	0,5965	14,8736
0,069923	0,3414E-06	0,2233E-06	0,6337	14,3015
0,072612	0,3336E-06	0,2622E-06	0,5930	13,7719
0,075301	0,1987E-06	0,1359E-06	0,5817	13,2800
0,077991	0,4183E-06	0,2131E-06	0,6041	12,8221
0,080680	0,1683E-06	0,1570E-06	0,6153	12,3947
0,083369	0,2064E-06	0,1397E-06	0,5928	11,9948
0,086059	0,2089E-06	0,1518E-06	0,5684	11,6200
0,088748	0,1877E-06	0,9877E-07	0,4968	11,2679
0,091437	0,1692E-06	0,9993E-07	0,5320	10,9365
0,094127	0,2281E-06	0,8697E-07	0,4778	10,6240

^{1*} Vide nota de rodapé na pg. 52.

0,096816	0,1611E-06	0,9203E-07	0,4282	10,3289
0,099505	0,1923E-06	0,9018E-07	0,4019	10,0497
0,102194	0,1858E-06	0,7730E-07	0,4212	9,7853
0,104884	0,2051E-06	0,5123E-07	0,4210	9,5344
0,107573	0,1134E-06	0,8902E-07	0,4001	9,2960
0,110262	0,1523E-06	0,6792E-07	0,3908	9,0693
0,112952	0,7935E-07	0,6199E-07	0,4096	8,8533
0,115641	0,1355E-06	0,5343E-07	0,3956	8,6474
0,118330	0,1393E-06	0,5364E-07	0,3976	8,4509
0,121020	0,9631E-07	0,4813E-07	0,4045	8,2631
0,123709	0,1057E-06	0,5967E-07	0,3536	8,0835
0,126398	0,1109E-06	0,3562E-07	0,2685	7,9115
0,129088	0,1284E-06	0,4805E-07	0,2803	7,7467
0,131777	0,1559E-06	0,5503E-07	0,2874	7,5886
0,134466	0,1469E-06	0,3592E-07	0,3168	7,4368
0,137156	0,8851E-07	0,4585E-07	0,3280	7,2910
0,139845	0,1662E-06	0,4153E-07	0,2817	7,1508
0,142534	0,7163E-07	0,4880E-07	0,3387	7,0158
0,145224	0,6917E-07	0,4311E-07	0,2568	6,8859
0,147913	0,1063E-06	0,2910E-07	0,2550	6,7607

Tabela 6.2 – Resultados Estatísticos para as variáveis desvio vertical $\times g_R X_{1,t}$ (mgal) e derivada horizontal do potencial $X_{2,t}$ (mgal) na área do levantamento Equant II.

Nº. de onda ciclos/km.	Potência do Desvio vertical	Potência da Der. Hor. Potencial	Coerência ^{2*} (sem dim.)	Comp. de onda (km.)
0,002689	0,7060E+02	0,7062E+02	0,9832	371,8400
0,005379	0,1115E+03	0,1099E+03	0,9803	185,9200
0,008068	0,2714E+02	0,2382E+02	0,9779	123,9467
0,010757	0,7331E+01	0,8089E+01	0,9751	92,9600
0,013447	0,5687E+01	0,5472E+01	0,9717	74,3680
0,016136	0,2996E+01	0,3267E+01	0,9141	61,9733
0,018825	0,2360E+01	0,2034E+01	0,8381	53,1200
0,021515	0,4841E+00	0,1048E+01	0,7807	46,4800
0,024204	0,8348E+00	0,7789E+00	0,6990	41,3156
0,026893	0,5572E+00	0,6211E+00	0,6264	37,1840
0,029583	0,6588E+00	0,4346E+00	0,5783	33,8036
0,032272	0,2656E+00	0,2660E+00	0,5559	30,9867
0,034961	0,2991E+00	0,2068E+00	0,5555	28,6031
0,037651	0,2552E+00	0,2635E+00	0,5328	26,5600
0,040340	0,2012E+00	0,6940E-01	0,4788	24,7893
0,043029	0,2357E+00	0,1820E+00	0,4789	23,2400
0,045719	0,1336E+00	0,1351E+00	0,4835	21,8729
0,048408	0,1829E+00	0,1026E+00	0,4844	20,6578
0,051097	0,7425E-01	0,5820E-01	0,5325	19,5705
0,053787	0,8670E-01	0,9085E-01	0,6216	18,5920
0,056476	0,8737E-01	0,7793E-01	0,6023	17,7067
0,059165	0,8712E-01	0,7960E-01	0,6150	16,9018
0,061855	0,9005E-01	0,6345E-01	0,6508	16,1670
0,064544	0,1129E+00	0,5201E-01	0,6264	15,4933
0,067233	0,5235E-01	0,6285E-01	0,5961	14,8736
0,069923	0,6589E-01	0,4310E-01	0,6388	14,3015
0,072612	0,6943E-01	0,5457E-01	0,5890	13,7719
0,075301	0,4448E-01	0,3043E-01	0,5809	13,2800
0,077991	0,1004E+00	0,5118E-01	0,6056	12,8221
0,080680	0,4325E-01	0,4035E-01	0,6140	12,3947
0,083369	0,5663E-01	0,3833E-01	0,5870	11,9948
0,086059	0,6106E-01	0,4438E-01	0,5571	11,6200
0,088748	0,5836E-01	0,3071E-01	0,4989	11,2679
0,091437	0,5585E-01	0,3298E-01	0,5207	10,9365
0,094127	0,7979E-01	0,3042E-01	0,4634	10,6240

^{2*} Vide nota de rodapé na pg. 52.

0,096816	0,5960E-01	0,3406E-01	0,4208	10,3289
0,099505	0,7517E-01	0,3525E-01	0,3994	10,0497
0,102194	0,7662E-01	0,3187E-01	0,4232	9,7853
0,104884	0,8907E-01	0,2225E-01	0,4227	9,5344
0,107573	0,5180E-01	0,4067E-01	0,4041	9,2960
0,110262	0,7309E-01	0,3260E-01	0,3932	9,0693
0,112952	0,3997E-01	0,3122E-01	0,4055	8,8533
0,115641	0,7152E-01	0,2821E-01	0,3886	8,6474
0,118330	0,7700E-01	0,2965E-01	0,3922	8,4509
0,121020	0,5569E-01	0,2783E-01	0,4102	8,2631
0,123709	0,6384E-01	0,3605E-01	0,3506	8,0835
0,126398	0,6997E-01	0,2247E-01	0,2596	7,9115
0,129088	0,8444E-01	0,3161E-01	0,2754	7,7467
0,131777	0,1069E+00	0,3773E-01	0,2844	7,5886
0,134466	0,1049E+00	0,2564E-01	0,3162	7,4368
0,137156	0,6574E-01	0,3405E-01	0,3344	7,2910
0,139845	0,1283E+00	0,3206E-01	0,2951	7,1508
0,142534	0,5745E-01	0,3914E-01	0,3492	7,0158
0,145224	0,5759E-01	0,3590E-01	0,2579	6,8859
0,147913	0,9182E-01	0,2513E-01	0,2569	6,7607

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Douglas Patrick O'Brien pelo apoio, sugestões, paciência e principalmente orientação neste trabalho.

Ao Dr. Marco Polo da Boa Hora e Dra. Naomi Ussami membros integrantes da comissão examinadora.

Ao Prof. Jorge Wilson D. Leão pela ajuda e disponibilidade de tempo durante a organização do software deste trabalho.

Aos colegas Carlos Alberto Mendonça , Jessé Carvalho, Luiz Gonzaga e Antônio Abel Carrasquilla colaboradores durante o desenvolvimento desta tese.

A todos os amigos, funcionários e professores desta instituição pelo incentivo e companheirismo.

Ao convênio PETROBRÁS, UFPa, CAPES, FADESP, FINEP, CNPq pelo apoio financeiro.

À coordenação deste convênio pela oportunidade de realização deste curso de Mestrado.

Aos meus familiares pela força e coragem proporcionada em todos os momentos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. BRAMMER, R. F. 1979. Estimation of the ocean geoid near the Blake Escarpment using Geos-3 satellite altimetry data. *J. Geophys. Res.*, 84B: 3843-3851.
2. BRAMMER, R. F. & SAILOR, R. V. 1980. Preliminary estimates of the resolution capability of the Seasat radar altimeter. *Geophys. Res. Lett.*, 7: 193-196 .
3. BRIGGS, I. C. 1974. Machine countoring using minimum curvature . *Geophysics*, 39(1): 39-48.
4. CALDEIRA , H. S. 1989a. Relatório da Participação na quarta pernada da Comissão Equant II a bordo do navio oceanográfico "Professor W. Besnard" 24/10/88 a 05/11/88, Ministério da Marinha,s.l., s.e.,14p.
5. CALDEIRA , H. S. 1989b. Relatório de fim de Comissão 1ª fase da Comissão Equant II 04/set/88 a 17/set/88, Ministério da Marinha,s.l.,s.e.,8p.
6. CASTRO , D. L. 1990. Interpretação Quantitativa de Anomalias Gravimétricas ar-livre da margem Continental Norte Brasileira, Setor Nordeste.Belém,109p.(Tese de Mestrado UFFa).
7. CHENEY , R. E.; DOUGLAS, B. C. ; AGREEN, R. W.; MILLER, L. ; PORTER, D. L .1987. Geosat altimeter Geophysical Data Record user handbook. Rockville, National Ocean Service/NOAA,29p.
8. COURANT, R. & HILBERT, D. 1962. *Methods of Mathematical Physics, Partial Differential Equations*.New York,Interscience Publishers, v.2.
9. DUTTON, J. A. 1986. *The Ceaseless Wind, an Introduction to the Theory of Atmospheric Motion*.New York, Dover Publications,584p.
10. FREIRE, S.L.M. 1980. Aplicações do Método de Decomposição em Valores Singulares no processamento de dados sísmicos. Salvador,182p.(Tese de Doutorado UFBa).

11. FU, L. - L. 1983. On the wave number spectrum of oceanic mesoscale variability observed by the Seasat altimeter. J. Geophys. Res., 88C: 4331-4341 .
12. FU, L. - L. & ZLOTNICKI, V. 1989. Observing oceanic mesoscale eddies from Geosat altimetry: Preliminary results. Geophys. Res. Lett. , 16: 457-460 .
13. HAXBY , W. F.; KARNER, G. D. ; LABRECQUE, J. L.; WEISSEL, J. K. 1983. Digital images of combined oceanic and continental data sets and their use in tectonic studies . EOS Trans. AGU, 64: 995-1004.
14. HELLINGER, S. J. 1983 . A method for Computing the geoid height contribution of three dimensional bodies within a spherical earth .Geophysics , 48(12): 1664-1670.
15. KANASEWICH, E. R. 1975. Time Sequence Analysis in Geophysics. 2ed. Edmonton, University of Alberta Press, 358p.
16. KAULA, W. M. 1957. Accuracy of Gravimetrically Computed Deflections of the Vertical. Eos trans. AGU, 38: 297-305 .
17. KAULA, W. M. 1959. Statistical and harmonic analysis of gravity. J. Geophys. Res., 64: 2401-2421 .
18. KOBLINSKY, C. 1988. Geosat vs. Seasat. EOS Trans. AGU, 69: 1096.
19. LACOSTE , L.; CLARKSON, N. ; HAMILTON , G. 1967. Lacoste and Romberg stabilized platform shipboard gravity meter. Geophysics, 32(1): 99-109.
20. LERCH, F. J. ; MARSH , J. ; KLOSKO, S. ; WILLIAMSON, R. 1982. Gravity model improvement for Seasat. J. Geophys. Res., 87C: 3281-3296.
21. LESHACK , A. R. & SAILOR, R. V. 1988. A preliminary model for Geosat altimeter data errors. Geophys. Res. Lett. , 15 : 1203-1206.

22. MARKS, K. M. & SAILOR R. V. 1986. Comparison of GEOS-3 and Seasat altimeter resolution capabilities. *Geophys. Res. Lett.* ,13 :6 97-700.
23. MARSH, J. & MARTIN, T. 1982. The Seasat altimeter mean sea surface model. *J. Geophys. Res.*,87C: 3269-3280.
24. MORITZ, H. 1980. *Advanced Physical Geodesy*. Karlsruhe, Federal Republic of Germany, Herbert Wichmann Verlag, 620p.
25. NOAA, National Geophysical Data Center .1990. *GEOSAT-44 Data File*. Boulder , Colorado.
26. OPPENHEIM, A. V. & SCHAFER, R. W. 1975. *Digital Signal Processing*. New Jersey, Prentice-Hall,566p.
27. PETROBRÁS .1990. *Documentos e fitas magnéticas dos dados Equant I/ Equant II*. Belém,UFPa.
28. PRESS, W. H.; FLANNERY, B. P.; TEUKOLSKY, S. A.; VETTERLING, W. T. 1986. *Numerical Recipes, The art of scientific computing*. New York,Cambridge University Press,757p.
29. PRIESTLEY, M. B. 1981. *Spectral Analysis and time series*. London,Academic Press, v.2.
30. RAPP, R. H. 1979. GEOS 3 data processing for the recovery of geoid undulations and gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, 84B: 3784-3792.
31. RAPP, R. H. 1986. Gravity Anomalies and Sea Surface Heights Derived from a Combined GEOS-3/ SEASAT Altimeter Data Set. *J. Geophys. Res.* , 91 : 4867-4876.
32. REGAN ,R. D. & HINZE, W. J. 1977. Fourier Transforms of finite length theoretical gravity anomalies. *Geophysics*,42(7):1450-1457.

33. SAILOR, R. V. 1982. Determination of the resolution capabilities of the Seasat radar altimeter, observations of the geoid spectrum, and detection of seamounts. Reading, Mass, The Analytic Sciences Corp. (Report TR - 3751).
34. SANDWELL, D. T. 1990. Scripps Institution of Oceanography. California, Universidade da California, n.p.
35. SANDWELL, D. T. & MCADOO D. C. 1990. High-Accuracy, High - Resolution Gravity Profiles from 2 years of the Geosat Exact Repeat Mission. J. Geophys. Res., 95C:3049-3060.
36. SANDWELL, D. T. & ZHANG, B. 1989 . Global mesoscale variability from the Geosat Exact Repeat Missions: Correlation with ocean depth. J. Geophys. Res., 94C:17.971- 17.984.
37. SINGLETON, R. C. 1968. Special Report. Palo Alto, California, USA, Stanford Research Institute, n. p.
38. TELFORD, W. M. ; GELDART, L. P. ; SHERIFF, R. E. ; KEYS, D. A. 1976 . Applied Geophysics. New York, Cambridge University Press, 841p.
39. TURCOTTE, D. L. & SCHUBERT, G. 1982 . Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems. New York, John Wiley & Sons, 422p.
40. ZLOTNICKI, V. ; FU, L.-L. ; PATZERT, W. 1989. Seasonal variability in global sea level observed with Geosat altimetry. J. Geophys. Res., 94C: 17.959-17.969 .

FIGURAS

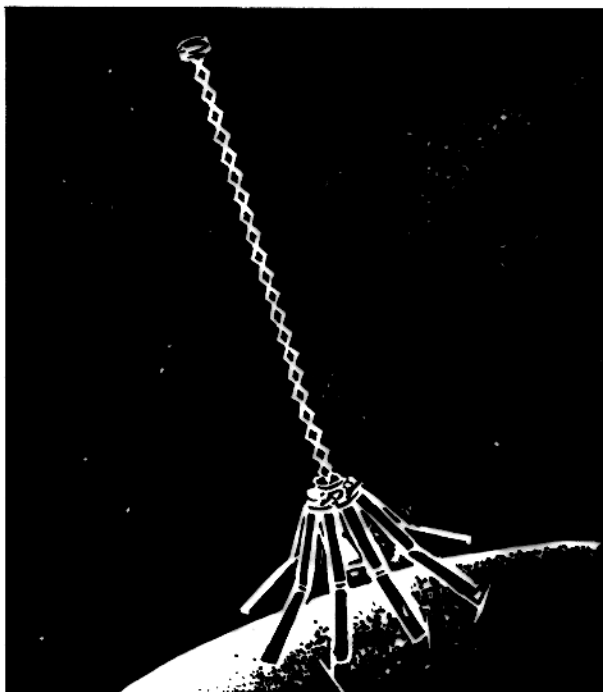


Fig.2.1- Satélite Geosat em órbita. Ilustração retirada do relatório de NOAA(Cheney et al.,1987).

