

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

Gilberto Gagg

*Emprego de dados gravimétricos e de altimetria por
satélite como subsídio à análise morfoestrutural na
região da Bacia de Pelotas - Rio Grande do Sul*

Porto Alegre
Outubro de 2014

GILBERTO GAGG

Emprego de dados gravimétricos e de altimetria por satélite como subsídio à análise morfoestrutural na região da Bacia de Pelotas - Rio Grande do Sul

Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do
Título de Doutor em Ciências

Orientador

Prof. Dr. Iran Carlos Stalliviere Corrêa

Co-orientador

Prof. Dr. Sérgio Florêncio de Souza

Banca Examinadora

Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari

Prof. Dr. Jorge Luiz Barbosa da Silva

Prof. Dr. Ricardo Baitelli

Outubro 2014

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Gagg, Gilberto

Emprego de dados gravimétricos e de altimetria por satélite como subsídio à análise morfoestrutural na região da Bacia de Pelotas - Rio Grande do Sul . / Gilberto Gagg. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2014. [150 f.] il.

Tese (Doutorado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2014.

Orientador(es): Iran Carlos Stalliviere Corrêa
Coorientador(es): Sérgio Florêncio de Souza

1. Análise morfoestrutural. 2. Batimetria. 3. Anomalias Bouguer. 4. Dados de satélite. I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Veleida Ana Blank CRB 10/571

À minha esposa Eliana

e minhas filhas

Giuliana e Elizabeth

AGRADECIMENTOS

A Deus, porto seguro de todas as horas, razão da minha existência.

À minha família querida: minha amada esposa Eliana, pelo amor, incentivo e paciência; minhas filhas preciosas Giuliana e Elizabeth, pelo carinho e compreensão.

Aos meus pais Heinz (in memoriam) e Gertrudes, que com sua simplicidade e dignidade contribuíram nesta conquista.

Aos meus irmãos Ismar e Eduardo, pela torcida e pela união.

Ao Prof. Dr. Iran Carlos Stalliviere Corrêa pela orientação e também apoio e colaboração para o desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Prof. Dr. Sérgio Florêncio de Souza, pela co-orientação, valiosas críticas e sugestões na elaboração deste trabalho, além das preciosas dicas com o *Surfer*.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul, através do Programa de Pós-Graduação em Geociências – PPGeo, que propiciou o ambiente de pesquisa adequado e pela formação recebida.

Ao Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica – CECO, da UFRGS pela oportunidade de desenvolver esta pesquisa, e aos professores pelo conhecimento transmitido.

Ao Laboratório de Geodésia – LAGEO, da UFRGS, pelo suporte em atividades computacionais, através do técnico Hélio Vist e do bolsista Guilherme Anflor.

Ao técnico Robson Aquino pelo auxílio na coleta de dados gravimétricos de campo e posterior processamento dos mesmos.

Aos Profs. Jair Weschenfelder e Ricardo Baitelli pelo empréstimo de materiais e bibliografias utilizados neste trabalho, bem como ao suporte em trabalhos de campo.

Aos Profs. Michelle Monguilhott, Norberto Dani e Guilherme de Oliveira e aos Eng. Cartógrafos Álvaro Perini e Elen de Lima, pelo auxílio com o *software* ArcGIS.

À Profa. Maria Luiza Correa da Câmara Rosa pela discussão de abordagem geológica bastante oportuna.

Ao Prof. André Sampaio Mexias, pelo auxílio nas etapas de conclusão deste trabalho.

Às bibliotecárias Veleida Ana Blank e Renata Cristina Grun pela revisão e adequação das referências e dicas na formatação deste trabalho.

Aos Profs. Ricardo Baitelli e Andrea Lopes Yescheck pelo auxílio no abstract.

Aos colegas e professores do Departamento de Geodésia que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

Dados de gravimetria e de altimetria por satélite foram usados como subsídio à análise morfoestrutural na região da Bacia de Pelotas-RS. Na abordagem gravimétrica foi usado o modelo geopotencial EGM2008 através das anomalias *Bouguer* e na abordagem batimétrica foi usado o modelo global DTU10BAT. Através dos mapas de anomalias *Bouguer* e perfis gravimétricos gerados, verificou-se que as anomalias *Bouguer* aumentam positivamente da costa em direção às maiores profundidades oceânicas, o que caracteriza um progressivo afinamento crustal associado à deriva continental. O comportamento das anomalias *Bouguer* obtidas por dados satelitais evidenciaram a presença de uma ruptura conhecida como Charneira Albo-aptiana na plataforma continental. A incidência de valores de anomalias significativamente positivas na região do Baixo de Mostardas sugere a presença de uma massa de maior densidade nesta região. A resolução dos dados gravimétricos utilizados não permitiu evidenciar a presença de paleocanais na região, sendo necessária uma maior resolução espacial, associada a outros métodos de investigação. O uso de dados de altimetria por satélite (modelo DTU10BAT) permitiu a análise batimétrica da plataforma continental e a investigação da configuração morfológica da região, que foi dividida em três faixas: Torres-Farol Solidão, Farol Solidão-Farol da Conceição e Farol da Conceição-Farol Sarita. Foi gerado um modelo teórico e comparado com o modelo DTU10BAT na geração do mapa de anomalias batimétricas. Os eixos de anomalias batimétricas negativos identificados estão frequentemente associados à direção de paleodrenagens, assim como as anomalias positivas tem relação com linhas de paleoestabilizações do nível do mar ou altos estruturais. Foi definida uma sequência de descontinuidades na altura do Farol da Conceição que apresentou expressiva coincidência com paleocanais delineados na mesma região através de outros estudos. Todos os dados foram processados e integrados em um sistema de informações geográficas. Os dados gravimétricos e batimétricos oriundos de missões satelitais são uma grande ferramenta nos estudos regionais para áreas que envolvam aplicações geológicas e mesmo oceanográficas.

Palavras-chave: análise morfoestrutural, batimetria, anomalias *Bouguer*, dados de satélite.

ABSTRACT

Data from satellite altimetry and gravity were used to the morphostructural analysis in the Pelotas Basin-RS region. The EGM2008 geopotential model through the Bouguer anomalies was used in the gravimetric approach and the DTU10BAT global model was used in the bathymetric approach. Through the Bouguer anomalies maps and the gravimetric profiles that were generated, it was observed that Bouguer anomalies increase positively from coast towards to the major ocean depths, what characterizes a progressive crustal thinning associated with the continental drift. The behavior of the Bouguer anomalies obtained from satellite data showed the presence of a rupture, known as Charneira Albo-Aptiana, on the continental shelf. The incidence of significant positive anomalies values on the Baixo de Mostardas region suggests the presence of a higher-density mass in this region. Because of the resolution of the gravimetric data used in this research was not enough, it was not possible to show the presence of paleochannels in the region, requiring a greater spatial resolution data, associated with other methods of investigation. The use of satellite altimetric data (model DTU10BAT) allowed the bathymetric analysis of the continental shelf and the research of morphological configuration of the region, which was divided into three areas: Torres- Solidão Lighthouse, Solidão Lighthouse-Conceição Lighthouse and Conceição Lighthouse-Sarita Lighthouse. A theoretical model was generated and it was compared with the DTU10BAT model in the generation of the bathymetric anomalies map. The axes of negative bathymetric anomalies identified are often associated with the direction of paleochannels, as well as the positive anomalies are related to lines of sea level paleostabilizations or structural highs. It was defined a sequence of discontinuities at the Conceição Lighthouse proximities which presented a significant coincidence with paleochannels that were delineated in the same region through other studies. The data were processed and integrated in a geographic information system. Gravimetric and bathymetric data from satellite missions are an important tool in regional studies for areas that involve geological and oceanographic applications.

Keywords: morphostructural analysis, bathymetry, Bouguer anomalies, satellite data.

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 – Localização da área de estudo	21
Figura 4.1 – Bacia de Pelotas e área continental adjacente. Fisiografia e principais estruturas geológicas do Rio Grande do Sul e Uruguai	25
Figura 4.2 – Mapa geológico simplificado da planície costeira do Rio Grande do Sul, com a distribuição dos principais sistemas deposicionais	29
Figura 4.3 – Perfil Esquemático Transversal aos sistemas deposicionais da planície costeira do Rio Grande do Sul	30
Figura 4.4 – Esquema representativo de transgressão e regressão	31
Figura 4.5 – Unidades Geomorfológicas do Rio Grande do Sul	32
Figura 4.6 – Mosaico de imagens de satélite da costa sul-rio-grandense e curvas batimétricas	35
Figura 4.7 – Sequência estratigráfica em ambiente costeiro	38
Figura 4.8 – Sistemas de paleodrenagens identificados por sísmica	41
Figura 5.1 – Geoide, elipsoide e potenciais envolvidos	48
Figura 5.2 – Coordenadas esféricas e retangulares	50
Figura 5.3 – Gravidade real e gravidade teórica	53
Figura 5.4 – Platô de <i>Bouguer</i>	55
Figura 5.5 – GRACE: Conceito da Missão	60
Figura 5.6 – Satélites das missões CHAMP, GRACE e GOCE	61
Figura 6.1 – GEBCO-1 – Batimetria Global	67
Figura 6.2 – Princípio da altimetria por satélites	72
Figura 6.3 – Altura da superfície do mar medida a partir do espaço: batimetria derivada de satélites	76
Figura 6.4 – Inclinação induzida da superfície do mar produzida por um monte submarino	77
Figura 6.5 – Missões GEOSAT e ERS-1	79
Figura 6.6 – Amostra do padrão de “ <i>ground-track</i> ” de algumas missões altimétricas sobre as ilhas do Hawaii	79
Figura 6.7 – Visualização da densidade de rastreamento do GEOSAT GM (15 meses) ERS-1 GM (11 meses)	80
Figura 6.8 – Modelo Batimétrico DTU10BAT	83

Figura 6.9 – Modelo DTU10BAT – parte sul da América do Sul	83
Figura 7.1 – Distribuição dos pontos gravimétricos no estado do Rio Grande do Sul	86
Figura 7.2 – Estações base do levantamento gravimétrico: Estação de Mostardas – 91976 e RN do Exército, localizada na Biblioteca Pública de Osório	87
Figura 7.3 – Distribuição dos pontos gravimétricos do modelo EGM2008	90
Figura 7.4 (a) – Curvas de anomalia <i>Bouguer</i> com arquivo EGM2008	91
Figura 7.4 (b)– Arquivo “blanqueado” para inserção de dados de campo para o interior do RS	91
Figura 7.5 – Curvas de anomalia <i>Bouguer</i> com arquivo “EGM2008 e campo”	91
Figura 7.6 – Distribuição dos pontos gravimétricos “EGM2008 e campo”	92
Figura 7.7 – Modelo Batimétrico Real da região de estudo	94
Figura 7.8 – Modelo Batimétrico Teórico	97
Figura 7.9 – Identificação de pontos de anomalias batimétricas	98
Figura 7.10 – Distribuição das anomalias batimétricas	99
Figura 8.1 – Anomalia <i>Bouguer</i> para o estado do RS – Dados do EGM2008	102
Figura 8.2 – Anomalia <i>Bouguer</i> para o estado do RS – Dados EGM2008 e Campo	103
Figura 8.3 – Mapa de classes de anomalia <i>Bouguer</i> com dados EGM2008 e isóbatas de 10 em 10 m	104
Figura 8.4 – Mapa de classes de anomalia <i>Bouguer</i> (dados EGM2008) e linhas de perfil	106
Figura 8.5 – Mapa de classes de anomalia <i>Bouguer</i> (dados EGM2008 e campo) e linhas de perfil	107
Figura 8.6 – Perfil Linha A-B – Gravimetria EGM2008 versus dados mistos	108
Figura 8.7 – Perfil Linha C-D – Gravimetria EGM2008 versus dados mistos	109
Figura 8.8 – Perfil Linha E-F – Gravimetria EGM2008 versus dados mistos	109
Figura 8.9 – Perfil Linha G-H – Gravimetria EGM2008 versus dados mistos	110
Figura 8.10 – Perfil Linha I-J – Gravimetria EGM2008 versus dados mistos	111
Figura 8.11 – Perfil Linha K-L – Gravimetria	111
Figura 8.12 – Perfil Linha M-N – Gravimetria	112
Figura 8.13 – Perfil Linhas O-P e Q-R – Gravimetria	112
Figura 8.14 – Perfil Linha Q-N – Gravimetria	113
Figura 8.15 – Perfil Linhas S-T e U-V – Gravimetria	113

Figura 8.16 – Perfil Linha X-Z – Gravimetria	113
Figura 8.17 – Perfil Linha W-Y – Gravimetria	114
Figura 8.18 – Perfil Linha 1-2 – Gravimetria	114
Figura 8.19 – Perfil Linha 3-4 – Gravimetria	115
Figura 8.20 – Perfil Linha 5-6 – Gravimetria	115
Figura 8.21 – Perfil Linha 3-Z – Gravimetria	115
Figura 8.22 – Mapa de classes de anomalia <i>Bouguer</i> (EGM2008), com dados integrados de Corrêa 1990	117
Figura 8.23– Mapa de classes de anomalia <i>Bouguer</i> com provável localização da suposta massa carbonática	119
Figura 8.24– Seção geológica com indicação da suposta massa carbonática	120
Figura 8.25 – Mapa de classes de anomalias e distribuição dos eixos de anomalias batimétricas	121
Figura 8.26 – Posição de eixo de anomalia batimétrica negativa	123
Figura 8.27 – Posição de eixo de anomalia batimétrica positiva	124
Figura 8.28 – Mapa de classes de anomalia batimétrica e posição das linhas de perfis	126
Figura 8.29 – Perfil Linhas A-B e C-D parcial – Batimetria	127
Figura 8.30 – Perfil Linha E-F parcial – Batimetria	127
Figura 8.31 – Perfil Linha G-H parcial – Batimetria	127
Figura 8.32 – Perfil Linha I-J parcial – Batimetria	128
Figura 8.33 – Perfil Linha K-L – Batimetria	128
Figura 8.34 – Perfil Linha M-N – Batimetria	129
Figura 8.35 – Perfis Linhas O-P e Q-R – Batimetria	129
Figura 8.36 – Perfil Linha Q-N – Batimetria	129
Figura 8.37 – Perfis Linhas S-T e U-V – Batimetria	130
Figura 8.38 – Perfil Linha X-Z – Batimetria	130
Figura 8.39 – Perfil Linha W-Y – Batimetria	130
Figura 8.40 – Perfil Linha 1-2 – Batimetria	131
Figura 8.41 – Perfil Linha 3-4 – Batimetria	131
Figura 8.42 – Perfil Linha 5-6 – Batimetria	131
Figura 8.43 – Perfil Linha 3-Z – Batimetria	132

LISTA DE QUADROS

Quadro 4.1 – Escala do Tempo Geológico	22
Quadro 5.1 – Parâmetros usados no EGM2008	65
Quadro 6.1 – Características principais das missões GEOSAT e ERS-1 (GM)	80

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

BNDG - Banco Nacional de Dados Gravimétricos Terrestres
CBM - Confluência Brasil Malvinas
CHAMP - *Challenging Mini-Satellite Payload*
CPRM - Serviço Geológico do Brasil
DGPS - Sistema de Posicionamento Global Diferencial
DLR - *Deutsche Forschungsanstalt für Luft und Raumfahrt*
DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral
DNSC - *Danish National Space Center*
DORIS - *Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite*
DOT - *Dynamic Ocean Topographic*
DTM2006 - *Digital Terrain Model 2006*
DTU Space - Instituto Nacional Espacial da Dinamarca
DTU10-BAT - *Global Bathymetry Model 2010*
DTU10-GRA - *Global Gravity Field Model 2010*
DTU10-TIDEMODEL - *Global Ocean Tide Model 2010*
DTU10-MDT - *Global Mean Dynamic topography 2010*
DTU10-MSS - *Global Mean Sea Surface 2010*
EIGEN - *European Improved Gravity model of the Earth by New techniques*
EIGEN-CG03C, EIGEN-GL04C, EIGEN-CG05C - Modelos gravimétricos combinados globais
EGM96 - *Earth Gravitational Model 1996*
EGM2008 - *Earth Gravitational Model 2008*
EGU 2008 - *European Geosciences Union General Assembly, Viena - 2008*
ENVISAT - *Environmental Satellite*
ERM - *Exact Repeat Mission*
ERS - *European Remote Sensing Satellite*
ESA - *European Space Agency*
ESRI - *Environmental Systems Research Institute*
FFT - *Fast Fourier Transform*
GEBCO - *General Bathymetric Chart of the Oceans*
GEOSAT - *GEOdetic SATellite*
GFO - *GEOSAT Follow-On Satellite*
GFZ - *Geoforschungszentrum Potsdam*
GM - *Geodetic Mission*
GNSS - *Global Navigation Satellite System*
GPS - *Global Positioning System*
GOCE - *Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer*
GRACE - *Gravity Recovery And Climate Experiment*
GRS - *Geodetic Reference System*
GRS80 - *Geodetic Reference System 1980*
IAG - *International Association of Geodesy*
IAG/USP - Instituto de Astronomia e Geofísica – Universidade de São Paulo
IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ICESat - *Ice, Cloud, and land Elevation Satellite*
ICGEM - *International Centre for Global Earth Models*
IDW - *Inverse Distance Weighted*
IG-UFRGS - Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

IGeS - *International Geoid Service*
IGFS - *International Gravity Field Service*
KBR - *K-Band Ranging System*
LAGEO - Laboratório de Pesquisas em Geodesia da UFRGS
MAPGEO2010 - Modelo Geoidal Brasileiro 2010
MDT - Modelo Digital do Terreno
MGGs - Modelos Globais do Geopotencial
MSS - *Mean Sea Surface*
NASA - *National Aeronautic and Space Administration*
NGA - *National Geospatial-Intelligence Agency*
NIMA - *National Imagery and Mapping Agency*
NMM - Nível Médio do Mar
PGM2000A - *Preliminary Geopotential Model 2000A*
PGM2007A - *Preliminary Geopotential Model 2007*
RRNN - Referências de Nível
PETROBRAS - Petróleo do Brasil S.A.
RGFB - Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira
RS - Rio Grande do Sul
RTM - Modelagem Residual do Terreno
SAR - Radar de abertura sintética
SENH - *Solid Earth and Natural Hazards*
SGB - Sistema Geodésico Brasileiro
SIG - Sistema de Informações Geográficas
SIRGAS2000 - Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas 2000
SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*
SSH - *Sea Surface Height*
STR - *Scientific Technical Report*
TD - Topografia Dinâmica
TDM - Topografia Dinâmica Média
TIN - *Triangular Irregular Network*
TNMM - Topografia do Nível Médio do Mar
TOPEX/Poseidon - *Topography Experiment/Poseidon*
UFPR - Universidade Federal do Paraná
UFRGS - Universidade Federal do Rio Grande do Sul
UTCSR - *University of Texas Center for Space Research*
UTM - *Universal Transverso Mercator*
WGS84 - *World Geodetic System 1984*

LISTA DE SÍMBOLOS

- F** – Vetor força de atração
G – Constante gravitacional newtoniana
 m_1 e m_2 – Massas dos pontos 1 e 2 respectivamente
 l – Distância que separa os pontos 1 e 2
 m – Massa do corpo
V – Potencial gravitacional ou de atração
grad – Operador gradiente
F – Força de atração
 F_x, F_y, F_z – Componentes cartesianas de **F**
 Δ – Operador laplaciano
 $\left(\frac{\partial V}{\partial x}\right), \left(\frac{\partial V}{\partial y}\right), \left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)$ – Derivadas segundo os eixos coordenados
 ρ – Densidade de massa
 w – Velocidade angular da Terra
 ϕ – Potencial centrífugo
W – Potencial de gravidade da Terra real (geopotencial)
C – Vetor força centrífuga
 Δ – Laplaciano
H – Altitude ortométrica
 h_t – Altitude elipsoidal (geométrica)
N – Ondulação geoidal
U – Esferopotencial produzido pela Terra normal
M – Massa da Terra
Z – Potencial de atração
T – Potencial perturbador
 r – Raio vetor
 θ – Distância polar ou colatitude
 φ – Latitude geodésica
 (x,y,z) – Coordenadas cartesianas
 λ – Longitude geodésica
 γ – Vetor gravidade normal no elipsoide
R – Raio da esfera
T – Potencial perturbador
Pnm – Funções de Legendre
 C_{nm}, S_{nm} – Coeficientes plenamente normalizados do potencial anômalo
 n, m – Grau e ordem do modelo geopotencial
 n_{max} – Grau máximo do modelo geopotencial
 Δg – Anomalias de gravidade
 f – achatamento do elipsoide
C – Força centrífuga
G – constante gravitacional de Newton
V – Vertical
 n – Normal
 ψ – Distância esférica
 W_0 – Potencial de gravidade no geoide
 U_0 – Potencial normal no elipsoide

g – Gravidade real
 ΔT – Laplaciano de T
 Δg_{al} – Anomalia ar livre
 C_{BS} – Correção de *Bouguer* simples
 C_B – Correção completa de *Bouguer*
 g_B – Gravidade *Bouguer*
 Δg_{al} – Anomalia ar livre
 Δg_{Bl} – Anomalia *Bouguer*
 ρ_r, ρ_a – Densidade da rocha e da água respectivamente
 z – Profundidade
 Δg_{cl} – Anomalia da gravidade clássica
 Δg_{sa} – Aproximação esférica da anomalia da gravidade
 T_e – Espessura elástica efetiva da litosfera
 a – Semi-eixo maior do elipsoide
 GM – Constante gravitacional geocêntrica
 $C_{2,0}$ – Coeficiente zonal de segundo grau
 R_S – *Range* (medida do radar altímetro)
 c – Velocidade de propagação da luz no vácuo
 Δt – Tempo de percurso do sinal de ida e volta
 h_S – Altitude do satélite
 R – Distância entre o satélite e a superfície do mar
 ζ – Topografia oceânica
 TD ou TO – Topografia dinâmica ou oceânica
 e – Erro total
 $e_{órbita}$ – Erro de órbita radial
 $e_{marés}$ – Erro devido ao sinal residual de marés
 e_{range} – Erro na correção da medida R_S (referente ao atraso atmosférico)
 $e_{retrack}$ – Erro devido ao *retracking*
 $e_{ruído}$ – Ruído de medição
 N_{REF} – Modelo geoidal de referência
 ΔN – Altura geoidal residual

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	17
2. OBJETIVOS	19
2.1 Objetivo Geral	19
2.2 Objetivos Específicos	19
3. DEFINIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	20
4. CARACTERIZAÇÃO E EVOLUÇÃO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO	22
4.1 Província Costeira do Rio Grande do Sul	23
4.2 Bacia de Pelotas	24
4.3 Planície Costeira do Rio Grande do Sul	26
4.4 Plataforma Continental do Rio Grande do Sul	33
4.5 Paleocanais	37
5. GRAVIMETRIA NA IDENTIFICAÇÃO DE FEIÇÕES GEOLÓGICAS	42
5.1 Fundamentos Teóricos	44
5.1.1 Teoria do Potencial	45
5.1.2 Campo da Gravidade Terrestre	46
5.1.3 Esferopotencial e Potencial Perturbador	48
5.1.4 Anomalias Gravimétricas	52
5.1.4.1 Anomalia Ar-livre	53
5.1.4.2 Anomalia <i>Bouguer</i>	54
5.2 Emprego de Dados de Satélites Artificiais: Missões Gravimétricas	57
5.2.1 Missões Gravimétricas CHAMP, GRACE e GOCE	58
5.2.2 O Modelo EGM2008	63
6. BATIMETRIA	66
6.1 Altimetria por satélites	68
6.1.1 Princípio de Medição	70
6.2 Batimetria a partir do espaço	75
6.3 Missões GEOSAT e ERS-1	77
6.4 O Modelo DTU10BAT	81
7. DADOS UTILIZADOS E METODOLOGIA	85
7.1 Análise Gravimétrica	85

7.1.1	Dados Gravimétricos Terrestres de Campo	85
7.1.2	Dados das Missões Gravimétricas	89
7.1.3	Metodologia empregada para análise gravimétrica	90
7.2	Análise Batimétrica	93
7.2.1	Modelo Batimétrico Real extraído do modelo DTU10BAT	93
7.2.2	Metodologia empregada na análise batimétrica	95
7.2.2.1	Superfície Teórica	95
7.2.2.2	Elaboração da Superfície Regional Teórica	96
7.2.2.3	Obtenção das anomalias batimétricas regionais	97
8.	ANÁLISE MORFOESTRUTURAL: RESULTADOS OBTIDOS.....	101
8.1	Comparação de classes de anomalia <i>Bouguer</i> do estado do RS obtidas com dados do modelo EGM2008 versus dados mistos (EGM2008 e campo)	101
8.2	Classes de anomalia <i>Bouguer</i> com dados do modelo EGM2008 e a batimetria da região de estudo	104
8.3	Análise dos perfis gravimétricos gerados a partir de classes de anomalia <i>Bouguer</i> obtidas com dados do modelo EGM2008 versus dados mistos (EGM2008 e campo) para a região de estudo	105
8.4	Mapa de classes de anomalia <i>Bouguer</i> integrado com feições geológicas	116
8.5	Delineamento das classes e eixos de anomalias batimétricas regionais e descontinuidades	116
8.6	Análise das anomalias regionais e descontinuidades	120
8.7	Análise dos perfis batimétricos	123
9.	CONCLUSÕES	133
	REFERÊNCIAS	137

1. INTRODUÇÃO

O homem procura conhecer cada vez melhor o planeta em que vive, seja para otimizar a exploração dos seus recursos, compreender comportamentos cíclicos, ou para preservar equilíbrios ambientais sensíveis, entre outros. Investigações científicas que envolvem a terra, os oceanos, a atmosfera e suas interações são extremamente importantes sob o aspecto de impactos na sociedade, na economia, no ambiente, etc.

Estudos específicos realizados em regiões costeiras do globo são relevantes, uma vez que estas regiões concentram grande parte da população do planeta. Entender como se processa a sua dinâmica, quais são suas origens e características específicas, como se desenvolveu sua evolução, são tarefas que envolvem estudos de diversas áreas, entre elas geológica, geomorfológica, oceanográfica, geofísica, etc.

Numa abordagem geológica, estudos em regiões costeiras implicam em identificar e conhecer todas as variáveis envolvidas desde o seu condicionamento pretérito (evolução costeira) até o atual (morfodinâmica costeira), o que envolve a investigação de interações continente-oceano e interferências da biosfera no ambiente (FONSECA, 2006).

Como afirma Coutinho (1996), o conhecimento da geologia da costa é essencial na compreensão da morfologia, estrutura e distribuição dos sedimentos da parte submersa. O fato de existirem alinhamentos estruturais reconhecíveis nas rochas continentais também encontrados nas plataformas ou taludes, assim como a constatação de altos fundos na margem continental evidenciado por estudos da petrologia e da idade das atividades vulcânicas no continente adjacente, são exemplos que demonstram a vinculação entre a costa e regiões vizinhas.

Análises morfo-estruturais baseadas em dados de gravimetria e também de batimetria da plataforma continental para certa região possibilitam a caracterização da mesma, bem como podem revelar indícios de como foi sua evolução.

A maior parte das informações usadas nos estudos citados anteriormente sempre consistiu de levantamentos de campo, sejam eles gravimétricos, batimétricos, magnetométricos, sísmicos, etc. Os dados obtidos através de missões de satélite vêm revolucionando os estudos e trabalhos diversos tanto na área do posicionamento global, como do sensoriamento remoto para fins de mapeamento e atualização cartográfica. Dados de gravimetria e altimetria por satélites auxiliam em estudos sobre a caracterização, evolução e o comportamento da crosta terrestre, tanto para áreas continentais como oceânicas.

O Atlântico Sul é uma região relativamente pobre em informações oceanográficas “*in situ*”. Neste contexto, o Brasil possui um mar territorial imenso e uma extensa linha de costa, cujo estudo apoiado na oceanografia convencional baseada em dados “*in situ*” carece de investimentos, ao passo que dados coletados por altímetros e sensores a bordo de satélites constituem-se numa alternativa viável, fornecendo dados com boa resolução espacial e temporal, inclusive para regiões de difícil acesso. Desta forma, novas missões de satélites vêm sendo lançadas nos últimos anos para coletar dados ambientais globais para suporte a vários estudos, sendo alguns deles usados nesta pesquisa.

Considerando a estrutura desta tese, no capítulo 2 são apresentados o objetivo geral e os objetivos específicos, ao passo que no capítulo 3 é apresentada a área de estudo com a definição dos polígonos específicos de trabalho.

O capítulo 4 trata da caracterização e evolução geológico-geomorfológica da área da Província Costeira do Rio Grande do Sul, mais especificamente da Bacia de Pelotas com sua planície costeira e plataforma continental adjacente.

O capítulo 5 aborda o uso da gravimetria na identificação de feições geológicas. Na fundamentação teórica da gravimetria, são apresentadas as anomalias gravimétricas, a caracterização de missões gravimétricas por satélite, e o modelo do geopotencial EGM2008 empregado neste trabalho.

No capítulo 6 é tratado o princípio da medição da altimetria por satélites, missões específicas envolvidas, além da caracterização do modelo global DTU10BAT.

O capítulo 7 trata dos dados utilizados e da metodologia empregada, dividindo-se em duas partes: análise gravimétrica e batimétrica. Na abordagem gravimétrica, são apresentados os dados gravimétricos de campo e os dados oriundos de missões gravimétricas satelitais, e a distribuição espacial de ambos. Na abordagem batimétrica são apresentados o modelo batimétrico real, bem como o modelo regional teórico elaborado para a área de estudo, além do processo de obtenção das anomalias batimétricas regionais.

No capítulo 8 são apresentados os resultados obtidos, compostos de mapas das classes de anomalia *Bouguer* geradas a partir de duas fontes de dados gravimétricos (dados de campo e de missões satelitais), perfis gravimétricos das linhas de estudo, mapas das classes e eixos de anomalias batimétricas regionais e descontinuidades e perfis batimétricos das linhas de estudo. A partir dos produtos gerados, é feita uma análise dos mesmos conforme os objetivos propostos.

No capítulo 9 são apresentadas as conclusões, bem como recomendações para trabalhos futuros.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Este estudo tem como objetivo geral o uso de dados gravimétricos e batimétricos, obtidos de missões de satélite na análise morfoestrutural na região da bacia de Pelotas.

2.2 Objetivos específicos

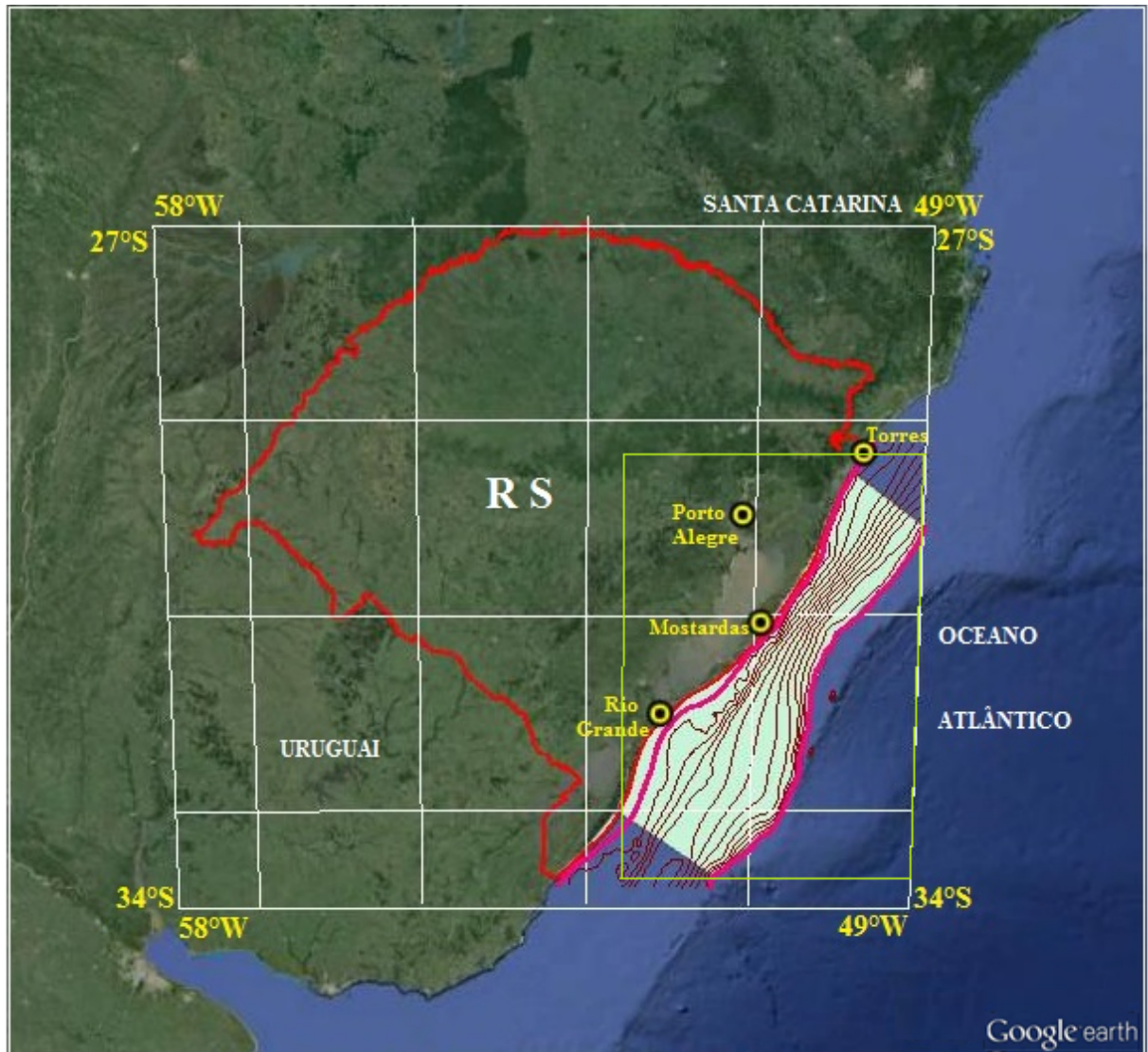
Os objetivos específicos deste estudo compreendem:

- a) apresentar a caracterização e evolução geológico-geomorfológica da área pesquisada.
- b) caracterização das missões gravimétricas satelitais e de altimetria por satélites cujos dados foram empregados neste estudo.
- c) avaliar o uso de dados gravimétricos das missões satelitais e também dados de campo na evidência de feições geológicas importantes, entre elas, os paleocanais.
- d) comparação das anomalias *Bouguer* obtidas com uso de dados de satélite versus dados mistos.
- e) determinar o comportamento gravimétrico através da geração das anomalias *Bouguer* e a partir de perfis gravimétricos na área de estudo.
- f) investigar a configuração morfoestrutural da área de estudo pelo emprego de dados batimétricos obtidos a partir de cartas batimétricas e por altimetria de satélites através do delineamento das classes e eixos de anomalias batimétricas regionais e análise de perfis batimétricos das linhas de estudo.

3. DEFINIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está inserida na planície costeira e plataforma continental adjacente do estado do Rio Grande do Sul - RS. Para a extração de dados gravimétricos das missões gravimétricas, foi definida uma grade de pontos a cada 5' (em torno de 10 km), para uma área definida pelo polígono situado entre as latitudes 27°S e 34°S, e longitudes 49°W e 58°W, que recobre todo o estado do Rio Grande do Sul, na qual a área principal de estudo está inclusa. Este polígono maior será usado na comparação dos resultados de anomalia *Bouguer* a partir dos dois diferentes tipos de dados. Mais especificamente, será estudada a área compreendida entre a cidade de Torres e a latitude 33°45'S e as longitudes 49°W e 52°30'W, área na qual estão situadas as diversas linhas de perfil usadas no presente estudo, nas análises gravimétricas e batimétrica. Na plataforma continental, a área de estudo para análise batimétrica se estende até a isóbata de -130 m, nas proximidades do limite entre a plataforma continental e o talude. Os dados batimétricos foram obtidos para a área definida entre as latitudes 29°S e 34°S e longitudes 49°W e 52°30'W. O polígono específico usado nos estudos da batimetria é delimitado entre as isóbatas de -10 m e -130 m, o qual é apresentado no capítulo 7. As isóbatas situadas fora deste intervalo foram editadas.

Na figura 3.1 é apresentada uma imagem (LANDSAT-*Land Remote Sensing Satellite*) do *Google Earth*, com a delimitação do estado do Rio Grande do Sul (em vermelho), os polígonos de estudo citados anteriormente, e a área útil usada na análise batimétrica. Nesta área útil são representadas as isóbatas -10 e -130 m em destaque, as quais constituem os limites do modelo batimétrico real, bem como as isóbatas mestras intermediárias (de 10 em 10 m).



Legenda







- | | | | |
|---|---|---|--|
|  | Contorno do estado do Rio Grande do Sul |  | Curvas mestras de 10 em 10 m |
|  | Isóbatas de -10 e -130 m |  | Cidades |
|  | Área de estudo - Batimetria |  | Área de localização das linhas de perfil |

Figura 3.1– Localização da área de estudo

4. CARACTERIZAÇÃO E EVOLUÇÃO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO

Neste capítulo serão apresentados aspectos importantes da caracterização, formação e evolução geológico-geomorfológica da bacia de Pelotas e da planície costeira do Rio Grande do Sul, além de informações sobre o clima, ondas e correntes, etc. A seguir é apresentado um quadro esquemático da escala de tempo geológico (Quadro 4.1), uma vez que serão feitas várias referências às eras e períodos geológicos.

Quadro 4.1– Escala do Tempo Geológico

Eon	Era	Período	Época	Tempo em milhões de anos	
Fanerozoico	Cenozoica	Quaternário	Holoceno		
			Pleistoceno	Fim do Pleistoceno 0,01Ma	
		Terciário	Neogeno	Plioceno	Fim do Neogeno 1,75 Ma
				Mioceno	
			Paleogeno	Oligoceno	Fim do Paleogeno 23,5 Ma
		Eoceno			
		Paleoceno			
		Mesozoica	Cretáceo		Fim do Mesozoico 65 Ma
			Jurássico		
	Triássico				
	Paleozoica	Permiano		Fim do Paleozoico 250 Ma	
		Carbonífero			
		Devoniano			
		Siluriano			
		Ordoviciano			
		Cambriano			
	Proterozoico	Pré-cambriano (88 % do tempo geológico)			Fim do Pré-cambriano 540Ma
	Arqueano				
	Hadeano				

Fonte: Adaptado de Winge, M. *et. al.* 2001. Glossário Geológico. Publicado na Internet em <http://www.unb.br/ig/glossario/> e <http://www.abagrp.cnpem.embrapa.br/areas/geologia.htm> Acessado em 03/07/2012.

O estado do Rio Grande do Sul-RS pode ser dividido em três domínios morfoestruturais, quais sejam: o Domínio Morfoestrutural das Bacias e Coberturas Sedimentares; o Domínio Morfoestrutural dos Embasamentos em Estilos Complexos e o Domínio Morfoestrutural dos Depósitos Sedimentares. Sob o aspecto geológico, este último é

representado pela Província Costeira, a qual é subdividida em planície costeira e plataforma continental. (RADAMBRASIL, 1986).

4.1 Província Costeira do Rio Grande do Sul

A Província Costeira do Rio Grande do Sul é uma unidade geomorfológica que congrega os depósitos sedimentares da bacia de Pelotas (Terras Baixas), e o embasamento adjacente (Terras Altas) (VILLWOCK, 1984).

Sob o aspecto morfodinâmico, a história da Província Costeira do Rio Grande do Sul remonta à era Mesozoica (Jurássico/Paleocretáceo), a partir de movimentos tectônicos que evoluíram para a ruptura do supercontinente Gondwana e posterior separação dos continentes africano e sul-americano com a abertura do Atlântico Sul. (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995).

A sequência evolutiva prossegue com uma segmentação na altura do paralelo 30°S, onde ocorreram processos geodinâmicos que desencadearam a instalação da bacia de Pelotas (FONSECA, 2006). Os processos tectônicos decorrentes da estruturação geológica da região resultaram na formação de dois grandes compartimentos geomorfológicos que integram a Província Costeira: Terras Altas e Terras Baixas. As Terras Altas compreende uma unidade basicamente constituída por rochas metamórficas e ígneas do Escudo Pré-Cambriano (complexo cristalino Pré-Cambriano), e pelas sequências sedimentares e vulcânicas, paleozoicas e mesozoicas da bacia do Paraná. A massa de sedimentos acumulada na bacia de Pelotas está assentada sobre rochas antigas que constituem seu embasamento (área fonte dos sedimentos), sendo que na sua maior parte é pertencente ao Escudo Sul-Rio-Grandense e Uruguaio, parte integrante da Plataforma Sul-Americana. As associações de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, apresentam origem, idade e evolução distintas, e encontram-se distribuídas num arranjo tecno-estratigráfico complexo, controlado por lineamentos regionais de orientação predominante NE-SW e NW-SE (ROISENBERG et al, 2008).

As Terras Baixas englobam a planície costeira e a plataforma continental (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995). A partir da dissecação do escudo e da bacia do Paraná, ocorreu a deposição de sedimentos clásticos terrígenos nas Terras Baixas, ocasionando a formação da bacia de Pelotas. O acúmulo e retrabalhamento dos sedimentos da parte norte da bacia de Pelotas, oriundos de processos erosivos das Terras Altas adjacentes

ocorridos desde o Cretáceo Inferior e ao longo da era Cenozoica, levou a geração de dois tipos de sistemas deposicionais: um sistema de leques aluviais, na porção mais interna da planície costeira e quatro sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira, na porção limítrofe com o oceano (ROISENBERG et al, 2008, TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000), detalhados no item 4.3.

Em outras palavras, após a fragmentação do supercontinente Gondwana, vários processos geodinâmicos superimpostos, entre eles tectonismo, glacio-eustasia, sedimentação, magmatismo e erosão, ocasionaram a mudança na paisagem até a atualidade, e no passado deram origem à bacia de Pelotas. A dinâmica destes processos que atuaram na porção crustal do sul do Brasil permitiu o delineamento da bacia marginal, acumulando em sua base mais de 12.000 m de rochas vulcânicas e sedimentos desde o período Cretáceo, quando houve o rompimento (FONSECA, 2006). Durante a era Cenozoica, concomitantemente aos sucessivos basculamentos em direção ao mar, sedimentos foram depositados em ambientes continentais, transicionais e marinhos da bacia de Pelotas (VILLWOCK & TOMAZELLI, 2007). Villwock (1994) afirma que, do ponto de vista tectônico, enquanto a costa sudeste do Brasil foi submetida à falhamentos e soerguimentos de blocos, a costa sul apresentou uma maior calma tectônica, que ocasionou, como já foi registrado, o aplainamento do embasamento e o desenvolvimento de uma ampla planície costeira.

4.2 Bacia de Pelotas

A bacia de Pelotas (figura 4.1) é uma bacia marginal do tipo aberta, distribuída por mais de 900 km no extremo sul da margem continental brasileira, entre os paralelos 28° e 34° sul aproximadamente, sendo a mais meridional das bacias marginais brasileiras. Possui uma área em território brasileiro, de aproximadamente 210.000 km², até a lâmina d'água de 2.000 m, sendo que cerca de 20% situa-se em região de embasamento raso na região emersa e na plataforma continental. Tem como limite ao norte, o Alto de Florianópolis, que a separa da bacia de Santos (GAMBOA & RABINOWITZ, 1981 e DIAS et al, 1994). O Alto de Polônio, situado em território uruguaio, constitui o seu limite ao sul, separando a bacia de Pelotas da bacia de Punta del Este (URIEN & MARTINS, 1978).

Desde o início de sua formação, a bacia de Pelotas vem sendo preenchida por um pacote sedimentar bastante espesso, no qual os folhelhos predominam sobre arenitos, calcilutitos e conglomerados. Estas litologias estão assentadas parte sobre a crosta continental,

parte sobre rochas vulcânicas que foram extrudidas no início da fase “*rift*” (fraturamento) e parte sobre assoalho oceânico na sua zona mais distal (VILLWOCK & TOMAZELLI 2007).

Bueno (2007) afirma que a bacia de Pelotas apresenta rica constituição magmática no seu preenchimento, o que permite classificá-la como exemplo de margem passiva vulcânica, característica conferida devido à espessa porção de sua crosta, a qual é constituída por cunhas basálticas, que são feições geradas pelo fraturamento da crosta oceânica (ROSA, 2009). Não houve o desenvolvimento da seção evaporítica aptiana devido às condições de mar aberto, o que a diferencia das demais bacias costeiras brasileiras. Devido à falta de falhas expressivas e ausência de camada evaporítica bem desenvolvida (DINIZ, 2009, apud MILANI et al, 2000), esta constitui-se na bacia que apresenta estrutura geológica mais monótona das bacias costeiras brasileiras.

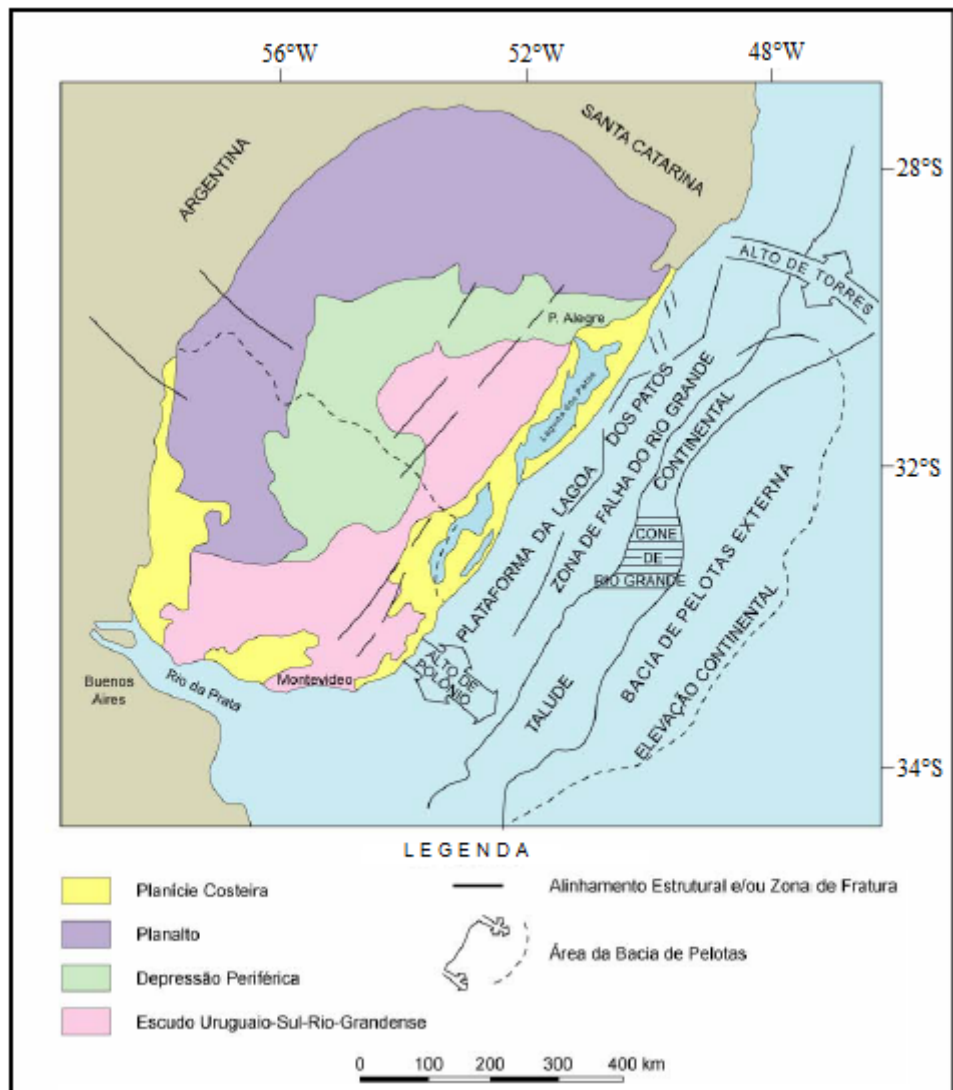


Figura 4.1 – Bacia de Pelotas e área continental adjacente. Fisiografia e principais estruturas geológicas do Rio Grande do Sul e Uruguai – Adaptado. Extraído de: Barboza et al, 2008, modificado de Dillenburg, 1988.

Quanto aos sedimentos, considerando-se a parte emersa da bacia, há a ocorrência de areias de granulação fina até grossa e manifestação subordinada de silte e argila, que estão sujeitas à ação eólica frequente, e que se encontram localizadas numa ampla faixa de ambiente lacustre, fluvial ou de restingas. No que diz respeito à espessura dos sedimentos na bacia de Pelotas, na sua parte rasa, esta não ultrapassa 3 km. Enquanto que no depocentro central, situado na latitude de Porto Alegre, apresenta pouco mais de 7 km de espessura, na altura da cidade de Rio Grande apresenta 8 km de espessura (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995). Segundo Tomazelli & Villwock (2000), dados obtidos pela PETROBRAS em poços perfurados na porção da Planície Costeira indicam uma espessura sedimentar de até 1.515 m nas proximidades de Mostardas. Para a plataforma continental, dados de perfurações e sísmicos revelam uma espessura de até 12.000 m no depocentro da bacia de Pelotas (FONTANA, 1996).

Pela abordagem anterior, do ponto de vista estrutural, a bacia de Pelotas é composta por 2 partes: uma porção rasa, onde o topo do embasamento cristalino é relativamente raso (cerca de 2.500 m de profundidade), com mergulho suave para leste; e outra porção na qual o embasamento se aprofunda rapidamente com mergulhos acentuados para leste, atingindo 9.000 m ou mais. A linha de charneira Albo-Aptiana divide longitudinalmente a parte rasa a oeste da bacia, com pacote sedimentar recente, de uma bacia profunda a leste, de sedimentação mais antiga (ASMUS & GUAZELLI, 1981).

4.3 Planície Costeira do Rio Grande do Sul

A região costeira do litoral do Rio Grande do Sul é praticamente retilínea, do tipo aberta, disposta na direção NE-SW, encontrando-se em muitos pontos recoberta por extensos campos de dunas que progradam sobre banhados, lagoas e lagoas costeiras. Estas características permitem classificá-la morfologicamente como um cordão litorâneo largo e arenoso, associado a uma planície de cristas de praia (CALLIARI et al, 2006).

A planície costeira é uma feição fisiográfica que corresponde à parte proximal emersa da bacia de Pelotas, cujo depósito sedimentar é de composição siliciclástica, com espessura de poucas centenas de metros (ROISENBERG et al, 2008). É constituída por sedimentos arenosos finos, com predominância da composição quartzosa (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995).

Apresenta cerca de 620 km de comprimento, alongada na direção SW-NE, com largura média de 60-70 km na porção centro-sul. Cobre uma área de cerca de 33.000 km², de terras baixas e planas, sendo a planície costeira mais ampla do país. É mais estreita na sua porção norte, desde Torres até Tramandaí, limitada internamente pela escarpa do planalto (Serra Geral), borda leste da bacia sedimentar do Paraná, possuindo de 10 a 15 km de largura. A partir de Tramandaí até o arroio Chuí, a planície se alarga, sendo limitada internamente pelos terrenos dissecados do Escudo Uruguaio Sul-rio-grandense (VILLWOCK 1994, apud FARION, 2007).

Não há presença de costões rochosos, excetuando-se no município de Torres, onde há o afloramento de arenitos eólicos da formação Botucatu e rochas vulcânicas da formação Serra Geral, e com a presença de poucos *inlets* permanentes ao longo de sua extensão (rio Mampituba, laguna de Tramandaí, laguna dos Patos e arroio Chuí). A monotonia característica da costa se reflete nos ecossistemas costeiros, os quais são bastante contínuos, com domínio de campos costeiros e dunas (DINIZ et al, 2009).

Há a ocorrência de um sistema múltiplo e complexo de barreiras arenosas que concentram um sistema lagunar formado pela laguna dos Patos e Mirim, além de outros corpos d'água isolados ou interligados ao mar por canais rasos e estreitos (VILLWOCK, 1994). Podem ser identificados quatro sistemas laguna/barreira, estruturados numa sucessão de terraços marinhos e lagunares, onde são marcadas as antigas linhas de costa pleistocênicas e holocênicas por meio de falésias, cristas de praia, campo de dunas e pontais arenosos suspensos. Há também a ocorrência de marismas nas margens das porções estuarinas das lagunas (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995, apud COUTINHO, 1996).

Apresenta um registro geológico e geomorfológico da era Cenozoica, especialmente do Quaternário, bastante preservado (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000). Estudos demonstram que a evolução da planície costeira do Rio Grande do Sul, durante o Quaternário, ocorreu através de um amplo sistema de leques aluviais e o acréscimo lateral de quatro sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira mencionados anteriormente (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995).

Em outras palavras, pode-se afirmar que o processo de formação da planície costeira tem caráter evolutivo, apresentando constante mutação devido à sedimentação marinha e fluviolacustre. Seu desenvolvimento deu-se a partir da progradação de sedimentos terrígenos que foram depositados num sistema de leques aluviais acumulados na parte mais interna, e retrabalhados por pelo menos quatro ciclos transgressivo-regressivos sucessivos durante o Quaternário (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995). Este processo desencadeou a geração de

pelo menos quatro sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira. Estudos sugerem que cada uma das barreiras se instalaram nos máximos transgressivos alcançados durante os últimos maiores ciclos glacio-eustáticos do Quaternário, sendo preservadas devido à regressão da linha de costa, induzida pela subsequente queda glacio-eustática do nível do mar (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2005). A gênese do grande sistema lagunar que caracteriza a região costeira foi motivado pela geração destas barreiras.