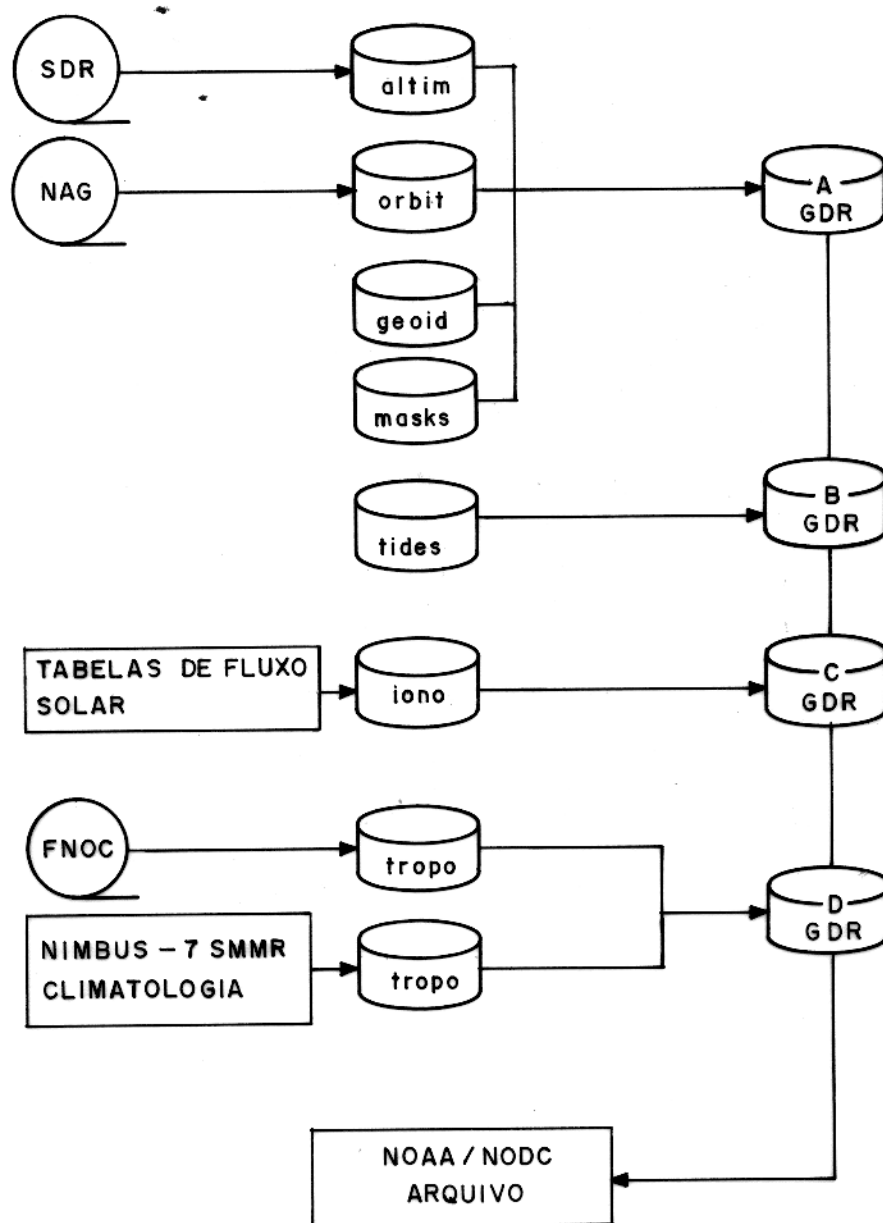


Fig.2.2- Fluxograma descrevendo a organização dos GDRs GEOSAT-ERM do NOAA/NOS. Ilustração de Cheney et al. (1987).

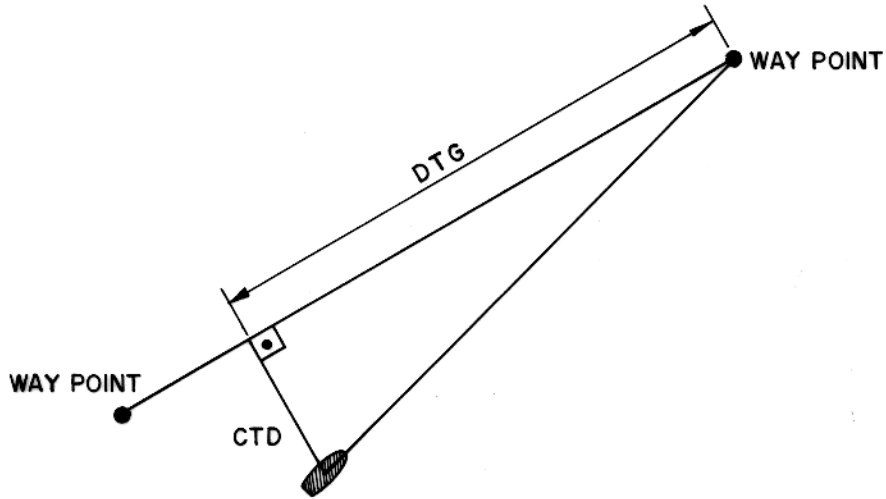


Fig.2.3- Ilustração esquemática mostrando o CTD e o DTG. O CTD é a distância entre a posição atual do navio e um ponto tomado perpendicularmente à linha de direção do navio. O DTG nos dá a distância ao longo do rumo que o navio está seguindo (Caldeira,1989).

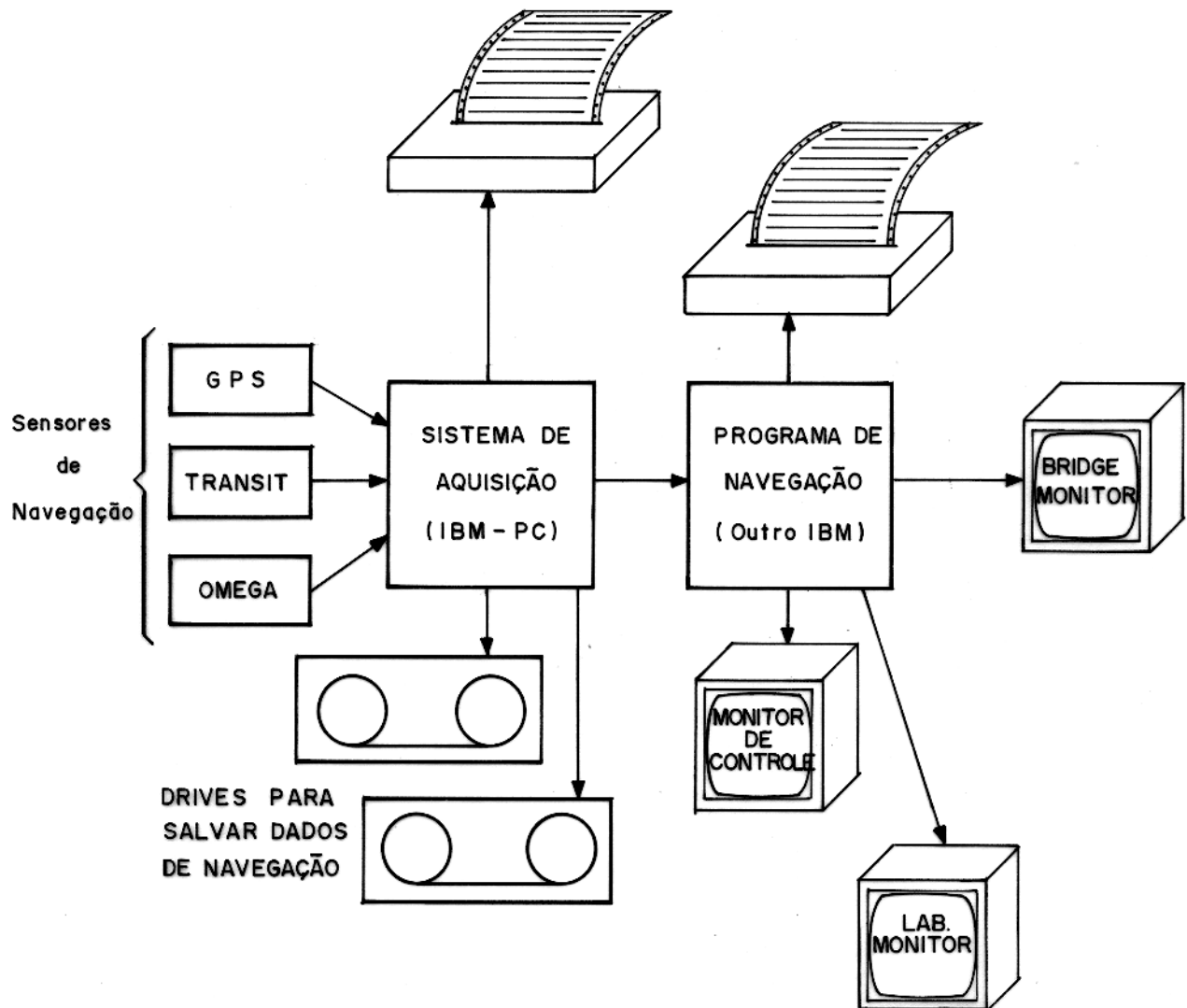


Fig.2.4- Fluxograma do processamento dos dados geofísicos em levantamentos marinho (Caldeira, 1989).

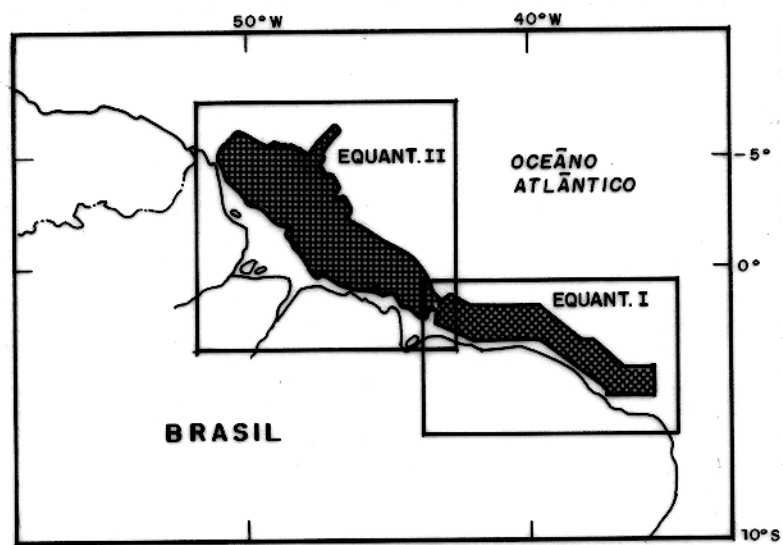


Fig.2.5- Localização geográfica dos levantamentos Equant I e Equant II.

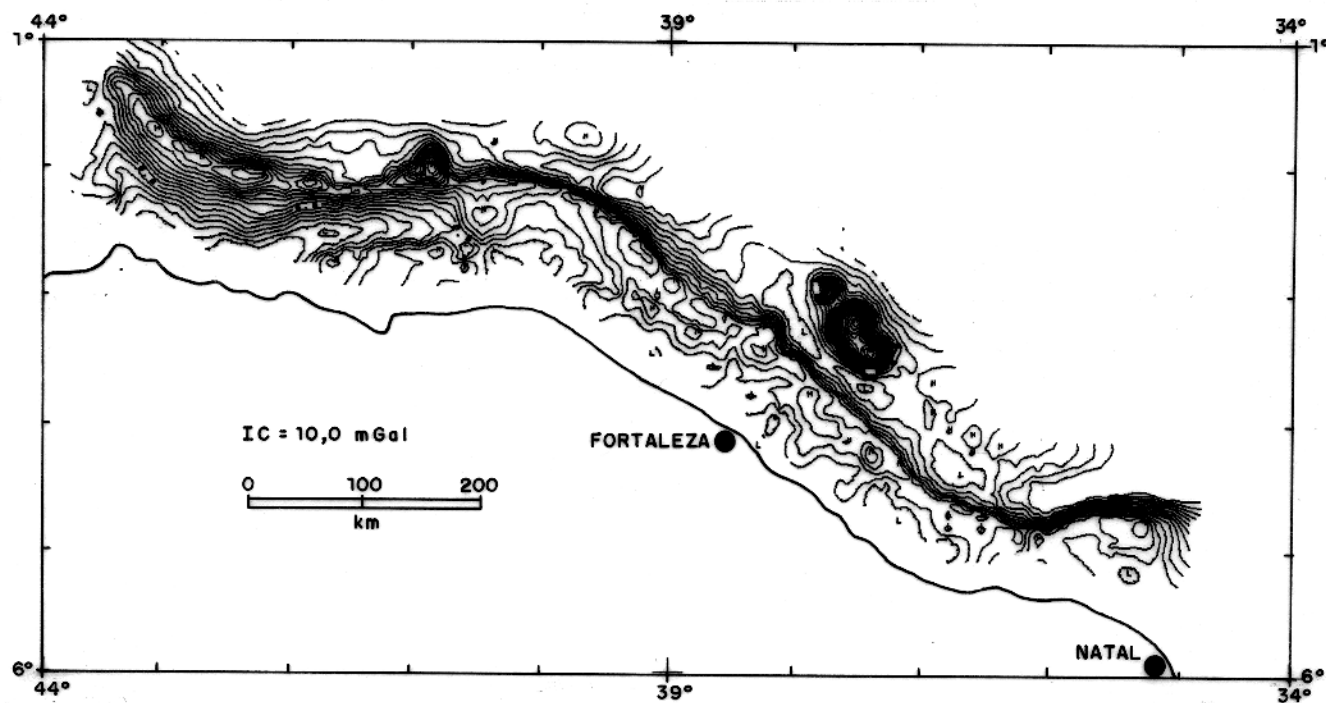


Fig.2.6- Mapa dos contornos gravimétricos (ar livre) do levantamento Equant I. As letras H e L indicam anomalias positivas e negativas respectivamente. O intervalo de contorno utilizado foi de 10 mGal e o grid gerado de $5km \times 5km$.

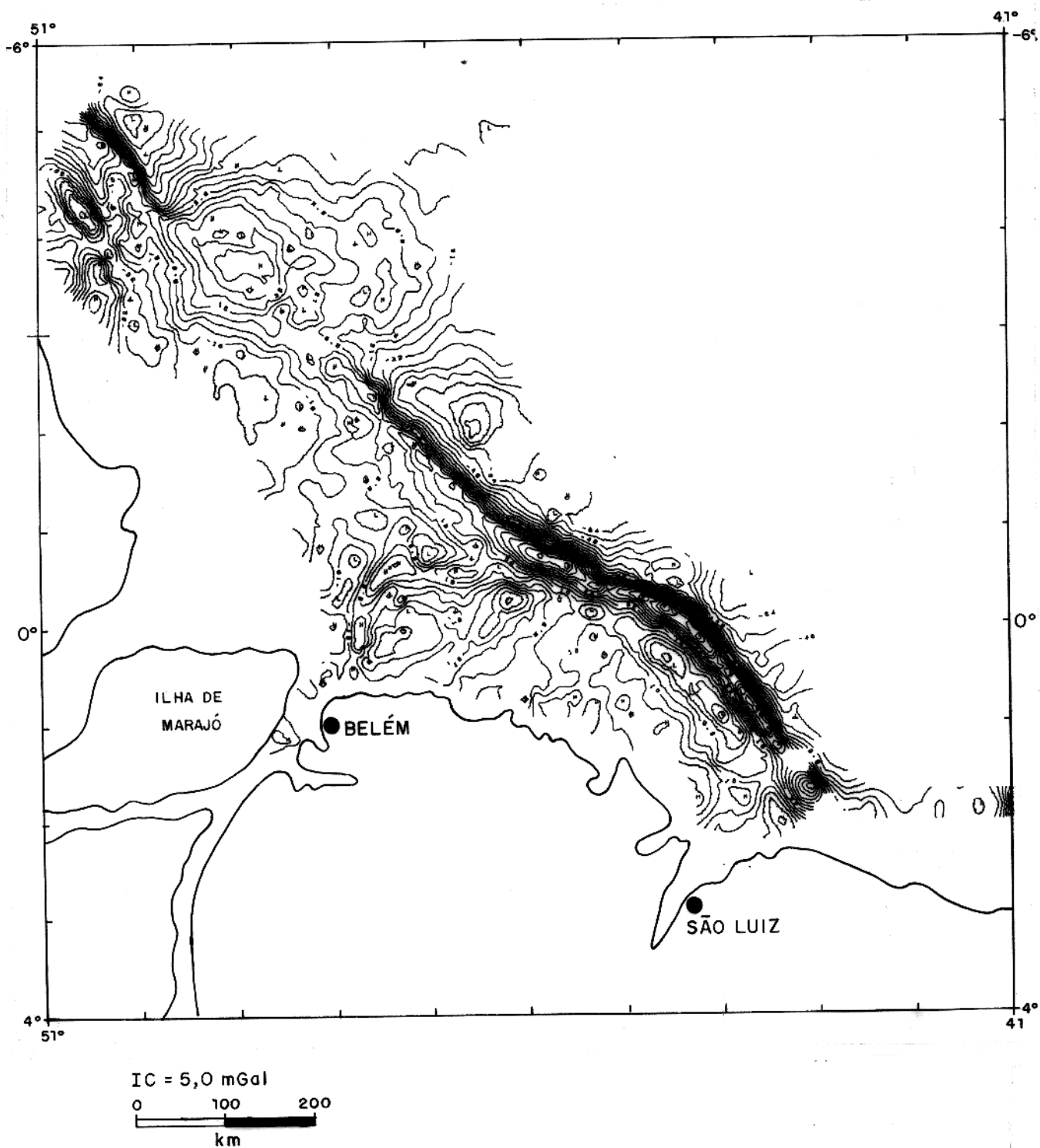


Fig.2.7- Mapa dos contornos gravimétricos (ar livre) do levantamento Equant II. As letras H e L indicam anomalias positivas e negativas respectivamente. O intervalo de contorno utilizado foi de 5 mGal e o grid gerado de 5km x 5km.