Os quatro sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira são denominados de sistemas I, II, III e IV, sendo os três primeiros de idade pleistocênica (idades absolutas de 400 ka, 325 ka, 120 ka) e o sistema laguna-barreira IV de idade holocênica (5 ka anos), do qual a atual praia oceânica gaúcha faz parte. Os sistemas deposicionais de leques aluviais e os do tipo laguna-barreira agrupam as fácies sedimentares da planície costeira do Rio Grande do Sul. Na transição entre as Terras Altas do embasamento, para os sistemas laguna-barreira, estão posicionados os leques aluviais (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000).

Na parte central e sul da planície, o pacote sedimentar está assentado sobre rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas do Escudo Sul-rio-grandense; já na parte norte se assenta sobre rochas sedimentares e vulcânicas da bacia do Paraná.

Na origem da planície costeira houve a ação de estágios alternados de exposição e submersão, com o retrabalhamento da carga sedimentar e o desenvolvimento de ambientes deposicionais conforme as condições ambientais reinantes. Ao longo do estágio de exposição configurou-se uma planície costeira, com a formação de redes de drenagem e sistemas laguna-barreira paralelos à costa. Posteriormente, a transgressão holocênica retrabalhou novamente estes depósitos, com a submersão das desembocaduras fluviais, desenvolvendo uma nova modelagem costeira que na sua grande parte encontra-se preservada até a atualidade (ABREU & CALLIARI, 2005). Assim, pode-se afirmar que as sucessivas transgressões, controladas inicialmente pela tectônica e posteriormente pelas variações globais do nível do mar ocasionaram o acúmulo de uma sequência clástica de espessura significativa, como já citado anteriormente. A porção superior desta sequência está exposta na parte superficial da planície costeira, cujo mapeamento geológico e geomorfológico indica que é composta por fácies sedimentares descontínuas no espaço e no tempo, resultado do deslocamento de ambientes de sedimentação variados, sejam eles continentais, transicionais e marinhos sobre a mesma região.

A figura 4.2 consiste de um mapa geológico simplificado da planície costeira do Rio Grande do Sul com a distribuição dos principais sistemas deposicionais.

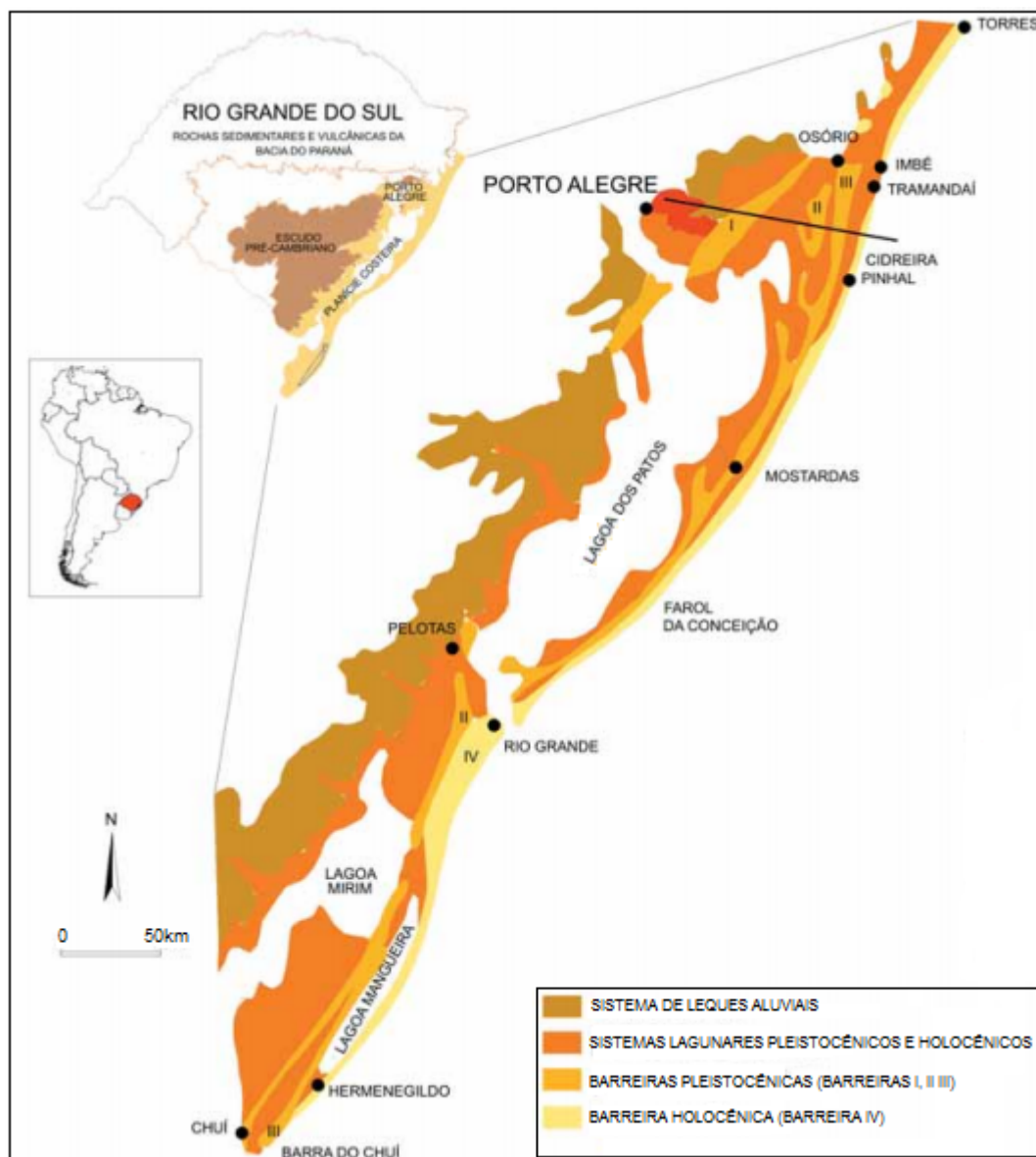


Figura 4.2 – Mapa geológico simplificado da planície costeira do Rio Grande do Sul, com a distribuição dos principais sistemas deposicionais (extraído de Tomazelli & Villwock, 2000)

Pelo exposto anteriormente, nota-se que dois sistemas deposicionais foram responsáveis pela formação da carga sedimentar que constitui a planície costeira, desde o Plioceno até o Recente: o sistema de leques aluviais (cobre a parte oeste da planície, próximo às litologias do embasamento cristalino), e o sistema de laguna-barreira (ocupa a parte central e leste da planície, inclusive a linha de costa) (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995, apud ROSA, 2009).

A figura 4.3 apresenta um perfil esquemático transversal aos sistemas deposicionais que auxilia na visualização da disposição dos sistemas laguna-barreira e dos leques aluviais.

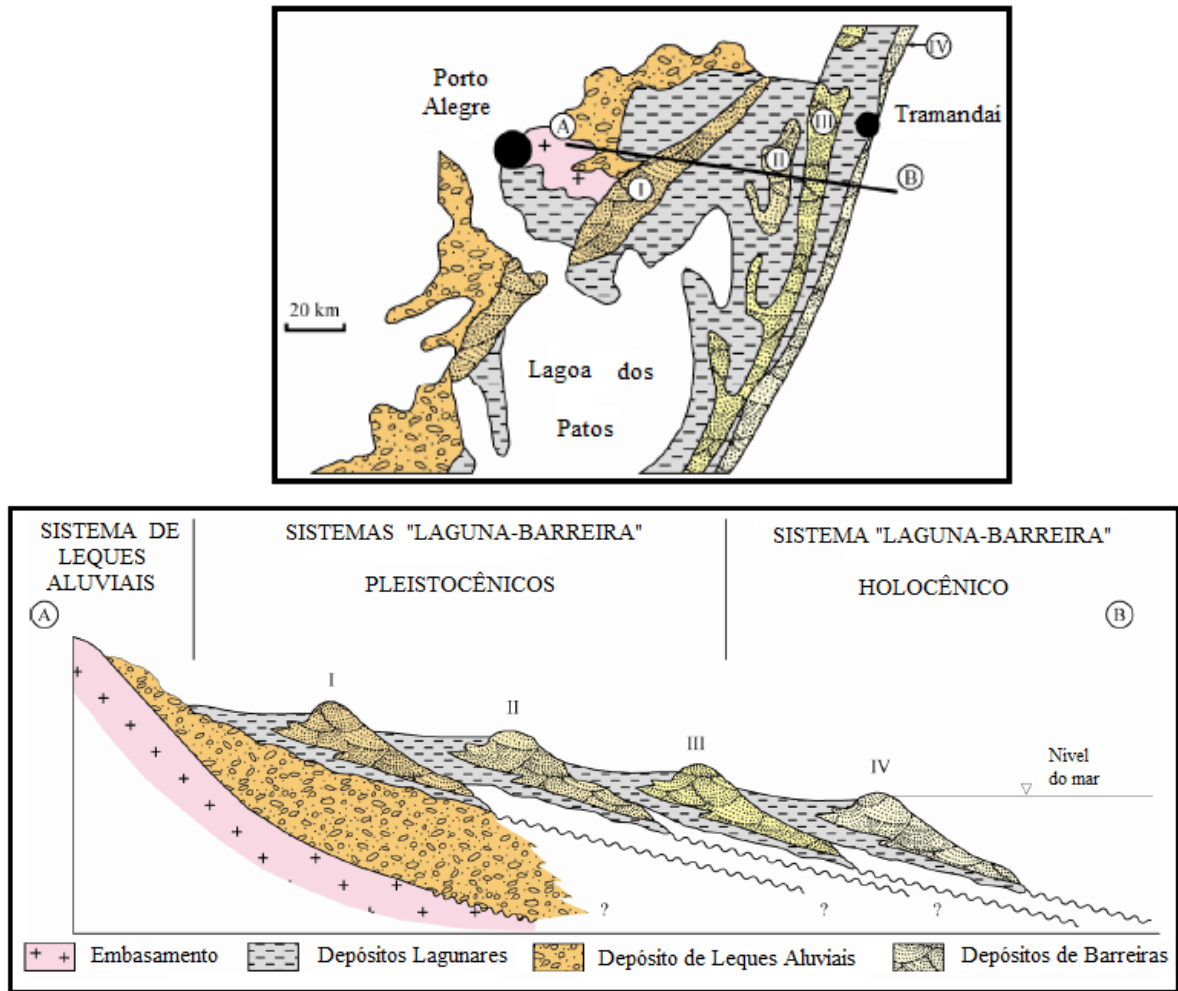


Figura 4.3 – Perfil Esquemático Transversal aos sistemas deposicionais da planície costeira do Rio Grande do Sul. Adaptado de Barboza et al, 2008.

A figura 4.4 consiste numa representação esquemática dos eventos de regressão (descida do nível do mar) e transgressão (subida do nível do mar) com os respectivos processos de erosão e acumulação de material sólido na praia e na plataforma continental.

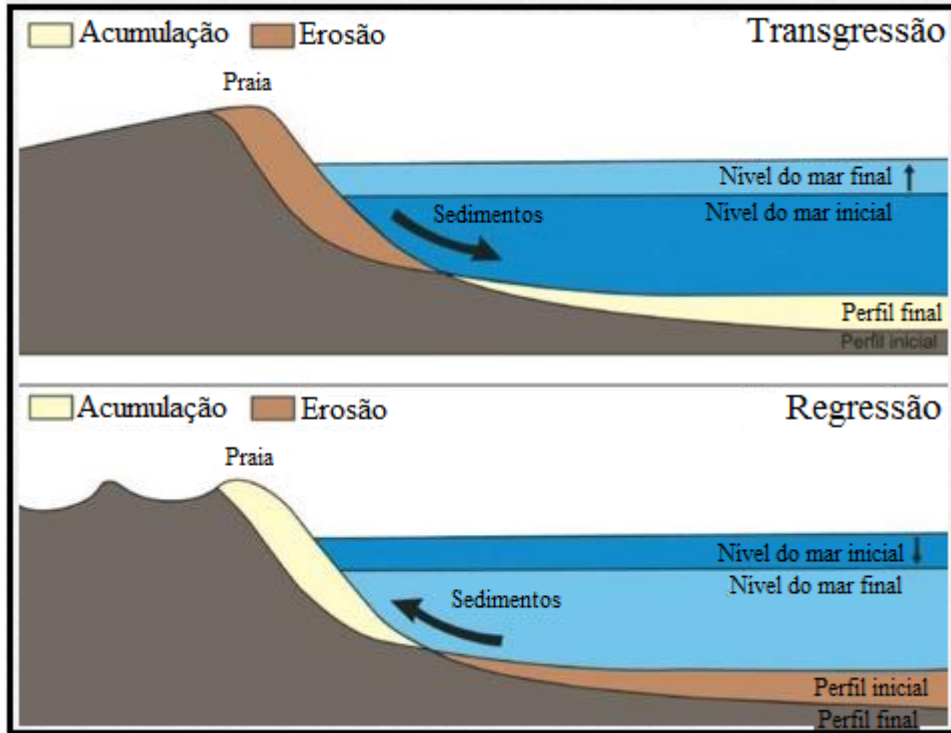


Figura 4.4 – Esquema representativo de transgressão e regressão

Fonte: Atlas Sócio-ambiental dos Municípios de Mostardas, Tavares, São José do Norte e Santa Vitória do Palmar, organizado por Alois Schäfer, Rosane Lanzer e Renata Pereira. Universidade de Caxias do Sul.

Atualmente, do ponto de vista tectônico, a planície costeira do Rio Grande do Sul apresenta grande estabilidade, submetida apenas a uma lenta subsidência, inerente a uma bacia marginal aberta, sujeita a processos de sedimentação (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000).

As unidades geomorfológicas que ocorrem no estado do Rio Grande do Sul, que inclui a Planície Costeira, podem ser visualizadas na figura 4.5.

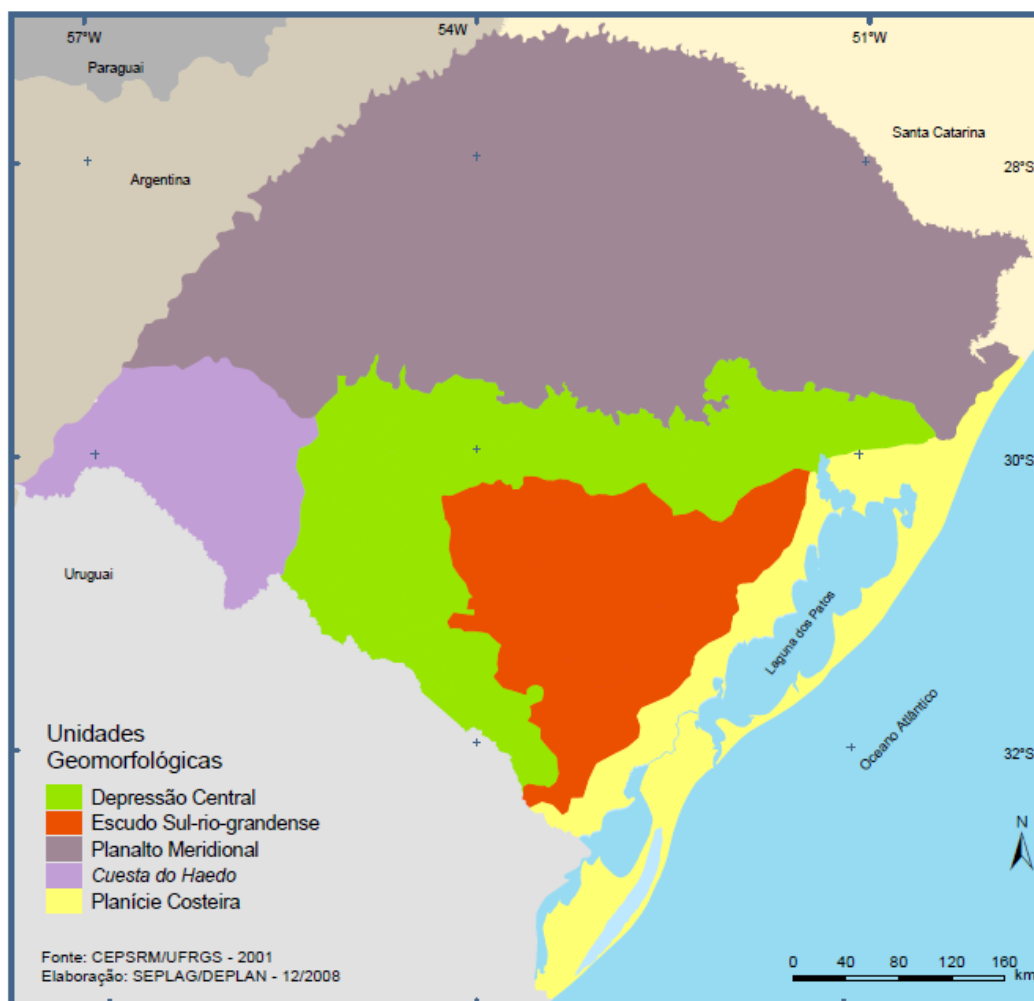


Figura 4.5 – Unidades Geomorfológicas do Rio Grande do Sul

Fonte: Atlas Sócio-Econômico Rio Grande do Sul, Secretaria da Coordenação e Planejamento - 2008.
Disponível em: http://www.scp.rs.gov.br/uploads/Provincias_Geomorfologicas.pdf.

A seguir serão apresentadas características quanto ao clima e regime de ondas e correntes a que está sujeita a planície costeira do Rio Grande do Sul.

O clima da região da planície costeira do Rio Grande do Sul é mesotérmico brando, do tipo temperado, superúmido, sem estação seca definida, com temperatura média anual oscilando entre 16 e 20°C. A precipitação pluviométrica anual apresenta variações entre 1.000 e 1.500 mm (NIMER, 1990, apud VILLWOCK & TOMAZELLI, 2007). O inverno é o período mais propício à passagem de frentes frias.

No que diz respeito ao comportamento das ondas e correntes, a costa do Rio Grande do Sul é classificada como francamente dominada pela ação das ondas (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995), do tipo micromarés (classificação de DAVIES, 1980), por apresentar amplitude de marés astronômicas inferior a 2 m, que se deve em parte ao fato da característica retilínea e regular da costa, além da largura da plataforma continental adjacente. No caso de

uma costa dominada por ondas, que ocasionam o transporte longitudinal de sedimentos, há a formação de barreiras alongadas e lineares as quais apresentam poucos “*inlets*”, ao passo que na sua retaguarda formam-se ambientes de lagunas (CORRÊA et al, 2004).

A atuação de ondas de tempestade nesta região é favorecida pela característica de costa aberta, associada à passagem de ciclones extratropicais. As ondas de tempestade de alta energia, mais frequentes no outono e inverno, são responsáveis pelos impactos mais evidentes ao longo da linha de costa (processos erosivos e movimentação de material sedimentar) (CALLIARI et al, 1996).

O regime de marés influencia a geomorfologia de áreas costeiras, sendo que as costas micromarés apresentam ilhas barreiras alongadas, de 30 a 100 km, quase ausência de canais e pouco desenvolvimento de marismas e manguezais, fato comprovado na costa gaúcha (VILLWOCK & TOMAZELLI, 2007). O fato de caracterizar-se como uma costa sujeita à exposição direta de ondas de moderada a alta energia, associada a uma pequena amplitude de maré astronômica e à disponibilidade de areia fina, fazem com que as praias sejam classificadas como dissipativas (VILLWOCK & TOMAZELLI 1995).

As grandes correntes oceânicas do Atlântico Sul (Corrente das Malvinas e Corrente do Brasil) são pouco expressivas, o que não afeta de forma direta a sedimentação costeira. Já no caso das correntes litorâneas que são geradas pelas ondas, ocorre uma deriva que se processa predominantemente no sentido NE da costa gaúcha (VILLWOCK & TOMAZELLI, 2007).

4.4 Plataforma Continental do Rio Grande do Sul

Segundo um tratado das Nações Unidas de 1984, a plataforma continental é definida como “... planície submersa adjacente à costa, como decorrência da formação particular do leito do mar em certos litorais, e que se estende à determinada distância a partir da terra, depois da qual o leito do mar baixa subitamente, para as grandes profundidades da região abissal” (RUSSOMANO, 1989).

A plataforma continental consiste na faixa mais rasa circundante da maioria dos continentes, apresentando aspecto de tabuleiro ou terraço. No estado do Rio Grande do Sul, a plataforma continental adjacente à planície costeira tem largura média de 125 a 150 km (TOMAZELLI & VILLWOCK, 2000), apresenta configuração relativamente plana, com suave inclinação (gradiente muito baixo, em torno de 1:1.000, declividade média de 1,35 m/km, com profundidade média de quebra em torno de 130 m a 150 m (passagem da

plataforma para o talude). A atividade erosiva e deposicional está vinculada às transgressões e regressões ocorridas, sendo que não há formas topográficas acrescionais ou erosivas de grande amplitude, e de modo geral, os contornos batimétricos acompanham paralelamente a morfologia da costa. Assim, no aspecto topográfico, a plataforma apresenta-se ampla, de relevo suave e monótono, sem grandes variações topográficas, monotonia esta quebrada em algumas partes onde a plataforma apresenta um relevo submarino mais complexo, caracterizado pela presença de feições como bancos e depressões (GOULART, 2010), ou de *canyons*, canais e vales submarinos. Na sua porção interna, até a isóbata de -30 m, o microrrelevo da plataforma consiste de uma série de altos e depressões circulares e alongadas. Ao longo da lagoa dos Patos e Mangueira, entre as isóbatas de 0 e -20 m situam-se dois maciços de bancos de areia (Minuano e Albardão) (COUTINHO, 1996).

A figura 4.6 apresenta um mosaico de imagens de satélite que permite a visualização da costa sul-rio-grandense e algumas curvas batimétricas adjacentes irregularmente espaçadas (até 200 m).

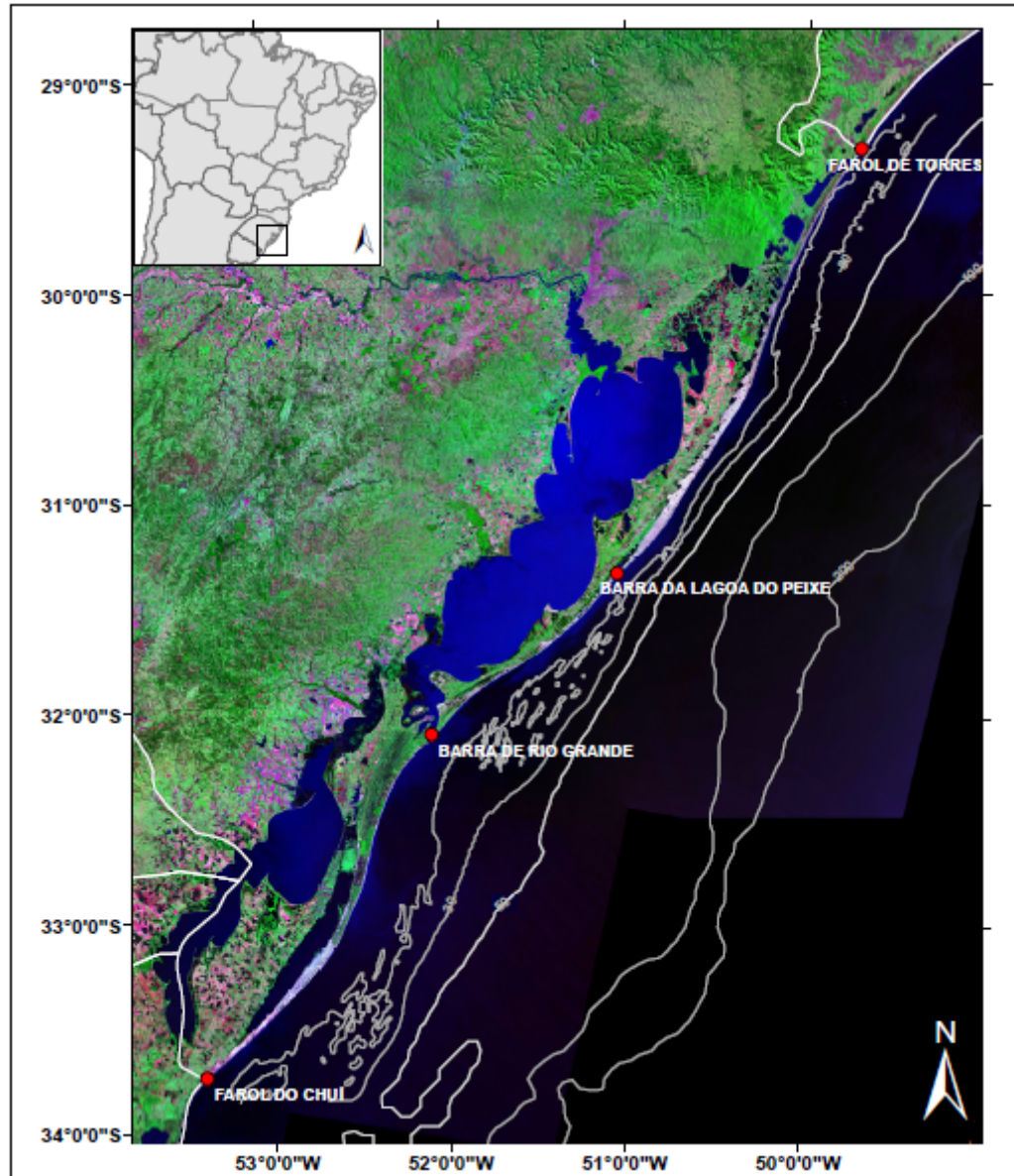


Figura 4.6 – Mosaico de imagens de satélite da costa sul-rio-grandense e curvas batimétricas. Extraído e adaptado de: GANDRA, 2005

A plataforma continental sul-rio-grandense caracteriza-se por uma cobertura sedimentar de caráter terrígeno, cuja fonte é oriunda das Terras Altas e influenciada também pela drenagem do rio da Prata, principalmente na sua porção inferior. Assim, camadas de sedimentos clásticos terrígenos com algumas concentrações de cascalho biodestrítico recobrem a plataforma continental adjacente à planície costeira.

Na sua porção setentrional, caracteriza-se por apresentar certa homogeneidade morfológica, com isóbatas dispostas de forma praticamente paralela à linha de costa. Já no setor meridional, a plataforma continental apresenta maior irregularidade nas linhas batimétricas, com a configuração de feições distintas, entre elas bancos submersos lineares, com direção geral SW-NE (CALLIARI & KLEIN, 1993), e ocorrência de vários vales

pertencentes à paleodrenagens fluviais. A constatação de terraços marinhos indica o registro de pequenas oscilações do nível do mar durante o último evento transgressivo do final do Quaternário (CORRÊA, 1996).

No estudo morfoestrutural da plataforma sul-brasileira, Corrêa (1990) constatou que a distribuição dos sedimentos superficiais não tem caráter aleatório, sendo efeito de ações hidrodinâmicas vinculadas às variações glacio-eustáticas do Quaternário.

A largura da plataforma continental não é homogênea ao longo da costa. Em Torres é mais estreita, sendo que em Tramandaí se alarga até 160 km da costa, voltando a estreitar-se até Mostardas, aonde chega a 100 km. De Mostardas a Rio Grande chega a ter 190 km de largura, e volta a apresentar estreitamento em direção ao sul, com 150 km (ZEMBRUSKI et al, 1972 , apud GOULART, 2010). Com respeito ao talude continental, o mesmo estende-se a profundidades de 2.600 a 3.000 m, e gradiente médio de 10 a 40 m/km (COUTINHO, 1996).

Corrêa (1990) fez uma descrição batimétrica de detalhe da plataforma continental gaúcha, a qual apresenta uma alternância no comportamento de suas linhas isobatimétricas. Estas linhas apresentam-se paralelas nas porções norte e central-norte (até Mostardas), não sendo constatados altos topográficos para estas regiões. Para a porção central-sul, as linhas isobatimétricas têm comportamento irregular e evidenciam-se vários altos topográficos (de Mostardas a Rio Grande). Retorna para um comportamento regular, de relevo suave e monótono nas proximidades da praia do Cassino, havendo paralelismo das curvas isobatimétricas nesta região. E por fim, na sua porção sul denota novamente a presença de altos topográficos e irregularidades nas linhas de batimetria.

Durante o último máximo glacial, com o nível do mar na cota batimétrica 135 m (KOWSMANN et al, 1977), a última regressão pleistocênica causou a exposição subaérea de quase toda a plataforma, sujeitando-a a um regime de incisão fluvial, desenvolvendo-se uma ampla planície costeira, em que redes de drenagem desempenhavam o transporte de sedimentos terrígenos. Com a transgressão holocênica, há novamente o recobrimento da plataforma exposta (VILLWOCK & TOMAZELLI 1995).

Na plataforma continental sul-rio-grandense há registros do final da regressão pleistocênica e início da transgressão holocênica. Corrêa et al (1999) observaram a ocorrência de rupturas de pendente sobre a plataforma continental sul-rio-grandense, que se localizam na profundidade entre -120 e -130 m (17.500 anos), que indica a posição que o nível do mar ocupava no início da transgressão holocênica, além de outras rupturas situadas sob as profundidades atuais de -100 a -110 m (16.000 anos); de -60 a -70 m (11.000 anos); de -32

a -45 m (9.000 anos) e de -20 a -25 m (8.000 anos), e que estão correlacionadas a estabilizações do nível do mar ao longo do período geral de tendência transgressiva.

Pela interpretação de feições e da morfodinâmica local através do uso de produtos gerados pelo satélite LANDSAT5, foi constatada a presença de barras submersas na plataforma interna do estado do Rio Grande do Sul (WESCHENFELDER, 2008 apud AYUP-ZOUAIN, et al, 1995).

Afirma-se que desde o século XVIII tem-se estudado em detalhes as zonas costeiras, ao passo que estudos geológicos e geomorfológicos das regiões mais profundas da plataforma continental e talude surgiram mais tarde, a partir de meados do século XX, com um suporte mais detalhado de dados nas últimas 3 a 4 décadas. Há ainda muitos aspectos das margens continentais para serem investigados e esclarecidos, tarefa esta árdua devido às dificuldades características de estudos nestes ambientes, os quais apresentam grande variação de processos físicos e geológicos em atuação (DRAKE & BURK, 1974, apud CONTI & FURTADO, 2006).

4.5 Paleocanais

No estudo da origem e evolução de paleodrenagens, deve-se atentar para o uso adequado da terminologia envolvendo paleocanais e paleovales (CONTI, 2009). Sob o aspecto geomorfológico, canais são feições escavadas, cuja profundidade e largura permitem o transporte de água e sedimento que lhe é fornecido, ao passo que um vale pode conter mais de um canal, com dimensão e profundidades maiores. A identificação e análise destes sistemas são complexas devido ao afogamento, retrabalhamento e recobrimento a que foram sujeitas estas estruturas. Estudos indicam que os sistemas fluviais apresentam a tendência de ocupar a mesma posição longitudinal na plataforma continental ao longo de ciclos diferentes ao escavar canais numa sucessão de superfícies erosivas, que são preservados pelos processos de subida do nível do mar. A evolução de sistemas fluvio deltaicos na perspectiva das variações do nível do mar, é influenciada pelo aporte de sedimentos e velocidade dos processos de regressão e transgressão marinha que afeta o regime de escavação dos canais e configuração de paleovales. (CONTI, 2009).

Na década de 70, Kowsmann et al (1977) cogitaram da existência de um paleocanal estendendo-se desde a plataforma continental média do Rio Grande do Sul até sua porção externa, afogado no início da transgressão holocênica. O canal, supostamente de idade

pleistocênica, teria sido responsável em parte, pelo suprimento de sedimentos, originários do rio da Prata, que formaram o Cone de Rio Grande.

A cobertura sedimentar e a morfologia da plataforma continental do Rio Grande do Sul foram fortemente influenciadas por oscilações do nível relativo do mar ao longo do tempo geológico. As flutuações que ocorreram ao longo do período Quaternário deixaram indícios de que houve sucessivas exposições e submersões da costa, sendo que um dos efeitos causados por estes chamados eventos transgressivo-regressivos marinhos sobre margens continentais é a presença de canais soterrados na plataforma continental (CORRÊA, 1996 e ABREU & CALLIARI, 2005). Mattheus & Rodriguez, (2011) afirmam que a acomodação de sedimentos ao longo das plataformas continentais acontece principalmente em função das oscilações do nível relativo do mar e da morfologia da costa sujeita à inundação. Para margens passivas não glaciais, a característica morfológica mais evidente é a ocorrência de vales incisos afogados, sendo que nos períodos de mar baixo, os vales incisos promovem o transporte de sedimentos para as bacias oceânicas (BAITELLI, 2012).

Com as mudanças do nível relativo do mar, a plataforma continental ficou exposta nas fases de mar baixo. Ambientes fluviais se estenderam até a zona de quebra da plataforma, e foram retrabalhados nos processos seguintes de elevação do nível do mar, remanescendo como depósitos arenosos afogados na plataforma, na forma de paleocanais submersos e bancos arenosos submarinos.

A figura 4.7 apresenta a disposição de uma sequência estratigráfica em ambiente costeiro transgressivo, notando-se a presença de bancos arenosos submersos e paleocanal.

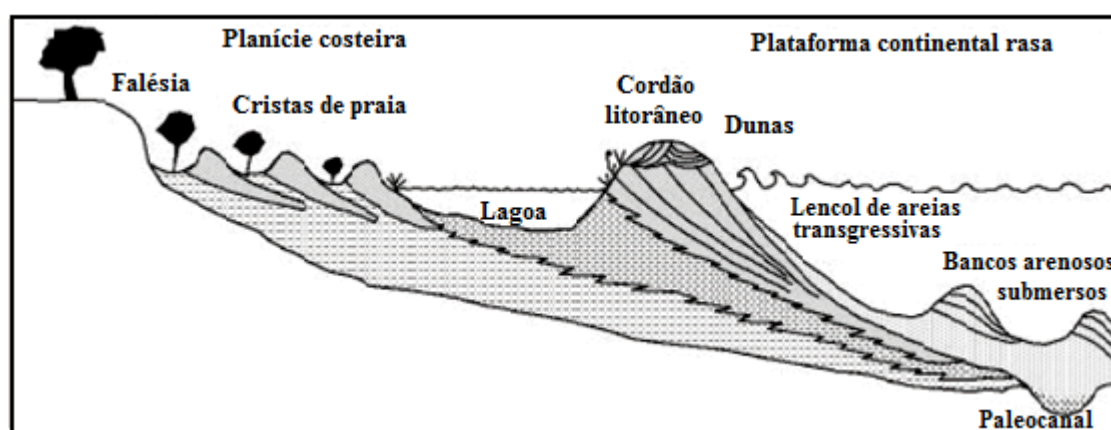


Figura 4.7 – Sequência estratigráfica em ambiente costeiro
Fonte: Extraído e adaptado de Silva, C.G. et al, 2000

A formação de uma barreira arenosa holocênica (barreira IV), foi o episódio final das variações do nível do mar que afetaram o setor costeiro (VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995). Após este fato, toda a drenagem continental que previamente atingia a quebra da

plataforma continental ficou aprisionada no interior do sistema lagunar, sendo que as areias transgressivas soterraram os canais fluviais e as desembocaduras estuarinas. Assim, a obtenção de registros dos canais soterrados indicam evidências da drenagem pleistocênica sobre a antiga planície costeira, na atual plataforma continental. Análises recentes feitas a partir de registros sismoestratigráficos constataram a presença de estruturas subsuperficiais na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul e na planície costeira que foram interpretadas como paleocanais, desenvolvidos num período anterior à transgressão ocorrida no final do Pleistoceno e início do Holoceno (ABREU & CALLIARI, 2005 e WESCHENFELDER et al, 2010). Uma análise morfoestrutural da margem continental sul-brasileira desenvolvida por Corrêa (1990), indicou a posição de vários paleocanais que sugerem sua conexão à drenagem atual, além de descontinuidades com orientações variáveis.

Estudos pormenorizados que envolvem o reconhecimento e posterior mapeamento de paleovales e paleocanais que se desenvolveram no decorrer dos períodos de nível do mar baixo do Quaternário, posteriormente afogados e preenchidos nos períodos de elevação do nível marinho, permitem a reestruturação de antigos sistemas de drenagem, que por consequência, possibilitam a comparação com a drenagem fluvial atual. A definição da posição pretérita dos sistemas de drenagens costeiras do RS se reveste de importância face às possíveis implicações nos modelos de evolução geológica sugeridos para a planície costeira do estado e plataforma continental adjacente.

Devido às flutuações relativas do mar pré-holocênico na zona de influência do rio da Prata, Urien et al (1980) afirmam que desenvolveu-se uma planície costeira que se estendeu até 120 m de profundidade, na qual configuraram-se, como resultado da última subida do mar, unidades morfológicas distintas, de caráter erosivo e construtivo: vales fluviais, canais, escarpas, cordões praias, complexos deltaicos, ilhas e barreiras. Os mesmos autores defendem o fato de que durante os níveis mais baixos do mar, o rio da Prata se estendeu sobre a atual plataforma continental, implantando um sistema de canais fluviais (paleocanais), de caráter distributivo. Alguns tipos de rios menores que drenam as Terras Altas também se estenderam sobre a planície costeira submersa, alcançando o bordo da plataforma aproximadamente há 17.000 anos. Principalmente ao longo do Wisconsiniano (Pleistoceno Superior), durante os níveis de mar baixo, os rios exerceram papel de agentes de distribuição sedimentar através de suas faixas meandantes sobre a atual plataforma continental (anteriormente exposta como planície costeira), construindo complexos deltaicos e estuários em suas desembocaduras.

Um exemplo de paleocanal conhecido atualmente por “Barra Falsa” na localidade de Bojuru, seria o remanescente geomorfológico de um antigo canal de ligação entre a lagoa dos Patos e o Oceano Atlântico. O curso pretérito do rio Camaquã escavou a paleodrenagem da Barra Falsa, que apresenta profundidade mínima de 25 m próximo de Bojuru, consequência do último grande evento regressivo do final do Pleistoceno. (WESCHENFELDER et al., 2008, 2010). Paleocanais de pequenas dimensões cujas larguras variam desde dezenas até centenas de metros, com profundidades de canal que atingem 10 a 15 m também foram constatados. Perto do paleocanal da “Barra Falsa”, registros sísmicos indicam a presença de um grande paleocanal na sequência sismo-deposicional de topo, com largura em torno de 1.500 m, sendo que a sucessão sedimentar de preenchimento do referido canal tem espessura média de 8 m, chegando até 20 m na parte mais rebaixada da incisão do canal. As discontinuidades sísmicas (erosionais) obtidas nos registros sísmicos também serviram para o estabelecimento de dois sistemas de paleocanais na área da lagoa dos Patos, sendo que as linhas de paleodrenagens podem ser conectadas àquelas previamente reconhecidas nos estudos sísmicos e morfoestruturais na plataforma continental adjacente e talude continental (à jusante), sendo que à montante, podem ser conectadas ao atual curso dos rios Camaquã e Jacuí (WESCHENFELDER et al., 2010).

Estudos realizados na década de 70 por Kowsmann et al, (1977) permitiram concluir que o nível do mar esteve cerca de 120 m abaixo da situação atual verificada na costa gaúcha, por ocasião do último grande evento regressivo do final do Pleistoceno, havendo como consequência, a escavação de paleovales e paleocanais rasos (WESCHENFELDER et al 2008, CORRÊA, 1990), ou seja, expondo a plataforma continental ao regime de incisão fluvial. Com o nível de mar baixo, há a extensão dos limites fluviais em direção à bacia de sedimentação, prosseguindo até a borda da plataforma e talude superior. Weschenfelder et al 2008 afirma que em direção aos depocentros da bacia de Pelotas, é possível conectar-se as paleodrenagens delineadas na lagoa dos Patos com as obtidas por registros sísmicos na plataforma continental interna (ABREU & CALLIARI, 2005) e por dados do mapa morfoestrutural gerado por Corrêa, (1990) com uso de técnicas cartográficas envolvendo batimetria detalhada como subsídio à análise morfológica em áreas carentes de dados geofísicos.

Estudos realizados no litoral sul-rio-grandense indicam que os paleocanais afogados podem servir de fonte para sedimentos que são encontrados em certa região, e que divergem de padrões de sedimentação da região circunvizinha (CALLIARI et al, 1993).

Pelo que já foi exposto, constata-se que os sistemas de drenagem costeiros, uma vez submetidos aos processos regressivos do nível do mar do final do Quaternário, influenciaram a arquitetura deposicional marginal, a distribuição de fácies sedimentares e na própria disponibilização do espaço e acomodação na borda da bacia sedimentar de Pelotas (WESCHENFELDER, 2008).

Neste estudo busca-se avaliar se o uso de dados gravimétricos atuais das missões satelitais e também dados de campo, possibilita evidenciar a presença de feições geológicas importantes, entre elas a presença de paleocanais já identificados por outras metodologias.

Na figura 4.8 estão representados sistemas de drenagens obtidos por registros sísmicos, oriundos de vários estudos, compilados por Weschenfelder et al (2008).

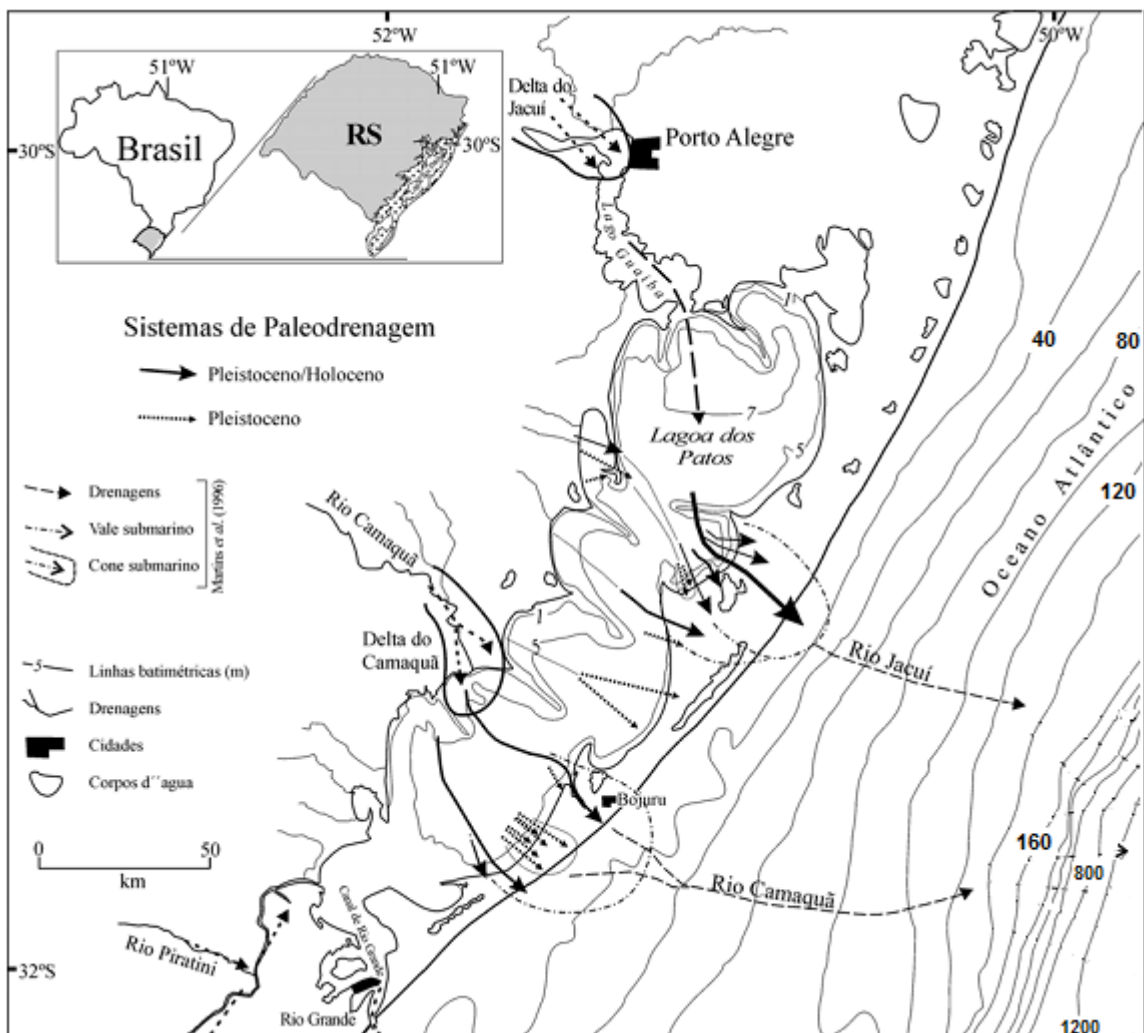


Figura 4.8 – Sistemas de paleodrenagens identificados por sísmica. Fonte: Weschenfelder et al, 2008

5. A GRAVIMETRIA NA IDENTIFICAÇÃO DE FEIÇÕES GEOLÓGICAS

A gravidade é uma força complexa da natureza. Embora se assuma que a força da gravidade na superfície terrestre seja constante, sabe-se que o valor de 'g' varia de lugar para lugar. Estas variações se devem à rotação da Terra, posição das montanhas, depressões oceânicas, variação da densidade no interior da Terra, entre outras.

Nos levantamentos geodésicos em geral, a Gravimetria tem importância relevante, uma vez que relaciona os elementos geométricos obtidos por técnicas de posicionamento (altitude elipsoidal) com os elementos físicos do campo gravitacional terrestre, ou seja, a altitude ortométrica (figura 5.1). O grande interesse prático das aplicações da Gravimetria reside nas anomalias gravimétricas. Mesmo assim, a determinação da gravidade é importante nos aspectos citados a seguir:

- a) O módulo da gravidade é imprescindível para a obtenção da altitude ortométrica associada ao nivelamento geométrico;
- b) Definição da vertical de um ponto pela direção do vetor;
- c) Obtenção das anomalias da gravidade, que permitem o cálculo das componentes do desvio da vertical e da ondulação geoidal;
- d) Modelagem geofísica, estudo da estrutura da Terra, espessura crustal, propriedades mecânicas da crosta e litosfera, espessura de sedimentos em bacias sedimentares;
- e) Atividades de prospecção geológica, como a localização e identificação de jazidas minerais;
- f) Oceanografia, etc.

Desde os primeiros estudos nas áreas da geologia e geofísica na década de 20 do século passado, os métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) foram usados como ferramenta para exploração de recursos minerais, principalmente marinhos. Sua ampla aplicabilidade, praticidade e ótima relação custo/benefício têm colaborado para seu uso na obtenção de anomalias gravimétricas e magnetométricas, com a estimativa da densidade e susceptibilidade magnética das rochas em sub-superfície respectivamente. Nas décadas de 50 e 60 estes métodos conduziram à obtenção de evidências a respeito da gênese e evolução da litosfera oceânica e posterior formulação da Teoria da Tectônica de Placas (DIAS & FRAGA, 2000).

Grande parte das aplicações destes métodos tem suporte em dados obtidos por navios oceanográficos, dados de altimetria de satélite (SEASAT, GEOSAT - *GEOdetic SATellite*,

ERS1 - *European Remote Sensing Satellite* e TOPEX-Poseidon - *Topography Experiment/Poseidon*) que permitiram a interpretação, a nível regional, de anomalias residuais magnéticas e gravimétricas, usadas para a definição de “potencial e riscos de exploração” de bacias e sub-bacias sedimentares, definição de limites entre crosta continental e oceânica, mapeamento de novos horizontes de exploração (petróleo, gás, etc), investigação da idade térmica da crosta oceânica e processos magmáticos inerentes, espessura de sedimentos, morfologia de embasamento, espessura da crosta, e fluxo de calor superficial. Todos os parâmetros citados anteriormente são importantes na definição de ambientes tectono-magmáticos e sedimentares. (DIAS & FRAGA, 2000).

Os métodos potenciais baseiam-se no uso do campo potencial gravimétrico e/ou magnético da Terra, o qual é a fonte de sinal natural medido por equipamentos geofísicos. Os dados medidos são processados, reduzidos e as anomalias gravimétricas e magnéticas são interpretadas. A Teoria do Potencial, alicerçada na Teoria de Gravitação de Newton com respeito aos campos gravitacionais, embasa a quantificação físico-matemática necessária.

Rosa et al (2009) realizaram estudos de integração de métodos potenciais na caracterização do embasamento da região sudoeste da bacia de Pelotas usando 681 estações de gravimetria e 641 estações de magnetometria. A partir da caracterização, os autores buscaram investigar a influência da herança geológica nos sistemas deposicionais da planície costeira gaúcha, cujo posicionamento e preenchimento pode ter sido controlado por funções estruturais vinculadas ao paleorrelevo do embasamento. Desta forma, verificou-se a ocorrência de uma complexa estruturação, com a presença de blocos falhados e fraturados de composição heterogênea, fruto da evolução geológica da região. A constatação de uma anomalia gravimétrica negativa na região do banhado do Taim, foi interpretada como uma calha no embasamento da bacia. A importância da herança geológica pode ser constatada na interpretação do baixo gravimétrico vinculado à citada calha no embasamento da bacia, numa posição em que há segmentação das barreiras pleistocênicas (II e III) devido a uma zona de drenagem ativa instalada durante a última regressão (em torno de 17.500 anos).

Hallinan et al (1993) estudaram a estrutura do escudo sul-brasileiro, utilizando dados gravimétricos e magnetométricos, e afirmam que, embora a interpretação dos dados gravimétricos não seja unívoca, a mesma é útil na discriminação de modelos geológicos conflitantes, sendo um método indispensável na investigação de correlações tectônicas regionais. Rosa et al (2009) compartilham desta ideia, uma vez que na interpretação da Anomalia Taim, que trata-se de um baixo gravimétrico, a existência de uma calha no

embasamento, possibilitou a deposição de uma espessura maior de sedimentos e por consequência uma diminuição do valor da anomalia de *Bouguer*.

Levantamentos gravimétricos terrestres, a nível regional, conduzem às informações a respeito do arranjo, relações e compartimentações entre as massas crustais, que juntamente com dados sobre a constituição litológica e das estruturas geológicas, são ferramentas importantes nas modelagens tectônicas nos mapeamentos estruturais.

Nos mapeamentos de subsuperfície de campanhas de prospecção geológica, o levantamento gravimétrico baseia-se no fato de que distribuições de densidades distintas ocasionam distorções no campo gravitacional normal que envolve a Terra. Estas distorções (anomalias) são interpretadas como sendo resultado das variações laterais de densidade, causadas pelas estruturas geológicas presentes ou por depósitos minerais.

O campo gravitacional é um tipo de campo potencial, que é influenciado por vários parâmetros, entre eles a constituição geológica, haja vista que a densidade das rochas é a componente geológica que gera pequenas variações nos valores de gravidade, associada também à profundidade em que ocorrem e à dimensão das mesmas. Quando são efetuadas reduções matemáticas, visando eliminar a influência de outros fatores que interferem no campo gravitacional, resta um valor denominado anomalia de *Bouguer*, que reflete fundamentalmente a influência da geologia.

Perfis gravimétricos elaborados pela PETROBRAS na década de 60, na região da bacia de Pelotas, indicavam que o embasamento cristalino parecia aproximar-se da superfície, a leste da bacia. Desta forma, no cordão litorâneo, a espessura dos sedimentos seria menor do que na parte central da região da bacia. No cálculo das informações gravimétricas notou-se que os valores da gravidade crescem na direção do oceano. Tal fato pode ser atribuído pela menor espessura dos sedimentos na faixa litorânea ou também devido às alterações na litologia do embasamento (GHIGNONE, 1960).

5.1 Fundamentos Teóricos

A Gravimetria compreende um conjunto de técnicas e operações com o propósito de medir a intensidade da aceleração da gravidade em qualquer ponto sujeito à influência do campo gravitacional terrestre. Gemael (2002) afirma que o valor da gravidade g está relacionado com a altitude do ponto (topografia do terreno), com a posição geográfica (g varia

com a latitude), distribuição de massas terrestres e a interação gravitacional de outros corpos do sistema solar.

5.1.1 Teoria do Potencial

A teoria do Potencial consiste em uma poderosa ferramenta de abordagem para a Geodésia e ciências afins, interessadas no conhecimento da estrutura do campo da gravidade e suas influências na definição da forma da Terra.

Conforme a lei da gravitação universal de Newton, dois pontos com massas m_1 e m_2 , separados por uma distância l , atraem-se mutuamente com uma força:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{l^2} \quad (5.1)$$

onde G é a constante gravitacional de Newton ($G = 6,6742 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$);

Para simplicidade de abordagem, adota-se a massa atraída como unitária e a outra massa denota-se por m . Assim:

$$F = G \frac{m}{l^2} \quad (5.2)$$

Considerando-se um corpo esférico e homogêneo, o potencial gravitacional V (somente atração) produzido por uma massa m , é expresso pela função escalar (HEISKANEN & MORITZ, 1967):

$$V = \frac{Gm}{l} \quad (5.3)$$

m é a massa do corpo;

l neste caso é o raio da esfera.

Considerando que o operador gradiente transforma um escalar em vetor, cujas componentes cartesianas são as derivadas da respectiva função escalar segundo os eixos coordenados (GEMAEL, 2002), o vetor força \mathbf{F} é igual ao vetor gradiente da função escalar V (HOFMANN-WELLENHOF & MORITZ, 2005), ou seja:

$$\mathbf{F} = (F_x, F_y, F_z) = \left(\frac{\partial V}{\partial x} \right), \left(\frac{\partial V}{\partial y} \right), \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right) = \text{grad } V \quad (5.4)$$

Considerando o exterior das massas atrativas, onde a densidade é nula, o potencial gravitacional satisfaz a chamada equação de Laplace:

$$\Delta V = 0 \quad (5.5)$$

Na expressão (5.5), Δ é o símbolo do operador laplaciano, que para a função escalar em questão é dado por:

$$\Delta V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \quad (5.6)$$

A expressão anterior é de fundamental importância, pois todas as funções que satisfazem a equação de Laplace são chamadas funções harmônicas (HEISKANEN & MORITZ, 1967). Toda função harmônica é analítica (na região do espaço onde satisfaz a equação de Laplace), ou seja, é uma função contínua, que apresenta derivadas parciais contínuas de qualquer ordem, e pode ser desenvolvida em séries de Taylor (HOFMANN-WELLENHOF & MORITZ, 2005).