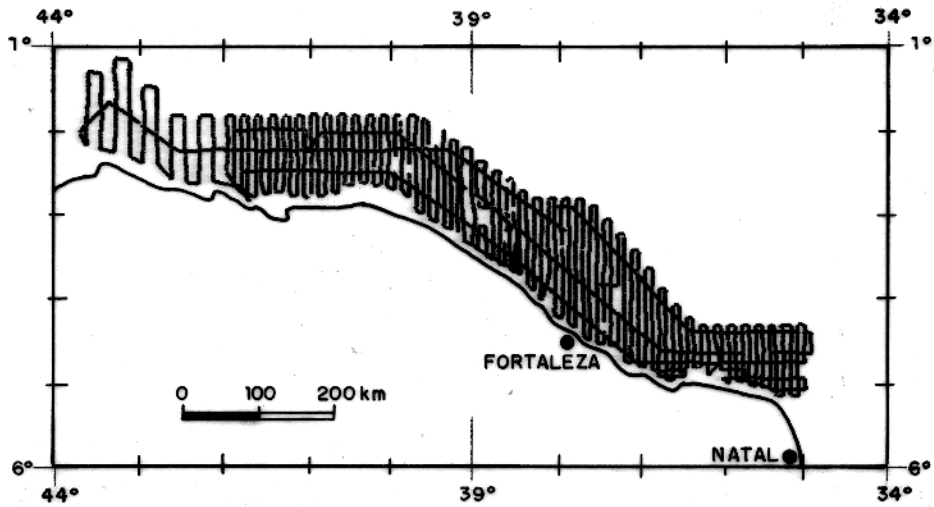


Fig.2.8- Linhas de Navegação do levantamento Equant I. O espaçamento médio entre as linhas é de aproximadamente 10 km.

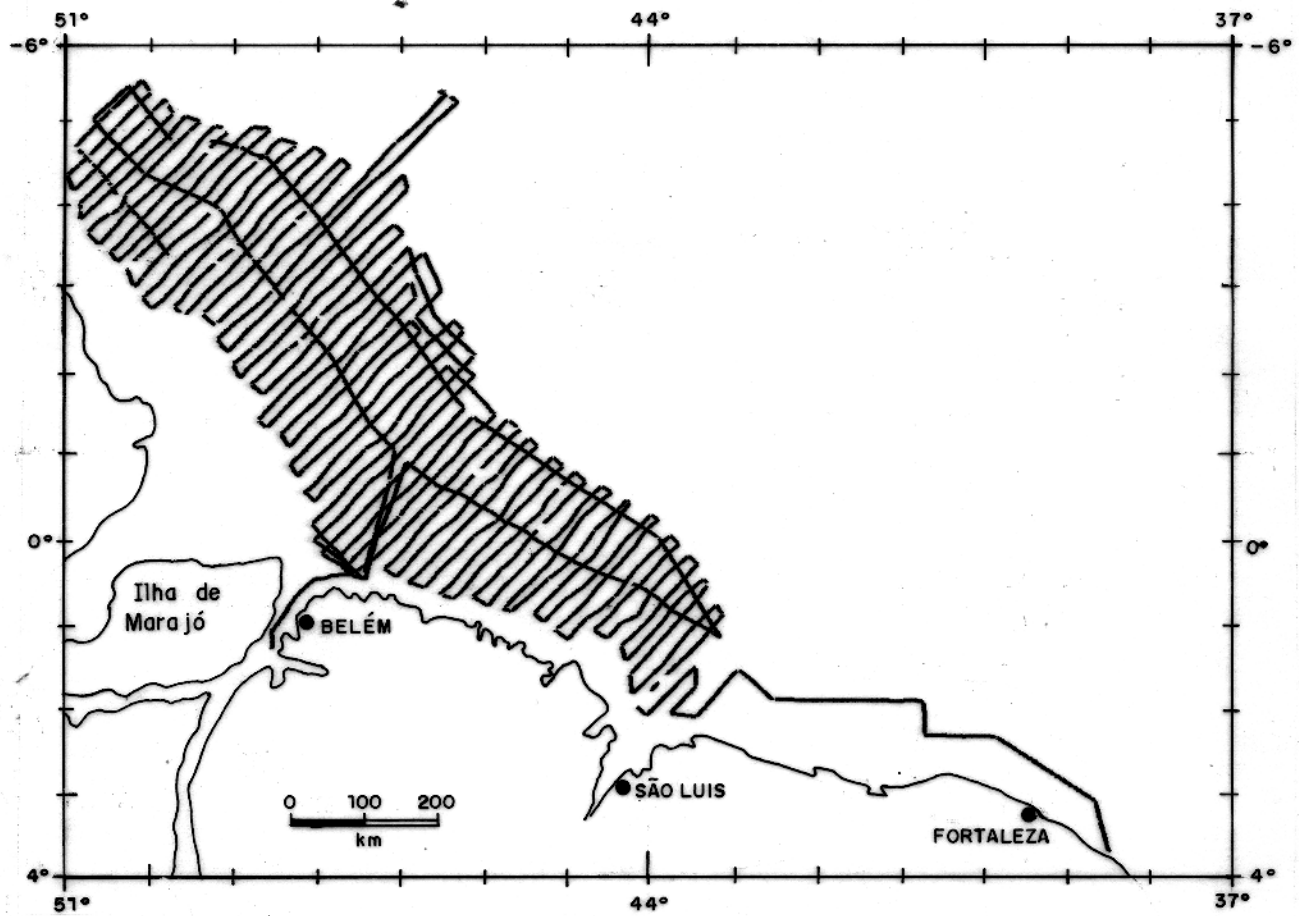


Fig.2.9- Linhas de Navegação do levantamento Equant II. O espaçamento médio entre as linhas é de aproximadamente 15 km.

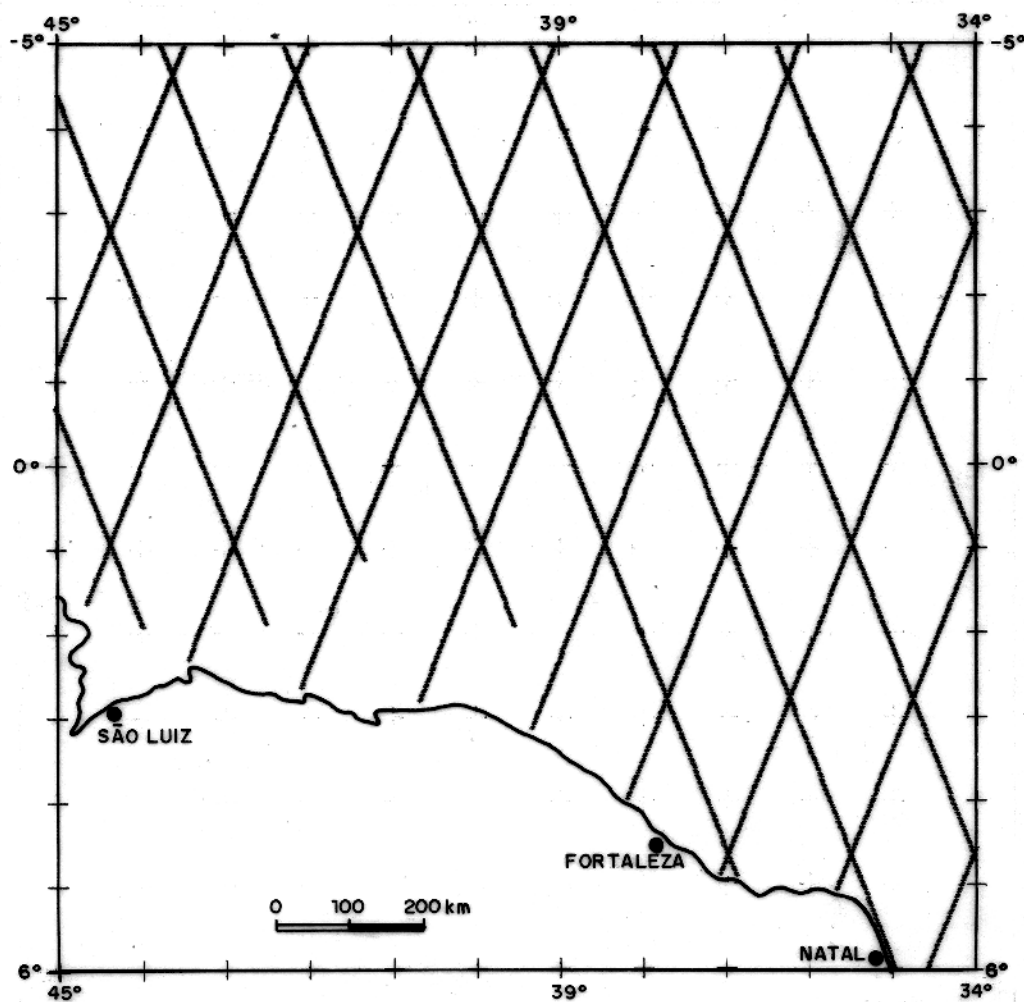


Fig.2.10 - Percursos ascendentes (SE/NW) e descendentes (NE/SW) na área demarcada pelo levantamento Equant I. Note os espaçamentos máximos de 150 km entre os percursos.

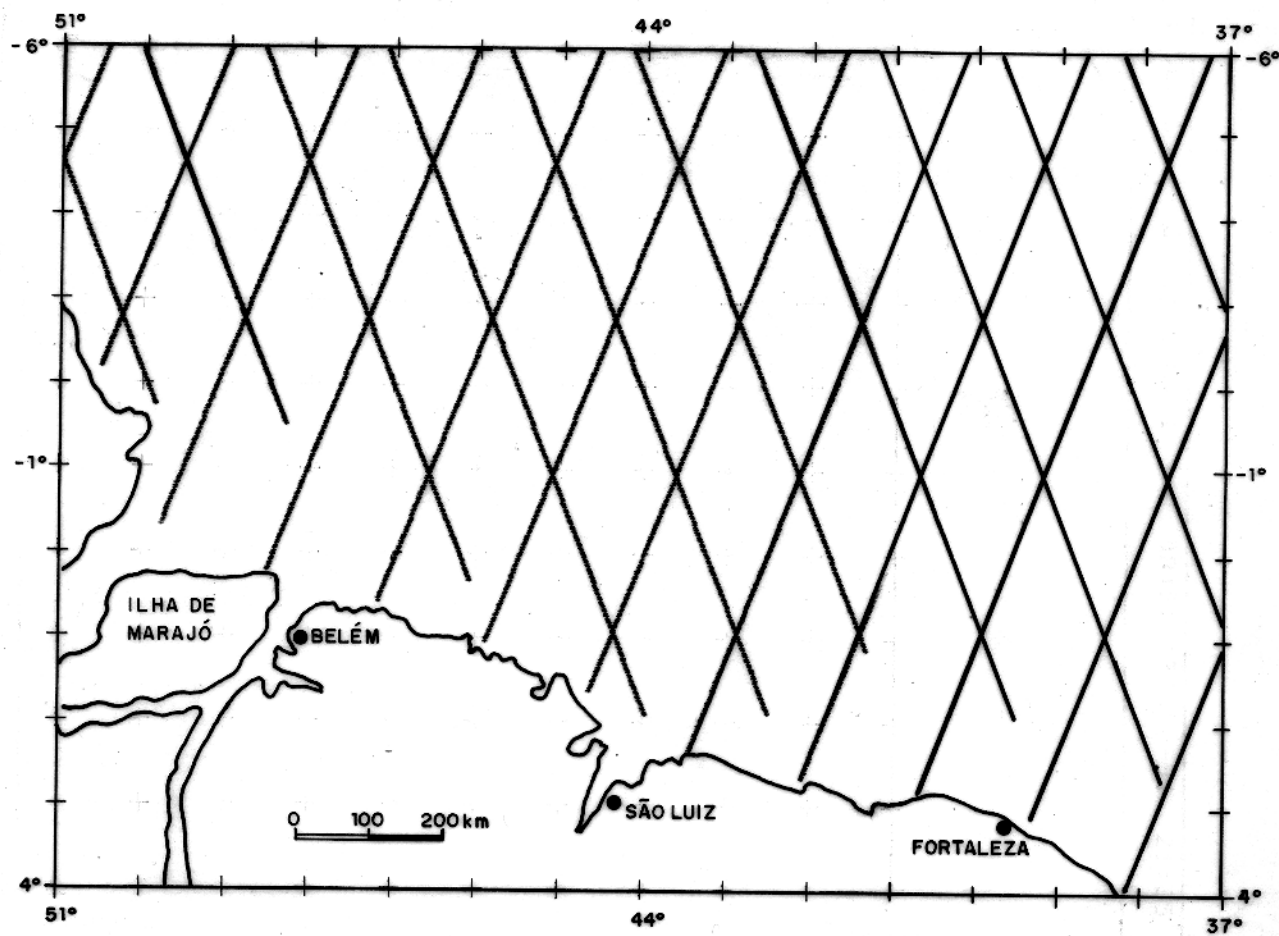


Fig.2.11- Percursos ascendentes (SE/NW) e descendentes (NE/SW) na área demarcada pelo levantamento Equant II. Note os espaçamentos máximos de 150 km entre os percursos.

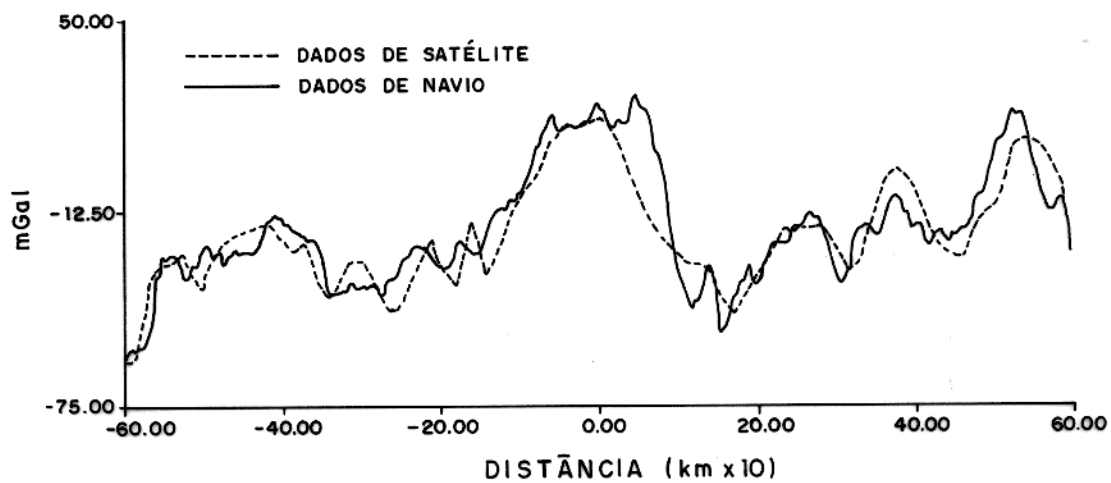


Fig. 3.1 - Comparação entre perfis gravimétricos obtidos de levantamentos de navio e altimetria de satélites. (Adaptado de Rapp,1986).