Já para o interior das massas atrativas, o potencial gravitacional é dependente da densidade do corpo (ρ) e satisfaz a equação de Poisson:

$$\Delta V = -4\pi G\rho \quad (5.7)$$

Considerando-se um corpo com distribuição de massa homogênea e que tenha forma geométrica simples, é possível uma representação matemática exata de seu potencial gravitacional. Porém, considerando-se o caso da Terra que possui uma distribuição de massa heterogênea e com forma geométrica complexa, o potencial só pode ser obtido por aproximação, expresso na forma de séries, cujo número de termos está vinculado à resolução dos dados disponíveis.

5.1.2 Campo da Gravidade Terrestre

Para uma Terra com movimento de rotação, além da força de atração há a atuação de uma força centrífuga, que pode ser descrita pelo seu potencial centrífugo (não harmônico):

$$\phi = \frac{1}{2} w^2 (x^2 + y^2) \quad (5.8)$$

onde w é a velocidade angular da Terra e (x,y) são as coordenadas do ponto na superfície terrestre.

A força da gravidade num ponto sobre a Terra é a resultante entre a força de atração \mathbf{F} que as massas terrestres exercem, e a força centrífuga \mathbf{C} oriunda do movimento de rotação terrestre, as quais atuam sobre a unidade de massa posicionada no ponto em questão.

Assim, o vetor gravidade \mathbf{g} é dado por:

$$\mathbf{g} = \mathbf{F} + \mathbf{C} \quad (5.9)$$

Da mesma forma que a força de atração \mathbf{F} , a força centrífuga \mathbf{C} é derivada de um potencial (potencial centrífugo):

$$\mathbf{C} = \text{grad } \phi \quad (5.10)$$

Pelo emprego das equações (5.4) e (5.10), na equação (5.9) obtém-se:

$$\mathbf{g} = \text{grad } V + \text{grad } \phi = \text{grad } W = \nabla W \quad (5.11)$$

Na expressão (5.11) temos que ∇ é o símbolo do operador gradiente e W é o potencial da gravidade ou geopotencial, definido pela soma do potencial gravitacional ou de atração V (devido à massa terrestre) e o potencial centrífugo ϕ (devido à rotação do planeta):

$$W = V + \phi \quad (5.12)$$

O lugar geométrico dos pontos do campo que possuem potencial escalar W (geopotencial) constante (expressão 5.12), define uma superfície equipotencial ou superfície de nível (HOFMANN-WELLENHOF & MORITZ, 2005).

$$W = W(x,y,z) = \text{constante} \quad (5.13)$$

Potenciais podem ser descritos e intuitivamente visualizados por suas superfícies equipotenciais, sendo que no caso do campo da gravidade, estas superfícies são chamadas de geopes (GEMAEL, 2002). No caso da Terra, o geoide é uma superfície equipotencial de importância distinta, considerada por muitos a superfície fundamental da Geodésia Física. Seu conhecimento é muito importante, por ser a superfície de referência para o estabelecimento de posições verticais de pontos na superfície terrestre, além de revelar informações sobre a circulação oceânica, tectônica de placas, etc.

O conhecimento do campo de gravidade terrestre modela a distribuição de massa e o efeito de rotação terrestre, possibilitando deduzir a forma do nosso planeta, que por convenção é o geoide, o qual é muito semelhante ao elipsoide de revolução ou Terra normal. Em termos de forma, a diferença entre geoide e elipsoide é a ondulação geoidal N medida ao longo da normal ao elipsoide (figura 5.1); em termos de potencial, essa diferença consiste no potencial perturbador T (BLITZKOW et al , 2004), a ser abordado no item seguinte.

Na figura 5.1 pode ser visualizado o geoide, que dentre todas as superfícies equipotenciais, é aquela que mais se aproxima do nível médio não perturbado dos mares, ou seja, o mar em equilíbrio estático, prolongado sobre os continentes. Como o geoide é uma superfície equipotencial, a força da gravidade é ortogonal à mesma em qualquer ponto. Assim, uma maneira de definir a superfície do geoide é pelo seu geopotencial W_0 (o índice para indicar que se refere ao geoide), para o qual se aplica a expressão (5.13).

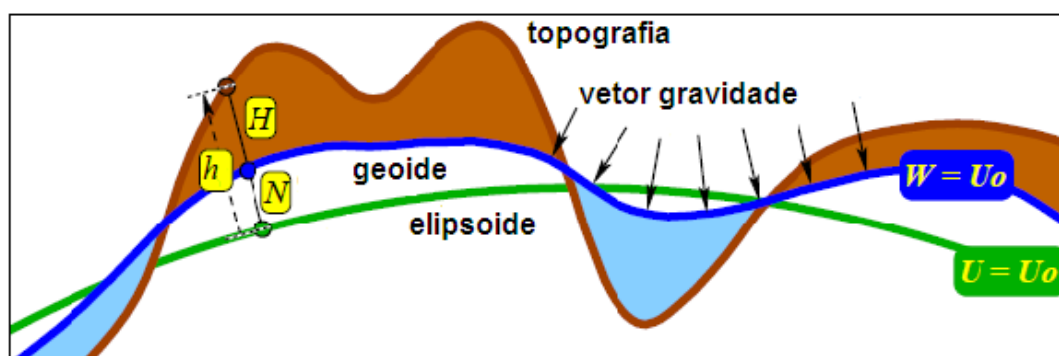


Figura 5.1 – Geoide, elipsoide e potenciais envolvidos.
Fonte: adaptado de BARTHELMES (2009)

Na figura 5.1, tem-se que:

U , W – potencial normal e geopotencial respectivamente,

h – altitude com respeito ao elipsoide,

H – altitude ortométrica (em relação ao geoide),

N – ondulação geoidal (separação entre geoide e elipsoide).

Mais detalhes a respeito do embasamento matemático anteriormente abordado podem ser encontrados em (HOFMANN-WELLENHOF & MORITZ, 2005), (GEMAEL, 2002) e (HEISKANEN & MORITZ, 1967).

5.1.3 Esferopotencial e Potencial Perturbador

Para a definição do esferopotencial, substituímos a Terra real por um modelo aproximado chamado Terra normal, que consiste de um elipsoide de revolução com mesma massa M (apenas com distribuição diferente), mesma velocidade de rotação da Terra real, com centro no centro de massa da Terra, além do fato de ser uma superfície equipotencial. Recorre-se ao elipsoide por ser a figura com tratamento matemático que mais se aproxima do

geoide. O potencial de gravidade desse elipsoide é teórico e semelhante ao geopotencial W , consistindo de uma parcela atrativa e de um potencial centrífugo ϕ (expressão 5.14).

$$U = Z + \phi \quad (5.14)$$

Onde: U é o esferopotencial produzido pela Terra normal,

Z é o potencial de atração,

O gradiente do potencial normal U é chamado vetor gravidade normal γ , dado por

$$\gamma = \text{grad } U = \nabla U \quad (5.15)$$

O esferopotencial Z deve satisfazer a equação de Laplace externamente ao elipsoide:

$$\Delta Z = 0 \quad (5.16)$$

Já o esferopotencial centrífugo ou de rotação é o mesmo da Terra real (expressão 5.8).

O esferopotencial de gravidade da Terra normal sobre sua superfície (U_0), é igual ao geopotencial de gravidade da Terra real sobre a superfície do geoide, conforme figura 5.1.

O potencial perturbador ou potencial anômalo T é dado pela pequena diferença entre o potencial de gravidade da Terra real W (geopotencial) e o potencial de gravidade da Terra teórica (Terra normal) U . Admite-se como sendo o potencial gerado pelas massas anômalas, que transformam a Terra normal (elipsoide) na Terra verdadeira (GEMAEL, 2002). Tem-se:

$$T = W - U \quad (5.17)$$

Quando se efetua a operação indicada na expressão (5.17), cancela-se o potencial centrífugo, o qual é o mesmo para a Terra real e para a Terra normal. Deste fato resulta que o potencial perturbador é uma função harmônica externamente à superfície da Terra, e que pode ser desenvolvido em série de harmônicos esféricos. Além disso, satisfaz a equação de Laplace:

$$\Delta T = 0 \quad (5.18)$$

A modelagem matemática do campo de gravidade terrestre é feita através do potencial perturbador, que por ser uma função harmônica externamente à superfície terrestre, é considerada como um elemento do chamado espaço de Hilbert. Na teoria do Potencial são definidos três problemas de valor de contorno: Problema de Dirichlet, Problema de Neumann e Problema de Hilbert. O terceiro problema de valor de contorno ou Problema de Hilbert é o que mais se aplica ao estudo, pois de certa maneira a determinação do potencial perturbador

se relaciona com o mesmo, uma vez que a anomalia da gravidade que é observada geralmente sobre a superfície física, é uma combinação linear do potencial perturbador com sua derivada normal (BLITZKOW et al, 2004). O Problema de Hilbert define que sendo conhecidos os valores da combinação linear de uma função arbitrária V e da sua derivada normal sobre uma superfície S , deve-se determinar a função V que seja harmônica interna ou externamente a S .

Antes da apresentação de fórmulas que envolvam os harmônicos esféricos, cabem algumas considerações importantes. As funções harmônicas mais importantes são os harmônicos esféricos e na sua apresentação recorre-se à transformação de coordenadas cartesianas de um ponto $P(x,y,z)$, para as respectivas coordenadas esféricas: r (raio vetor), θ (distância polar ou colatitude) e λ (longitude geocêntrica), conforme figura 5.2. A latitude φ também está representada na figura 5.2, já que a mesma é empregada nas formulações indicadas em (BARTHELMES,2009), utilizadas neste estudo.

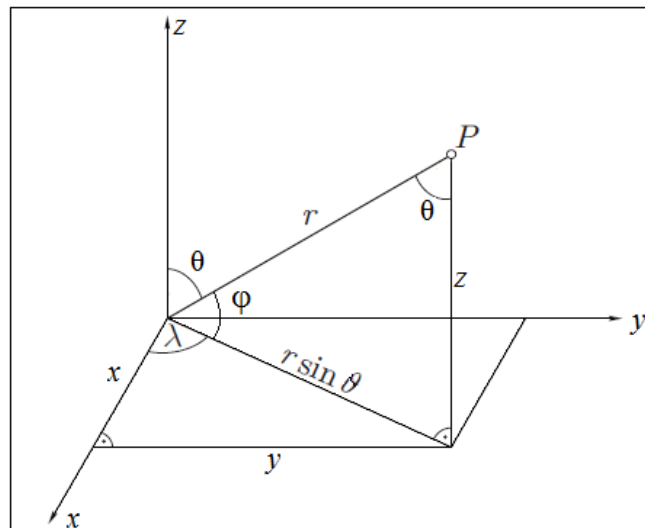


Figura 5.2 – Coordenadas esféricas e retangulares - adaptado de (HOFMANN-WELLENHOF & MORITZ, 2005)

Da figura (5.2), obtem-se:

$$r = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2} \quad (5.19)$$

$$\theta = \tan^{-1} [(x^2 + y^2)^{1/2} / z] \quad \text{ou} \quad \varphi = \tan^{-1} [z / (x^2 + y^2)^{1/2}] \quad (5.20)$$

$$\lambda = \tan^{-1} (y / x) \quad (5.21)$$

Pelo fato do potencial perturbador ser uma função harmônica, pode ser expandido em série de harmônicos esféricos da forma (HOFMANN-WELLENHOF & MORITZ, 2005):

$$T(r, \theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} T_n(\theta, \lambda) \quad (5.22)$$

sendo que R corresponde ao raio de uma esfera (no caso de aproximação esférica tem-se $r = R$ sobre o geóide), e $T_n(\theta, \lambda)$ são os harmônicos esféricos de superfície de grau n, dados por:

$$T_n(\theta, \lambda) = \sum_{m=0}^n \left[\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda \right] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (5.23)$$

onde \bar{P}_{nm} são as funções de Legendre plenamente normalizadas e \bar{C}_{nm} , \bar{S}_{nm} são os coeficientes plenamente normalizados da série, que segundo (HOFMANN-WELLENHOF & MORITZ, 2005) são dados por:

$$\bar{C}_{nm} = \sqrt{\frac{(n+m)!}{k(2n+1)(n-m)!}} C_{nm} \quad (5.24)$$

$$\bar{S}_{nm} = \sqrt{\frac{(n+m)!}{k(2n+1)(n-m)!}} S_{nm} \quad (5.25)$$

$$\bar{P}_{nm}(\cos \theta) = \sqrt{\frac{(n+m)!}{k(2n+1)(n-m)!}} P_{nm}(\cos \theta) \quad (5.26)$$

onde $k=1$ se $m=0$ e $k=2$ se $m \neq 0$. Tem-se que C_{nm} e S_{nm} são os coeficientes dos harmônicos esféricos convencionais e P_{nm} representa as funções de Legendre.

Um comentário torna-se importante, pois há referência a um elipsoide na definição do esferopotencial U, e a uma esfera de raio R presente na abordagem dos harmônicos esféricos. A aproximação do elipsoide pela esfera é usada somente em equações que relacionam quantidades pequenas (T, N, Δg , etc). A superfície de referência sempre é o elipsoide e nunca uma esfera no sentido geométrico. Como o achatamento f do elipsoide é muito pequeno, as fórmulas elipsoidais podem ser expandidas em séries de potências envolvendo termos de f, sendo todos os termos f, f^2 , etc negligenciados. As fórmulas tornam-se válidas tanto para a esfera como para o elipsoide (HOFMANN-WELLENHOF & MORITZ, 2005).

Segundo Barthelmes (2009), o potencial perturbador em harmônicos esféricos é dado por:

$$T(r, \lambda, \varphi) = \frac{GM}{r} \sum_{n=0}^{n_{\max}} \left(\frac{R}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm} \sin(\varphi) \left(\bar{C}_{nm}^T \cos m\lambda + \bar{S}_{nm}^T \sin m\lambda \right) \quad (5.27)$$

Onde: (r, λ, φ) – coordenadas geocêntricas esféricas do ponto de cálculo;

GM – produto da constante gravitacional G pela massa da Terra M ;

R – raio de referência;

n, m – grau e ordem dos harmônicos esféricos;

\bar{P}_{nm} – funções de Legendre plenamente normalizadas;

$\bar{C}_{nm}^T, \bar{S}_{nm}^T$ – coeficientes de Stokes plenamente normalizados. O índice 'T' para indicar que são coeficientes do potencial perturbador.

Os coeficientes dos harmônicos esféricos ou coeficientes de Stokes representam no domínio espectral, a estrutura global e as irregularidades do geopotencial, ou em outras palavras, representa o campo de gravidade terrestre (BARTHELMES, 2009).

A conceituação e definição matemática das funções de Legendre e dos coeficientes de Stokes são bastante longas e trabalhosas. Detalhes podem ser obtidos em (HOFMANN-WELLENHOF & MORITZ, 2005), (GEMAEL, 2002) e (HEISKANEN & MORITZ, 1967).

5.1.4 Anomalias Gravimétricas

Nas anomalias gravimétricas reside o maior interesse das aplicações da Gravimetria. As correções ou reduções da gravidade servem como ferramenta para três propósitos principais:

- a) determinação do geoide,
- b) interpolação e extrapolação da gravidade,
- c) investigação da crosta terrestre.

De forma genérica, uma anomalia gravimétrica é a diferença entre a aceleração da gravidade que foi medida na superfície terrestre (já corrigida de variações periódicas e da topografia) e a aceleração da gravidade produzida por um modelo (SÁ, 1994).

A figura 5.3 apresenta a gravidade real g e a gravidade teórica γ , sendo:

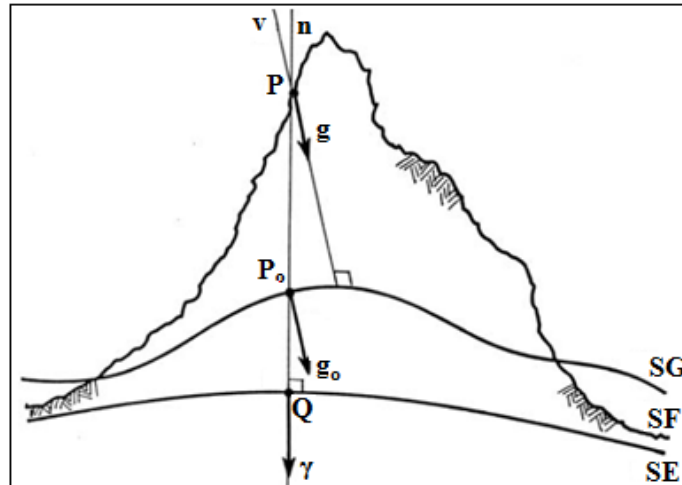


Figura 5.3 – Gravidade real e gravidade teórica - Adaptado de Sá, 1994

SG, SE, SF – superfície do geoide, do elipsoide e superfície física respectivamente,
 v, n – vertical ao geoide e normal ao elipsoide respectivamente,
 g_0 – aceleração da gravidade medida reduzida ao geoide,
 γ – aceleração da gravidade teórica na superfície do modelo.

Como definição de anomalia da gravidade, tem-se que a mesma é a diferença entre a gravidade real em P_0 (no geoide) e a gravidade normal em Q (no elipsoide). Assim:

$$\Delta g = g_0 - \gamma \quad (5.28)$$

As correções aplicadas ao valor de g originam anomalias distintas, as quais serão abordadas a seguir.

5.1.4.1 Anomalia Ar-livre

Na redução da gravidade observada na superfície física da Terra ao nível médio do mar (geoide), introduz-se a correção Ar-livre (ou correção de *Faye*), cuja anomalia resultante recebe o mesmo nome. Esta correção (C_{AL} em miligals) elimina apenas o efeito gravitacional devido à altitude do ponto de observação, ou seja, corrige o decréscimo de g em função da altitude. Admite que não haja qualquer massa entre o ponto de observação e o nível de referência. É dada por:

$$C_{AL} = 0,3086 H \quad (5.29)$$

Sendo H a altitude ortométrica (em relação ao geóide) dada em metros.

A anomalia Ar-livre (Δg_{AL}) é dada por:

$$\Delta g_{AL} = g + C_{AL} - \gamma \quad (5.30)$$

O valor da anomalia Ar-livre corresponde à determinação da anomalia ao nível do geóide como resultado da translação do ponto em altitude da superfície topográfica ao geóide, mantendo ainda a influência da atração das massas em excesso no seu exterior (CATALÃO & ANTUNES, 2012).

5.1.4.2 Anomalia Bouguer

Esta anomalia é bastante importante para aplicações geológicas e geofísicas. A correção de *Bouguer* considera a massa topográfica existente entre o geóide e o ponto de observação na superfície terrestre. O propósito da redução *Bouguer* da gravidade é a remoção completa das massas topográficas, ou seja, as massas fora do geóide. Remove o efeito gravitacional das rochas existentes entre o ponto de observação e o nível de referência.

Na correção *Bouguer* assume-se que a área ao redor do ponto gravimétrico é completamente plana e horizontal, o que constitui o platô ou placa de *Bouguer* (figura 5.4). Este platô tem densidade constante, espessura H igual à altitude entre o ponto (estação) e o geóide e de extensão infinita no sentido horizontal (HOFMANN-WELLENHOF & MORITZ, 2005). A chamada correção de *Bouguer* simples corresponde à componente vertical da atração gravitacional exercida pelo platô de *Bouguer* sobre a massa unitária situada no ponto de observação (GEMAEL, 2002), e é dada por:

$$C_{BS} = 2\pi G\rho H \quad (5.31)$$

Sendo G a constante gravitacional, H dado em metros e adotando o valor médio da densidade da crosta como $\rho = 2,67 \text{ g cm}^{-3}$, a correção de *Bouguer* simples (C_{BS} em miligals) resulta:

$$C_{BS} = 0,1119H \quad (5.32)$$

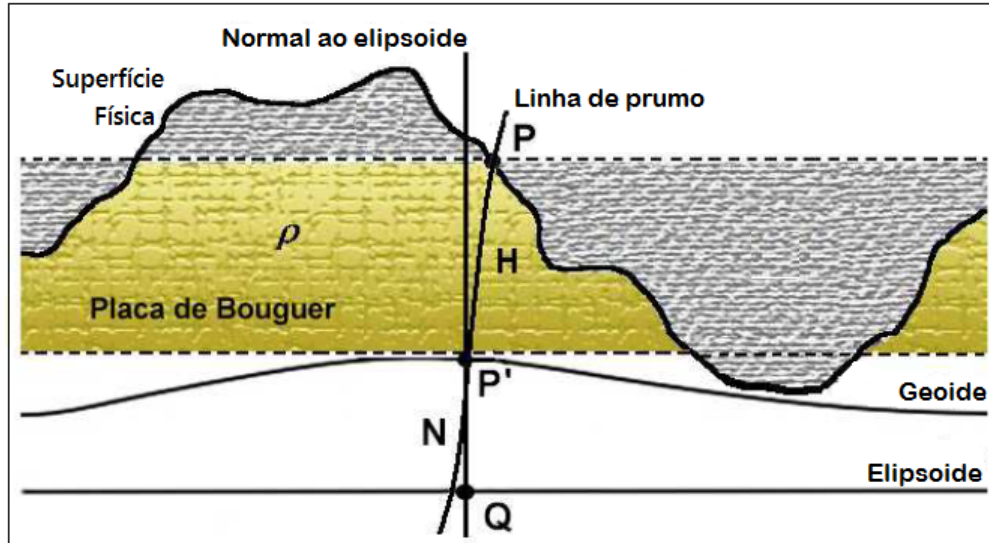


Figura 5.4 – Platô de Bouguer
 Fonte: Adaptado de LOBIANCO, (2005)

Segundo Heiskanen & Moritz (1967), a correção de *Bouguer* “completa” consiste em remover as massas entre a estação e o geoide (platô de *Bouguer*), ou seja, subtrair sua atração na gravidade observada no ponto e também reduzir a gravidade ao geoide, pela aplicação da redução Ar-livre. Outros autores consideram a correção de *Bouguer* completa quando envolve também a correção de terreno. A correção completa de *Bouguer* (C_B) é dada por:

$$C_B = 0,3086H - 0,1119H = 0,1967H \quad (5.33)$$

A gravidade *Bouguer* é expressa por:

$$g_B = g + 0,1967H \quad (5.34)$$

A anomalia *Bouguer* (Δg_B) é dada por:

$$\Delta g_B = g_B - \gamma = g + 0,1967H - \gamma \quad (5.35)$$

Como g_B refere-se ao geoide, obtém-se a genuína anomalia da gravidade subtraindo da mesma, a gravidade normal referida ao elipsoide (HOFMANN-WELLENHOF & MORITZ, 2005). Desta forma, a anomalia *Bouguer* é dada por:

$$\Delta g_B = g + C_{AL} + C_B - \gamma \quad (5.36)$$

As anomalias Ar-livre e *Bouguer* são efetuadas simultaneamente e fazem parte do que alguns autores chamam de correções de terreno. Atualmente, estas correções são feitas recorrendo-se aos chamados modelos digitais de terreno (MDT), a partir dos quais se pode calcular o efeito de atração provocado pela camada de terreno.

Em áreas continentais, deve-se subtrair a correção de *Bouguer* de modo a compensar a atração exercida pela massa topográfica entre o ponto de observação e o geóide. Já para áreas oceânicas, a correção de *Bouguer* deve ser somada, sendo seu valor obtido por:

$$C_B = 2\pi g(\rho_r - \rho_a)z \quad (5.37)$$

onde ρ_r e ρ_a são as densidades da rocha e da água respectivamente e z representa a profundidade em metros.

A chamada correção de terreno considera os desvios existentes entre o platô de *Bouguer* e a topografia nas proximidades da estação. Para efetuar esta correção são usadas técnicas numéricas e mapas digitais topográficos. Para estudos em escala regional, pode-se negligenciar esta correção desde que a topografia seja plana ou moderada, caso deste estudo.

A anomalia de gravidade *Bouguer* é definida pela diferença entre a anomalia de gravidade clássica e a atração da placa de *Bouguer*. No aplicativo *Calculation Service* (ICGEM, 2012), a anomalia Bouguer é calculada pela aproximação esférica da anomalia de gravidade clássica menos $2\pi G\rho H$, (equações 5.38, 5.39 e 5.42) (BARTHELMES, 2009). As chamadas altitudes topográficas $H(\lambda, \phi)$ são calculadas a partir do modelo harmônico esférico DTM2006. No caso de $H \geq 0$ (rocha) adotou-se para a densidade $\rho = 2670 \text{ kg/m}^3$. Para $H < 0$ (água), empregou-se $\rho = (2670 - 1025) \text{ kg/m}^3$, sendo $\rho = 1025 \text{ kg/m}^3$ a densidade média da água salgada (ICGEM, 2012). Desta forma, tem-se:

$$\Delta g_B(\lambda, \phi) = \Delta g_{cl}(\lambda, \phi) - 2\pi G\rho H(\lambda, \phi) \quad (5.38)$$

onde $\Delta g_{cl}(\lambda, \phi)$ é a anomalia da gravidade clássica, dada por:

$$\Delta g_{cl}(\lambda, \phi) = \left| \nabla W^c(N, \lambda, \phi) \right| - \left| \nabla U(0, \phi) \right| \quad (5.39)$$

O “zero”, constante no último parêntese da expressão (5.39) com respeito ao esferopotencial U , refere-se a $h=0$ no geóide. Para melhor compreensão da equação (5.39), em Barthelmes (2009) encontra-se uma expressão reescrita a partir da equação (5.17), dada por:

$$W(h, \lambda, \phi) = U(h, \phi) + T(h, \lambda, \phi) \quad (5.40)$$

A expressão (5.40) envolve coordenadas elipsóidicas (h, λ, ϕ) . O geóide, em coordenadas elipsóidicas, é a superfície equipotencial para a qual se verifica:

$$W(h=N(\lambda, \phi), \lambda, \phi) = U((h=0), \phi) = U_0 \quad (5.41)$$

onde $N(\lambda, \phi)$ é a representação habitual do geóide como alturas N em relação ao elipsoide ($U = U_0$) como uma função das coordenadas λ e ϕ , ou seja N são as ondulações geoidais.

Lembrando que (r, λ, ϕ) são coordenadas esféricas, a aproximação esférica da anomalia de gravidade clássica ($\Delta g_{cl}(\lambda, \phi)$) é explicitada por $\Delta g_{sa}(r, \lambda, \phi)$.

$$\Delta g_{sa}(r, \lambda, \phi) = -\frac{GM}{r^2} \sum_{n=0}^{n_{\max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n (n-1) \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm} \sin(\phi) \left(\bar{C}_{nm}^T \cos m\lambda + \bar{S}_{nm}^T \sin m\lambda \right) \quad (5.42)$$

Com respeito aos sinais da anomalia *Bouguer*, quando estas resultarem negativas significa indicativo de deficiência de massa, ou seja, densidade mais baixa que a média; já anomalias *Bouguer* positivas indicam excesso de massa (densidade mais alta que a média).

5.2 Emprego de Dados de Satélites Artificiais: Missões Gravimétricas

O aprimoramento do conhecimento do campo da gravidade tem sido alcançado com o emprego de medidas feitas a partir de satélites artificiais. Conforme a resolução dos modelos geopotenciais vem sendo melhorada, os resultados para modelagem do campo da gravidade terrestre se tornam mais precisos, potencializando sua aplicação na determinação das dimensões e forma da Terra, além de propiciar elementos para pesquisa sobre seu comportamento dinâmico.

Um grande avanço tem sido possível na questão da modelagem gravimétrica e suas aplicações, através de dados de gravimetria obtidos por missões de satélite. Os dados gravimétricos recentes obtidos das missões gravimétricas CHAMP (*Challenging Minisatellite Payload*), GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) e recentemente GOCE (*Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer*), têm aplicação em vários estudos das Geociências (Geodésia, Oceanografia, Glaciologia, Hidrologia, Geofísica, etc). As três missões de satélite foram projetadas visando fornecer dados mais acurados do campo de gravidade, com expectativa, segundo Bosch (2003), da realização de um geóide ao nível de centímetro, o que permitirá: unificação de sistemas altimétricos; o nivelamento preciso com GNSS (*Global Navigation Satellite System*); solucionar inconsistências no datum em dados gravimétricos terrestres e marinhos; estimar com precisão a topografia dinâmica absoluta ou topografia do nível médio do mar (TNMM), com a perspectiva de fornecer uma visão detalhada das correntes de superfície, extrapolar as correntes de superfície para o fundo do

oceano e obter estimativas confiáveis de calor (temperatura); obter novos modelos de gravidade; recálculo de órbitas de satélites altimétricos. Além disso, as medições de mudanças da gravidade como uma função do tempo, fornecem informações sobre o ciclo hidrológico global e fatores para aumento global do nível do mar.

Uma das características dos satélites dessas missões é que possuem órbita baixa e fornecem dados que conduzem a obtenção de modelos geoidais mais acurados, uma vez que órbitas altas atenuam a influência do campo de gravidade sobre o satélite. Segundo Dalazoana (2005), a grande vantagem de usar dados das missões gravimétricas é que os mesmos independem de referenciais verticais clássicos.

5.2.1 Missões gravimétricas CHAMP, GRACE e GOCE

Na sequência serão apresentadas informações e características resumidas das missões gravimétricas CHAMP, GRACE e GOCE, com mais detalhes para a missão GRACE.

O **CHAMP** foi um satélite da agência espacial alemã *Deutsche Forschungsanstalt für Luft und Raumfahrt* - DLR, em cooperação com *Geoforschungszentrum Potsdam* – GFZ, cujo objetivo foi de obter, pela primeira vez, medidas globais precisas e de alta resolução do campo de gravidade e do campo magnético terrestre, além de detectar as variações espaciais de ambos os campos e sua variabilidade com o tempo. Outros objetivos inclusos foram os de determinar parâmetros da atmosfera terrestre, entre eles vapor d'água atmosférico.

Do ponto de vista da gravidade, teve como objetivo específico a determinação precisa dos longos comprimentos de onda do campo gravitacional global e suas variações temporais causadas pela redistribuição de massa atmosférica, circulação oceânica, etc. Seu foco esteve voltado principalmente para pesquisas geocientíficas e atmosféricas. O CHAMP possuía um receptor GPS para a determinação precisa da órbita do satélite (com incerteza de 5cm). Dispunha também de um acelerômetro para medição das acelerações não gravitacionais, como é o caso do atrito atmosférico. Foi lançado em 15 de julho de 2000, com altitude inicial de 454 km, massa de 522,5 kg, 8,3 m de comprimento, órbita circular e polar, e previsão de operacionalidade de 5 anos. Esteve em órbita até setembro de 2010, com quase 60.000 órbitas em torno da Terra (GFZ, 2012), superando a expectativa prevista.

A missão **GRACE** faz parte do programa *Solid Earth and Natural Hazards* (SENH), sendo um projeto conjunto da NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), da DLR (*Deutsche Forschungsanstalt für Luft und Raumfahrt*), da UTCSR (*University of Texas*

Center for Space Research - UTCSR) e da *GeoForschungsZentrum (GFZ) Potsdam*, objetivando fornecer observações aprimoradas do campo gravitacional terrestre.

O sistema GRACE, lançado em 17 de março de 2002, consiste de dois satélites idênticos, equipados com acelerômetro para medição de acelerações não gravitacionais (atrito atmosférico, pressão de radiação solar, etc), e receptores GPS, que determinam suas posições em relação a um referencial geocêntrico. Estão em órbita quase polar, numa altitude aproximada de 450 a 500 km, e separados por uma distância de 220 km, a qual é monitorada continuamente por um sistema de micro-ondas, cujas variações são utilizadas na determinação do campo gravitacional. O dispositivo *K-Band Ranging System* (KBR) permite a medição das variações da distância relativa induzidas pela gravidade, entre os dois satélites com precisão de 5 μm , o que melhora a resolução na recuperação do campo gravitacional global a partir do espaço (LOBIANCO, 2005) e (GRACE, 2012b). O princípio de rastreamento satélite-a-satélite no modo baixo/baixo (SST-II), no qual os dois satélites com órbitas quase idênticas seguem um ao outro (conhecidos também como Tom e Jerry), tentando manter a distância que os separa. Os próprios satélites são praticamente idênticos, apresentando apenas diferença nas frequências de rádio usadas para comunicação com a Terra e nas frequências usadas para a ligação entre os satélites. Busca-se monitorar o movimento relativo dos centros de massa dos dois satélites, derivado da conexão entre os mesmos juntamente com os dados de aceleração e altitude medidos, o que permite a modelagem do potencial anômalo do campo da gravidade (GRACE, 2012 e JAMUR, 2007).

O principal objetivo da missão GRACE é o de mapear as variações do campo da gravidade terrestre com precisão, o que é conseguido graças ao rastreamento GPS ininterrupto, que produz informações fundamentais sobre a distribuição e fluxo de massa no interior da Terra. As variações da gravidade dos estudos GRACE incluem mudanças devidas às correntes superficiais e profundas do oceano; escoamento e armazenamento de água subterrânea em massas terrestres de terra; interações entre blocos de gelo e geleiras e os oceanos e variações de massa no interior da Terra. Além disso, visa propiciar um melhor conhecimento da atmosfera terrestre e auxílio no entendimento das mudanças climáticas globais (NASA, 2012a).

A GFZ disponibiliza gratuitamente modelos do campo da gravidade obtidos com dados da missão GRACE, variáveis semanal e mensalmente através dos conjuntos de coeficientes dos harmônicos esféricos que representam o campo potencial da Terra para certo período de tempo.

O conceito da missão GRACE (GRACE, 2012c) pode ser visualizado na figura 5.5.

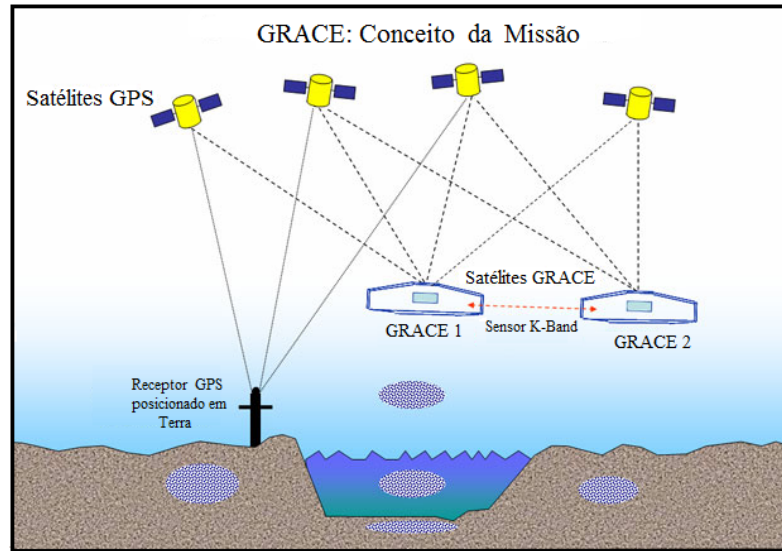


Figura 5.5 – GRACE: Conceito da Missão

O satélite da missão **GOCE** da agência ESA (*European Space Agency*) foi lançado em 17 de março de 2009, numa órbita a 250 km de altitude, com aproximadamente 5 m de comprimento e pesa cerca de 1.200 kg. É dotado de um gradiômetro de gravidade eletrostático que incorpora 6 acelerômetros altamente sensíveis afastados 50 cm entre si, dispostos em pares ao longo de três eixos perpendiculares. São medidas as pequenas diferenças de gravidade entre os pares de acelerômetros. Segundo a ESA, o geoide pode ser obtido com uma resolução de cerca de 70 km de meio comprimento de onda e com uma precisão de 1 cm em uma escala quase global, e precisão de 1 mGal para a detecção de anomalias do campo de gravidade.

Um geoide com mais precisão, de alta resolução, propicia uma melhor definição dos fluxos de massa globais, monitoramento de alterações do nível do mar e também na obtenção de um padrão global de circulação dos oceanos com altimetria por satélite. A missão GOCE busca obter uma resolução final alta do campo da gravidade da Terra (ESA, 2012a). Já para aplicações geofísicas, dados da missão GOCE integrados com dados de magnetometria, topografia e sismologia permitirão a geração de mapas detalhados de variações da densidade da crosta terrestre e também manto superior, com uma melhor modelagem das bacias sedimentares, compreensão de movimentos tectônicos, etc.

Estudos recentes têm demonstrado a viabilidade do uso de modelos geopotenciais gerados a partir de dados de missões gravimétricas, sendo alguns abordados na sequência.

Jamur et al, (2010) realizaram um estudo de comportamento de modelos geopotenciais globais obtidos de dados exclusivamente da missão GOCE, conjugados com dados GRACE e CHAMP, e compararam com o modelo geoidal brasileiro MAPGEO2010

relativamente às anomalias de altitude obtidas com GPS sobre RRNN. Constataram que houve melhores resultados para os primeiros, evidenciando uma das maiores potencialidades da gravimetria por satélites que é a da consistência de referenciais. Na figura 5.6 são apresentados os satélites das missões gravimétricas.



Figura 5.6 – Satélites das missões CHAMP, GRACE e GOCE
 Fonte: CHAMP 2012; GRACE 2012d; ESA 2012a

Uma das aplicações dos dados provenientes das missões gravimétricas em geral, está na área da Geofísica. Tassara et al, (2007) estimaram a estrutura da espessura elástica da América do Sul, principalmente na porção oeste, usando dados de gravidade derivados de satélite. O modelo global utilizado foi o EIGEN-CG03C (gerado a partir de dados das missões CHAMP e GRACE) para cálculo das anomalias *Bouguer* usadas para estimar a espessura elástica. Os autores concluíram que a metodologia empregada foi eficiente, recobrando as variações espaciais esperadas na extensão litosférica entre diferentes províncias tectônicas.

Já Perez-Gussinye et al, (2007) afirmam que a rigidez flexural ou espessura elástica efetiva da litosfera (T_e), depende principalmente de seu gradiente termal e composição. Por conseguinte, mapas da variabilidade lateral de T_e em continentes refletem suas estruturas litosféricas. Os autores apresentam um novo mapa T_e da América do Sul, que foi gerado usando uma compilação de dados de gravidade derivados de satélite (modelo EIGEN-CG03C) e dados de gravidade terrestre (incluindo EGM96), e uma técnica de coerência *multitaper Bouguer*. A função de coerência empregada pelos autores para cálculo de T_e , estima a correlação da topografia e da anomalia *Bouguer*, em função do comprimento de onda, sendo que posteriormente, a coerência é modelada para determinar a espessura elástica efetiva da litosfera.

Os dados da missão GRACE (período 2002-2004) foram utilizados na análise da variação dos elementos do campo de gravidade na região do Aquífero Guarani. Esta variação considera todas as mudanças de gravidade causadas por variações na distribuição de massa da superfície da Terra e pela deformação da Terra sólida como respostas a estas variações,

estimadas pelos coeficientes de Stokes, dados pela missão GRACE. As soluções foram obtidas somente a partir de perturbações de órbita dos satélites, não dependendo dos dados de gravidade no oceano ou no continente (BOMFIM & MOLINA, 2009). O Aquífero Guarani é um dos maiores sistemas aquíferos do mundo, ocupando área total de cerca de 1,2 milhões de km², nas bacias do Paraná e do Chaco Paraná (em território brasileiro ocupa cerca de 840.000 km²). A análise feita apontou que os dados da missão GRACE podem fornecer informações importantes na modelagem hidrológica de grandes aquíferos.

Os modelos obtidos com dados das missões CHAMP e GRACE permitiram resolver satisfatoriamente os longos e médios comprimentos de onda do campo gravitacional. Já os curtos comprimentos de onda podem ser obtidos através de dados gravimétricos de superfície usando a integral modificada de Stokes, associados a um modelo digital do terreno (BLITZKOW et al, 2004). Alguns exemplos de modelos do campo da gravidade global: EGM96, GGM02C (um dos primeiros da missão GRACE), EIGEN-GL04C e EIGEN-GL05C (modelos completos até grau e ordem 360), PGM2007A (preliminar ao EGM2008).

Os modelos geopotenciais são expressos por conjuntos de coeficientes do potencial gravitacional anômalo desenvolvido em harmônicos esféricos, sendo definidos por meio de integração de dados do campo da gravidade distintos quanto a tipo e precisão (SOUZA et al, 2007). O uso de dados obtidos por satélite vem contribuir na densificação de informações, uma vez que muitos modelos geopotenciais apresentam deficiências em razão da irregular distribuição global dos dados gravimétricos. A densificação de medidas gravimétricas em áreas remotas usando levantamentos terrestres e aéreos, o surgimento de missões satelitais gravimétricas CHAMP, GRACE e GOCE, o uso de modelos digitais do terreno globais de elevada resolução e precisão, os quais foram construídos a partir de observações da missão *Shuttle Radar Topography Mission-SRTM*, e o desenvolvimento de novos métodos e técnicas para calcular o geoide têm permitido a elaboração de vários modelos geoidais para países tais como: Austrália, Canadá, Japão, USA, e globais como já citados anteriormente.

Com o advento da altimetria por satélites, grandes superfícies oceânicas foram recobertas por medições. Mas ainda existem dificuldades devido aos grandes vazios continentais a serem recobertos, assim como os dados oceânicos que devem ser corrigidos da topografia da superfície do mar, e mesmo os dados terrestres disponíveis não apresentam homogeneidade de precisão. Sob este aspecto, dados de satélite já apresentam vantagem.

Para áreas que são desprovidas de informações gravimétricas, os dados obtidos de satélites específicos para estudo do campo da gravidade (CHAMP, GRACE e GOCE) propiciam uma melhora no seu conhecimento.

Na atualidade, os modelos do campo de gravidade global obtidos principalmente com emprego de medições feitas por satélite, estão cada vez mais detalhados e precisos. Estes modelos podem ser combinados com dados clássicos, como anomalias da gravidade, ou com dados mais recentes como é o caso dos derivados de altimetria por satélite. Neste contexto, a Geodésia deve disponibilizar os vários funcionais do campo da gravidade para as Geociências de modo geral, com a melhor precisão possível (BARTHELMES, 2009).

5.2.2 *O modelo EGM2008*

Denomina-se modelo do geopotencial ao conjunto de coeficientes do desenvolvimento do potencial gravitacional em série de funções harmônicas esféricas. Este modelo representa a distribuição do potencial da gravidade sobre uma dada região ou sobre toda a Terra. A partir de modelos gravitacionais, podem ser obtidas informações vinculadas ao campo da gravidade, como anomalias da gravidade, ondulação geoidal, deflexão da vertical, etc, com aplicações diversas.

Foram desenvolvidos vários modelos gravitacionais para a Terra, sendo que os primeiros dispunham de um número pequeno de coeficientes (grau), devido à menor disponibilidade de dados gravitacionais. Um dos que foram muito usados foi o EGM96 (*Earth Gravitational Model of 1996*), de grau 360. O modelo EGM96 de resolução 30'x30' usou dados gravitacionais de cerca de 40 satélites, dados de elevação oriundos de 29 fontes distintas, e dados de altimetria por satélite do TOPEX, do ERS-1 e do GEOSAT para áreas marinhas, o que permitiu ao EGM96 uma acurácia do geóide entre $\pm 0,5$ e ± 1 m RMS (erro médio quadrático) (KENYON et al, 2007).

Na concepção do EGM2008 foram usados dados de rastreamento de satélite, dados de gravidade e dados de altimetria. O EGM2008 apresenta resolução espacial de aproximadamente 9 km para as informações advindas do campo da gravidade terrestre, e busca atingir um erro médio quadrático, em escala global melhor que ± 15 cm para a ondulação geoidal (PAVLIS et al 2012). No seu desenvolvimento, foram usados bancos de dados de todo mundo das melhores informações da gravidade disponíveis, a partir de fontes terrestres, marinhas e aéreas e também das missões de satélite, principalmente GRACE (ICGEM, 2012), compilados pela NGA. Dentre outras missões, citam-se dados TOPEX/POSEIDON, JASON-1, ERS-1/2, GEOSAT, ENVISAT (*Environmental Satellite*), GFO (*GEOSAT Follow-On Satellite*), ICESat (*Ice, Cloud and land Elevation Satellite*), que

tiveram colaboração no desenvolvimento de uma Superfície Média do Mar (MSS) sobre os oceanos e a Topografia Oceânica Dinâmica (DOT).

Os dados do *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM), em conjunto com outras fontes de elevação (GTOPO30, ICESat, etc), foram usados para correções do terreno e Modelagem Residual do Terreno (RTM) de todos os dados de gravidade da superfície, sendo este um dos principais avanços sobre o modelo EGM96 (KENYON et al., 2007). O uso de um banco de dados de elevação (MDT) global de maior resolução e precisão possível é um requisito muito importante no desenvolvimento de um EGM de alta resolução (PAVLIS et al., 2012). Neste sentido, foi compilado um modelo topográfico digital global (*Digital Topographic Model* DTM2006.0), que apresenta resolução de 30"x 30", o qual utilizou as informações de elevação disponíveis do SRTM. Sobre o oceano, o modelo DTM2006 baseia-se em estimativas da batimetria (SMITH & SANDWELL, 1997), de dados de altimetria e sondagens de profundidade a bordo de navios.

Há inúmeras aplicações dos modelos de coeficientes do potencial de alto grau (modelos gravitacionais globais). As duas principais são: na área terrestre, o posicionamento com GNSS e alturas do geóide determinadas por gravimetria permitem determinar a altitude ortométrica e diferenças de altura sem a necessidade de nivelamento (SCHWARZ et al, 1987), onde um modelo global de alto grau pode ser usado como uma referência para apoiar o desenvolvimento de geóides regionais com mais detalhamento. Já para áreas do oceano, a necessidade de se determinar a topografia oceânica dinâmica absoluta (DOT), a partir de alturas da superfície do mar derivadas de altímetros, e de um modelo gravitacional global, requer requisitos de resolução e precisão mais rigorosos nos modelos globais de alto grau (GANACHAUD et al, 1997), apud PAVLIS et al, 2012.

De acordo com Pavlis et al (2008), o modelo gravitacional EGM2008 da *US National Geospatial-Intelligence Agency-NGA*, publicado em abril de 2008, completo até o grau e ordem 2159 dos coeficientes harmônicos esféricos, resolvendo os curtos comprimentos de onda do geóide e da anomalia da gravidade, podendo ser estendido até o grau 2190 e ordem 2159, está disponível para o potencial externo da Terra (NGA, 2013). Incorpora dados de anomalia da gravidade e dados altimétricos derivados, utilizando PGM2007B (uma variante do PGM2007A), e o modelo *Dynamic Ocean Topographic* (DOT) como referência. A NGA decidiu desenvolver um novo modelo gravitacional terrestre (EGM) para servir como substituto do modelo EGM96, e também como possível modelo de referência na análise dos dados adquiridos com a missão GOCE (PAVLIS et al, 2012).

Segundo Pavlis et al (2012), em relação ao modelo EGM96, o modelo EGM2008 representa uma melhoria de fator seis na resolução, e por um fator de três a seis em precisão, dependendo do funcional gravitacional usado e da área geográfica. Os autores também afirmam que o modelo significa um marco e também um novo paradigma na modelagem do campo de gravidade global, demonstrando pela primeira vez, que dispendo de dados gravimétricos precisos e detalhados, um único modelo global pode cumprir os requisitos de uma gama muito ampla de aplicações. O principal produto do modelo EGM2008 é o conjunto de coeficientes harmônicos esféricos estimados, grau 2190 e ordem 2159. A partir desses coeficientes, o usuário pode calcular os valores de vários funcionais do potencial gravitacional como anomalias da gravidade, anomalias de altura, desvios da vertical, etc, usando a síntese harmônica. A expansão em harmônicos esféricos do potencial gravitacional completa de grau e ordem 2159 envolve cerca de 4,7 milhões coeficientes. Os coeficientes do modelo EGM2008 e produtos relacionados são livremente disponíveis ao usuário (NGA, 2013).

No projeto do EGM2008 foi adotado o mesmo Sistema Geodésico de Referência - SGR usado para o EGM96, que é definido pelos seguintes quatro parâmetros (PAVLIS et al ,2012), conforme quadro 5.1.

Quadro 5.1 – Parâmetros usados no EGM2008

Parâmetros	Valor
Constante Gravitacional - GM	$3.986.004,415 \times 10^8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$
Semi-eixo maior - a	6.378.136,3 m
Coefficiente zonal de 2º. grau (tide-free)- C2,0	$- 484,1654767 \times 10^{-6}$
Velocidade de rotação média da Terra - w	$7.292.115 \times 10^{-11} \text{ rad s}^{-1}$

O EGM2008 está referenciado ao WGS84 e adota a opção livre de maré (*tide free*) ao efetuar o cálculo dos coeficientes, ou seja, são eliminados os efeitos da deformação e efeitos diretos e indiretos do potencial associado à maré permanente (MAKINEN, 2008).

Lopes (2010) concluiu que o emprego do modelo EGM2008 conduziu a resultados satisfatórios na determinação da Topografia Dinâmica Média (TDM), e respectivas correntes geostróficas médias, na região da Confluência Brasil Malvinas (CBM) e Atlântico Sul, com a identificação das principais feições de grande e meso-escala, fato não possível com uso do modelo EGM96 também testado.

6. BATIMETRIA

Informações batimétricas são importantes não só como auxílio à navegação, mas também no estudo e compreensão do comportamento do planeta, sua evolução, e principalmente na caracterização de plataformas continentais e regiões oceânicas. O conhecimento da topografia do assoalho oceânico é essencial na compreensão de aspectos da oceanografia, biologia marinha, geologia, etc, uma vez que afetam o comportamento das marés, correntes, distribuição dos sedimentos, etc.

Quando se empregam cartas topográficas ou batimétricas, as mesmas fornecem uma imagem da superfície terrestre ou oceânica, na qual a maioria de importantes relações entre a forma do terreno e a estrutura do subsolo é preservada. Neste sentido, a análise cartográfica do relevo utilizando-se de cartas batimétricas, foi desenvolvida por Corrêa (1990) no estudo da geologia da plataforma continental do Rio Grande do Sul, com respeito à sua organização morfoestrutural e que indicou a continuidade de grandes unidades estruturais continentais em direção à margem continental.

Vários autores têm usado feições morfológicas submersas provenientes de modelagem batimétrica, como eficientes indicadoras de processos vinculados à dinâmica de transporte sedimentar, às oscilações pretéritas do nível do mar e a descontinuidades condicionadas por controle tectônico, sobretudo na plataforma continental (BONETTI FILHO & FURTADO, 1996). Os trabalhos de Bonetti Filho & Furtado (1996) e Conti (2006 e 2009), foram desenvolvidos na área da Oceanografia Geológica, com a modelagem de dados batimétricos e a associação de feições morfológicas de fundo a processos fluviais e/ou marinhos.

Para a caracterização morfológica do fundo oceânico, é comum recorrer-se a modelos digitais do terreno integrados a Sistemas de Informações Geográficas (SIGs). Costa & Souza Filho (2007) utilizaram modelos digitais de elevação na representação do relevo submerso e emerso na Zona Costeira Amazônica, com objetivo de gerar e analisar modelos batimétricos tridimensionais, baseando-se em cartas batimétricas, buscando caracterizar morfológicamente o fundo oceânico para futura análise temporal dos processos de erosão e sedimentação. Costa & Souza Filho (2007) afirmam que a geração e utilização de modelos digitais do terreno do fundo oceânico quando integrados aos SIGs, constituem ferramentas bastante úteis para a caracterização morfológica deste meio específico.

Os dados batimétricos são tradicionalmente provenientes de ecossondagens a partir de navios (levantamentos com barcos). Há mais informações concentradas ao longo das rotas

(faixas) de navios mercantes, podendo haver muitos quilômetros entre as faixas, ou seja uma distribuição esparsa. Em regiões com pouco ou nenhum tráfego de navios, a batimetria não é bem conhecida a partir desta técnica de obtenção de dados, e a altimetria por satélite auxilia no mapeamento do fundo oceânico. A figura 6.1 refere-se ao Projeto GEBCO (*General Bathymetric Chart of the Oceans*), com resolução de 1 minuto.



Figura 6.1 – GEBCO-1 – Batimetria Global

Fonte: www.space.dtu.dk/english/~media/Institutter/Space/English/scientific_data_and_models/global_bathymetry_model/dnsc08bat.ashx.

As edições do projeto GEBCO têm sido usadas por décadas para apoio à batimetria, com interpolações na geração de grades estimadas. A última edição do GEBCO *world map* baseia-se em dados de batimetria da grade global GEBCO_08 (espaçamento de 30 segundos de arco), apoiado sobre um banco de dados de sondagens ao longo de rotas de navios, com interpolação entre as ecossondagens orientada por dados de gravidade derivados de satélite (BODC, 2013).

Principalmente em regiões de mar aberto, a altimetria por satélites contribui com informações valiosas sobre as variações na altitude da superfície do mar, possibilitando a melhoria dos produtos marinhos geodésicos, tais como a superfície média do mar (MSS - *Mean Sea Surface*) e do campo de gravidade marinho.

6.1 Altimetria por satélites

A evolução dos sensores aerotransportados em plataformas orbitais usados nas missões por satélite com a obtenção de dados precisos de altimetria por satélites de regiões oceânicas, tem permitido um melhor conhecimento destas regiões para muitas aplicações, sejam elas geofísicas, geológicas, climáticas, geodésicas, etc.