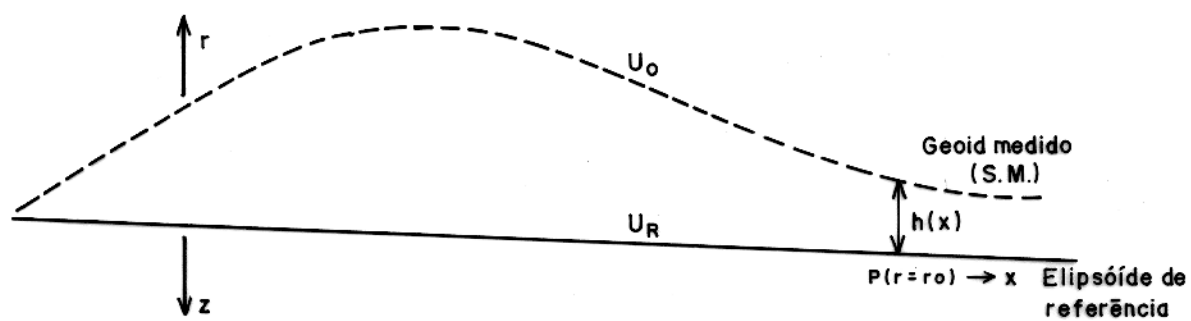


Fig. 3.2 - Configuração esquemática do perfil topográfico da superfície do mar.

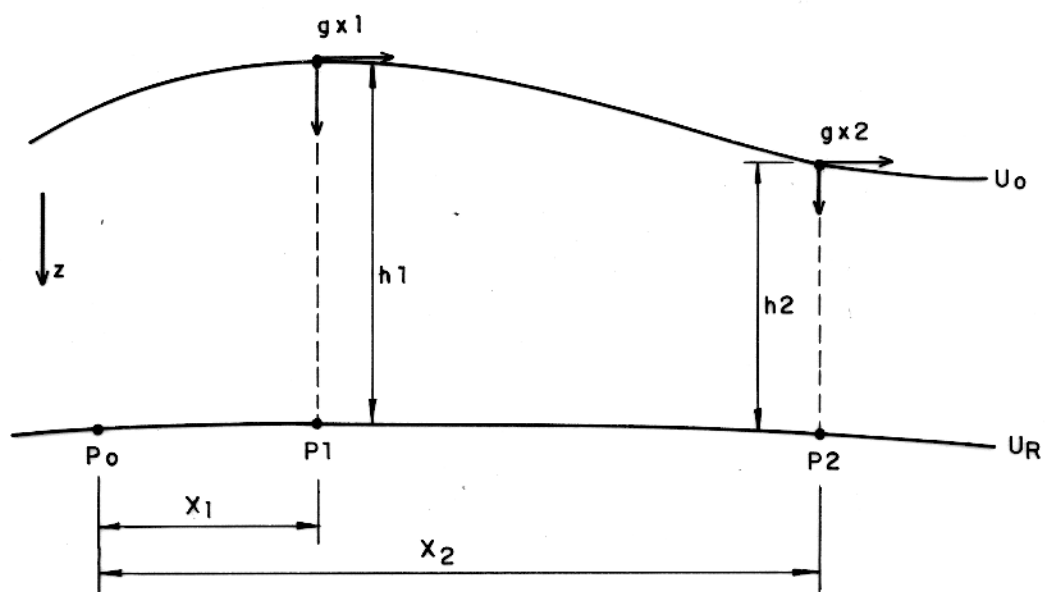


Fig. 3.3 - Relação entre perfis topográficos e medida pontual de gravidade.

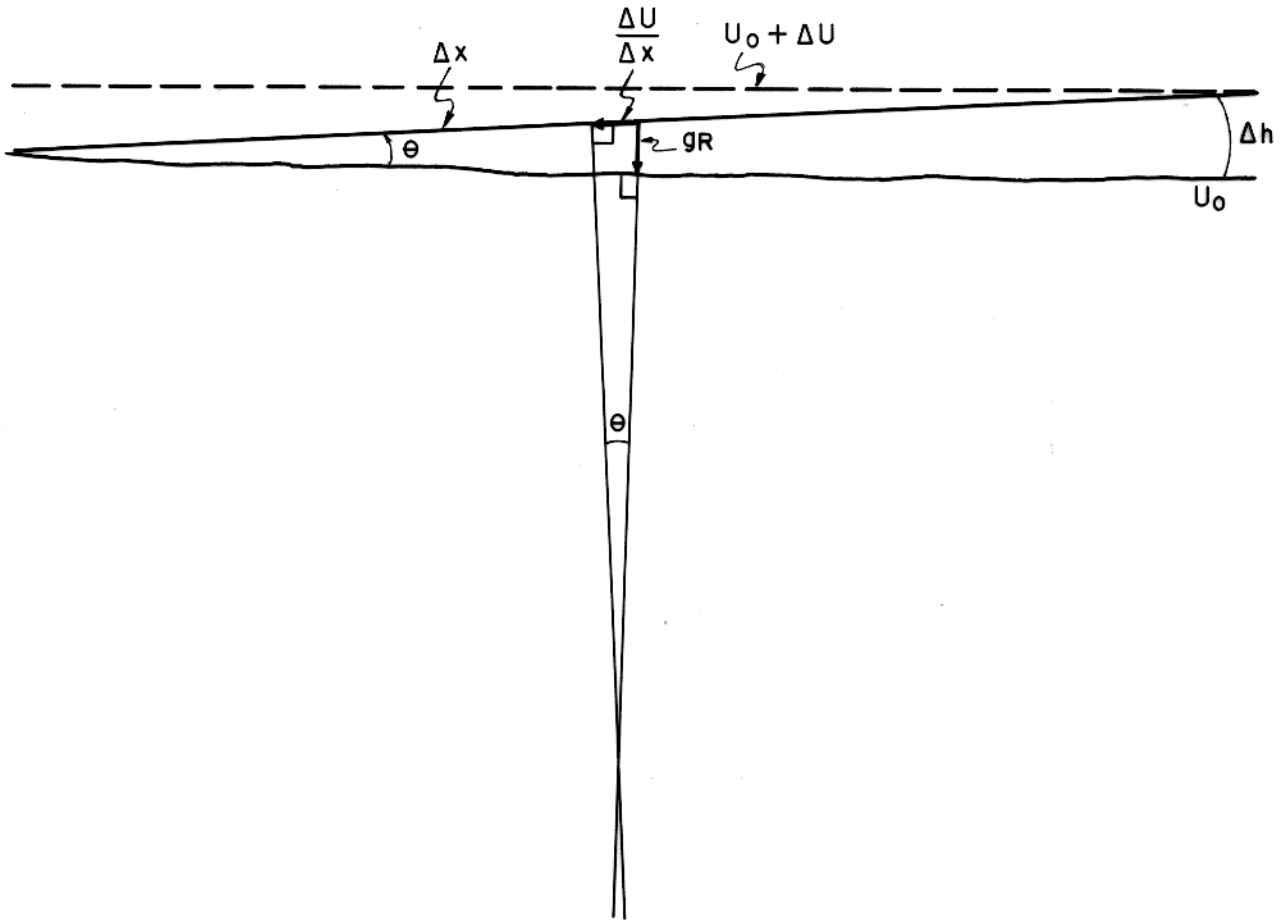


Figura 3.4 - Variações infinitesimais entre as grandezas; potencial gravimétricos, perfil topográfico da superfície do mar e posições radiais das medidas.

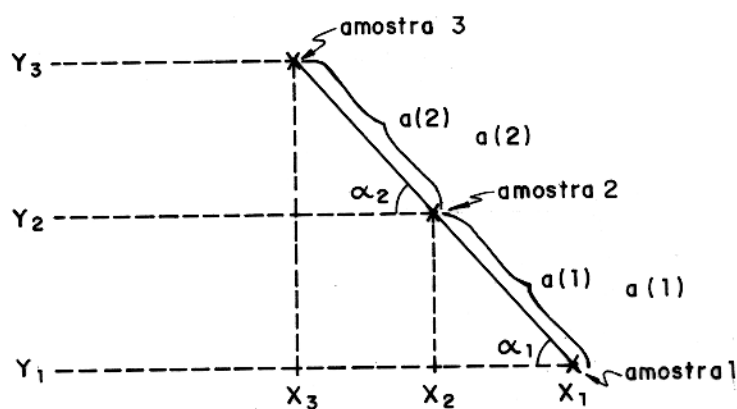
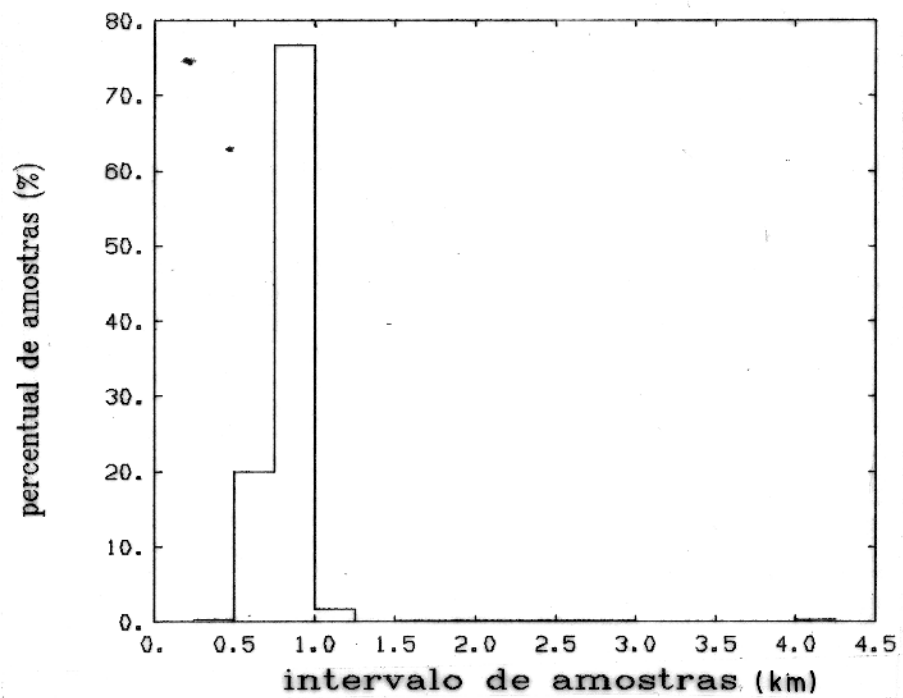
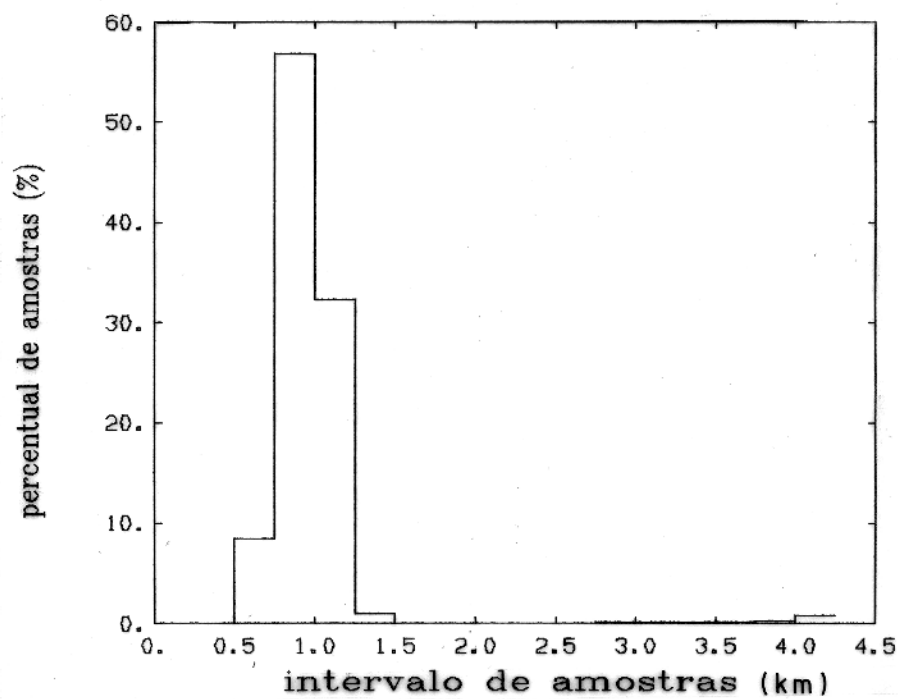


Fig.4.1- Esquema ilustrativo, mostrando o posicionamento entre três observações dispostas num "grid" irregular em termos de coordenadas utm(x,y), onde $a(i)$ é a menor distância entre a amostra i e a amostra $i+1$.



(a)



(b)

Fig.4.2- Distribuição percentual das amostras irregulares para os levantamentos (a) Equant I e (b) Equant II.

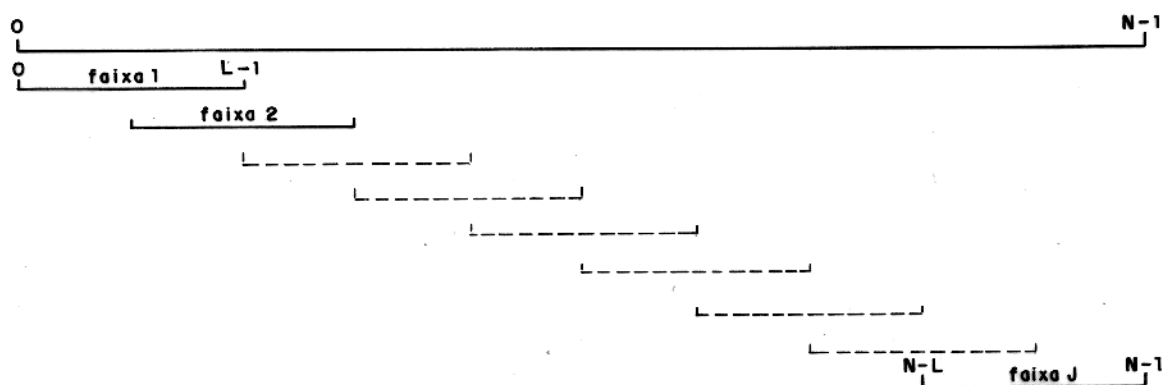


Fig.4.3- Subdivisão da àrea em J faixas, com sobreposição de 50 % . Esta metodologia permite obter uma estimativa média para o espectro total a partir de J análises calculadas para L pontos.

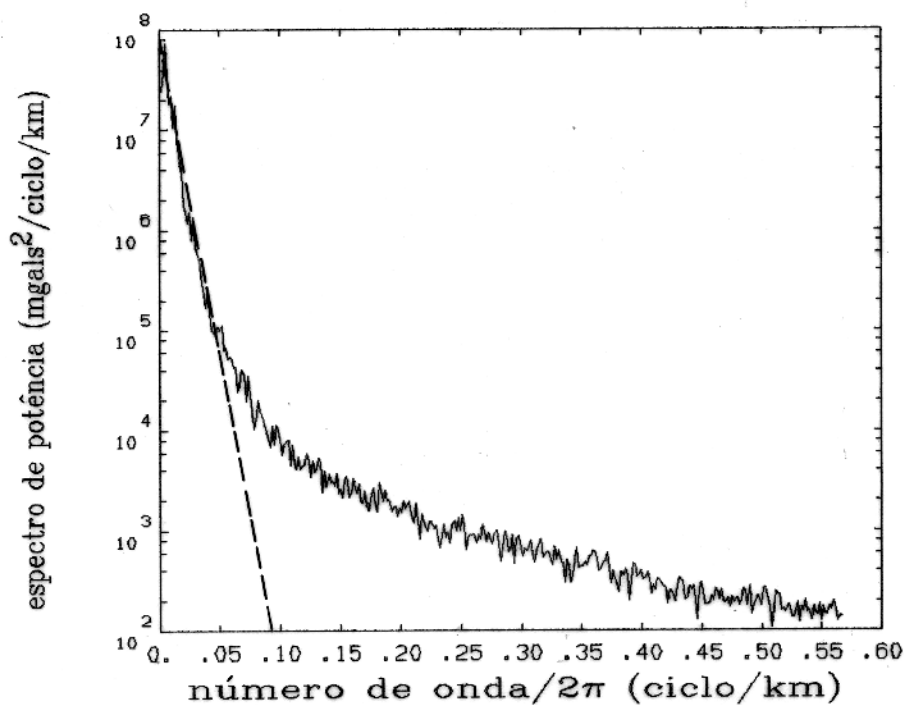


Fig. 4.4 - Potência espectral (não normalizada) versus número de onda ($k/2\pi = 1/\lambda$) para o levantamento Equant I. O eixo vertical foi plotado em escala logarítmica e o eixo horizontal em escala natural estabelecendo comportamento linear em comprimentos de onda maiores do que 19,23 km (números de onda menores do que 0,052 ciclos/km, extrapolado até 0,091 ciclos/km), caracterizando presença de sinais geológicos a uma profundidade média aparente $z = -12,00\text{km}$. Por outro lado o espectro tem comportamento côncavo em comprimentos de onda menores do que 11km (Ver Fig. 4.6). O intervalo médio utilizado para esta análise foi de 0,88km usando-se 600km para a largura da faixa espectral obtendo-se 339 pontos para estimativa do espectro total baseado em 30 análises espectrais.

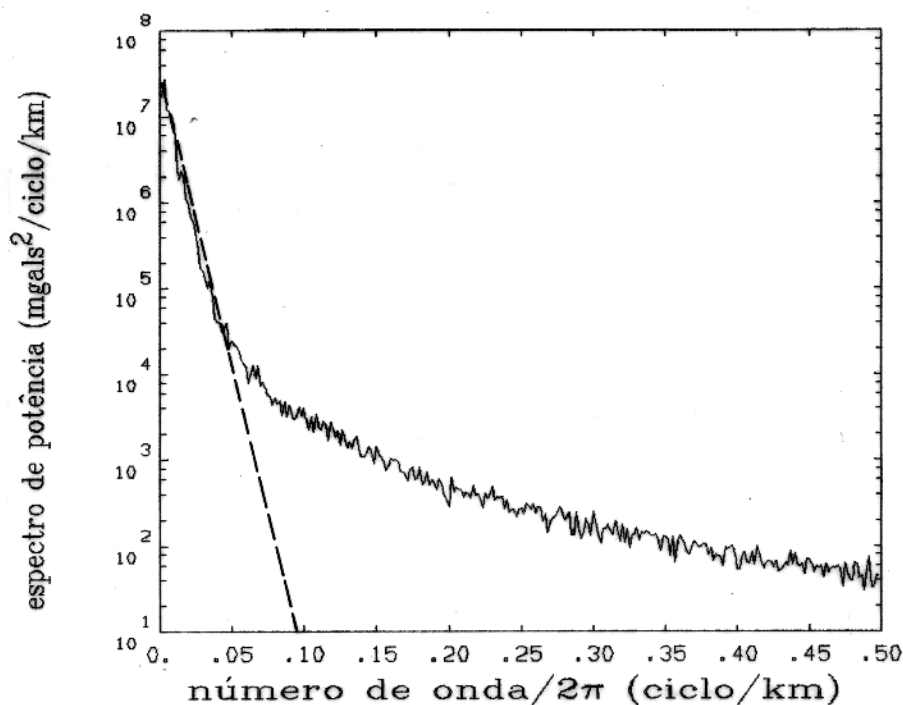


Fig.4.5- Potência espectral(não normalizada) versus número de onda $k/2\pi = 1/\lambda$ para o levantamento Equant II. O eixo vertical foi plotado em escala logarítmica e o eixo horizontal em escala natural estabelecendo comportamento linear em comprimentos de onda maiores do que 21,14 km (números de onda menores do que 0,047 ciclos/km extrapolado até 0,097 ciclos/km) caracterizando presença de sinais geológicos à profundidade média aparente $z \approx -12,4$ km. Por outro lado, o espectro tem comportamento côncavo em comprimentos de onda menores do que 10,3 km (Ver Fig. 4.7). O intervalo médio utilizado para esta análise foi de 1km sendo usado 600km para largura da faixa espectral obtendo-se 299 pontos para estimativa do espectro total baseado em 47 análises espectrais.

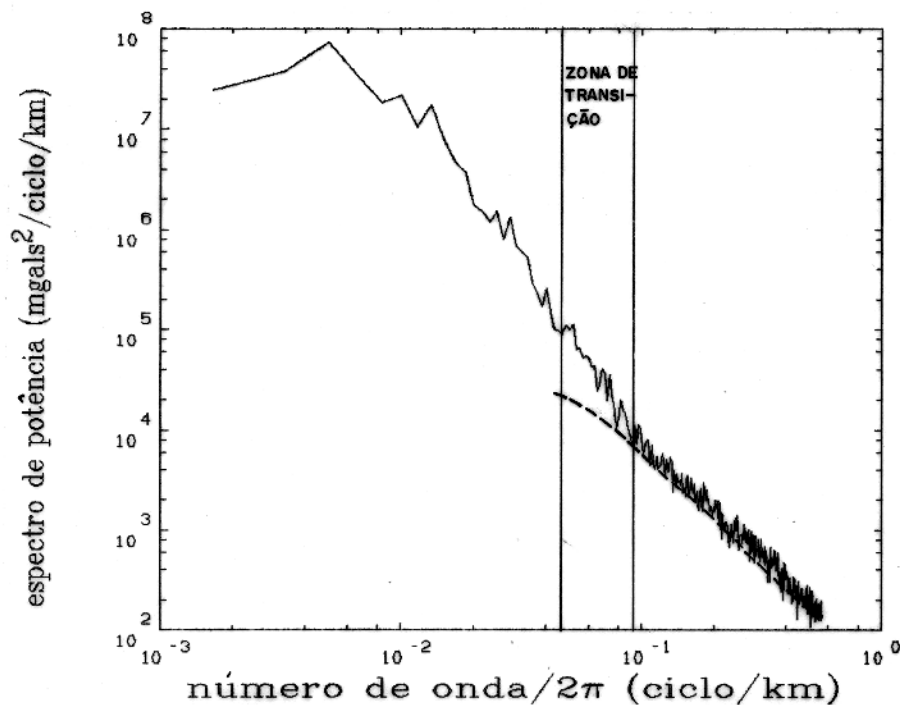


Fig.4.6- Espectro de potência (não normalizado) versus número de onda ($k/2\pi = 1/\lambda$) para o levantamento Equant I, plotados em escala loglog estabelecendo-se comportamento linear para comprimentos de onda menores do que 11 km ($k/2\pi > 0,091$ ciclo/km), sendo encontrada uma zona de transição dos ruídos na faixa de 11km à 19,23km. O comportamento linear sugere uma relação polinomial (de grau $N \approx 2$) entre o espectro e o número de onda ($1/\lambda$) resultando ; $P \approx C(\frac{1}{\lambda})^{-2}$, relação que implica a predominância de ruídos causados pelo balanço do navio em comprimentos de onda menores do que 11 km aproximadamente.

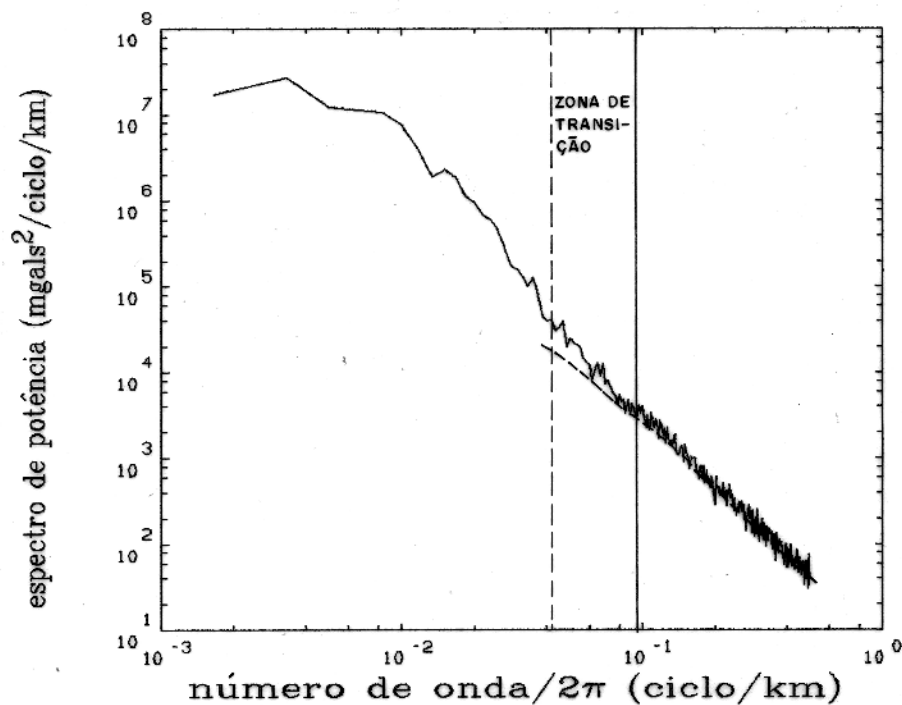


Fig.4.7- Espectro de potência (não normalizado) versus número de onda ($k/2\pi = 1/\lambda$) para o levantamento Equant II, plotados em escala loglog estabelecendo-se comportamento linear para comprimentos de onda menores do que 10,3km ($k/2\pi > 0,097$ ciclo/km), sendo encontrada uma zona de transição na faixa de 10,3km à 21,28 km. O comportamento linear sugere uma relação polinomial de grau $N \approx 2$ entre o espectro de potência e o número de onda ($1/\lambda$) resultando ; $P \approx C(\frac{1}{\lambda})^{-2}$ sugerindo presença dominante de ruídos causados pelo balanço do navio em comprimentos de onda menores do que 10,3km.

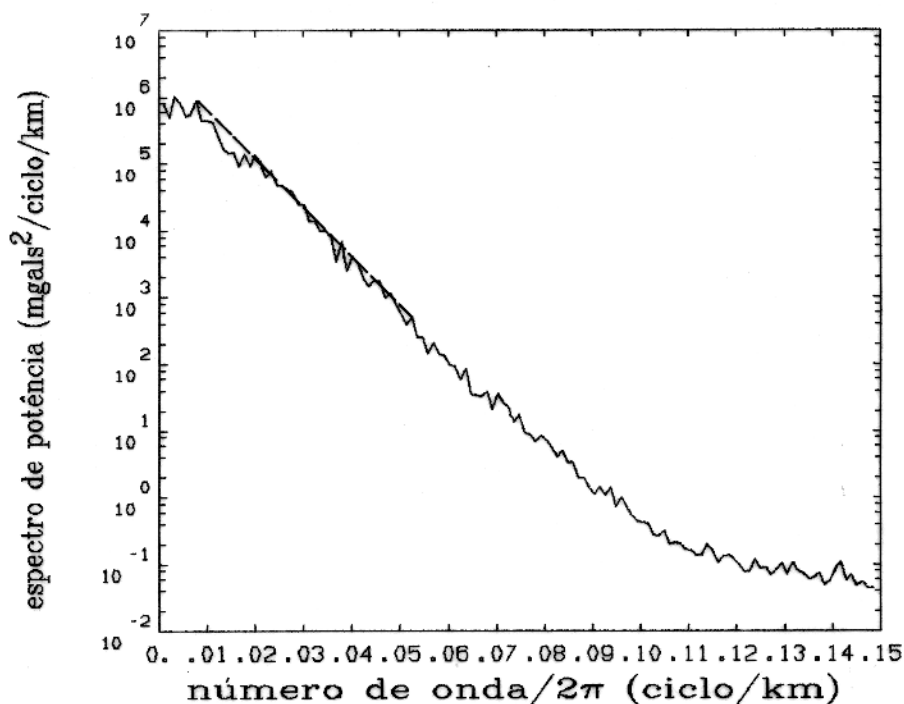


Fig.4.8- Espectro de potência dos perfis de desvio vertical $\times g_R$, coletados no sentido SE/NW (ascendentes) para os dados GEOSAT-44 ,versus número de onda ($k/2\pi = 1/\lambda$), plotados em escala monolog onde se verifica um comportamento linear na faixa 0,007 à 0,057 ciclo/km. Este comportamento satisfaz a relação $\frac{\Delta \ln P}{\Delta(1/\lambda)} = -4\pi z$ resultando $z \approx -12,3$ km que é a profundidade aparente da fonte causadora de sinais geológicos inerentes aos dados de levantamento altimétrico.Por outro lado , o espectro é fortemente côncavo em comprimentos de onda menores do que 13,7 km (Ver Fig. 4.10). A largura da faixa espectral utilizada foi de 900km, tendo intervalo regular amostral de 3,3km.

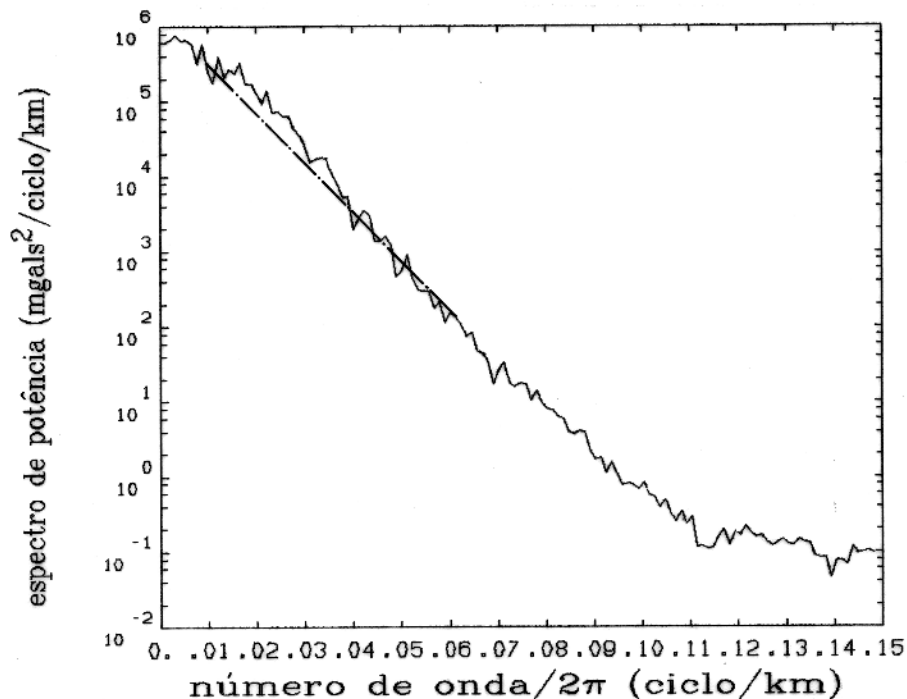


Fig.4.9- Espectro de potência dos perfis de desvio vertical $\times g_R$, coletados no sentido NE/SW (descendentes) para os dados GEOSAT-44, versus número de onda ($k/2\pi = 1/\lambda$), plotados em escala monolog onde se verifica um comportamento linear na faixa 0,01 à 0,06 ciclo/km. Este comportamento satisfaz a relação $\frac{\Delta \ln P}{\Delta (1/\lambda)} = -4\pi z$ onde $z \approx -12,0$ km é o valor da profundidade aparente da fonte causadora de sinais geológicos espúrios. Por outro lado, o espectro é fortemente côncavo em comprimentos de onda menores do que 14,3 km. A largura da faixa espectral utilizado foi de 900km, sendo de 3,3km o intervalo regular amostral.