As medições por satélites têm cobertura global, com o recobrimento homogêneo de grandes áreas oceânicas com alta resolução espacial e temporal, num curto período de tempo. Estes dados auxiliam na estimativa do nível médio global, e com emprego de modelos numéricos globais, na estimativa da circulação oceânica global. As aplicações da altimetria por satélites são bastante amplas, entre elas (SANDWELL & SMITH, 1997):

a) navegação, principalmente para fins militares, e para atualização de sistemas de navegação inerciais em voos comerciais;

b) predição da profundidade do leito oceânico para construção de mapas batimétricos;

c) dados usados na confirmação da teoria das placas tectônicas. As áreas onde as placas tectônicas se encontram são de intensa atividade tectônica submarina, que causam distorções no campo gravitacional, detectada pelos altímetros;

d) identificação de vulcões submarinos;

e) exploração petrolífera, com uso de dados de gravimetria de satélites altímetros para localização de bacias sedimentares em áreas remotas;

f) estruturas litosféricas: uso de medidas de gravidade marinhas para estimativa da porção elástica das placas tectônicas;

g) estudo do comportamento e variação do nível médio do mar, para subsidiar análise de mudanças climáticas globais.

h) análise do comportamento de ondas e ventos.

Jamur & Freitas (2012) estudaram alternativas para combinar altimetria e gravimetria por satélites para uso em regiões de baixa cobertura convencional, através da fusão de modelos do geopotencial globais (MGGs) e modelos digitais de elevação (MDEs), na região de Imbituba-SC, desde o oceano (-120 m) até um maciço rochoso no continente (1.200 m de elevação). Os autores afirmam que a batimetria oceânica permite tratar diferentes densidades abaixo do geóide nas porções oceânicas e seus efeitos são fundamentais no desenvolvimento dos MGGs.

Abouleta (2012) estudou a potencialidade de dados de gravidade por altimetria por satélite como fonte de informação ambiental geofísica, para um estudo de caso na margem continental do norte do Egito, buscando obter uma visão completa do campo de gravidade marinho da área de estudo. Comparou dados de anomalia de gravidade de bordo com dados do campo de gravidade marinhos disponíveis que foram derivados de altimetria de satélite, a partir de uma grade global de 2' das missões GEOSAT e ERS1, compilados por Sandwell & Smith (1997). Os resultados mostraram uma boa correlação entre os dois tipos de dados ao se analisar a anomalia ar-livre e dados de anomalia *Bouguer* geradas, que possibilitaram a descoberta de estruturas no subsolo marinho. O autor afirma que os dados de missões de satélites auxiliam os geocientistas na determinação da estrutura interna da terra e sua tectônica, fornecendo informações valiosas do campo de gravidade terrestre.

McAdoo (2006) traça um histórico da evolução e emprego da altimetria por satélites e suas várias missões. Afirma que os altímetros de radar espaciais efetuaram a perfilagem do oceano por mais de 30 anos, cujos dados altimétricos proporcionaram uma revolucionária e drástica melhora na visão do campo de gravidade marinho global e do geoide e consequentemente na compreensão da batimetria global e tectônicas marinhas. Smith & Sandwell (1997) elaboraram um mapa digital batimétrico com resolução horizontal de 1 a 12 km, combinando os dados das sondagens de profundidade de qualidade controlada com navios disponíveis ao longo de décadas, com informações de alta resolução da gravidade marinha obtidas pelos satélites ERS-1 e GEOSAT, sendo seu trabalho uma referência no uso da técnica. Os autores afirmam que pelo fato da razão topografia/gravidade variar de uma região para outra devido a fatores como alterações na espessura de sedimentos entre outros, a estimativa da topografia a partir da gravidade não é algo simples, e requer sondagens de profundidade de precisão para que se efetue a calibração.

O mapeamento convencional do fundo oceânico pelas ecossondagens a bordo de navios é um processo tedioso, sujeito a grandes erros em navegação e digitalização, com distribuição esparsa dos dados (SMITH & SANDWELL, 1997). O levantamento sistemático dos oceanos por navios levaria mais de 200 anos de tempo de pesquisa a um custo de bilhões de dólares. A vantagem principal do uso de satélites é sua relativamente maior velocidade e menor custo na obtenção dos dados, resolução e cobertura globalmente uniforme por atuarem com o mesmo tipo de sensor de medição, além de não perturbarem a vida marinha, que é o caso dos dispositivos acústicos usados nas ecossondagens (SANDWELL *et al*, 2002).

6.1.1 Princípio de Medição

Na altimetria por satélite obtém-se indiretamente a gravidade pela medição das variações de altura do geóide na superfície do mar (medindo variações de altura da superfície do mar). Os altímetros de radar a bordo de satélites transmitem sinais de alta frequência para a Terra (acima de 1.700 pulsos por segundo, na frequência das micro-ondas) e recebem o retorno do sinal após o mesmo ser refletido pela superfície do mar. O radar usa radiação de micro-ondas na detecção de distâncias, velocidades, e outras características de objetos distantes. Parte do sinal retorna para o altímetro onde o tempo de viagem é medido com precisão usando relógios atômicos.

Denominando-se por R_S a distância entre o satélite e a superfície do mar, a mesma pode ser estimada a partir do tempo de percurso do sinal (ida e volta) que foi emitido pelo radar (Δt) até a superfície do mar (SEEBER, 2003). O produto da metade do tempo de percurso pela velocidade da luz (ondas eletromagnéticas), resulta no alcance da medida R_S (*Range*), que é dado por:

$$R_S = c (\Delta t/2) \quad (6.1)$$

Sendo c a velocidade de propagação da luz no vácuo.

As ondas eletromagnéticas viajam através da atmosfera, podendo ser desaceleradas por vapor d'água ou ionização. As medições devem ser corrigidas das quantidades variáveis de vapor d'água na baixa atmosfera e de elétrons livres na atmosfera superior, pois ambos podem desviar os pulsos de micro-ondas (JPL, 2012a). O valor final de R_S pode ser estimado com precisão de 2 cm após a correção destes efeitos atmosféricos (AVISO, 2012). Após a correção de efeitos atmosféricos e instrumentais, as medições de R têm precisão melhor que 3 cm em relação ao centro da Terra (JPL, 2012b).

No processo de conversão das medidas do altímetro em medidas de altitude da superfície do mar (*Sea Surface Height-SSH*), são necessárias, além das correções atmosféricas citadas, correções instrumentais e das órbitas dos satélites altímetros (trajetória e velocidade do satélite em sua órbita) (SEEBER, 2003). Conforme Polito (2002), as correções podem ser agrupadas em dois tipos: eletromagnéticas e geofísicas.

a) eletromagnéticas: os principais efeitos que reduzem a velocidade da onda eletromagnética são: elétrons livres na ionosfera, efeito da atmosfera seca e efeitos do vapor d'água na troposfera.

b) geofísicas: considerar a altura do geoide, efeito da maré da Terra sólida e da maré oceânica; carga atmosférica (peso da coluna atmosférica que ao variar, cria anomalias na altura do oceano por efeito hidrostático), presença de ondas e precisão da órbita do satélite afetada por atrito, vento solar, anomalias gravitacionais e as inerentes ao posicionamento.

O altímetro mede a distância do satélite até a superfície do mar, sendo um de seus objetivos principais determinar elevações e depressões no assoalho oceânico. As observações são inicialmente corrigidas para modelar o comportamento da velocidade do pulso de radar (velocidade da luz) através da atmosfera. Os altímetros também proporcionam dados sobre o comportamento dos ventos, altura das ondas na superfície do mar, etc.

Sistemas de localização como o DORIS (*Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite*) e o GNSS, permitem determinar a posição da órbita do satélite com alta precisão (1 cm), e a locação precisa de pontos terrestres. É o caso da missão TOPEX/POSEIDON, onde a velocidade do satélite em sua órbita e sua trajetória em relação à Terra são monitoradas pelo sistema DORIS (AVISO, 2012b). Conhecendo-se a órbita do satélite, a altitude do mesmo (h_S) com relação a um elipsoide de referência também é conhecida (vide figura 6.2). Assim, é possível obter-se a altitude da superfície do mar (SSH - *Sea Surface Height*) sobre o elipsoide de referência pela expressão (6.2).

$$\text{SSH} = h_S - R \quad (6.2)$$

Sendo R a distância entre o satélite e a superfície do mar, já corrigida para atrasos de caminho na propagação do sinal e correções ambientais.

Na figura 6.2 tem-se que:

h_S é a altitude do satélite em relação ao elipsoide de referência;

R_S é denotado por *Range*, ou seja, a medida do radar altímetro;

SSH é a altitude da superfície do mar sobre o elipsoide de referência;

N é a ondulação geoidal ou distância entre o geoide e o elipsoide, ou altura geoidal em relação ao elipsoide de referência;

ζ é a topografia oceânica.

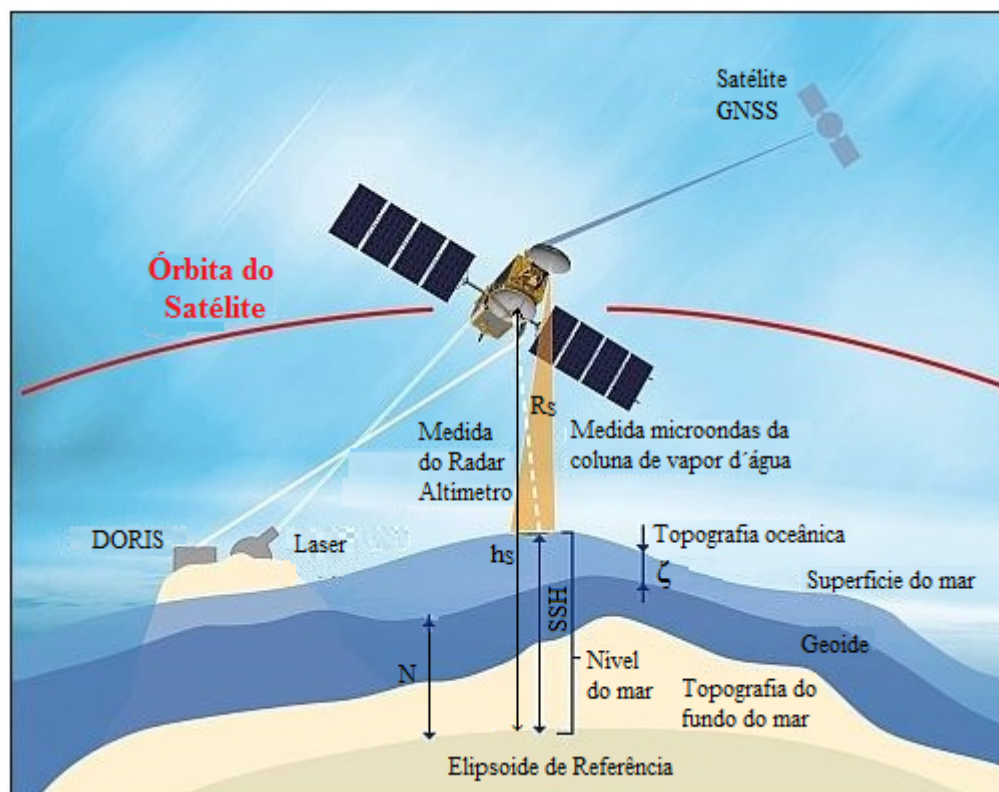


Fig 6.2 – Princípio da altimetria por satélites.

Fonte: Adaptado de <http://science.nasa.gov/earth-science/oceanography/physical-ocean/ocean-surface-topography/>

A composição da SSH considera os seguintes efeitos:

- a altitude da superfície do mar em relação ao elipsoide, isenta de perturbações (ventos, correntes marinhas, marés, etc), chamada de geóide, o qual é o resultado de variações da gravidade ao redor do mundo. O geóide é limitado por uma superfície equipotencial do campo de gravidade da Terra que coincide com o nível médio não perturbado dos mares, prolongada através dos continentes (IBGE, 2012). Para cada ponto, o vetor gravidade será perpendicular à superfície geoidal, a qual apresenta um formato ondulatório levemente irregular, acompanhando as variações da estrutura de distribuição de massa da Terra, considerando portanto, as diferenças de densidade no assoalho oceânico. A separação entre o geóide e o elipsoide fica em torno ± 30 m, sendo o valor máximo de ± 100 m (IBGE, 2012).

- a topografia dinâmica ou oceânica (TD ou TO) possui valor na ordem de $\pm 1,5$ m. A topografia dinâmica é a altura da superfície do mar em relação ao geóide, associada com todos os processos termodinâmicos oceânicos, incluindo interações oceano-atmosfera, sendo de particular importância na Oceanografia. A TD (designada por ζ) varia em função do tempo e da posição geográfica sendo oriunda do efeito de agentes físicos, meteorológicos e oceanográficos quais sejam: correntes marinhas, variação do índice de salinidade das águas do

oceano, ventos, variação de pressão atmosférica e temperatura, descarga fluvial nos oceanos (LOPES, 2006).

Da figura 6.2 pode-se constatar que para um ponto, tem-se (ANDERSEN, 2010b):

$$\text{SSH} = N + \zeta + e \quad (6.3)$$

onde ζ é a topografia da superfície do mar variável no tempo, que é parcela de principal interesse na Oceanografia; e é o erro total. Para a Geodésia, N é a parcela de maior interesse.

Segundo Andersen (2010c), os principais contribuintes para o erro (e) nas observações altimétricas individuais são os seguintes:

$$e = e_{\text{órbita}} + e_{\text{marés}} + e_{\text{range}} + e_{\text{retrack}} + e_{\text{ruído}} \quad (6.4)$$

onde $e_{\text{órbita}}$ é o erro de órbita radial;

$e_{\text{marés}}$ é o erro devido ao sinal residual de marés;

e_{range} é o erro na correção da medida R_S (referente ao atraso atmosférico);

e_{retrack} é o erro devido ao *retracking*;

$e_{\text{ruído}}$ é o ruído de medição.

O geóide pode ser descrito em termos de um modelo geoidal de referência de longo comprimento de onda (N_{REF}) e uma parte residual (ΔN), como visualizado na expressão (6.5).

$$N = N_{\text{REF}} + \Delta N \quad (6.5)$$

De forma similar, conforme Andersen (2010a) e Paolo (2009), a topografia da superfície do mar (ζ) pode ser descrita em termos de:

- uma componente quasi-estacionária definida como topografia dinâmica média (ζ_{MDT}), a qual compreende os longos comprimentos de onda da variabilidade oceanográfica;

- uma topografia da superfície do mar variável no tempo ($\zeta(t)$), também chamada de topografia oceânica dinâmica (DOT), referente aos curtos comprimentos de onda.

Normalmente os maiores contribuintes de $\zeta(t)$ são removidos como parte do conjunto padrão de correções geofísicas (correção de maré e correções da atmosfera dinâmica). Desta forma ($\zeta(t)$) conterà somente as contribuições de vento e outros efeitos de alta frequência. Assim, tem-se:

$$\text{SSH} = N_{\text{REF}} + \Delta N + \zeta_{\text{MDT}} + \zeta(t) + e \quad (6.6)$$

A quantidade interessante para modelagem do campo de gravidade é a altura geoidal residual ΔN , sendo que a precisão com que a mesma pode ser determinada está diretamente

relacionada com a precisão com que os outros elementos da expressão (6.6) podem ser obtidos.

A topografia oceânica dinâmica $\zeta(t)$ calculada a partir de uma série de observações repetidas ao longo de faixas de rastreamento exatas repetidas (missões ERM) faz com que $\zeta(t) = 0$ na expressão (6.5). A superfície definida pelas observações de satélite repetidas consiste na superfície média do mar (MSS), que pode ser escrita como a soma da altura do geoide N e a topografia dinâmica média (agora designada simplesmente por MDT) (ANDERSEN, 2010a):

$$MSS = N + MDT + e = N_{REF} + \Delta N + MDT + e \quad (6.7)$$

Uma superfície média do mar (MSS) representa a posição da superfície média do oceano calculada durante um período de tempo adequado para propiciar a remoção dos sinais anual, semestral, sazonal e espúrios da altura da superfície do mar. Em outras palavras, representa a superfície média do mar referenciada ao geoide, levando-se em conta as correções troposférica e ionosférica, efeito de marés, etc. Nas últimas missões de satélite, os altímetros operam em duas frequências, o que facilita a correção dos efeitos ionosféricos.

Tanto o MSS como o MDT é disponibilizado através de grades distintas com espaçamento consistente com os dados altimétricos usados na geração dos mesmos. O MSS é usada no cálculo de anomalias da gravidade na forma de grade, para estudos geofísicos, como superfície de referência à qual os dados de SSH de missões altimétricas distintas podem ser reduzidos, etc. Já o MDT proporciona a superfície de referência para estudos de circulação oceânica (DUMONT *et al*, 2011).

A informação referente ao N_{REF} na expressão (6.7) pode ser obtida a partir da função espacial de uma superfície geopotencial (modelos geopotenciais globais MGGs, como é o caso do EGM2008, etc).

O processo apresentado pode ser resumido nas seguintes fases (ANDERSEN, 2010c):

- a) observações com radar altímetro;
- b) isolar a MSS;
- c) a partir da MSS, obter o geoide;
- d) a partir do geoide, obter a gravidade (no uso da técnica *remove-restore*);
- e) a partir da gravidade, obter a batimetria.

A fórmula de Stokes é amplamente empregada no cálculo de ondulações do geoide a partir de anomalias da gravidade em áreas terrestres. Para o oceano, no cálculo das anomalias de gravidade a partir de dados de altimetria por satélites podem-se empregar técnicas que incluem:

- a conversão da altura do geóide corrigida da topografia da superfície do mar (ζ) através da fórmula inversa de Stokes no domínio espectral via FFT (*Fast Fourier Transform*), utilizando Colocação por Mínimos Quadrados no processo de interpolação (ANDERSEN 2010b). É o processo usado na geração dos modelos DNSC08GRA e DNSC10GRA, que usam o EGM2008;

- conversão da deflexão da vertical através da integração da equação de Laplace. O modelo SS V.18.1 foi obtido com esta técnica. Recorre ao EGM2008 como modelo de gravidade global de referência (SANDWELL & SMITH, 1997, 2009).

Em ambos os métodos é usada a técnica *remove-restore*, a qual emprega um modelo geopotencial no processo de conversão para anomalias da gravidade baseado na FFT. A técnica *remove-restore* é muito importante para o cálculo eficiente do campo de gravidade de curto comprimento de onda usando dados altimétricos da SSH. Na remoção do modelo geoidal de referência obtém-se um campo geoidal residual, mais homogêneo e suave que o campo total. Pelo grande volume de dados altimétricos disponíveis, tem-se usado métodos espectrais, principalmente FFT na obtenção da maioria dos campos de gravidade globais de alta resolução (ANDERSEN 2010b). Para a obtenção do modelo da gravidade SS V18.1, o procedimento *remove-restore* permite a mistura dos detalhes dos curtos comprimento de onda da altimetria de satélites com as anomalias de grande escala do modelo geopotencial (SANDWELL & SMITH, 2009).

A altimetria por satélites é uma ferramenta eficiente no monitoramento do NMM, notadamente em regiões de mar aberto. Seu uso deve ser feito com critério, pois os resultados obtidos para áreas costeiras e de pouca profundidade necessitam aprimoramento, havendo maior rejeição de medidas altimétricas conforme a proximidade da costa e pontos mais rasos.

6.2 Batimetria a partir do espaço

A superfície oceânica apresenta protuberâncias e mergulhos que refletem a topografia do fundo oceânico. A atração gravitacional provocada por montes submarinos produz pequenas variações na gravidade, que provocam pequenas alterações de altura da superfície oceânica, conforme se verifica na figura 6.3. Mesmo pequenos, pode-se mapear estes mergulhos ou declives bem como as saliências, através de um altímetro de radar de precisão a bordo de um satélite. Na realidade, o radar mede as variações de altura da superfície do oceano induzidas pela topografia do assoalho oceânico. Pode-se citar o exemplo de uma

montanha que tenha 2000 m de altura sobre o piso oceânico: a mesma provocará uma adição à força da gravidade habitual, “agrupando” as águas em torno da montanha (monte submarino), mudando sua direção sutilmente a direção da gravidade. Em contrapartida produzirá uma saliência no nível do mar de apenas 20 cm de altura, mas mensurável a partir do espaço (SANDWELL, D.T. *et al*, 2003). Um altímetro de radar baseado no espaço não pode “visualizar” diretamente o fundo do oceano (em águas muito rasas e muito claras no fundo, pode ser visível para lasers ou sistemas de varredura multiespectrais), mas é capaz de medir as inclinações da superfície oceânica que são reflexo de anomalias de gravidade.

Sabe-se que o campo de anomalia da gravidade para a superfície do mar obedece a equação diferencial de Laplace, que permite recuperar as anomalias da gravidade a partir dos desvios da vertical. As anomalias da gravidade são mais fáceis de interpretar e correlacionar com a estrutura do fundo oceânico. Assim, o mapeamento batimétrico explora a correlação da batimetria com a gravidade, e recorre a dados de sondagens gravimétricas feitas a partir de navios para calibrar a correlação e garantir a precisão (SMITH & SANDWELL, 2004).

Assim, pequenas variações na altura do mar podem estar relacionadas com alterações no campo de gravidade da Terra (anomalias da gravidade), que podem ser correlacionadas com a topografia do assoalho oceânico.

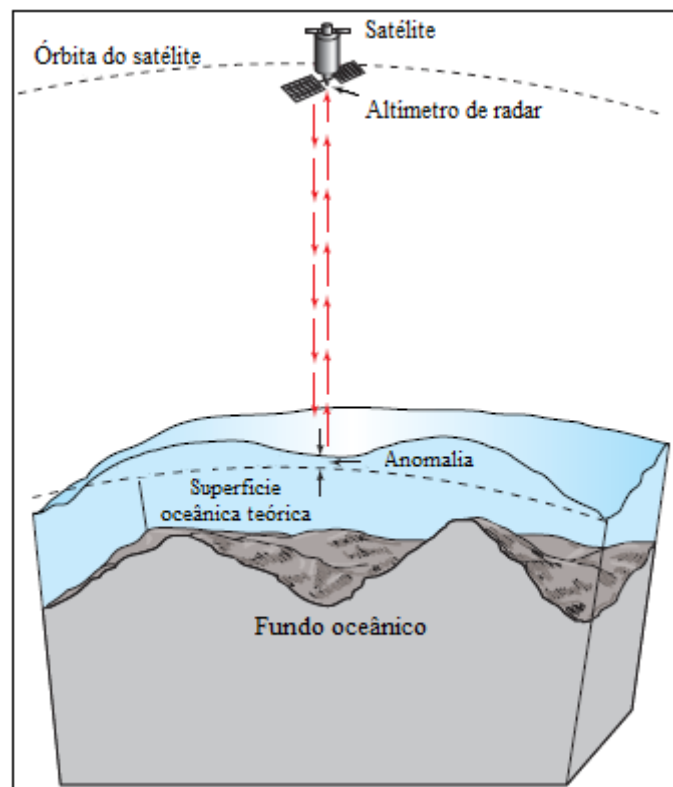


Figura 6.3. – Altura da superfície do mar medida a partir do espaço: batimetria derivada de satélites.
Fonte: Adaptado de SANDWELL, D.T. *et al*, 2003.

Na figura 6.4 nota-se a inclinação na direção da gravidade (deflexão da vertical), que é igual à inclinação da superfície do mar, sendo medida em microrradianos. Sandwell D.T. *et al*, (2002) afirma que um microrradiano de deflexão vertical denota uma mudança de 1 mm na altura da superfície do mar ao longo de 1 km de distância horizontal.

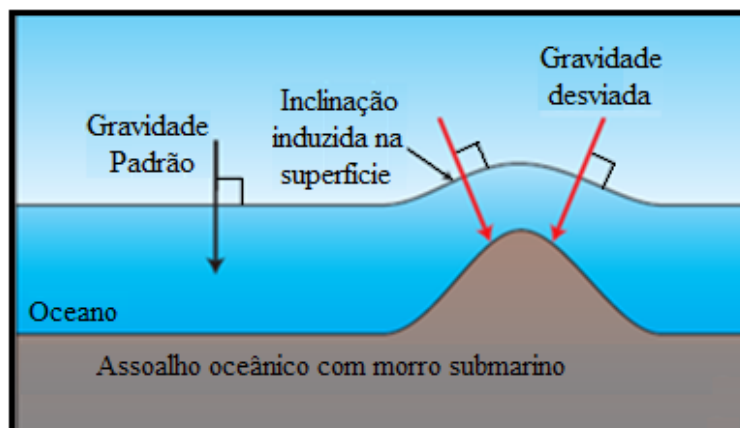


Figura 6.4. – Inclinação induzida da superfície do mar produzida por um monte submarino
Fonte: Adaptado de SANDWELL, D.T. *et al*, 2003.

Detalhes sobre o tratamento dos dados do altímetro para produzir gravidade e batimetria podem ser encontradas em Smith e Sandwell (1997) e Sandwell e Smith (1997).

Há algumas limitações na correlação entre a gravidade e dados de batimetria: a geologia do fundo oceânico e as variações na espessura da camada de sedimentos, ou seja, com a forma original do fundo oceânico que foi recoberta por acúmulo de sedimentos. Desta forma, a correlação é mais forte sobre a topografia acidentada nas regiões oceânicas mais profundas, com cobertura de sedimentos mais fina do que nas margens continentais e planícies abissais. Sabe-se que nas margens continentais os sedimentos são grossos e as rochas subjacentes têm espessura e densidade variável. Entretanto, as margens continentais apresentam uma batimetria convencional suficiente que permite a interpretação das anomalias da gravidade em termos de estrutura do subleito marinho (SANDWELL, D.T. *et al*, 2003).

6.3 Missões GEOSAT e ERS-1

A altimetria por satélite fornece informações fundamentais sobre a batimetria a partir das alterações medidas da gravidade. Por oferecerem uma cobertura homogênea, com uma distribuição geográfica bastante densa, os dados do altímetro das missões geodésicas ERS-1 (*European Remote Sensing Satellite*) e GEOSAT (*GEOdetic SATellite*) têm um alto potencial

para mapear até mesmo pequenos montes submarinos (DTU-SPACE, 2012). Os dados ERS-1 e GEOSAT GM são essenciais para a modelagem de alta resolução do campo de gravidade, pela sua maior densidade geográfica.

As missões GEOSAT e ERS-1 apresentam uma fase geodésica (GM-*Geodetic Mission*) e uma fase de repetição (a notação “ERM”-*Exact Repeat Mission*). Há dois modos de medição com satélites altímetros: de repetição (ERM) e não repetição (GM). As missões geodésicas de altimetria não dispõem de trilhas repetidas. Desta forma, com a maior variabilidade oceânica decorrente da diminuição da profundidade e pela presença da geomorfologia costeira, os dados altimétricos apresentam mais ruído, uma vez que as trilhas não têm como ser empilhadas (*stacked*), o que diminuiria o ruído como no caso das trilhas das missões de repetição (PAOLO, 2009).

O satélite geodésico GEOSAT da Marinha dos EUA, operou de março de 1985 a janeiro de 1990, com o objetivo de obter medições do geóide marinho, do estado do mar e ventos. Após 18 meses de operação foi colocado em uma órbita de repetição de 17 dias, refazendo as faixas de terreno do satélite SEASAT e coletando dados altimétricos por 3 anos. Foi pioneiro em fornecer dados de altimetria de alta qualidade ao longo prazo, velocidade do vento, topografia do gelo e altura de onda. Dispunha de um altímetro capaz de medir a distância do satélite até a superfície do mar com precisão relativa de cerca de 5 cm. (NASA, 2012b). O satélite GEOSAT esteve situado à uma altitude aproximada de 800 km da superfície terrestre.

O ERS-1 foi o primeiro satélite de observação da Terra lançado pela Agência Espacial Europeia ESA. Lançado em julho de 1991, pesava cerca de 2.400 kg e ocupava uma órbita à uma altitude média de cerca de 780 km. Com missão inicial prevista de 02 anos, o principal objetivo da missão ERS-1 (figura 6.5), foi de observar a Terra, particularmente a atmosfera, os oceanos e as geleiras. O satélite dispunha a bordo de um radar de abertura sintética (SAR) que capturava as imagens, fornecendo dados ao longo de faixas de 100 x 100 km e resolução espacial ao longo da faixa ≤ 30 m. Dispunha também de um radar altímetro para medir a elevação da superfície do mar ou da camada de gelo, com precisão na medida melhor que 5 cm. Toda a superfície terrestre era imageada em ciclos de 35 dias, sendo que o ERS-1 esteve em três órbitas diferentes: um período de 3 dias para calibração e observação de gelo marinho, um período de 35 dias para observações multidisciplinares do oceano, um período de 168 dias para aplicações geodésicas. Esta última pode ter o ciclo repetido (336 dias), cujos dados são usados em mapeamentos batimétricos e do geóide mais precisos, usando o radar altímetro. A missão ERS-1 foi encerrada em março de 2000 (ESA, 2012b).

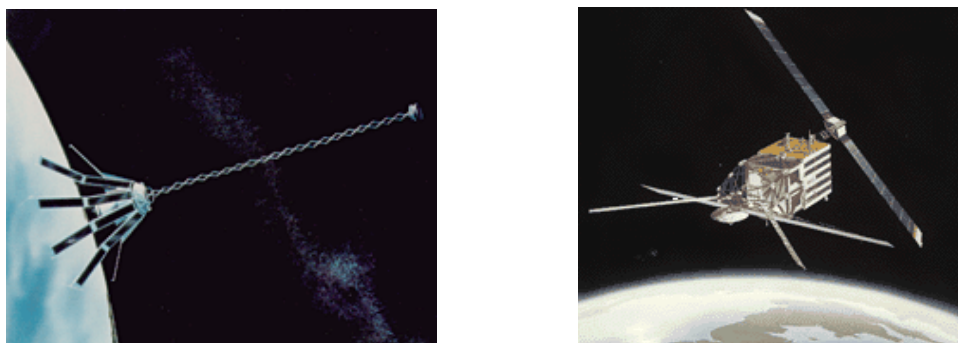


Figura 6.5 – Missões GEOSAT e ERS-1
 Fonte: http://www.altimetry.info/html/missions/geosat_en.html

A missão geodésica (GM) do ERS-1 (168 dias), cujas faixas foram espaçadas de 8 km, foi de importância distinta para a Geodésia Marinha e Geofísica. A fase geodésica (ERS-1/GM) começou em abril de 1994 durante um ano e continuou com o ERS-2 em 2005, produzindo uma cobertura muito densa dos oceanos, consistindo de um importantíssimo conjunto de dados geológicos e geofísicos marinhos coletados no passado, que permitem mapear detalhes tectônicos marinhos e refinar modelos do movimento da placa (McADOO, 2006). A missão do ERS-2 operou até julho de 2011. As figuras 6.6 e 6.7 apresentam a densidade de rastreamento de algumas missões. As duas amostras centrais apresentam padrões de faixa densos de órbitas “geodésicas” apropriadas para a batimetria a partir do espaço. As bandas extremas superior e inferior são de órbitas ditas “oceanográficas”, que são usadas para monitorar correntes marinhas, marés e clima (SMITH & SANDWELL, 2004).

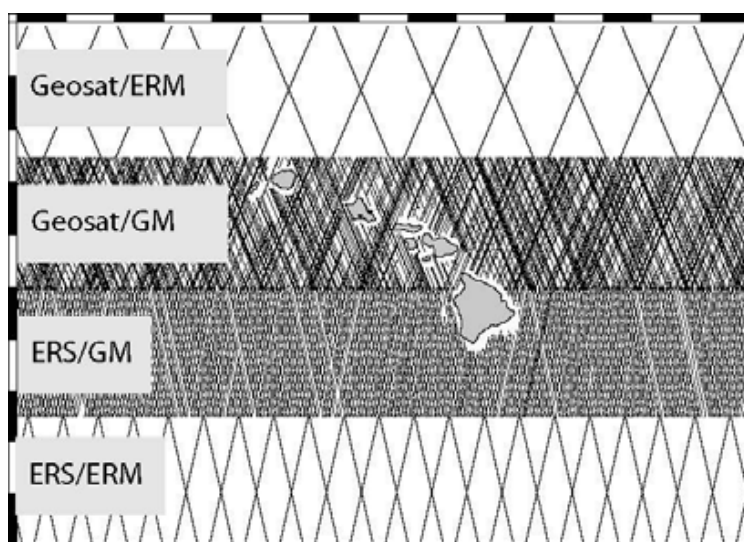


Figura 6.6 – Amostra do padrão de “ground-track” de algumas missões altimétricas sobre as ilhas do Hawaii. (Fonte: Sandwell and Smith, 1997, apud McAdoo, 2006)

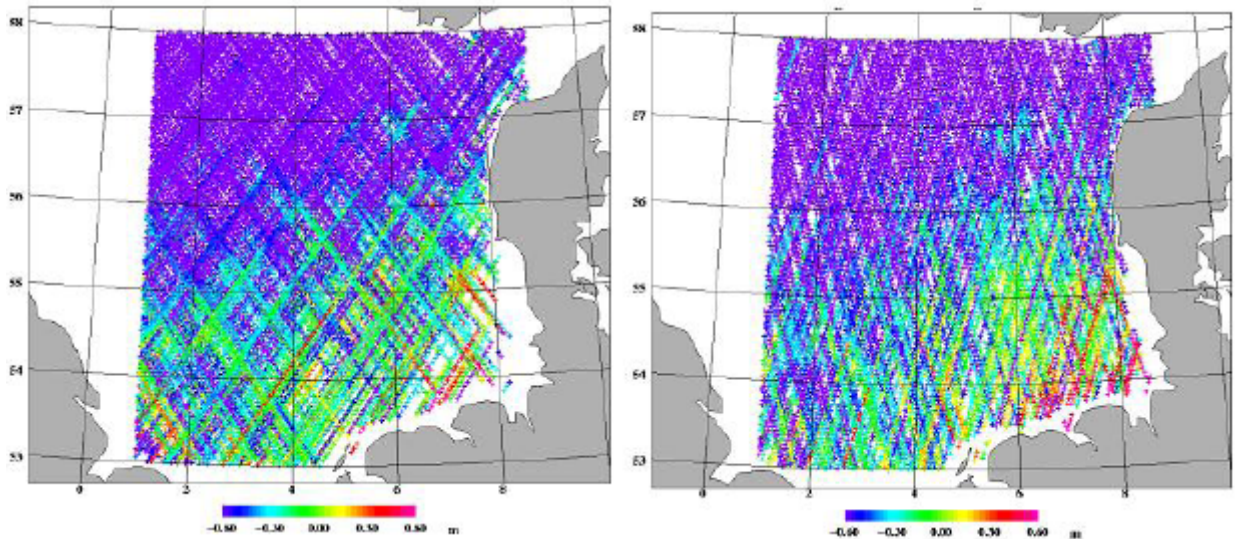


Figura 6.7 – Visualização da densidade de rastreio do GEOSAT GM (15 meses) e ERS-1 GM (11 meses)
 Fonte: www.ftp.spacecenter.dk/pub/Altimetry/HEIDI/DB30210_Day2_altimetryOA.pdf

No quadro 6.1 são apresentadas as principais características das missões GEOSAT/GM e ERS-1/GM.

Quadro 6.1 – Características principais das missões GEOSAT e ERS-1 (GM)

Missões altimétricas	GEOSAT/GM	ERS1/GM
Período	03/1985 – 09/1986	04/1994 – 03/1995
Espaçamento entre as trilhas (km)	4	8
Espaçamento ao longo das trilhas (km)	3,3	6,7
Altitude da órbita (km)	800	780
Ângulo de inclinação (graus)	108	98,5

As missões de repetição exata (ERS-1, ERS-2, Envisat, Topex/Poseidon, Jason-1, Jason2, GFO) tem auxiliado muito os oceanógrafos nos seus estudos. Até o lançamento do Cryosat2 em abril de 2010, os únicos dados geodésicos remanescentes com alta densidade de pontos eram das missões GEOSAT GM e ERS-1. O Cryosat é a primeira missão de gelo europeia com um avançado radar altímetro que monitora as seções mais dinâmicas da criosfera terrestre (áreas cobertas por gelo e neve).

A resolução espacial de altimetria geodésica é limitada pelo nível de ruído aleatório na medição de radar, e os geodestas conseguiram melhorar os dados GEOSAT e ERS-1 pela regravação de algoritmos, diminuindo o erro em quase pela metade (SMITH *et al*, 2012).

6.4 O Modelo DTU10BAT

Em 2007 houve a fusão do *Danish National Space Center* (DNSC) com o *Technical University of Denmark* (DTU) formando o *National Space Institute* (DTU Space) na Dinamarca. As pesquisas do *DTU Space* (Instituto Nacional Espacial da Dinamarca) se desenvolvem em quatro categorias principais: o universo e o sistema solar; a física da Terra e a geodésia; o clima e o meio ambiente; instrumentos, sistemas e métodos. Muitos projetos espaciais são conduzidos em parceria com a ESA (*European Space Agency*) e a NASA (*National Aeronautics and Space Administration*). O principal foco de pesquisa do DTU Space na área da observação da Terra está no uso da altimetria por radar para estimação das quantidades geodésicas marinhas e monitoramento do nível do mar (DTU-SPACE, 2012).

Como produtos de uso global importantes disponibilizados pelo DTU Space, tem-se as séries DNSC08 (divulgado no Congresso **EGU 2008 -European Geosciences Union General Assembly** em Viena) e DTU10. Através dos modelos de gravidade marinha globais, foram elaborados modelos batimétricos globais, como é o caso do DNSC08GRA e DTU10GRA que originaram os respectivos DNSC08BAT e DTU10BAT.

Algumas características gerais dos dados da série DNSC08 são: combinação de dados de 12 anos de altimetria por satélite (1993-2004) de várias missões (ERS-1 GM + GEOSAT GM *retracked*, Topex/Poseidon, JASON-1, ERS-2, GFO-ERM, ICESAT); campo de gravidade de cobertura global (90°S-90°N); e resolução de *grid* de 1 a 2 km (ANDERSEN, *et al.*, 2008).

Para aumentar a qualidade dos dados das missões GEOSAT e ERS-1, foi aplicada uma técnica de dupla regravação (*double retracked*) dos mesmos e processamento avançado no desenvolvimento do DNSC08GRA. Após o uso da técnica, os dados da altimetria por radar são novamente processados utilizando-se como referência o modelo do geopotencial EGM2008. A melhora na acurácia em relação a modelos do campo de gravidade marinho global mais antigos (KMS02, SS V16.1) é da ordem de 20-40%, chegando a quase 50% em regiões costeiras e árticas (ANDERSEN *et al.*, 2010). A aplicação da técnica *retracking* para os dados GEOSAT-GM e ERS-1-GM, a qual consiste na modelagem da forma da onda de retorno do sinal altimétrico para cada ponto da medida, diminuiu o ruído nos dados. Sandwell & Smith (2009) usaram esta técnica e constataram uma melhora de 27% (GEOSAT) e 40%

(ERS-1) na precisão do modelo de gravidade marinho global SS V18.1 por eles desenvolvido, que também utilizou o modelo do geopotencial EGM2008 na sua construção.

Em 2010 houve uma atualização da série DNSC08, sendo a série DTU10 sua sucessora. Foram feitas algumas correções, e pelo fato das versões DNSC08 e DTU10 terem uma diferença média significativa, o resultado da troca da superfície de referência (MSS) significou uma queda média aproximada de 52 mm na anomalia do nível do mar (SCHAROO, R. 2013).

Foram usados dados de missões do período de 1993-2009, incluindo dados da missão JASON-2, com melhoria dos dados nas regiões árticas, uso da técnica de *retracking* em ERS1-GM, ERS-2 e ENVISAT, (ANDERSEN,2010a). Para o DTU10 TIDE_MODEL, testes feitos na China mostraram o DTU10 teve melhor adequação com medidas de estações maregráficas se comparado com outros modelos de maré existentes (CHENG, Y. & ANDERSEN, O.B., 2010).

Tratando-se especificamente do modelo batimétrico, sabe-se que a batimetria pode ser mapeada conhecendo-se o campo de gravidade e a superfície média do mar com alta qualidade. O GEBCO com grade de 1 minuto foi coregistrado com o modelo DNSC08 usado para derivar a batimetria (ANDERSEN *et al*, 2008), usando separação espectral com filtros de comprimento de onda. O ajuste do comprimento de onda de 20 km – 120 km foi baseado na gravidade do modelo DNSC08, sendo que fora dessas bandas foi usado o GEBCO-1. O modelo DTU10BAT baseou-se no DTU10GRA, e foi mapeado com uma resolução de 1' x 1' (2 km x 2 km), assim como o DNSC08BAT. A série DTU10 focou no melhoramento do campo da gravidade em regiões de águas rasas e regiões polares (ANDERSEN, 2010b).

Na página na internet da *National Space Institute* (DTU-SPACE,2012), estão disponibilizados modelos e dados científicos diversos, entre eles: *Global Bathymetry Model* (DTU10-BAT), *Global Gravity Field Model* (DTU10-GRA), *Global Ocean Tide Model* (DTU10_TIDEMODEL), *Global Mean Dynamic topography* (DTU10-MDT e DTU12MDT), *Global Mean Sea Surface* (DTU10-MSS), etc, com cobertura de todas as regiões do mundo, incluindo o oceano Ártico até o Polo Norte. Há opções de grades de resolução de 1 minuto e de 2 minutos, disponibilizados gratuitamente em arquivos no formato *ascii*.

Na sequencia têm-se as figuras 6.8 e 6.9 referentes ao modelo DTU10BAT.

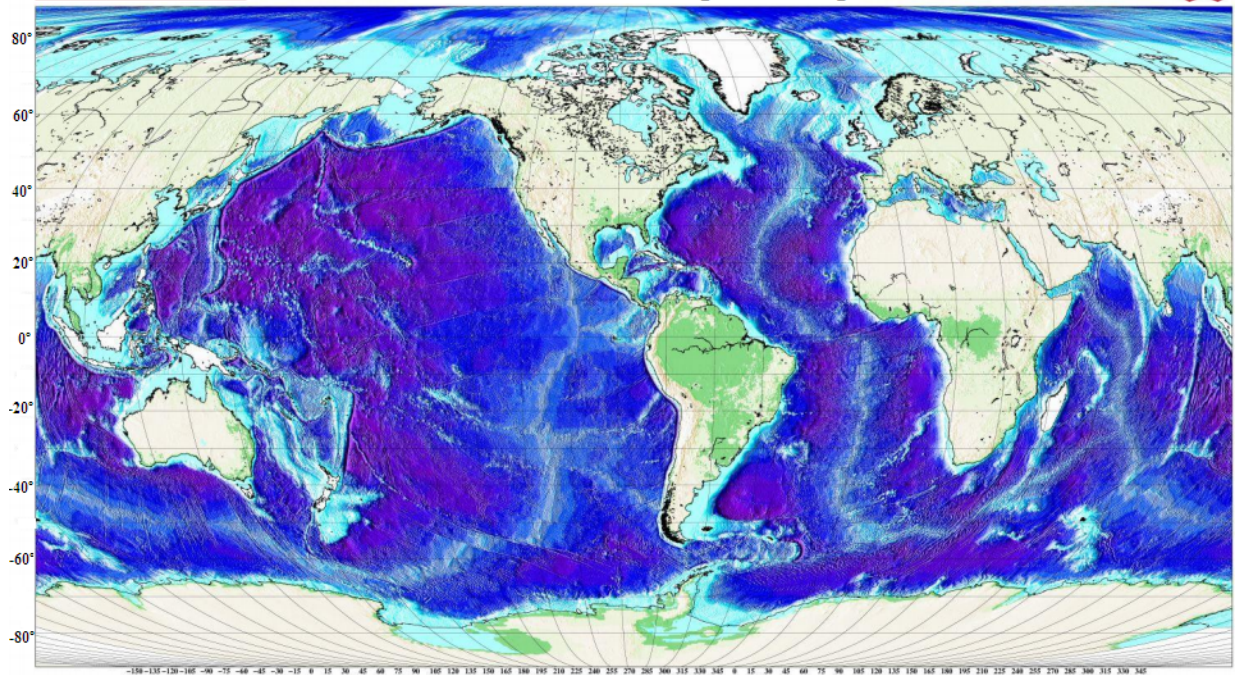


Figura 6.8 – Modelo Batimétrico DTU10BAT (ANDERSEN 2010c)
Fonte: wwwftp.spacecenter.dk/pub/Altimetry/HEIDI/DB30210_Day2_altimetryOA.pdf

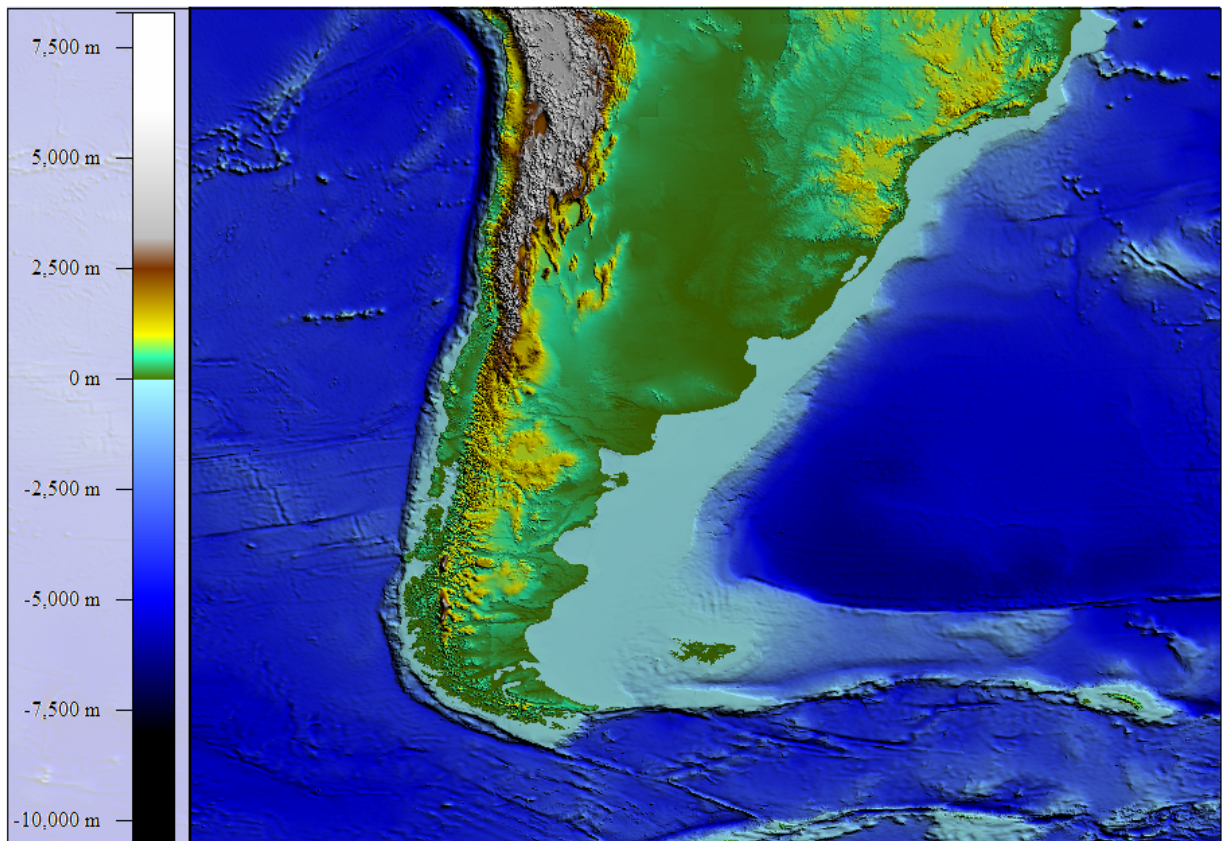


Figura 6.9 – Modelo DTU10BAT – parte sul da América do Sul – batimetria ref grid de 1'
Fonte: DTU-SPACE,2012

Como há uma constante busca por melhores resultados e modelos, o DTU13MSS é o mais recente lançamento da superfície média do mar global de alta resolução do espaço DTU. Há dois grandes avanços: a série de tempo foi estendida para 20 anos e o modelo DTU13MSS utiliza dados Cryosat-2 SAR a fim de mapear as altas latitudes do oceano Ártico, em conjunto com dados de missões Jason1 ERS-1 e 2 e ENVISAT (ANDERSEN et al., 2013).

7 DADOS UTILIZADOS E METODOLOGIA

Serão apresentados separadamente os dados e metodologia usados na análise gravimétrica e batimétrica.

7.1 Análise Gravimétrica

Considerando que o enfoque deste estudo é regional, buscando-se identificar a ocorrência de estruturas geológicas e geomorfológicas na área definida, principalmente na plataforma continental, pretende-se avaliar se a utilização de apenas dados gravimétricos com alta densidade quantitativa, permite o delineamento ou mesmo sugere a presença das feições citadas anteriormente. Desta maneira, a análise gravimétrica foi conduzida mediante duas possibilidades:

- a) emprego exclusivo de dados oriundos de missões gravimétricas por satélite;
- b) uso combinado de dados de missões gravimétricas por satélite na área oceânica da região de estudo e dados terrestres de campo para a porção continental.

Na obtenção das anomalias de *Bouguer*, é possível a comparação dos resultados obtidos nos mapas de interpolação, lembrando que a distribuição das informações gravimétricas é bastante diferente. Enquanto que os dados de missões satelitais são uniformemente espaçados, os dados terrestres são irregularmente distribuídos, havendo grandes vazios gravimétricos em contraposição com maior densidade de pontos gravimétricos ao longo de estradas e rodovias.

7.1.1 Dados Gravimétricos Terrestres de Campo

Dos inúmeros levantamentos geofísicos desenvolvidos por órgãos e empresas públicas tais como Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Observatório Nacional do Conselho Nacional de Pesquisas (ON/CNPq), PETROBRAS, além das universidades: Instituto de Geociências-Universidade Federal do Rio Grande do Sul (IG/UFRGS), Universidade Federal do Paraná (UFPR), Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP), resultou que o estado do

Rio Grande do Sul dispõe de uma considerável cobertura de estações gravimétricas, sendo que parte dos dados levantados pelas instituições citadas compõe o acervo de dados geofísicos do Banco Nacional de Dados Gravimétricos Terrestres (BNDG) (vide figura 7.1). O Laboratório de Pesquisas em Geodésia (LAGEO), vinculado ao Departamento de Geodésia do Instituto de Geociências da UFRGS agrupou esse conjunto de medidas gravimétricas e o ampliou através de novos levantamentos. As medidas terrestres estão referidas a *International Gravity Standardization Net 1971*, por meio da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira (RGFB), implantada a partir de 1975. A posição geográfica, a altitude ortométrica, a aceleração de gravidade, e indicadores dos erros representam o conjunto de parâmetros que definem as estações gravimétricas.

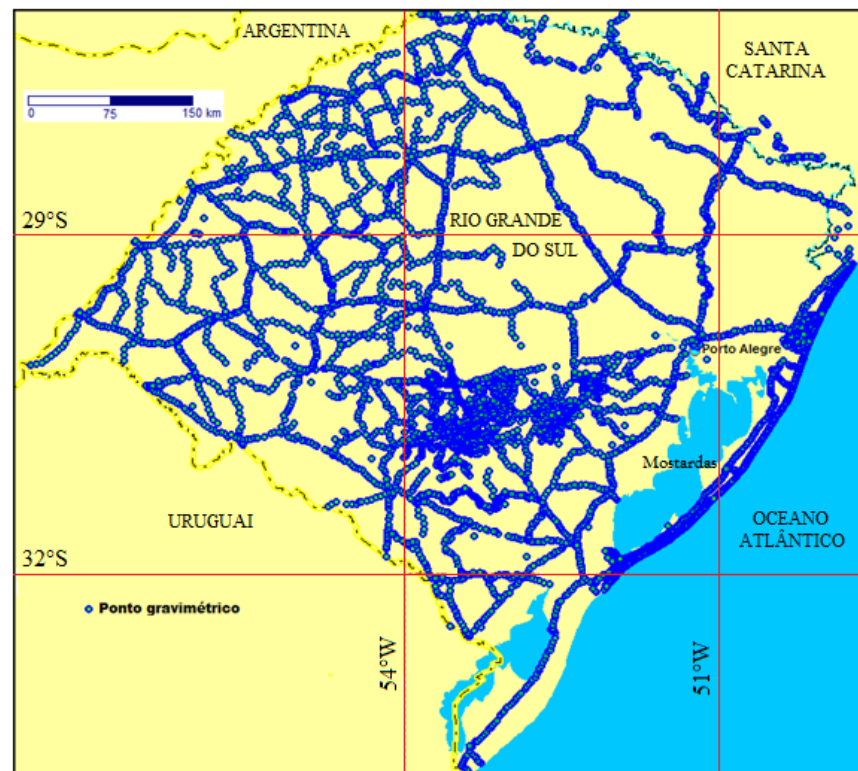


Figura 7.1 – Distribuição dos pontos gravimétricos no estado do Rio Grande do Sul

Neste trabalho foram usados dados gravimétricos do estado do Rio Grande do Sul já disponíveis, fornecidos pelo LAGEO. A faixa costeira da área de estudo dispunha de dados coletados a cada 1.500 m. Para se dispor de mais pontos gravimétricos terrestres nesta faixa, foi feito um trabalho de densificação através de levantamentos gravimétricos ao longo da costa acompanhando a linha de praia, na faixa costeira compreendida entre Torres, passando por Mostardas até São José do Norte. Desta forma, aproximadamente a cada 750 m de um ponto pré-existente, foi feita uma leitura gravimétrica associada ao posicionamento GPS,

coletando-se novos pontos intermediários situados à meia distância dos anteriores. Com um aparelho GPS a bordo de um veículo, percorreu-se a linha de costa ao longo da face praial (*beach face*), a qual identifica a parte do perfil praial onde ocorrem os processos da zona de varrido (parte da praia “varrida” pelas ondas periodicamente). Na medida em que se constatava estar entre dois pontos de coordenadas já coletadas (espaçados de 1.500 m), parava-se o veículo e as informações de posicionamento e gravimétricas foram registradas, e assim sucessivamente. Assim, na faixa costeira citada acima, dispõe-se de pontos gravimétricos aproximadamente a cada 750 m, delineando com detalhe o contorno costeiro e a faixa de transição terra/oceano.

Foi utilizado o gravímetro Scintrex modelo CG3 nos trabalhos de campo; como apoio foi utilizado um sistema de posicionamento global diferencial (DGPS) que propicia a obtenção de coordenadas com precisão decimétrica.

As anomalias *Bouguer* foram obtidas depois de se efetuar as correções de deriva do instrumento, latitude, altitude, marés e *Bouguer*, processadas no programa Anomalia, disponível no Laboratório de Geodésia do Instituto de Geociências. Não foi efetuada a correção de terreno, pois a influência do relevo é minimizada, considerando-se que a área de estudo é extremamente plana.

As estações utilizadas para correção da deriva do instrumento localizam-se em Mostardas, Osório e no campus da UFRGS (estação 8061785, referente RN3093-L), com início e término de cada dia de campo procedendo a leitura gravimétrica em uma dessas estações.

Na cidade de Mostardas, foi usada a estação 91976, cujas coordenadas do marco geodésico (SIRGAS2000) são: $\varphi = 31^{\circ}06'18,0252''S$, $\lambda = 50^{\circ}55'17,5639''W$, altitude ortométrica igual a 13,02 m.



Figura 7.2 – Estações base do levantamento gravimétrico: Estação de Mostardas – 91976

Fonte: www.bdg.ibge.gov.br/bdg/pdf/relatorio.asp?L1=90976

e RN do Exército, localizada na Biblioteca Pública de Osório - Fonte: Cruz, 2006

A estação 8061785, referente à RN 3093L situada no Campus do Vale-UFRGS, tem coordenadas SIRGAS2000 $\varphi = 30^{\circ}04'25''S$, $\lambda = 51^{\circ}07'13''W$, altitude ortométrica = 63,1424 m, Gravidade = 979.298,36 mGal. As coordenadas da RN de Osório são $\varphi = 29^{\circ} 53' 15,7''S$, $\lambda = 50^{\circ} 16' 11,9''W$, altitude ortométrica = 16,0 m, informações fornecidas pelo Exército. Após o processamento das informações coletadas em campo e cálculo das anomalias *Bouguer*, estas foram incorporadas aos dados de campo já existentes, totalizando pouco mais de 7.000 pontos.

Uma das opções do estudo envolve o uso de dados de campo na porção continental (estado do RS), e dados do modelo EGM2008 para a porção oceânica. Os dados do modelo EGM2008 estão referidos ao GRS-80, ao passo que os dados de campo estão referidos ao GRS-67. Isto implica em valores da gravidade normal γ distintos, devendo-se converter as anomalias *Bouguer* dos dados de campo disponíveis em GRS-67 para GRS-80, quando da geração do arquivo de dados misto. Dessa forma, tem-se que a fórmula da gravidade normal γ (dada em mGal) no sistema GRS-80 é dada por (Moritz, 1984):

$$\gamma_{1980} = 978032,677115 (1 + 0,0053024 \text{ sen}^2 \varphi - 0,0000058 \text{ sen}^2 2\varphi) \quad (7.1)$$

Já para o sistema GRS-67, a fórmula da gravidade normal é:

$$\gamma_{1967} = 978031,84558 (1 + 0,0053024 \text{ sen}^2 \varphi - 0,0000059 \text{ sen}^2 2\varphi) \quad (7.2)$$

De acordo com Moritz 1984, a fórmula mais precisa de conversão, baseada em expansão de séries é dada por:

$$\gamma_{1980} - \gamma_{1967} = (0, 8316 + 0,0782 \text{ sen}^2 \varphi - 0,0007 \text{ sen}^4 \varphi) \quad (7.3)$$

Considerando-se que a anomalia da gravidade (Δg) consiste na diferença entre o valor observado da gravidade reduzida ao geoide g e o valor da gravidade normal no ponto correspondente na superfície do elipsoide, pode-se inferir que a diferença entre as anomalias nos dois sistemas de referência é igual à diferença entre as gravidades normais correspondentes, o que permite escrever:

$$\Delta g_{1980} = \Delta g_{1967} - (0, 8316 + 0,0782 \text{ sen}^2 \varphi - 0,0007 \text{ sen}^4 \varphi) \quad (7.4)$$

7.1.2 Dados das Missões Gravimétricas

Neste estudo, foram usados dados gravimétricos do modelo EGM2008, mais especificamente dados de anomalia *Bouguer*, disponibilizados gratuitamente em ICGEM,2012. O ICGEM - *International Centre for Global Earth Models* é um dos seis centros do *International Gravity Field Service* (IGFS) da *International Association of Geodesy* (IAG) e disponibiliza uma série de informações sobre o campo de gravidade global da Terra. O ICGEM entende que é importante a disponibilização dos modelos do campo de gravidade global para o público usuário, como produtos da Geodésia, uma vez as variações temporais do campo de gravidade global podem ser medidas com resolução temporal e espacial cada vez melhores.

Os dados de anomalia *Bouguer* foram obtidos na opção “*Calculation Service*”, pacote interativo desenvolvido em *Java Script* que permite o cálculo *on-line* de funcionais do campo da gravidade para uma grade de pontos sobre um elipsoide de referência. Alguns funcionais passíveis de cálculo: distúrbio e anomalias da gravidade, geoide, anomalia de altura, gravidade, etc. Na interação com o programa, faz-se o preenchimento de lacunas nas quais se define o modelo e sistema de referência, o funcional de interesse, o intervalo da grade de pontos (resolução), coordenadas (latitude e longitude) limitadoras da área de trabalho, entre outros. O usuário pode selecionar um dos arquivos de modelo do geopotencial oferecidos por este serviço. O *gridfile* calculado é disponibilizado após alguns segundos ou poucos minutos dependendo do funcional e do tamanho da área de interesse. Desta forma, é fornecido o conjunto de anomalias com distribuição geográfica regular, ordenadas na forma matricial, o que facilita sua representação gráfica. A teoria e fórmulas usadas no módulo *Calculation Service* do ICGEM são descritas no *Scientific Technical Report STR09/02* (BARTHELMES, 2009), já apresentadas anteriormente.

O sistema de referência selecionado foi o GRS-80. O modelo utilizado escolhido foi o EGM2008, sendo que testes preliminares utilizando outros modelos (EIGEN6C, EIGEN6S) não apresentaram diferenças. Optou-se pelo EGM2008 por ser dos mais empregados pela comunidade científica na atualidade, sendo que para definição do mesmo, foram utilizados dados de rastreamento de satélites, dados de gravidade e dados de altimetria. O funcional do campo da gravidade que interessa é a anomalia *Bouguer*. Após a definição do polígono de interesse pela inserção de coordenadas, obtém-se um arquivo e um relatório que contém as latitudes, longitudes e a anomalia *Bouguer* dos pontos contidos na região de estudo.

7.1.3 Metodologia empregada para análise gravimétrica

Foi estabelecido um polígono entre as latitudes 27°S e 34°S, e longitudes 49°W e 58°W, que recobre todo o estado do Rio Grande do Sul, para obtenção dos dados de anomalia *Bouguer* oriundos do modelo EGM2008. Esta área é maior que a área de estudo, para permitir melhor manipulação dos dados. A disposição dos pontos pode ser visualizada na figura 7.3, que apresenta uma grade de pontos a cada 5' (em torno de 10 km), para a área definida. A ênfase posterior do estudo é para a região costeira, de Torres até Rio Grande, usando o polígono base compreendido entre as latitudes 28°45' S e 34°S e longitudes 49°W e 55°W para geração dos mapas de anomalia *Bouguer*.

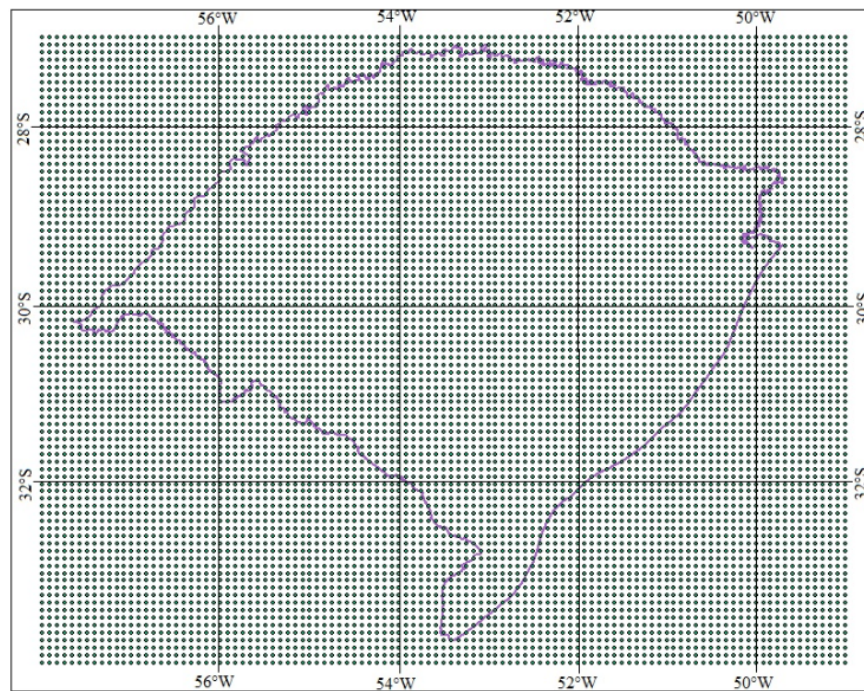


Figura 7.3 – Distribuição dos pontos gravimétricos do modelo EGM2008

Na sequência, trabalhou-se com duas situações: na primeira, utilizou-se para toda a área, os dados de anomalia *Bouguer* obtidos do modelo EGM2008, que considera as densidades “ ρ ” da seguinte forma: para altitudes positivas (área continental/), atribui $\rho = 2670 \text{ kg/m}^3$, e para altitudes negativas (ou na água), adota $\rho = (2670 - 1025) \text{ kg/m}^3$. Para a área completa de extração (figura 7.3) resultaram mais de 9.260 pontos. Na segunda situação, a área do estado do RS foi preenchida com dados gravimétricos de campo, e os dados oceânicos e externos ao estado do RS são oriundos do modelo EGM2008, como informado anteriormente, resultando ao todo mais de 12.500 pontos. Os dados usados na área oceânica são comuns nas duas situações.

Os arquivos da grade de pontos foram manipulados no *Surfer v.8.0*, com adequação da ordem de disposição dos dados. Foi feita a inserção do contorno do estado do RS para facilitar a visualização e a interpretação das informações e a troca de dados do modelo EGM2008 da porção continental do estado do Rio Grande do Sul (contorno vermelho), por dados terrestres de campo (opção “*blank*”). A figura 7.4 fornece uma ideia do processo, considerando a área continental do estado do RS com dados exclusivos do modelo EGM2008, ou substituídos por dados terrestres (total de 7.042 pontos), gerando um arquivo misto. É possível visualizar o interior do estado do RS vazio, e posteriormente preenchido pelos pontos gravimétricos disponíveis coletados em campo. As curvas apresentadas no entorno foram geradas a partir da grade de anomalias *Bouguer* obtidos do modelo EGM2008. Os dados do modelo EGM2008 externos ao estado do Rio Grande do Sul perfazem um total de 5.464 pontos.

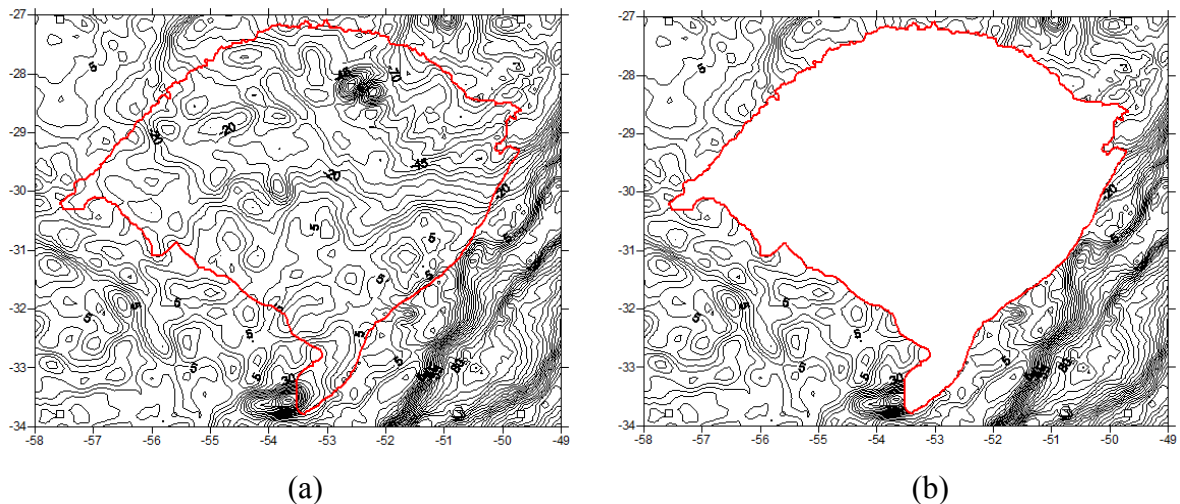


Figura 7.4 (a) – Curvas de anomalia *Bouguer* com arquivo “EGM2008”, espaçamento 5 mGal
 Figura 7.4 (b)– Arquivo “blanqueado” para inserção de dados de campo para o interior do RS

De posse dos arquivos de dados denominados EGM2008 e “EGM2008 e Campo”, foram gerados os mapas de contorno para as curvas de anomalia *Bouguer* de cada um deles.

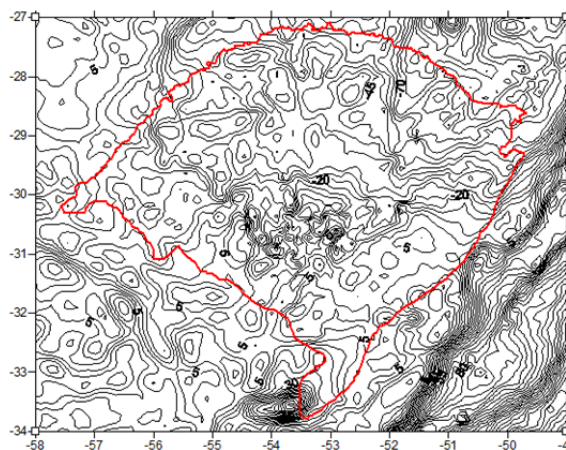


Figura 7.5 – Curvas de anomalia *Bouguer* com arquivo “EGM2008 e campo”, espaçamento 5 mGal

A disposição dos pontos gravimétricos que constituem o arquivo “EGM2008 e campo” é apresentada na figura 7.6.



Figura 7.6 – Distribuição dos pontos gravimétricos “EGM2008 e campo”

Posteriormente, a informação foi retrabalhada no ArcGis v.9.3.1 da ESRI, utilizando o método de interpolação de krigagem, gerando-se classes de anomalia *Bouguer*, num total de nove classes distintas. No capítulo 8 são apresentados os mapas de classe de anomalia *Bouguer* com dados mistos denominados “EGM2008 e campo”, com a indicação das linhas de perfil geradas, bem como o mapa gerado com dados exclusivos do modelo EGM2008 (com as mesmas linhas de perfil), empregados na análise gravimétrica.

Nestes produtos, foram anexadas as informações obtidas por Corrêa (1990) no seu trabalho “ *Analyse Morphostructurale et Evolution Paleogeographique de La Plate-forme Continentale Atlantique Sud-brésilienne (Rio Grande do Sul – Brésil)* ” que consistem das falhas (compiladas na época de Gonçalves, 1979), descontinuidades, paleocanais, eixo sinforme e eixo antiforme. Estas informações foram anexadas à base no *ArcGis*, procedendo o escaneamento do material gerado (como pode ser visualizado na figura 8.22), e o posterior georeferenciamento dos mesmos no *ArcGis*, utilizando-se a base cartográfica vetorial contínua do Rio Grande do Sul - escala 1:50.000, do Departamento de Ecologia-UFRGS (HASENACK & WEBER, 2010). Para o georeferenciamento foram usados em torno de 20 pontos com melhor identificação, atentando-se para que o limite da costa gaúcha estivesse o mais coincidente possível com a sua correspondente nos arquivos utilizados, tendo como

modelo de ajuste um polinômio de 1º. grau. Esta foi uma tarefa cuidadosa, haja vista que as informações presentes nos mapas escaneados apresentam distorções por terem sido geradas a partir de reduções gráficas feitas por partes, que foram posteriormente agregadas. Posteriormente, estes arquivos georeferenciados foram inseridos na base de dados do *ArcGis*, dando origem, após edição e cruzamento de informações, aos mapas de anomalia de *Bouguer*.

7.2 Análise Batimétrica

Neste tópico serão abordados aspectos relevantes para subsídio à análise batimétrica, desde o modelo batimétrico e procedimentos empregados, e algumas caracterizações.

A análise batimétrica compreende a análise morfoestrutural da plataforma continental sul-rio-grandense. Neste trabalho serão reproduzidas partes do estudo feito por Corrêa (1990), envolvendo a análise morfoestrutural da plataforma continental atlântica sul-brasileira, no qual foram usadas informações das cartas batimétricas em escala aproximada de 1:265.000 na análise cartográfica efetuada manualmente. Sabe-se que os métodos de análise morfoestrutural baseados em cartografia interpretativa são aplicados a domínios continentais e marinhos. No estudo ora efetuado, os dados usados são mais atuais, uma vez que o modelo DTU10BAT é o mais recente disponibilizado para a comunidade científica global, envolvendo dados de missões de altimetria por satélites mais recentes. A metodologia empregada foi em grande parte automatizada, utilizando-se de recursos dos *softwares Surfer* e *ArcGIS*.

7.2.1 Modelo Batimétrico Real extraído do modelo DTU10BAT

A partir do modelo batimétrico global DTU10BAT abordado em detalhes no tópico 6.4, que possui resolução de 1', foram extraídas as informações necessárias para a geração do modelo batimétrico real da área de estudo, com auxílio do programa *Surfer* 8.0. A partir da grade de pontos e recursos do *software ArcGis* v.9.3.1 da ESRI, foi utilizado o método de interpolação de krigagem na geração do modelo batimétrico real, o qual é apresentado na figura 7.7.

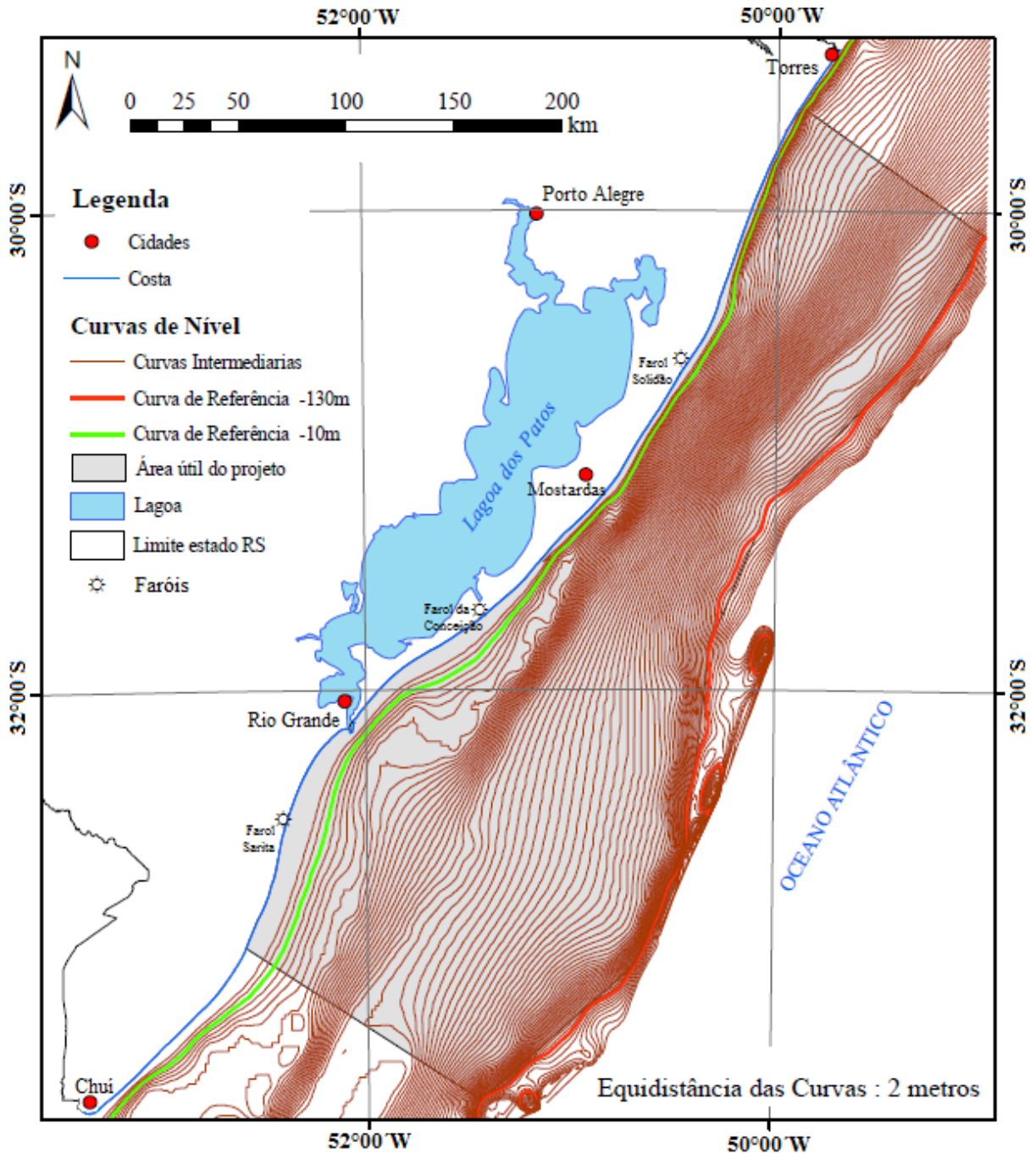


Figura 7.7 – Modelo Batimétrico Real da região de estudo

Na figura 7.7 pode-se identificar a área demarcada em cinza claro que corresponde à área útil do projeto na qual foi feita a análise batimétrica, mais especificamente a partir da curva de referência –10 m. As isóbatas têm equidistância de 2 metros.

Analisando-se o comportamento das isóbatas na plataforma continental sul-rio-grandense, bem como o delineamento da costa, podem-se definir quatro zonas (Corrêa, 1990):

- **Zona Norte:** situada entre Torres e Farol Solidão, é caracterizada por uma plataforma larga com inclinação média. Na sua maioria, as curvas batimétricas apresentam-se invertidas em relação à forma da costa.

- **Zona Centro-Norte:** situada entre o Farol Solidão e o Farol da Conceição, apresenta plataforma continental estreita, curvas com poucas irregularidades e inclinação mais acentuada que a zona Norte.

- **Zona Centro-Sul:** entre o Farol da Conceição e o Farol Sarita, caracteriza-se por uma plataforma larga, com uma baixa inclinação e curvas irregulares de forma convexa em relação ao continente.

- **Zona Sul:** entre Farol Sarita e o Arroio Chuí, apresenta plataforma ampla como na zona Centro-Sul, com isóbatas mais irregulares, menos paralelas entre si, e morfologia muito acidentada. A inclinação é de fraca a elevada em algumas áreas, e as curvas apresentam irregularidades em relação à forma do litoral. Não faz parte do estudo efetuado.

7.2.2 Metodologia empregada na análise batimétrica

Segundo Corrêa (1990), as principais técnicas que são usadas na análise dos relevos ou das superfícies são: elaboração de superfícies teóricas; elaboração de superfícies envelopadas; estudo das variações de inclinação e estudo da distribuição das características de aspereza ou vigor do relevo. Neste trabalho será dada atenção à elaboração de superfícies teóricas como subsídio à análise morfoestrutural.

7.2.2.1 Superfície Teórica

Uma superfície teórica consiste numa superfície simples, modelada por uma atividade erosiva a qual exerce a sua ação de acordo com a linha de maior inclinação, sobre um material homogêneo (iguais propriedades em todos os seus pontos) e isótropo (iguais propriedades em todas as direções). Esta superfície traduz um fenômeno de erosão regional, sendo posteriormente comparada com a superfície real, possibilitando evidenciar as diferenças, heterogeneidades e anisotropias (propriedades físicas variáveis com a direção) do material que pode ter como origem causas litológicas, tectônicas ou ser oriundo de resíduos de processos erosionais (gliptogênese) (Corrêa, 1990).

Constrói-se a superfície teórica regional que deve corresponder da melhor forma possível ao aspecto geral da região estudada denominada “superfície regional de 1ª. Ordem”, cujo traçado é obtido a partir dos contornos suavizados de duas curvas contínuas

representativas da superfície real (neste trabalho as isóbatas –130 m e –10 m). Recomenda-se evitar a isóbata zero e adjacentes, pois as mesmas frequentemente traduzem a influência demasiada de fenômenos vinculados às circulações litorâneas e às acumulações sedimentares pertinentes próximas à costa. Entre as duas curvas extremas pré-definidas e suavizadas, são interpoladas curvas intermediárias equidistantes, que mantêm uma inclinação constante.

A superfície teórica definida pode resultar de ordem superior (2^a, 3^a, 4^a, etc), conforme o grau de suavização empregado principalmente para superfícies complexas. Na medida em que se aumentam as ordens, as anomalias são progressivamente reduzidas, pois a superfície teórica se aproxima da superfície real. No estudo de Corrêa (1990) foi empregada uma superfície teórica de 2^a ordem, o mesmo ocorrendo no presente estudo.

Sob o aspecto de análise do relevo, pode-se afirmar que os fundos submarinhos da plataforma continental do RS não apresentam grandes complexidades nos seus contornos originais, o que sugere seu estudo através da análise de superfícies regionais teóricas.

7.2.2.2 Elaboração da Superfície Regional Teórica

A superfície regional teórica foi construída a partir da suavização das isóbatas –10 m e –130 m, escolhidas como referência, entre as quais foram traçadas as intermediárias. Ignora-se a faixa da costa até a isóbata –10 m pelos motivos já apresentados, e optou-se pela isóbata limite –130 m por ser a última com comportamento mais regular com as anteriores, sendo que a mesma está próxima do limite entre a plataforma continental e o início do talude, com forte inclinação a partir da mesma. Cada isóbata de referência “teórica” consiste da suavização por partes da curva real, substituída por segmentos retos de extensão variável e que resultam uma linha contínua. Na junção destes segmentos há pontos de inflexão que indicam mudanças de direção. São definidas seções distintas pela união dos pontos de inflexão opostos para cada uma destas isóbatas. Quando isto não foi possível, foi traçada no ponto de inflexão, uma linha o mais ortogonal possível em relação a uma das isóbatas de referência teóricas. Considerando-se inclinações uniformes entre as citadas isóbatas de referência, as isóbatas intermediárias com equidistância de 2 m (–12, –14,..., –128 m) foram interpoladas entre as mesmas, via recursos do *software* ArcGIS (*TIN interpolation*), e após processos de edição, ficou definida a superfície regional teórica apresentada na figura 7.8, na qual são destacadas as isóbatas –10, –50, –90 e –130 m.

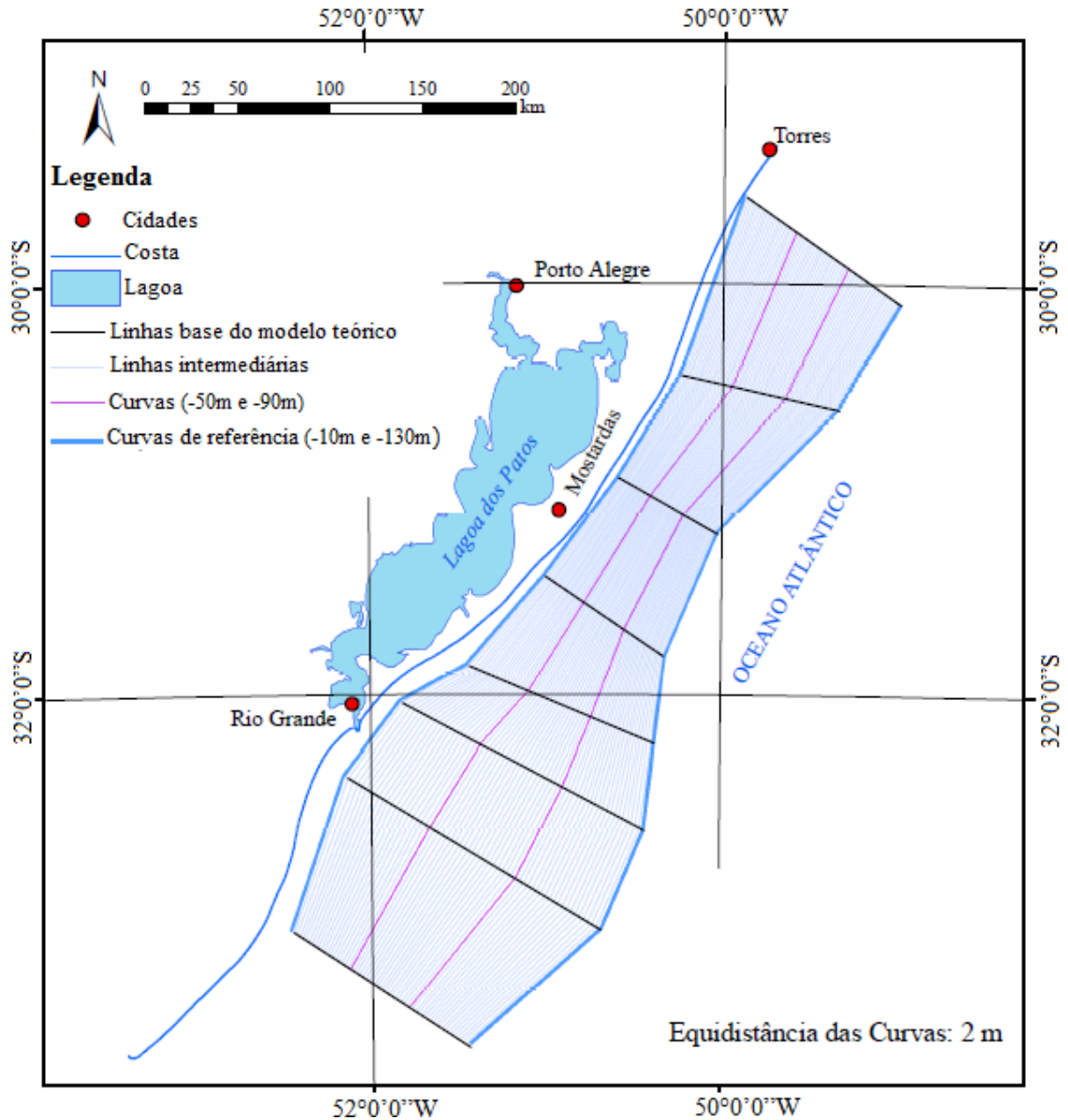


Figura 7.8 – Modelo Batimétrico Teórico

7.2.2.3 Obtenção das anomalias batimétricas regionais

Procedendo-se a superposição da superfície real (figura 7.7) com a superfície regional teórica (figura 7.8), ocorre a interseção das isóbatas dos dois modelos, o que define os pontos de anomalia batimétrica e consequentemente as zonas de anomalias regionais. As anomalias podem ser de dois tipos: anomalias positivas e anomalias negativas, conforme o sentido da diferença entre as curvas da superfície teórica e real para cada ponto. De acordo com Corrêa (1990), dispondo-se destes valores, é possível o traçado de curvas de igual diferença

(isolinhas) que caracterizam as anomalias batimétricas, que podem ser vinculadas a processos tectônicos, fenômenos de erosão/acumulação, ou ainda com a litologia.

Neste estudo, convencionou-se denominar de “anomalia batimétrica” a diferença obtida entre a informação batimétrica real (original) oriunda do modelo gerado por interpolação (krigagem) com dados da DTU *Space*, e a informação batimétrica do modelo teórico gerado.

Para a área de estudo foram identificadas mais de 2.700 pontos de anomalias batimétricas, cujas coordenadas são perfeitamente identificáveis no ambiente *ArcGIS*. Cada ponto foi analisado e foi criada uma coluna de anomalia na tabela de propriedades do arquivo correspondente. Com respeito ao sinal da anomalia, tem-se:

- anomalia positiva: profundidade teórica > profundidade original;
- anomalia negativa: profundidade teórica < profundidade original, ou seja, é mais profundo que o previsto no modelo teórico.

O princípio de identificação das anomalias batimétricas é apresentado na figura 7.9.

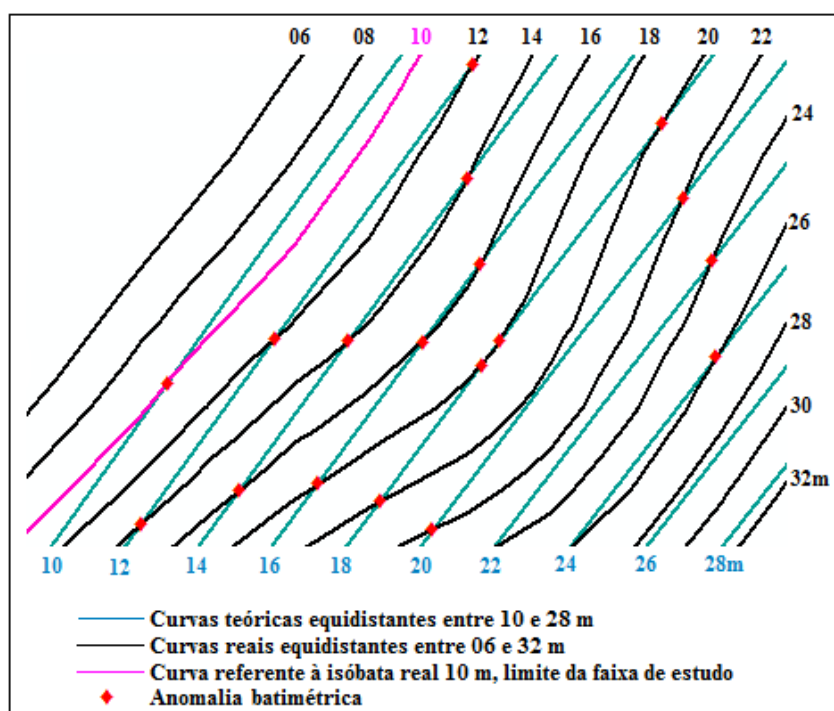


Figura 7.9 – Identificação de pontos de anomalias batimétricas

Na figura 7.10 pode-se visualizar a distribuição das anomalias batimétricas na região de estudo. É importante lembrar que a faixa que vai da costa até a isóbata -10 m (exclusive) não foi levada em conta na geração e análise de anomalias pelos fatos já apresentados.

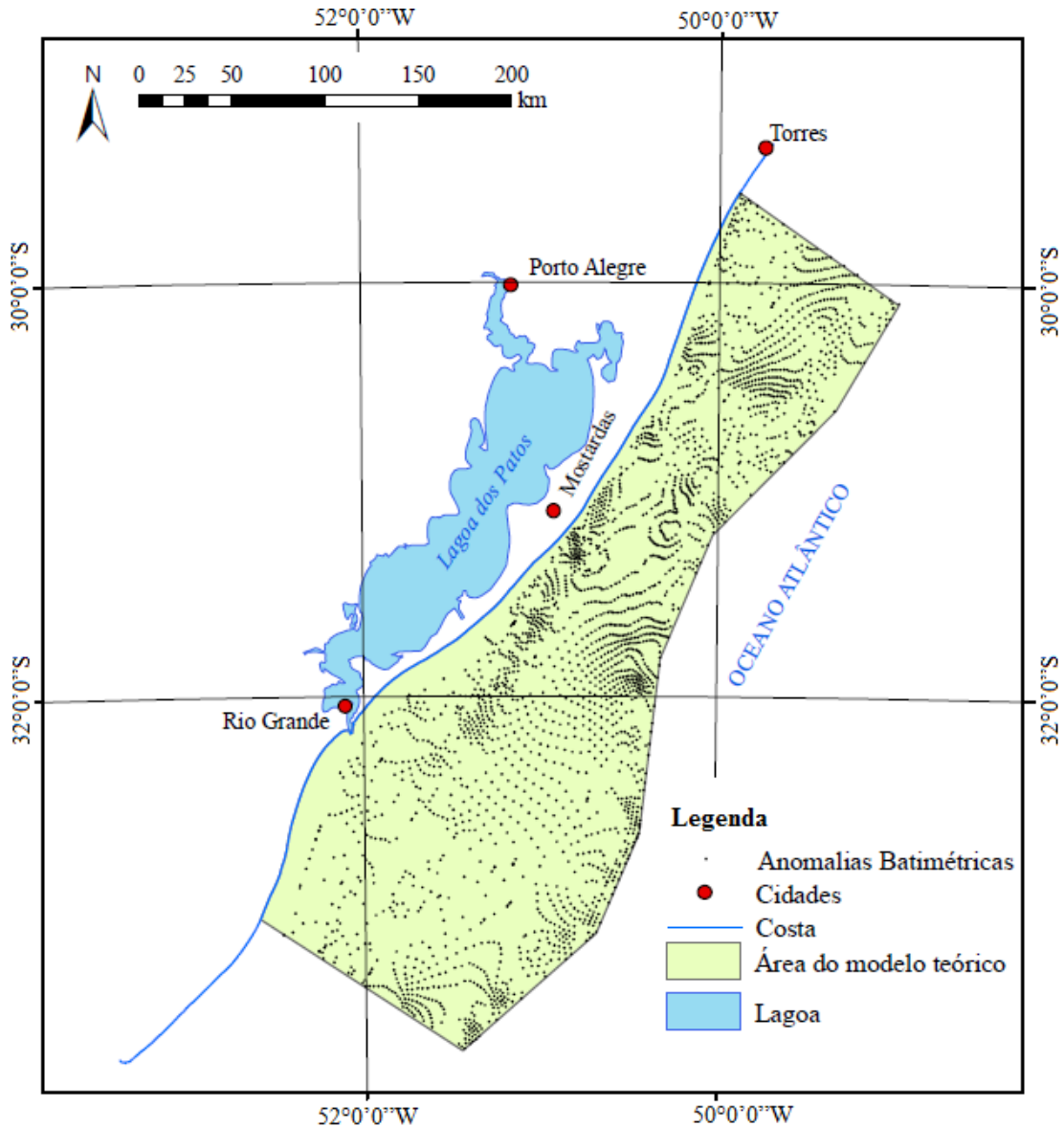


Figura 7.10 – Distribuição das anomalias batimétricas

Foi gerado um arquivo *shapefile* das anomalias, o que permitiu a interpolação de classes de anomalias. As extensões *3D Analyst* e *Spatial Analyst* do ArcGIS dispõe de recursos computacionais para visualização, análise e geração de superfícies 3D, sendo que o conjunto de pontos da amostra é usado na visualização da continuidade e variabilidade dos dados, por meio de uma superfície pelo uso de interpoladores.

Quanto aos processos de interpolação, foram feitos testes com os métodos “vizinho natural” (*Natural Neighbour*), ponderação do inverso da distância (*IDW-Inverse Distance Weighted*), *spline*, *krigagem* e *TIN (Triangular Irregular Network)*, todos conduzindo a resultados extremamente semelhantes, com diferenças nas regiões de borda motivadas por características peculiares dos interpoladores (situação de extrapolação, etc), sendo que o

método mais adequado depende do fenômeno objeto do estudo e da distribuição dos pontos da amostra.

Todas as etapas inclusas no processamento dos dados e a conversão de arquivos foram realizadas pelas extensões *3D Analyst* e *Spatial Analyst*, sendo os dados espacialmente referenciados em WGS 84.

Sabe-se que o método de krigagem é mais indicado para uma grade regular de pontos, e desta forma, optou-se em utilizar neste estudo, o método do vizinho natural (*Natural Neighbor*), que trabalha bem com dados espaçados regular ou irregularmente. Uma propriedade básica deste método é que o mesmo é local, empregando apenas um subconjunto de amostras que cercam o ponto principal, garantindo que os valores interpolados situam-se dentro da escala das amostras usadas, não apresentando tendências (CRONEMBERGER, F.M., 2009). Segundo Mitas & Mitasova (1999), o método de interpolação linear do vizinho natural é usado tipicamente para dados de tipos de solo, topográficos, batimétricos e geofísicos.

8. ANÁLISE MORFOESTRUTURAL: RESULTADOS OBTIDOS

Como já citado anteriormente, os dados foram em grande parte manipulados no software *ArcGIS*. Os sistemas de informações geográficas (SIGs) são ferramentas rápidas e precisas no processo de manipulação de amostras de dados 3D, (latitude, longitude e profundidade), no caso do estudo batimétrico, e (latitude, longitude, anomalia *Bouguer*) para o estudo gravimétrico, apresentando qualidade visual na representação da informação, através de recursos de associação de cores para intervalos batimétricos e gravimétricos entre outros, espessura de traços, geração de perfis, etc.

Referente à análise gravimétrica, são apresentados os produtos gerados no *ArcGIS* que envolvem as anomalias *Bouguer* obtidas das duas formas já anteriormente comentadas. Além disso, são apresentados mapas de anomalias *Bouguer* juntamente com a batimetria (figura 8.3), além de um produto com a integração de informações geradas na análise cartográfica efetuada por Corrêa nos anos 90 (figura 8.22). Também são apresentados os perfis gravimétricos referentes às 18 linhas de estudo.

No caso da análise batimétrica, é apresentado o mapa de classes de anomalia batimétrica com a posição das 18 linhas de estudo, bem como os perfis batimétricos destas mesmas linhas para as quais foram também gerados os perfis gravimétricos, com recursos do *ArcGIS*, módulo *3DAnalyst*. A ideia é efetuar uma análise comparativa entre ambos, buscando-se verificar alguma eventual correlação.

8.1 Comparação de classes de anomalia *Bouguer* do estado do RS obtidas com dados do modelo EGM2008 versus dados mistos (EGM2008 e campo)

Nas figuras seguintes (8.1 e 8.2) são apresentados os mapas com as classes de anomalia *Bouguer* obtidos a partir das duas fontes de dados, para a área do polígono compreendido entre as latitudes 27°S e 34°S e longitudes 49°W e 58°W, o qual engloba todo o estado do Rio Grande do Sul. As figuras apresentadas traduzem o resultado de ações implementadas no *ArcGIS*, com a geração de nove classes de anomalia *Bouguer*, cujos valores variaram entre -105,4 a +215,6 mGal.

Após vários testes envolvendo até 16 classes, verificou-se que o uso de 9 classes apresentou resultados satisfatórios para análise e a interpretação do comportamento da anomalia *Bouguer* na área em questão.

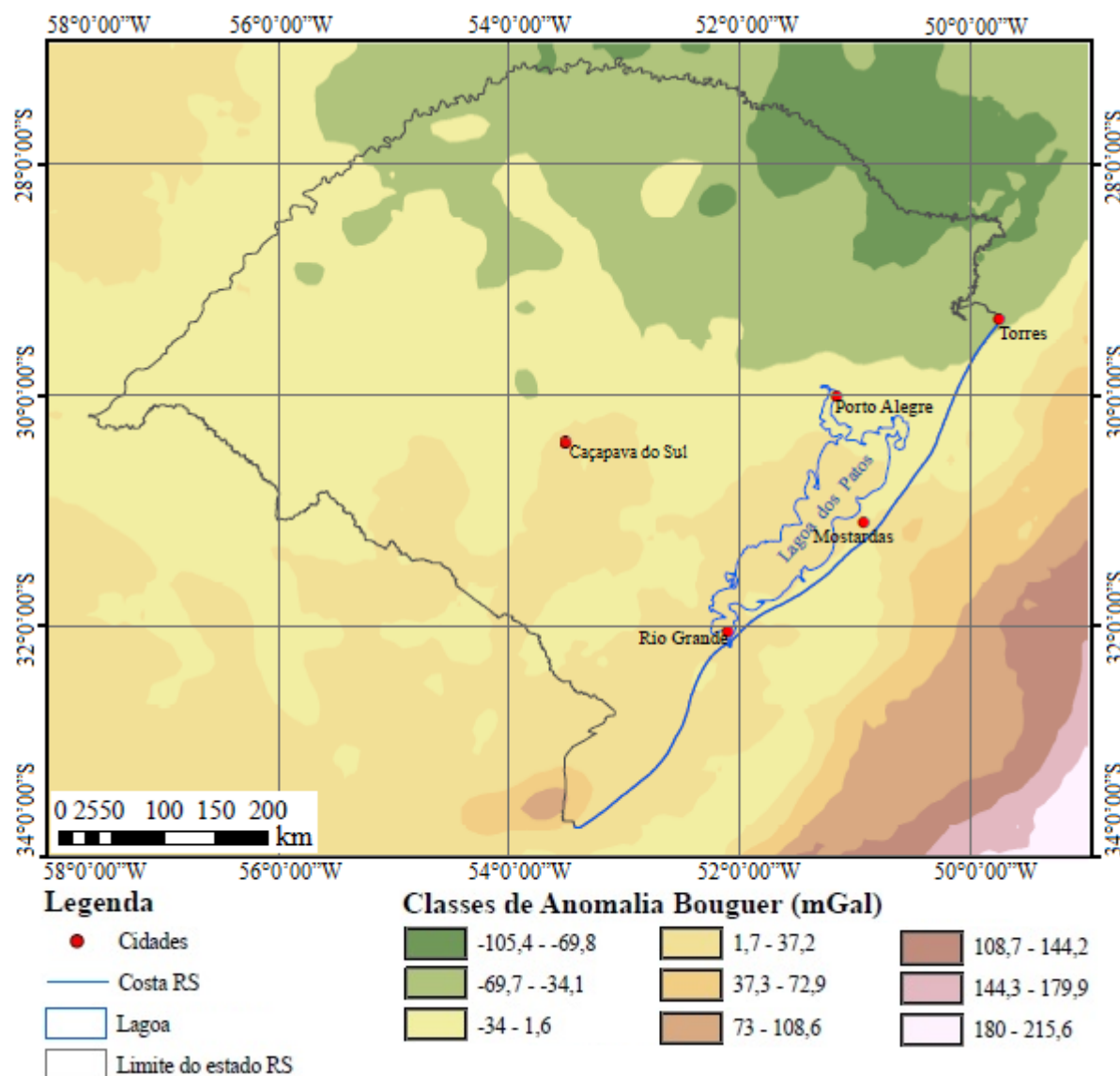


Figura 8.1 – Anomalia *Bouguer* para o estado do RS – Dados do EGM2008

Analisando-se os resultados obtidos em ambos os casos, gerados através de mesma metodologia, nota-se que são semelhantes, com uma disposição das classes de anomalia *Bouguer* idêntica, não havendo regiões que tenham apresentado grande disparidade de resultados. No emprego de dados mistos, ocorrem polígonos esparsos de classes de anomalia *Bouguer* na porção central da área de estudo, região de Caçapava do Sul, região esta que apresenta uma maior densidade de pontos de campo, conforme se verifica na figura 7.6. No caso do emprego de apenas dados do modelo EGM2008, os polígonos resultaram mais agrupados, uma vez que neste último há uma disposição homogênea e regular dos dados originais. Para a porção norte do estado do Rio Grande do Sul, ambas as propostas resultaram anomalias *Bouguer* mais acentuadamente negativas (tons esverdeados), indicativo de maior espessura crustal.

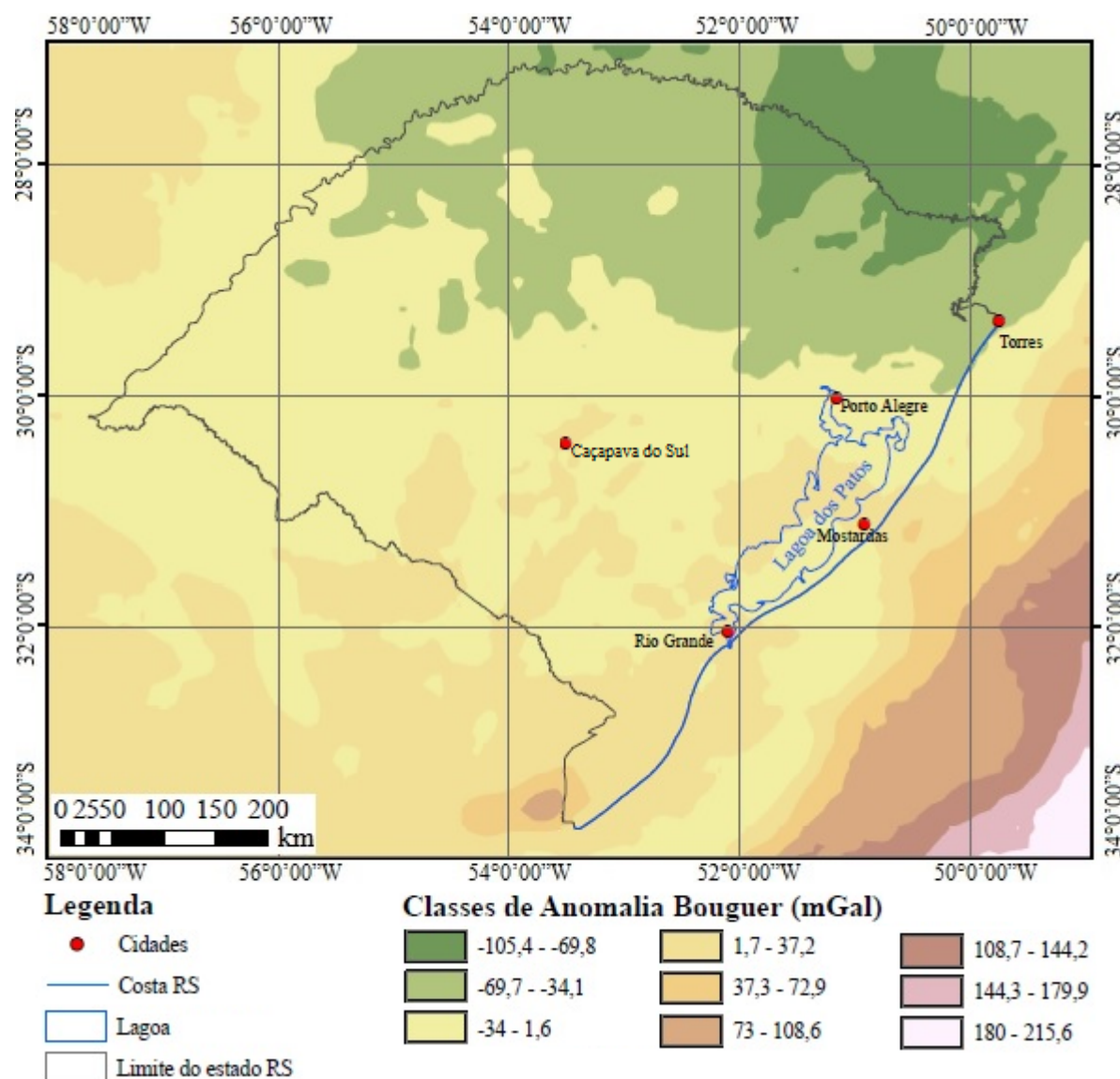


Figura 8.2 – Anomalia *Bouguer* para o estado do RS – Dados EGM2008 e campo

No emprego de dados mistos, observa-se ao norte de Mostardas, uma faixa de anomalias *Bouguer* mais elevadas um pouco mais larga, compondo uma mancha mais uniforme e larga na passagem do continente para o oceano. Como há uma maior densidade de pontos de campo na região litorânea, estas informações conduziram a este resultado.

Pode-se afirmar que os dados do modelo EGM2008 facilmente acessíveis, possibilitam a obtenção de anomalias *Bouguer* que atendem muitos objetivos, principalmente de cunho geral e até regional. Aplicações locais visando identificar e/ou delimitar feições geológicas pontuais ou de menor extensão, requerem levantamentos de campo detalhados, com maior densidade de pontos, ou dados disponibilizados segundo uma grade de maior resolução espacial. Assim, considerando-se a resolução espacial dos dados do modelo EGM2008, não é possível, por exemplo, identificar feições geológicas pontuais de menor

amplitude. Também não é possível reconhecer feições geológicas continentais que se prolonguem para regiões oceânicas.

8.2 Classes de anomalia *Bouguer* com dados do modelo EGM2008 e a batimetria da região de estudo

Na figura 8.3 são apresentadas as classes de anomalia *Bouguer* obtidas com dados apenas do modelo EGM2008.