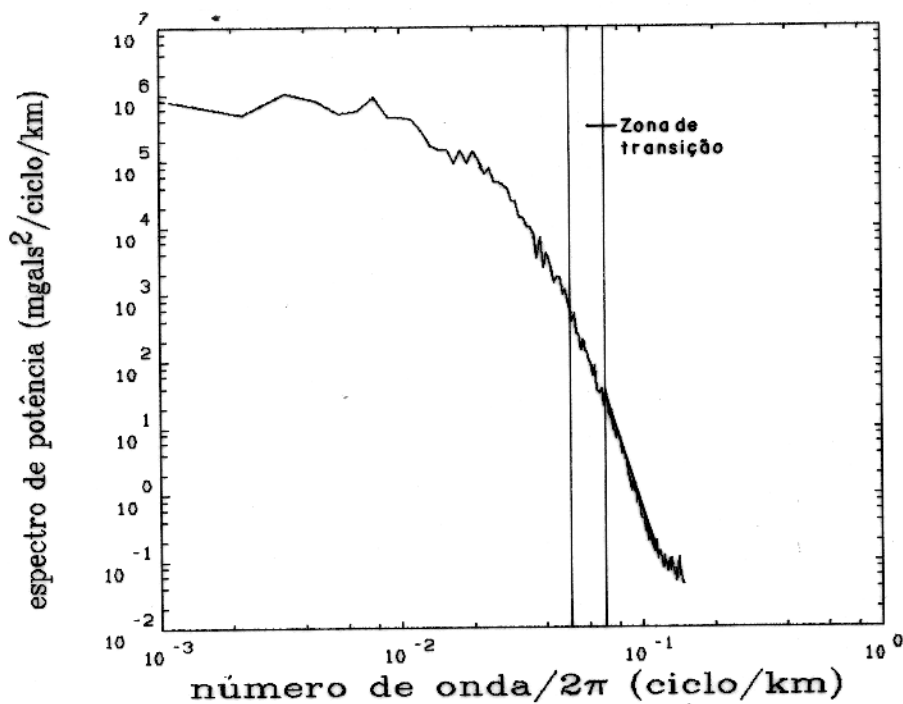


Fig.4.10 - Espectro de potência versus número de onda ($k/2\pi = 1/\lambda$) para os dados GEOSAT-44 coletados no sentido SE/NW , plotados em escala loglog estabelecendo-se comportamento linear entre os comprimentos de onda 7,35 e 13,7km (0,073 e 0,136 ciclo/km), sendo encontrada uma zona de transição na faixa de 0,052 à 0,073ciclo/km. O comportamento linear sugere uma relação polinomial de grau $N \approx 8,47$ entre o espectro de potência e o número de onda ($1/\lambda$) resultando ; $P \approx C(\frac{1}{\lambda})^{-N}$.Conforme indicam os resultados, supõe-se que os dados originais foram filtrados antes de serem gravados na fita de NOAA.

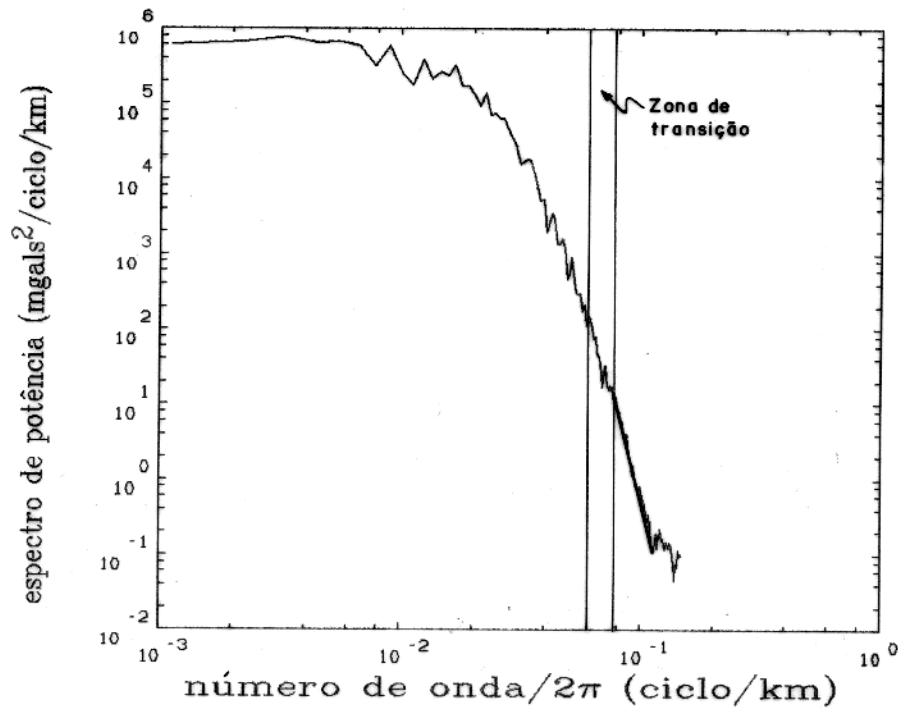


Fig.4.11 - Espectro de potência versus número de onda ($k/2\pi = 1/\lambda$) para os dados GEOSAT-44 coletados no sentido NE/SW , plotados em escala loglog estabelecendo-se comportamento linear entre os comprimentos de onda 8,1km e 14,3 km (0,07 e 0,124 ciclo/km), sendo encontrado uma zona de transição na faixa de 0,064 à 0,07 ciclos/km. O comportamento linear sugere uma relação polinomial de grau $N \approx 8,05$ entre o espectro de potência e o número de onda ($1/\lambda$) resultando ; $P \approx C(\frac{1}{\lambda})^{-N}$. Conforme indicam os resultados supõe-se que os dados originais foram filtrados antes de serem gravados na fita de NOAA.

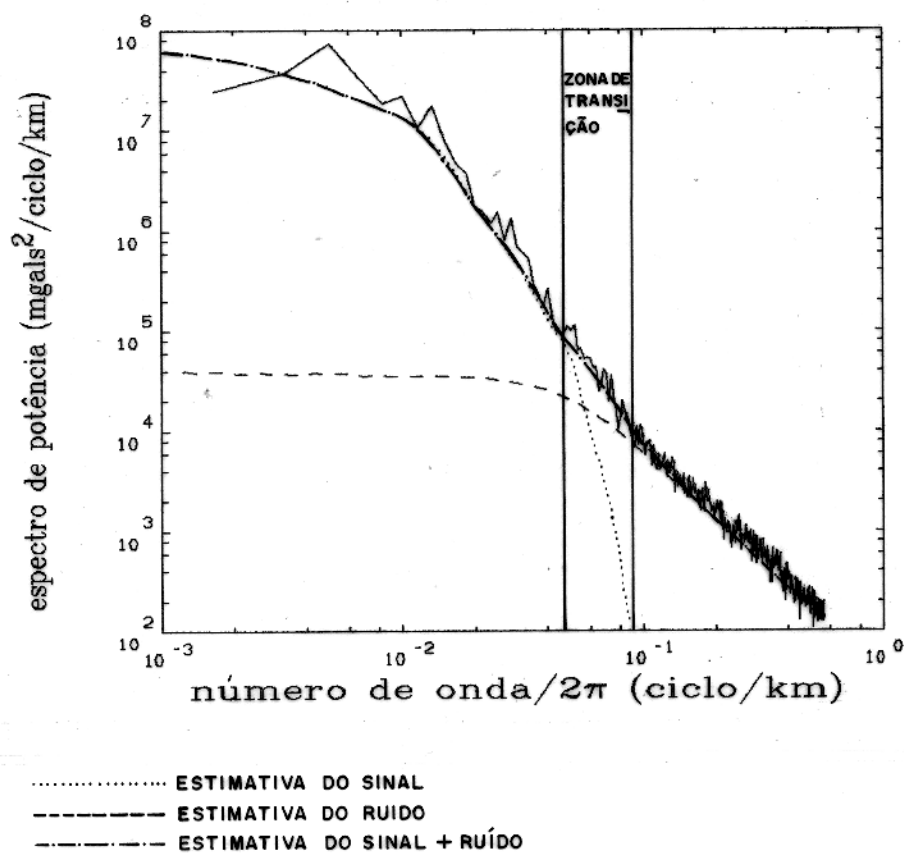


Fig.5.1- Estimativas espectrais do sinal $|S|^2$, do ruído $|R|^2$ e do espectro conjunto $|G|^2$ para o levantamento Equant I. Verifica-se superposições entre $|S|^2$ e $|G|^2$ (antes da zona de transição) e entre $|R|^2$ e $|G|^2$ (após a zona de transição).

Obs: Os espectros não estão normalizados.

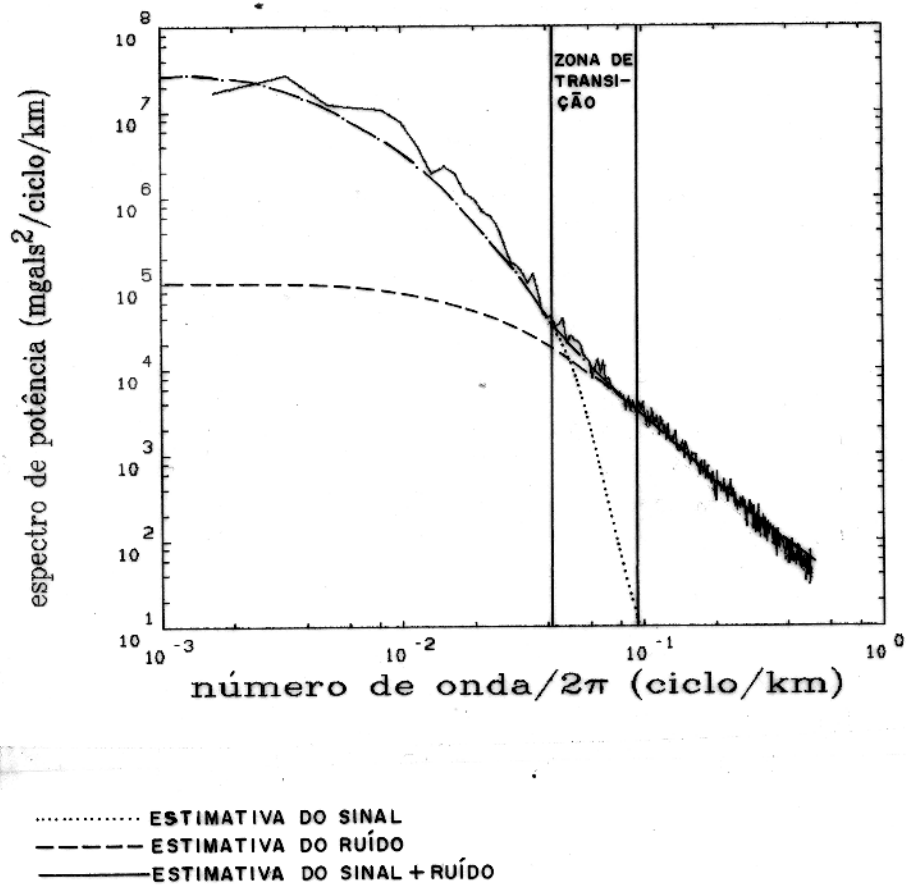


Fig.5.2- Estimativas espectrais do sinal $|S|^2$, do ruído $|R|^2$ e do espectro conjunto $|G|^2$ para o levantamento Equant II. Verifica-se superposições entre $|S|^2$ e $|G|^2$ (antes da zona de transição) e entre $|R|^2$ e $|G|^2$ (após a zona de transição).

Obs: Os espectros não estão normalizados.

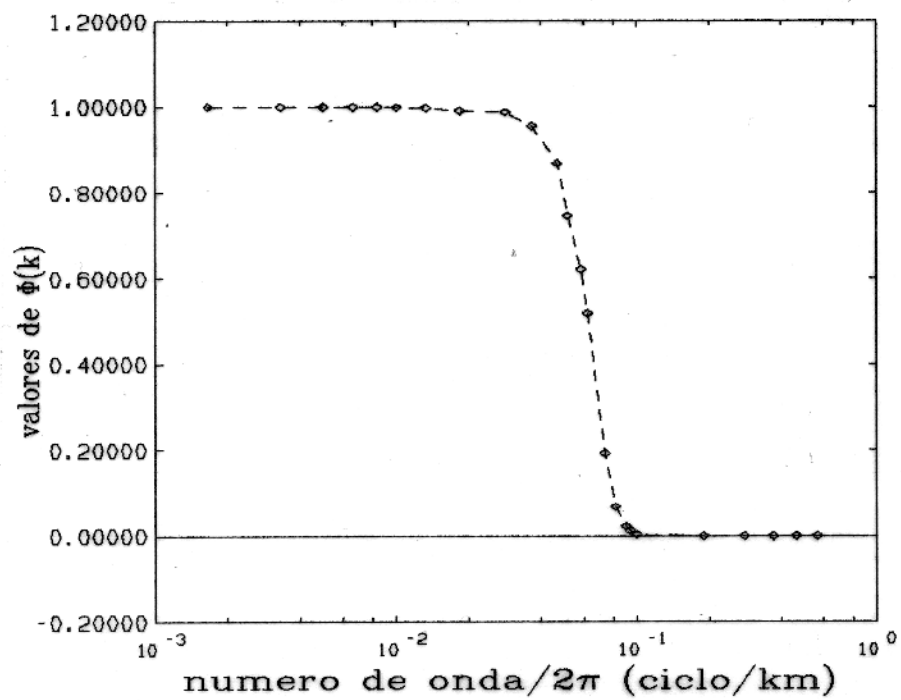


Fig.5.3- Desenho do filtro Wiener para o levantamento Equant I presumido a partir dos espectros estimados.

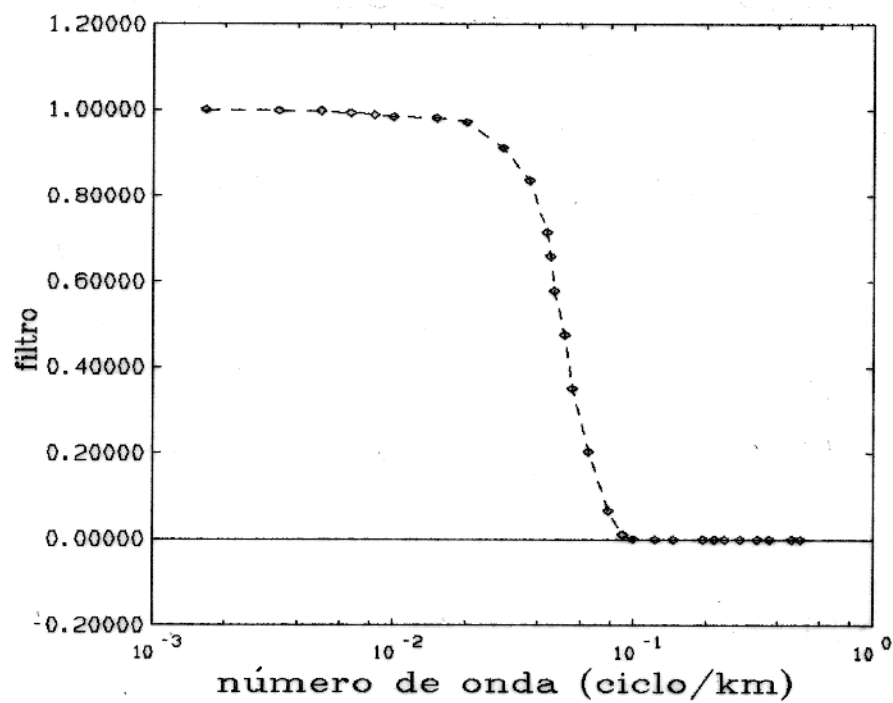


Fig. 5.4 - Desenho do filtro Wiener para o levantamento Equant II presumido a partir dos espectros estimados.