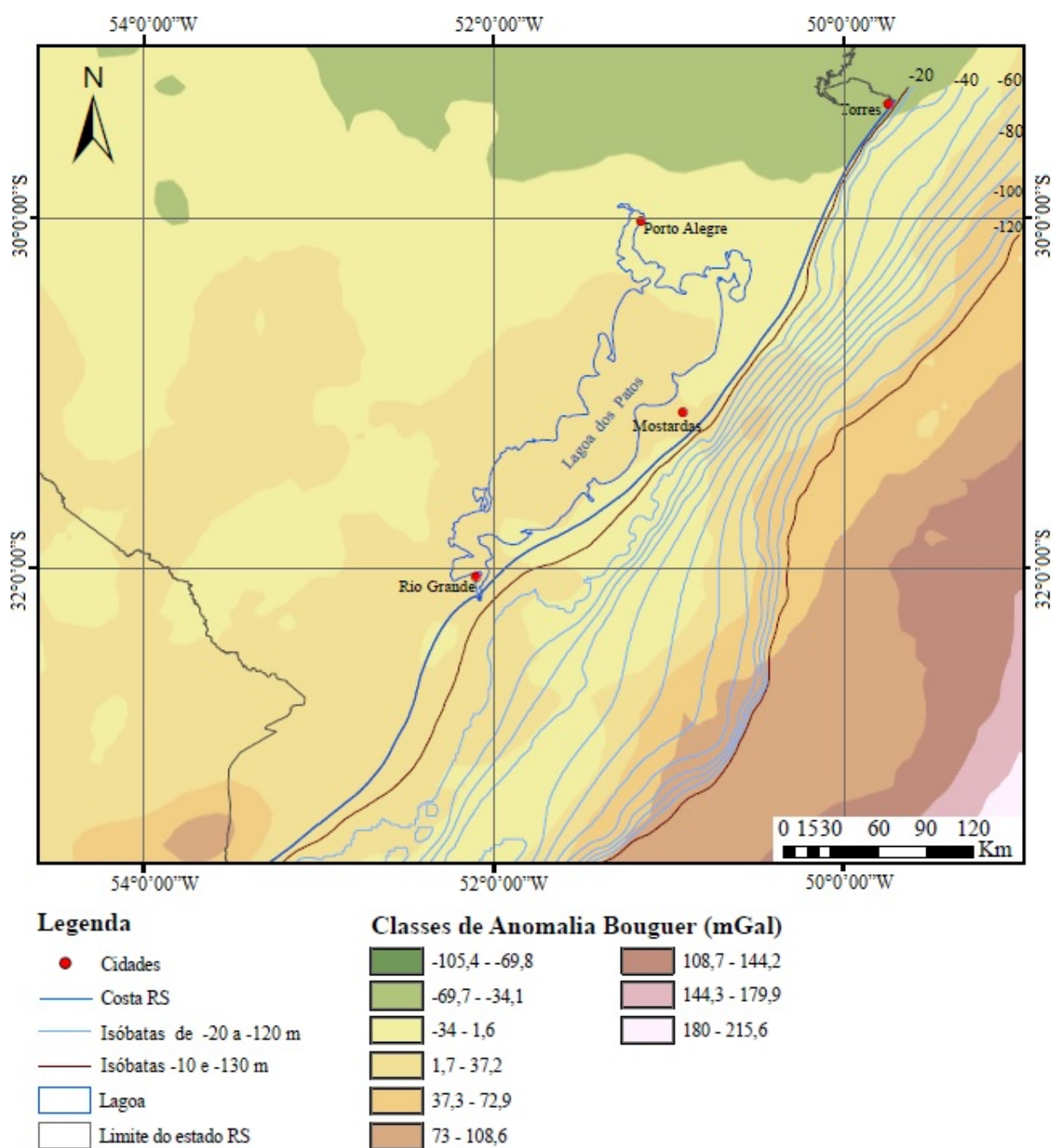


Figura 8.3 – Mapa de classes de anomalia *Bouguer* com dados EGM2008 e isóbatas de 10 em 10 m

Foram definidas nove classes de anomalia *Bouguer* igualmente espaçadas, conforme legenda anexa. Também estão representadas as isóbatas limites da região de estudo (–10 e –130 m), bem como as isóbatas múltiplas de 10 situadas entre as mesmas. É possível constatar que onde há o estreitamento da plataforma continental (Baixo de Mostardas), o contorno das classes de anomalia *Bouguer* acompanha o contorno das isóbatas na região.

Constata-se pela figura 8.3, que salvo poucas exceções, as anomalias *Bouguer* aumentam positivamente com o aumento da profundidade. No seu aspecto geral, o contorno das classes de anomalia *Bouguer* apresenta configuração paralela à linha de costa na sua porção oceânica, sendo que de Torres até a altura de $\varphi = 30^{\circ}10'S$, isto ocorre entre as isóbatas –56 m e –66 m. Na sequência há um trecho onde não se verifica o paralelismo, que volta a se repetir entre as latitudes $30^{\circ}20'S$ e $30^{\circ}50'S$. Na altura de Mostardas ($31^{\circ}06'S$) não há paralelismo até pela variação no comportamento das anomalias *Bouguer*. Na faixa de estudo, a única ocorrência evidente de anomalia positiva que se estende do continente para o oceano situa-se na região de Mostardas, numa largura aproximada de 50 km na costa. Volta a apresentar certo paralelismo a partir de $\varphi = 31^{\circ}25'S$ até Rio Grande ($32^{\circ}02'S$), em situações distintas: com as isóbatas –54 m, –66 m e –76 m. De Rio Grande em direção ao sul, o contorno das classes de anomalia *Bouguer* apresenta concavidade inversa ao das isóbatas.

8.3 Análise dos perfis gravimétricos gerados a partir de classes de anomalia *Bouguer* obtidas com dados do modelo EGM2008 versus dados mistos (EGM2008 e campo) para a região de estudo

Na figura 8.4 é apresentado um mapa com a disposição das linhas para geração de perfis, sobre as classes de anomalia *Bouguer* geradas com dados exclusivos do modelo EGM2008. Já a figura 8.5 apresenta os resultados obtidos na geração de classes de anomalia *Bouguer* empregando-se dados mistos, além da posição das linhas de estudo. Ambas as figuras apresentam uma área geográfica menor, mais especificamente a porção centro e leste do estado do Rio Grande do Sul, além da área oceânica adjacente.

Para a geração dos perfis, foram definidas 18 linhas posicionadas de maneira a estarem bem distribuídas na região de estudo. A maioria situa-se aproximadamente ortogonal à costa, sendo que as linhas A-B, C-D, E-F, G-H, I-J apresentam-se posicionadas do continente em direção ao oceano, ao passo que as demais linhas estão todas inteiramente situadas em região oceânica.

Os perfis gravimétricos gerados das diversas linhas de estudo envolvem:

- Apenas dados do modelo EGM2008: linhas A-B, C-D, E-F, G-H, I-J, K-L, M-N, O-P, Q-R, Q-N, S-T, U-V, X-Z, W-Y, 1-2, 3-4, 3-Z, 5-6.
- Dados mistos, envolvendo dados do modelo EGM2008 e de campo: linhas A-B, C-D, E-F, G-H, I-J.

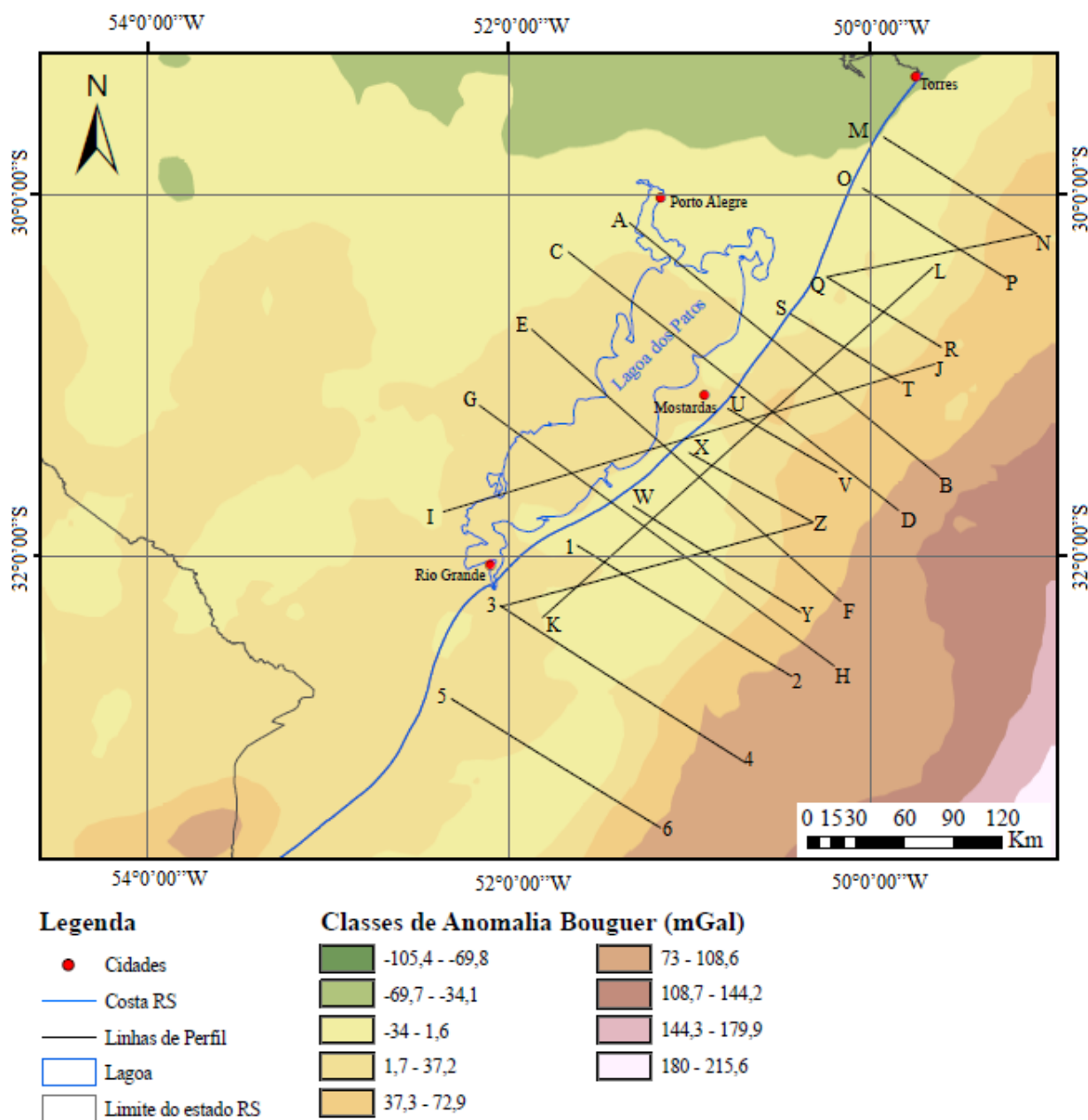


Figura 8.4 – Mapa de classes de anomalia *Bouguer* (dados EGM2008) e linhas de perfil

Pelo fato da porção mais à leste das linhas A-B, C-D, E-F, G-H e I-J estar situada sobre o oceano, região esta com dados gravimétricos exclusivos do modelo EGM2008, os

perfis gravimétricos destas linhas para esta região, são iguais tanto para dados exclusivos do EGM2008, como para dados mistos.

Na figura 8.5 é apresentado o mapa com as classes de anomalia *Bouguer* que foram obtidas empregando-se dados mistos, juntamente com as linhas de perfil deste estudo.

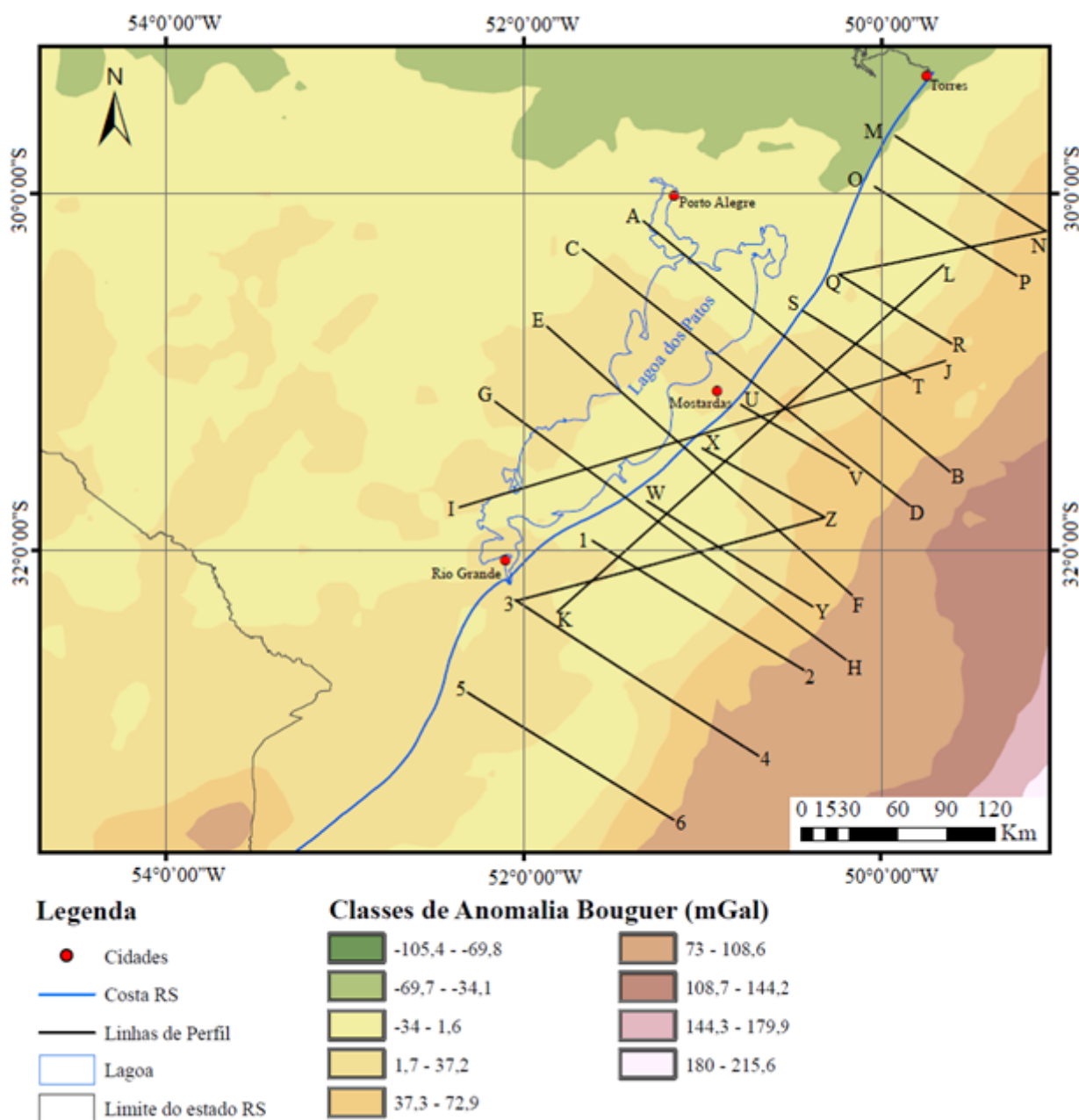


Figura 8.5– Mapa de classes de anomalia *Bouguer* (dados EGM2008 e campo) e linhas de perfil

Na sequência são apresentados os perfis das linhas A-B, C-D, E-F, G-H, I-J e K-L, agrupados dois a dois para facilitar a comparação, sendo exibido primeiramente o perfil obtido com uso de dados do modelo EGM2008, seguido do perfil gerado utilizando-se dados EGM2008 e campo, com a indicação no rodapé do perfil. A adoção da terminologia “dados

mistos” empregada em alguns momentos, considera a integração de dados do modelo EGM2008 com dados de campo. A marca em destaque vermelho que aparece no eixo horizontal dos perfis indica a posição da linha de costa do RS.

Os perfis foram gerados e editados com recursos do ArcGIS, no módulo 3DAnalyst. Apresentam a anomalia *Bouguer* espaçada de 10 em 10 mGal no eixo vertical, e a distância da linha de perfil (m) no eixo horizontal.

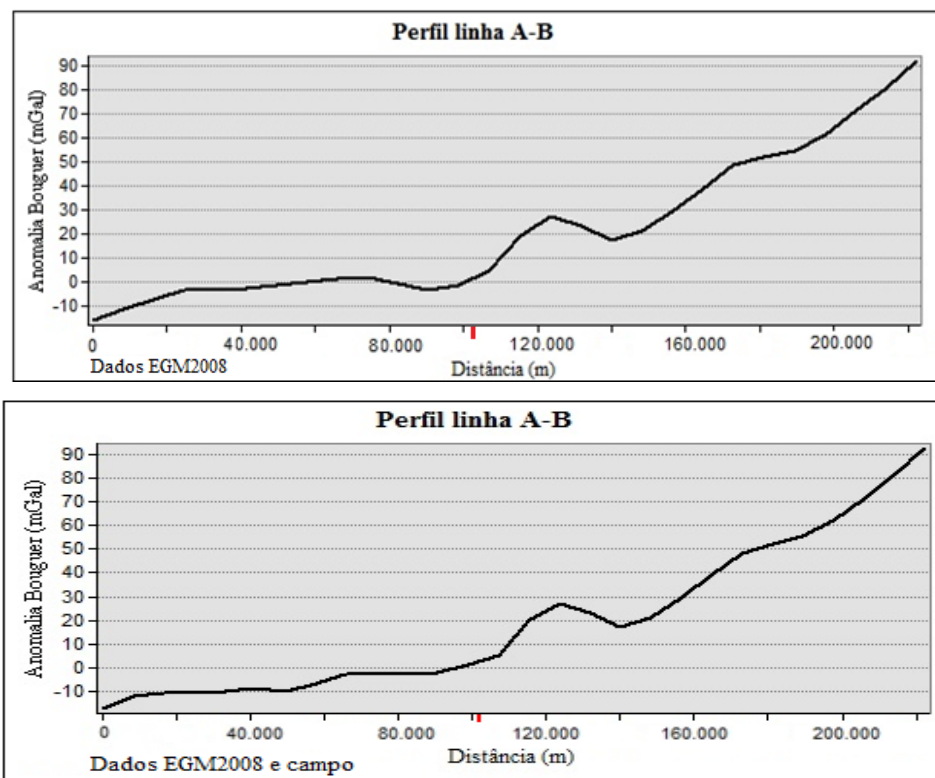


Figura 8.6 – Perfil Linha A-B – Gravimetria EGM2008 versus dados mistos

Para os dois casos, os perfis para a linha A-B (figura 8.6) apresentam comportamento semelhante na faixa continental, com anomalia *Bouguer* levemente negativa ou frequentemente nula. Na porção oceânica, a anomalia cresce positivamente até 90 mGal, sendo que logo após a costa apresenta um pico isolado de anomalia (de quase 30 mGal), provavelmente pela proximidade com o Baixo de Mostardas.

Na porção continental do perfil da linha C-D (figura 8.7), empregando-se dados do EGM2008, as anomalias *Bouguer* são ligeiramente maiores do que se verifica no uso de dados mistos. De forma geral, há um comportamento constante das anomalias na porção continental, ao passo que no oceano aumenta acentuadamente de 0 a +90 mGal na medida em que se afasta da costa. A linha de perfil atravessa a região do Baixo de Mostardas, o que é evidenciado por um pico saliente (em torno de 40 mGal), a quase 30 km da costa, indicada pela marca em destaque vermelho.

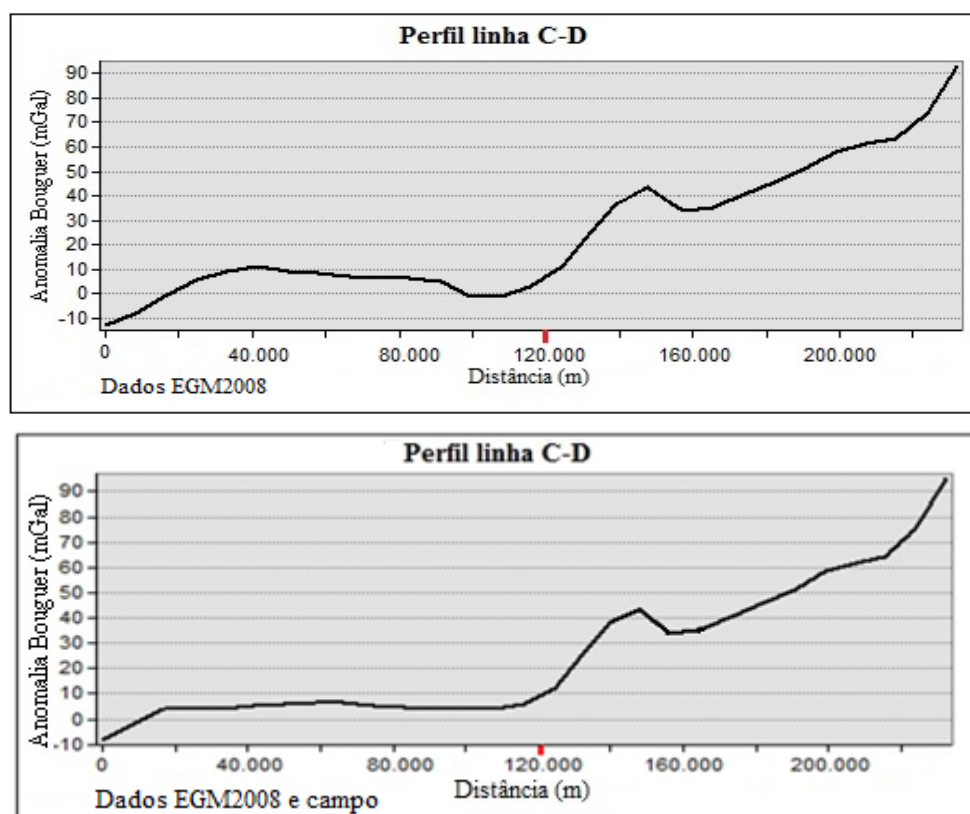


Figura 8.7 – Perfil Linha C-D – Gravimetria EGM2008 versus dados mistos

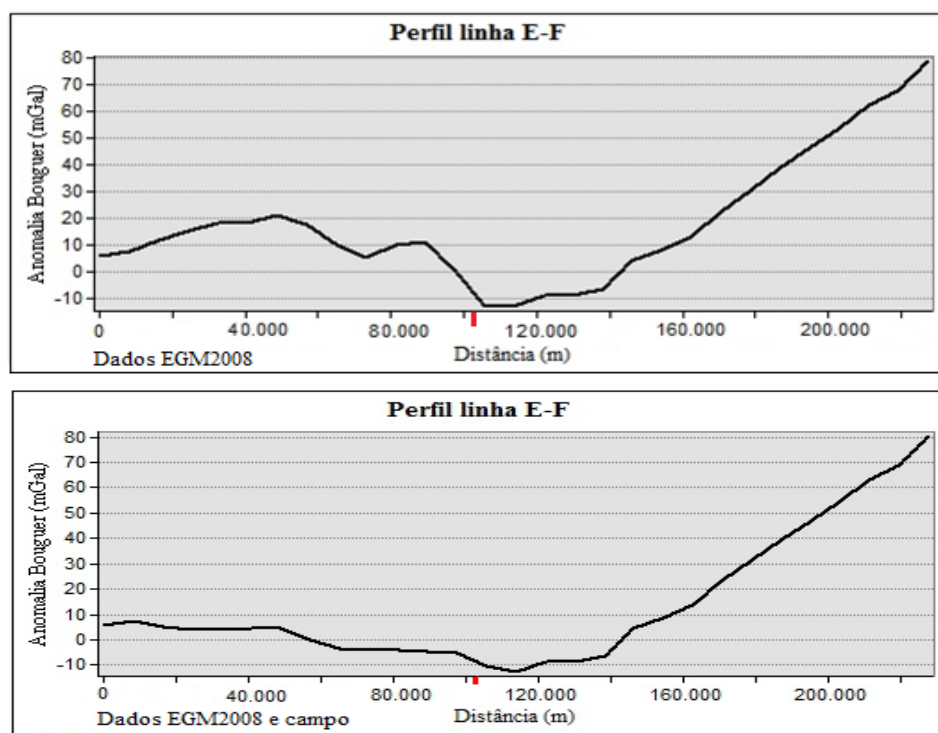


Figura 8.8 – Perfil Linha E-F – Gravimetria EGM2008 versus dados mistos

Tal como no perfil das linhas anteriores, a anomalia *Bouguer* cresce positivamente na porção oceânica para o perfil da linha E-F (figura 8.8). Na porção continental, o uso de dados mistos apresentou resultado mais constante, com anomalia *Bouguer* próxima de zero. Já no uso de dados EGM2008, a anomalia *Bouguer* teve maior amplitude de variação (+20 mGal a -10 mGal).

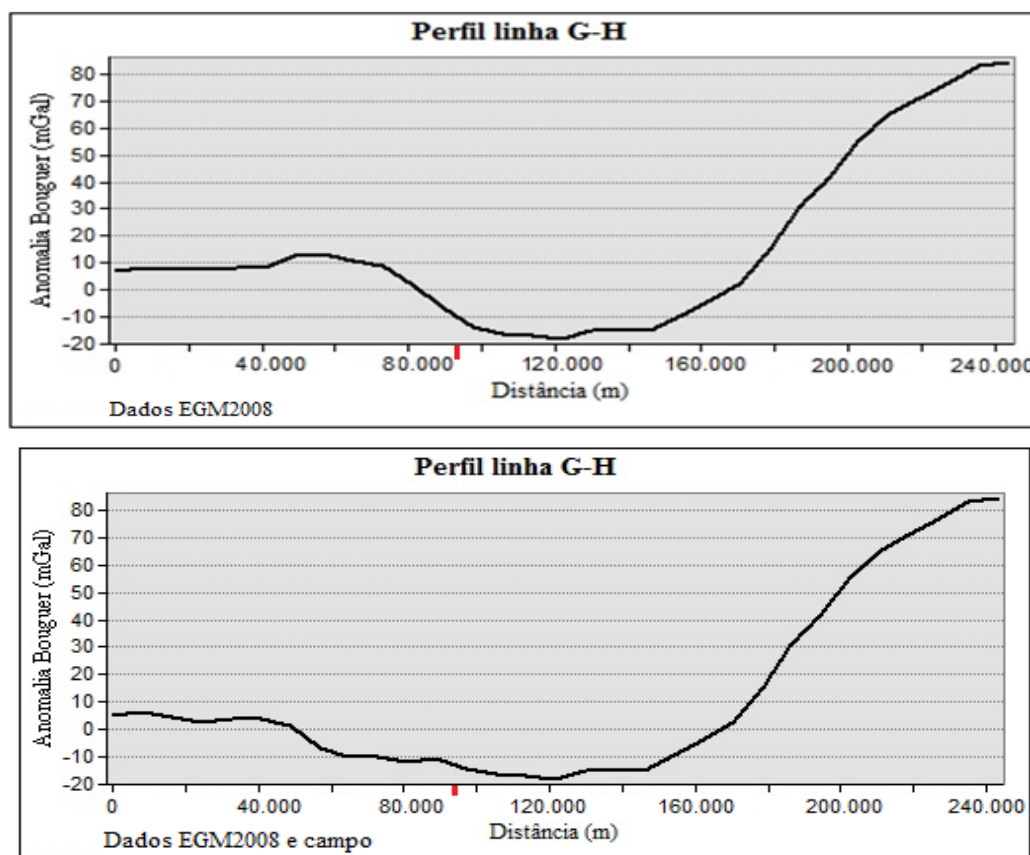


Figura 8.9 – Perfil Linha G-H – Gravimetria EGM2008 versus dados mistos

Ao longo da linha G-H (figura 8.9), a anomalia *Bouguer* cresce positivamente na porção oceânica. Na porção continental tem comportamento semelhante nos dois casos, embora apresente leve elevação (pouco acima de 10 mGal), no caso do emprego de apenas dados do modelo EGM2008.

Na porção continental da linha I-J (figura 8.10), o uso de dados do modelo EGM2008 resultou em anomalias *Bouguer* de 0 até +10 mGal; com o emprego de dados mistos, a anomalia *Bouguer* é predominantemente negativa (entre 0 e -10 mGal). Nos dois casos há certa uniformidade no comportamento das anomalias *Bouguer*. Já para a porção oceânica, a anomalia *Bouguer* aumenta de forma não acentuada, embora a região do Baixo de Mostardas fique evidenciada a cerca de 60 km da costa (anomalia *Bouguer* em torno de 40 mGal).

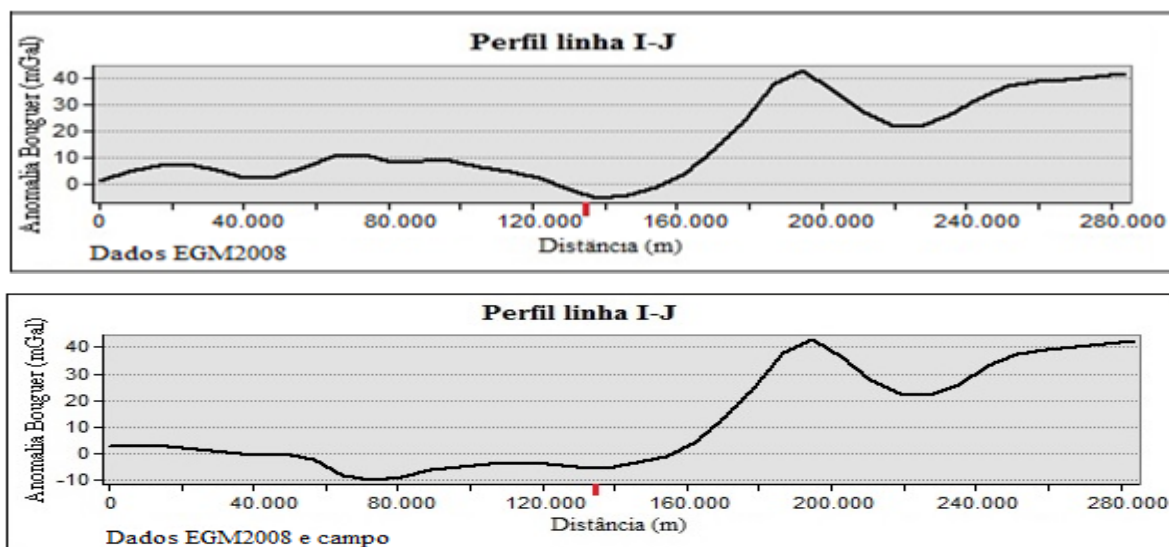


Figura 8.10 – Perfil Linha I-J – Gravimetria EGM2008 versus dados mistos

Nos perfis das linhas C-D, I-J e K-L (figuras 8.7, 8.10 e 8.11 respectivamente) é perceptível a alteração no comportamento da anomalia *Bouguer*, que se torna positivamente mais acentuada (em torno de 40 mGal) na região do Baixo de Mostardas, evidenciando a presença do mesmo.

Analisando-se as figuras 8.3 e 8.4, constata-se que a parte final das linhas A-B, C-D, E-F e G-H situa-se além da isóbata -130 m, ou seja, já na região do talude continental, onde a declividade aumenta. Nestes extremos, as anomalias *Bouguer* continuaram apresentando um gradual aumento positivo, sem alguma alteração significativa em particular.

Comparando-se os perfis das linhas na porção continental para os dois conjuntos de dados, constata-se que no emprego de dados exclusivos do modelo EGM2008, de maneira geral os valores da anomalia *Bouguer* apresentam-se sistemática e ligeiramente maiores.

A seguir são apresentados os perfis das linhas situadas completamente em área oceânica, e, por conseguinte, conduzindo para obtenção de perfis iguais para as duas situações abordadas. Desta forma, é apresentado apenas um dos perfis, gerado a partir do arquivo com dados apenas do modelo EGM2008. As figuras têm dimensões diferentes devido à extensão peculiar das linhas, e também pela variação no comportamento da anomalia *Bouguer*.

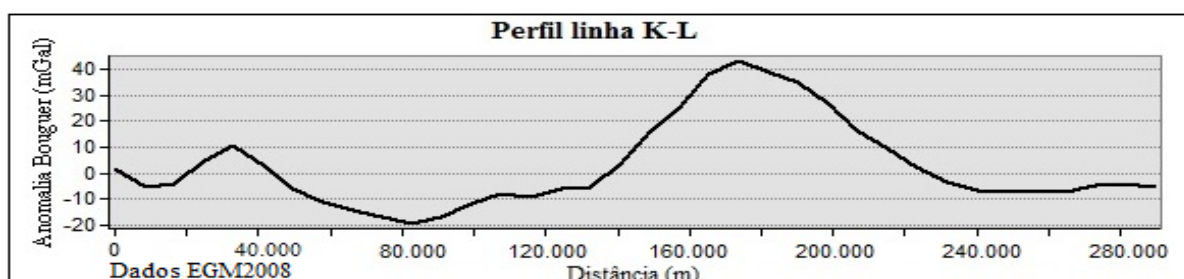


Figura 8.11 – Perfil Linha K-L – Gravimetria

A linha K-L, apesar de extensa, posiciona-se integralmente em área oceânica, afastada da costa e praticamente paralela à mesma. Esta linha atravessa a região do Baixo de Mostardas, cujo perfil indica um pico na anomalia *Bouguer* em torno de 40 mGal (acerca de 175 km do início da linha), conforme figura 8.11.

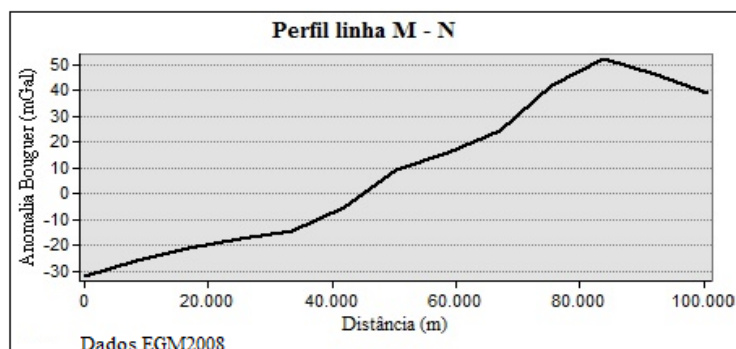


Figura 8.12 – Perfil Linha M-N – Gravimetria

Os perfis gravimétricos das linhas M-N (figura 8.12) e O-P (figura 8.13) partem de anomalias *Bouguer* ligeiramente negativas próximas à costa, até atingir valores de +40 a +50 mGal na sua porção mais distal, a 100 km da costa, indicando um afinamento da espessura da crosta nesta região.

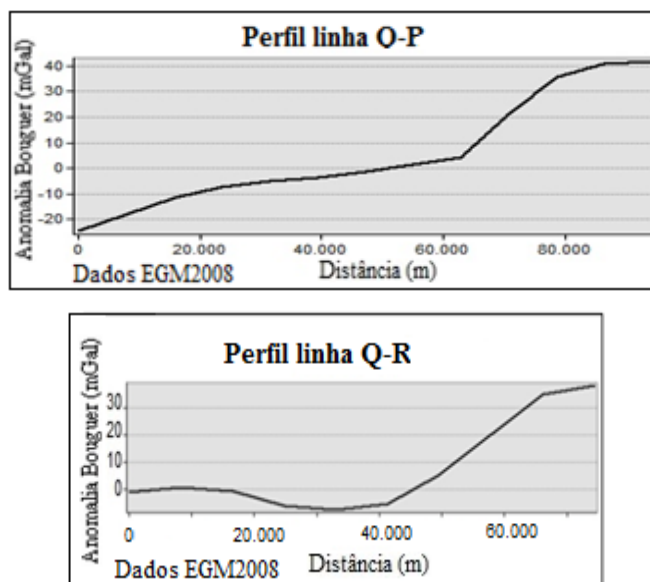


Figura 8.13 – Perfil Linhas O-P e Q-R – Gravimetria

Os perfis das linhas Q-R (figura 8.13) e Q-N (figura 8.14) têm comportamento semelhante, com anomalia praticamente constante e próxima de zero até a metade se suas extensões. A partir daí aumentam positiva e mais rapidamente na segunda metade, conforme se afasta da costa.

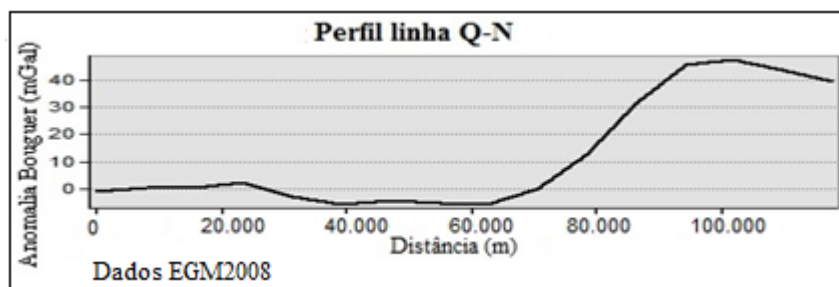


Figura 8.14 – Perfil Linha Q-N – Gravimetria

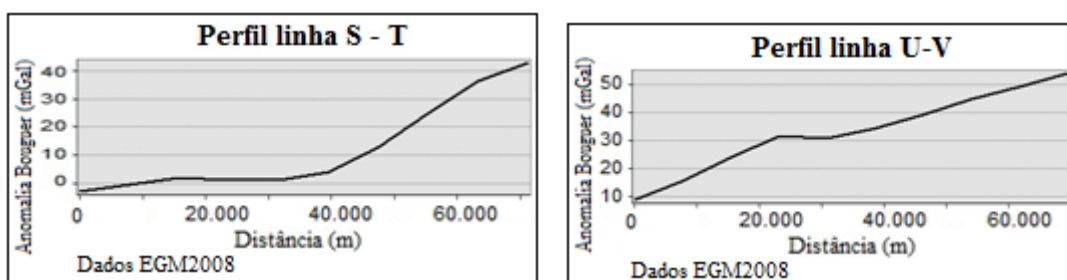


Figura 8.15 – Perfil Linhas S-T e U-V – Gravimetria

No perfil da linha S-T (figura 8.15) observa-se que a anomalia *Bouguer* é constante e praticamente nula na sua primeira metade. Na segunda parte, a anomalia *Bouguer* aumenta gradativa e positivamente até cerca de 40 mGal na sua extremidade final.

No perfil da linha U-V (figura 8.15) constata-se que a anomalia *Bouguer* cresce positivamente de maneira quase uniforme, de 10 até 50 mGal. A linha U-V atravessa a região do Baixo de Mostardas, o que fica evidenciado na faixa dos 20 a 30 km da extensão da linha.

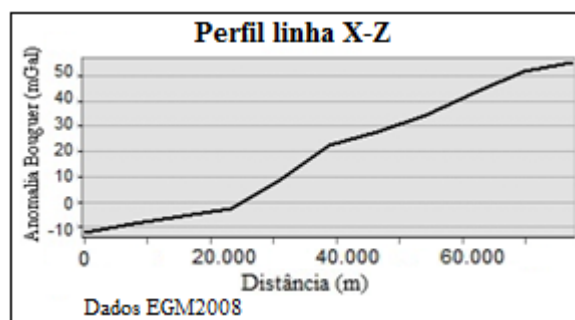


Figura 8.16 – Perfil Linha X-Z – Gravimetria

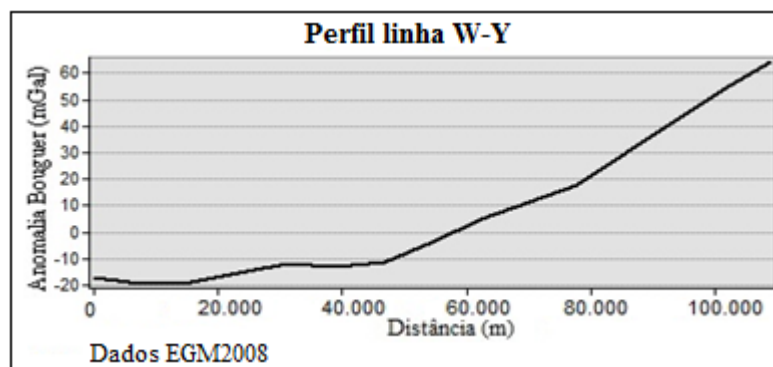


Figura 8.17 – Perfil Linha W-Y – Gravimetria

As linhas X-Z (figura 8.16) e W-Y (figura 8.17) apresentam perfis com comportamento semelhante, começando com anomalias *Bouguer* negativas próximas à costa (porção esquerda do perfil), aumentando suavemente na medida em que se afasta da mesma. Este aumento intensifica-se a partir das isóbatas -60 e -80 m, atingindo valores de anomalia *Bouguer* superiores a 50 e 60 mGal respectivamente.

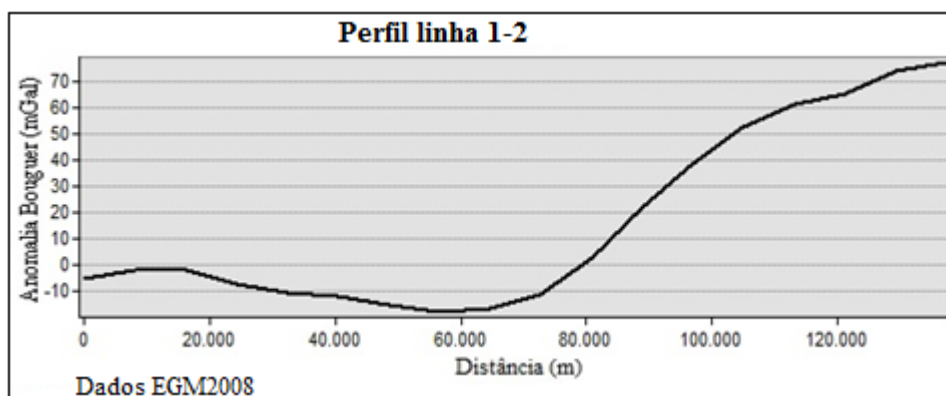


Figura 8.18 – Perfil Linha 1-2 – Gravimetria

Nos perfis das linhas 1-2 (figura 8.18) e 3-4 (figura 8.19), constata-se que a anomalia *Bouguer* tem comportamento praticamente estável até a metade da mesma, com a anomalia oscilando em menos de 20 mGal de amplitude. Estas linhas de perfil situam-se numa faixa onde a plataforma continental é mais larga, com declividade menos acentuada, próximo à desembocadura da lagoa dos Patos. A partir da metade destas linhas, a anomalia cresce positivamente de maneira vertiginosa, ultrapassando os 70 e 80 mGal respectivamente.

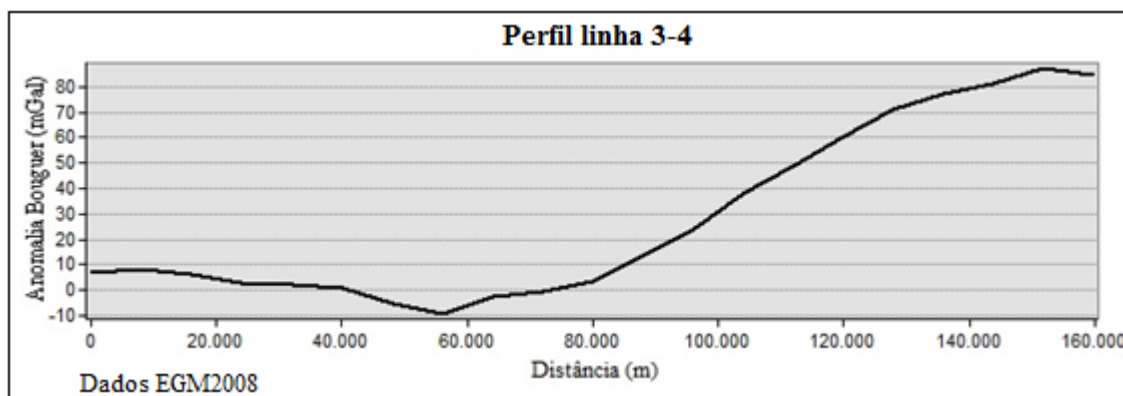


Figura 8.19 – Perfil Linha 3-4 – Gravimetria

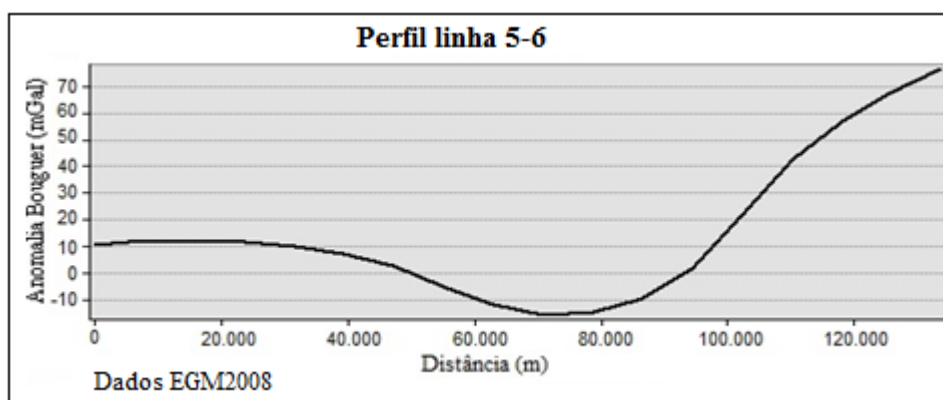


Figura 8.20 – Perfil Linha 5-6 – Gravimetria

A linha 5-6 (figura 8.20) é a que se situa mais ao sul da região de estudo. Na sua primeira parte apresenta anomalia estável (+10 mGal), seguida de um baixo gravimétrico (-15 mGal) na sua porção central. Na parte final, como indicativo do afinamento crustal, a anomalia *Bouguer* cresce acentuadamente, ultrapassando 70 mGal.

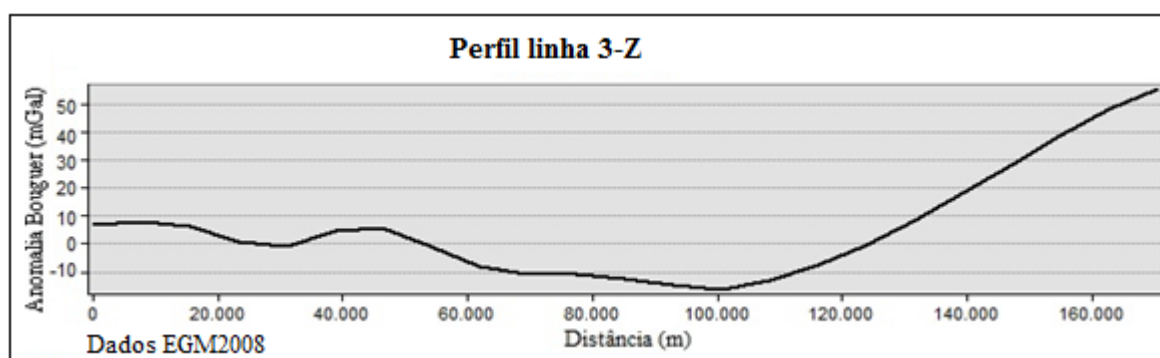


Figura 8.21 – Perfil Linha 3-Z – Gravimetria

O perfil gravimétrico da linha 3-Z (figura 8.21) apresenta os 50 km iniciais com anomalia *Bouguer* praticamente constante e próxima de zero, e levemente negativa na região central. Na porção final, a anomalia cresce de maneira acentuada e uniforme até 50 mGal.

De forma geral, a maioria dos perfis gravimétricos das linhas de estudo apresentou aumento acentuado no valor das anomalias *Bouguer* conforme se afasta da costa, ou seja, em direção a maiores profundidades. O afinamento do pacote sedimentar (afinamento crustal) fica evidenciado na medida em que os valores das anomalias *Bouguer* aumentam positivamente nas extremidades das linhas.

Nos perfis das linhas MN, OP, QR, QN, ST, WY, 1-2, 3-4, 5-6, 3-Z, e na parte final das linhas E-F e G-H, é possível constatar a interferência da linha de charneira Albo-Aptiana. Estruturalmente, esta linha constitui-se num sistema de falhas de grande extensão, e faz a separação da porção rasa, com embasamento cristalino entre 0 e 2.5000 m de profundidade, da parte mais profunda da bacia de Pelotas, com embasamento até 9.000 m de profundidade. Este fato é denotado pelo comportamento distinto das anomalias *Bouguer*, que se apresentam mais estáveis (classe da anomalia *Bouguer* em tom amarelado é mais larga), e com valores mais baixos na porção rasa, ao passo que quando se adentra na porção mais profunda da bacia, apresentam elevação pronunciada e contínua, o que é indicado pela variação seguida das classes da anomalia *Bouguer*, com valores mais altos que indicam a influência de material de maior densidade.

8.4 Mapa de classes de anomalia *Bouguer* integrado com feições geológicas

A figura 8.22 apresenta o mapa de anomalia *Bouguer* obtido com dados do modelo EGM2008, integrado com paleocanais demarcados nos estudos de Corrêa (1990) e Weschenfelder et al (2014), bem como o traçado das falhas que foram delineadas por Gonçalves et al (1979).

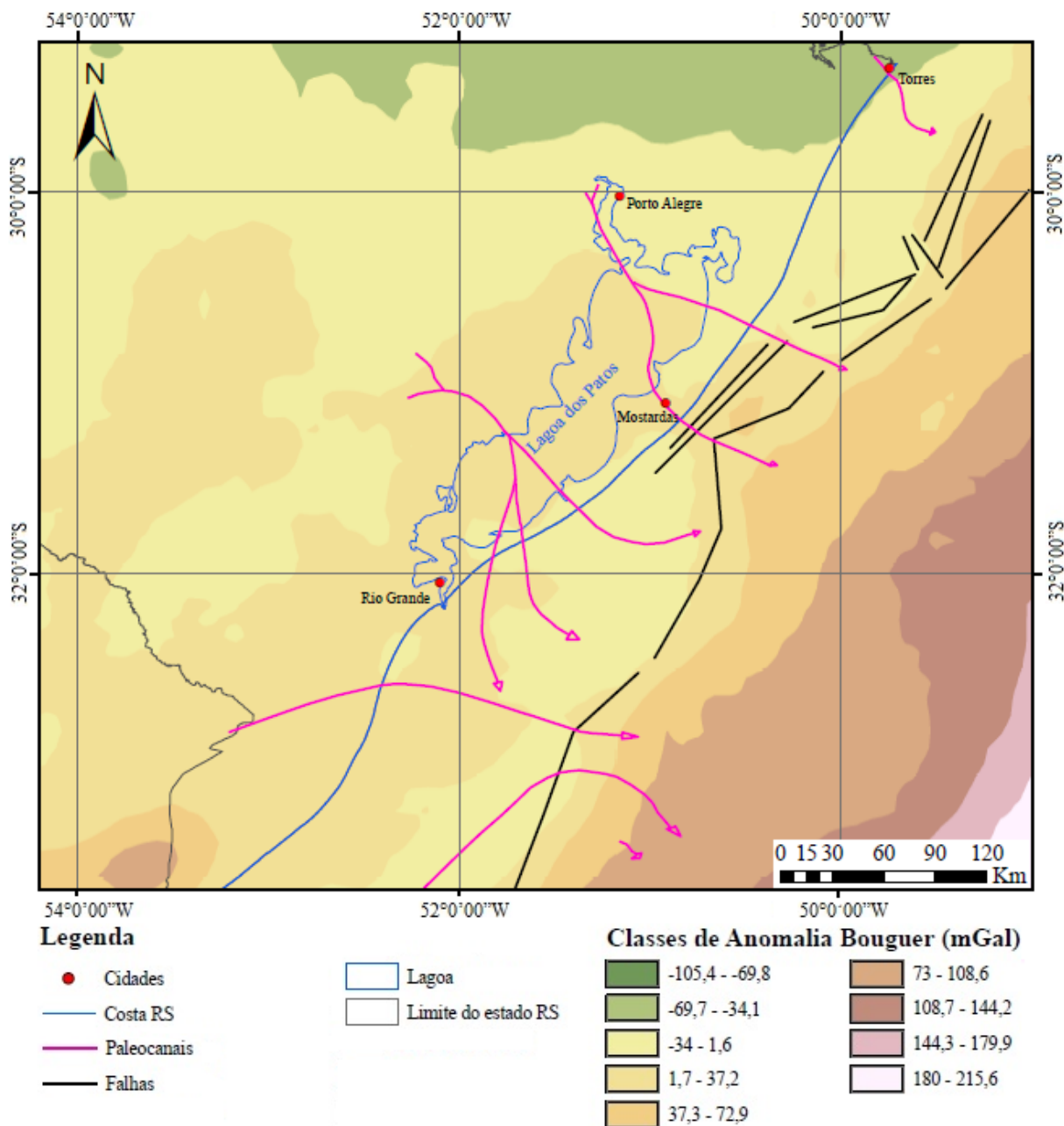


Figura 8.22– Mapa de classes de anomalia *Bouguer* (EGM2008), com dados integrados de Corrêa 1990

Na figura 8.22 estão representados os paleocanais identificados por Corrêa (1990), com algumas adaptações de traçado sugeridas por Weschenfelder et al.(2014). O comportamento das classes de anomalia *Bouguer* não apresenta nenhuma correlação com os mesmos, ou seja, pela análise gravimétrica das mesmas, ao nível de resolução apresentado, não foi possível inferir indícios da localização dos mesmos.

As linhas de charneira ou flexuras (demarcadas em preto na figura 8.22, e identificadas como falhas) são feições presentes na Bacia de Pelotas e que definem um aumento abrupto do mergulho deposicional dos estratos para a parte mais profunda da bacia,

separando porções mais rasas de mais profundas, e que foram formadas, segundo Fontana (1996), como consequência do intenso aporte sedimentar ocorrido na região. Uma zona de charneira nada mais é do que uma zona de rompimento. A charneira mais externa conhecida como Charneira Albo-Aptiana (alguns a denominam Falha de Rio Grande), é uma feição resultante dos sucessivos basculamentos sofridos pela margem continental, acompanhando o processo de subsidência na crosta continental (Gonçalves et al, 1979). Seu traçado apresenta expressiva coincidência com o contorno das classes de anomalia *Bouguer*, seguindo também o traçado das isóbatas na região. Estes contornos coincidem também com outras falhas e fraturas presentes na crosta. Na altura de Mostardas, nota-se a inflexão da charneira Albo-Aptiana para oeste.

Nota-se também que na região de Mostardas, a alteração no comportamento das classes de anomalia *Bouguer* evidencia a presença do Baixo de Mostardas, identificada em vários perfis gravimétricos.

O Baixo de Mostardas constitui-se numa megaforma sinclinal, onde ocorre grande espessamento das sequencias sedimentares (FONSECA, 2006), resultado de uma grande inflexão, no sentido oeste, de todos os componentes da zona de ruptura Albo-aptiana. É uma depressão estrutural com orientação NW-SE e conformação de um graben, cuja origem está vinculada possivelmente a um rifteamento transversal ao rifte principal da bacia.

Na região do Baixo de Mostardas, onde há o estreitamento da plataforma continental, o contorno das classes de anomalia *Bouguer* acompanha o contorno das isóbatas na região. Entretanto, sabe-se que no Baixo de Mostardas, o embasamento encontra-se mais profundo, havendo uma maior espessura de sedimentos nesta região (até 9.000 m). Havendo uma espessura de sedimentos maior, com o espessamento crustal na região, as anomalias *Bouguer* deveriam apresentar uma tendência de diminuição de seus valores com relação à sua circunvizinhança. Entretanto, ocorre o contrário, ou seja, há o aumento no valor da anomalia *Bouguer* na região (tons laranja e ocre), da ordem de 50 mGal.

As hipóteses justificativas sobre esta ocorrência são de um afinamento crustal mais expressivo na região, correlação esta contrária ao fato de que na região do Baixo de Mostardas, o topo do embasamento é mais profundo, propiciando um maior espessamento crustal regional. Outra hipótese é de que o material que compõe o embasamento nesta região é de densidade maior que a sua vizinhança, cuja origem pode remontar ao passado geológico da ruptura dos continentes. Esta segunda hipótese encontra respaldo em Ojeda & Cesero 1973, que afirmam que do ponto de vista tectônico, regionalmente, a Bacia de Pelotas apresenta um mergulho uniclinal para sudeste, sendo que inversões deste padrão estrutural são causadas

localmente por falhas de gravidade e por uma possível massa carbonática. Esta inversão de mergulho compromete estratos miocênicos ou mais novos. A massa carbonática estaria localizada em uma borda de plataforma terciária (*shelf edge*), e possivelmente associada a um banco de calcário (OJEDA & CESERO, 1973). A figura 8.23 apresenta o mapa de classes de anomalia *Bouguer* com provável localização da suposta massa carbonática. A linha vermelha que parte do poço de sondagem 2-MO-1-RS até o talude continental, foi usada nos estudos de Ojeda & Cesero, 1973.

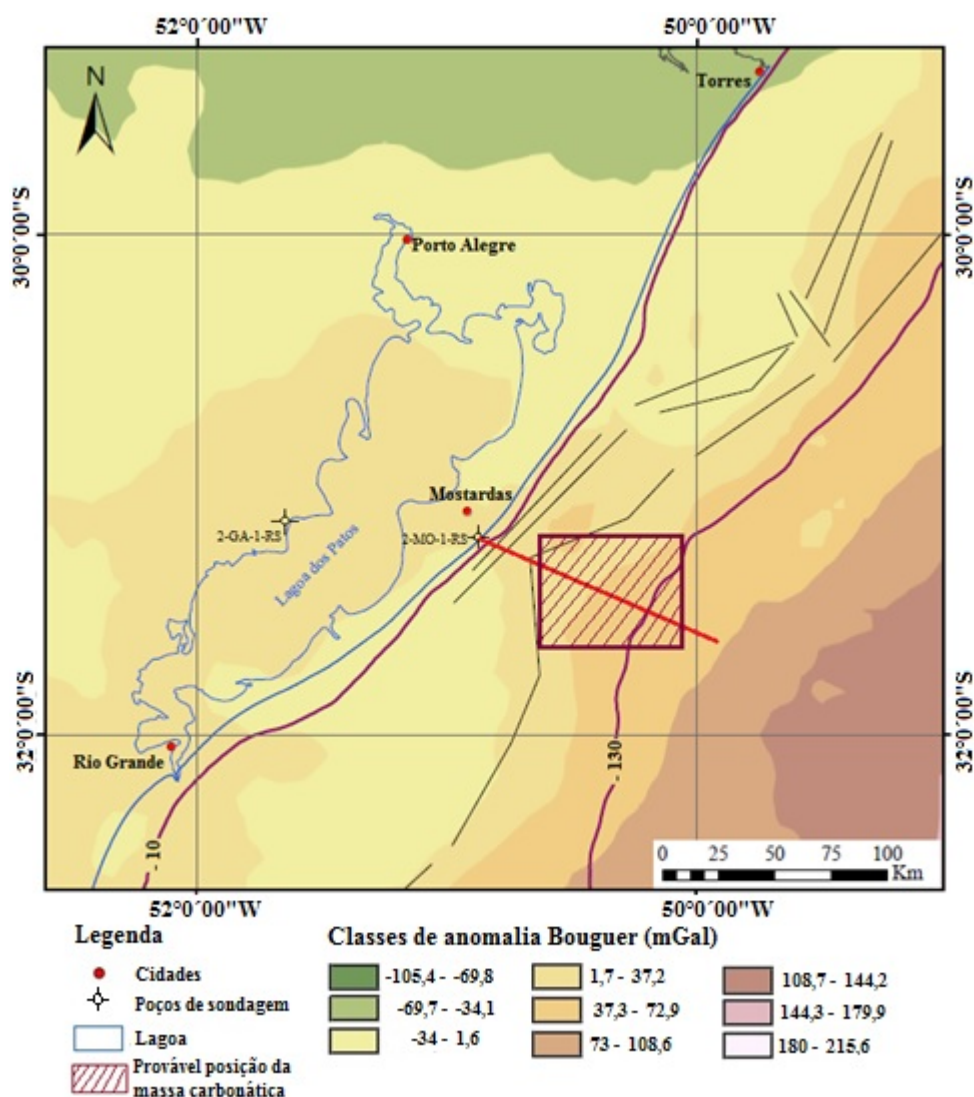


Figura 8.23– Mapa de classes de anomalia *Bouguer* com provável localização da suposta massa carbonática

Na figura 8.24 é apresentada a seção geológica usada nos estudos de Ojeda & Cesero (1973), que parte de Camaquã, passando por poços de sondagem 2-GA-2-RS e 2-GA-1-RS, cruza a lagoa dos Patos, passa no poço 2-MO-1-RS na altura de Mostardas e segue em direção ao oceano, conforme figura 8.23. É representada a massa carbonática citada anteriormente e suposições sobre o período geológico que a mesma possa estar vinculada (Cretáceo Inferior).

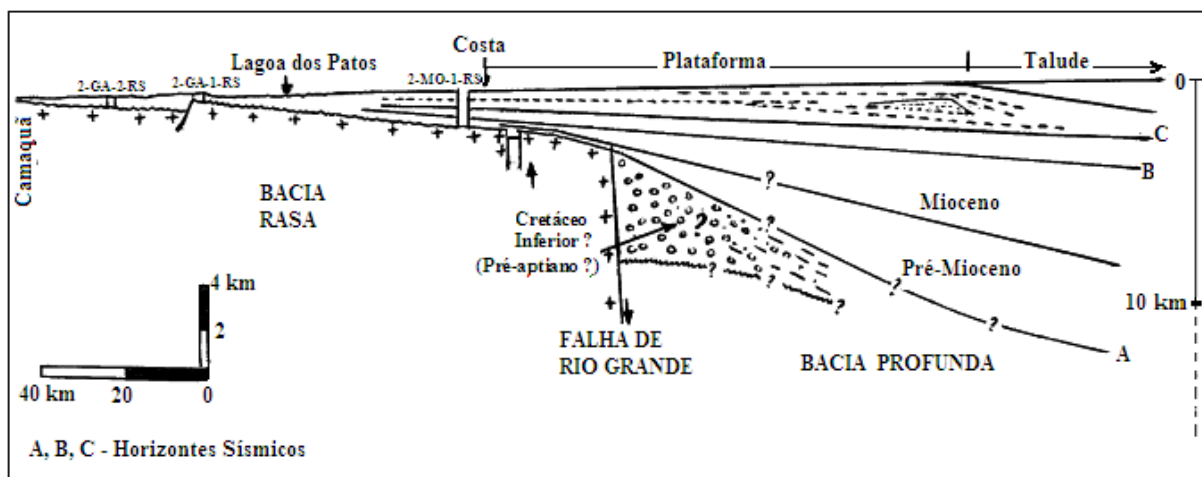


Figura 8.24– Seção geológica com indicação da suposta massa carbonática. Adaptado de Ojeda & Cesero, 1973

Pode-se afirmar que na abordagem gravimétrica, o mapa gravimétrico das anomalias *Bouguer* possibilitou a interpretação da caracterização da crosta na margem continental de grande parte do estado do Rio Grande do Sul. Na análise do mapa, constatam-se indicativos de variações expressivas da intensidade gravimétrica no sentido costa-oceano, que são associados às alterações de espessura e/ou litologia da crosta. Pode-se vincular o aumento da intensidade da anomalia *Bouguer* com a diminuição gradativa da raiz de compensação isostática, ocasionada pela instalação da crosta oceânica, desencadeando um afinamento crustal progressivo devido à subida do manto abaixo da litosfera, tal qual constatado por Alves et al, 2011, no projeto referente à análise morfotectônica e significado estratigráfico dos altos estruturais que segmentam a margem continental sul-sudeste brasileira.

8.5 Delineamento das classes e eixos de anomalias batimétricas regionais e discontinuidades

Os intervalos empregados na geração das classes de anomalias batimétricas são os mesmos adotados por Corrêa (1990). Dessa forma, o intervalo entre -2 m e $+2$ m foi considerado como anomalia nula. Na figura 8.23 podem ser visualizadas as classes de anomalia batimétrica, bem como a indicação dos eixos de anomalias positivos e negativos e também as discontinuidades observadas entre estas anomalias. As discontinuidades são delineadas onde ocorrem anomalias nulas (tom esverdeado da figura 8.23), posicionando-se entre dois eixos de anomalias.

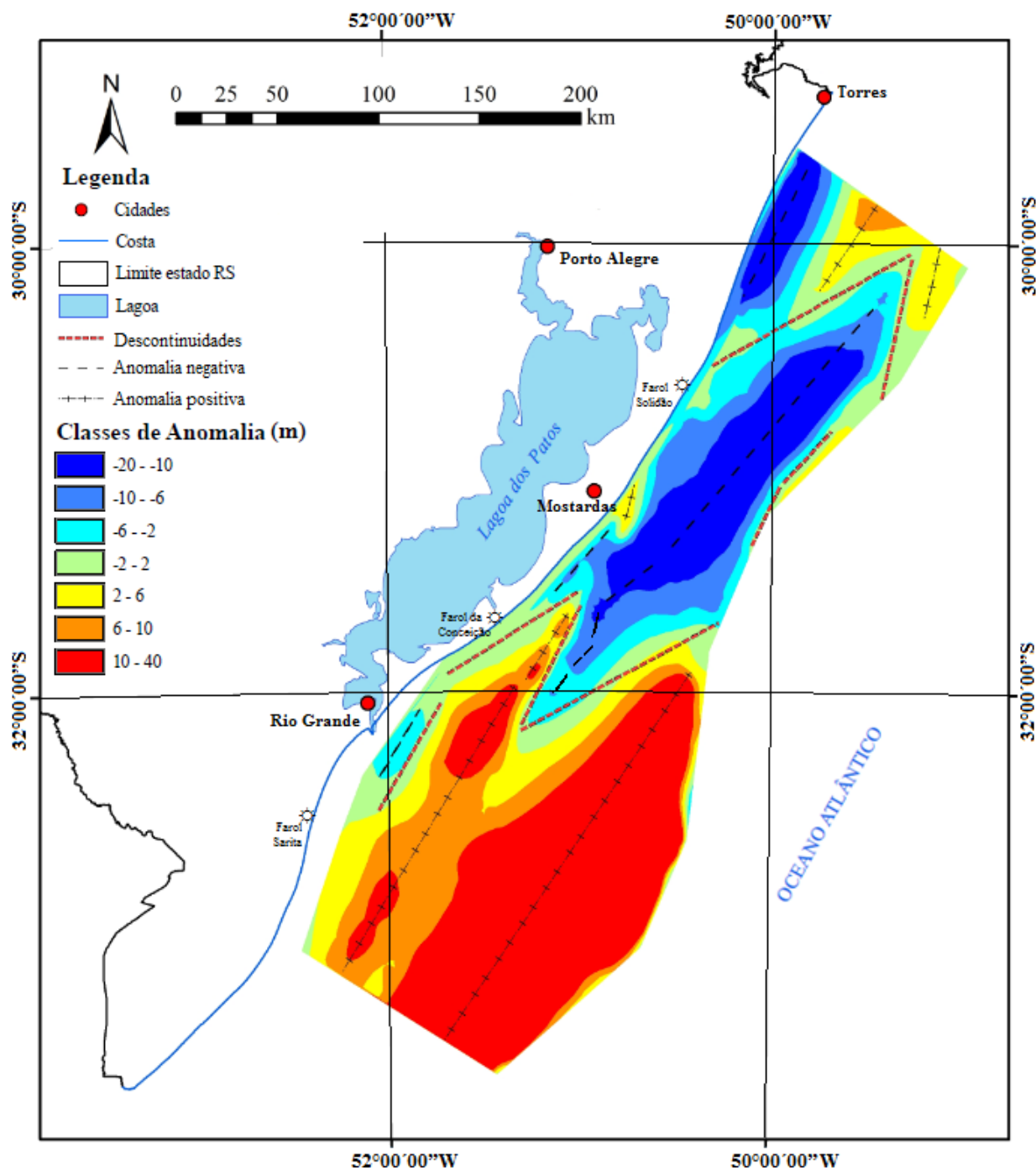


Figura 8.25 – Mapa de classes de anomalias e distribuição dos eixos de anomalias batimétricas

Conforme a figura 8.25, o comportamento das anomalias batimétricas de acordo com as zonas definidas anteriormente (item 7.2.1) tem as seguintes características:

- **Faixa Torres – Farol Solidão:** faixa com predomínio de anomalias negativas. Na sua porção mais ao norte identificam-se dois eixos de anomalia positiva, sendo o mais central (anomalia até 10 m), situado paralelamente em relação às curvas da superfície regional, e o situado mais afastado do continente com eixo oblíquo às curvas da superfície regional. Há

uma região de forte anomalia negativa (até -16 m) próxima à costa, logo abaixo de Torres, apresentando eixo paralelo ao das curvas da superfície regional, e que possivelmente representa uma zona de erosão. Nesta faixa destacam-se descontinuidades posicionadas entre os eixos de anomalias positivas e negativas, sendo uma delas mais acentuada, com direção não paralela à costa, indicativa de continuidade de características morfológicas continentais, e que está ligada à outra descontinuidade que se dirige ao talude. Na borda da área de estudo, próximo ao talude, há a presença de uma descontinuidade que avança para a faixa subsequente.

- **Faixa Farol Solidão – Farol da Conceição:** com forte presença de anomalias negativas, nesta faixa ficou evidenciado um eixo bastante longo de anomalia negativa, que se estende por cerca de 150 km na direção NE-SW, iniciando um pouco ao norte do Farol Solidão, ainda na zona anterior indo quase até a altura do Farol da Conceição, com anomalias que atingem até -20 m, principalmente do centro até a sua extremidade norte. Apresenta o eixo paralelo às curvas da superfície regional na sua parte central e oblíquo em suas extremidades. Há a presença de uma descontinuidade na borda desta faixa, próximo ao talude, de comportamento paralelo às curvas da superfície regional.

- **Faixa Farol da Conceição – Farol Sarita:** predomínio quase total de anomalias positivas, destacando-se nesta faixa duas zonas de anomalias positivas, identificadas por dois eixos de anomalias aproximadamente paralelos, sendo que o situado mais afastado da costa demonstra apresentar continuidade ao sul da área de estudo, com anomalias maiores que 30 m na extremidade sul e extremo leste (borda), e com valores menores na extremidade norte (16 m). Há um pequeno eixo de anomalia negativo (até -6 m) ao longo da foz da lagoa dos Patos, que pode ser reflexo do comportamento irregular das isóbatas da região, indicativo de uma morfologia distinta. Há a presença marcante de uma descontinuidade que inicia na altura do paralelo 32° S, atravessando esta faixa na direção 70° NE, seguida de outra descontinuidade 20° SW e de outra paralela àquela de 70° NE. Os eixos próximos à costa apresentam anomalias positivas de até 18 m, situada na altura do paralelo 30° S e valores que atingem até 12 m no eixo mais ao sul. Entre estes dois eixos, as anomalias situam-se entre 6 e 10 m.

8.6 Análise das anomalias regionais e descontinuidades

Constata-se na figura 8.25 que as anomalias negativas estão concentradas nas faixas norte e central, sendo mais acentuadas nesta última. Na faixa norte, próximo ao continente,

tem-se anomalias que alcançam -16 m e um eixo situado paralelo às isóbatas de -28 a -34 m. Quando se compara com as isóbatas da região (figura 7.7), tal eixo parece estar situado na fronteira entre os valores de inclinações médias e fracas, conforme figura 8.26. Desta forma, este eixo provavelmente tem uma correlação com a direção de uma paleodrenagem local. Outro eixo de anomalia negativa ocupa praticamente o centro da faixa de estudo, não apresentando direção única. Na sua porção mais ao norte, acima do Farol Solidão, ocorre a mesma situação constatada para o eixo analisado anteriormente, ou seja, este eixo situa-se em uma zona onde a inclinação passa de média à fraca, representando provavelmente uma linha de paleodrenagem.

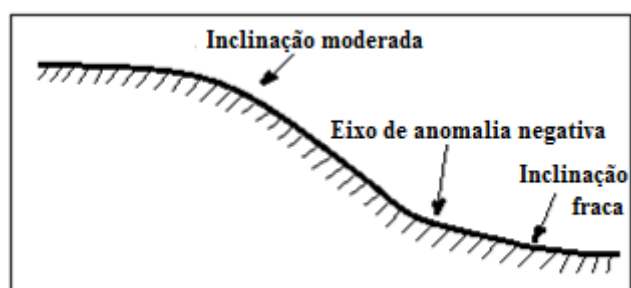


Figura 8.26 – Posição de eixo de anomalia batimétrica negativa (Adaptado de Corrêa, 1990)

O último eixo citado anteriormente situa-se aproximadamente na altura da isóbata -100 m. Na sua continuidade para o sul, o eixo situa-se em grande parte coincidente com a isóbata -96 m, até a altura de Mostardas. Na sequência apresenta-se numa direção oblíqua às curvas batimétricas até voltar a ter comportamento paralelo, agora coincidente com a isóbata -58 m, fato que se mantém na sua extensão final, já na faixa que se inicia no Farol da Conceição, região na qual se verifica novamente o que está representado na figura 8.24.

Na faixa Farol Solidão até Farol da Conceição onde se constatou uma anomalia negativa expressiva, a mesma corresponde à chamada área do Baixo de Mostardas. Segundo Abreu & Calliari (2005), há nesta região a presença de um paleocanal que mede aproximadamente 500 m de largura, encontrando-se soterrado a $9,5$ m de profundidade, paralelo à costa, registrado através de sísmica de reflexão.

No que se referem às anomalias positivas, as mesmas são mais acentuadas na zona sul deste estudo, ocorrendo com menor intensidade também na zona norte. Nesta última, o eixo mais importante identificado situa-se paralelo às isóbatas -54 e -56 m, numa situação de fronteira de inclinação fraca para média e alta, o que demonstra que este eixo pode estar associado às linhas de paleoestabilizações do nível do mar, tal como constatado por Corrêa (1990).

Na faixa do Farol da Conceição até o Farol Sarita e pouco abaixo, há dois eixos de anomalias positivas. O situado mais próximo da costa é segmentado em duas partes e acompanha a isóbata -22 m na parte superior. A segunda parte é mais longa, sendo que o eixo situa-se paralelo às isóbatas -22 m e -24 m nas partes superior e inferior do mesmo, sendo oblíquo às demais isóbatas na parte central. Este eixo, o qual está localizado em uma zona de declive suave, fazendo fronteira com uma zona de declive mais acentuado (a partir da isóbata -24 m), como demonstrado na figura 8.27. Este eixo também pode ser correlacionado com um alto estrutural (*horst*).

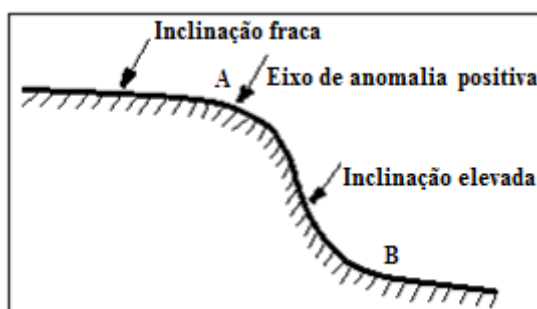


Figura 8.27 – Posição de eixo de anomalia batimétrica positiva (Adaptado de Corrêa, 1990)

O segundo eixo está mais afastado do continente, tendo quase 200 km de extensão, com disposição oblíqua na faixa entre as isóbatas -66 m e -104 m na sua parte superior, e comportamento quase paralelo à isóbata -66 m na parte inferior. Pelo fato desta região apresentar diferenças nas curvas batimétricas do modelo real em relação ao estudo desenvolvido por Corrêa (1990), há também diferença nos resultados obtidos. O modelo do presente estudo apresenta curvas batimétricas de comportamento mais uniforme e de declividade mais acentuada do que o modelo empregado por Corrêa (1990), que inclusive apresenta carência de dados nesta região, e declividade menos acentuada.

Pode-se afirmar que de maneira geral, a ocorrência de anomalias residuais, seja positiva ou negativa, sugere a presença de um evento morfológico expressivo que tenha perturbado o arranjo geral da região, como por exemplo, reflexo da deriva dos continentes.

O fato de alguns eixos de anomalias apresentarem obliquidade quando comparados às curvas da superfície regional (ou mesmo do modelo batimétrico real), parece indicar a existência de um controle estrutural (falhas, dobramentos, etc). Desta forma, torna-se evidente que as anomalias relacionadas com a ação do mar somente poderiam apresentar direções paralelas aos estágios de estacionamento destas direções ou da atuação de agentes hidrodinâmicos.

Do ponto de vista de uma interpretação geológica das anomalias observadas, pode-se afirmar que as anomalias positivas estão situadas na direção de fortes acumulações sedimentares, ao passo que as anomalias negativas geralmente correspondem às baixas acumulações ou áreas em que houve remobilização sedimentar. Assim, considerando-se a dinâmica do mar, pode-se afirmar que na região “A” da figura 8.27 há acúmulo de sedimentação mais fina, com formação de terraços, ao passo que na região “B” há o acúmulo de sedimento mais grosso.

Com respeito às discontinuidades detectadas, que via de regra situam-se entre eixos de anomalias positivos e negativos, dando-se atenção às mais expressivas, constata-se que:

- a) presença de discontinuidade na altura do Farol Solidão, de direção SW-NE, até proximidade do paralelo 30°S; na sequência altera sua direção para o sul, até o limite da área de estudo batimétrico.
- b) sequência de discontinuidades que se inicia paralela à costa, na altura do Farol da Conceição, na direção SW-NE. É seguida por outra discontinuidade na direção inversa, porém mais alinhada com a direção sul. Volta a apresentar nova discontinuidade no sentido SW-NE, que se prolonga até a borda da área de estudo, ou seja, na isóbata – 130m. Apresenta grande coincidência com a direção de paleocanais delineados na região, com uso de outras técnicas de estudo (figura 8.22).
- c) discontinuidade situada pouco abaixo de Rio Grande, paralela e próxima à costa, separando as anomalias batimétricas. Trata-se de uma região com grande mobilidade de sedimentos, o que pode justificar as anomalias distintas detectadas e a consequente discontinuidade.
- d) discontinuidade de direção SW-NE na borda da região de estudo, paralelas à costa, entre Mostardas e Farol Solidão.

8.7 Análise dos perfis batimétricos

Foram gerados os perfis batimétricos das linhas K-L, M-N, O-P, Q-R, S-T, U-V, X-Z, W-Y, 1-2, 3-4, 5-6, 3-Z, Q-N, bem como os perfis parciais (da parte situada sobre o oceano) das linhas A-B, C-D, E-F, G-H e I-J. A figura 8.28 apresenta as classes de anomalia batimétrica, bem como a disposição das linhas dos perfis na região de estudo.

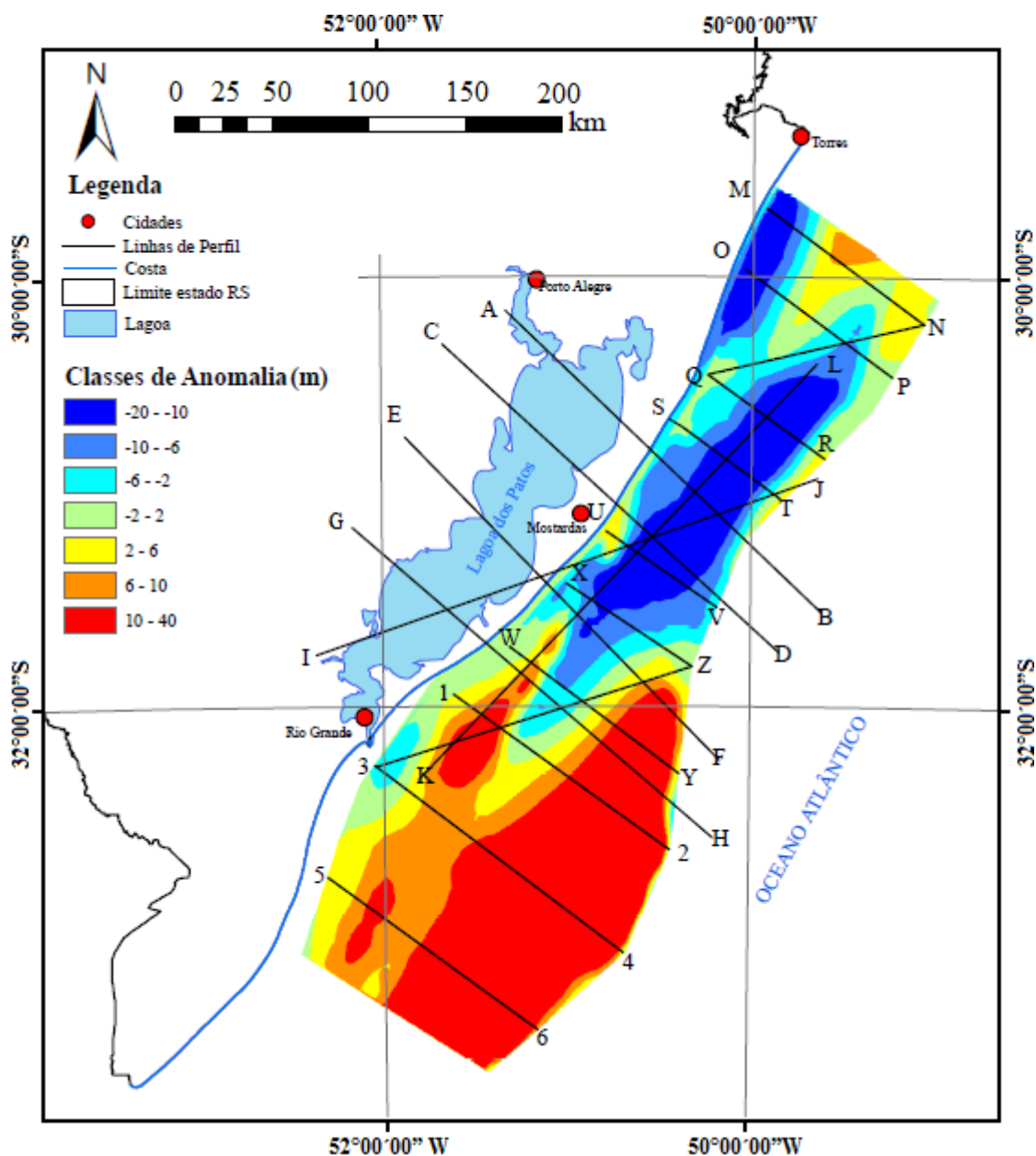


Figura 8.28 – Mapa de classes de anomalia batimétrica e posição das linhas de perfis

Os perfis gerados para as linhas de estudo referentes às anomalias batimétricas são apresentados a seguir. Com respeito às linhas A-B, C-D, E-F, G-H e I-J, os perfis parciais (figuras 8.29, 8.30., 8.31, 8.32) iniciam na curva teórica da isóbata -10 m, e terminam na isóbata -130 m.

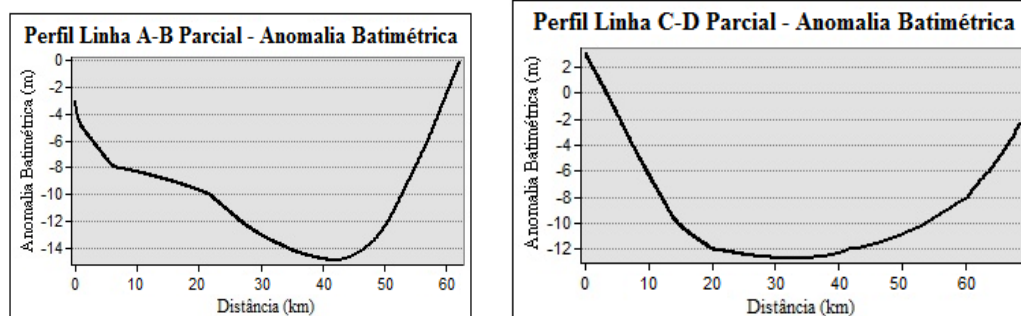


Figura 8.29 – Perfil Linhas A-B e C-D parcial – Batimetria

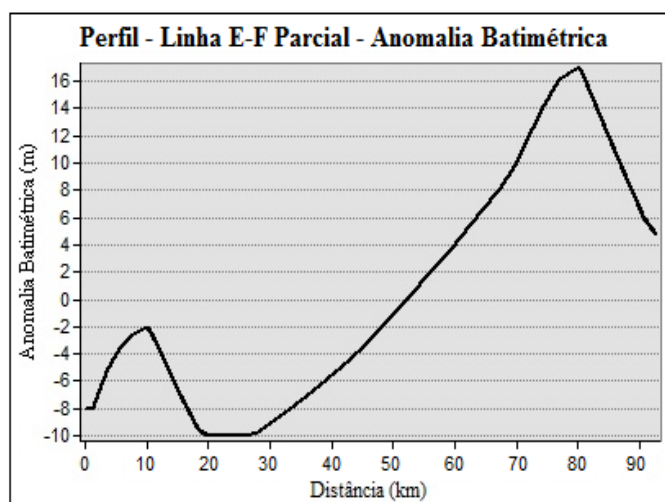


Figura 8.30 – Perfil Linha E-F parcial – Batimetria

O perfil da linha E-F (figura 8.30) indica duas situações opostas: a passagem por um eixo de anomalia negativo mais à esquerda, e por um eixo de anomalia positiva acentuada à direita, o que caracteriza um comportamento morfológico estrutural complexo, semelhante ao perfil da linha G-H (figura 8.31), que apresenta um acentuado “mergulho” na sua porção mais à direita.

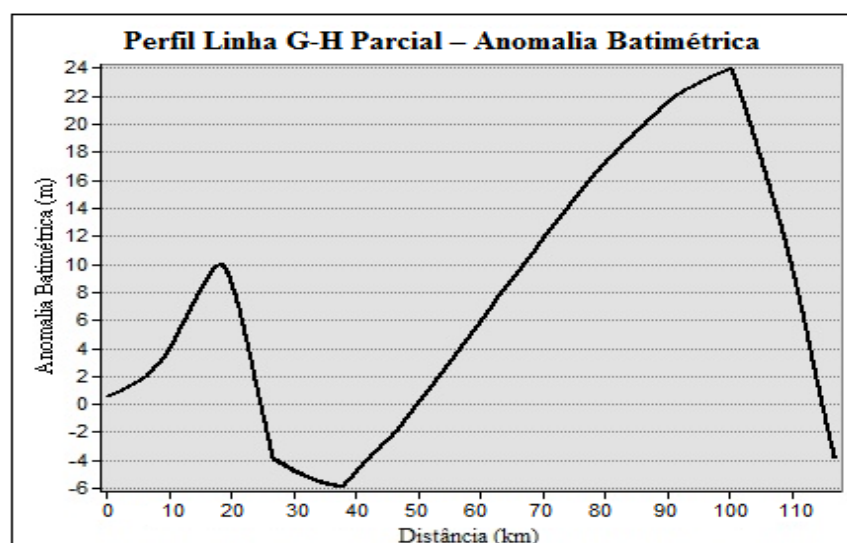


Figura 8.31 – Perfil Linha G-H parcial – Batimetria

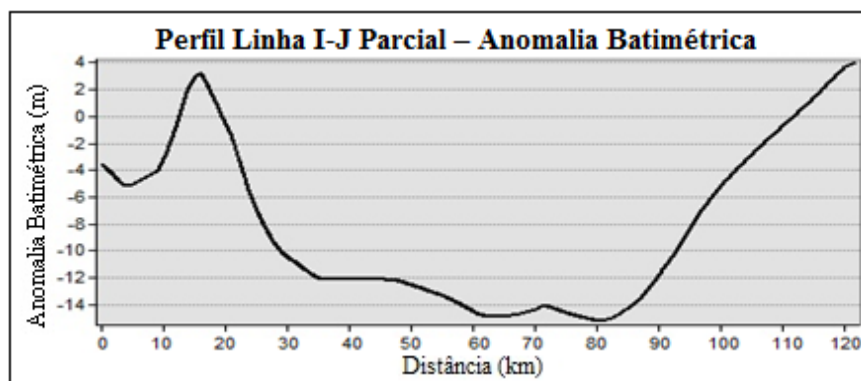


Figura 8.32 – Perfil Linha I-J parcial – Batimetria

No início de sua porção oceânica, a linha I-J cruza um eixo de anomalia positivo próximo à costa, evidenciado por um pico na parte à esquerda do perfil (figura 8.32). Na sequência atravessa uma região de anomalia fortemente negativa (em torno de -14 m), e volta a passar por uma região de anomalia positiva na borda da região de estudo, no extremo direito da linha.

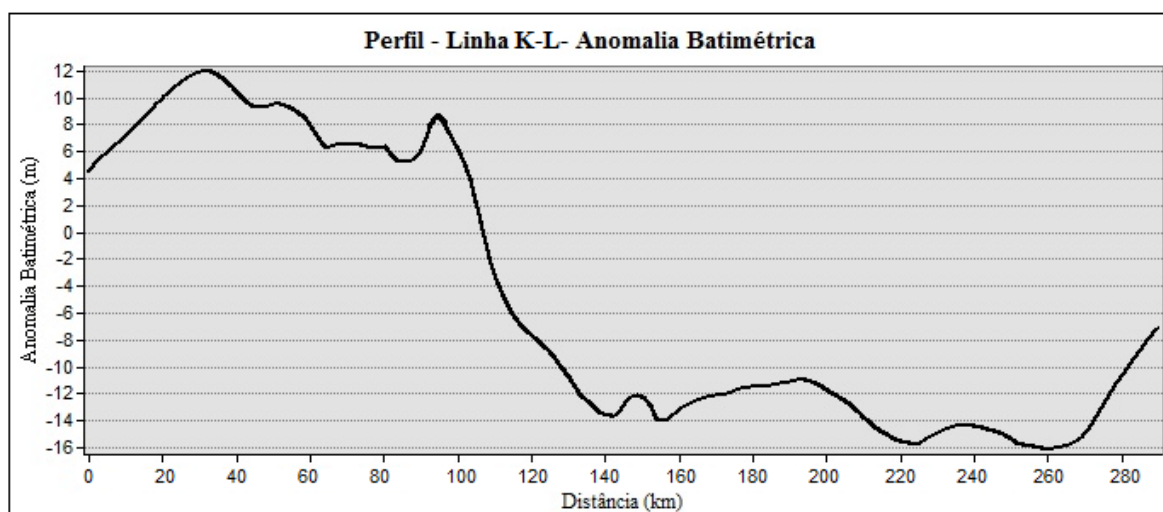


Figura 8.33 – Perfil Linha K-L – Batimetria

A linha K-L atravessa longitudinalmente grande parte da área de estudo. No perfil da mesma (figura 8.33), pode-se perceber que a mesma atravessa duas regiões distintas: uma de anomalia batimétrica positiva à esquerda (indicativa da presença de altos) e de anomalia batimétrica negativa à direita (baixos).

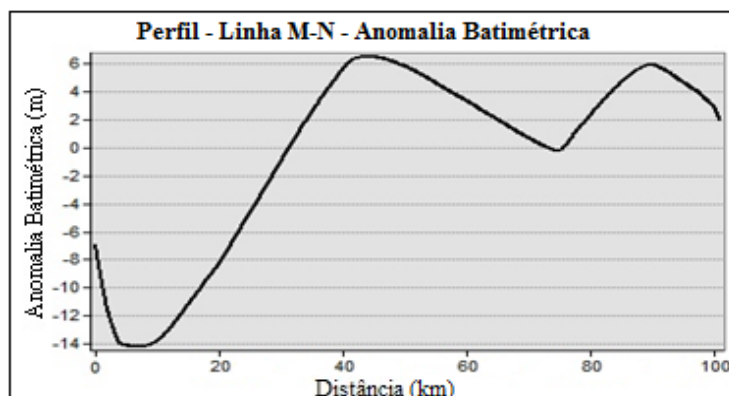


Figura 8.34 – Perfil Linha M-N – Batimetria

No perfil da linha M-N (figura 8.34) nota-se um comportamento variado da anomalia batimétrica, uma vez que esta linha atravessa quatro eixos de anomalias batimétricas, sendo dois negativos e dois positivos, de forma alternada, numa região em que há a presença de falhas geológicas.

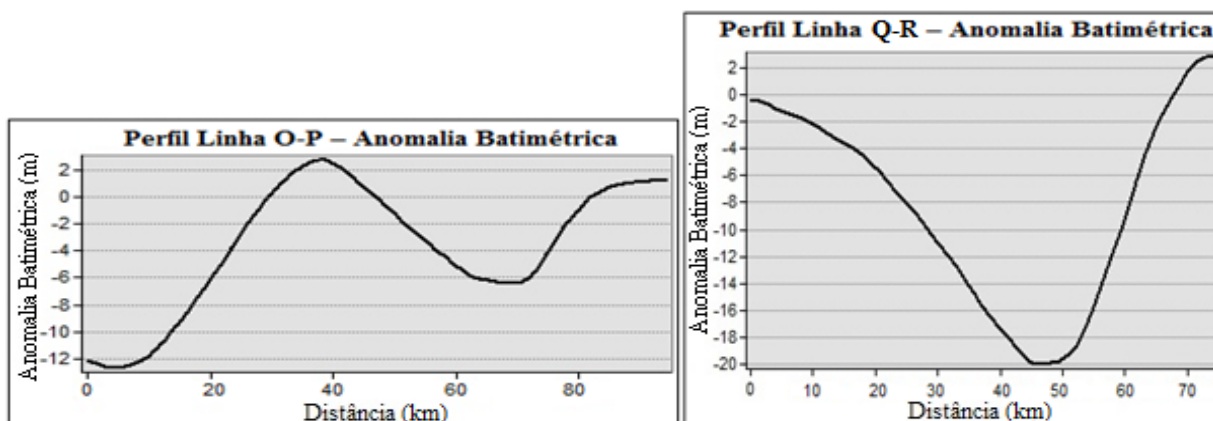


Figura 8.35 – Perfis Linhas O-P e Q-R – Batimetria

O perfil da linha O-P (figura 8.35) apresenta comportamento idêntico ao da linha M-N. A linha O-P atravessa duas zonas de anomalias batimétricas negativas, sendo a mais expressiva situada junto à costa.

Dentre todas as linhas apresentadas, os perfis das linhas Q-R e S-T são as que apresentam valores de anomalia batimétrica negativa de maior intensidade (-20 m).

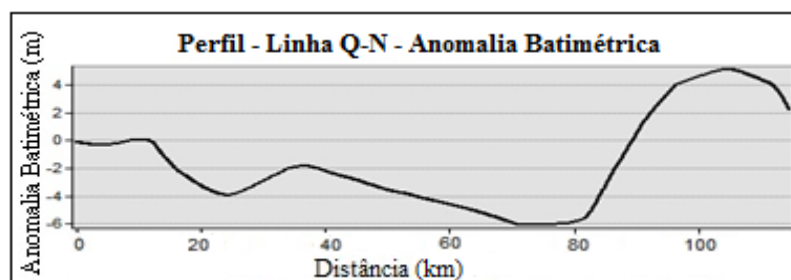


Figura 8.36 – Perfil Linha Q-N – Batimetria

O perfil de anomalia batimétrica da linha Q-N (figura 8.36) praticamente acompanha uma descontinuidade delineada na figura 8.25.

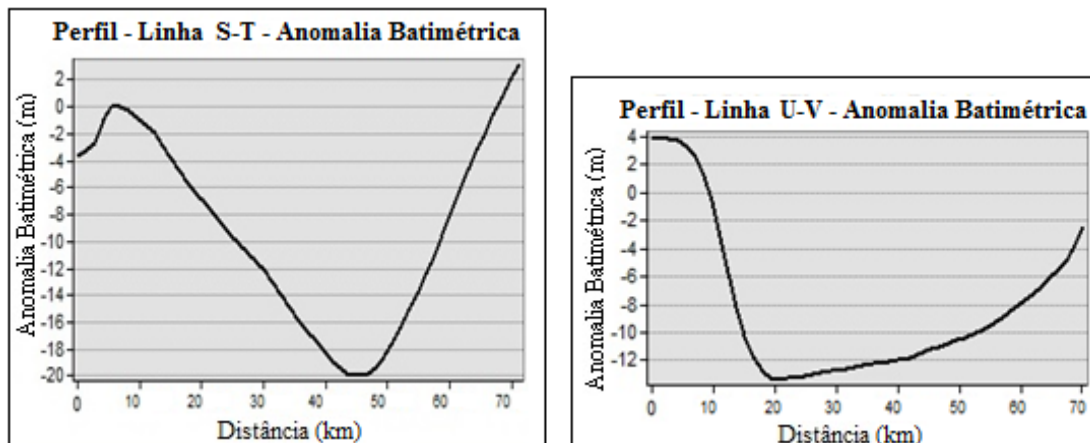


Figura 8.37 – Perfis Linhas S-T e U-V – Batimetria

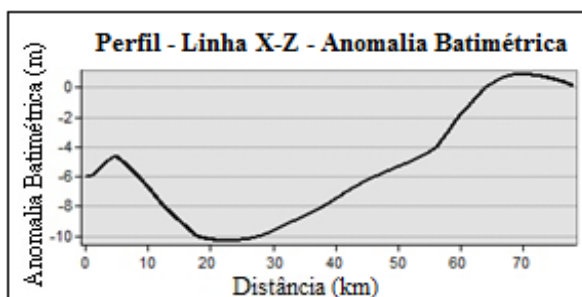


Figura 8.38 – Perfil Linha X-Z – Batimetria

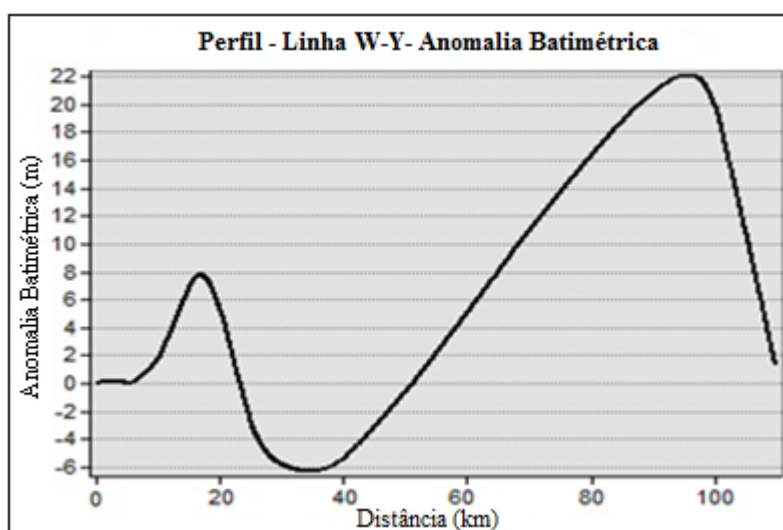


Figura 8.39 – Perfil Linha W-Y – Batimetria

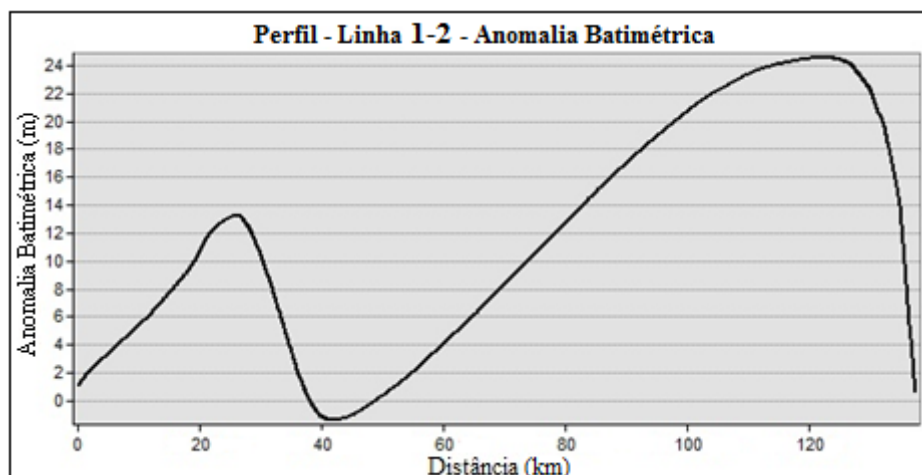


Figura 8.40 – Perfil Linha 1-2 – Batimetria

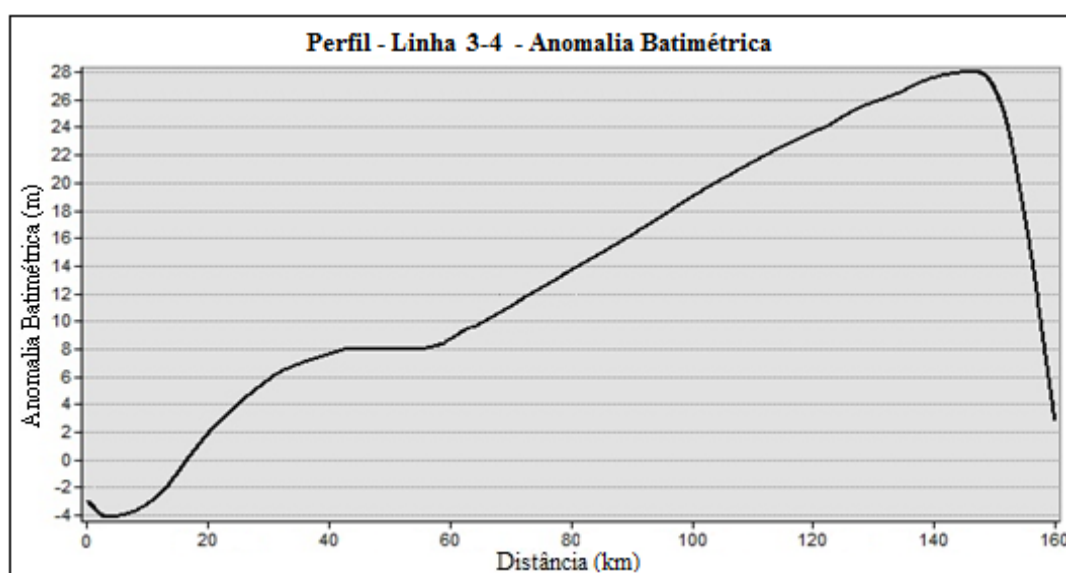


Figura 8.41 – Perfil Linha 3-4 – Batimetria

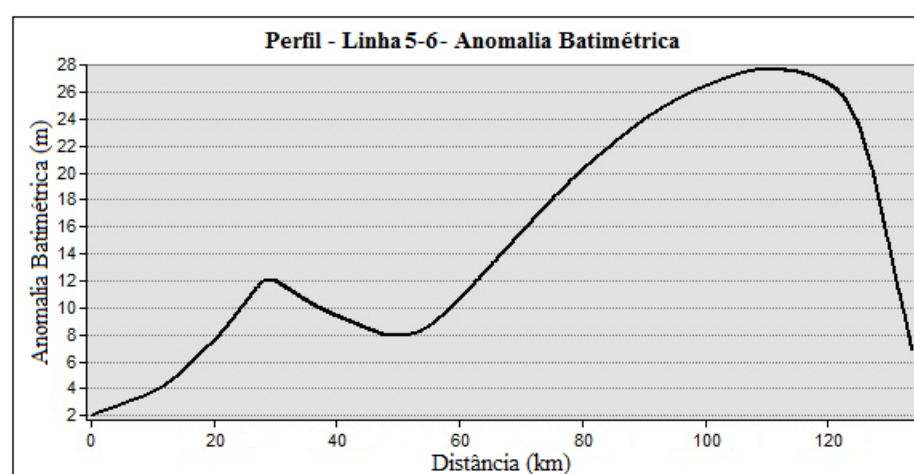


Figura 8.42 – Perfil Linha 5-6 – Batimetria

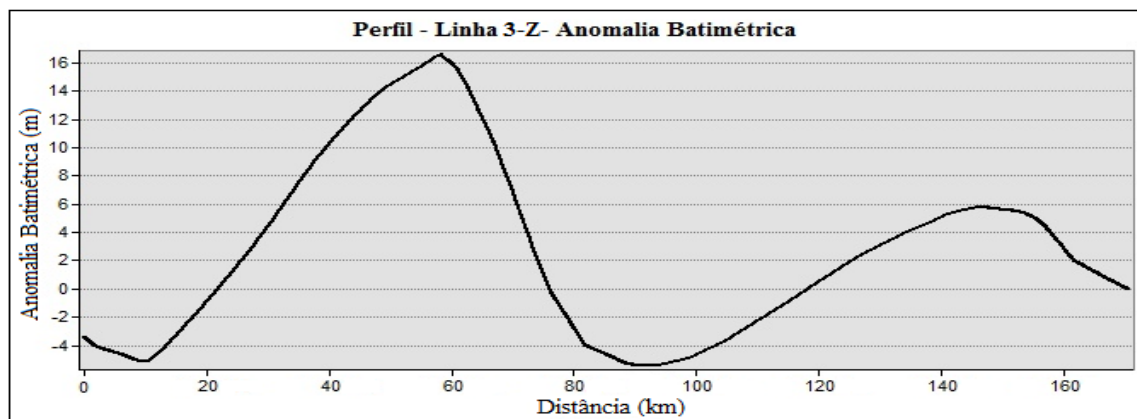


Figura 8.43 – Perfil Linha 3-Z – Batimetria

Os perfis das linhas A-B parcial, C-D parcial, E-F parcial, Q-R, S-T, U-V e X-Z apresentam, próximo à porção central dos mesmos, anomalia batimétrica negativa mais acentuada. Este fato evidencia que o assoalho oceânico encontra-se mais profundo do que o idealizado no modelo teórico, indicando a possibilidade de ter ocorrido uma ruptura no passado, e que de fato coincide com as linhas de falhas presentes na região (figura 8.22).

Na porção mais à direita dos perfis das linhas E-F parcial, G-H parcial, W-Y, 1-2, 3-4 e 5-6 ocorre o inverso: a presença de anomalia batimétrica positiva mais acentuada indica que o assoalho oceânico encontra-se menos profundo do que se verifica no modelo teórico. É uma região de plataforma continental mais larga, de declividade menos acentuada.

Nota-se na parte inicial dos perfis das linhas G-H parcial, W-Y, 1-2, 3-Z e 5-6 a ocorrência de picos de anomalia batimétrica com tendência à elevação. Estas situações demarcam o eixo de anomalia batimétrica positivo delineado na figura 8.25.

9 CONCLUSÕES

Neste trabalho foram usados dados gravimétricos e de altimetria obtidos por satélite, além de dados de campo como subsídio à análise morfoestrutural na região da Bacia de Pelotas, no intuito de verificar sua aplicabilidade de acordo com os resultados obtidos. Por ser uma área carente de dados geofísicos, recorrer a dados batimétricos (modelo DTU10BAT) e também de gravimetria (EGM2008) obtidos por satélite, possibilitou que estudos morfológicos e gravimétricos fossem desenvolvidos visando compreender a evolução da área.

Foi feita a caracterização e apresentação sintetizada da evolução geológico-geomorfológica da Bacia de Pelotas, bem como a caracterização das missões gravimétricas satelitais e de altimetria por satélites, cujos dados foram empregados neste estudo.

Na abordagem gravimétrica, o uso de dados gravimétricos das missões satelitais, no caso do modelo geopotencial EGM2008, com resolução de 5', e a posterior geração das anomalias *Bouguer*, não possibilitou evidenciar a presença de paleocanais na plataforma continental da região de estudo, por se tratar de feições que não apresentam largura detectável com o nível de resolução empregado. Para que fossem detectados, a resolução dos dados deveria ser em nível de detalhe, o que se consegue com levantamentos de campo específicos, com maior densidade de pontos, além do uso integrado de outros métodos potenciais (magnetométricos, sísmicos etc). Os mapas de anomalia *Bouguer* gerados mostram os efeitos gravitacionais produzidos por fontes de origem profunda, cujas anomalias com grandes comprimentos de onda estão associadas, caracterizando estruturas regionais. Heterogeneidades intracrustais são caracterizadas por anomalias de pequeno comprimento de onda (detalhamento), associadas a fontes de origem rasa, que não foram possíveis de serem detectadas neste estudo. Entretanto, o emprego de dados do modelo EGM2008 tão facilmente acessíveis, possibilitou a obtenção de anomalias *Bouguer* a nível regional, o que permitiu caracterizar e confirmar as principais variações e algumas das grandes estruturas existentes, como é o caso do Baixo de Mostardas e da linha de charneira Albo-Aptiana.

Para as linhas M-N, O-P, Q-R, Q-N, S-T, W-Y, 1-2, 3-4, 5-6 e 3-Z e na parte final das linhas E-F, e G-H constatou-se a interferência da linha de Charneira Albo-Aptiana, que separa a porção rasa da parte mais profunda da Bacia de Pelotas. Isto é denotado pelas anomalias *Bouguer* que se apresentam mais estáveis e de valor mais baixo na porção rasa da bacia (até a linha de charneira), ao passo que na parte mais profunda, apresentam elevação pronunciada e contínua.