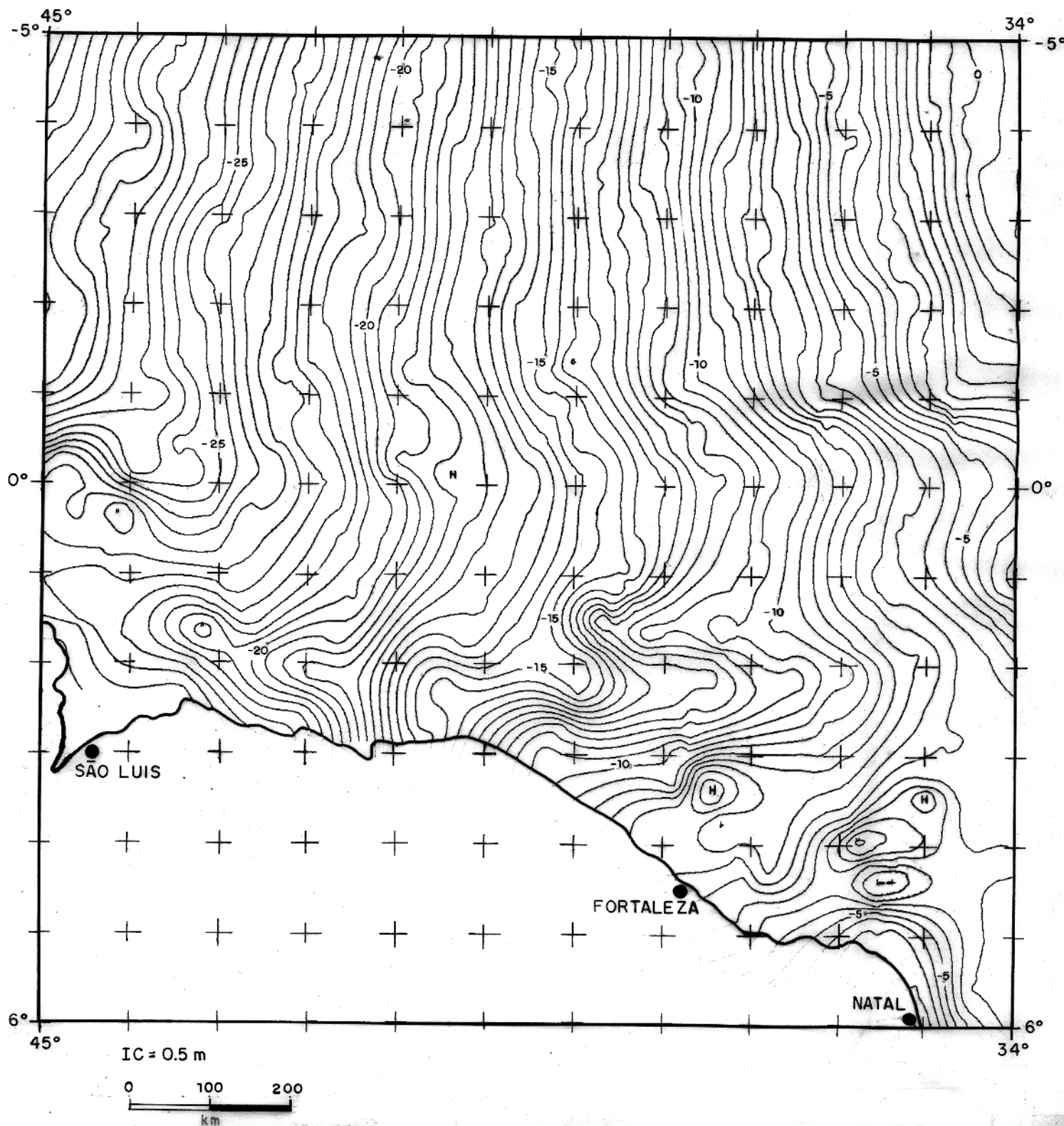


Fig. 5.5 - Mapa dos contornos da altura do mar nivelada (anomalias geoidais) medida pelo satélite na área do Equant I . O intervalo de contorno utilizado foi 0,5metros e o grid gerado foi 10km x 10km.

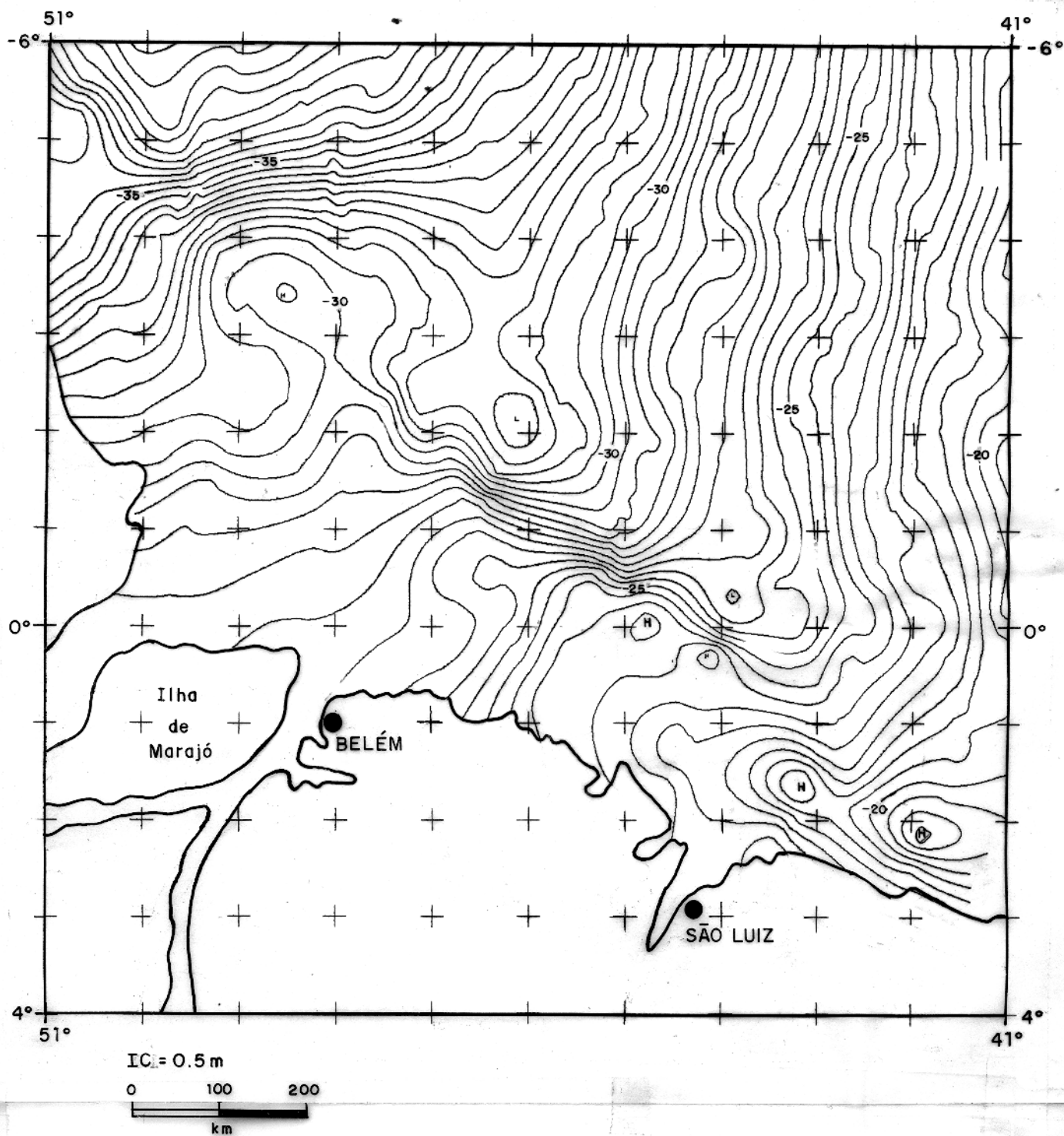


Fig. 5.6 - Mapa dos contornos da altura do mar nivelada (anomalias geoidais) medida pelo satélite na área do Equant II. O intervalo de contorno utilizado foi 0,5 metros e o grid gerado foi $10\text{km} \times 10\text{km}$.

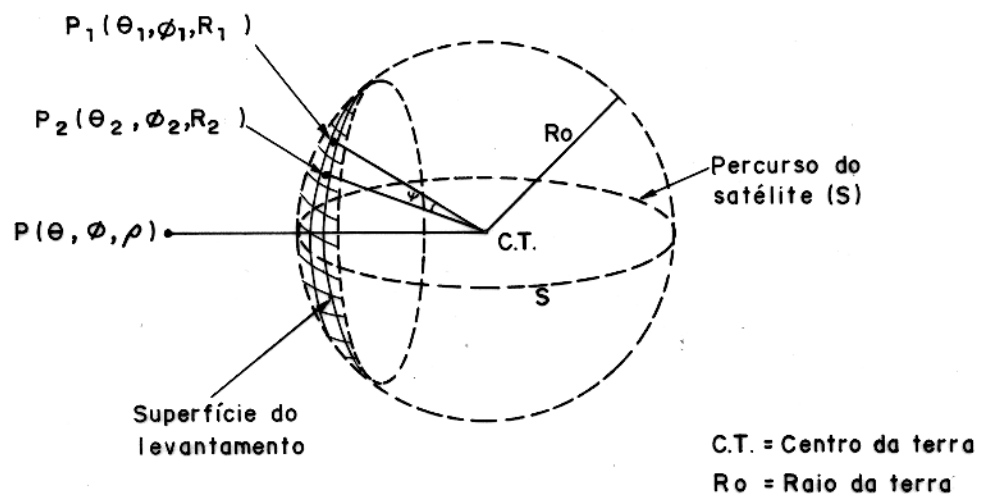


Fig. 5.7 - Geometria da superfície da terra aproximada por um esferóide de raio R_0 .

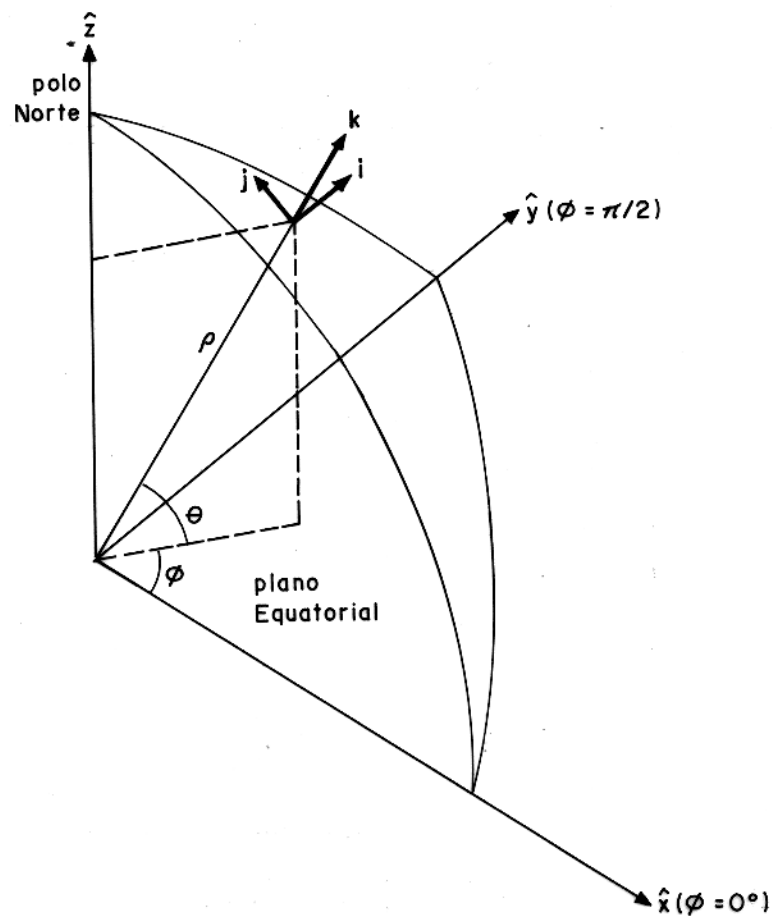
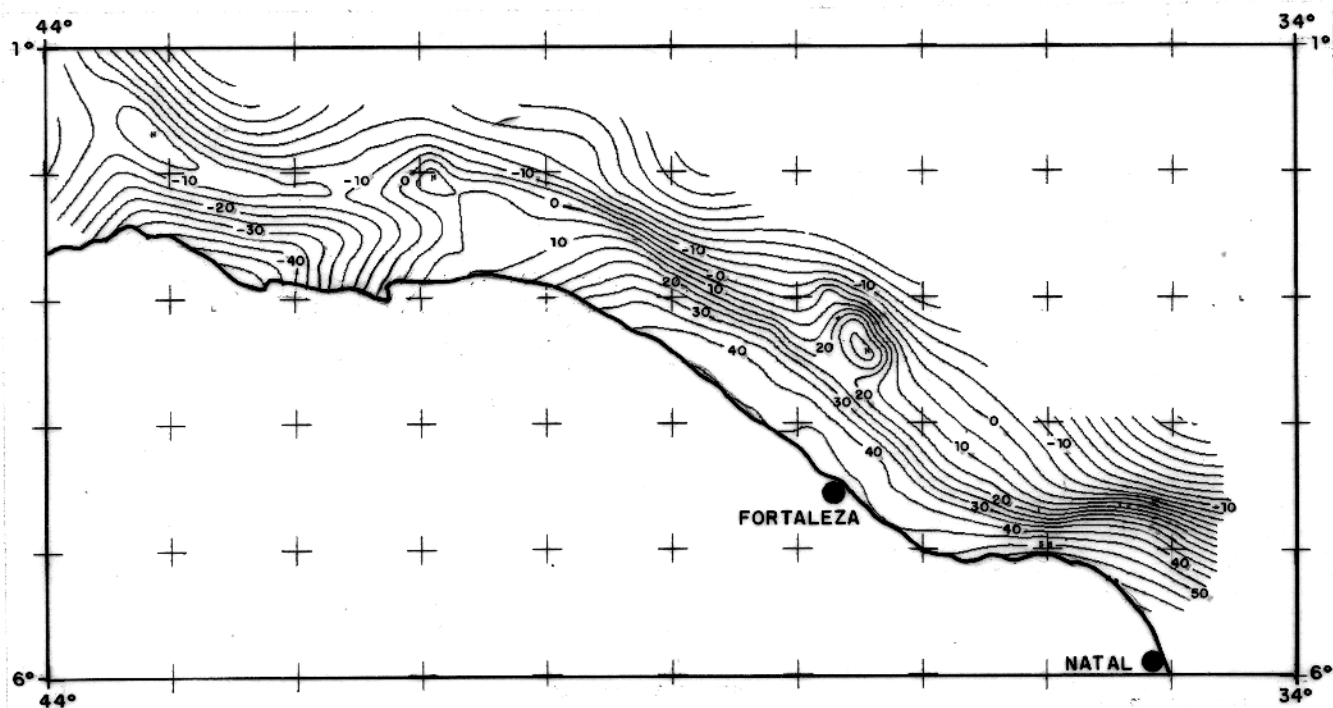


Fig. 5.8 - Ilustração da geometria do sistema de coordenadas esféricas (Segundo Dutton, 1986)



IC = 5.0 mGal.km/100

0 100 200
km

Fig. 5.9 - Superfície do potencial $U_N(x, y)$ para o levantamento Equant I. Intervalo de contorno de 5 mGal.km/100. O grid gerado foi $3\text{km} \times 3\text{km}$.

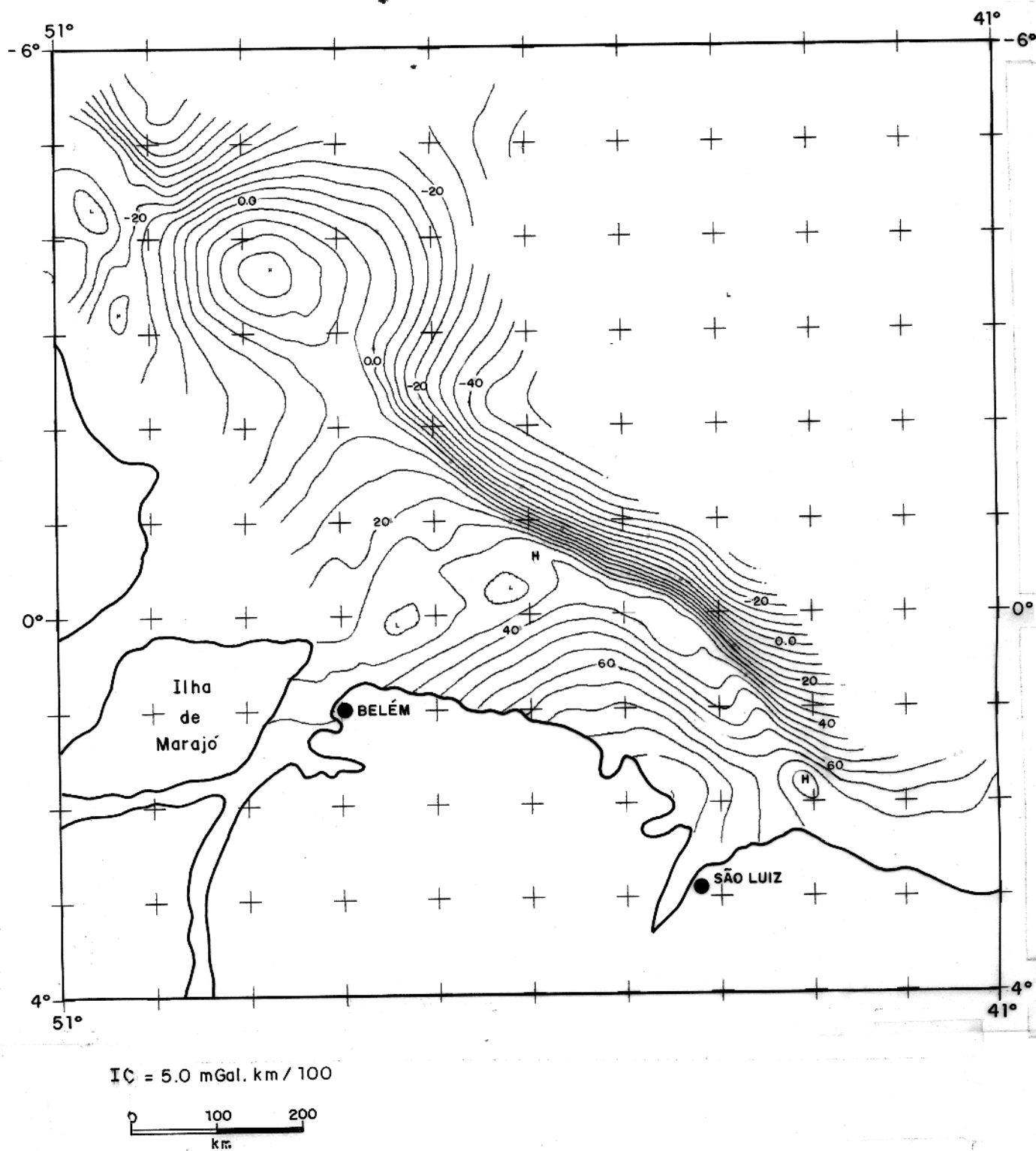


Fig. 5.10 - Superfície do potencial $U_N(x, y)$ para o levantamento Equant II. Intervalo de contorno de 5 mGal.km/100. O grid gerado foi 3km x 3km.

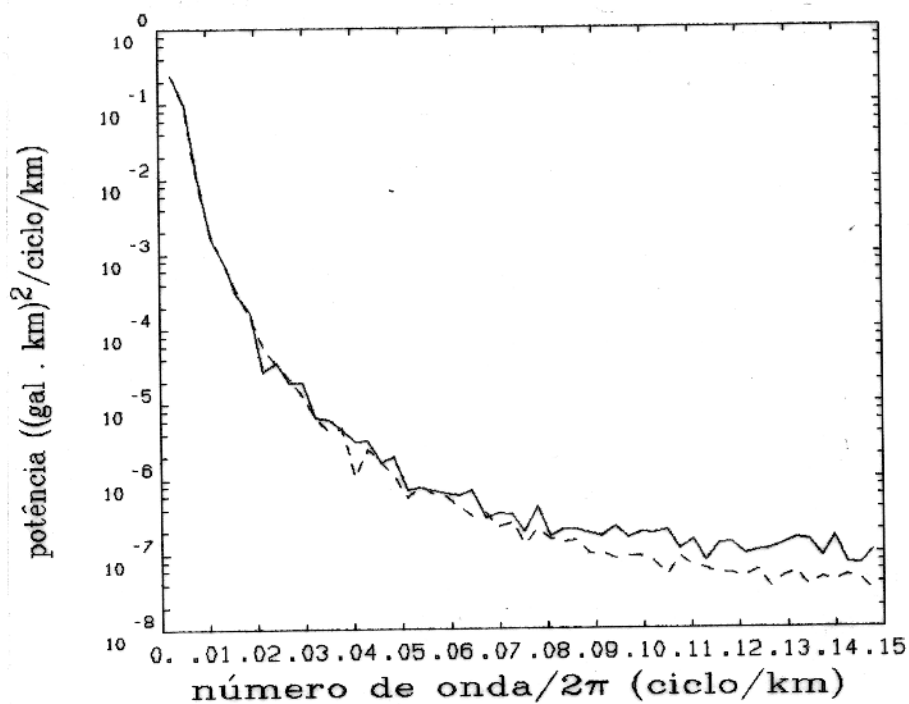


Fig.6.1- Espectros de potência para o potencial computado da "altura do mar" nivelada (U_s - linha contínua) e superfície do potencial gravimétrico (U_N - tracejada) no trecho delimitado pelo Equant II . Observa-se as grandes discordâncias entre as duas curvas em $\frac{k}{2\pi} > 0,09$ aproximadamente.

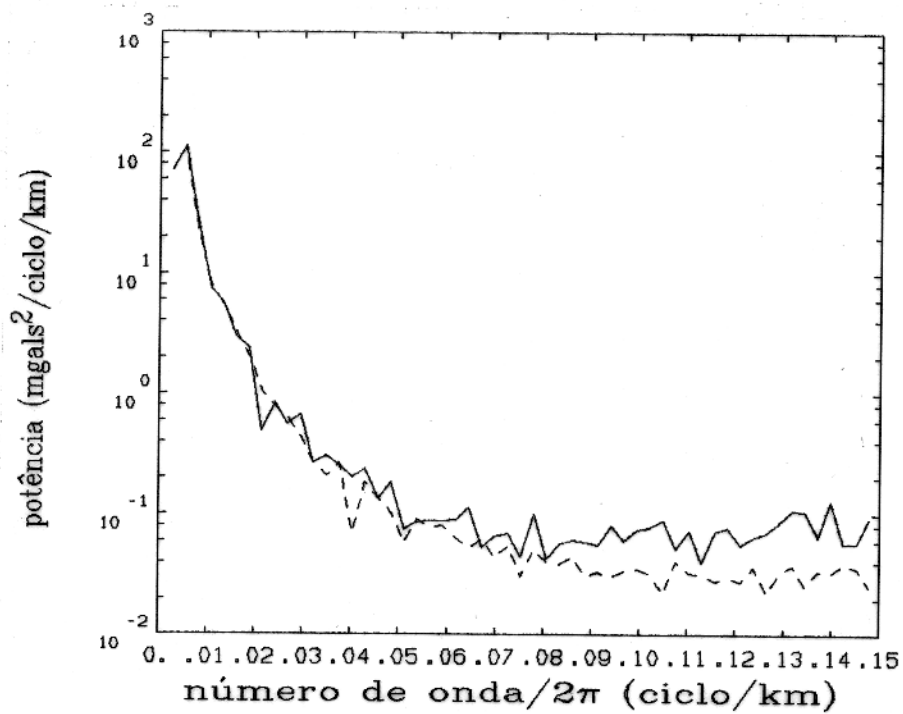


Fig.6.2- Espectros de potência para o desvio vertical x_{gR} (linha contínua) e derivada horizontal do potencial gravimétrico (linha tracejada) no trecho delimitado pelo Equant II. Observa-se as grandes discordâncias entre as duas curvas em $\frac{k}{2\pi} > 0,09$ aproximadamente.

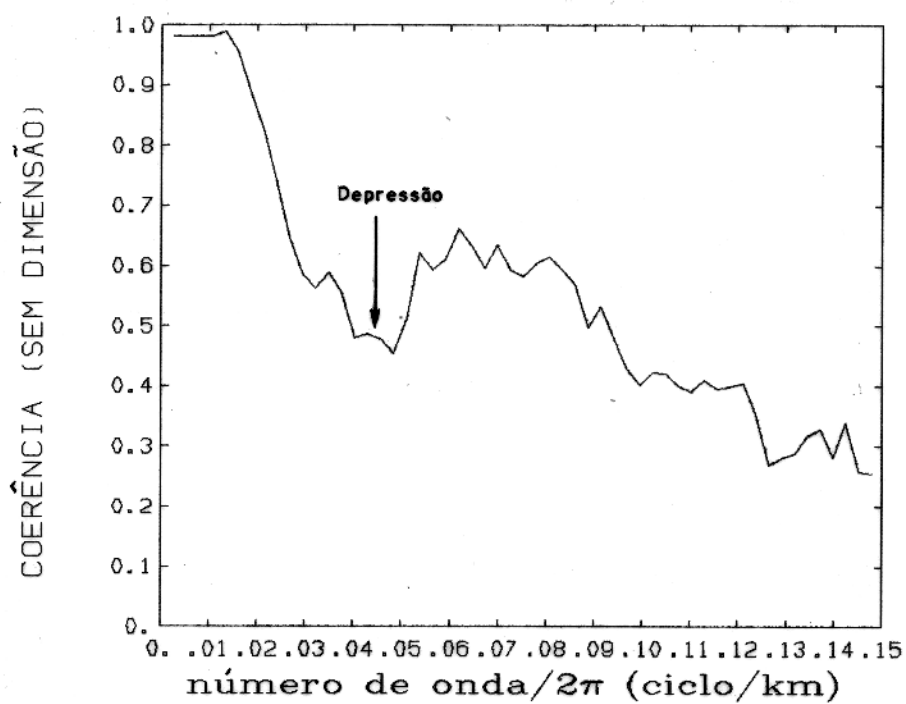


Fig.6.3- Coerência espectral entre as variáveis potencial computado da "altura do mar" nivelada (U_s) e potencial gravimétrico na área do levantamento Equant II (U_N). Observa-se uma depressão na faixa 0,03 ciclo/km à 0,05 ciclo/km , ocasionado provavelmente pelos efeitos "aliasing".

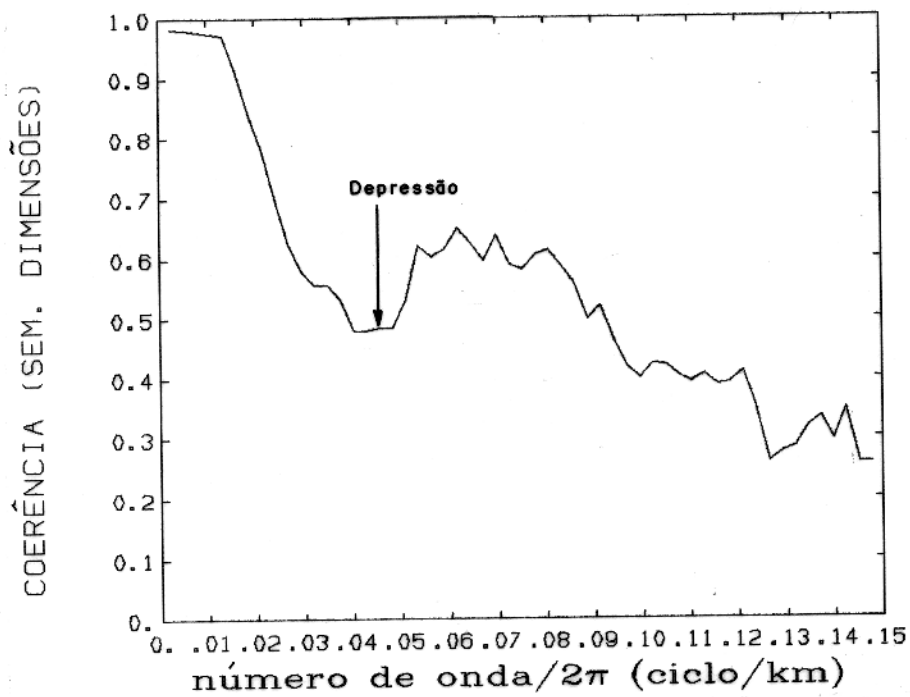


Fig. 6.4 - Coerência espectral entre as variáveis desvio vertical ($\frac{\partial h}{\partial x} \times gR$) e derivada horizontal do potencial ($\frac{\partial U}{\partial x}$) na área do levantamento Equant II. Observa-se uma depressão na faixa 0,03 ciclo/km à 0,05 ciclo/km, ocasionado provavelmente pelos efeitos "aliasing".

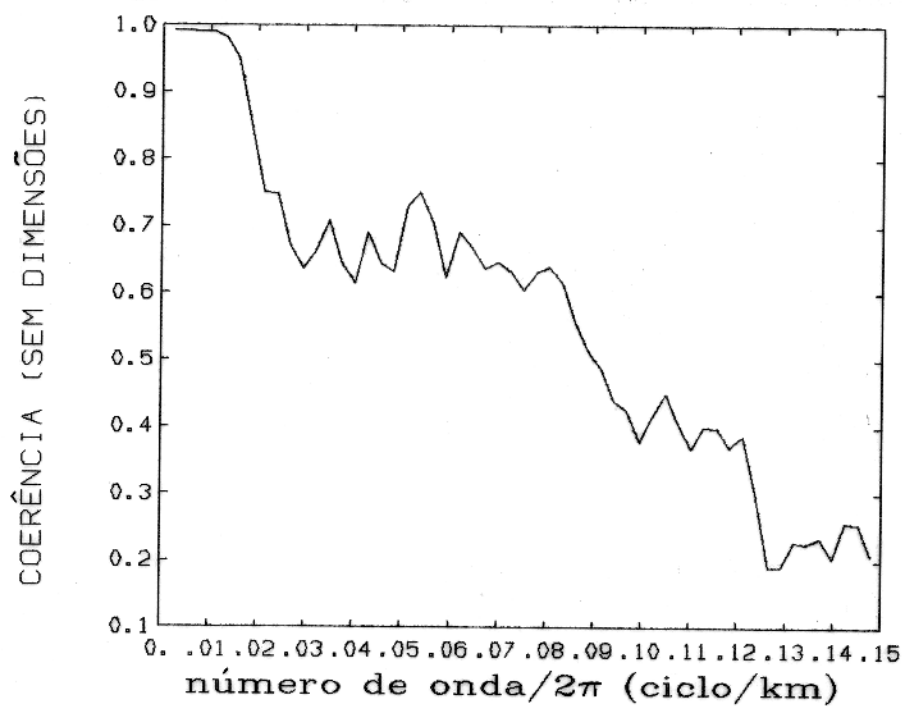


Fig. 6.5 - Coerência espectral entre as variáveis potencial computado da "altura do mar" nivelada (U_s) e superfície do potencial gravimétrico na área do levantamento Equant II (U_N). Observe a ausência da depressão encontrada nas Figs. 6.3 e 6.4. Neste caso, o espectro foi calculado somente com seis faixas excluindo as faixas colineares com alinhamentos estruturais anômalos existentes nos mapas $U_N(x, y)$ do litoral delimitado pelo Equant II.

ANEXO "A"

UNIVERSITY OF CALIFORNIA, SAN DIEGO

BERKELEY • DAVIS • IRVINE • LOS ANGELES • RIVERSIDE • SAN DIEGO • SAN FRANCISCO



SANTA BARBARA • SANTA CRUZ

SCRIPPS INSTITUTION OF OCEANOGRAPHY

GEOLOGICAL RESEARCH DIVISION
LA JOLLA, CALIFORNIA 92093

Mr. Ron Buhmann
Natl. Geophysical. Data Center
NOAA
325 Broadway
Boulder, CO
80302

April 21, 1990

Dear Mr. Buhmann

I would like to submit this data tape for distribution by NGDC. It contains precise geoid and gravity anomaly profiles which were constructed from the average of 44 repeat cycles of Geosat altimetry. The one page document and figure describe and show exactly what is on the data tape. The enclosed research article describes how the average profiles were constructed from the original Geophysical Data Records (also distributed by NOAA).

Last November you received a call from John Phibbs at UNOCAL requesting these data. I promised you the tape by December; well it is a little late.

Please let me know if the tape characteristics are OK and if the documentation is sufficient. Thank you.

Sincerely, .

David T. Sandwell
Associate Professor
(619) 534-7109