Os mapas de anomalia *Bouguer* propiciaram a interpretação da caracterização crustal da margem continental sul-brasileira uma vez que indicam que as anomalias apresentam aumento de intensidade no sentido linha de costa - bacia oceânica. Os valores destas anomalias variaram de -35 mGal (na área mais próxima à costa), até aproximadamente 200 mGal na bacia oceânica. Estas variações expressivas de intensidade gravimétrica têm associação com mudanças de litologia e/ou espessura da crosta, com a instalação de crosta oceânica, o que caracteriza um progressivo afinamento crustal, consequência da deriva continental e do equilíbrio entre crosta continental e oceânica. Assim, seja pela análise dos mapas de anomalia *Bouguer* ou dos próprios perfis gravimétricos gerados, observou-se que as anomalias *Bouguer* aumentam positivamente com a profundidade do oceano, fato constatado em todos os perfis gravimétricos das linhas que partem da costa e se prolongam no oceano.

O contorno das classes de anomalia *Bouguer* apresentou configuração paralela à linha de costa na porção oceânica, principalmente no trecho de Torres até Mostardas e da latitude 30°20'S até 30°50'S. Na região de Mostardas ocorre a continuidade ininterrupta da anomalia *Bouguer* positiva desde o continente em direção ao oceano.

Os dados gravimétricos usados permitiram o estudo do campo da gravidade regional através da modelagem do comportamento das anomalias *Bouguer*, as quais refletem fundamentalmente a influência da geologia. Neste trabalho, auxiliaram na detecção de algumas evidências a respeito do comportamento das massas crustais e densidades distintas vinculadas às estruturas geológicas, permitindo inferir hipóteses explicativas para situações pontuais, como é o caso do Baixo de Mostardas. Os perfis gravimétricos para as linhas C-D, I-J, e K-L evidenciaram alteração no comportamento da anomalia *Bouguer* na região do Baixo de Mostardas, com valores positivamente mais acentuados (em torno de 50 mGal). Contudo, sabe-se que nesta região o embasamento encontra-se mais profundo (baixo estrutural), havendo uma maior espessura de sedimentos nesta região. As anomalias *Bouguer* deveriam apresentar uma tendência de diminuição de seus valores com relação à sua circunvizinhança, porém ocorreu o contrário. Este fato pode estar vinculado à presença de uma massa de maior densidade, provavelmente carbonática, situada numa região donde há o registro de uma plataforma continental terciária, conforme estudos de outros autores.

O uso de dados de campo quando comparados com dados do modelo EGM2008 (dados de satélite), conduziu a resultados semelhantes na geração das anomalias *Bouguer* para a porção continental. A disposição das anomalias é idêntica, com poucas diferenças expressivas nos resultados. No emprego de dados EGM2008 e campo, as pequenas diferenças apontadas estão na ocorrência de polígonos esparsos de classes de anomalia *Bouguer* na

porção central da área de estudo (região de Caçapava do Sul), região esta que apresenta uma maior densidade de pontos de campo, o que influenciou no processo de interpolação. No uso de dados apenas do modelo EGM2008, houve maior agrupamento dos polígonos na região citada, provavelmente pela disposição regular e homogênea dos dados. Na região norte do RS, há o grande predomínio de anomalias negativas, indicativo de uma maior espessura crustal continental. Assim, para aplicações de caráter regional, o emprego de dados gravimétricos obtidos por satélite é uma possibilidade viável e interessante.

Na abordagem batimétrica, os dados utilizados do modelo DTU10BAT conduziram à obtenção de um modelo batimétrico que evidenciou que a plataforma continental na região de estudo apresenta certa homogeneidade morfológica na sua porção setentrional, com isóbatas apresentando paralelismo em relação à linha de costa. Na porção meridional, as isóbatas apresentam configuração variada.

Foi definida uma superfície teórica regional e comparada com a superfície real (modelo DTU10BAT) para a geração das chamadas anomalias batimétricas. Estas são positivas quando a profundidade teórica é maior que a original e negativa, quando a profundidade é maior que a prevista no modelo teórico.

Foram considerados três domínios distintos definidos neste estudo: faixa Torres-Farol Solidão, faixa Farol Solidão-Farol da Conceição e faixa Farol da Conceição-Farol Sarita. Na faixa Torres-Farol Solidão, há o predomínio de anomalias negativas, sendo uma delas de até -16 m próximo à costa, logo abaixo de Torres, a qual representa possivelmente uma zona de erosão. Comparando-se com isóbatas da região, o eixo desta anomalia parece situar-se na fronteira entre valores de inclinações média e fracas, o que pode ter uma provável correlação com a direção de uma paleodrenagem local. Mais afastado da costa há outro eixo de anomalia negativa que se prolonga para a faixa seguinte. Na parte situada ao norte do Farol Solidão, este eixo situa-se em uma zona onde a inclinação passa de média à fraca, representando provavelmente uma linha de paleodrenagem. Há também eixos de anomalia positiva, sendo que o eixo mais importante identificado situa-se paralelo às isóbatas -54 e -56 m, numa situação de fronteira de inclinação fraca para média e alta, o que demonstra que este eixo pode estar ligado às linhas de paleoestabilizações do nível do mar, tal como constatado por Corrêa, 1990. Nesta faixa também ocorrem descontinuidades entre eixos de anomalias positivas e negativas, sendo a mais acentuada de direção não paralela à costa, indicativa de continuidade das características morfológicas continentais, e que está ligada à outra descontinuidade que se dirige até o talude.

Na faixa Farol Solidão-Farol da Conceição predominam as anomalias negativas, sendo detectada uma de magnitude expressiva (-20 m) na região de Mostardas, como era de se pressupor pela própria característica geológica da área (Baixo de Mostardas) e também pela maior profundidade. Nesta região, estudos anteriores evidenciaram a presença de um paleocanal de cerca de 500 m de largura, soterrado a 9,5 m de profundidade, paralelo à costa.

Na faixa situada entre o Farol da Conceição e o Farol Sarita predominam anomalias positivas, destacando-se dois eixos aproximadamente paralelos, sendo um mais próximo à costa e o outro mais afastado, este último com anomalias maiores que 30 m, reflexo da plataforma continental mais larga e com menor declividade. O eixo situado próximo à costa apresenta duas partes, sendo a segunda mais alongada, situada entre as isóbatas -22 e -24 m, localizado numa zona de declive suave, fazendo fronteira com zona de declive mais acentuado. Esse eixo pode estar correlacionado com um alto estrutural (*horst*).

De forma geral, a presença de anomalias batimétricas positivas e negativas sugere a ocorrência de um evento morfológico expressivo que interferiu no arranjo geral da região, que pode estar vinculado à deriva dos continentes. Na perspectiva de uma interpretação geológica das anomalias observadas, constata-se que as anomalias positivas situam-se na direção de fortes acumulações sedimentares; já as anomalias negativas geralmente correspondem às baixas acumulações ou áreas em que houve remobilização sedimentar.

Uma sequencia de descontinuidades expressivas, com direção predominante SW-NE na altura do Farol da Conceição apresentou significativa coincidência com paleocanais delineados na região através de estudos anteriores com outras técnicas (figuras 8.22 e 8.25).

Na análise dos perfis referentes às linhas A-B parcial, C-D parcial, E-F parcial, Q-R, S-T, U-V e X-Z constatou-se uma anomalia batimétrica negativa mais acentuada próximo à porção central dos mesmos, evidência de que o assoalho oceânico situa-se numa profundidade maior do que o pressuposto no modelo teórico, o que aponta para uma ruptura no passado, registrada pelas linhas de falhas presentes na região. Já na parte mais à direita dos perfis das linhas E-F parcial, G-H parcial, W-Y, 1-2, 3-4 e 5-6 ocorreu o inverso: a anomalia batimétrica positiva mais acentuada indica que o assoalho oceânico encontra-se menos profundo do que idealizado no modelo teórico. É uma região de plataforma continental mais larga, de declividade menos acentuada.

Visando obter resultados mais detalhados, são necessários estudos integrados com outros métodos, além de dados com maior resolução espacial. A possibilidade do lançamento em breve de um novo modelo do geopotencial com uso de dados da missão GOCE, abre perspectivas de aplicações bastante promissoras nas áreas da Geologia e Oceanografia.

REFERÊNCIAS

ABOULETA, H.A.M. Contribution of Satellite Altimetry Data in the Environmental Geophysical Investigation of the Northern Egyptian Continental Margin. **International Journal of Geosciences**, n.3, p. 431-442, 2012.

ABREU, J.G.N.; CALLIARI, L.J. Paleocanais na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul: evidências de uma drenagem fluvial pretérita. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.23, n.2., 2005.

ALVES, E.C. (coord.), Análise morfotectônica e significado estratigráfico dos altos estruturais que segmentam a margem continental sul-sudeste brasileira. **Relatório Técnico**. UFF-Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2011. Disponível em: <<http://dc356.4shared.com/doc/EhICE1hp/preview.html>> Acesso em 16 mai. 2014.

ANDERSEN, O.B.; KNUDSEN, P.; BERRY, P.; KENYON, S. 2008. The DTU10 global Mean sea surface and Bathymetry. DTU-Space: National Space Institute, Technical University of Denmark. Disponível em: <<http://www.space.dtu.dk/english>> Acesso em 20 mai. 2012.

ANDERSEN, O. B.; KNUDSEN, P.; BERRY, P. The DNSC08GRA global marine gravity field from double retracked satellite altimetry. **Journal of Geodesy**, v. 84, n. 3, p.191-199, 2010.

ANDERSEN, O. B. The DTU10 Gravity field and Mean sea surface. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM OF THE GRAVITY FIELD OF THE EARTH (IGFS2), 2., Fairbanks, Alaska, **Anais ...** Fairbanks, Alaska, 2010a. Disponível em: <http://www.gps.alaska.edu/IGFS2/user_abstract.html?cfname=Ole%20&cname=Andersen&cid=168> Acesso em 18 nov. 2012.

ANDERSEN, O.B. 2010b. Marine Gravity and Geoid from Satellite Altimetry, Chapter 9. DTU-Space: National Space Institute, Technical University of Denmark. Disponível em <ftp://ftp.space.dtu.dk/pub/Altimetry/SANSO/OLD_VERSION/Chapter9_v1.0.pdf> Acesso em 14 jun. 2012.

ANDERSEN, O.B. 2010c. Satellite Altimetry data processing - Marine Gravity. DTU-Space: National Space Institute, Technical University of Denmark. Disponível em <www.ftp.spacecenter.dk/pub/Altimetry/HEIDI/DB30210_Day2_altimetryOA.pdf> Acesso em 14 jun. 2012.

ANDERSEN, O.B.; STENSENG, L.; KNUDSEN, P. The DTU13 global mean sea surface from 20 years of satellite altimetry. JOSS-Joint Office for Science Support. UCAR-

University Corporation for Atmospheric Research. Disponível em: <<https://www.joss.ucar.edu/meetings/2013/ostst/abstracts/dtu13-global-mean-sea-surface-20-years-satellite-altimetry>> Acesso em 07 nov. 2013.

ASMUS, H. E.; POROT, R. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. 1972, Belém, **Anais....**, SBG, v.2, 1972 p. 67-90.

ASMUS, H.E. & GUAZELLI, W. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes - hipóteses sobre o tectonismo causador e implicações para o prognóstico do potencial de recursos minerais. In: Asmus, H. (Ed.), Estrutura e tectonismo da Margem Continental Brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais. PETROBRAS, CENPES, DINTEP, 1981, Série Projeto REMAC, 9: 187-269.

ATLAS Socio-econômico do Rio Grande do Sul. Disponível em: <http://www.scp.rs.gov.br/uploads/Provincias_Geomorfologicas.pdf> Acesso em 20 ago. 2012.

AVISO, Satellite Altimetry Data. CNES-Centre National d'Etudes Spatiales. 2012a. Disponível em <http://www.aviso.oceanobs.com/en/altimetry/principle/basic-principle/index.html>. Acesso em 23 abr. 2012.

AVISO, Satellite Altimetry Data. CNES-Centre National d'Etudes Spatiales. 2012b. Disponível em: <http://www.aviso.oceanobs.com/en/doris/>. Acesso em 14 mai. 2012.

AYUP-ZOUAIN, R.N. **Avaliação das mudanças do nível do mar durante o Holoceno na plataforma continental adjacente ao Rio de La Plata**. 1991. 362f. Tese (Doutorado em Geociências)-Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1991.

AYUP-ZOUAIN, R.N.; NETO, C.R.; STREY, A.N. da ROSA, A.N.; MULLER, R. SIEDLER, A.; BARCOS, H. **Elaboração das cartas de batimetria e faciologia da plataforma interna e Laguna dos Patos**. Porto Alegre: FEPAM, 1995. (Relatório Técnico). 101p.

BAITELLI, R. **Evolução Paleogeográfica do Sistema de Paleodrenagem do Rio Jacuí na Planície Costeira do Rio Grande do Sul**. 2012. 149f. Tese (Doutorado em Geociências)-Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2012.

BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; AYUP-ZOUAIN, R.N., Cronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: uma revisão das sequencias deposicionais. **Gravel**, v.6, n.1, p.125-138, 2008.

BARTHELMES, F. **Definition of Functionals of the Geopotential and their Calculation from Spherical Harmonic Models**: Theory and formulas used by the calculation service of the ICGEM. Scientific Technical Report STR09/02, Potsdam, 2009. 32p. Disponível em: <<http://www.icgem.gfz-potsdam.de>> Acesso em out. 2012.

BLITZKOW, D.; CAMPOS, I. O.; FREITAS, S.R.C. de. **Altitude: o que interessa e como equacionar?** Anais do I Simpósio de Ciências Geodésicas e Tecnologia da Geoinformação, Recife, 2004. Disponível em: <<http://www.ufpe.br/cgtg/ISIMGEO/CD/html/geodesia/Artigos/G004.pdf>> Acesso em mar. 2013.

BODC, British Oceanographic Data Centre - Nature Environmental Research Council, 2013, British Oceanographic Data Centre. Disponível em <http://www.bodc.ac.uk/projects/international/gebco/gebco_world_map/>. Acesso em 22 mai 2013.

BONETTI FILHO, J.; FURTADO, V.V. Modelo Digital de Terreno aplicado ao estudo de feições costeiras submersas no litoral sul do estado de São Paulo. **Geociências**, v.15, n.2, p.367-380, 1996.

BOSCH, W. **Geodetic Application of Satellite Altimetry**. In: Hwang, C.; Shum, C.K.; Li, J.C. (Ed). International Workshop on Satellite Altimetry. IAG Symposium, n. 126. Wuhan, China. Berlin: Springer Verlag, 2003. p.3-21.

BUENO, G.V.; ZACHARIAS, A. A.; OREIRO, S. G.; CUPERTINO, J. A.; FALKENHEIN, F.U.H.; MARTINS NETO, M. A. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v.15, n.2, p.551-559, 2007.

CALLIARI, L.J.; KLEIN, A.H.F. Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. **Pesquisas** v.20, n.1, p. 48-56, 1993.

CALLIARI, L.J.; TOZZI, H.A.M.; KLEIN, A.H.F. Erosão associada a marés meteorológicas na costa Sul-rio-grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1996. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. v.4, p.682-684.

CALLIARI, L.J.; TOLDO JR., E.E.; NICOLODI, J.L. Classificação Geomorfológica. In: Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro - Rio Grande do Sul, 2006. Disponível em: <<http://www.mma.gov.br/sigercom>> Acesso em 10 out. 2012.

CATALÃO, J. **Geodesia Física**. Lisboa: Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Departamento de Matemática, 2000. (Apostila). 87p. Disponível em: <http://enggeografica.fc.ul.pt/ficheiros/apoio_aulas/geodesia%fisica.pdf> Acesso em: 09 abr. 2013.

CATALÃO, J.; ANTUNES, C. **Gravimetria**. 27p. 2012. (Apostila). Disponível em: <http://enggeografica.fc.ul.pt/ficheiros/apoio_aulas/CursoGravimetria-IM2013.pdf> Acesso em 10 abr. 2013.

CHAMP, Challenging Minisatellite Payload, Airbus Defense & Space. 2012. Disponível em: <<http://www.space-airbusds.com/en/programme/champ-cta.html>> Acesso em 14 out. 2012.

CONTI, L.A.; FURTADO, V.V. Geomorfologia da Plataforma Continental do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 2, p.305-312, 2006.

CONTI, L.A. Evidências da evolução dos sistemas de paleodrenagens na plataforma continental da região de São Sebastião (litoral norte do estado de São Paulo). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 2, p.45-55, 2009.

CORRÊA, I.C.S. **Analyse morphostructurale et evolution paléogéographique de la plate-forme continentale Atlantique Sud-brésilienne (Rio Grande do Sul – Brésil)**. 1990. 314f. These - Univ. Bordeaux I. Talence, France, 1990.

CORREA, I. C. S. Les variations du niveau de la mer Durant les dernies 17.500 ans BP: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul – Brésil: **Marine Geology**, v.130, p.163-178, 1996.

CORRÊA, I.C.S.; TOLDO JR., E.E.; ÁVILA, M.D. Estabilizações do nível do mar na Plataforma Sul e Sudeste do Brasil durante a última grande transgressão. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO SOBRE CIENCIAS DEL MAR, 8., **Libro de Resúmenes Ampliados...**, Trujillo: UNT, 1999, v. 2, p. 688-690.

CORRÊA, I.C.S.; ALIOTTA, S.; WESCHENFELDER, J. Estrutura e Evolução dos Cordões Arenosos Pleistocênicos no Canal de Acesso à Laguna dos Patos-RS, Brasil. **Revista Pesquisas em Geociências**, 31 (2): 69-78, 2004.

COSTA, F.R. da ; SOUZA FILHO, P.W.M. Utilização de Modelos Digitais de Elevação na Representação do **Relevo Submerso e Emerso na Zona** Costeira Amazônica. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007. **Anais...**, Florianópolis, 2007. p. 2485-2492.

COUTINHO, P.N. **Levantamento do estado da arte da pesquisa dos recursos vivos marinhos do Brasil**. Programa Revizee. Oceanografia Geológica. 1996. 75p. Disponível em: <http://www.mma.gov.br/estruturas/revizee/_arquivos/levarte.pdf> Acesso em 28 jun. 2012.

CRONEMBERGER, F.M. **Curso de Análises Espaciais Avançadas em plataforma ArcGIS9.x**. Instituto Nacional do ambiente – INEA-RJ., 2009. Disponível em: <http://www.academia.edu/3688342/Analises_espaciais_avancadas> Acesso em 05 set. 2013.

CRUZ, R. F. Levantamento Gravimétrico e Análise Estratigráfica da Bacia do Paraná na região de Osório, RS. In: SALÃO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, 18., 2006, Porto Alegre. **Livro de resumos...** Porto Alegre: UFRGS, 2006.

DALAZOANA, R. **Estudos dirigidos à análise temporal do datum vertical brasileiro**. 2005. 186f. Tese (Doutorado em Ciências Geodésicas) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba 2005.

DAVIES, J. L. **Geographical variation in coastal development**. Londres: Longman, 1980. 212 p.

DIAS, M.S.; BRAGA, L.F.S. Uso do campo potencial na exploração dos recursos minerais marinhos. **Revista Brasileira de Geofísica**. Vol. 18, n.3, p. 257-268, 2000.

DIAS, J.L.; SAD, A.R.E.; Fontana, R. L., Feijó; F.J. Bacia de Pelotas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, p. 235-245, 1994.

DILLENBURG, S. R.. **Contribuição à Evolução Paleogeográfica Quaternária da plataforma continental do Rio Grande do Sul**. 1988. 77f. Dissertação (Mestrado em Geociências)-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1988.

DINIZ, D.P.; GRIEP, G.H.; DIAS, F.C. ; FREIRE, I. D. ; OLIVEIRA, C.R., LACERDA, C.; CARVALHO, L.; OLIVEIRA, G. Carta de sensibilidade ambiental para a Bacia de Pelotas, FURG – Fundação Universidade do Rio Grande. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS, 5., 2009. **Anais ...** Fortaleza, Ceará, 2009. Disponível em: <<http://www.portalabpg.org.br/PDPetro/5/publicacoes/repositorio/trabalhos/22932009.31.1.2.pdf>>. Acesso em 01 ago. 2012.

DRAKE, C.I.; BURK, C.A. Geological significance of continental margins. In: **The Geology of Continental Margin**. New York: Springer & Verlag, 1974. P. 3-10.

DTU-SPACE, Technical University of Denmark – National Space Institute. 2012. Disponível em <http://www.space.dtu.dk/english/Research/Scientific_data_and_models/Global_Bathymetry_Model>, Acesso em 28 jan. 2012.

DUMONT, J.P.; ROSMORDUC, V.; PICOT, N.; BRONNER, E.; DESAI, S.; BONEKAMP, H.; FIGA, J.; LILLIBRIDGE, J.; SCHARROO, R. 2011. OSTM/JASON-2, Products Handbook, Disponível em: <http://www.ospo.noaa.gov/Products/documents/J2_handbook_v1-8_no_rev.pdf>. Acesso em 10 abr. de 2013.

ESA, European Space Agency, 2012a. Disponível em: <http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE/An_intimate_portrait_of_Earth> Acesso em 11 jul. 2012.

ESA, European Space Agency, 2012b. Disponível em <<http://earth.esa.int/ers/satconc/>> Acesso em 11 jul. 2012.

FARION, S. R. L. Litoral do Rio Grande do Sul: rio, lago, lagoa, laguna. **Revista Ágora**, UNISC, v. 13, n.1, p. 167-186, 2007.

FONSECA, V. P.. **Estudos morfotectônicos aplicados à Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências**. 2006. 306f. Tese (Doutorado em Geociências)-Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2006.

FONTANA, R.L. **Geotectônica e sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis**. 1996. 2 v. Tese (Doutorado em Geociências)-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1996.

GAMBOA, L.A.P.; RABINOWITZ, P.D. The Rio Grande Fracture Zone in the western South Atlantic and its tectonic implications. **Earth and Planetary Sciences Letters**, n. 52, p. 410-418, 1981.

GANACHAUD, A., WUNSCH, C., KIM, M.C. TAPLEY, B. Combination of TOPEX/POSEIDON data with a hydrographic inversion for determination of the oceanic general circulation and its relation to geoid accuracy. **Geophysical Journal International**, v. 128, p.708–722, 1997. Disponível em: <https://archive.org/details/nasa_techdoc_19970022305> Acesso em 18 mai. 2012.

GANDRA, T.B.R. 2005. **Elaboração de um SIG (SITARS) para os encalhes e capturas incidentais de tartarugas marinhas no Rio Grande do Sul**. 2005. 47f. Trabalho de graduação- FURG/NEMA, 2005.

GEMAE, C. **Introdução à Geodésia Física**, Curitiba: Ed. da UFPR, 2002. 304p.

GFZ, German Research Centre for Geosciences. The CHAMP Mission. Potsdam; Helmholtz Centre Potsdam, 2012. Disponível em <http://op.gfz-potsdam.de/champ/index_CHAMP.html> Acesso em 17 ago. 2012.

GHIGNONE, J. I. Reconhecimento gravi-magnético na Bacia de Pelotas. **Boletim Técnico Petrobrás**, v.3, n. 2, p. 73-79, 1960.

GONÇALVES, A., OLIVEIRA, M.A.M., MOTTA, S.O.,. Geologia da bacia de Pelotas e plataforma de Florianópolis. **Boletim Técnico Petrobrás**, Rio de Janeiro, 22(3), p. 157-174, 1979.

GOULART, E.S. 2010. **Morfodinâmica da antepaia adjacente ao Farol da Conceição: litoral médio do RS**. 2010. 99f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Química, Física e Geológica)-Instituto Oceanográfico, Universidade Federal do Rio Grande, 2010.

GRACE, Gravity Recovery and Climate Experiment, 2012a. Disponível em: <<http://www.gfz-potsdam.de/en/research/organizational-units/departments/departments-1/global-geomonitoring-and-gravity-field/projects/gravity-recovery-and-climate-experiment/>> Acesso em 13 ago. 2012.

GRACE, Gravity Recovery and Climate Experiment, 2012b. The University of Texas at Austin, Center for Space Research. Disponível em <http://www.csr.utexas.edu/grace/science/gravity_measurement.html>, Acesso em 13 ago. 2012.

GRACE, Gravity Recovery and Climate Experiment, 2012c. The University of Texas at Austin, Center for Space Research. Disponível em: <<http://www.csr.utexas.edu/grace/publications/presentations/HPC2001.html>>. Acesso em 09 set. 2012.

GRACE, Gravity Recovery and Climate Experiment, 2012d. Jet Propulsion Laboratory. National Aeronautics and Space Administration, NASA, Disponível em: <<http://grace.jpl.nasa.gov>>. Acesso em 13 ago. 2012.

HALLINAN, S.E.; MANTOVANI, M.S.M.; SHUKOWSKY, W.; BRAGGION JR., I. 1993. Estrutura do escudo Sul-brasileiro: uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. **Revista Brasileira de Geociências**, v.23, n3, p 201-214, 1993.

HASENACK, H.; WEBER, E. (Org.) **Base cartográfica vetorial contínua do Rio Grande do Sul - escala 1:50.000**. Porto Alegre: UFRGS, Centro de Ecologia. 2010. 1 DVD-ROM. (Série Geoprocessamento, n.3).

HEISKANEN, W.; MORITZ, H. **Physical Geodesy**, San Francisco: Freeman and Co., 1967.

HOFMANN-WELLENHOF, B.; MORITZ, H. **Physical Geodesy**. 2. ed. New York: Springer, 2005. 411p.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2012. Disponível em <http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geodesia/oquee_geoide.shtm>. Acesso em 15 mar. 2012.

ICGEM, International Centre for Global Earth Models (ICGEM), 2012. Disponível em: <<http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>>. Acesso em 19 fev. 2012.

JAMUR, C.P.; MELO, L.; FREITAS, S.R.C. de. Avaliação dos modelos do campo da gravidade advindos da missão GOCE – Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer, Lima-Peru, 2010. (Reunion SIRGAS). Disponível em: <http://www.sirgas.org/fileadmin/docs/Boletines/Bol15/46a_Jamur_et_al_evaluacion_modelos_GOCE.pdf>. Acesso em 15 fev. 2013.

JAMUR, K. P. **Estimativa da Resolução de Modelos Geoidais Globais Obtidos de Missões Satelitais e Gravimétricos Regionais Para o Estado do Paraná com Base em Observações Gravimétricas**. 2007. 116f. Dissertação (Mestrado em Ciências Geodésicas). Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2007.

JPL, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology. 2012a. **Ocean surface topography**. Disponível em <<https://sealevel.jpl.nasa.gov/overview/oceansurfacetopo/>>, Acesso em 21 fev. 2012.

JPL, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology. 2012b. **Technology** Disponível em <<https://sealevel.jpl.nasa.gov/technology/>>. Acesso em 18 mar. 2012.

KENYON, S.; FACTOR J.; PAVLIS N.; HOLMES S. In: SEG Annual Meeting, 77., September 23-28, 2007. **Towards the next Earth gravitational model**. Texas: Society of Exploration Geophysicists, 2007. Disponível em: <<http://earth-info.nima.mil>>. Acesso em 18 dez. 2012.

KOWSMANN, R.O.; COSTA, M.P.A.; VICALVI, M.A.; COUTINHO, M.G.; GAMBOA, L.A.P. Modelo da sedimentação holocênica na plataforma continental sul brasileira. In:

PROJETO REMAC. **Evolução Sedimentar holocênica da plataforma continental e do talude do Sul do Brasil**. Rio de Janeiro: PETROBRÁS-CEMPES/DINTEP, 1977. p. 7-26. (Relatório Interno. Série Projeto REMAC, 2).

LOBIANCO, M. C. B. **Determinação das alturas do geóide no Brasil**. 2005. 165 f. Tese (Doutorado em Informações Espaciais)–Setor de Engenharia de Transportes, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

LOPES, A.B. **O geóide gravimétrico e o nível médio do mar na região do datum altimétrico brasileiro: um estudo comparativo**. 2006. 94 f. Dissertação (Mestrado em Geofísica)-Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

LOPES, A.B. **A utilização de modelos geoidais e altimetria por satélite no estudo das variabilidades no nível do mar e correntes geostróficas no Atlântico Sul e região da Confluência Brasil Malvinas**. 2010. 118f. Tese (Doutorado em Ciências, área de Oceanografia Física)-Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

LUZ, R. T.; BOSCH, W.; FREITAS, S.R.C.; DALAZOANA, R.; HECK, B. Integração de dados de altimetria por satélite às observações da rede maregráfica permanente para Geodésia (RMPG) para modernização das altitudes brasileiras e sua vinculação ao Datum Vertical SIRGAS. In: VIII Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite – VIII OMAR-SAT, IEAPM. **Anais**. Arraial do Cabo-RJ, 2009.

MAKINEN, J., **The treatment of the permanent tide in EUREF products**. Bruxelas, 2008. Disponível em: <http://www.euref.eu/symposia/2008Brussels/05-05-Makinen_tides_in_EUREF_products.pdf> Acesso em: 13 abr. 2014.

MARTINS I.L.R. **Modelo Sedimentar no Cone de Rio Grande**. 1983. 222f. Tese (Doutorado em Geociências)-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1983.

MARTINS, L.R.; MELLO, V.; FRANÇA, A.M.; SANTANA, I.; MARTINS, I.R. Distribuição faciológica da margem continental sul-rio-grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1972. v.2, p.113-132.

MARTINS, L.R.; URIEN, C.M.; CORRÊA, I.C.S.; MARTINS, I.R. Late Quaternary Processes along the Rio Grande do Sul Continental Shelf (Southern Brazil). **Notas Técnicas. CECO/UFRGS**, n.9, p.62–68, 1996.

MATTHEUS, C.R.; RODRIGUEZ, A.B. Controls on late Quaternary incised-valley dimension along passive margins evaluated using empirical data. **Sedimentology**, v. 58, p.1113-1137, 2011.

McADOO, D. Marine Geoid, Gravity and Bathymetry: An increasingly clear view with satellite altimetry. In: SYMPOSIUM ON 15 YEARS OF PROGRESS IN RADAR ALTIMETRY, 2006. Disponível em : <http://earth.esa.int/workshops/venice06/participants/1322/paper_1322_mcadoo.pdf> Acesso em 26 abr. 2013.

MILANI, E. J.; BRANDÃO, J. A. S. L.; ZALAN, P.V; GAMBOA, L.A. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. **Brazilian Journal of Geophysics**, v.18, n.3, p.351-396, 2000.

MITAS, L.; MITASOVA, H. Spatial Interpolation. In: LONGLEY, P. GOODCHILD, M.F.; MAGUIRE, D.J.; RHIN, D.W. (Ed.). **Geographical Information Systems: principles, techniques, management and applications**. New York: John Wiley, 1999. Cap. 34, p. 481-492. Disponível em: <http://civil.colorado.edu/~verdina/BlendingPapers/Blending%20Paper%201/references/mitas_mitasova_1999_2005.pdf>. Acesso em 05 jun. 2013.

MORITZ, H. **Advanced physical geodesy**. Karlsruhe: Herbert Wichmann Verlag, 1980.

MORITZ, H. Geodetic reference system 1980. **Bulletin Geodésique**, v. 58, p. 388-398, 1984.

NASA, National Aeronautics and Space Administration, NASA Science Missions, 2012a. **GRACE**, Disponível em: <<http://science.nasa.gov/missions/grace/>>. Acesso em 13 ago. 2012.

NASA, National Aeronautics and Space Administration, NASA Science Missions. 2012b. **GEOSAT**. Disponível em: <www.science1.nasa.gov/missions/geosat>, Acesso em 24 ago. 2012.

NGA, US National Geospatial-Intelligence Agency, 2013, **EGM2008 - Files & Products for Oceanographic Applications**. Disponível em <<http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/oceano.html>>, Acesso em 16 mai. 2013.

NIMER, E. Clima. In: **Geografia do Brasil, Região Sul**. Rio de Janeiro: Fundação IBGE, 1990. v. 2, p. 151-187.

OJEDA, H.A.O.; CESERO, P. **Bacias de Santos e Pelotas-Geologia e Perspectivas Petrolíferas**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1973. 50 p. Comunicação Interna.

OLIVEIRA, R.G., **Levantamento Gravimétrico da Área Sedimentar da Região Metropolitana do Recife**. Sistema de Informação para Gestão Territorial da Região Metropolitana do Recife - Projeto SINGRE, Série Cartografia Temática, v.2 , 1994. Disponível em: http://www.cprm.gov.br/recife/gravimetrico/int_dados.pdf. Acesso em 19 mar. 2014.

PAOLO, F. S. **Altimetria por satélite e gravimetria marinha na representação integrada do campo de gravidade na região costeira do Brasil**. 2009. 76 f. Dissertação (Mestrado) - USP- Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009. Disponível em: http://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/m_fernando_s_paolo.pdf. Acesso em 22 abr. 2013.

PAVLIS, N.K.; HOLMES, S.A.; KENYON S.C.; FACTOR, J.K. **An earth gravitational model to degree 2160: EGM2008**. In: General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, April 13-18, 2008.. Disponível em: <http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/index.html>. Acesso em 12 nov.2011.

PAVLIS, N.K.; HOLMES, S.A.; KENYON S.C.; FACTOR, J.K. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model (EGM2008). **Journal of Geophysical Research**, v. 117, 38p, 2012.

PEREZ-GUSSINYE, M.; LOWRY, A. R.; WATTS, A.B. Effective elastic thickness of South America and its implications for intracontinental deformation. **Geochemistry Geophysics Geosystems**, v.8, n.1, p.1-22, 2007. Disponível em: http://aconcagua.geol.usu.edu/~arlowry/Papers/MPGetal_SA_Te.pdf Acesso em 21 ago. 2012.

PESSÔA, R. L. **ArcScene 9.2: uma abordagem geral sobre criação de animações tridimensionais**. Disponível em: <http://www.scribd.com/doc/26825005/ArcScene-9-2-Uma-abordagem-sobre-criacao-de-Animacoes-3D>. Acesso em 17 fev. 2010.

POLITO, P.S. **Altimetria aplicada à Oceanografia**. São Paulo: INPE, 2002. (Apostila).

RADAMBRASIL. IBGE. **Levantamento de Recursos Naturais. Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim**. Rio de Janeiro: IBGE, 1986. v.33.

ROISENBERG, A.; MARQUES, J.C. ; BACHI, F.A. ; FRANTZ, J.C. **Geologia da Folha Gravataí SH-22-X-C-V**. Porto Alegre: UFRGS/CPRM, 2008. Disponível em: http://www.cprm.gov.br/publique/media/rel_gravatai.pdf. Acesso em 08 ago. 2012.

ROSA, M.L.C.C. **Análise Gravimétrica e Magnetométrica das Região Sul da Província Costeira do Rio Grande do Sul, setor Sudoeste da bacia de Pelotas.** 2009. 80 f. Dissertação (Mestrado em Geociências)-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.

ROSA, M.L.C.C.; TOMAZELLI, L.J.; COSTA, A. F. U. ; BARBOZA, E.G. Integração de métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) na caracterização do embasamento da região sudoeste da bacia de pelotas, Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27, n.4, 2009.

RUSSOMANO, G. M. C. M., **Direito Internacional Público**, 1. ed., vol. 1 - Rio de Janeiro: Ed. Forense, 1989, p. 268-291.

SÁ, N.C. de. 1994. **Redução de observações gravimétricas: teoria e prática.** São Paulo: IAG/ USP, 1994. 84 p. (Apostila).

SANDWELL, D.T.; SMITH, W.H.F. Marine gravity anomaly from geosat and ERS-1 satellite altimetry. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. B5, p. 10039- 10054, 1997.

SANDWELL, D.T.; GILLE, S.T.; SMITH, W.H.F. (Ed.). **Bathymetry from Space: oceanography, geophysics, and climate.** Bethesda, Maryland, Geoscience Professional Services, 2003. 24 p. Disponível em: <http://www.igpp.ucsd.edu/bathymetry_workshop>. Acesso em 20 mai. 2013.

SANDWELL, D. T.; SMITH, W. H. F. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS1 altimetry: ridge segmentation versus spreading rate. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n.18, B01411, 18p. , 2009. Disponível em : <<http://topex.ucsd.edu/sandwell/publications/122.pdf>>. Acesso em 20 mai. 2013.

SCHWARZ, K.P.; SIDERIS, M.G.; FORSBERG,R. Orthometric heights without leveling. **Journal of Surveying Engineering**, v.113, n. 1, p.28–40, 1987.

SEEBER, G. **Satellite Geodesy: Foundations, Methods and Applications.** 2. ed. Berlin, New York: Walter de Gruyter, 2003. 589p.

SILVA, C.G.; FIGUEIREDO JR., A.G.; BREHME, I. Granulados litoclásticos, **Revista Brasileira de Geofísica**, v.18, n.3, p.319-326, 2000.

SMITH, W. H. F. ; SANDWELL, D.T. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. **Science**, n. 277, p. 1956-1962, 1997. Disponível em: <<http://>

citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.147.812&rep=rep1&type=pdf . Acesso em 20 mai. 2013

SMITH, W. H. F.; SANDWELL, D.T. Conventional bathymetry, bathymetry from Space, and Geodetic Altimetry. **Oceanography**, v. 17, n.1, p.8-23, 2004. Disponível em: <http://www.tos.org/oceanography/archive/17-1_smith2.pdf>. Acesso em 20 mai. 2013.

SMITH, W.H.F.; SANDWELL, D. T.; ANDERSEN, O.; MCADOO, D.; MARKS, K. 20 Years of Marine Gravity Mapping from Altimetry and its Impact on Improvements in Altimeter Range Precision, In: 20 YEARS OF PROGRESS IN RADAR ALTIMETRY SYMPOSIUM, 2012. **Abstract Book ...** Venice-Italy: 2012. p.45 Disponível em: http://www.congrexprojects.com/docs/12c01_docs/20ypra_abstracts_12_08_27_v9.pdf?sfvrsn=2. Acesso em 20 mai. 2013.

SOUZA, S.F. de; SÁ, N. C. de , Sobre a avaliação do modelo geopotencial EGM96 no estado de São Paulo e adjacências. In: II Seminário Anual de Pesquisas em Geodésia na UFRGS, **Anais.**, Porto Alegre, 2007. p. 9-12.

TASSARA, A.; SWAIN, C.; HACKNEY, R.; KIRBY, J. Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 253, p. 17-36, 2007.

TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK J.A. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. (Ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: IG/UFRGS, 2000. p.375-406.

TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A. Mapeamento geológico de planícies costeiras: o exemplo da costa do Rio Grande do Sul. **Gravel**, n. 3, p.109-115, 2005.

URIEN, C.M.; MARTINS, L. R. Structural and physiographic map eastern South America and Western South Atlantic. **Série Mapas. CECO/UFRGS**. v.3, 1978.

URIEN, C.M.; MARTINS, L. R. ; MARTINS, I.R. Evolução Geológica do Quaternário do Litoral Atlântico Uruguaio, Plataforma Continental e regiões vizinhas. **Notas Técnicas. CECO/UFRGS**, n. 3, 43p., 1980.

VILLWOCK, J.A. 1984. Geology of the coastal province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A synthesis. **Pesquisas em Geociências**, v.16, n. 16, p. 5-49, 1984. Disponível em: <<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/21711>>. Acesso em 23 ago. 2012.

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas. CECO/IG/UFRGS**, n. 8. p.1-45, 1995.

VILWOCK, J.A. A Costa Brasileira: Geologia e Evolução. **Notas Técnicas CECO/IG/UFRGS**, n.7, p. 38-49, 1994.

VILWOCK, J.A. Processos costeiros e a formação das praias arenosas e campos de dunas ao longo da costa sul e sudeste brasileira. In: SIMPÓSIO SOBRE ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA: SÍNTESE DOS CONHECIMENTOS. **Anais**. Cananéia-SP: Academia de Ciências do estado de São Paulo, 1987. p.380- 399.

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J. 2007. Planície Costeira do Rio Grande do Sul: gênese e paisagem atual. In: **Biodiversidade**. Regiões da Lagoa do Casamento e dos Butiazais de Tapes, planície costeira do Rio Grande do Sul. Brasília: MMA / SBF, 2007. p.21-33, seção1. Disponível em: <http://www.mma.gov.br/estruturas/chm/_arquivos/cap_2_lagoa_casamento.pdf>. Acesso em 14 ago. 2012.

WESCHENFELDER, J. **Processos sedimentares e variação do nível do mar na Região Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil**. 2005.131f. Tese (Doutorado em Geociências)- Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2005.

WESCHENFELDER J.; CORRÊA, I.C.S.; TOLDO Jr., E.E.; BAITELLI, R. Paleocanais como indicativo de eventos regressivos quaternários do nível do mar no Sul do Brasil, **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 26, n.3, p.367-375, 2008.

WESCHENFELDER, J.; CORRÊA, I.C.S.; TOLDO Jr., E.E.; BAITELLI, R. A drenagem pretérita do Rio Camaquã na costa do Rio Grande do Sul. **Pesquisas em Geociências**, v.37, n. 1, p. 13-23, 2010.

WESCHENFELDER, J.; BAITELLI, R. A; CORRÊA, I.C.S.; BORTOLIN, E.C.; SANTOS, C.B. Quaternary incised valleys in southern Brazil coastal zone. **Journal of South American Earth Sciences**, v.55, p.83-93, 2014.

WINGE, M. et. al. **Glossário Geológico**. 2001. Disponível em: <<http://www.unb.br/ig/glossario/>>. Acesso em 30 jun. 2012.

ZEMBRUSCKI, S. G.; BARRETO, H. T.; PALMA, J. C.; MILLIMAN, J. D. Estudo preliminar das províncias geomorfológicas da margem continental brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972. **Anais...** Belém: SBG, 1972. p.187-209.

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“EMPREGO DE DADOS GRAVIMÉTRICOS E DE ALTIMETRIA POR SATÉLITE COMO SUBSÍDIO À ANÁLISE MORFOESTRUTURAL NA REGIÃO DA BACIA DE PELOTAS – RIO GRANDE DO SUL”
Área de Concentração: Geologia Marinha
Autor: GILBERTO GAGG
Orientador: Prof. Dr. Iran Carlos Stalliviere Corrêa
Examinador: Prof. Dr. Ricardo Baitelli
Data: 9 de outubro de 2014
Conceito: A (EXCELENTE)
PARECER:
<p>A tese de autoria de Gilberto Gagg, orientada pelo Prof. Dr. Iran Carlos Stalliviere Corrêa e co-orientada pelo Prof. Dr. Sérgio Florêncio de Souza, representa uma boa contribuição para estudos futuros que abordem a utilização de dados gravimétricos e batimétricos tanto, satelitais quanto, de campo no estudo do reconhecimento de grandes estruturas geológicas.</p> <p>O manuscrito apresenta 150 páginas de texto e ilustrações, incluindo os capítulos de introdução, objetivos, definição, caracterização e evolução geológica e geomorfológica da planície costeira do Rio Grande do Sul, dois capítulos versando sobre os princípios da gravimetria e batimetria, seguidos por uma apresentação dos dados obtidos aliados à metodologia e, por fim, uma análise das morfoestruturas apontadas pelos métodos empregados, terminando com as conclusões e referências. O autor ainda apresenta, antes do sumário, listas de figuras, de quadros, abreviaturas e siglas e de símbolos, utilizados ao longo do corpo da tese.</p> <p>O trabalho apresenta-se bem escrito com poucos erros de concordância e grafia. O autor procurou, ao longo dos capítulos 4, 5 e 6, deixar claro o entendimento da metodologia por ele abordada e, sempre que possível, fez analogias ao cunho geológico do trabalho. No capítulo 7 apresentou seus dados sempre de forma gráfica. Neste ponto talvez o autor deveria ter apresentado dados numéricos no formato de tabelas para elucidar certas proposições por ele levantadas. No capítulo 8 são apresentados as análises e resultados, também sempre de forma gráfica.</p> <p>Quanto as ilustrações que, em sua grande maioria, respondem pelos dados e resultados alcançados, o autor poderia considerar uma melhor confecção das mesmas e que, a seguir fizemos algumas observações.</p> <p>De um modo geral, as figuras que citam fontes da <i>internet</i>, não encontram-se referenciadas na bibliografia. A figura 3.1. (p.21) não apresenta escala e nem a indicação do Norte, embora com coordenadas a presença destes dois elementos sempre deixa a ilustração mais clara, nesta mesma figura, a área de estudo ocupa basicamente 10% da figura, poderia estar ampliada. A figura 4.1. (p.25) também não apresenta a indicação do Norte, embora tenha aproximadamente o mesmo propósito da figura 4.5, não consta a Cuesta de Haedo a SW do Rio Grande do Sul. O autor poderia ter feito apenas uma figura.</p>

A figura 4.2. (p.29) não apresenta coordenadas e também, observa-se um traço negro na sua parte superior sem nenhuma referência. Não há indicação da localização do Farol da Conceição. A figura 4.3. (p.30) está sem coordenadas, sem Norte e sem sua localização no RS. Figura 4.6. (p.35) sem escala. Sugerimos na figura 4.7. (p.38) acrescentar à legenda a palavra "esquema". Figura 5.5. (p.60) não há referência às 5 elipses azuis. Figura 5.6. (p.61) identificar as figuras A, B e C. Figura 6.1. (p.67) falta legenda e não se consegue ver as coordenadas. Figura 6.5. (p.79) identificar as figuras a A e B. Figura 6.7. (p.80) não se enxerga as coordenadas, não se sabe que local é este. Figura 6.8. (p.83) falta legenda. Figura 7.1. (p. 86) faltam Norte e referência da figura. Figura 7.2. (p. 87) identificar as figuras com A e B. Figura 7.3. (p.90) identificação da figura, Norte e escala, sendo o mesmo para a figura 7.6. (p.92). Nas figuras 7.7, 7.8, 7.10, 8.1, 8.2, 8.3, 8.4 e 8.5 deveria estar acompanhado de uma pequena ilustração do mapa do Brasil e do RS. A figura 7.9 (p.98) falta na legenda a linha de cor verde. Nos mapas de anomalia nas figuras 8.1, 8.2, 8.3, 8.4 e 8.5 o autor poderia usar cores mais contrastantes ou delinear as isolinhas. Nas figuras que apresentam perfis, da 8.6. (p.108) até a 8.21 (p.115), assim como os perfis da figura 8.29. (p.127) até a figura 8.43. (p.132), o autor poderia colocar, sobre a própria figura, a interpretação contida no texto.

Quanto às referências, cabe ressaltar que o autor faz um uso excessivo de "apud". com a citação do artigo original nas referências. Utilizado quando não se tem acesso a publicação original. Normalmente é usada no corpo do texto com o significado de "citado por", "segundo" ou "conforme", indicando ao leitor que a citação é feita conforme o que foi lido e referenciado por um outro autor que teve acesso à obra original. Deve-se utilizá-la apenas nos casos de obras originais de difícil acesso. O autor também não seguiu apenas uma regra para as citações bibliográficas ficando, por vezes, muito confuso. Também chamou atenção ao elevado número de citações que não constam nas referências, a saber, figura 3.1 na página 21, figura 4.4 na página 31, Grace (2012) a, b ou c na página 59, Bomfim & Molina, (2009) na página 62, Souza, S.F. & Sá, N.C. (2007) na página 62 e não Souza *et al.* (2007), citação da figura 6.1, na página 67, Jamur & Freitas 2012 (pagina 68), Sandwell *et al.* (2012) na página 69, Aviso (2012) a ou b na página 70, citação da figura 6.2, na página 72, Sandwell *et al.* (2002) (pagina 77), citação da figura 6.5, na página 79, citação da figura 6.7, na página 80, Scharoo, R. (2013) (pagina 82), Cheng, Y. & Andersen, O.B. (2010) (pagina 82), citação da figura 7.1, na página 86. Moritz, (1984) (pagina 88). Da mesma forma, algumas bibliografias constam nas referências mas não no texto, a saber, Asmus, H.E. & Porot, R. (1972), Aviso (2012), Ayup-Zouain, R.N. (1991), Catalão, J. (2000), Grace (2012), Projeto REMAC (1977), Lopes, A.B. (2010), Luz, R. *et al.* (2009), Makinen, J. (2014), Martins, L.R. (1983), Martins, L.R. (1972), Martins, L.R. (1996), Moritz., H. ocorre duas vezes em 1980 sem citar 1980a ou 1980b, Oliveira, R.G. (2014), Pavlis, N.K. *et al.* (2008), Pessoa, R.L. (2010), Souza, S.F., 2007, Villwock, J.A. (1987) e Weschenfelder, J. (2005).

Quanto a aplicação de métodos gravimétricos para a caracterização de antigos sistemas de canais fluviais preenchidos por material muito semelhante ao ambiente hospedeiro deve ser visto com cautela.

Como considerações finais salientamos que, o doutorando Gilberto Gagg, em seu trabalho de tese demonstrou domínio no conhecimento das técnicas determinativas na análise de fontes e dados gravimétricos e batimétricos tanto satelitais quanto de campo. Também demonstrou seu esforço no entendimento na área da geologia procurando sempre relacionar a física dos métodos aos fenômenos naturais por ele visto. A abordagem desenvolvida é interessante e aplicável, como demonstrado, fazendo uso de valiosos dados disponíveis sem custo de aquisição.

Desta forma, consideramos atingido seu objetivo geral quanto ao uso de dados gravimétricos e batimétricos a partir de missões de satélites e de campo na análise de morfoestruturas na região da Bacia de Pelotas.

Assinatura:



Data: 9 de outubro de 2014

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"EMPREGO DE DADOS GRAVIMÉTRICOS E DE ALTIMETRIA POR SATÉLITE COMO SUBSÍDIO À ANÁLISE MORFOESTRUTURAL NA REGIÃO DA BACIA DE PELOTAS – RIO GRANDE DO SUL"

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autor: **GILBERTO GAGG**

Orientador: Prof. Dr. Iran Carlos Stalliviere Corrêa

Examinador: Prof. Dr. Jorge Luiz Barbosa da Silva

Data: 09/10/2014

Conceito: A (Excelente)

PARECER:

A presente tese trabalha com dados obtidos através de sensores remotos, satélites específicos para obtenção de dados gravimétricos e batimétricos. A descrição dos sensores é feita de forma detalhada. O estudo localiza-se na planície do RS. Trabalha com dados satelitais representando uma ampliação nas fontes de aquisição de informações sobre a área de estudo.

Os sensores fornecem dados pontuais sobre os temas em estudo: gravimetria e batimetria. Esses dados pontuais precisam ser transformados em dados contínuos, o que foi realizado através de métodos de interpolação. A interpolação é um processo que exige muita cuidado dentro de qual um processo que valide os resultados e que teste o grau de confiabilidade do processo.

Como foram usados dados gravimétricos coletados no campo e dados gravimétricos obtidos por satélites, seria uma oportunidade, secundária, comparar os resultados obtidos pelas duas fontes.

O produto dos dados batimétricos oriundos dos sensores de satélite trabalhados nesta tese, poderiam ser comparados com os dados batimétricos tradicionais?

O título da tese onde é citada "na região da Baía de Pelotas", de fato não identifica

qual a região propriamente dita em que trabalhos foram realizados.

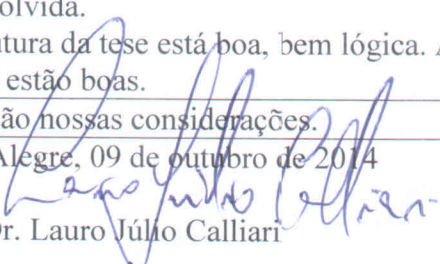
Vários gráficos apresentam os resultados obtidos detalhadamente com a interpretação dos mesmos de forma coerente e cientificamente adequada com os conhecimentos atuais.

Assinatura: *Jorge 93 de Silva*

Data: 09/10/2014

Ciente do Orientador: _____

Ciente do Aluno: _____

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese
EMPREGO DE DADOS GRAVIMÉTRICOS E DE ALTIMETRIA POR SATÉLITE COMO SUBSÍDIO A ANÁLISE MORFOESTRUTURAL NA REGIÃO DA BACIA DE PELOTAS-RIO GRANDE DO SUL
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: Geologia Marinha
AUTOR: GILBERTO GAGG
Orientador: Prof. Dr. Iran Carlos Stalliviere Corrêa.
Examinador: Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari
DATA: 09 de outubro de 2014
Conceito: A
PARECER
<p>A tese apresentada aborda de forma integrada aspectos gravimétricos, altimetria por satélite, na caracterização morfoestrutural da Bacia de Pelotas.</p> <p>É notável a grande quantidade de dados compilados, processados e colocados num sistema de informação geográfica para as interpretações morfoestruturais. Compreende também dados gravimétricos coletados no campo. Mostra um embasamento teórico bastante consolidado nas metodologias aplicadas. A associação destes dados com dados batimétricos fornece fundamentos científicos substanciais as discussões e conclusões apresentadas principalmente na determinação de grandes feições estruturais como a Falha do Rio Grande (Charneira Albo-Aptiana) na plataforma continental. Grande parte dos objetivos específicos foram alcançados. As interpretações são condizentes e consideram a limitação do método gravimétrico na delimitação dos paleocanais uma vez que necessita maior resolução espacial e também maior número de dados associados a outros métodos.</p> <p>Muito interessante os dados de altimetria na análise batimétrica, que permitiu gerar o mapa de anomalias batimétricas que à medida que dados novos forem surgindo (sísmica de reflexão, por exemplo) permitirá testar os resultados encontrados (associação dos eixos das anomalias batimétricas negativas com a paleodrenagem e as anomalias batimétricas positivas com terraços ou altos estruturais).</p> <p>Sentimos falta de uma hipótese que achamos que poderia ter sido formulada. Talvez pela falta de dados e pela característica inédita da tese a discussão foi pouco desenvolvida.</p> <p>A estrutura da tese está boa, bem lógica. A mesma está bem redigida. A maior parte das figuras estão boas.</p> <p>Essas são nossas considerações.</p> <p>Porto Alegre, 09 de outubro de 2014</p> <p> Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari</p>
Ciente do aluno: