

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

VAGNER GONÇALVES FERREIRA

**ANÁLISE DA COMPONENTE ANÔMALA DO GEOPOTENCIAL NO *DATUM*
VERTICAL BRASILEIRO COM BASE NO SISTEMA LAGUNAR DE IMARUI, SC**

CURITIBA

2008

VAGNER GONÇALVES FERREIRA

**ANÁLISE DA COMPONENTE ANÔMALA DO GEOPOTENCIAL NO *DATUM*
VERTICAL BRASILEIRO COM BASE NO SISTEMA LAGUNAR DE IMARUI, SC**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como parte das exigências para a obtenção do título de Mestre em Ciências Geodésicas.

Orientador: Prof. Dr. Sílvio R. C. de Freitas

CURITIBA

2008

Ferreira, Vagner Gonçalves

Análise da componente anômala do geopotencial no datum vertical brasileiro com base no sistema lagunar de Imarui, SC / Vagner Gonçalves Ferreira. - Curitiba, 2008.

115 f.: il., tabs, grafs.

Orientador: Prof. Dr. Silvio R. C. de Freitas
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas. Inclui Bibliografia.

1. Altitudes – Levantamento. 2. Datum. 3. Geopotencial. 4. Nivelamento

geométrico I. Freitas, Silvio R. C. de. II. Título. III. Universidade Federal do Paraná.

CDD 526.36

TERMO DE APROVAÇÃO

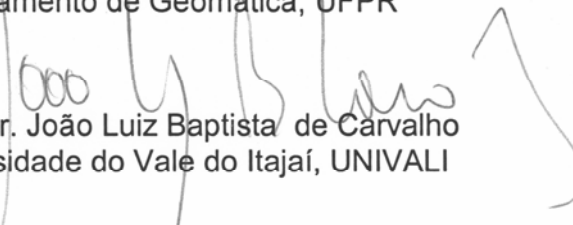
VAGNER GONÇALVES FERREIRA


“ANÁLISE DA COMPONENTE ANÔMALA DO GEOPOTENCIAL NO *DATUM*
VERTICAL BRASILEIRO COM BASE NO SISTEMA LAGUNAR DE IMARUI, SC”

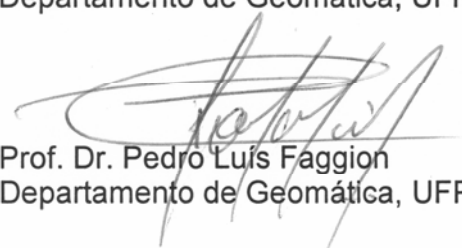
Dissertação nº 219 aprovada como requisito parcial do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná, pela seguinte banca examinadora:

Orientador:


Prof. Dr. Sílvio Rogério Correia de Freitas
Departamento de Geomática, UFPR


Prof. Dr. João Luiz Baptista de Carvalho
Universidade do Vale do Itajaí, UNIVALI


Prof. Dr. Luiz Danilo Damasceno Ferreira
Departamento de Geomática, UFPR


Prof. Dr. Pedro Luís Faggion
Departamento de Geomática, UFPR

Curitiba, 14 de março de 2008.

DEDICATÓRIA

À professora Márcia Cristina Lopes Quintas *in memoriam*

AGRADECIMENTOS

Ao amigo e orientador Professor Dr. Silvio Rogério Correia de Freitas, pela orientação segura e permanente incentivo na realização deste trabalho, pelos ensinamentos, conselhos e tempo a mim dispensado, minha eterna gratidão.

À amiga Alessandra Svonka Palmeiro e ao amigo Roberto Teixeira Luz, pelas sugestões e contribuições ao longo deste trabalho.

Aos professores do Curso de Pós-graduação em Ciências Geodésicas, Pedro Luis Faggion, Quintino Dalmolin, Luís Augusto Koenig Veiga e Cláudia Pereira Krueger pelos ensinamentos que muito me enriqueceram.

À UNIVALI (Universidade do Vale do Itajaí) através do Laboratório de Oceanografia Operacional por ceder às observações maregráficas, sem as quais seria impossível a realização deste trabalho.

Ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pelo fomento e apoio financeiro ao desenvolvimento deste trabalho (Processos 134943/2006-6, 550830/2002-2 e 140084/2004-5).

À COPPE – Engenharia Costeira e Oceanográfica/UFRJ (Universidade Federal do Rio de Janeiro) por ceder o programa SisBaHiA[®] 6.5 S8G7 (Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental).

Aos Professores da UFRRJ (Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro) Luiz Guimarães Barbosa, João Gonçalves Bahia, Marlene Salete Uberti e Juliana Moulin Fosse pelo incentivo e apoio a mim dispensado.

Aos amigos Sydney de Oliveira Dias, Alessandro Salles Carvalho, Elmo Leonardo Tanajura Xavier, João Batista Tavares Junior, João Batista Ramos Côrtes, Jaime Freiburger Junior, Michele Beppler por serem minha família em Curitiba.

Aos demais amigos do curso de Pós-graduação em Ciências Geodésicas Ângela, Marco, Ricardo, Japa (Ernesto), Claudionor, Mosar, Fabiani, Karol, Tatiana, Rodrigo, Vaneza, Malu (Maria de Lurdes), Marcis, Marcelo, Mara, Silvio, Márcio, John, Diuliana, Naissa.

À Mônica, secretária do Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas.

“A realização deste trabalho não poderia ser alcançada sem a colaboração de todos.”

RESUMO

A região contígua ao *Datum Vertical Brasileiro* (DVB) tem uma grande carência de observações e de informações necessárias ao estudo e de execução da conexão de redes verticais conforme preconiza o futuro *Datum Vertical* do Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas (DVSIRGAS). Nesta região, adjacências de Imbituba, SC, boa parte das referências de nível (RN's) foram destruídas e/ou movimentadas. A fim de melhorar a distribuição de dados nesta região, foi realizado um estudo no entorno do Sistema Lagunar de Imarui, SC. A utilização desta região e mais especificamente o sistema lagunar, com dimensões aproximadas de 20 x 30 km, teve a finalidade de que o seu nível médio fosse considerado como um indicador natural para uma superfície equipotencial. Esta superfície contém informações das anomalias do geopotencial relativamente aos valores preconizados em modelos globais. Para tanto foram registradas as alturas horárias da maré em um período de aproximadamente três meses simultaneamente em três locais distintos. Implantou-se uma rede geodésica local com cerca de duzentos pontos onde foram observados valores da gravidade e posição precisa com *Global Positioning System* (GPS). Neste sistema lagunar, foi possível determinar uma superfície aproximadamente equipotencial a partir do nível médio das lagoas (NML) e a mesma mostrou-se coerente com informações oriundas de outros métodos de análise. Desta forma, podem-se determinar altitudes com caráter físico (e.g. normal e ortométrica) no entorno do perímetro do sistema lagunar, aumentando desta forma, a disponibilidade de informações necessárias ao conhecimento do campo da gravidade na região do DVB. A partir destas informações, foi possível realizar a análise da componente anômala do geopotencial para o DVB. Determinou-se ainda um valor provisório para o geopotencial no DVB bem como um valor para a Topografia do Nível Médio do Mar (TNMM).

Palavras-chave: Altitudes. *Datum Vertical Brasileiro* (DVB). Geopotencial. Números geopotenciais.

ABSTRACT

The region contiguous to the Brazilian Vertical *Datum* (BVD) has a lack of observations and data required for realizing its connection with other vertical networks in the world as preconized for a Global Vertical Reference System. The referred purpose is fundamental for the future Vertical *Datum* SIRGAS (*Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas*) - DVSIRGAS. In the BVD region, placed in the Imbituba harbor, South Brazil, several of bench marks (BM's) have been lost. In order to improve the distribution of data in this region, was conducted a study on the behavior of the system of lakes covering about 20 x 30 km in the contiguous region of the DVB. The purpose was that its mean level was regarded as an indicator for a natural equipotential surface close to the geoid (or quasi-geoid). A local geodetic network with about two hundred points where were observed gravity and precise position with Global Positioning System (GPS). Some of these points are existing BM's connected to the BVD. Three tide gauges that recorded the heights of the water level in the lakes over a period of approximately tree months were also employed. In these lakes system, it was possible to determine an approximately equipotential surface from the mean lake levels (MLL). From the observations and known parameters from models it was possible to determine heights with physical meaning (*e.g.* normal and orthometric) around the perimeter of the lake system. Thus it was increased the availability of information necessary to the knowledge of the gravity field in the BVD. Then, it was possible to determine a provisory value for the geopotential in the BVD and to estimate a value for the Sea Surface Topography (SST).

Key words: Heights. Brazilian Vertical *Datum* (BVD). Geopotential. Geopotential numbers.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1 – A GRAVIDADE, FORÇA GRAVITACIONAL E FORÇA CENTRIFUGA	21
FIGURA 2 – CAMPO DE FORÇA GRAVITACIONAL.....	23
FIGURA 3 – COMPONENTES DA FORÇA DE ATRAÇÃO GRAVITACIONAL	23
FIGURA 4 – POTENCIAL DE UM CORPO SÓLIDO.....	25
FIGURA 5 – GEÓIDE E ELIPSÓIDE DE REFERÊNCIA.....	32
FIGURA 6 – NÚMERO GEOPOTENCIAL	34
FIGURA 7 – ALTITUDE ELIPSÓIDICA.....	37
FIGURA 8 – ALTITUDE ORTOMÉTRICA.....	38
FIGURA 9 – ALTITUDE NORMAL.....	39
FIGURA 10 – ALTITUDE NORMAL, ANOMALIA DE ALTURA E O QUASE-GEÓIDE.....	42
FIGURA 11 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS	46
FIGURA 12 – DETALHE DA ÁREA DE ESTUDOS.....	47
FIGURA 13 – DETALHE DO RELEVO DA ÁREA DE ESTUDOS.....	48
FIGURA 14 – DISTRIBUIÇÃO DAS ESTAÇÕES MAREGRÁFICAS	49
FIGURA 15 – PIEZÔMETRO OTT HYDROMETRIE	50
FIGURA 16 – ALTURAS HORÁRIAS DA MARÉ (LAGOA SANTO ANTÔNIO).....	51
FIGURA 17 – ALTURAS HORÁRIAS DA MARÉ (LAGOA IMARUI).....	51
FIGURA 18 – ALTURAS HORÁRIAS DA MARÉ (LAGOA MIRIM).....	52
FIGURA 19 – DIREÇÃO (AZIMUTE) E INTENSIDADE (km/h) DE VENTO.....	53
FIGURA 20 – PONTOS LEVANTADOS EM CAMPO.....	54
FIGURA 21 – DISTÚRPIO DA GRAVIDADE DO MODELO GEOIDAL GLOBAL EGM96.....	56
FIGURA 22 – GEOMETRIA DO PROBLEMA.....	59
FIGURA 23 – ALTURA DA MARÉ OBSERVADA NAS EM'S (EM-01 E EM-02)	67
FIGURA 24 – ALTURA DA MARÉ OBSERVADA NAS EM'S (EM-01 E EM-03)	68
FIGURA 25 – ALTURA DA MARÉ OBSERVADA NAS EM'S (EM-02 E EM-03)	68
FIGURA 26 – COMPARAÇÃO ENTRE A ALTURA DA MARÉ OBSERVADA NAS EM'S ENTRE OS DIAS 06/08 A 11/08.....	69
FIGURA 27 – COMPARAÇÃO ENTRE AS MARÉS SINTÉTICAS PARA 2 DIAS	70
FIGURA 28 – COMPARAÇÃO ENTRE A MARÉ OBSERVADA E A MARÉ PREVISTA PARA EM-01	71
FIGURA 29 – COMPARAÇÃO ENTRE A MARÉ OBSERVADA E A MARÉ PREVISTA PARA EM-02	71
FIGURA 30 – COMPARAÇÃO ENTRE A MARÉ OBSERVADA E A MARÉ PREVISTA PARA EM-03	72
FIGURA 31 – CORRELAÇÃO DAS ALTURAS DA MARÉ RESIDUAL NAS EM-01 E EM-02.....	73
FIGURA 32 – CORRELAÇÃO DAS ALTURAS DA MARÉ RESIDUAL NAS EM-01 E EM-03.....	73
FIGURA 33 – CORRELAÇÃO DAS ALTURAS DA MARÉ RESIDUAL NAS EM-02 E EM-03.....	74
FIGURA 34 – ANÁLISE ESPECTRAL DA MARÉ RESIDUAL DE 0,02 A 0,5 cpd (EM-01).....	75

FIGURA 35 – ANÁLISE ESPECTRAL DA MARÉ RESIDUAL DE 0,02 A 0,5 cpd (EM-02).....	75
FIGURA 36 – ANÁLISE ESPECTRAL DA MARÉ RESIDUAL DE 0,02 A 0,5 cpd (EM-03).....	76
FIGURA 37 – ANÁLISE ESPECTRAL DA MARÉ RESIDUAL DE 0,5 A 8 cpd (EM-01).....	77
FIGURA 38 – ANÁLISE ESPECTRAL DA MARÉ RESIDUAL DE 0,5 A 8 cpd (EM-02).....	77
FIGURA 39 – ANÁLISE ESPECTRAL DA MARÉ RESIDUAL DE 0,5 A 8 cpd (EM-03).....	78
FIGURA 40 – ANÁLISE ESPECTRAL DA MARÉ RESIDUAL DE 15 A 17 cpd (EM-01).....	78
FIGURA 41 – ANÁLISE ESPECTRAL DA MARÉ RESIDUAL DE 15 A 17 cpd (EM-02).....	79
FIGURA 42 – ANÁLISE ESPECTRAL DA MARÉ RESIDUAL DE 15 A 17 cpd (EM-03).....	79
FIGURA 43 – DENSIDADE ESPECTRAL DA INTENSIDADE DE VENTO	80
FIGURA 44 – ESTAÇÕES IMPLANTADAS NO SISTEMA LAGUNAR DE IMARUI	81
FIGURA 45 – CORREÇÃO DO NÃO PARALELISMO DAS EQUIPOTENCIAIS VERSUS A ACURÁCIA ALMEJADA PARA UM NIVELAMENTO.....	82
FIGURA 46 – DISTÚRBO DA GRAVIDADE PROVENIENTE DE DADOS DE CAMPO.....	85
FIGURA 47 – DESVIO OBTIDO COM O MODELO EGM96 RELATIVAMENTE ÀS OBSERVAÇÕES (EQÜIDISTÂNCIAS DE 5 mGal ENTRE AS CURVAS).....	86
FIGURA 48 – MÉDIA E DESVIO PADRÃO DAS DIFERENÇAS DO MODELO EGM96 TRUNCADO EM VÁRIOS GRAUS E ORDENS	87
FIGURA 49 – ALTITUDE NORMAL E POTENCIAL ANÔMALO.....	90
FIGURA 50 – POTENCIAL ANÔMALO PARA O MODELO EGM96 (s^2m^{-2}).....	92
FIGURA 51 – ESPECTRO DA MARÉ OBSERVADA DE 0,02 A 0,5 cpd (EM-01)	108
FIGURA 52 – ESPECTRO DA MARÉ OBSERVADA DE 0,5 A 8 cpd (EM-01)	108
FIGURA 53 – ESPECTRO DA MARÉ OBSERVADA DE 8 A 20 cpd (EM-01)	109
FIGURA 54 – ESPECTRO DA MARÉ OBSERVADA DE 0,02 A 0,5 cpd (EM-02)	109
FIGURA 55 – ESPECTRO DA MARÉ OBSERVADA DE 0,5 A 8 cpd (EM-02)	110
FIGURA 56 – ESPECTRO DA MARÉ OBSERVADA DE 8 A 20 cpd (EM-02)	110
FIGURA 57 – ESPECTRO DA MARÉ OBSERVADA DE 0,02 A 0,5 cpd (EM-03)	111
FIGURA 58 – ESPECTRO DA MARÉ OBSERVADA DE 0,5 A 8 cpd (EM-03)	111
FIGURA 59 – ESPECTRO DA MARÉ OBSERVADA DE 8 A 20 cpd (EM-03)	112

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – CONSTANTES FÍSICAS E GEOMÉTRICAS PARA O GRS80	30
TABELA 2 – FREQUÊNCIA DAS OBSERVAÇÕES GRAVIMÉTRICAS EM REDES ALTIMÉTRICA.	36
TABELA 3 – CONSTANTES HARMÔNICAS AMPLITUDES H E FASES G	57
TABELA 4 – ESTATÍSTICA DAS OBSERVAÇÕES MAREGRÁFICAS	69
TABELA 5 – NÚMEROS GEOPOTENCIAIS E ALTITUDES PARA AS EM'S	83
TABELA 6 – COMPARAÇÃO ENTRE OS PONTOS GPS/NIV. E O EGM96 PARA O GRAU 360	87
TABELA 7 – VALORES PARA O GEOPOTENCIAL GLOBAL E LOCAL (DVB).....	89
TABELA 8 – ESTATÍSTICA PARA O POTENCIAL ANÔMALO NA REGIÃO DO DVB	89
TABELA 9 – CONSTANTES HARMÔNICAS AMPLITUDES H E FASES G	107
TABELA 10 – NÚMEROS GEOPOTENCIAIS E ALTITUDES PARA AS RN'S PRÓXIMAS AO DVB	113
TABELA 11 – NÚMEROS GEOPOTENCIAIS E ALTITUDES PARA AS ESTAÇÕES NO PERÍMETRO DO SISTEMA LAGUNAR DE IMARUI	114

LISTA DE SIGLAS

COPPE	Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-graduação e Pesquisa de Engenharia
cpd	ciclos por dia
DVB	<i>Datum Vertical Brasileiro</i>
DVL	<i>Datum Vertical Local ou Data Verticais Locais</i>
DVSIRGAS	<i>Datum Vertical SIRGAS</i>
EGM2008	<i>Earth Gravity Model 2008</i>
EGM96	<i>Earth Gravity Model 1996</i>
EM	Estação Maregráfica
EM's	Estações Maregráficas
GNSS	<i>Global Navigation Satellite System</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>
GRS80	<i>Geodetic Referente System 1980</i>
GSFC	<i>Goddard Space Flight Center</i>
IBGE	Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
LAIG	Laboratório de Instrumentação Geodésica
LARAS	Laboratório de Referências Geodésicas e Altimetria por Satélites
MATLAB [®]	MATrix LABoratory
MDE	Modelo Digital de Elevação
MMQ	Método dos Mínimos Quadrados
NA	Nível d'água
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NIMA	<i>National Imagery and Mapping Agency</i>
NML	Nível Médio das Lagoas
NMM	Nível Médio do Mar
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
ON	Observatório Nacional
OSU	<i>Ohio State University</i>
RAFB	Rede Altimétrica Fundamental do Brasil
RBMC	Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo
RN	Referência de Nível

RN's	Referências de Nível
RTK	<i>Real Time Kinematic</i>
SF	Superfície Física
SGA	Sistema Global de Altitudes
SGB	Sistema Geodésico Brasileiro
SGR	Sistema Geodésico de Referência
SI	<i>Système International</i>
SIRGAS	Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas
SisBaHia [®]	Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
TNMM	Topografia do Nível Médio do Mar
UFPR	Universidade Federal do Paraná
UFRJ	Universidade Federal do Rio de Janeiro
UNIVALI	Universidade do Vale do Itajaí
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
USP	Universidade de São Paulo
UTM	Universal Transverso de Mercator

LISTA DE SÍMBOLOS

®	marca registrada
a	semi-eixo maior do elipsóide de referência
b	semi-eixo menor do elipsóide de referência
C	número geopotencial
c	Correção do não paralelismo das equipotenciais da Terra Normal
C_{nm} e S_{nm}	Coeficientes do potencial
ΔC_{nm} e ΔS_{nm}	Diferenças entre os coeficientes do geopotencial e do esferopotencial
dn	Diferença de nível
F	Vetor força gravitacional
F	Força gravitacional
f	Vetor força centrífuga
f	Força centrífuga
g	valor da gravidade
g	vetor gravidade
G	Valor particular da gravidade
G	Constante gravitacional
GM	Constante gravitacional geocêntrica
H	Altitude científica
h	altitude elipsóidica
H e G	Constantes harmônicas alturas e fases respectivamente
H^D	altitude dinâmica
H^H	altitude ortométrica de Helmert
H^N	altitude normal
H^O	altitude ortométrica
J_2	coeficiente harmônico zonal de grau 2
k	média da distância nivelada e contra nivelada
$n_{máx}$	grau máximo de um modelo global do geopotencial
N	altura geoidal
P_{nm}	funções associadas de Legendre com grau n e ordem m

r	raio vetor
R	raio terrestre
$S(t)$	maré meteorológica
T	potencial perturbador ou potencial anômalo; período de oscilação
$T(t)$	maré astronômica
U	esferopotencial
\mathbf{u}	vetor unitário
V	potencial gravitacional da Terra Real
W	geopotencial
$X(t)$	observação do nível horário da maré
$Z_0(t)$	nível médio
γ	valor da gravidade normal
$\boldsymbol{\gamma}$	vetor gravidade normal
γ_0	valor da gravidade normal sobre a Terra Normal
γ_e	valor da gravidade normal no equador
γ_h	valor da gravidade normal em um ponto que dista uma altura h acima do elipsóide
γ_p	valor da gravidade normal no pólo
γ_R	valor da gravidade normal de referência
Δg	anomalia da gravidade
δg	distúrbio da gravidade
ζ	anomalia de altura ou altura quase-geoidal
θ	co-latitudo geocêntrica
λ	longitude geodésica
ρ	densidade das massas
$\rho_{máx}$	resolução de um modelo global do geopotencial
φ	latitudo geodésica
Φ	potencial centrífugo da Terra Real e da Terra Normal
ω	velocidade angular de rotação da Terra

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
1.1	OBJETIVO GERAL	19
1.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	19
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	21
2.1	CAMPO DA GRAVIDADE TERRESTRE	21
2.1.1	Desenvolvimento em harmônicos esféricos	27
2.1.2	Campo da gravidade normal	29
2.2	POTENCIAL ANÔMALO	31
2.2.1	Anomalia da gravidade	32
2.2.2	Distúrbio da gravidade	33
2.3	NÚMERO GEOPOTENCIAL	33
2.4	ALTITUDES	36
2.4.1	Altitude elipsóidica	37
2.4.2	Altitude ortométrica	38
2.4.3	Altitude normal ou de Molodenskii	39
2.4.4	Altitude dinâmica	41
2.5	DETERMINAÇÃO LOCAL DO GEOPOTENCIAL	42
3	MATERIAL E MÉTODOS	46
3.1	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS	46
3.2	AQUISIÇÃO DOS DADOS	48
3.2.1	Dados do nível de água e vento	49
3.2.2	Gravimetria	53
3.2.3	Posicionamento relativo estático	54
3.2.4	Posicionamento RTK (<i>Real Time Kinematic</i>)	55
3.2.5	Modelo global do geopotencial	55
3.3	PREPARAÇÃO DOS DADOS	56
3.3.1	Processamento dos dados GPS	56
3.3.2	Processamento dos dados amostrados de maré	57
3.3.3	Dados gravimétricos	58
3.4	MÉTODOS	58
3.4.1	Nível médio das lagoas (NML)	58
3.4.2	Determinação dos números geopotenciais e altitudes	62
3.4.3	Determinação do geopotencial para o DVB	63
3.4.4	Análise do campo da gravidade no <i>datum</i> vertical	66
4	ANÁLISE DOS RESULTADOS	67
4.1	NÍVEL MÉDIO DAS LAGOAS (NML)	67
4.2	NÚMEROS GEOPOTENCIAIS E ALTITUDES	80
4.3	AVALIAÇÃO DO MODELO DO GEOPOTENCIAL	84
4.3.1	Distúrbios da gravidade	84
4.3.2	Alturas geoidais	86
4.3.3	Estimativa do geopotencial local para o DVB	88
4.4	ESTIMATIVA DO POTENCIAL ANÔMALO	89
5	DISCUSSÃO	93
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	97

6.1	CONCLUSÕES	97
6.2	RECOMENDAÇÕES	98
	REFERÊNCIAS	100
	DOCUMENTOS CONSULTADOS	105
	APÊNDICE A	107
	APÊNDICE B	108
	APÊNDICE C	113
	APÊNDICE D	114

1 INTRODUÇÃO

Com o advento das técnicas espaciais de posicionamento com o *Global Navigation Satellite System* (GNSS), especialmente aquelas com utilização do GPS, acrônimo de *Global Positioning System*, a existência de modelos geoidais (ou quase-geoidais) tornou-se uma necessidade na determinação das altitudes. A combinação do nivelamento com GPS e determinações associadas ao campo da gravidade pode substituir os métodos clássicos de nivelamento em boa parte das aplicações e gerar vários benefícios tais como precisão, rapidez, simplicidade operacional e baixo custo.

Os vários *data* altimétricos, definidos pelo nível médio do mar em uma dada referência temporal são por definição *data* locais com geopotencial W_i . Para a unificação de *data* locais a um *Datum* global, com geopotencial W_0 , faz-se necessário o conhecimento da influência das massas anômalas na região contígua a estes *data* visto que a definição e realização de altitudes físicas dependem fortemente das características do campo da gravidade contíguos aos *data*.

O geóide definido como a superfície equipotencial do campo da gravidade melhor ajustada ao Nível Médio do Mar (NMM) difere da superfície média dos oceanos por uma grandeza linear designada por Topografia do Nível Médio do Mar (TNMM). A esta diferença, deve-se uma das principais causas da discrepância entre o NMM em diferentes marégrafos da costa brasileira e, conseqüentemente, a incompatibilidade entre os dois *data* altimétricos ora em uso no Brasil (Imbituba, SC e Santana, AP).

Heck e Rummel (1990) propõem algumas estratégias que permitem estimar a TNMM em pontos costeiros a partir de algumas alternativas de associação de observações terrestres, oceânicas e oriundas de plataformas orbitais. Segundo Freitas *et al.* (2002), esta diferença é, geralmente, devida a características anômalas locais do geopotencial que devem ser analisadas do ponto de vista da interação oceano/continente. Com densificação gravimétrica no entorno do *datum* poder-se-á conhecer o campo da gravidade local com o objetivo da determinação da parcela relativa das contribuições locais, devidas às massas continentais anômalas. Já para a parte oceânica deve ser dado outro enfoque, principalmente com base em gravimetria oceânica e altimetria satelital, fugindo do escopo deste trabalho.

O Sistema Lagunar, doravante designado como Sistema Lagunar de Imarui, é formado por três lagoas associadas à dinâmica do oceano na região, sendo elas: Lagoa Mirim, Lagoa Imarui e Lagoa Santo Antônio, interligadas entre si, e que são parte do chamado Complexo Lagunar da Região Sul-Catarinense. Este complexo Lagunar é de fundamental importância econômica e ecológica para a região dos municípios de Imbituba, Imarui e Laguna no Estado de Santa Catarina. No que tange as ciências, mais de perto às Ciências Geodésicas, este sistema de lagoas consiste em excelente base de estudos para aspectos físicos relacionados ao campo da gravidade na região do *datum* Vertical Brasileiro (DVB). Com a análise da sua dinâmica, associada a um sistema de altitudes (e. g. altitudes normais) evidencia-se como possível a determinação de uma superfície de referência que pode ser associada a uma superfície equipotencial do campo da gravidade. A base para tanto é a superfície equipotencial obtida a partir do Nível Médio das Lagoas (NML)

$$\text{NML} \approx \text{superfície equipotencial} + \varepsilon .$$

O termo ε refere-se à influência de vários processos oceânicos, que afastam o NML de uma superfície equipotencial.

Alguns estudos realizados com este aspecto estão sendo conduzidos na Argentina com o intuito da determinação de um geóide local para a *Tierra del Fuego*, a partir da dinâmica do Lago Fagnano (COGLIANO *et al.* 2007). Porém, neste caso, o lago não interage com o oceano tal que o problema aqui abordado assume conotações bastante particulares e de maior complexidade. Os níveis das lagoas são afetados pelo regime de maré oceânica, pelo efluxo da drenagem das bacias hidrográficas na região, por ventos predominantes e gradientes de temperatura, e por mudanças de pressão atmosférica.

Em uma visão de construção recente, os níveis dos lagos são medidos com a realização e controle de um sistema de altitudes vinculadas a informações associadas a uma rede altimétrica. No caso a referência foi a Rede Altimétrica Fundamental do Brasil (RAFB) do Sistema Geodésico Brasileiro (SGB). No caso dos estudos associados com o Sistema Lagunar de Imarui, o sistema de altitudes local será definido com referência ao quase-geóide, sendo, portanto, usado o conceito de Molodenskii sobre altitudes normais e posteriormente associado à RAFB.

O fato de existirem poucas referências de níveis (RN's) na região contígua ao DVB, devido ao alto grau de destruição das mesmas, é contornado com a disponibilização de um conjunto de pontos com altitudes normais, ortométricas e dinâmicas. Uma vez implantada esta malha altimétrica com altitudes físicas e posição geocêntrica bem definida torna-se factível a determinação da componente anômala do geopotencial para o DVB, através da fórmula de Bruns. Esta parcela anômala é de fundamental importância para a conexão de *data* verticais com base de uma abordagem costeira.

Este trabalho apresenta as definições de altitudes geométricas e com significado físico, de *data* verticais, geopotencial e modelos dele representativos e suas implicações nos sistemas de altitudes, bem como da análise harmônica de maré, de forma a obter-se uma relação do geóide com o quase-geóide na região próxima ao DVB em Imbituba, Estado de Santa Catarina. A partir da relação do geóide local com o geóide global oriundo de modelos é estimada a componente anômala do geopotencial.

1.1 OBJETIVO GERAL

Análise da componente anômala do geopotencial, com base no Sistema Lagunar de Imarui, visando contribuir para a obtenção do valor do geopotencial (W_i) no DVB.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- i. Analisar o espectro das marés oceânicas locais no Sistema Lagunar de Imarui com o objetivo de representação das ressonâncias locais não preditas nos modelos de análise harmônica;
- ii. Determinar altitudes normais para a estrutura de pontos geodésicos (com posição elipsóidica e gravimetria) levantados na região;

- iii. Eliminar os efeitos astronômicos e de ressonâncias locais nas variações de nível no sistema lagunar visando à obtenção de movimentos e desníveis residuais;
- iv. Determinar uma superfície de nível a partir do espelho d'água do Sistema Lagunar de Imarui referenciadas às altitudes dinâmicas constantes. Neste particular, buscando-se sua relação com referências de nível na região; e
- v. Estimar a diferença de potencial entre o geopotencial local (W_i) e um geopotencial global (W_0), bem como seu afastamento vertical.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 CAMPO DA GRAVIDADE TERRESTRE

A força que atua sobre u'a massa unitária na superfície terrestre é resultante da força gravitacional (**F**) e da força centrífuga (**f**) de rotação da Terra (HEISKANEN e MORITZ, 1985, p. 46), sendo a resultante de ambas a gravidade (**g**). Esta soma vetorial é expressa como:

$$\mathbf{g} = \mathbf{F} + \mathbf{f} . \quad (1)$$

Visando-se a obtenção de cada um dos vetores envolvidos, considere-se o sistema de coordenadas retangulares mostrado na FIGURA 1. Neste, a origem do sistema coincidente com o centro de gravidade da Terra, o eixo z coincidente com o eixo de rotação da Terra e os eixos x e y, jacentes no equador, formam um sistema de coordenadas dextrogiro.

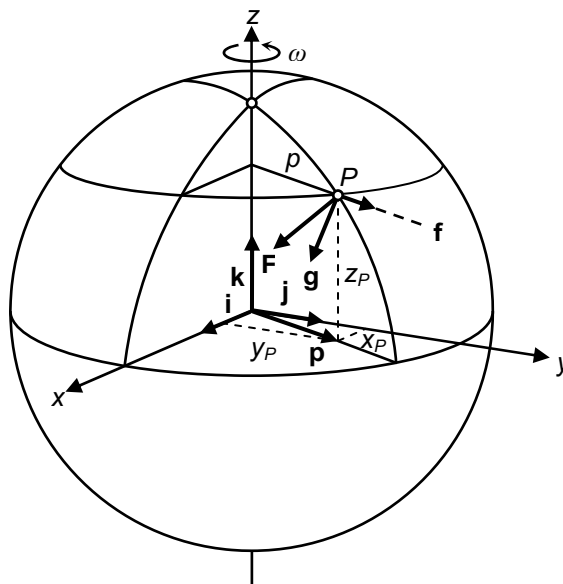


FIGURA 1 – A GRAVIDADE, FORÇA GRAVITACIONAL E FORÇA CENTRIFUGA
FONTE: O autor (2008)

O vetor **f** da força centrífuga tem a direção do vetor **p** conforme (FIGURA 1) sendo dado por:

$$\mathbf{f} = \omega^2 \mathbf{p} , \quad (2)$$

$$\mathbf{p} = x\mathbf{i} + y\mathbf{j}, \quad (3)$$

com

$$\mathbf{f} = \text{grad } \Phi. \quad (4)$$

A intensidade da força centrífuga f sobre a unidade de massa é dada por (HEISKANEN e MORITZ, 1985, p. 47):

$$f = \omega^2 \rho, \quad (5)$$

em que ω é a velocidade angular de rotação da Terra e

$$\rho = \sqrt{x^2 + y^2}, \quad (6)$$

é a distância do ponto P ao eixo de rotação, sendo o potencial centrífugo (TORGE, 1991, p. 17):

$$\Phi = \frac{1}{2} \omega^2 \rho^2. \quad (7)$$

Campos gravitacionais são descritos pela **Lei da Atração Gravitacional de Newton**, que diz que a força exercida por uma partícula de massa m_2 , localizada em $(0, 0, 0)$, sobre uma partícula de massa m_1 , localizada em (x, y, z) é dada por:

$$\mathbf{F}(x, y, z) = -G \frac{m_1 m_2}{x^2 + y^2 + z^2} \mathbf{u}, \quad (8)$$

onde G é a constante gravitacional e \mathbf{u} é o vetor unitário na direção da origem para o ponto (x, y, z) conforme observa-se na FIGURA 2. Usando o vetor posição $\ell = x\mathbf{i} + y\mathbf{j} + z\mathbf{k}$ para o ponto (x, y, z) , pode-se expressar a força gravitacional \mathbf{F} como

$$\mathbf{F}(x, y, z) = -G \frac{m_1 m_2}{\|\ell\|^2} \frac{\ell}{\|\ell\|} = -G \frac{m_1 m_2}{\|\ell\|^3} \ell. \quad (9)$$

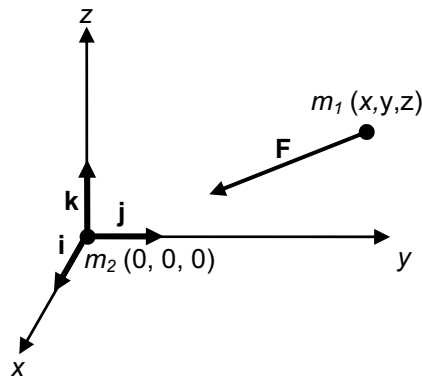


FIGURA 2 – CAMPO DE FORÇA GRAVITACIONAL
FONTE: O autor (2008)

Por conveniência faz-se a massa atraída igual à unidade e denomina-se a massa atrativa por m , o que resulta:

$$F = G \frac{m}{\ell^2}, \quad (10)$$

sendo o valor da constante gravitacional no Sistema Internacional (SI) (HOFMANN-WELLENHOF e MORITZ, 2005, p. 3):

$$G = (6,6742 \pm 0,0010) \cdot 10^{-11} \text{m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2}.$$

Introduzindo um sistema de coordenadas retangulares XYZ , e sendo as coordenadas da massa atrativa m dadas por ξ, η, ζ e as coordenadas do ponto atraído por x, y, z . A força pode ser representada por um vetor \mathbf{F} com magnitude F (FIGURA 3).

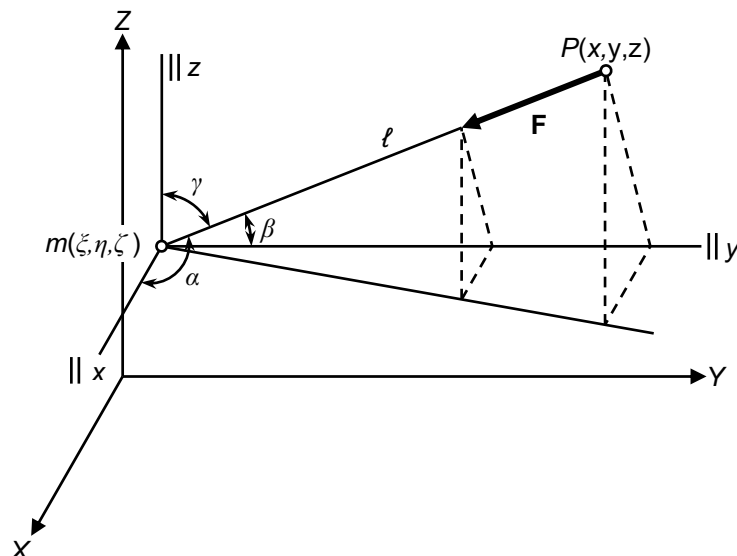


FIGURA 3 – COMPONENTES DA FORÇA DE ATRAÇÃO GRAVITACIONAL
FONTE: Adaptado de Hofmann-Wellenhof e Moritz (2005, p. 4)

As componentes de \mathbf{F} são dadas por:

$$F_x = -F \cos \alpha = -\frac{Gm}{\ell^2} \frac{x-\xi}{\ell} = -Gm \frac{x-\xi}{\ell^3}, \quad (11)$$

$$F_y = -F \cos \beta = -\frac{Gm}{\ell^2} \frac{y-\eta}{\ell} = -Gm \frac{y-\eta}{\ell^3}, \quad (12)$$

$$F_z = -F \cos \gamma = -\frac{Gm}{\ell^2} \frac{z-\zeta}{\ell} = -Gm \frac{z-\zeta}{\ell^3}, \quad (13)$$

onde

$$\ell = \sqrt{(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (z-\zeta)^2}. \quad (14)$$

Sendo o campo gravitacional irrotacional, tem-se:

$$\text{rot } \mathbf{F} = \mathbf{0}, \quad (15)$$

\mathbf{F} pode, portanto ser representado como o gradiente de um potencial:

$$\mathbf{F} = \text{grad } V. \quad (16)$$

A função V é chamada de *função potencial* para \mathbf{F} .

Com $\lim_{\ell \rightarrow \infty} V = 0$, tem-se o potencial gravitacional para uma partícula de massa m

$$V = \frac{Gm}{\ell}, \quad (17)$$

como uma quantidade positiva¹. O valor do potencial no ponto P no campo gravitacional indica o trabalho que deve ser realizado pela força de atração a fim de mover a unidade de massa do infinito ($V = 0$) para P (TORGE, 1991, p. 13).

Suponha-se agora que os pontos materiais estão distribuídos continuamente sobre um corpo de volume ν (FIGURA 4) e densidade:

¹ O potencial gravitacional tem a dimensão do trabalho por unidade de massa e tem a unidade m^2s^{-2} .

$$\rho = \frac{dm}{d\nu}, \quad (18)$$

em que $d\nu$ é um elemento infinitesimal de volume e dm um elemento de massa.

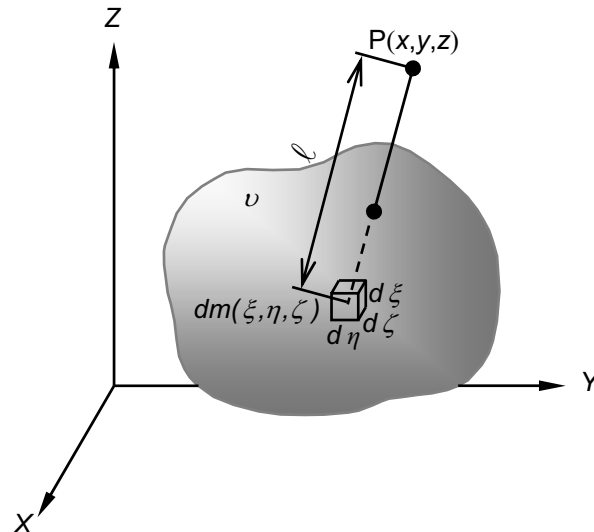


FIGURA 4 – POTENCIAL DE UM CORPO SÓLIDO
 FONTE: Hofmann-Wellenhof e Moritz (2005, p. 6)

De acordo com o *princípio da superposição*, o potencial gravitacional da Terra é dado de acordo com a equação (17) por:

$$V = G \iiint_{\nu} \frac{dm}{\ell} = G \iiint_{\nu} \frac{\rho}{\ell} d\nu. \quad (19)$$

Como visto anteriormente, a resultante da força gravitacional e da força centrífuga sobre uma unidade de massa, chama-se gravidade. O potencial da gravidade (W) é a soma dos potenciais da força gravitacional (V) e da força centrífuga (Φ):

$$W = W(x, y, z) = V + \Phi = G \iiint_{\nu} \frac{\rho}{\ell} d\nu + \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2), \quad (20)$$

sendo ν (toda a Terra) o intervalo de integração.

A relação entre a gravidade e o potencial da gravidade é:

$$\mathbf{g} = \text{grad } W. \quad (21)$$

As suas componentes são as derivadas parciais de W em relação às direções de x , y , z . Em outra apresentação, o vetor gravidade é o resultante da adição do gradiente do potencial gravitacional ($\text{grad } V$) e do gradiente do potencial centrífugo ($\text{grad } \Phi$).

As derivadas parciais de segunda ordem de V e W permitem escrever as matrizes simétricas

$$\begin{bmatrix} V_{xx} & V_{xy} & V_{xz} \\ V_{yx} & V_{yy} & V_{yz} \\ V_{zx} & V_{zy} & V_{zz} \end{bmatrix} \quad (22)$$

e

$$\begin{bmatrix} W_{xx} & W_{xy} & W_{xz} \\ W_{yx} & W_{yy} & W_{yz} \\ W_{zx} & W_{zy} & W_{zz} \end{bmatrix}. \quad (23)$$

O traço da matriz do potencial gravitacional V é o seu Laplaciano dado por:

$$\Delta V = V_{xx} + V_{yy} + V_{zz}, \quad (24)$$

que satisfaz a equação de Laplace no exterior das massas atrativas

$$\Delta V = 0. \quad (25)$$

No interior da Terra o Laplaciano do potencial gravitacional satisfaz a equação de Poisson:

$$\Delta V = -4\pi G \rho, \quad (26)$$

sendo ρ a densidade das massas em um ponto no seu interior.

As correspondentes relações para o potencial da gravidade são:

- Exterior à Terra

$$\Delta W = 2\omega^2. \quad (27)$$

- Interior à Terra

$$\Delta W = -4\pi G \rho + 2\omega^2. \quad (28)$$

As superfícies que possuem $W = \text{constante}$ são denominadas superfícies equipotenciais ou geopes. O geope fundamental é o geóide $W = W_0$ que pode ser descrito como a superfície equipotencial melhor ajustada à superfície média dos oceanos.

2.1.1 Desenvolvimento em harmônicos esféricos

Sendo o potencial gravitacional V uma *função harmônica*² no exterior das massas atrativas, ou seja, satisfazendo à equação de Laplace ($\Delta V = 0$), então a solução desta equação em vista das suas derivadas parciais pode ser expressa em coordenadas esféricas (r, θ, λ) sendo: r raio vetor, θ a co-latitude e λ a longitude respectivamente.

Assim, supondo-se que a função $V(r, \theta, \lambda)$ é o produto de duas funções em que cada uma depende unicamente de uma e de duas coordenadas esféricas (HEISKANEN e MORITZ, 1979, p. 20):

$$V(r, \theta, \lambda) = f(r) \cdot Y(\theta, \lambda), \quad (29)$$

sendo a solução:

$$\left. \begin{array}{l} f(r) = r^n \\ \text{ou} \\ f(r) = r^{-(n+1)} \end{array} \right\} \quad (30)$$

e

² Diz-se que uma função $V(x,y,z)$ é harmônica se o seu laplaciano é nulo para quaisquer valores de (x,y,z) , isto é $\Delta V = 0$. Decorre disto que o trabalho ao longo de superfícies equipotenciais ou trajetórias fechadas é nulo.

$$\left. \begin{aligned}
 Y(\theta, \lambda) &= P_{nm}(\cos \theta) \cos(m \lambda) \\
 &\text{ou} \\
 Y(\theta, \lambda) &= P_{nm}(\cos \theta) \text{sen}(m \lambda) .
 \end{aligned} \right\} \quad (31)$$

As funções (30) são designadas por *harmônicos esféricos de superfície*. Estas mesmas funções, quando multiplicadas pelas funções (31) chama-se *harmônicos esféricos sólidos*.

As funções P_{nm} são designadas por funções associadas de Legendre com grau n e ordem m e podem ser definidas da seguinte maneira (HEISKANEN e MORITZ, 1979, p. 22):

$$P_{nm}(t) = \frac{1}{2^n n!} (1+t)^{\frac{m}{2}} \frac{d^{n+m}}{dt^{n+m}} (t^2 - 1)^n . \quad (32)$$

Para o caso particular de $m = 0$, a equação (32) representa os denominados polinômios de Legendre.

Posto que o produto de (30) por (31) é linear, toda combinação linear de harmônicos esféricos são soluções para a equação de Laplace (HEISKANEN e MORITZ, 1985, p. 21).

Em Vaniček e Krakinsky (1986) é dado que toda função harmônica fora de certa esfera pode ser escrita como uma soma infinita de harmônicos esféricos utilizando-se:

$$f(r) = r^{-(n+1)} . \quad (33)$$

Pode-se expressar o potencial gravitacional, em um sistema com origem no centro de massa, conforme apresentado na FIGURA 1, por (TORGE, 2001, p. 70):

$$V = \frac{GM}{r} \left(1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^n (C_{nm} \cos m \lambda + S_{nm} \text{sen} m \lambda) P_{nm}(\cos \theta) \right), \quad (34)$$

em que C_{nm} e S_{nm} são os coeficientes dos harmônicos esféricos do potencial, a é o semi-eixo maior do elipsóide de referência, GM a constante gravitacional geocêntrica, r o raio vetor, θ a co-latidade geocêntrica e λ a longitude. Nesta expressão, o semi-eixo maior do elipsóide de referência entra como um fator de normalização dos coeficientes do potencial.

Os coeficientes do potencial referem-se às integrais relacionadas com a distribuição de massas do campo gravitacional, com a seguinte expressão (TORGE, 1989, p. 30):

$$\begin{cases} C_{nm} \\ S_{nm} \end{cases} = \frac{k}{M} \frac{(n-m)!}{(n+m)!} \iiint_{Terra} \left(\frac{r'}{a}\right)^n P_{nm}(\cos \theta') \begin{cases} \cos m \lambda' \\ \sin m \lambda' \end{cases} dm \quad (35)$$

com

$$k = \begin{cases} 1 & \text{para } m = 0 \\ 2 & \text{para } m \neq 0 \end{cases}$$

sendo (r', θ', λ') as coordenadas esféricas do elemento de integração.

O geopotencial W é o potencial gravitacional gerado pela atração gravitacional das massas da Terra incluindo a atmosfera mais o potencial centrífugo, sendo:

$$W = \frac{GM}{r} \left(1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^n (C_{nm} \cos m \lambda + S_{nm} \sin m \lambda) P_{nm}(\cos \theta) \right) + \frac{1}{2} \rho^2 \omega^2. \quad (36)$$

2.1.2 Campo da gravidade normal

Na descrição do campo da gravidade normal para o elipsóide de referência, ao qual se atribui a mesma massa e velocidade angular da Terra, denominada então de Terra Normal, é empregada uma expansão em harmônicos esféricos para o potencial gravitacional correspondente à equação (34). Se o potencial centrífugo (7) for formulado em termos de harmônicos esféricos, então:

$$\Phi = \frac{1}{3} \omega^2 r^2 (1 - P_{20}(\cos \theta)) \quad (37)$$

assim, o potencial gravitacional da Terra Normal é expresso por (TORGE, 1991 p. 37):

$$U = \frac{GM}{r} \left(1 + \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n C_{n0} P_{n0}(\cos \theta) \right) + \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \sin^2 \theta. \quad (38)$$

O vetor gravidade normal γ é dado em analogia a (21) por:

$$\gamma = \text{grad } U. \quad (39)$$

A gravidade normal γ_0 sobre a Terra Normal varia em função somente da latitude φ , e em uma de suas possíveis formulações, é dada pela fórmula de Somigliana:

$$\gamma_0 = \frac{a \gamma_e \cos^2 \varphi + b \gamma_p \sin^2 \varphi}{\sqrt{a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \sin^2 \varphi}}, \quad (40)$$

onde, γ_e é a gravidade normal no equador; γ_p a gravidade normal no pólo; a o semi-eixo maior do elipsóide; e b o semi-eixo menor do elipsóide. Para o *Geodetic Reference System 1980* (GRS 80), temos os seguintes valores (MORITZ, 2000):

TABELA 1 – CONSTANTES FÍSICAS E GEOMÉTRICAS PARA O GRS80

Constante	Valor
γ_e	9,7803267715 m · s ⁻²
γ_p	9,8321863685 m · s ⁻²
a	6.378.137,000 m
b	6.356.752,141 m
f	0,00335281068118
ω	7.292.115 × 10 ⁻¹¹ rad · s ⁻¹
GM	3.986.005 × 10 ⁸ m ³ · s ⁻²

FONTE: Moritz (2000)

Empregou-se o GRS 80 neste estudo pelo fato do mesmo ser a base do SIRGAS2000, atual Sistema Geodésico de Referência (SGR), realizado para a época 2000,4, do Sistema Geodésico Brasileiro (SGB) vinculado ao Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas (SIRGAS).

2.2 POTENCIAL ANÔMALO

A diferença entre o potencial W da gravidade real e o potencial U da gravidade normal é expressa por:

$$T(x, y, z) = W(x, y, z) - U(x, y, z), \quad (41)$$

T é denominado de *potencial anômalo* ou *potencial perturbador* (HEISKANEN e MORITZ, 1985, p. 82).

Como o potencial centrífugo é eliminado na diferença expressa na equação (41), o potencial perturbador é uma função harmônica no exterior da Terra, satisfazendo a equação de Laplace³. Então a função T desenvolvida em harmônicos esféricos resultará (TORGE, 1981, p. 43):

$$T = \frac{GM}{r} \left\{ \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m \lambda + \Delta S_{nm} \sin m \lambda) P_{nm}(\cos \theta) \right\} \quad (42)$$

onde ΔC_{nm} e ΔS_{nm} são as diferenças entre os coeficientes do geopotencial e do esferopotencial.

A componente anômala do geopotencial W são os coeficientes de grau e ordem maiores que o C_{20} . As amplitudes destes coeficientes são muito menores que o coeficiente predominante C_{20} . O potencial normal U se expressa completamente a partir dos harmônicos zonais pares C_{n0} ($n = 2, 4, \dots, 10$). A série inicia-se no grau $n = 2$, sendo que o elipsóide de referência tem a mesma massa terrestre e o seu centro de massa coincide com o da Terra na forma já referida para a equação (36).

O potencial anômalo pode ser dividido em duas componentes (SÁNCHEZ, 2003, p. 59):

$$T_{local} = T_{global} + T_{residual}, \quad (43)$$

³ Na condição de ser atribuído o mesmo valor da velocidade de rotação da Terra para o elipsóide de referência.

onde T_{global} é a componente de grande comprimento de ondas, derivado de um modelo global da gravidade dado pela equação (42) e $T_{residual}$ é a componente residual do potencial anômalo depois de haver subtraído a contribuição do modelo global da gravidade.

2.2.1 Anomalia da gravidade

Considerando o vetor gravidade \mathbf{g} no ponto P e o vetor gravidade normal γ em Q (FIGURA 5). O vetor anomalia da gravidade $\Delta\mathbf{g}$ é definido como a diferença:

$$\Delta\mathbf{g} = \mathbf{g}_P - \gamma_Q. \quad (44)$$

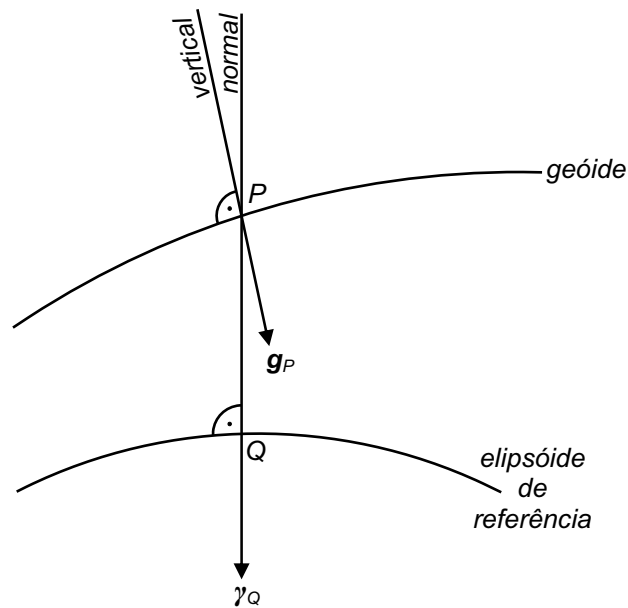


FIGURA 5 – GEÓIDE E ELIPSÓIDE DE REFERÊNCIA
 FONTE: Hofmann-Wellenhof e Moritz (2005, p. 91)

A magnitude do vetor anomalia da gravidade é expressa como (HOFMANN-WELLENHOF e MORITZ (2005, p. 6):

$$\Delta g = g_P - \gamma_Q. \quad (45)$$

À diferença em direção entre a normal e a vertical em um ponto de uma determinada superfície denomina-se de deflexão da vertical.

A determinação da gravidade normalmente é feita na superfície física (SF) da Terra. Então, o valor de g_P no geóide é obtido através de reduções do valor da

gravidade. Sendo a gravidade normal determinada, por exemplo, com a fórmula de Somigliana, equação (40).

2.2.2 Distúrbio da gravidade

É possível comparar os vetores \mathbf{g} e γ no mesmo ponto P , obtendo-se o vetor distúrbio da gravidade (HEISKANEN e MORITZ, 1985, p. 84):

$$\delta \mathbf{g} = \mathbf{g}_P - \gamma_P. \quad (46)$$

A diferença em direção é o desvio da vertical como na anomalia da gravidade, pois, segundo Heiskanen e Moritz (1985, p. 84) as direções de γ_P e γ_Q praticamente coincidem permitindo escrever a magnitude deste vetor como:

$$\delta g = g_P - \gamma_P. \quad (47)$$

2.3 NÚMERO GEOPOTENCIAL

As altitudes de interesse para a maioria das aplicações, particularmente as relacionadas com a definição e realização de um sistema de altitudes consistente e único, são as que possuem características físicas, ou seja, vinculadas ao campo de gravidade da Terra. Tais altitudes podem ser obtidas pela integração de valores de gravidade aos desníveis provenientes do procedimento de nivelamento geométrico, permitindo assim o cálculo de desníveis geopotenciais e a realização de diversos tipos de sistemas de altitudes físicas. Chama-se número geopotencial (C) de um ponto da SF da Terra a diferença entre o geopotencial W_0 no geóide e o W_A nesse ponto, conforme pode ser visualizado na FIGURA 6. Segundo Torge (2001), o número geopotencial (C) constitui a grandeza ideal para descrever os efeitos das massas anômalas no campo da gravidade.

O número geopotencial, portanto, é uma grandeza unívoca, independente do trajeto seguido para o deslocamento entre duas superfícies equipotenciais, e tem significado físico real na definição da altitude com relação à superfície de referência, o que não ocorre com os desníveis medidos geometricamente.

O espaçamento entre as superfícies de nível ou equipotenciais do campo da gravidade real varia com a latitude (e o mesmo pode ser inferido para as superfícies do campo da gravidade normal) e também de acordo com a distribuição lateral de massas na crosta terrestre, porém a diferença de geopotencial entre as mesmas é constante em toda a sua extensão (FIGURA 6).

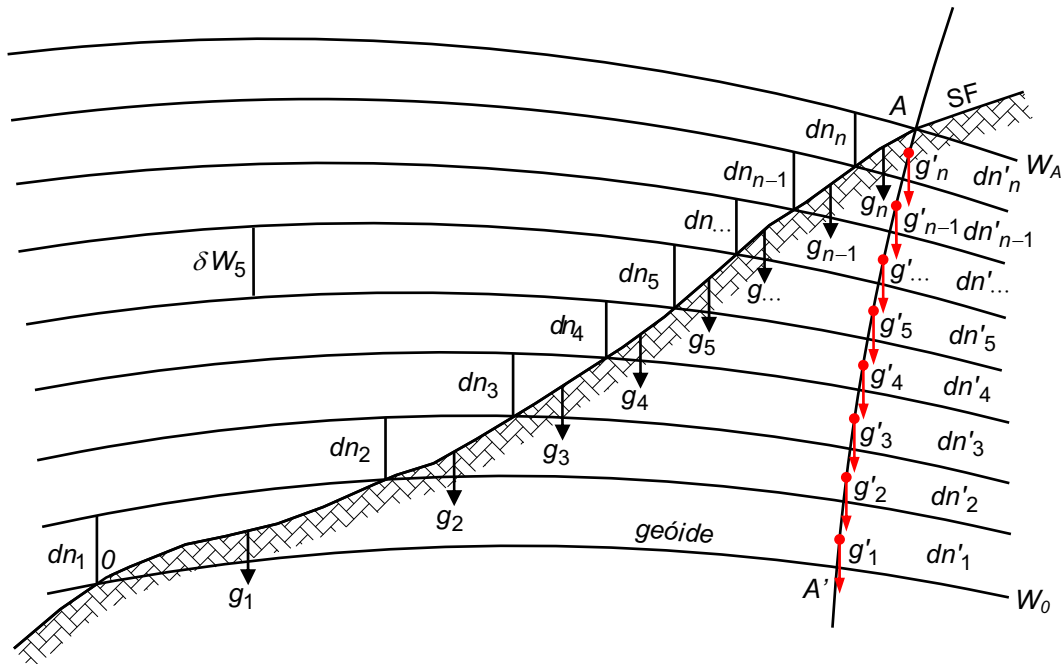


FIGURA 6 – NÚMERO GEOPOTENCIAL
FONTE: O autor (2008)

A diferença de geopotencial (δW) é relacionada com o valor da gravidade e a diferença de nível pela expressão (HEISKANEN e MORITZ, 1979):

$$-\delta W_i = g_i \cdot dn_i = g'_i \cdot dn'_i \quad (48)$$

sendo δW_i a diferença de geopotencial entre a i -ésima superfície equipotencial e a $(i-1)$ -ésima superfície (com $i = 1, 2, 3, \dots, n$); g_i a gravidade média entre as superfícies equipotenciais referidas e sendo dn_i a diferença de nível entre as superfícies equipotenciais ao longo do nivelamento na SF; e dn'_i a diferença de nível entre as superfícies equipotenciais que cruzam a *linha vertical*⁴ do ponto A e g'_i a gravidade média entre elas. O sinal negativo da diferença de geopotencial decorre do sentido

⁴ A linha de força do campo da gravidade ou linha vertical (do Inglês *plumbe-line*). Esta linha não deve ser confundida com a *vertical* do ponto que é determinada pela direção do vetor gravidade no ponto e é tangente à linha de campo no ponto.

do vetor gravidade ser oposto ao incremento das altitudes. De uma forma sintética, o número geopotencial é a diferença de potencial entre o geóide e o geope passante pelo ponto A (GEMAEL, 2002, p. 214). Assim, o número geopotencial é dado por (TORGE, 1991, p. 42):

$$C_A = W_0 - W_A = \int_0^A g \cdot dn. \quad (49)$$

Na prática não se dispõe de uma distribuição contínua das grandezas envolvidas no cálculo do número geopotencial, portanto, a integral da equação (49) deve ser substituída por um somatório sobre um conjunto discreto de valores médios da gravidade entre pontos nos quais foram observados valores de gravidade e desníveis.

Considerando-se um nivelamento geométrico que parta de um ponto 0 situado sobre o geóide (geopotencial W_0) acompanhado de determinações gravimétricas, pode-se calcular o número geopotencial em um ponto A . Assim, o valor aproximado do número geopotencial no ponto A é (HEISKANEN e MORITZ, 1969, p. 161):

$$C_A = W_A - W_0 \approx - \sum_0^A g_i \cdot dn_i. \quad (50)$$

Segundo Vaniček e Krakinsky (1986), do ponto de vista prático não é necessário ter o valor de g observado em cada referência de nível, sendo necessário que g , seja conhecido com um espaçamento adequado e tenha acurácia suficiente para o seu emprego. Os autores concluem que o espaçamento permitido para as diferenças de nível e a acurácia dos valores da gravidade é dependente do relevo e da variabilidade do campo de gravidade.

Em Freitas e Blitzkow (1999) é dado que se um nivelamento geométrico for conduzido com precisão dada por:

$$\sigma_H = \pm 1mm \sqrt{k} \quad (51)$$

sendo k a média da distância nivelada e contra-nivelada em km, e ainda o número geopotencial C determinado com uma precisão de $0,1 \text{ Gal} \times \text{m} \times \text{km}^{-1}$, tem-se precisão

de 1 mm para a altitude medida. Os mesmos autores apresentam para a frequência das observações gravimétricas em redes altimétricas os valores contidos na TABELA 2:

TABELA 2 – FREQUÊNCIA DAS OBSERVAÇÕES GRAVIMÉTRICAS EM REDES ALTIMÉTRICAS

Recomendações Extremas	Regiões		
	Planas	Onduladas	Montanhosas
BONFORD	2 a 3 km	1 a 2 km	0,3 a 1,5 km
RAMSAYER	15 a 25 km	10 a 15 km	5 a 10 km

FONTE: Freitas e Blitzkow (1999)

A unidade para os números geopotenciais adotada pela Assembléia Geral da Associação Geodésica Internacional em Roma, no ano de 1954, é o kilogal×metro ou kGal×m e é expresso em unidades geopotenciais (u.g.p), onde 1 u.g.p equivale a 1 kGal×m ou $10 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (VANIČEK e KRAKIWSKY, 1986).

Estes números podem ser expressos em unidades de comprimento se divididos por algum valor particular da gravidade, função da posição de A , ou seja, (GEMAEL, 2002, p. 215):

$$H_A = \frac{\sum_{i=1}^n g_i dn_i}{G} = \frac{C_A}{G} \quad (52)$$

onde: H_A é a altitude científica do ponto A ; G um valor particular da gravidade, genérico como no caso das altitudes dinâmicas ou função da posição de A ; e C_A número geopotencial de A , o qual contém informações relacionadas com as heterogeneidades da crosta no percurso do nivelamento.

As altitudes científicas derivam dos números geopotenciais através da equação (52), de forma que para cada valor de G adotado conduz-se a um tipo de altitude, como a altitude dinâmica, a ortométrica e a normal.

2.4 ALTITUDES

De forma genérica, pode-se definir altitude como sendo a distância que separa duas superfícies, de nível ou não, segundo uma determinada direção. Conforme a escolha das superfícies e da direção ter-se-á uma altitude específica:

altitude geométrica (h), altitude ortométrica (H^O), altura geoidal (N), a anomalia de altura (ζ) e, finalmente, a altitude normal (H^N) (FREITAS e BLITZKOW, 1999).

O geóide, por ser uma superfície equipotencial do campo da gravidade real, apresenta ondulações relativamente ao modelo Terra Normal, que são suaves, e que dependem da variação de densidades das massas no interior da Terra. Como os efeitos gravitacionais decrescem com o quadrado da distância, usualmente a exigência maior do conhecimento da distribuição de massas e por consequência o conhecimento da gravidade (g) refere-se às porções mais próximas na crosta terrestre acima do geóide, que na prática não pode ser obtida a menos de hipóteses simplificativas sobre a densidade do material que compõe a litosfera.

Freitas e Blitzkow (1999) expressam que segundo a determinação, a aplicação e o modelo físico considerado em sua definição, as altitudes em Geodésia podem ser classificadas como geométricas (elipsoidais e niveladas), altitudes do tipo físico (e.g. ortométricas e dinâmicas) e altitudes do tipo misto (normais).

2.4.1 Altitude elipsóidica

A altitude elipsoidal ou geométrica (h_P) é a distância de um ponto na superfície física até o elipsóide de referência medida ao longo da normal (HEISKANEN e MORITZ, 1979) conforme mostra a FIGURA 7.

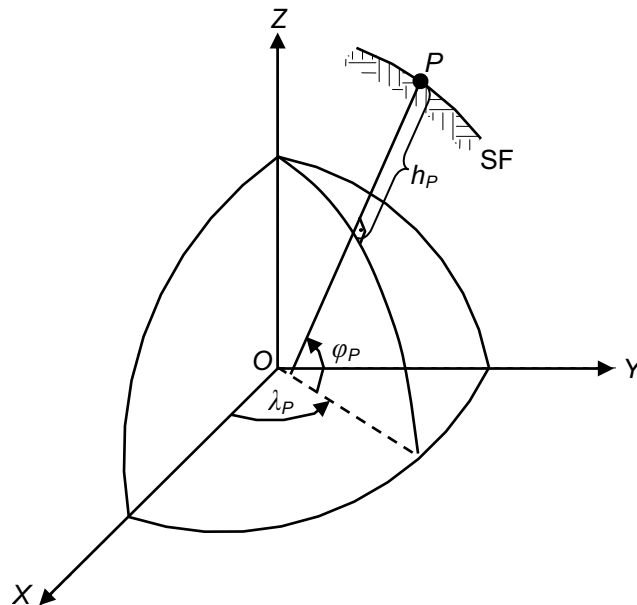


FIGURA 7 – ALTITUDE ELIPSÓIDICA
FONTE: O autor (2008)

Uma das características da altitude elipsoidal é que ela não se vincula ao campo de gravidade da Terra. Pontos com a mesma altitude elipsoidal não descrevem uma superfície equipotencial, portanto, não estão em nível.

2.4.2 Altitude ortométrica

A altitude ortométrica é definida como a distância geométrica desde a superfície do geóide até um ponto na superfície terrestre medida ao longo da linha vertical que passa por este ponto. Para o ponto P (FIGURA 8) a altitude ortométrica se expressa pela distância $\overline{P_0P}$ (GEMAEL, 2002, p. 215).

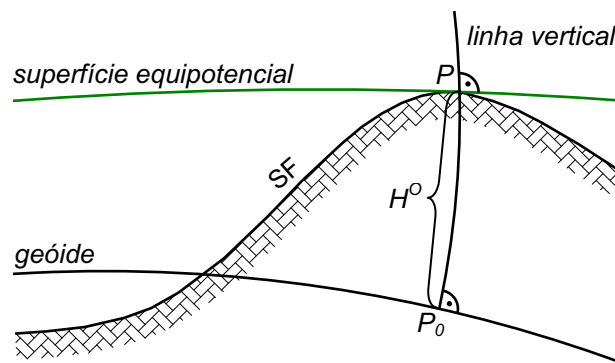


FIGURA 8 – ALTITUDE ORTOMÉTRICA
FONTE: O autor (2008)

No cálculo da altitude ortométrica o valor da gravidade dever ser o valor médio (\bar{g}) entre o geóide P_0 e o ponto P , ao longo da linha vertical, ou seja, (HEISKANEN e MORITZ, 1979):

$$H^o = \frac{1}{\bar{g}} \int_{P_0}^P g \cdot dn \approx \frac{1}{\bar{g}} \sum_{i=1}^n g_i \cdot dn_i . \quad (53)$$

O problema inerente ao uso das altitudes ortométricas é que \bar{g} não pode ser determinado com rigor, pois não se conhece a verdadeira distribuição de densidade de massas ao longo da linha vertical que passa também em P , necessitando-se então de um gradiente hipotético. Conseqüentemente, podem-se obter tantos sistemas de altitudes ortométricas quantos sejam os métodos utilizados para a estimativa de \bar{g} que resultem no valor G expresso na equação (52) (VANIČEK e KRAKIWSKY, 1986).

A altitude ortométrica, por definição, é a que mais se presta como referência altimétrica para pontos sobre a superfície terrestre. Porém, devido ao seu conceito físico, a mesma só pode ser obtida com hipóteses simplificativas sobre a densidade do material que compõe a crosta, entre o ponto e o geóide.

2.4.3 Altitude normal ou de Molodenskii

A altitude normal, proposta por Molodenskii em 1954, tem a finalidade de solucionar o problema da determinação do valor médio da gravidade ao longo da linha vertical, exigida na definição da altitude ortométrica. Seu princípio é consequência da utilização da superfície física como superfície de contorno e desta forma evitar-se o problema do desconhecimento das densidades no interior da crosta. A FIGURA 9 mostra um ponto P do terreno projetado sobre o elipsóide ao longo da normal. Seja Q um ponto situado sobre a normal onde o esferopotencial (potencial da Terra Normal) se iguale ao geopotencial de P , ou seja, $U(Q) = W(P)$. A variação da posição de P ao longo da superfície terrestre faz com que Q descreva uma superfície denominada teluróide (GRAFAREND, 1978).

À distância contada ao longo da normal entre o teluróide e o elipsóide ou entre a superfície física e o quase-geóide é denominada de altitude normal (H^N). A separação entre o teluróide e a superfície física ou entre o quase-geóide e o elipsóide de referência recebe o nome de anomalia de altura (ζ).

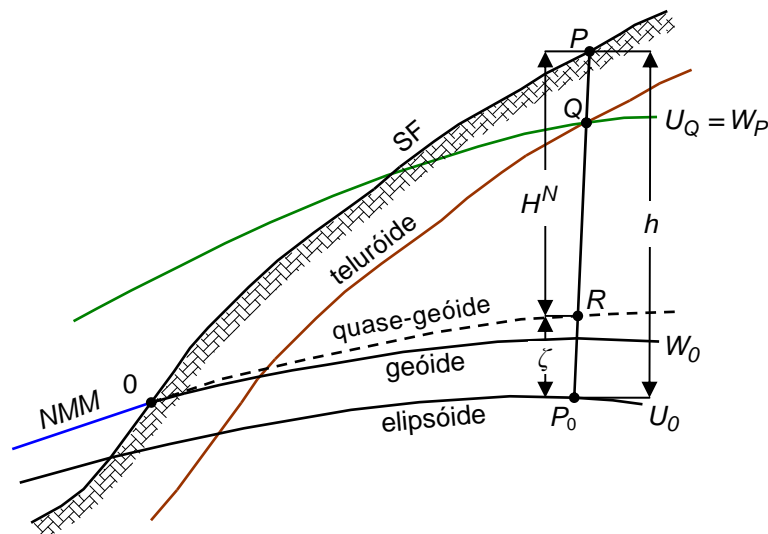


FIGURA 9 – ALTITUDE NORMAL
FONTE: O autor (2008)

A altitude normal pode ser determinada através da seguinte expressão (HEISKANEM e MORITZ, 1979):

$$H^N = \frac{C_P}{\bar{\gamma}}. \quad (54)$$

O valor médio da gravidade normal ($\bar{\gamma}$), entre o elipsóide e o ponto de altitude normal H^N , pode ser obtido por:

$$\bar{\gamma} = \gamma_0 \cdot \left[1 - \frac{H^N}{a} \cdot (1 + f + m - 2 \cdot f \cdot \text{sen}^2 \varphi) + \left(\frac{H^N}{a} \right)^2 \right]. \quad (55)$$

Na equação (55) γ_0 é dado, por exemplo, pela equação (40) e a como definido anteriormente, f é o achatamento do elipsóide de referência e m é dado por:

$$m = \omega^2 a^2 \frac{b}{GM} \quad (56)$$

que substituindo os valores associados com o elipsóide do GRS80, resulta $m = 0,00344978600308$.

A expressão (55) tem solução iterativa em função da altitude normal, devido ao fato da dependência da gravidade normal média ser em função da altitude normal.

É interessante observar que, se o geopotencial W fosse igual ao esferopotencial U em qualquer ponto, o teluróide coincidiria com a superfície física da Terra, sendo nula a anomalia de altura. A FIGURA 9 mostra ainda as anomalias de alturas contadas a partir do teluróide em direção à superfície terrestre. Todavia elas também podem ser referidas ao elipsóide, o que vem gerar uma superfície, denominada por Molodenskii de quase-geóide. Esta superfície coincide com o geóide em mar aberto e varia de alguns centímetros nas demais regiões, com exceção das regiões montanhosas, nas quais esta variação pode atingir até metros (VANIČEK e KRAKIWSKY, 1986).

A altitude normal também pode ser obtida a partir das altitudes elipsoidais (h) e da altura quase-geoidal, mais conhecida como anomalia de altura ζ :

$$H^N = h - \zeta . \quad (57)$$

A anomalia de altura é obtida com a fórmula geral de Molodenskii para a superfície física da Terra (HEISKANEN e MORITZ, 1979).

A diferença entre a altura geoidal N e a anomalia de altura ζ é expressa por (HEISKANEN e MORITZ, 1979):

$$N - \zeta = \frac{\bar{g} - \bar{\gamma}}{\bar{\gamma}} H^O = H^N - H^O . \quad (58)$$

Assim, o geóide e o quase-geóide coincidem quando $H^O \rightarrow 0$ como no caso das proximidades da superfície média dos oceanos e, portanto $H^O = H^N$.

2.4.4 Altitude dinâmica

Quando o valor da gravidade na equação (52) é o da gravidade normal sobre o elipsóide, calculada para uma latitude de referência, obtém-se as chamadas altitudes dinâmicas. Normalmente adota-se como latitude de referência a latitude média da região de interesse ou a latitude de 45° (GEMAEL, 2002). O valor da gravidade normal de referência (γ_R) pode ser visto como um fator de escala necessário para converter o número geopotencial, que está em unidades de potencial, em unidade de comprimento. As altitudes dinâmicas têm a propriedade de que pontos que ficam na mesma superfície equipotencial possuem altitudes dinâmicas iguais. Esta propriedade faz com que os fluídos não escoem em locais que possuem as mesmas altitudes dinâmicas, o que a torna adequada em algumas atividades da engenharia, como por exemplo, em projetos de: aquedutos, oleodutos, represas, etc.

A altitude dinâmica de um ponto P pode ser expressa pela seguinte equação (VANIČEK e KRAKIWSKY, 1986):

$$H^D = \frac{C_P}{\gamma_R} . \quad (59)$$

2.5 DETERMINAÇÃO LOCAL DO GEOPOTENCIAL

Segundo Burša *et al.* (1999), o conhecimento do geopotencial local W_i com dados obtidos por GPS/Nivelamento, um modelo geopotencial, a constante gravitacional geocêntrica GM , a velocidade angular de rotação da Terra ω , e o coeficiente harmônico zonal de grau 2 (J_2) são importantes para conectar *Data Verticais Locais* (DVL) a um *datum* global.

De acordo com Jekeli (2000), o geopotencial local (W_i) pode ser determinado através da combinação GPS/Nivelamento, altitude normal e modelo geopotencial.

Considere agora a linha de campo da gravidade normal passando em P (FIGURA 10), esta linha é sempre perpendicular às superfícies equipotenciais do campo normal da gravidade. Esta linha contém um ponto Q , onde o potencial normal da gravidade iguala ao potencial da gravidade em P (JEKELI, 2000, p. 10):

$$U_Q = W_P. \quad (60)$$

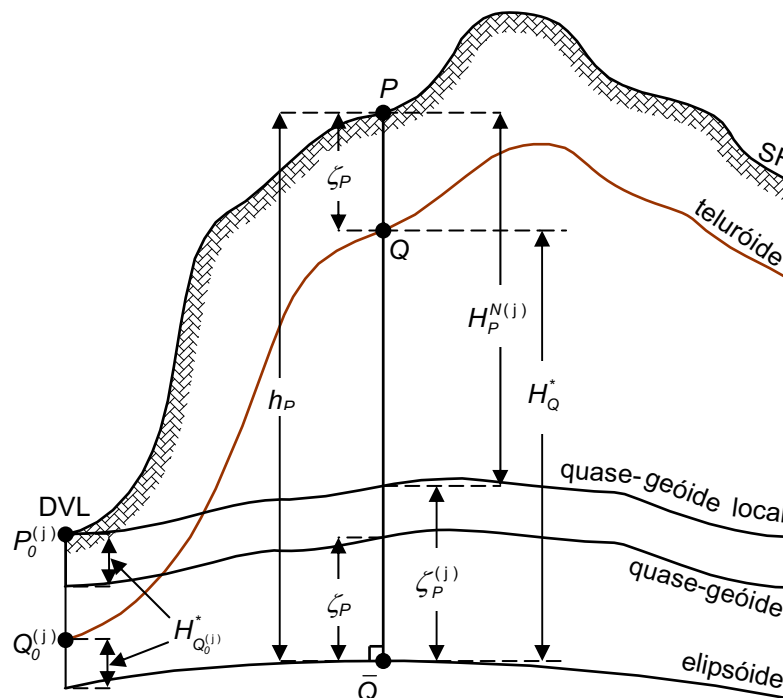


FIGURA 10 – ALTITUDE NORMAL, ANOMALIA DE ALTURA E O QUASE-GEÓIDE
 FONTE: Adaptado de Jekeli (2000, p. 11)

Efetivando-se uma expansão do potencial da gravidade normal em uma série de Taylor ao longo da normal obtém-se:

$$U_P = U_Q + (h_P - h_Q) \frac{\partial U}{\partial h} \Big|_{h=h_Q} + \frac{1}{2!} (h_P - h_Q)^2 \frac{\partial^2 U}{\partial h^2} \Big|_{h=h_Q} + \dots \quad (61)$$

e fazendo

$$\gamma_Q = - \frac{\partial U}{\partial h} \Big|_{h=h_Q}, \quad (62)$$

e com a (60), obtém-se:

$$h_P - h_Q = \frac{1}{\gamma_Q} (W_P - U_P) - \frac{1}{2\gamma_Q} (h_P - h_Q)^2 \frac{\partial \gamma}{\partial h} \Big|_{h=h_Q} + \dots \quad (63)$$

Na equação (63) o lado esquerdo é a anomalia de altura, ζ_P . O segundo termo no lado direito pode ser ignorado; desde que $|h_P - h_Q| < 110$ m, pois sendo o gradiente normal médio da gravidade igual a $-0,3086 \text{ mGal} \cdot \text{m}^{-1}$, ele atinge menos que 2 mm (JEKELI, 2000).

Definindo o *potencial perturbador*, T_P no ponto P , conforme a equação (41):

$$T_P = W_P - U_P. \quad (64)$$

Obtém-se então a partir da (63) a anomalia de altura em função do potencial perturbador:

$$\zeta_P = \frac{T_P}{\gamma_Q}. \quad (65)$$

Da FIGURA 10 é possível obter-se a seguinte relação:

$$\zeta_P^{(j)} = \zeta_P + H_{Q_0^{(j)}}^* = \zeta_P + \frac{U_0 - W_0^{(j)}}{\gamma_{Q_0^{(j)}}}, \quad (66)$$

A anomalia de altura local pode ser expressa, também, em termos do potencial perturbador:

$$\zeta_P^{(j)} = \frac{T_P}{\gamma_Q} + \frac{U_0 - W_0^{(j)}}{\gamma_{Q_0}^{(j)}}. \quad (67)$$

Supondo-se o ponto P sobre o geóide local ($P = \bar{P}^{(j)}$), então

$$h_{\bar{P}^{(j)}} - h_{Q^{(j)}} = \frac{T_{\bar{P}^{(j)}}}{\gamma_{Q^{(j)}}}, \quad (68)$$

onde $Q^{(j)}$ é o ponto qual $U_P^{(j)} = W_{\bar{P}^{(j)}}$.

Destaque-se primeiro que mais uma vez aplicando a (60) ($P \rightarrow Q^{(j)}$ e $Q \rightarrow \bar{Q}$), tem-se:

$$h_{Q^{(j)}} - h_{\bar{Q}} = \frac{1}{\gamma_{\bar{Q}}} (U_{\bar{Q}} - U_{Q^{(j)}}), \quad (69)$$

ou

$$h_{Q^{(j)}} - h_{\bar{Q}} = \frac{1}{\gamma_{\bar{Q}}} (U_{\bar{Q}} - W_0^{(j)}). \quad (70)$$

Assim, com a altura geoidal local, $N_P^{(j)} = h_{\bar{P}^{(j)}} - h_{\bar{Q}}$, e $W_{\bar{P}^{(j)}} = W_0^{(j)}$ obtém-se:

$$N_P^{(j)} = \frac{T_{\bar{P}^{(j)}}}{\gamma_{Q^{(j)}}} + \frac{1}{\gamma_{\bar{Q}}} (U_{\bar{Q}} - W_0^{(j)}). \quad (71)$$

As equações (65), (66) e (70) são variações da fórmula de Bruns.

A partir de nivelamento e gravimetria obtém-se a altitude normal $H_P^{N(j)}$ com relação ao quase-geóide local de acordo com (49), (53), e (54). Com posicionamento GPS obtém-se a altitude elipsóidica, h_P , que permite calcular em P o potencial de um modelo (e.g. EGM96, LEMOINE *et al.*, 1998), considerado aqui sem erros. Também se pode calcular em P o potencial T_P de acordo com (63). Da figura 10, tem-se:

$$h_P = H_P^{N(j)} + \zeta_P^{(j)}. \quad (72)$$

Usando a expressão (65) para a anomalia local de altura, calcula-se o potencial do geóide local:

$$W_i = U_0 - \gamma_{Q_0^{(j)}} \left(h_P - H_P^{N(j)} - \frac{T_P}{\gamma_Q} \right). \quad (73)$$

Todas as quantidades do lado direito são dados ou medidos, sendo o lado esquerdo o potencial para o geóide local.

A discrepância local relativamente a um valor de referência global W_0 do geopotencial pode ser dada por:

$$\delta(H_0)_{DVL} = \frac{W_0 - W_i}{\gamma_{Q_0^{(j)}}}, \quad (74)$$

que expressa diretamente os afastamentos verticais $\delta(H_0)_{DVL}$ do respectivo *datum* vertical local com relação à superfície de referência adotada $W = W_0$ (e.g. EGM96) conforme Burša *et al.* (1999).

Reescrevendo a (74), em decorrência das grandezas envolvidas associadas às observações, conforme desenvolvimento precedente nesta seção considerando-se valores locais e globais tem-se os seguintes modelos:

$$\delta(H_0)_{DVL} = h_P - H_P^{N(j)} - \zeta_P, \quad (75)$$

e

$$\delta(H_0)_{DVL} = \zeta_P^{(j)} - \zeta_P. \quad (76)$$

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS

A área de estudos encontra-se localizada no Estado de Santa Catarina, compreendida entre as longitudes $-49,16^{\circ} \leq \lambda \leq -48,16^{\circ}$ e latitudes $-28,74^{\circ} \leq \varphi \leq -27,74^{\circ}$ (FIGURA 11).

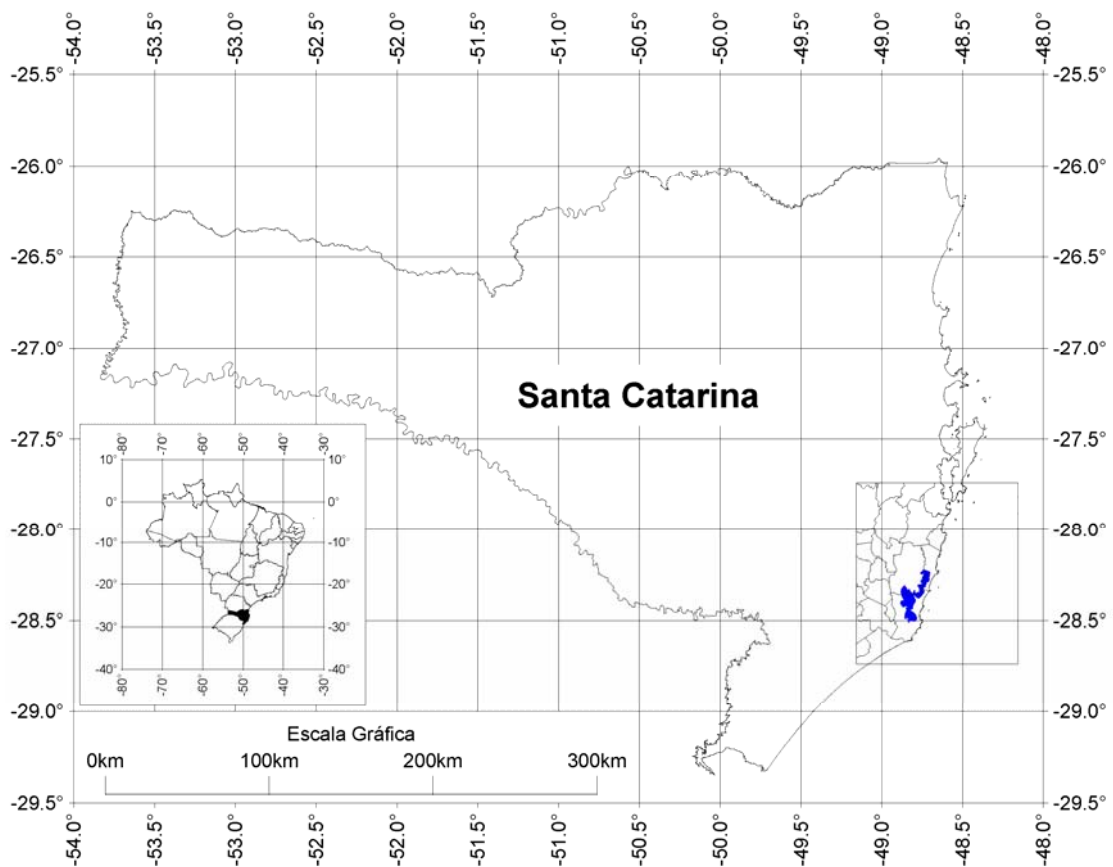


FIGURA 11 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS
FONTE: O autor (2008)

As Lagoas Mirim, Imarui e Santo Antônio fazem parte de um conjunto de lagoas costeiras localizadas nos municípios de Imbituba, Imarui e Laguna, Estado de Santa Catarina (FIGURA 12). Estas lagoas são conectadas entre si naturalmente e compõe o denominado Sistema Lagunar de Imarui. Também na região estão localizadas as lagoas: Santa Marta, Camacho, Garopaba do Sul, Manteiga e Ribeirão Preto, não abordadas explicitamente nos estudos.

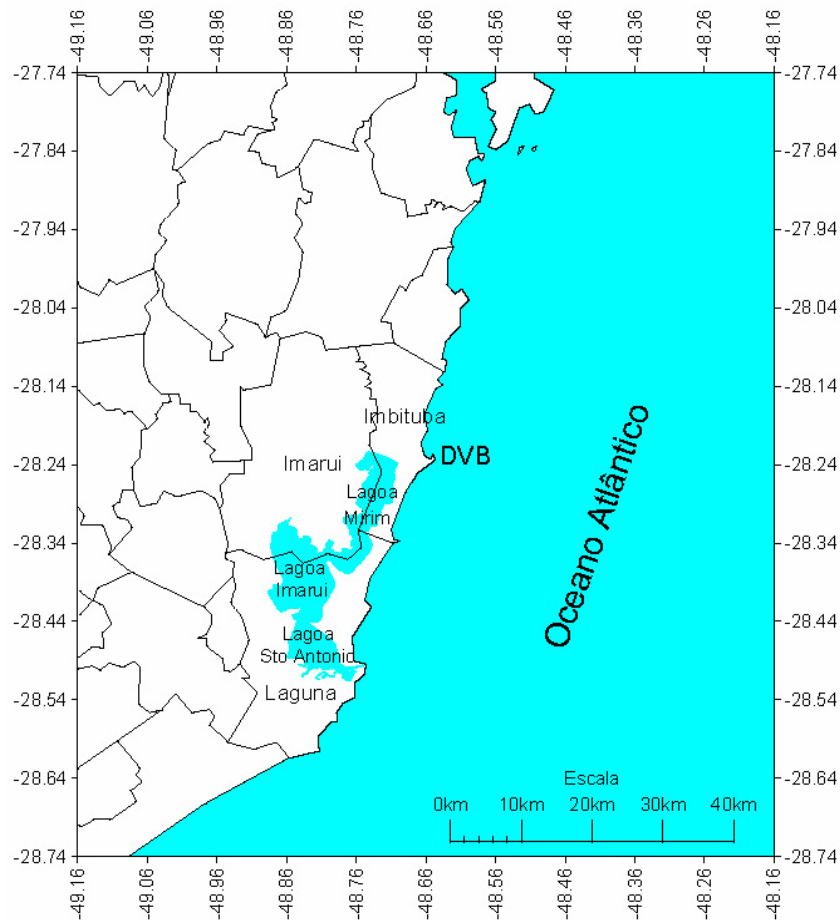


FIGURA 12 – DETALHE DA ÁREA DE ESTUDOS
FONTE: O autor (2008)

Nesta área de 1° por 1° foram densificados os levantamentos gravimétricos apoiado com o posicionamento GPS bem como mensurações do nível do mar e das lagoas costeiras com o intuito de melhor entender a influência das massas anômalas na região contígua ao *Datum Vertical Brasileiro* (DVB). Os estudos serão futuramente expandidos até $5^\circ \times 5^\circ$, compreendendo uma área entre as longitudes $-51,16^\circ \leq \lambda \leq -46,16^\circ$ e latitudes $-30,74^\circ \leq \varphi \leq -25,74^\circ$, também com o centro no DVB, para a determinação da Topografia do Nível Médio do Mar (TNMM) a partir de uma análise mais ampla da integração oceano/continente.

O relevo da área de estudos pode ser visualizado na FIGURA 13 a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) gerado com base nos dados da missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) com dados disponibilizados pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e *United States Geological Survey* (USGS). Este modelo fornece pontos com altitudes médias a cada 90 m e compreende toda a área de estudos.

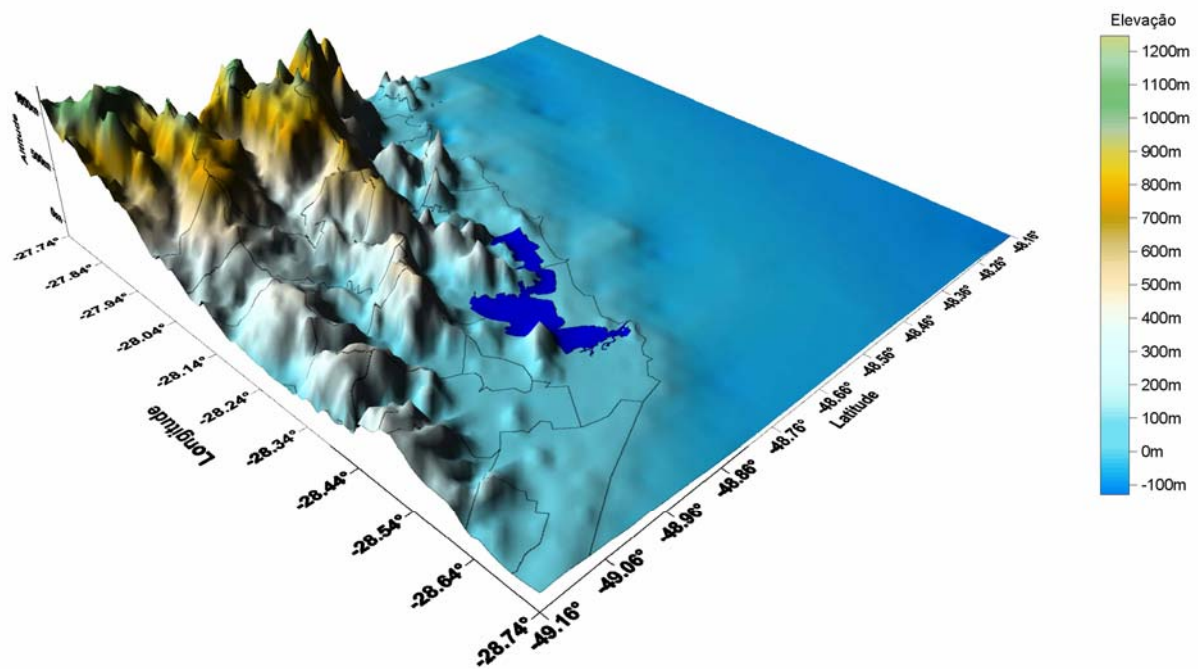


FIGURA 13 – DETALHE DO RELEVO DA ÁREA DE ESTUDOS
 FONTE: O autor (2008)

3.2 AQUISIÇÃO DOS DADOS

Os dados disponíveis para a realização desta pesquisa são de quatro tipos: valores da gravidade, posicionamento por satélites artificiais (e.g. GPS), observações do nível d'água e modelo do geopotencial. Diversas campanhas foram realizadas na região do DVB desde 1997 pelo Grupo de Pesquisa "Otimização de Levantamentos Geodésicos" da Universidade Federal do Paraná (UFPR) (e.g.: CORDINI, 1999; DALAZOANA 2005; MIRANDA, 2006). Nestes levantamentos já foram obtidos resultados relevantes para a determinação da posição geocêntrica do DVB, sua variação temporal e efeitos locais relevantes essenciais para sua redefinição vinculada a um Sistema Global de Altitudes (SGA) (FREITAS, 2007a). Para tanto foram integradas observações destinadas à implantação de estações GPS da Rede SIRGAS na região, estações temporárias de marés terrestres e oceânicas, criação e recuperação de apoio geodésico na região, principalmente na conexão de novas estações e recuperação de antigas referências para vínculos históricos, entre outras atividades. No contexto deste trabalho são considerados especificamente os aspectos nas subseções a seguir.

3.2.1 Dados do nível de água e vento

Os níveis d'água foram medidos nas Estações Maregráficas (EM's) implantadas nas Lagoas Mirim (EM-03), Imarui (EM-02) e Santo Antônio (EM-01) gerando séries temporais com variações de nível a cada 20 minutos com extensão de cerca de 105 dias. A distribuição das estações pode ser visualizada na FIGURA 14. As observações relacionadas foram conduzidas pelo Laboratório de Oceanografia Operacional da Universidade do Vale do Itajaí, Itajaí, SC (UNIVALI) que cedeu as observações para fins da realização deste estudo.

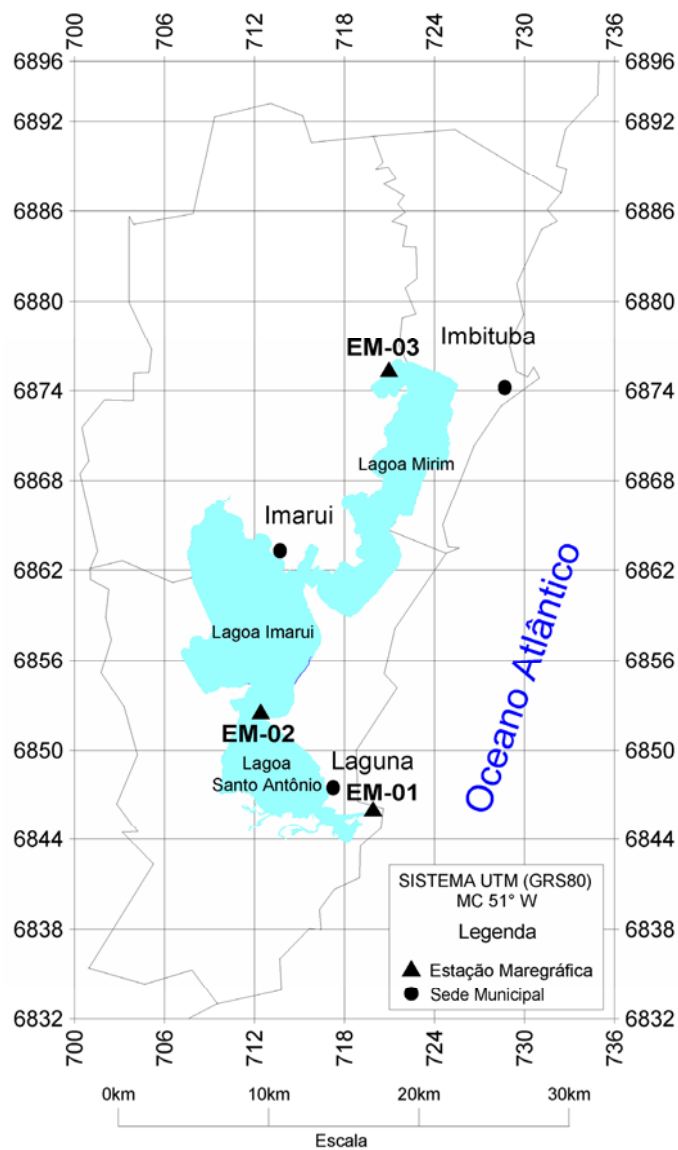


FIGURA 14 – DISTRIBUIÇÃO DAS ESTAÇÕES MAREGRÁFICAS
FONTE: O autor (2008)

Os equipamentos utilizados para medição do nível do mar podem ser réguas de maré (linímetros), marégrafo de flutuador em poço de tranquilização (linígrafo),

marégrafo de pressão ou pneumático, marégrafo de grande profundidade (pelágicos ou abissais), marégrafo de reflexão (acústico ou eletromagnético) e via satélite (altímetro) (PUGH, 1987). Os dados de nível efetivamente utilizados neste estudo são referentes aos piezômetros localizados na parte norte da Lagoa Mirim, na parte sul da Lagoa Imarui e na parte sul da Lagoa Santo Antônio, os quais tiveram suas posições geodésicas integradas ao GRS 80. O período disponível está compreendido entre 03/07/2007 e 18/10/2007, com um intervalo de amostragem de 20 minutos. Os equipamentos utilizados foram três piezômetros (FIGURA 15). Estes equipamentos apresentam uma resolução e uma precisão na ordem de 1 cm.

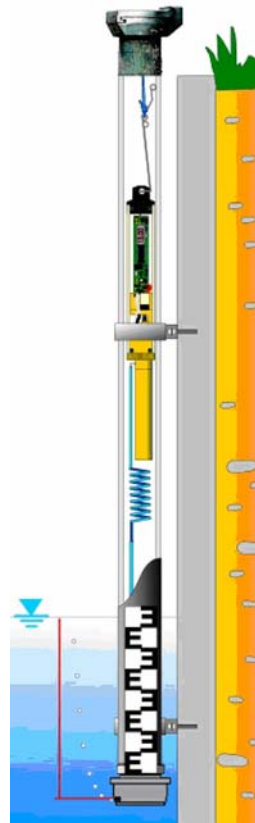


FIGURA 15 – PIEZÔMETRO OTT HYDROMETRIE
FONTE: OTT HYDROMETRIE (2007)

As figuras (FIGURAS 16, 17 e 18) mostram as variações horárias para os níveis d'água das lagoas medidos nestas três estações para um período de tempo abrangido entre às 17:00 horas do dia 04/07/2007 às 10:40 horas do dia 18/10/2007 para a Lagoa Santo Antônio; das 18:00 do dia 03/07/2007 às 11:40 do dia 18/10/2007 para a Lagoa Imarui; e das 13:00 do dia 04/07/2007 às 11:20 do dia 10/10/2007 para a Lagoa Mirim.

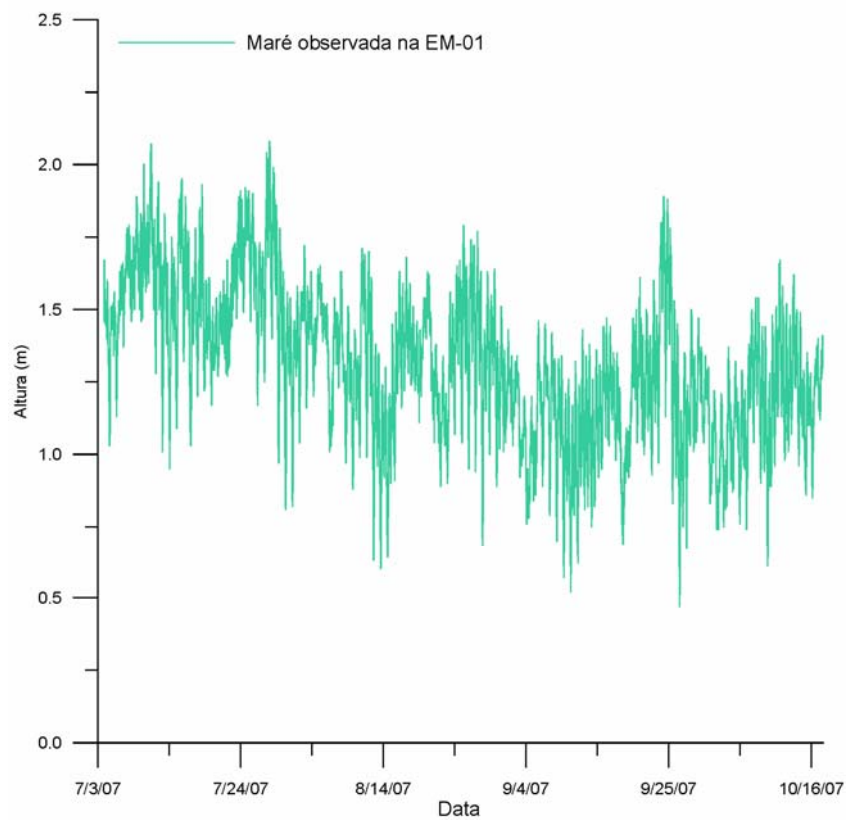


FIGURA 16 – ALTURAS HORÁRIAS DA MARÉ (LAGOA SANTO ANTÔNIO)
FONTE: O autor (2008)

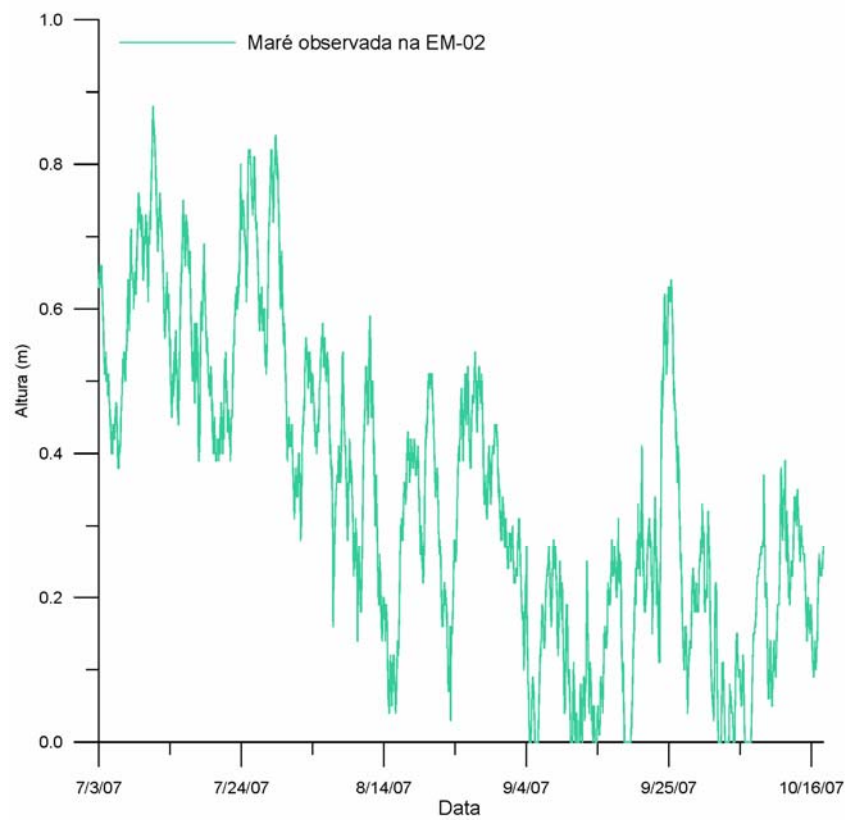


FIGURA 17 – ALTURAS HORÁRIAS DA MARÉ (LAGOA IMARUI)
FONTE: O autor (2008)

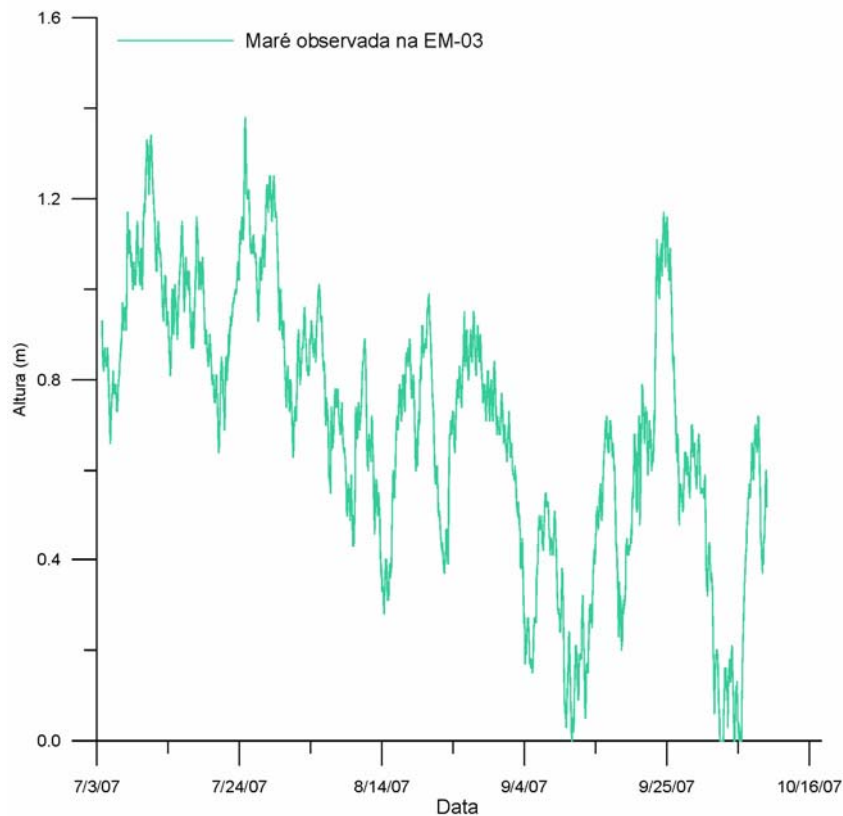


FIGURA 18 – ALTURAS HORÁRIAS DA MARÉ (LAGOA MIRIM)
 FONTE: O autor (2008)

Para as observações maregráficas realizadas nas estações EM-02 e EM-03 ocorreu que para certos dias de observações o nível d'água nestas estações ficou abaixo dos sensores dos piezômetros. Este fato pode ser observado nas FIGURAS 17 e 18, em que a curva de maré observada é interrompida nas abscissas (eixo das datas). Este fato pode ser contornado efetuando-se um preenchimento de falhas para as observações, usando um dos piezômetros que tenha as observações completas para o período em análise.

As velocidades e as direções dos ventos foram medidas durante o período de observações dos níveis d'água na estação anemográfica implantada na Lagoa Imarui com coordenadas $28^{\circ}26'25,60''$ S e $48^{\circ}49'20,28''$ W. A FIGURA 19 mostra a rosa dos ventos com distribuição e frequência dos ventos, agrupados em três classes conforme pode ser observado na legenda.

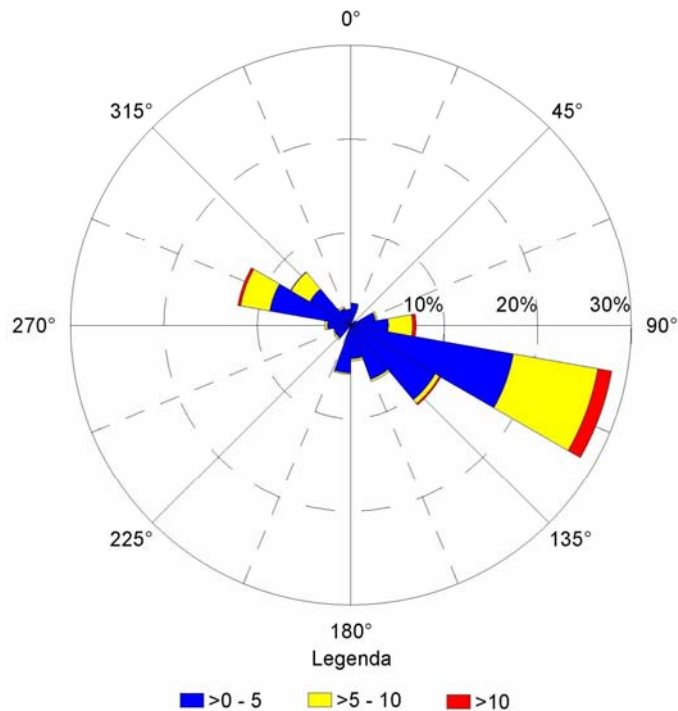


FIGURA 19 – DIREÇÃO (AZIMUTE) E INTENSIDADE (km/h) DE VENTO
FONTE: O autor (2008)

3.2.2 Gravimetria

Os levantamentos gravimétricos na região foram realizados em forma de circuitos fechados com base na estação de Imbituba da Rede Gravimétrica Brasileira (ON, 1986). Neste caso a estação de saída e chegada é coincidente. A estação de referência para o levantamento gravimétrico, cujo valor da gravidade é conhecido, localiza-se na calçada da Igreja Matriz de Imbituba, sendo o valor da gravidade fornecido pelo Observatório Nacional (ON) igual a 979.163,817 mGal (ON, 1986). As informações gravimétricas aqui empregadas são provenientes de quatro campanhas realizadas na área de estudos, 83 pontos foram medidos conforme descrição em Miranda (2006) em que os mesmos tiveram as coordenadas geodésicas determinadas por posicionamento GPS empregando-se a técnica estático rápido.

Em campanhas subseqüentes foram levantados pontos sobre RN's das quatro principais linhas de nivelamento que partem de Imbituba para todo o país, sendo ocupados nesta fase 27 pontos com apoio GPS com a técnica estático relativo com receptores de dupla freqüência. Nestes pontos a gravimetria foi efetivada com o gravímetro SCINTREX CG-3. Devido ao alto grau de destruição de RN's, ocuparam-se locais predefinidos, principalmente em igrejas e outros pontos

com maior potencial para preservação das novas monumentações. Para o levantamento gravimétrico de estações no entorno das Lagoas Mirim, Imarui e Santo Antônio foi utilizado principalmente o gravímetro Lacoste e Romberg G372, com o qual foram levantados mais 72 pontos apoiados em levantamento GPS/RTK. Estes pontos podem ser visualizados na FIGURA 20.

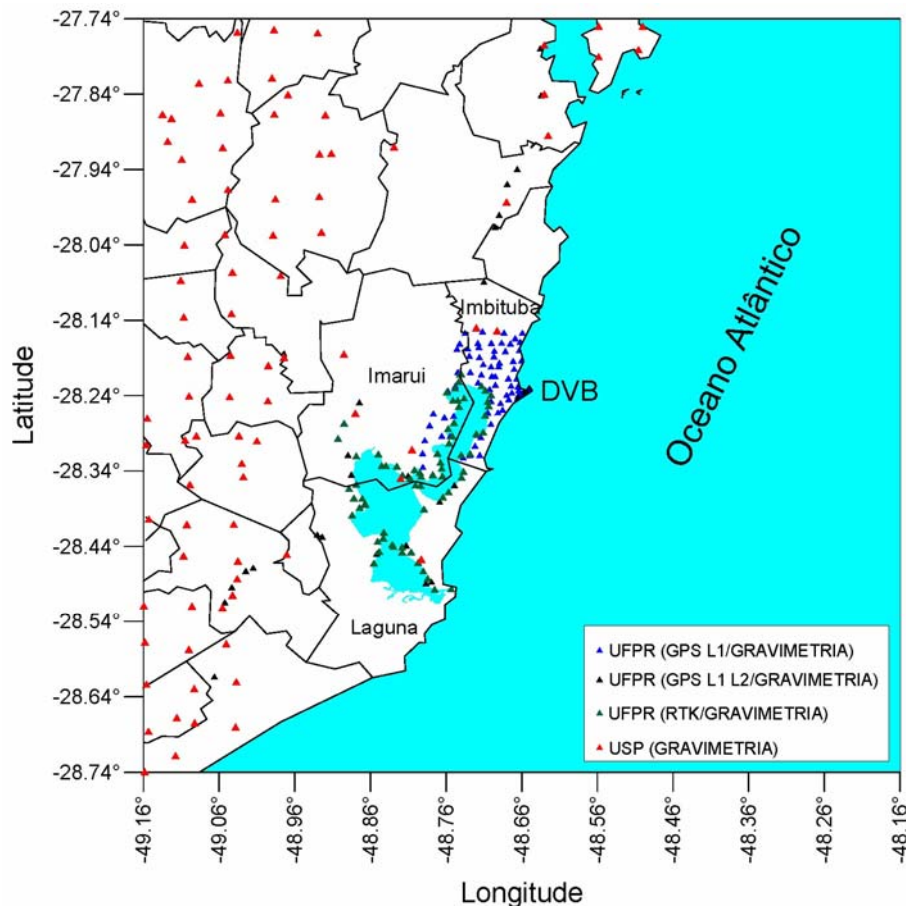


FIGURA 20 – PONTOS LEVANTADOS EM CAMPO
 FONTE: O autor (2008)

3.2.3 Posicionamento relativo estático

Foram efetuados rastreios GPS sobre as RN's da Rede Altimétrica Fundamental do Brasil (RAFB). Nestas RN's, a técnica de posicionamento empregada foi o modo relativo estático. Neste posicionamento rastreiam-se duas estações simultaneamente por um determinado tempo, sendo que, 1 delas possuem coordenadas conhecidas. Este tempo está relacionado ao comprimento da linha de base atingindo em alguns casos intervalos superiores a duas horas. Buscou-se sempre a inexistência de obstruções entre receptores e satélite quando considerado

um ângulo mínimo (máscara) de elevação em torno de 15° a partir do plano do horizonte definido pela antena. O tempo de observação mínimo foi de 2 horas para todas as RN's, e um intervalo de tempo de aquisição de 15 segundos e o equipamento utilizado foi um par de receptores GPS Leica 1200 L dupla frequência. O receptor usado como referência ocupou o pilar SAT 91458 pertencente a rede SIRGAS sendo aí utilizada uma antena Leica AT504 *choke ring*, L1/L2 *microstrip* calibrada.

3.2.4 Posicionamento RTK (*Real Time Kinematic*)

O sistema *Real Time Kinematic* (RTK) é composto por dois receptores. Para que o posicionamento em tempo real seja realizado é necessário o uso de um *link* de rádio, para que as variações anômalas de posição observadas na estação de referência associadas com efeitos de diversas possíveis fontes de perturbação possam ser transmitidos para a estação móvel, supostamente sujeita às mesmas perturbações que podem gerar erros de posição. A metodologia associada ao RTK baseia-se no princípio de que os erros que afetam o cálculo da posição absoluta no GPS são aproximadamente iguais numa área de trabalho com raio de até cerca de 15 km em torno da estação GPS fixa. Esses erros resultam dos efeitos da ionosfera, troposfera, e órbitas dos satélites GPS, osciladores dos satélites e dos receptores e multicaminho, entre outros.

Na campanha ora referida, além do par de receptores descritos no item 3.2.3, utilizou-se um sistema de rádio transmissor Pacific Crest PDL para a transmissão das correções diferenciais no posicionamento RTK.

3.2.5 Modelo global do geopotencial

O modelo geopotencial EGM96 (LEMOINE *et al.*, 1998) foi desenvolvido pelo *National Imagery and Mapping Agency* (NIMA), *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), *Goddard Space Flight* (GSFC) e a *Ohio State University* (OSU). O EGM96 está completo até o grau e ordem 360 dos coeficientes harmônicos esféricos e resolve assim os curtos comprimentos de onda do geóide e da anomalia da gravidade em 55 km. A FIGURA 21 representa um recorte do modelo para a área de estudos apresentando o distúrbio da gravidade.

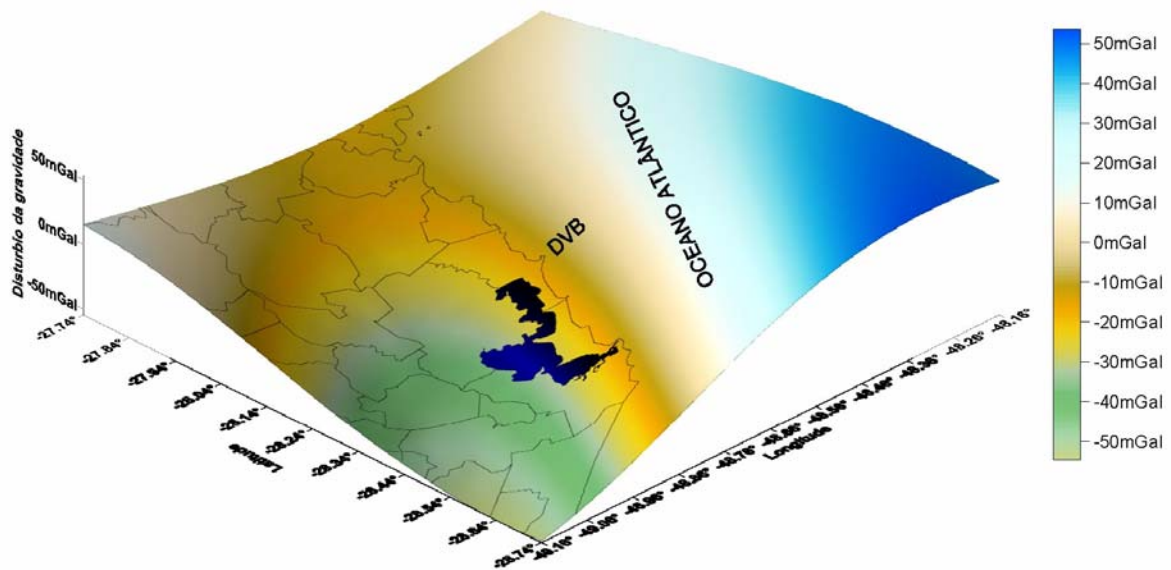


FIGURA 21 – DISTÚRPIO DA GRAVIDADE DO MODELO GEOIDAL GLOBAL EGM96
 FONTE: O autor (2008)

A mais alta resolução de um modelo global do geopotencial na superfície da Terra é determinada pelo seu grau máximo, $n_{máx}$. A resolução máxima ($\rho_{máx}$) dos modelos globais do geopotencial é igual à metade do comprimento máximo de onda

$$\rho_{máx} = \frac{\pi R}{n_{máx}} \cos \varphi, \quad (76)$$

portanto, assumindo um raio terrestre médio $R = 6.371$ km, a resolução máxima atingível para o grau 360 (e. g. EGM96; LEIMONE *et al.*, 1998) é de aproximadamente 55 km no equador. Para o DVB, latitude aproximada de $-28,24^\circ$ a resolução máxima é de aproximadamente 49 km.

O desenvolvimento de um novo modelo do geopotencial (EGM2008) de grau e ordem 2160 ($\sim 8,2$ km de resolução para a região do DVB) está previsto para ser lançado em junho de 2008.

3.3 PREPARAÇÃO DOS DADOS

3.3.1 Processamento dos dados GPS

Todo o processamento dos dados foi efetuado no Laboratório de Referências Geodésicas e Altimetria por Satélites (LARAS). O *software* empregado

para o processamento foi Leica Geo Office 2.0 Leica *Geosystems*. Todas as coordenadas foram determinadas com o pós-processamento dos dados, as ambigüidades foram solucionadas para todas as ocupações. As coordenadas bem como o memorial dos marcos geodésicos encontram-se disponíveis no LARAS, podendo as mesmas serem disponibilizadas à comunidade usuária da tecnologia GPS. As coordenadas geodésicas estão referidas ao SIRGAS2000, sendo as mesmas apresentadas nas formas: cartesiana, geodésica e plana no sistema Universal Transversa de Mercator (UTM), todas com suas respectivas precisões.

3.3.2 Processamento dos dados amostrados de maré

A análise harmônica da maré é, essencialmente, um método matemático para o processamento de dados amostrados de um maregrama, para a determinação das constantes harmônicas H (alturas) e G (ângulos de fases), das várias componentes (FRANCO, 1997, p. 155).

No presente estudo foi utilizado o programa SisBaHiA[®] 6.5 S8G7 (Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental) COPPE – Engenharia Costeira e Oceanográfica/UFRJ (Universidade Federal do Rio de Janeiro).

Na amostragem dos dados maregráficos das estações maregráficas foram listadas as componentes harmônicas conforme resumo na TABELA 3, na TABELA 9 encontra-se a lista completa destas componentes.

TABELA 3 – CONSTANTES HARMÔNICAS AMPLITUDES H E FASES G

Constante	EM - 01			EM - 02			EM - 03		
	Período (cpd)*	H (cm)	G (rad)	Período (cpd)*	H (cm)	G (rad)	Período (cpd)*	H (cm)	G (rad)
Mm	27,6	6,8	5,1	27,6	8,5	5,2	27,6	8,3	5,3
MSf	14,8	8,0	4,8	14,8	9,0	5,2	14,8	6,4	5,4
O₁	1,1	9,5	1,3	1,1	2,5	2,5	1,1	2,5	3,0
M ₁	1,0	0,1	0,5	1,0	0,1	4,5	1,0	0,7	3,9
K₁	1,0	7,5	2,7	1,0	1,9	3,5	1,0	0,8	5,0
M₂	0,5	10,7	1,1	0,5	1,6	2,6	0,5	1,8	4,0
S₂	0,5	9,4	1,4	0,5	1,3	2,8	0,5	1,6	4,4

*(cpd) ciclos por dia

FONTE: O autor (2008)

3.3.3 Dados gravimétricos

As observações gravimétricas foram planejadas em forma de circuitos fechados, ou seja, sempre retornando a estação de referência. As leituras gravimétricas foram corrigidas do efeito da deriva dinâmica, da atração luni-solar sendo as mesmas removidas das leituras, neste caso soma-se o valor da maré terrestre em mGal. Para os levantamentos realizados com o gravímetro SCINTREX CG-3 as leituras fornecidas pelo mesmo têm a opção de estarem corrigidas do efeito da atração luni-solar segundo metodologia de cálculo da maré terrestre exposta em Longman (1959). Para o tratamento das observações provenientes do gravímetro Lacoste & Romberg G372 faz-se necessário exprimir a leitura média em mGal, para tanto basta empregar uma tabela, originalmente é fornecida pelo fabricante, que pode ser atualizada pelo usuário em função de calibrações periódicas. Esta tabela tem a função de converter a leitura em unidades instrumentais do gravímetro para a unidade mGal empregada nas geociências. Para a correção do efeito da atração luni-solar nas leituras deste equipamento em miligals utilizou-se o aplicativo computacional TMARE, disponível no Laboratório de Instrumentação Geodésica da UFPR (LAIG).

Uma vez que os valores levantados estão devidamente corrigidos da maré terrestre procede-se as correções das derivas dinâmicas. A correção é determinada pelo produto da discrepância observada no fechamento pela razão entre o tempo decorrido até a ocupação de determinada estação desde o início do levantamento pelo tempo total do levantamento desde a abertura até o fechamento do circuito.

Como o que foi determinado são os desníveis gravimétricos da estação base para os demais pontos basta somar a estes desníveis o valor da gravidade da estação de referência, obtendo-se com isso o valor da gravidade de cada estação levantada.

3.4 MÉTODOS

3.4.1 Nível médio das lagoas (NML)

A partir das observações do nível d'água das lagoas, com os piezômetros implantados em três locais conforme descrito no item 3.3.1, é possível investigar se

o nível médio das lagoas (NML) pode ser considerado uma boa referência para a materialização de uma superfície equipotencial. Em outras palavras, se esta informação do nível d'água pode ser usada como uma base para a análise da componente anômala do geopotencial. A geometria do problema pode ser visualizada na FIGURA 22 com o seguinte objetivo:

$$\text{NML} \approx \text{superfície equipotencial} + \varepsilon$$

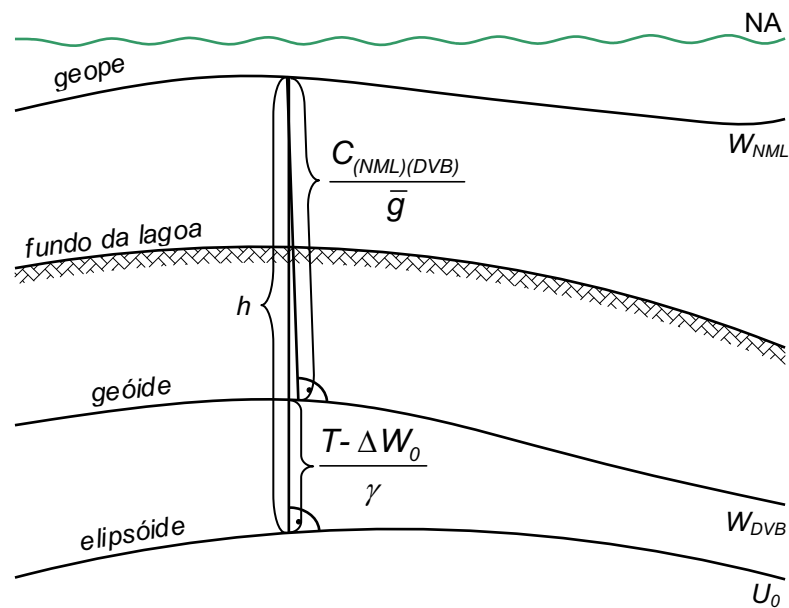


FIGURA 22 – GEOMETRIA DO PROBLEMA
FONTE: O autor (2008)

O ε refere-se à influência de vários processos oceânicos, que para o caso das lagoas, são praticamente os mesmos. Dentre estes efeitos, segundo Mesquita (1999), incluem-se aqueles devidos às correntes marinhas, e também os efeitos devidos às heterogeneidades de massa, os efeitos meteorológicos, os efeitos não modelados devidos ao geopotencial, efeitos dos contornos oceânicos, bem como efeitos das forçantes das marés de natureza astronômica. O sinal de aproximadamente (\approx) nesta expressão deve-se ao fato dos referenciais serem diferentes entre si, sendo as análises do nível d'água realizadas em um referencial geométrico (elipsóide de referência) com o intuito de determinar um referencial físico (superfície equipotencial).

É interessante observar nesta figura que a superfície equipotencial determinada a partir do NML, ou seja, um geope, têm altitudes ortométricas variáveis

nesta mesma equipotencial bem como as altitudes normais, porém, com altitude dinâmica constante, pois:

$$H^D = \frac{W_{DVB} - W_{NML}}{\gamma_{45^\circ}} ; \quad (77)$$

lembrando que:

$$C_{(NML)(DVB)} = W_{DVB} - W_{NML} . \quad (78)$$

Para tanto, efetuando-se análises das alturas horárias dos níveis d'água amostrados, desde que consideradas as perturbações ε , associadas com fatores que afastam o NML de uma superfície equipotencial, torna-se factível a determinação desta superfície. Estas análises iniciam-se na comparação relativa entre as alturas horárias da maré para as três estações e a determinação da maré astronômica para as mesmas. Extraindo-se a maré astronômica da maré observada resulta uma série *residual* muitas vezes denominada de *maré meteorológica*.

Segundo Pugh (1987, p. 186), a definição de maré meteorológica é a diferença entre a maré observada e aquela prevista para um dado local. Em termos matemáticos:

$$S(t) = X(t) - Z_0(t) - T(t) , \quad (79)$$

sendo $S(t)$ a maré meteorológica, $X(t)$ observação do nível horário, $Z_0(t)$ o nível médio e $T(t)$ é a maré astronômica.

Nesta componente residual além dos efeitos meteorológicos existem efeitos locais de ressonâncias não previstas na análise harmônica bem como efeitos hidrodinâmicos locais. As marés meteorológicas se juntam às marés astronômicas e aos efeitos locais como *seiches*, ressonâncias de alta frequência devido ao atrito com o fundo.

Os níveis d'água das lagoas observados pelo piezômetro, no entanto, são sujeitos a variações impulsionadas por forças externas (e.g. vento). Os corpos d'água rasos, devido à ação de cisalhamento do vento sobre a superfície da água, tendem a inclinar-se na direção do vento, resultando em um desnível cujo valor depende da intensidade do vento, da profundidade e do comprimento do corpo

d'água na direção do vento. Ao cessar o vento, a superfície do corpo d'água tende a retornar ao estado de repouso, causando a oscilação da superfície da água (*seiche*). A *seiche* pode ser classificada em função do número de pontos onde a superfície da água não apresenta o movimento oscilatório, sendo mais comum a ocorrência da *seiche* uninodal (um ponto), e, com menos freqüência, a binodal (dois pontos).

O período de oscilação pode ser estimado pela fórmula de Merian (PUGH, 1987):

$$T = \frac{2L}{\sqrt{gD}}, \quad (80)$$

em que T é o período de oscilação; L o comprimento do corpo d'água na direção do vento; D a profundidade; e g o valor da gravidade. Esta fórmula relaciona a geometria do reservatório com as freqüências de oscilação.

Segundo Franco (1997) em presença de águas rasas, efeitos não lineares geram oscilações não astronômicas na maré para um dado ponto, com freqüências iguais às somas das freqüências astronômicas participantes na geração. Cordini (1998) acrescenta que neste caso podem-se encontrar marés com componentes quarter, quinto, sexto-diurnas, etc., num dado ponto sem serem essas puramente astronômicas.

Uma análise qualitativa da série temporal das observações maregráficas abrange a verificação dos coeficientes de desvio padrão, variância, média, valores máximos, mínimos e análise espectral. Estas análises permitem uma compreensão espacial e temporal do comportamento das séries maregráficas. Sobre as marés meteorológicas obtidas para as EM's é efetivada uma análise espectral a fim de se determinar componentes harmônicas remanescentes não modeladas na análise harmônica padrão. Também podem ser evidenciadas nesta análise eventuais tendências seculares ou de períodos indeterminados pela janela de dados. Cabe ser destacado que, no âmbito deste trabalho, a janela de dados não é suficiente para a determinação de componentes cíclicas com períodos maiores que três meses. A análise espectral é feita, com o auxílio de sub-rotinas constantes do *software* MATLAB[®] e da metodologia do *Periodograma* apresentada por Morettin (1999), Morettin e Tolo (2004).

Um filtro numérico é usualmente aplicado em séries temporais com o objetivo de separar dentro do domínio do tempo, ruídos ou interferências, para separar baixas e altas frequências e frequências específicas no domínio da série. Distinguem-se três tipos de filtros:

- Passa-alto: deixa passar componentes com frequências altas e atenua componentes com frequências baixas;
- Passa-baixo: atenua componentes com frequências altas e deixa passar componentes com frequências baixas;
- Passa-banda: é uma combinação dos filtros passa-alto e passa-baixo em que se pode definir uma frequência de corte inferior e outra superior.

Observe-se que no caso da presente análise a filtragem por bandas não se faz imprescindível, uma vez que o objetivo central da análise é o de evidenciar tendências ou detectar fenômenos harmônicos não modelados.

3.4.2 Determinação dos números geopotenciais e altitudes

No âmbito dos levantamentos realizados, pode-se calcular os desníveis entre as estações a partir do posicionamento GPS/RTK, resultando, portanto em diferenças de altitudes elipsóidicas entre as estações, que para curtas distâncias envolvidas (usualmente na ordem de 1 km a 2 km), serão aqui consideradas como equivalentes àquelas obtidas a partir de nivelamento geométrico.

Como nas estações referidas são conhecidos os valores da gravidade, as diferenças de potencial entre os pontos ($-\delta W_i$) são calculadas com os valores médios da gravidade entre duas estações e com o desnível entre elas empregando-se a equação (48). Para que efetivamente sejam calculados os números geopotenciais nas estações no entorno do perímetro do sistema lagunar bem como de algumas RN's do SGB faz-se necessário partir do ponto origem da rede altimétrica brasileira, ou seja, do DVB, realizando o transporte dos desníveis do geopotencial. Uma vez que se tem determinado o valor da gravidade no DVB bem como os valores da gravidade nos pontos em questão e seus respectivos desníveis, torna-se simples o cálculo dos números geopotenciais para os pontos em questão.

Para estes cálculos, é empregado um aplicativo computacional desenvolvido por Palmeiro (2007). Este aplicativo calcula os números geopotenciais bem como as altitudes dinâmicas para linhas de nivelamento.

A rede altimétrica implantada será definida por um conjunto de estações com altitudes normais, tornando possível a realização do teluróide na região contígua ao DVB segundo a conceituação de Molodenskii.

3.4.3 Determinação do geopotencial para o DVB

Para a estimativa do valor do geopotencial local para o DVB conforme apresentado no item 2.5 e conforme trabalhos semelhantes de determinações do potencial para *data* verticais apresentados em Rapp (1994), Grafarend e Ardalan (1997), Burša *et al.* (1999), Ardalan e Safari (2005) faz-se necessário o conhecimento do geopotencial global. Para o geopotencial global (W_0) pode-se utilizar os valores publicados por (BURŠA *et al.*, 1999; BURŠA *et al.*, 2001; BURŠA *et al.*, 2002; BURŠA *et al.*, 2004; BURŠA *et al.*, 2007; SÁNCHEZ, 2005). Maiores detalhes visando à definição do geopotencial global podem ser consultados em Sánchez (2005) e Sánchez (2006).

Os *Data Verticais Locais* (DVL) são realizados através de altitudes niveladas relativas ao marégrafo, sendo esta a razão pela qual os valores do geopotencial local (W_i) correspondentes aos maregráfos devem ser determinados. Assim, a diferença:

$$(W_i)_{DVL} - W_0 = \delta(W_0)_{DVL}, \quad (81)$$

define diretamente os afastamentos verticais $\delta(H_0)_{DVL}$ do respectivo *datum* vertical local com relação à superfície de referência adotada $W=W_0$, *i.e.*, o *datum* do sistema vertical mundial,

$$\delta(H_0)_{DVL} = -\frac{\delta(W_0)_{DVL}}{\gamma_{DVL}}, \quad (82)$$

onde γ_{DVL} corresponde ao valor da gravidade normal no marégrafo do DVL.

A solução prática deste problema é utilizar a altura geoidal para o DVB a partir de posicionamento GPS/Nivelamento (N_{GPS}^{DVB}) e a partir de um modelo geopotencial, como o EGM96 (N_{EGM96}^{DVB}) determinando o afastamento vertical entre as duas referências por:

$$(\delta(H_0)_{DVL})_i = (N_{GPS}^{DVB})_i - (N_{EGM96}^{DVB})_i \quad (83)$$

com $i=1, 2, \dots, n$. A equação (83) está em conformidade com as equações (75) e (76) apresentadas no item 2.5.

No caso em que se têm vários pontos observados no entorno do *datum*, poder-se-á empregar o Método dos Mínimos Quadrados (MMQ) para determinar a estimativa pontual, ou seja, a melhor aproximação em n observações (GEMAEL, 1994; VUOLO, 1996). A média ponderada do parâmetro desconhecido (afastamentos verticais) $\delta(H_0)_{DVL}$ bem como sua respectiva variância é calculada conforme as equações a seguir:

$$\delta(H_0)_{DVL} = \frac{\sum_{i=1}^n p_i \cdot (\delta(H_0)_{DVL})_i}{\sum_{i=1}^n p_i}, \quad (84)$$

$$p_i = \frac{1}{(\sigma_{\delta(H_0)}^2)_i}. \quad (85)$$

Isto é, a melhor aproximação para $\delta(H_0)_{DVL}$ é a média ponderada dos resultados das medições $(\delta(H_0)_{DVL})_i$, com pesos p_i (*peso estatístico* da medição) e $(\sigma_{\delta(H_0)}^2)_i$ é a variância das observações.

A incerteza na melhor aproximação $\delta(H_0)_{DVL}$ pode ser obtida aplicando-se a lei especial de propagação das incertezas, uma vez que $\delta(H_0)_{DVL}$ é uma quantidade que é calculada em função das quantidades $(\delta(H_0)_{DVL})_1, (\delta(H_0)_{DVL})_2, \dots, (\delta(H_0)_{DVL})_n$. Assim,

$$\sigma_{\delta(H_0)_{DVL}}^2 = \frac{1}{\sum_{i=1}^n p_i}. \quad (86)$$

Na equação (85), os elementos $(\sigma_{\delta(H_0)})_i$ são calculados por:

$$\sigma_{\delta(H_0)}^2 = \sigma_h^2 + \sigma_H^2 + \sigma_N^2, \quad (87)$$

onde σ_h^2 é a variância da altitude elipsóidica, σ_H^2 é a variância da altitude ortométrica e σ_N^2 é a variância da altura geoidal advinda do modelo global do geopotencial (e. g. EGM96, LEIMONE *et al.*, 1998).

O Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) ao definir e implantar a rede altimétrica fundamental brasileira não forneceu a precisão com que foram determinadas as altitudes⁵. Segundo Luz *et al.* (2007), testes recentes sobre a RAFB evidenciam que as estratégias de ajustamento até então empregadas, introduzem distorções devidas ao tratamento em separado pelas divisões da rede em blocos menores. É possível que com um reajustamento global de toda a rede estes valores serão mais consistentes. Mas para fins de aplicação deste trabalho, no entanto, a variância será estimada com o modelo padrão de propagação dos erros:

$$\sigma_H = \pm 4mm\sqrt{k}. \quad (88)$$

O geopotencial para o DVB é dado por:

$$W_{DVB} = W_0 - \gamma_{DVB} \cdot \delta(H_0)_{DVB} \quad (89)$$

sendo γ_{DVB} calculado pela equação (91) em que h é a altitude elipsóidica para a origem das altitudes (NMM), neste caso específico, ela se confunde com a própria altura geoidal, pois a altitude ortométrica e/ou a normal é igual a zero.

⁵ O nivelamento de precisão no Brasil tem uma conotação puramente geométrica, pois, o nivelamento não era acompanhado de determinações gravimétricas, o que se aplicava era apenas a correção do não paralelismo das superfícies equipotenciais da Terra Normal, diretamente no desnível da seção.

3.4.4 Análise do campo da gravidade no *datum* vertical

A partir da série de observações gravimétricas associadas com posicionamento GPS, os dados gravimétricos oriundos dos modelos do geopotencial global (W_0) são testados em termos do melhor ajuste à região do DVB. Com informações GPS/Nivelamento têm-se informações do comportamento do quase-geóide local na região de estudos. Assim, é possível a análise da contribuição do corpo d'água lagunar como uma distribuição de massas anômalas. Uma vez implantada uma malha altimétrica no entorno do sistema lagunar, pode ser analisado, de forma objetiva, o potencial anômalo. A solução prática para esta questão é obtida com a equação (65) escrita na forma:

$$T_i = \zeta_i \cdot \gamma_{Q_i}. \quad (90)$$

Assim, uma vez conhecidas as anomalias de altura (ζ_i) para os pontos na região em que as mesmas originam-se da determinação do sistema de altitudes normais implantado e do posicionamento GPS sobre estes pontos, com a gravidade normal calculada para cada ponto Q_i (γ_{Q_i}), determinam-se os potenciais anômalos (T_i) para os pontos de interesse.

A gravidade normal em cada ponto Q que dista uma altura h acima do elipsóide é dada por:

$$\gamma_h = \gamma \left[1 - \frac{2}{a} (1 + f + m - 2 \cdot f \cdot \text{sen}^2 \varphi) h + \frac{3}{a^2} h^2 \right]. \quad (91)$$

Os elementos da equação são descritos e fornecidos no item 2.1.2 e 2.4.3. Para o cálculo da gravidade normal no teluróide a altura h na equação (91) é a própria altitude normal para o ponto em questão.

4 ANÁLISE DOS RESULTADOS

4.1 NÍVEL MÉDIO DAS LAGOAS (NML)

Para determinar uma superfície que se aproxime de uma equipotencial (ou de nível) a partir do NML. Então, a partir da mesma gerar informações para a análise da componente anômala do geopotencial no DVB, fez-se necessário analisar o comportamento relativo do nível d'água entre as EM's. As alturas dos níveis d'água, amostrados nas lagoas, foram colocadas no mesmo referencial geométrico; neste caso, utilizaram-se as observações GPS para as determinações das atitudes elipsoidais dos sensores dos piezômetros. Nos locais aonde foram implantadas as EM's era impossível a instalação da antena dos receptores GPS sobre os piezômetros. Efetuou-se um nivelamento geométrico para a vinculação do nível de referência dos piezômetros com referências excêntricas. Estas referências foram materializadas com o auxílio de piquetes, visando atender às exigências de visibilidade e acesso ao local para o rastreo GPS.

O comportamento horário dos níveis das lagoas medidos nas EM's não são os mesmos conforme se pode observar pela comparação relativa entre as EM's (FIGURAS 23 a 25). Nestes gráficos, têm-se as diferenças de variações do nível d'água entre as EM's, mostrando um desnível relativo do nível d'água entre as estações.

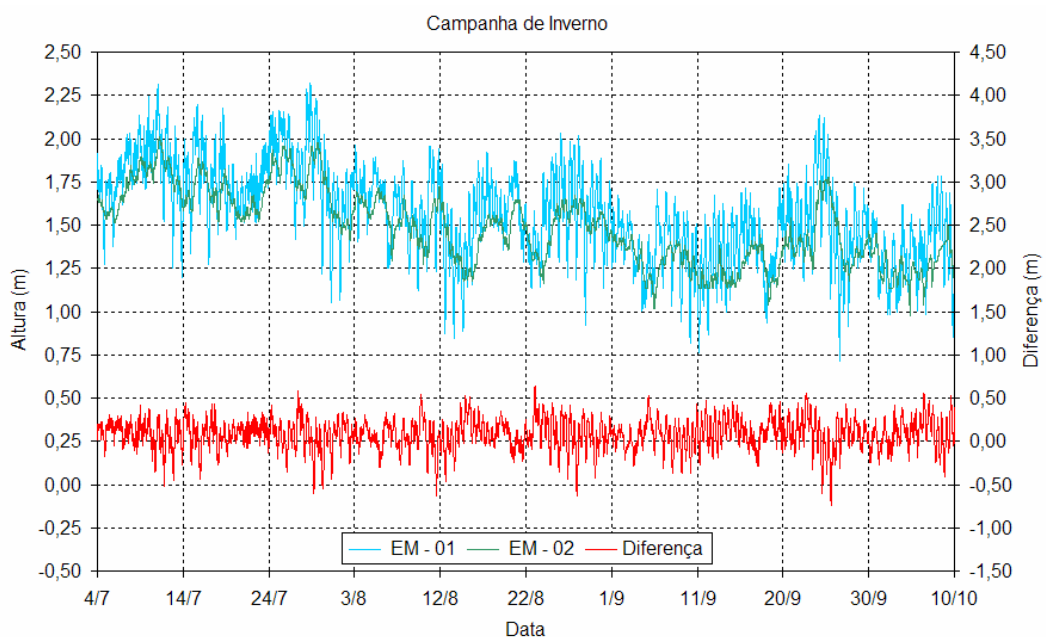


FIGURA 23 – ALTURA DA MARÉ OBSERVADA NAS EM's (EM-01 E EM-02)
FONTE: O autor (2008)

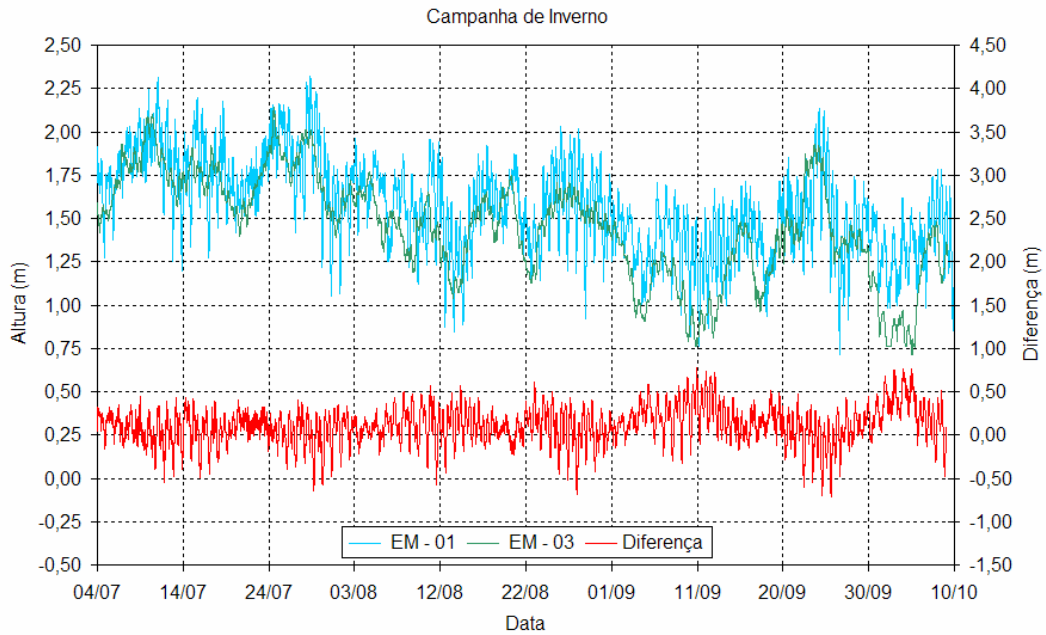


FIGURA 24 – ALTURA DA MARÉ OBSERVADA NAS EM's (EM-01 E EM-03)
 FONTE: O autor (2008)

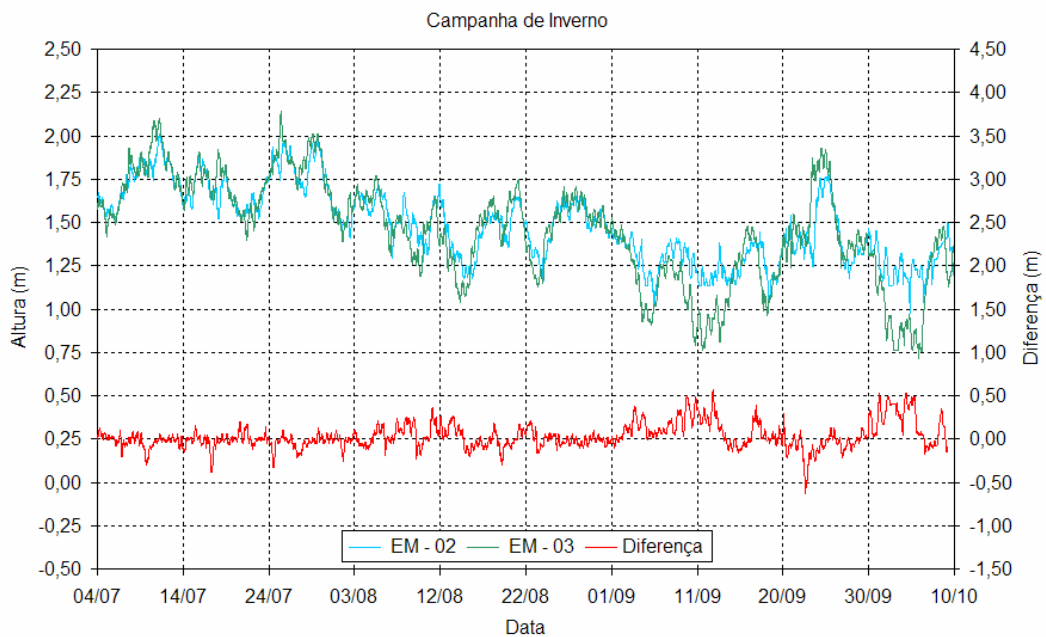


FIGURA 25 – ALTURA DA MARÉ OBSERVADA NAS EM's (EM-02 E EM-03)
 FONTE: O autor (2008)

Da análise dos gráficos das FIGURAS 23 a 25, percebe-se uma tendência sistemática da média das diferenças relativamente ao valor zero. Para a comparação relativa entre as EM-01 e a EM-02 tem-se uma média de +0,09 m para as diferenças entre os níveis d'água, ou seja, o nível d'água da EM-01 está em média 9 cm acima do nível d'água da EM-02. Para a comparação relativa entre as estações EM-01 e a EM-03 tem-se uma média de +0,11 m, ou seja, o nível d'água da EM-01 está em média 11 cm acima do nível d'água da EM-03. Para a

comparação entre as estações EM-02 e EM-03 tem-se um valor médio para as diferenças de +0,03 m, ou seja, o nível médio d'água da EM-02 está em média 3 cm acima do nível médio da EM-03. Essas médias calculadas para as diferenças dos níveis d'água mostram um desnível no sentido Sul-Norte do sistema lagunar no período analisado, e em um referencial geométrico, neste caso o elipsóide de referência.

Na TABELA 4 têm-se os valores das estatísticas de toda a série temporal das observações maregráficas, esta análise qualitativa é necessária para a comparação relativa entre as séries temporais.

TABELA 4 – ESTATÍSTICA DAS OBSERVAÇÕES MAREGRÁFICAS

Estatística	EM-01	EM-02	EM-03
média (m)	1,56	1,48	1,45
desvio padrão (m)	0,26	0,21	0,30
máximo (m)	2,32	2,01	2,14
mínimo (m)	0,71	1,31	0,76

FONTE: O autor (2008)

Analisando a FIGURA 26 observam-se as discrepâncias entre os níveis horários das alturas das três EM's entre os dias 06/08 a 11/08.

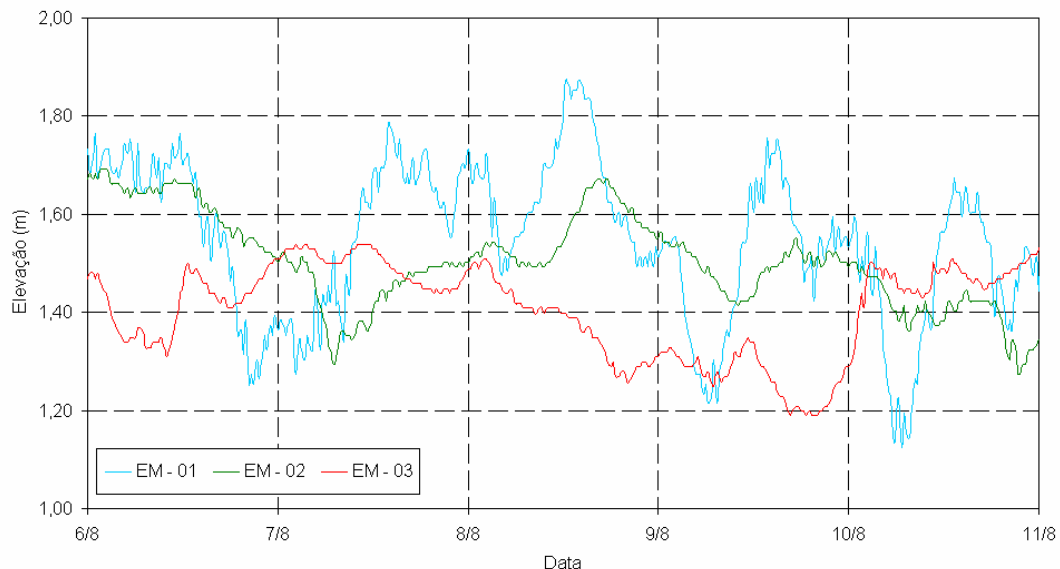


FIGURA 26 – COMPARAÇÃO ENTRE A ALTURA DA MARÉ OBSERVADA NAS EM's ENTRE OS DIAS 06/08 A 11/08
FONTE: O autor (2008)

Fazendo uma análise da fase da onda M_2 (Lunar principal, semidiurna) proveniente da análise harmônica conforme resumo na Tabela 3, percebe-se que

para a EM-01 o máximo da onda ocorre 4,29 horas depois do máximo *input* astronômico⁶, para a EM-02 o mesmo ocorrerá 10,03 horas e para a EM-03 15,5 horas depois. O valor em EM-01 está de acordo com os efeitos da fase oceânica para a onda M_2 publicada em Freitas (1993), sendo a fase da mesma para a região oceânica adjacente de aproximadamente 65° (~ 4,3 horas). Esta avaliação, ainda preliminar, permite estimar o tempo da propagação das ondas no sistema lagunar de Imarui. A defasagem das marés previstas somente com a componente M_2 , em função da análise harmônica nas três estações, pode ser avaliada no recorte para dois dias na FIGURA 27.

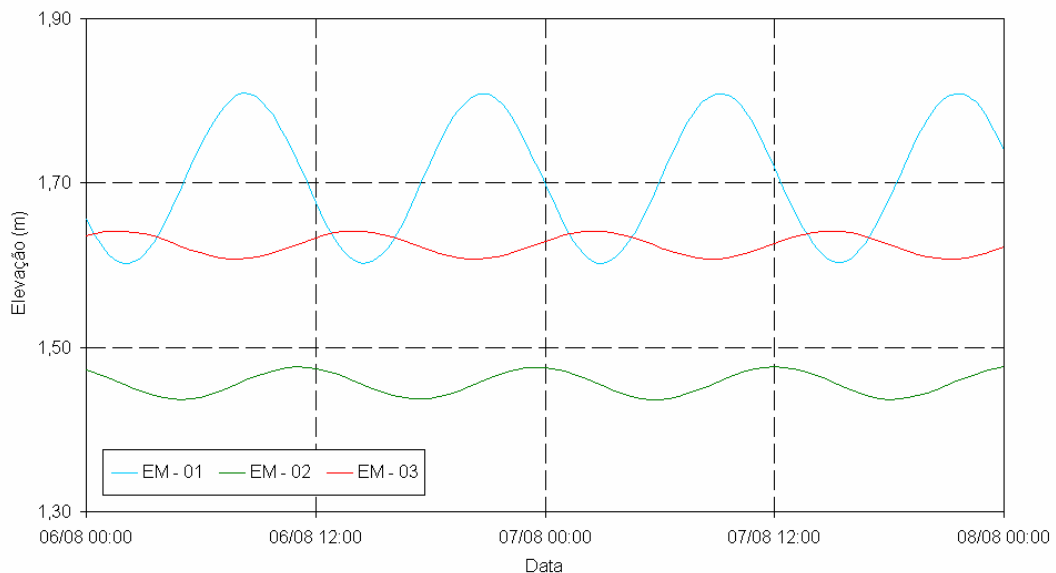


FIGURA 27 – COMPARAÇÃO ENTRE AS MARÉS SINTÉTICAS PARA 2 DIAS
FONTE: O autor (2008)

Analisando as FIGURAS 28 a 30, percebe-se que a maré nas três EM's é acentuadamente afetada por efeitos não previstos na análise harmônica. Essa relação com a meteorologia traz um grau de incerteza à previsão do nível das lagoas, dando origem aos termos maré astronômica e maré meteorológica. Na denominada maré meteorológica existe uma parcela determinística e uma parcela estocástica e por isto, neste trabalho ela é denominada de maré residual. As causas da maré residual são, principalmente, as variações da pressão atmosférica e a troca de momento linear entre o vento e a água, causando assim níveis mais baixos ou mais altos que os previstos além de fontes não determinadas de perturbações e ainda parcelas aleatórias oriundas do processo de medição.

⁶ Corresponde ao máximo do potencial gerador de marés.

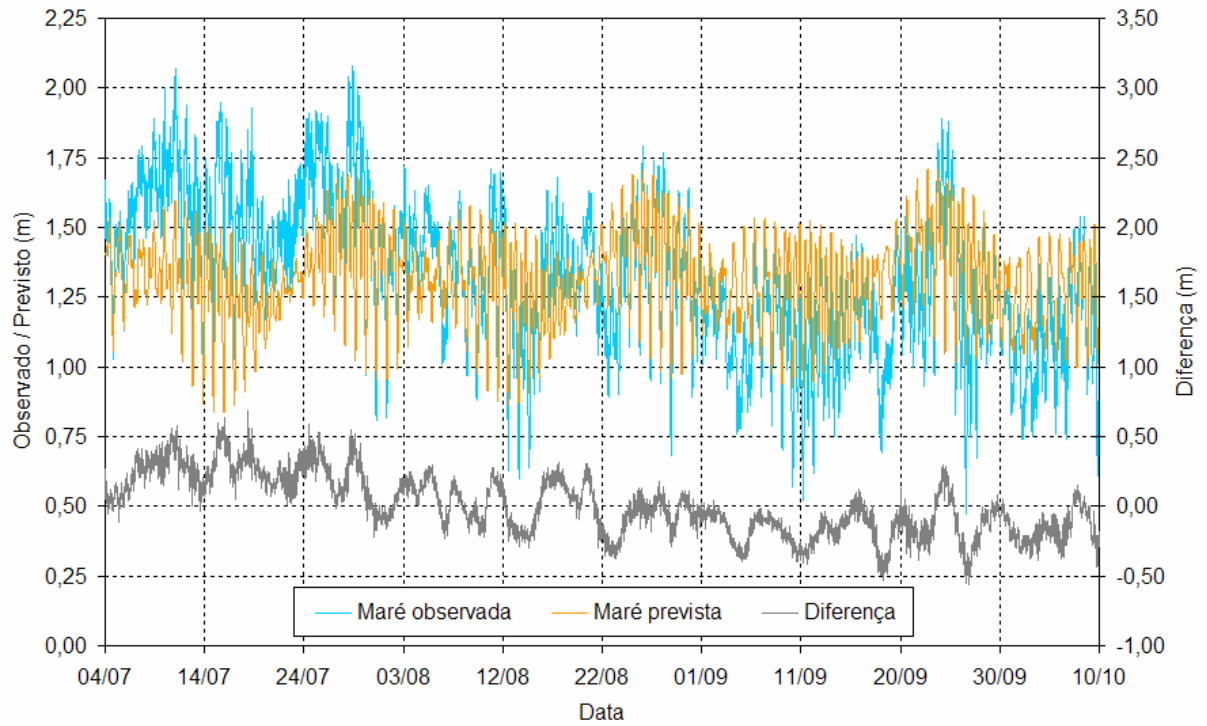


FIGURA 28 – COMPARAÇÃO ENTRE A MARÉ OBSERVADA E A MARÉ PREVISTA PARA EM-01
 FONTE: O autor (2008)

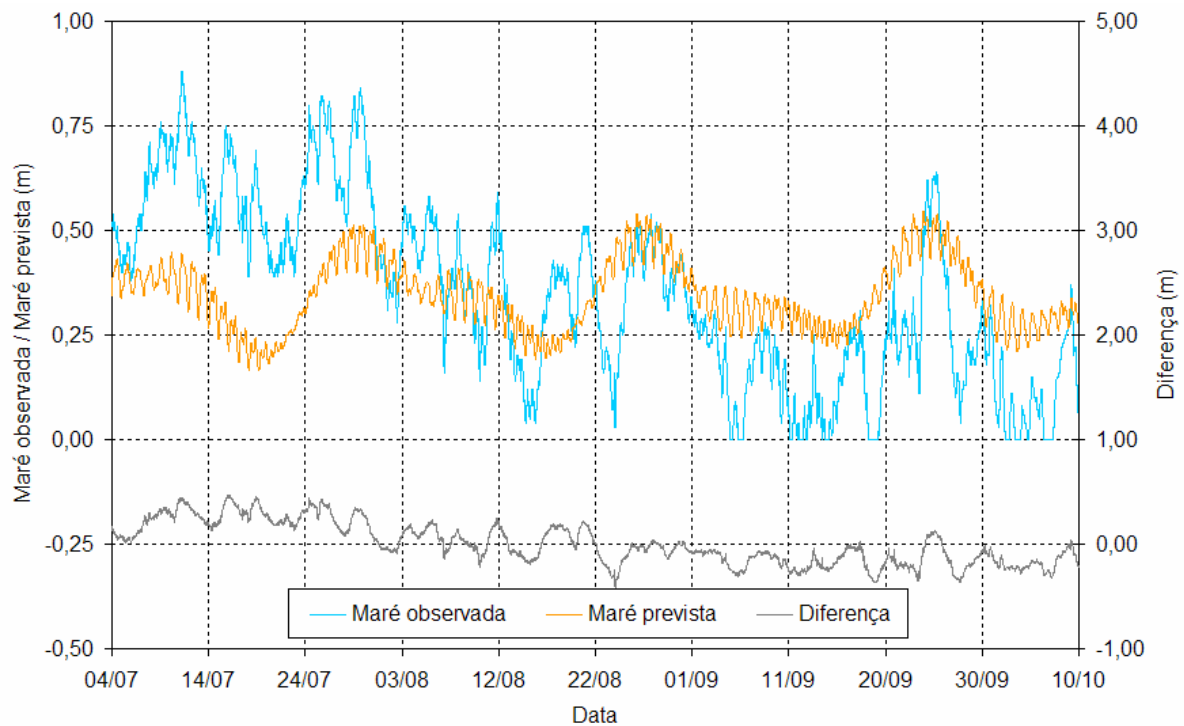


FIGURA 29 – COMPARAÇÃO ENTRE A MARÉ OBSERVADA E A MARÉ PREVISTA PARA EM-02
 FONTE: O autor (2008)

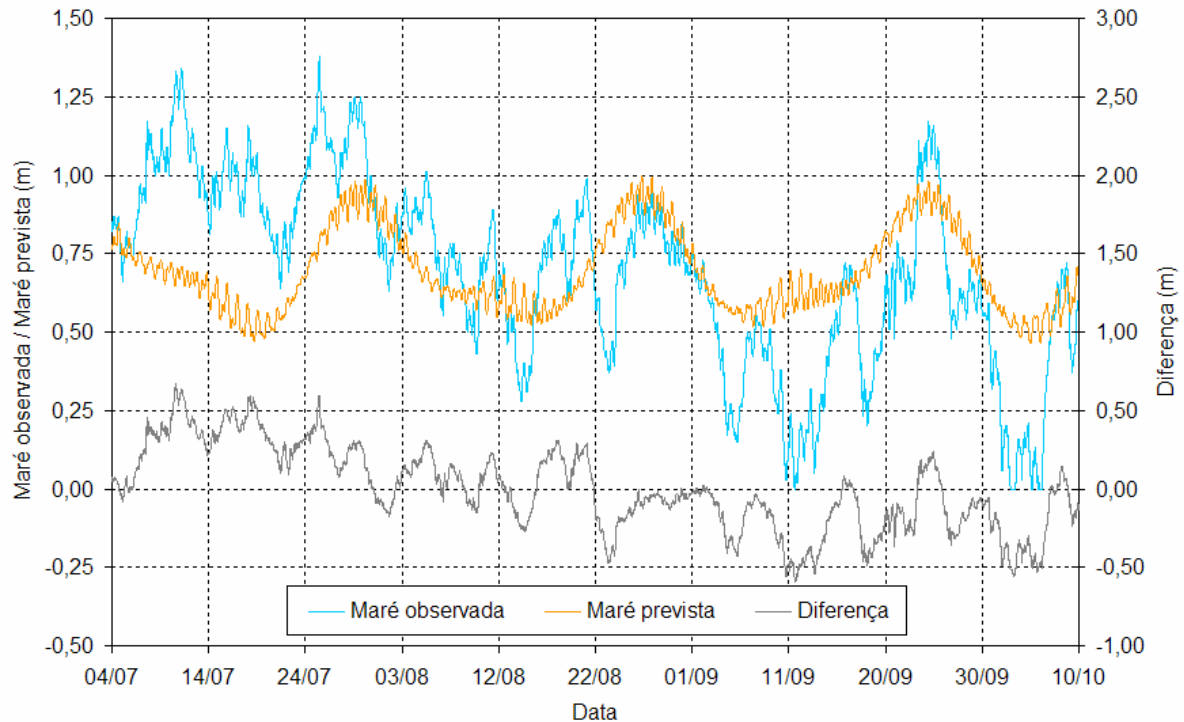


FIGURA 30 – COMPARAÇÃO ENTRE A MARÉ OBSERVADA E A MARÉ PREVISTA PARA EM-03
 FONTE: O autor (2008)

Analisando a maré residual, conforme pode ser observado nas FIGURAS 28 a 30 nota-se para a EM-01 uma alta influência desta maré nas observações, podendo explicar as diferenças significativas do nível desta estação com relação às demais. A estação EM-01 encontra-se próxima ao oceano, sofrendo quase que diretamente todas as influências meteorológicas costeiras, apresentando-se com uma série de observações bastante afetada por ruídos de alta frequência. As demais EM's encontram-se relativamente abrigadas dos efeitos meteorológicos diretos que atuam nos oceanos, daí o fato das componentes residuais serem menos ruidosas em comparação com a EM-01, apresentando variações significativas, porém em períodos maiores.

As FIGURAS (31 a 33) mostram que existe uma correspondência entre os níveis d'água residuais nas EM's dado pela dispersão dos dados e pelo índice de correlação (R). A EM-01, apresenta uma alta dispersão em relação às EM-02 (FIGURA 31) e EM-03 (FIGURA 32); no entanto obtiveram-se coeficientes de correlação significativos entre as séries temporais comparadas ($R = 0,89$ com uma diferença de fase de 3,33 horas e $R = 0,91$ com uma diferença de fase de 7,33 horas respectivamente). A dispersão entre as alturas da maré residual da EM-02 com a

EM-03 é relativamente baixa e apresenta um alto índice de correlação ($R = 0,89$ com uma diferença de fase de 4 horas) (FIGURA 33).

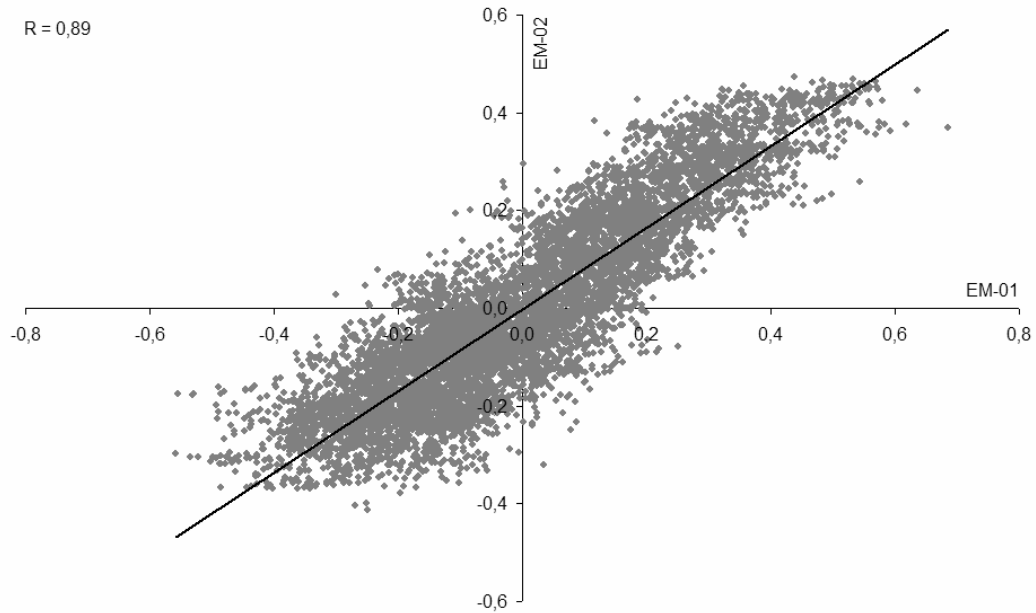


FIGURA 31 – CORRELAÇÃO DAS ALTURAS DA MARÉ RESIDUAL NAS EM-01 E EM-02
FONTE: O autor (2008)

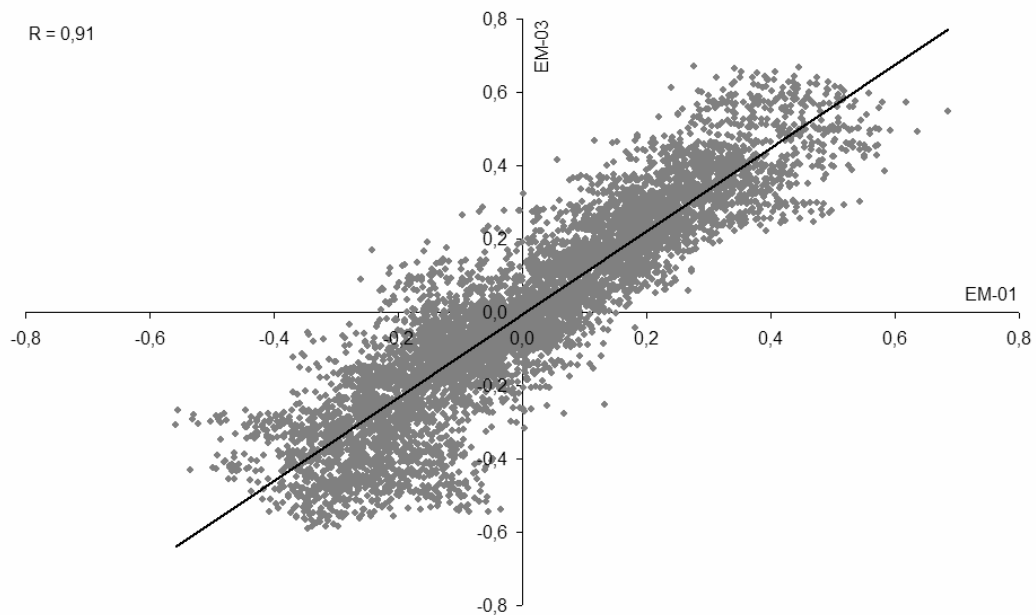


FIGURA 32 – CORRELAÇÃO DAS ALTURAS DA MARÉ RESIDUAL NAS EM-01 E EM-03
FONTE: O autor (2008)

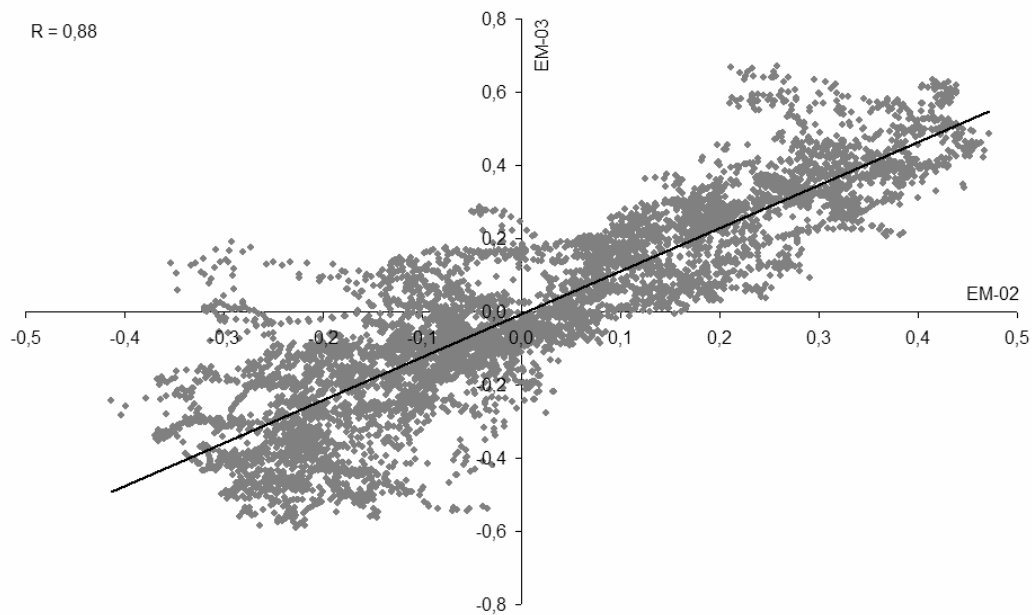


FIGURA 33 – CORRELAÇÃO DAS ALTURAS DA MARÉ RESIDUAL NAS EM-02 E EM-03
 FONTE: O autor (2008)

Outra componente a ser analisada, e que tem uma contribuição importante no NML é a *seiche*, oscilação periódica do nível d'água em uma frequência específica. A *seiche* fundamental do sistema lagunar, determinado em função da maior extensão do sistema (~ 30 km) e profundidade média de (~ 13,5 m), mostra um período de duração estimado em 1,43 horas e, portanto frequência de aproximadamente 16,1 cpd. Embora a *seiche* apresente amplitudes geralmente pequenas, os efeitos sobre o nível d'água podem variar consideravelmente entre as diferentes partes do sistema lagunar. Outras contribuições para variações do nível das lagoas ocorrem em escala de tempo mais longas e podem atingir uma magnitude de alguns decímetros. Com o intuito de compreender a dinâmica do nível das lagoas efetuou-se uma análise espectral das alturas observadas (APÊNDICE B) e das componentes estocásticas (maré meteorológica) para as três EM's. Os resultados podem ser visualizados nos espectros apresentados nas FIGURAS (34 a 42). É possível, a partir desta análise, estabelecer algumas ilações sobre as variações do corpo d'água e a partir delas verificar o seu grau de importância para a pretendida determinação de uma superfície de nível. O objeto central da análise é a potência espectral da maré residual em cada estação. Com o intuito de facilitar as análises e em função da janela de dados disponíveis para cada estação, foram efetivadas análises separadas para as faixas de frequências: 0,02, função da frequência de Nyquist para corte das frequências mais baixas, a 0,5 cpd – FIGURAS

34 a 36; 0,5 a 8 cpd – FIGURAS 37 a 39; 15 a 17 cpd, visando à eventual detecção do fenômeno de *seiche* – FIGURAS 40 a 42.

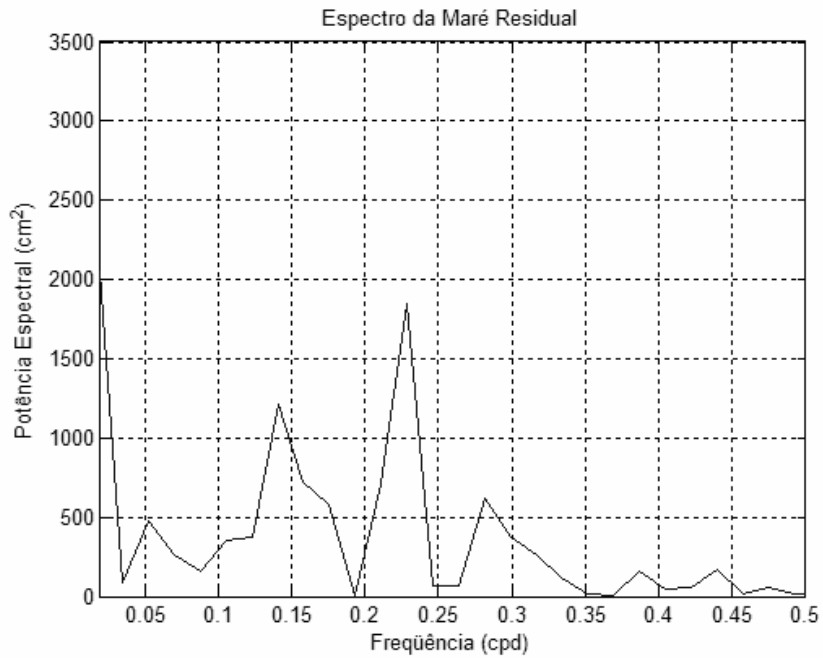


FIGURA 34 – ANÁLISE ESPECTRAL DA MARÉ RESIDUAL DE 0,02 A 0,5 cpd (EM-01)
FONTE: O autor (2008)

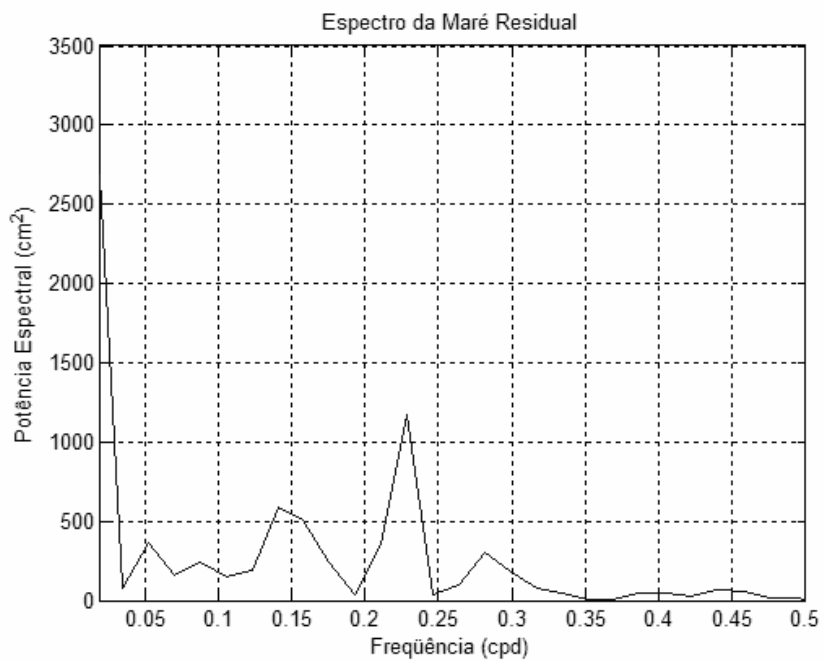


FIGURA 35 – ANÁLISE ESPECTRAL DA MARÉ RESIDUAL DE 0,02 A 0,5 cpd (EM-02)
FONTE: O autor (2008)

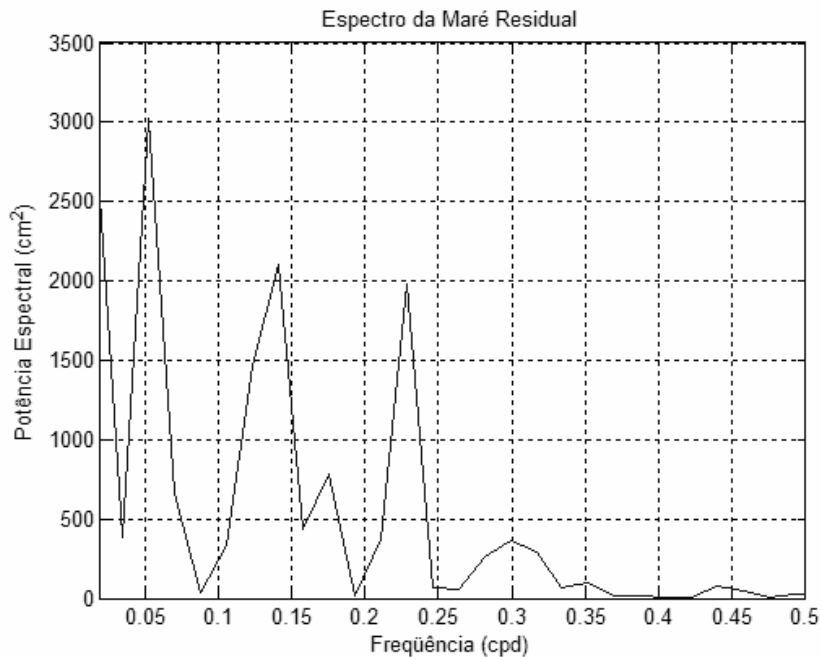


FIGURA 36 – ANÁLISE ESPECTRAL DA MARÉ RESIDUAL DE 0,02 A 0,5 cpd (EM-03)
 FONTE: O autor (2008)

Uma análise visual dos espectros na faixa de 0,02 a 0,5 cpd (FIGURAS 34 a 36) indica grande concentração de energia nas freqüências mais baixas que pode ser associada a uma tendência de decréscimo do nível médio das lagoas no período determinado pela janela de dados de 3 meses nas três estações em relação à maré residual. Este fato aponta para a necessidade de uma análise com uma janela maior visando à detecção de possíveis efeitos sazonais. Outra concentração acentuada de energia nas três estações acontece para a faixa de 0,2 a 0,25 cpd (5 e 4 dias respectivamente), usualmente associada com passagens de frentes meteorológicas que determina alterações de nível de cerca de 42 cm na EM-01, 34 cm na EM-02 e 44 cm na EM-03. Também, nas três estações existe concentração de energia para a faixa de 0,15 cpd correspondendo a período de 6,66 dias, com magnitudes mais significativas nas estações EM-01 (~ 34 cm) e EM-03 (~ 45 cm). Constata-se que os fenômenos de baixa freqüência têm amplitudes menores em EM-02, provavelmente em função de sua proximidade ao aterro da ponte do canal de Laranjeiras que exerce uma forte interferência na circulação da água entre as lagoas Santo Antônio e Imarui.

As FIGURAS 37 a 39 mostram a representação espectral das marés residuais na faixa usual de análise maregráfica de 0,5 a 8 cpd. Constata-se que somente na EM-01 existe energia significativa concentrada. Esta concentração residual ocorre na banda semidiurna, alcançando amplitude de aproximadamente

14,6 cm e é provavelmente associada com a geração de uma onda de maré forçada na lagoa pela contaminação da maré oceânica semidiurna, porém com fase diferente.

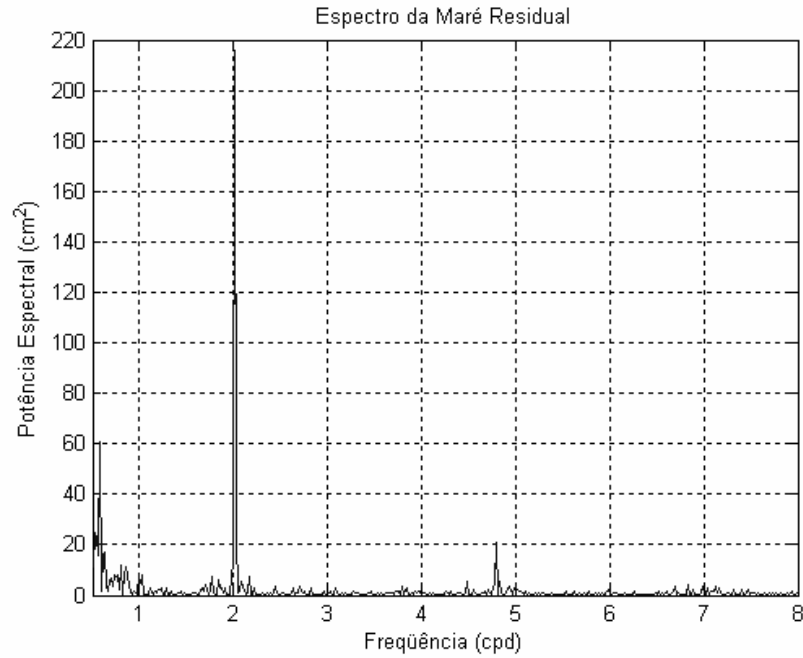


FIGURA 37 – ANÁLISE ESPECTRAL DA MARÉ RESIDUAL DE 0,5 A 8 cpd (EM-01)
 FONTE: O autor (2008)

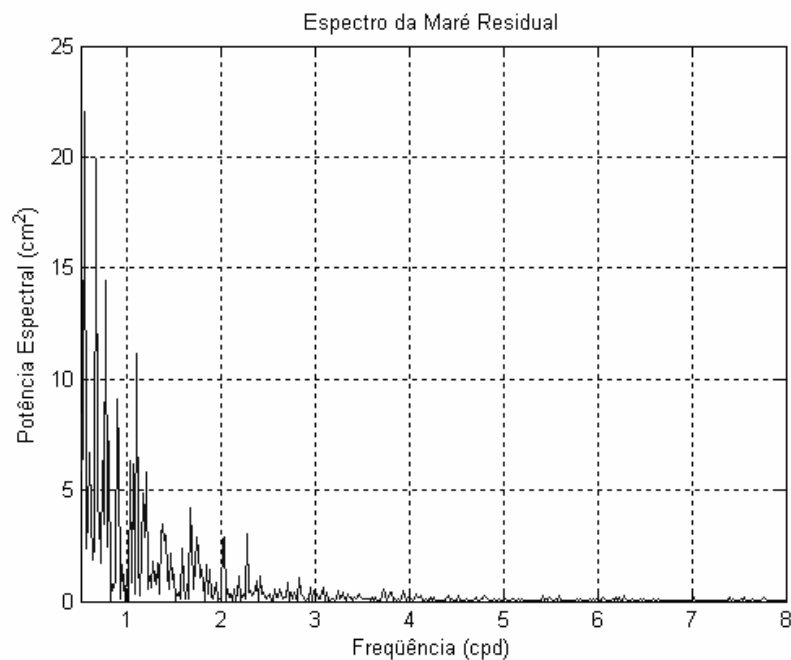


FIGURA 38 – ANÁLISE ESPECTRAL DA MARÉ RESIDUAL DE 0,5 A 8 cpd (EM-02)
 FONTE: O autor (2008)

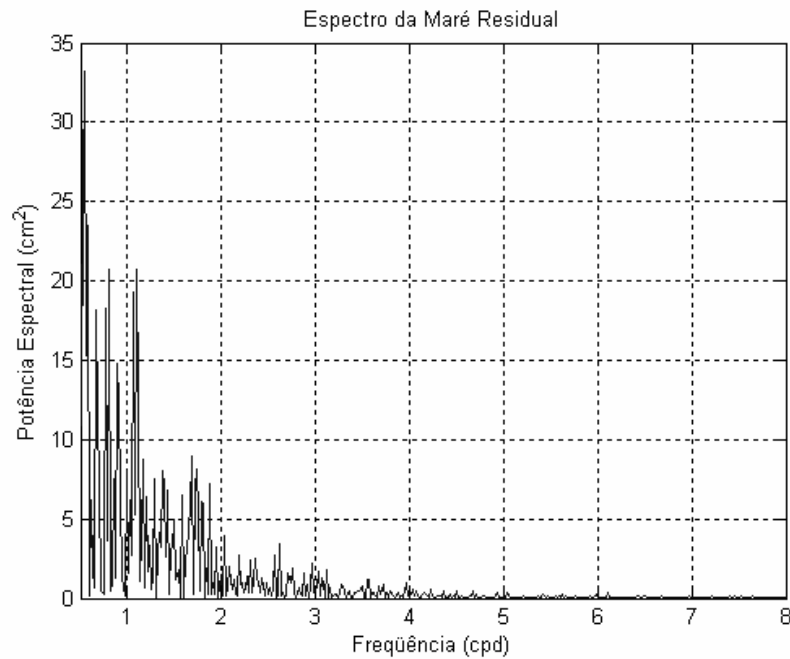


FIGURA 39 – ANÁLISE ESPECTRAL DA MARÉ RESIDUAL DE 0,5 A 8 cpd (EM-03)
 FONTE: O autor (2008)

As FIGURAS 40 a 42 mostram a representação espectral das marés residuais na faixa de 15 a 17 cpd. Somente na estação EM-01 existe energia significativa que pode ser associada ao fenômeno de *seiche* com amplitude de aproximadamente 2 cm. Tal fenômeno pode ter se evidenciado somente nesta estação devido à atenuação produzida nas demais lagoas pelo aterro da ponte sobre o canal de Laranjeiras.

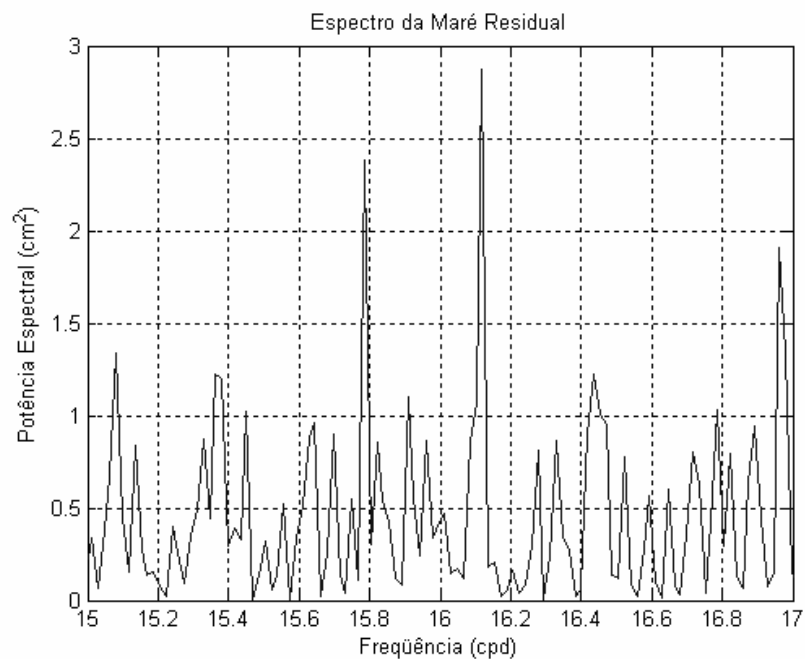


FIGURA 40 – ANÁLISE ESPECTRAL DA MARÉ RESIDUAL DE 15 A 17 cpd (EM-01)
 FONTE: O autor (2008)

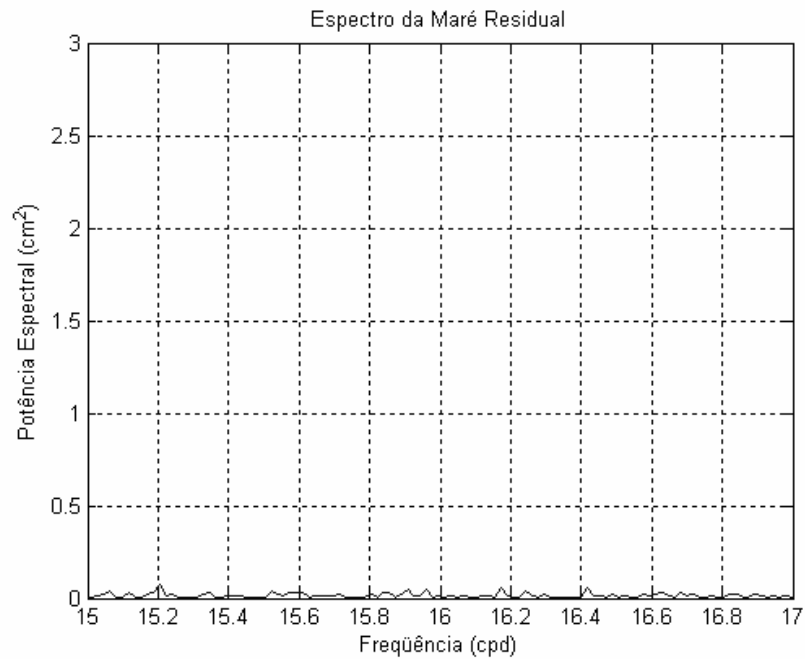


FIGURA 41 – ANÁLISE ESPECTRAL DA MARÉ RESIDUAL DE 15 A 17 cpd (EM-02)
 FONTE: O autor (2008)

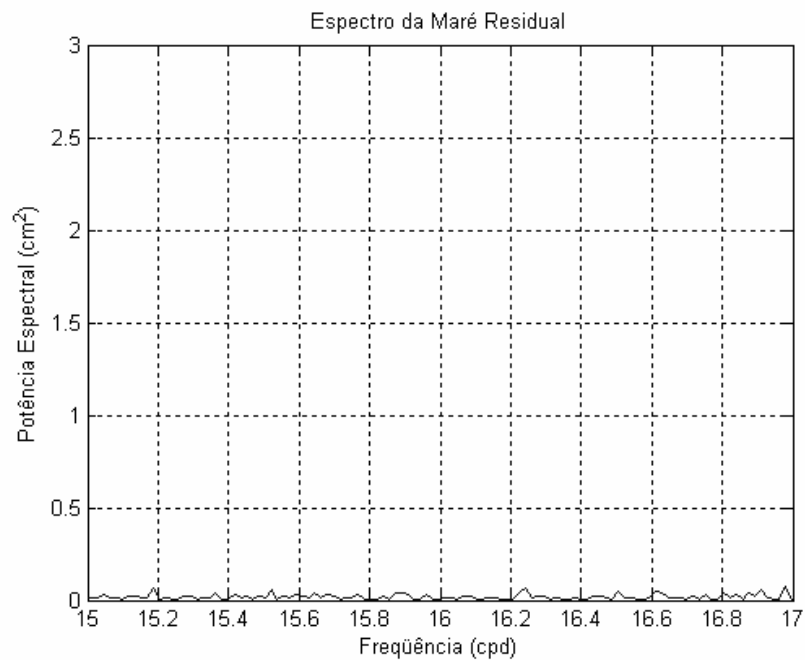


FIGURA 42 – ANÁLISE ESPECTRAL DA MARÉ RESIDUAL DE 15 A 17 cpd (EM-03)
 FONTE: O autor (2008)

Ao investigar o espectro da intensidade do vento (FIGURA 43), curiosamente, foram verificados sinais de baixa frequência (com período inferior a três dias). Notam-se neste caso, duas frequências fundamentais; uma com um pico correspondente à frequência diurna e outro pico correspondente à frequência semidiurna. O pico correspondente à frequência diurna é possivelmente associado ao fenômeno de brisa.

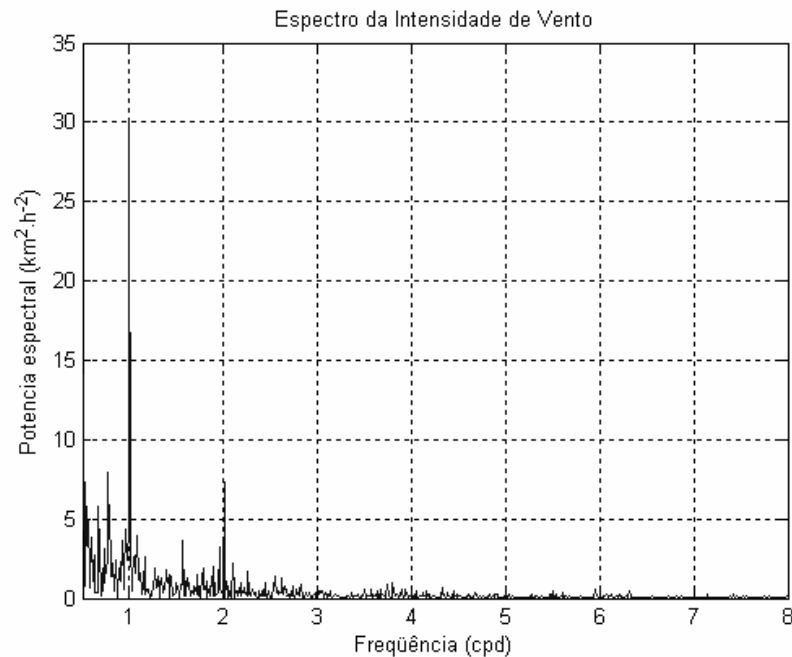


FIGURA 43 – DENSIDADE ESPECTRAL DA INTENSIDADE DE VENTO
 FONTE: O autor (2008)

4.2 NÚMEROS GEOPOTENCIAIS E ALTITUDES

Foram calculadas as diferenças de potenciais ($-\delta W_i$) entre as estações implantadas ao longo do perímetro das lagoas. Os espaçamentos entre as observações gravimétricas para as estações seguiram a sugestão dada em Freitas e Blitzkow (1999) transcritos na TABELA 2, para áreas onduladas segundo a densidade sugerida por Bonford (1971). Como no caso em estudo a área é de perfil suave, sendo ondulado somente nas porções mais afastadas do DVB, ver FIGURA 13, tal critério pode ser entendido como um tratamento rigoroso e adequado.

Foram calculadas as diferenças de potencial entre as estações no entorno da Lagoa Mirim, Lagoa Imarui e Lagoa Santo Antônio conforme mostrado na FIGURA 44. Para o circuito relativo à Lagoa Mirim, partiu-se da estação ora denominada de M1, no sentido anti-horário fechando um circuito nesta mesma estação (M1). Para o circuito pertencente à Lagoa Imarui, partiu-se da estação ora denominada de M19, pertencente também ao circuito da Lagoa Mirim, com outro ponto em comum, sendo o M20, estes dois pontos pertencem aos dois circuitos. Para a Lagoa Santo Antônio partiu-se da estação denominada de SA1, havendo dois pontos de contato com o circuito da Lagoa Imarui, sendo eles I15 e o I16. Estes circuitos foram definidos no sentido anti-horário.

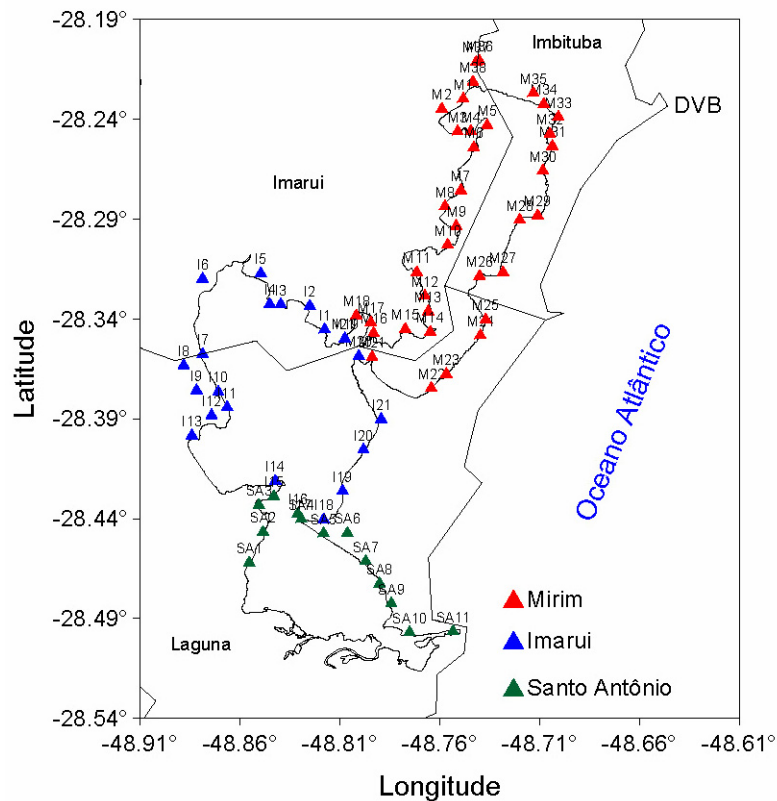


FIGURA 44 – ESTAÇÕES IMPLANTADAS NO SISTEMA LAGUNAR DE IMARUI
 FONTE: O autor (2008)

Estes desníveis geopotenciais (ou variações do geopotencial) foram ajustados pelo MMQ, modelo dos correlatos (GEMAEL, 1994).

Para que sejam obtidos os números geopotenciais relativos ao DVB, deve-se partir da origem das altitudes transportando os desníveis do número geopotencial para cada estação de interesse. Uma vez conhecidos os desníveis em metros e valores médios da gravidade, fica simples a sua realização.

Em campanhas realizadas na área de estudos, conforme descrito em MIRANDA (2006), o valor da gravidade foi mensurado para a RN 4X, sendo seu valor $g_{4X} = 979.166,780$ mGal, sua altitude bruta fornecida em (DALAZOANA, 2005) é de $8,64204$ m $\pm 1,39$ mm, o valor fornecido pelo IBGE é de $8,6362$ m, tornando factível então, a determinação dos números geopotenciais, relativos ao DVB, para as estações ora em questão. A altitude elipsóidica da RN 4X foi definida a partir de ocupação excêntrica, isso devido a obstruções em seu entorno, inviabilizando o posicionamento GPS, sendo seu valor de $h_{4X} = 9,984$ m $\pm 0,002$ m. O número geopotencial para a RN 4X é estimado como $C_{4X} = 84,62$ m²s⁻².

Antigamente, em muitos países, incluindo o Brasil, o nivelamento não era acompanhado de determinações gravimétricas, o que se aplicava era apenas a correção do não paralelismo das superfícies eqüipotenciais da Terra Normal diretamente no desnível da seção. Esta correção pode ser expressa da seguinte forma (GEMAEL, 2002, p. 213):

$$c = 1542 \cdot 10^{-9} \cdot \bar{H} \cdot \Delta\varphi' \cdot \text{sen}(2\bar{\varphi}) \quad (92)$$

sendo: c a correção do não paralelismo das superfícies eqüipotenciais da Terra Normal, numa seção de nivelamento; $\Delta\varphi'$ a diferença de latitudes entre os extremos da seção, em minutos de arco; $\bar{\varphi}$ a latitude média da seção; e \bar{H} a altitude média da seção em metros. A correção c tem a mesma unidade de \bar{H} e é aditiva quando o nivelamento se aproxima do equador.

Suponha-se uma situação, em que, uma linha de nivelamento na direção norte-sul, variando a média da distância nivelada e contra-nivelada de 0 a 50 km conforme mostra a FIGURA 45 em uma região com uma altitude média de 900 metros e com uma latitude média de $-25,5^\circ$. O mesmo exigirá uma correção do não paralelismo das eqüipotenciais conforme mostra a FIGURA 45. Note-se que, de acordo com a precisão almejada para o nivelamento, a desconsideração do não paralelismo das eqüipotenciais comprometerá o mesmo. O limite admissível situa-se à esquerda da intersecção das curvas referentes às precisões almejadas com a reta c das correções.

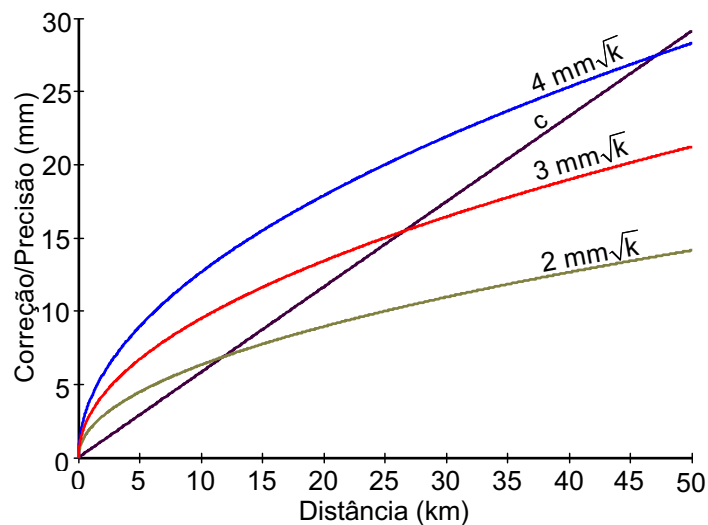


FIGURA 45 – CORREÇÃO DO NÃO PARALELISMO DAS EQUIPOTENCIAIS VERSUS A ACURÁCIA ALMEJADA PARA UM NIVELAMENTO
FONTE: O autor (2008)

Na FIGURA 45 conclui-se que nestas condições, um nivelamento em que se almeja uma acurácia de $2\text{mm}\sqrt{k}$ não poderá ultrapassar 12 km de extensão na direção norte-sul.

Para os cálculos das altitudes normais foram empregadas as equações (54) e (55) de forma iterativa, convergindo no máximo em duas iterações, dependendo do valor inicial para uma aproximação da altitude normal. Neste caso foi usada a própria altitude elipsóidica. Os resultados para algumas RN's da RAFB no entorno do DVB encontram-se na TABELA 10, localizada no Apêndice C.

Os valores dos números geopotenciais para as estações implantadas no perímetro do Sistema Lagunar foi determinado realizando-se conexão com RN's da RAFB. Para tanto, partiu-se da RN 2000F para conectar o circuito da lagoa Mirim ao DVB, foram empregadas as RN's 2000A e 2000C para verificar o transporte dos números geopotenciais. Para a RN 2000A, o erro entre o valor transportado e o valor fornecido foi de $-0,68 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$; para a RN 2000C foi de $1,57 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$. Para o circuito implantado no entorno da Lagoa Imarui fez-se a conexão ao DVB com a RN 2000F. Para controle do transporte dos números geopotenciais neste circuito foi empregada a RN 2000J. Neste caso a discrepância foi de $0,12 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$. Para os pontos no entorno da Lagoa Santo Antônio, fez a conexão com a RN 2000J. Neste caso não houve nenhuma RN para controle. Então, foram adotados pontos em comum com o circuito no entorno da Lagoa Imarui. Neste caso, os pontos foram denominados de I15 e I16. Em ambos os pontos foram observadas discrepâncias de $0,11 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$. Entre os circuitos da lagoa Mirim e Lagoa Imarui existem dois pontos em comum, sendo eles o M19 e o M20. Neste caso as discrepâncias calculadas foram nulas. Os resultados encontram-se resumidos na TABELA 9, localizada no Apêndice D.

Foram calculadas as altitudes ortométricas de Helmert H^H para as RN's e para as estações implantadas no entorno do Sistema Lagunar, bem como as altitudes dinâmicas H^D , estas com gravidade teórica para uma latitude de referência de 45° . Para as três EM's têm-se os seguintes valores:

TABELA 5 – NÚMEROS GEOPOTENCIAIS E ALTITUDES PARA AS EM's

Estação	φ	λ	C (m^2s^{-2})	H^N (m)	H^H (m)	H^D (m)
EM-01	-28,49644	-48,75335	0,75	0,08	0,08	0,08
EM-02	-28,43759	-48,83103	-0,10	-0,01	-0,01	-0,01
EM-03	-28,23003	-48,74816	-0,22	-0,02	-0,02	-0,02

FONTE: O autor (2008)

4.3 AVALIAÇÃO DO MODELO DO GEOPOTENCIAL

Os modelos globais da gravidade são importantes nas determinações locais do geóide (ou do quase-geóide), pois permitem a definição e realização de um sistema de altitude mundial especificado pelo geopotencial global (BURŠA *et al.*, 1999, BURŠA *et al.* 2001, BURŠA *et al.* 2002, BURŠA *et al.* 2004, BURŠA *et al.* 2007). Este geóide (ou quase-geóide) é dependente do conhecimento do geopotencial via um modelo global que expressa as componentes anômalas locais com determinada resolução, no entanto insuficiente para a definição do nível de referência local.

Os modelos globais da gravidade de grau baixo são determinados, principalmente, a partir da análise de órbitas de satélites até o grau e ordem 70; combinando-se estes dados com observações terrestres da gravidade (aéreos, marinhos e continentais) e dados de altimetria por satélites (anomalias da gravidade ou alturas geoidais) permitem a obtenção de modelos com maior resolução, na atualidade com grau e ordem de até 360.

A principal desvantagem da inclusão de valores de anomalias da gravidade terrestre, é que as mesmas refletem inconsistências dos *data* verticais locais, pois são as referências para a redução da gravidade medida na superfície física da Terra.

As análises aqui realizadas são efetivadas em termos de comparações entre valores observados de distúrbios da gravidade e da altura geoidal advinda de modelos locais (*e.g.* GPS/Nivelamento), confrontando-os com os valores advindos dos modelos globais. O sistema utilizado para as comparações foi o GRS 80. Devido à omissão do termo de ordem zero, os desvios padrão serão utilizados para inferir o quanto o modelo se adéqua com os dados de gravidade levantados em campo.

4.3.1 Distúrbios da gravidade

Segundo DALAZOANA (2005), erros relativos à estimativa da TNMM são provenientes em sua maioria de erros do modelo geoidal, ou seja, a estimativa para a TNMM está limitada a erros no conhecimento do campo da gravidade. A autora ainda enfatiza algumas melhorias que podem ser dadas em modelos globais do geopotencial, dentre elas a densificação com posicionamento GPS e gravimetria na região de estudos.

Para a avaliação das anomalias locais do geopotencial (EGM96) foram empregados os distúrbios da gravidade que correspondem aos 265 pontos de validação (mostrados na FIGURA 20). Os valores do distúrbio da gravidade, calculados a partir das observações realizadas em campo, podem ser visualizadas na FIGURA 46. As diferenças entre os valores de distúrbio da gravidade calculado e os provenientes do modelo EGM96 são mostradas na FIGURA 47.

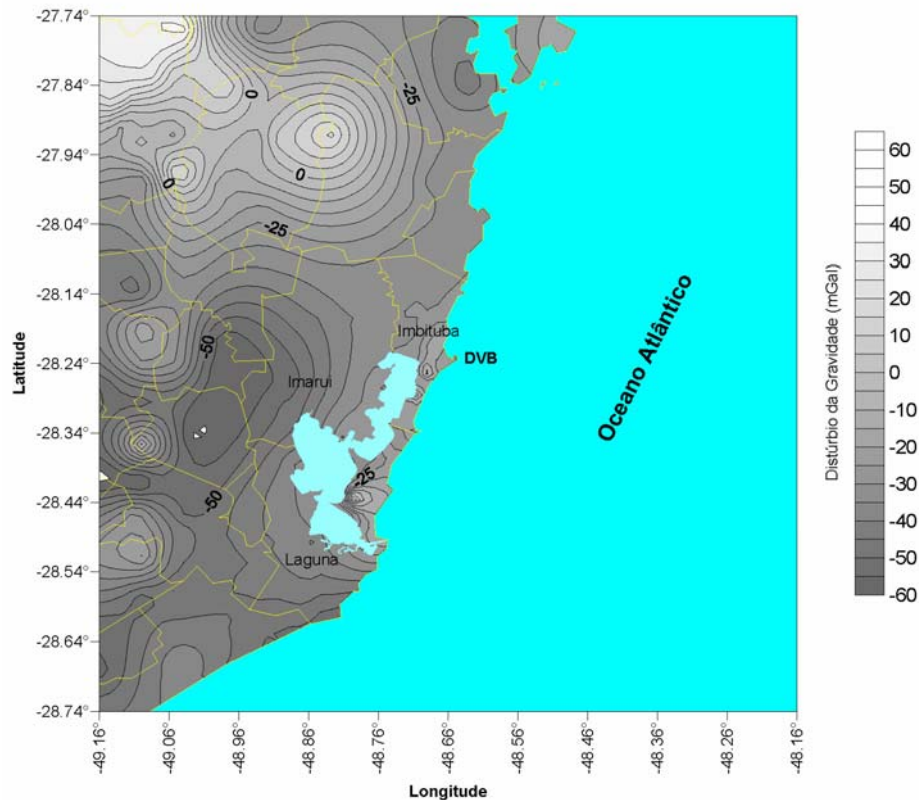


FIGURA 46 – DISTÚRBIO DA GRAVIDADE PROVENIENTE DE DADOS DE CAMPO
 FONTE: O autor (2008)

As estatísticas destas diferenças, entre o modelo global e os resultados obtidos a partir dos dados de campo são: média -3,756 mGal; e um desvio padrão de 13,370 mGal.

Percebe-se pela comparação mostrada na FIGURA 47 que há pouca diferença evidenciada para a região de estudos. Porém, essa precisão do modelo, estimada pelo desvio padrão em 13,370 mGal, evidencia que a inconsistência do modelo para a região pode estar associada à componente anômala do geopotencial.

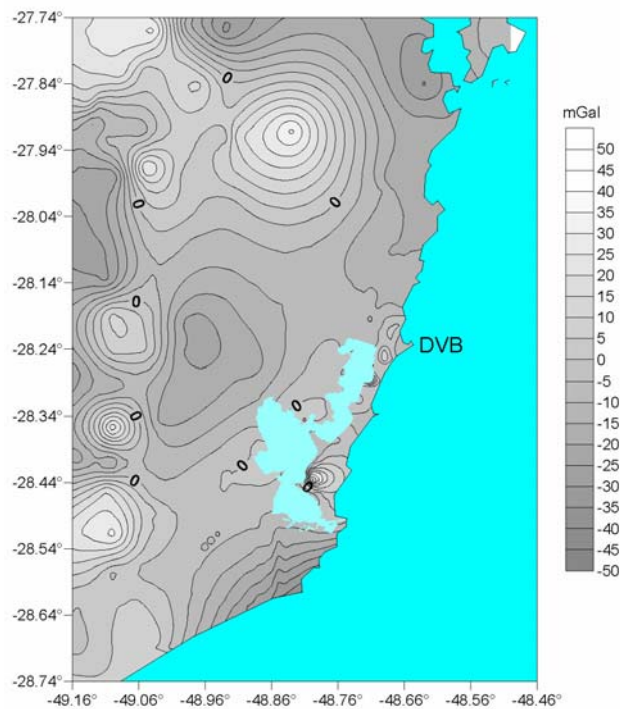


FIGURA 47 – DESVIO OBTIDO COM O MODELO EGM96 RELATIVAMENTE ÀS OBSERVAÇÕES (EQÜIDISTÂNCIAS DE 5 mGal ENTRE AS CURVAS)
 FONTE: O autor (2008)

4.3.2 Alturas geoidais

As alturas geoidais do modelo EGM96 foram determinadas com o programa disponível no *International Centre for Global Earth Models* (ICGEM) (<http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/ICGEM.html>), utilizando os respectivos coeficientes do modelo geopotencial. Com o programa, disponível no sítio do ICGEM, foi possível avaliar o modelo geopotencial em vários graus e ordens para verificar o que mais se adéqua à região de estudo. Deste modo, calculou-se a altura geoidal de cada ponto com o modelo truncado em grau e ordem de 10 a 360, com intervalos de 10. Comparou-se a altura geoidal obtida através do GPS/Nivelamento (N_{GPS}) com os valores dados pelo modelo (N_{EGM96}). As discrepâncias de alturas geoidais encontradas nesta comparação foram analisadas para diagnosticar o quanto o modelo EGM96 está afastado do *datum* vertical, função do grau e da ordem. Selecionou-se neste caso, como melhor opção, a de grau e ordem 360, que proporcionou menor RMS (*Root Mean Square Error*) com a menor média das diferenças (FIGURA 48).

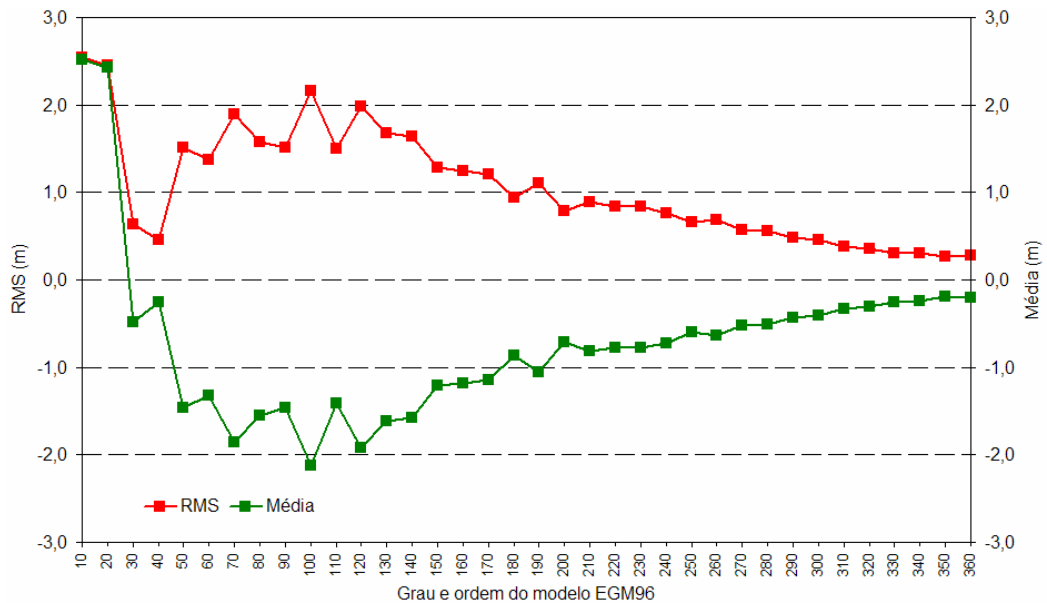


FIGURA 48 – MÉDIA E DESVIO PADRÃO DAS DIFERENÇAS DO MODELO EGM96 TRUNCADO EM VÁRIOS GRAUS E ORDENS
FONTE: O autor (2008)

A TABELA 6 mostra as alturas geoidais provenientes do GPS/Nivelamento e do modelo com grau e ordem 360, bem como as diferenças entre ambas nos pontos de referência. Foram adotados estes pontos para esta estimativa preliminar por apresentarem uma distribuição que mais se adéqua a preconizada em Burša *et al* (2002) para a determinação de efeitos anômalos na parte continental ao longo de linhas de nivelamento.

TABELA 6 – COMPARAÇÃO ENTRE OS PONTOS GPS/Niv. E O EGM96 PARA O GRAU 360

RN	N_{GPS} (m)	N_{EGM96} (m)	ΔN (m)
2000J	1,49	1,73	-0,25
2000Z	0,95	1,56	-0,61
2001G	1,48	1,57	-0,09
2003Z	1,36	1,57	-0,21
2000F	1,48	1,74	-0,26
2000R	1,43	1,58	-0,15
2001D	1,68	1,57	0,12
2001N	1,36	1,59	-0,22
2004H	1,25	1,43	-0,17
		Média (m)	-0,21
		RMS (m)	0,27
		Amplitude (m)	0,73

FONTE: O autor (2008)

Analisando os valores desta tabela percebe-se que o *datum* altimétrico local não corresponde ao valor de referência do modelo geopotencial global (EGM96).

Analisando-se a média e a dispersão das diferenças nota-se que entre os graus e ordens 10 e 70 houve uma variação bastante irregular (FIGURA 48), sendo

que neste intervalo, o melhor resultado encontrado foi para o grau e ordem 40, que coincide com o modelo obtido com apenas dados de satélites.

A partir do grau e ordem 40, a média apresentou oscilações até o valor 180, depois vai se aproximando da origem gradualmente e atinge seu afastamento mínimo no grau e ordem 360, enquanto o RMS é suavemente variável ao longo deste trecho atingindo seu menor valor no grau e ordem 360. Sendo assim, verificou-se que o grau e ordem 360 é o mais adequado para apresentar o modelo EGM96 por ser o mais preciso (menor RMS) dentre os analisados.

4.3.3 Estimativa do geopotencial local para o DVB

Com os dados levantados foi possível estimar o afastamento vertical e a diferença de potencial para o DVB com relação a um geopotencial global (W_0) conforme descrito no item 3.4.4, e conseqüentemente estimar o valor do geopotencial local (W_i). Para estimar este último valor, fez-se necessário a adoção de um valor para o geopotencial global (W_0) que segundo Dalazoana (2005) o estabelecimento de um consenso visando à fixação de um valor para W_0 não é uma das tarefas mais triviais.

Em Burša *et al.* (2004) é dado um valor para o geopotencial local em Imituba igual a $W_{IMB} = 62.636.855,68 \pm 0,83 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$, implicando em um valor de $\delta H_{IMB} = +(0,03 \pm 0,07) \text{ m}$ acima do geóide global $W_0 = 62.636.856,0 \pm 0,5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$. Em Sánchez (2005) é fornecido um valor de $\delta H_{IMB} = -0,20 \text{ m}$ abaixo do geóide global $W_0 = 62.636.853,11 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$.

Com relação ao afastamento do geóide local em relação a um geóide global, neste caso o EGM96, o DVB encontra-se a -22 cm, ou seja, o geóide local está 22 cm abaixo do geóide global sendo, por tanto, $\delta H_{IMB} = -(0,22 \pm 0,01) \text{ m}$. Esta média foi estimada a partir de 9 RN's da RAFB e considerando o modelo EGM96 sem erros e sendo desprezado o termo de ordem zero N_0 para o modelo global. Este valor para o DVB esta em conformidade com o valor publicado por Sánchez (2005), considerando o W_0 fornecido por este mesmo autor, tem-se $W_{IMB} = 62.636.855,26 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$. Se o fornecido por Burša *et al.* (2004) tem-se

$W_{IMB} = 62.636.858,15 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$. De forma resumida têm-se na TABELA 7 os valores do geopotencial global e o geopotencial local para o DVB.

TABELA 7 – VALORES PARA O GEOPOTENCIAL GLOBAL E LOCAL (DVB)

Autor	W_0	W_{IMB}
Burša <i>et al.</i> (2004)	$W_0 = 62.636.856,00 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$	$W_{IMB} = 62.636.858,15 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$
Sánchez (2005)	$W_0 = 62.636.853,11 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$	$W_{IMB} = 62.636.855,26 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$

FONTE: O autor (2008)

4.4 ESTIMATIVA DO POTENCIAL ANÔMALO

A estimativa do potencial anômalo para o DVB deu-se de quatro formas, a saber:

- Com o uso do conjunto de pontos (51 pontos) com altitudes com caráter físico no entorno do sistema lagunar (FIGURA 44), aplicando-se a equação (90) conforme descrito na seção 3.4.4;
- Com o uso do conjunto de RN's (20 RN's) em que foram determinadas altitudes com caráter físico como descrito no item 4.2. Como no item anterior, empregou-se a equação (90). Estas RN's encontram-se em um raio de aproximadamente 60 km a partir do DVB, tanto no sentido norte quanto no sentido sul ao longo da BR 101;
- Com o uso de um conjunto de RN's (5 RN's) que margeiam o lado leste das lagoas Mirim e Imarui;
- Com o uso da superfície aproximadamente equipotencial determinada a partir do NML conforme o item 4.1.

Para o conjunto de pontos implantados no perímetro do sistema lagunar, bem como para as RN's da RAFB foram calculados os potenciais anômalos para cada ponto e suas respectivas estatísticas estão apresentadas na TABELA 8.

TABELA 8 – ESTATÍSTICA PARA O POTENCIAL ANÔMALO NA REGIÃO DO DVB

Estatística (m^2s^{-2})	RN's (2004H a 2001N) (m^2s^{-2})	RN's (2000A a 2000R) (m^2s^{-2})	Pontos (Lagoa) (m^2s^{-2})
média	13,73	14,21	14,48
máximo	20,09	15,15	14,59
mínimo	8,86	12,86	14,39
amplitude	11,23	2,29	0,20

FONTE: O autor (2008)

Analisando esta tabela, têm-se para a segunda coluna as estatísticas relativas às RN's existentes entre o intervalo que vai da RN 2004H (ao norte do DVB) até a RN 2001N (ao sul do DVB) sendo um total de 20 RN's. Para a terceira coluna têm-se as estatísticas para as RN's 2000A, 2000C, 2000F, 2000J e 2000R. Estas RN's praticamente encontram-se margeando o lado leste das lagoas Mirim e Imarui. Fez-se esta análise em separado pelo fato destas RN's (2000A a 2000R) estarem praticamente nas mesmas condições que os pontos no entorno do sistema lagunar, sendo nestas os valores médios do potencial anômalo bastante próximos.

O gráfico apresentado na FIGURA 49 mostra o comportamento do potencial anômalo ao longo das RN's entre o intervalo da 2004H até a 2001N bem como o comportamento do relevo através das altitudes normais.

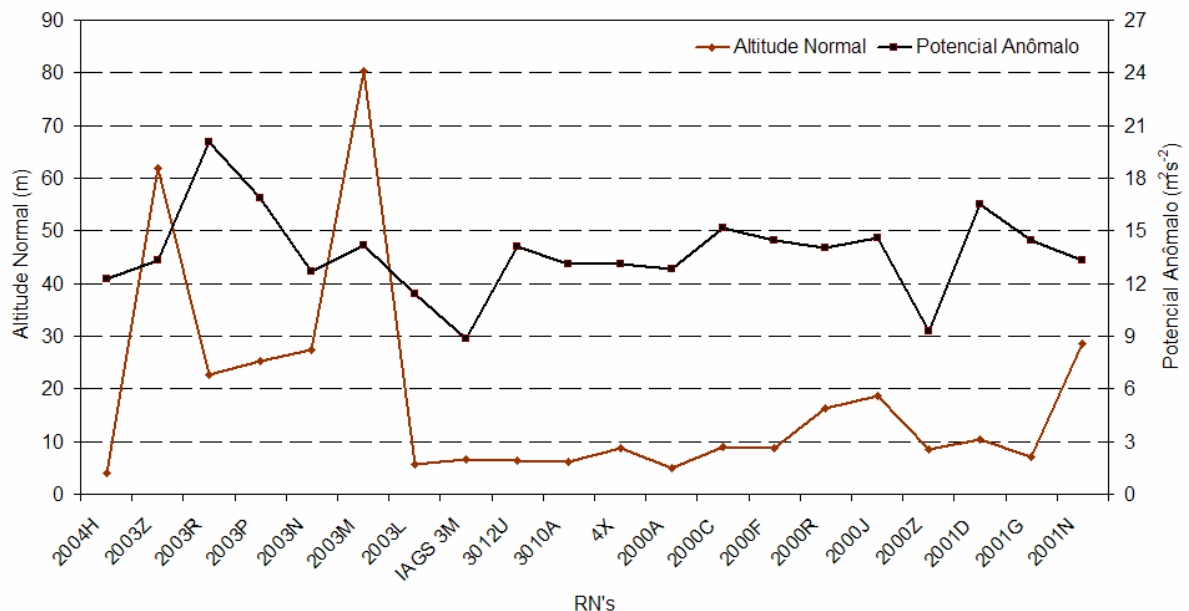


FIGURA 49 – ALTITUDE NORMAL E POTENCIAL ANÔMALO

FONTE: O autor (2008)

A FIGURA 49 apresenta a distribuição espacial do potencial anômalo ao longo das RN's (2004H a 2001N). Visualizam-se neste gráfico alguns picos proeminentes dos valores do potencial anômalo em relação à média ($13,73 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$). Estes pontos mostram em termos do potencial anômalo o quanto que a superfície física se afasta do teluróide local, bem como o quase-geóide local do elipsóide de referência. É importante observar que a gravidade normal determinada sobre o teluróide para estes pontos apresenta um valor máximo de $9,7921 \text{ ms}^{-2}$ e um mínimo de $9,7915 \text{ ms}^{-2}$. Em termos de distância, esta separação das superfícies, teluróide e superfície física são dadas pela anomalia de altura para os pontos em questão.

O potencial anômalo no entorno do perímetro do sistema lagunar, praticamente todos os pontos apresentam o valor do potencial anômalo em torno do valor médio ($14,48 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$).

A superfície equipotencial determinada a partir do NML, neste caso um geope, é representada pela linha de número geopotencial constante igual a $C_{(NML)(DVB)} = 0,14 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$, com referência neste caso, ao DVB. Esta superfície é materializada a partir das altitudes dinâmicas ($H^D = 0,01 \text{ m}$, para uma latitude de referência de 45°), que neste caso deve ser praticamente constante, pois, o numerador apresenta pequenas variações enquanto o denominador da equação (59) permanece constante. A interseção desta superfície com o relevo, este representado em termos de altitudes dinâmicas, materializa a linha com o valor de número geopotencial constante. Porém, não foi possível a sua representação gráfica por não se ter em mãos uma batimetria das lagoas e nem um MDT com acurácia o suficiente. Em campo ela é materializada na superfície lançando-se seções transversais a partir dos pontos localizados no entorno do perímetro lagunar até a borda d'água, em função das altitudes dinâmicas.

Esta informação é importante, pois permite avaliar a componente anômala do geopotencial no DVB, suprimindo a carência de informações necessárias para a sua quantificação e posterior análise. Essa grandeza é ideal para quantificar a influência das massas anômalas que distanciam a Terra Real de seu modelo, a Terra Normal.

Determinou-se ainda o potencial anômalo dado pelo modelo EGM96 para a região de estudos, a representação do mesmo pode ser visualizada na FIGURA 50. Para a área de $1^\circ \times 1^\circ$ o potencial anômalo médio é de $19,85 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$, incluindo a parte oceânica com centro no DVB. Nota-se na FIGURA 53 que para o DVB, e o Sistema Lagunar de Imarui este valor encontra-se entre 14 a $19 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$, mostrando certa coerência do modelo EGM96 desenvolvido até o grau e ordem 360 em termos de potencial anômalo para a região do DVB quando comparado com as médias da TABELA 7 bem como com o valor estimado através do NML. A componente global do potencial anômalo é dada pelo modelo EGM96, a componente anômala local é dada pelas observações levantadas em campo (GPS/Nivelamento associado à gravimetria). A diferença destas duas componentes conforme a equação (43) escrita na forma:

$$T_{residual} = T_{local} - T_{global} \quad (93)$$

fornece uma componente anômala residual, que para os dados analisados está em torno de $-2,36 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$.

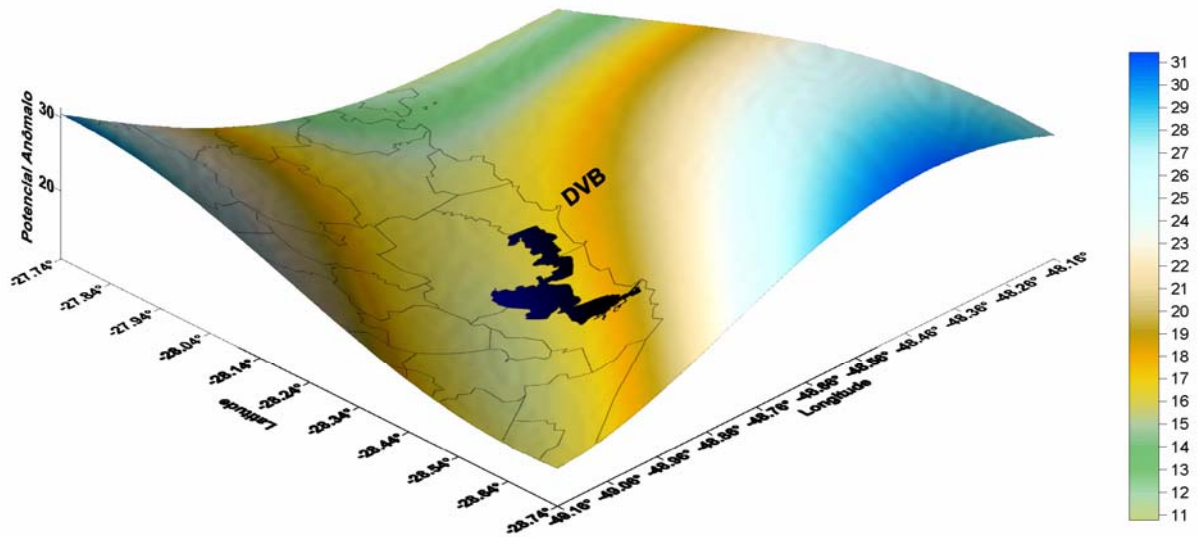


FIGURA 50 – POTENCIAL ANÔMALO PARA O MODELO EGM96 (m^2s^{-2})
 FONTE: O autor (2008)

5 DISCUSSÃO

As análises das alturas horárias das estações maregráficas apresentaram valores médios discrepantes entre si, sendo, neste caso, analisadas em um referencial geométrico (elipsóide de referência). Para o período analisado (03/07/2007 a 11/10/2007) a EM-01 apresentou o nível médio maior que os das demais estações (EM-02 e EM-03). Uma análise da maré residual (maré meteorológica) mostra que existe uma correspondência entre os níveis d'água residuais nas EM's dado pela dispersão dos dados e pelo índice de correlação em aproximadamente 90% entre as três EM's. Uma análise visual dos espectros das marés observadas na faixa de 0,02 a 0,5 cpd para as EM's indica uma grande concentração de energia nas frequências mais baixas que pode ser associada a uma tendência de decréscimo do nível médio das lagoas no período determinado tanto para a maré residual quanto para a observada. Este fato aponta para a necessidade de uma análise com uma janela maior (acima de 1 ano de observação) visando à detecção de possíveis efeitos sazonais. Outra concentração acentuada de energia nas três estações acontece para a faixa de 0,2 a 0,25 cpd (5 e 4 dias respectivamente), usualmente associada com passagens de frentes meteorológicas que determina alterações de nível de cerca 42 cm na EM-01, 34 cm na EM-02 e 44 cm na EM-03. Também, nas três estações existe concentração de energia para a faixa de 0,15 cpd correspondendo a um período de 6,66 dias, com magnitudes mais significativas nas estações EM-01 (~ 34 cm) e EM-03 (~ 45 cm). Constata-se que os fenômenos de baixa frequência têm amplitudes menores na EM-02, provavelmente devido a influência do aterro no canal de Laranjeiras sobre a circulação d'água entre as lagoas Santo Antônio e Imarui. A representação espectral das marés residuais na faixa usual de análise maregráfica de 0,5 a 8 cpd constatou-se que somente na EM-01 existe energia significativa concentrada. Esta concentração residual ocorre na banda semidiurna, alcançando amplitude de aproximadamente 14,6 cm e é provavelmente associada com a geração de uma onda de maré forçada na lagoa pela contaminação da maré oceânica semidiurna, porém com fase diferente.

A superfície equipotencial ($W_{(NML)}$) gerada a partir da análise das alturas horárias do nível d'água do Sistema Lagunar de Imarui mostrou-se coerente com as informações levantadas no entorno das lagoas, neste caso, informações

GPS/Nivelamento e GPS/RTK ambos associados à gravimetria. Esta equipotencial está estimada em $C_{(NML)(DVB)} = 0,14 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$, quando associada ao DVB. Alguns pontos localizados na margem das lagoas foram relacionados à rede de nivelamento da RAFB. As diferenças em números geopotenciais desses pontos, em comparação com os valores obtidos com as RN's no entorno, concordam com discrepância média de $0,28 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ com um desvio padrão de $0,98 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$. Isso é uma evidência de que, nessa parte das lagoas, o NML está perto de uma superfície equipotencial. Outras comparações estão sendo planejadas, apesar das dificuldades impostas pela topografia, e com a convicção de que a completa validação dessa suposição é muito importante para análises futuras no DVB. Com este objetivo, fazem-se necessárias observações do nível d'água com períodos maiores que um ano, para que seja determinada a tendência de longo período do nível médio das mesmas, minimizando-se a influência nas análises de efeitos sazonais.

As diferenças em altura geoidal entre as dadas pelo modelo EGM96 e aquelas determinadas por GPS sobre RN's vinculadas ao DVB, tiveram um menor RMS para o grau e ordem 360. A análise feita com o modelo EGM96 e GPS/Nivelamento mostra que o RMS mantém-se estável até o grau e ordem 140 e então decresce até atingir o valor mínimo para grau e ordem 360. A média das diferenças, até o grau e ordem 100 oscila entre $\pm 2\text{m}$ e tende a zero na medida que se aproxima do maior grau e ordem da expansão. Estes aspectos estão apresentados na FIGURA 48. Assim, observa-se que a melhor adequação está realmente associada com a maior resolução do modelo (55 km) que é a metade da dimensão da área de estudos de $1^\circ \times 1^\circ$ ($\sim 110 \times 110 \text{ km}$) conforme a FIGURA 12. Com relação à comparação realizada através do distúrbio da gravidade, o modelo EGM96, mostrou-se com uma acurácia relativa de 13 mGal desenvolvido até o grau e ordem 360.

No entanto, deve ser ressaltado que testes mais adequados, para os graus mais baixos, devem ser associados com áreas de estudo mais amplas que a adotada no presente estudo. Por exemplo, para se verificar a adequação de modelos do geopotencial desenvolvidos em harmônicos esféricos, para graus e ordens na faixa 70 a 75 (resolução espacial de 285 km a 266 km), seria adequada a análise sobre dados filtrados de ocupação GPS/Nivelamento, em uma área de $5^\circ \times 5^\circ$. Um trabalho neste sentido foi efetivado por Jamur (2007) relativamente a

modelos de geóides gravimétricos e oriundos de missões por satélites para o Estado do Paraná. Os comprimentos de onda referidos são de grande importância pois situam-se na melhor faixa de resolução das missões gravimétricas por satélites.

Com relação ao afastamento do geóide local em relação a um geóide global, neste caso o do EGM96, o mesmo encontra-se em -22 cm, ou seja, o geóide local está 22 cm abaixo do geóide global sendo, por tanto, $\delta H_{IMB} = -(0,22 \pm 0,01)$ m. Esta média foi estimada a partir de 9 RN's da RAFB e considerando o modelo EGM96 sem erros. O valor fornecido por Sánchez (2005) para o afastamento vertical do DVB está em conformidade com o valor estimado neste trabalho. Independente de qual seja o valor para o geopotencial global, um fator importante é a diferença de potencial que precisa ser determinada de forma acurada para o DVB relativamente a um SGA. Este valor, em relação ao EGM96, está estimado em $\delta W = 2,15 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$. Deve ser enfatizado que este é um valor preliminar de estimativa da componente anômala do geopotencial para o DVB. Um valor mais apropriado necessariamente deverá ser determinado via uma abordagem que considere a integração dos subespaços oceano/continente (FREITAS *et al.* 2002).

Para a determinação da diferença de potencial através da interação oceano continente faz-se necessário o conhecimento da componente anômala do geopotencial para o DVB. A abordagem do aspecto continental faz-se necessário da parcela anômala relativa ao continente, sendo assim (FREITAS *et al.* 2007b):

$$-\frac{\partial T}{\partial r} - \frac{2}{r}T = g_i - \frac{2}{r}\delta W_i.$$

Daí um dos principais motivos para a determinação da parcela anômala do geopotencial na região do DVB. Conforme abordado no item 4.4, determinou-se o potencial anômalo dado pelo modelo EGM96 para a região de estudos, que apresentou um potencial anômalo médio de $19,85 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$, incluindo a parte oceânica com centro no DVB em uma área de $1^\circ \times 1^\circ$. A componente global do potencial anômalo é dada pelo modelo EGM96 que, considerando somente a parte continental, tem-se uma média de $16,5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para a região do DVB juntamente com a região do sistema lagunar. A componente anômala local é dada pelas observações levantadas em campo (GPS/Nivelamento, GPS/RTK associados à gravimetria e $W_{(NML)}$) que para a média envolvendo estas três abordagens forneceu um valor de

14,14 m^2s^{-2} . A diferença destas duas componentes fornece a componente anômala residual, que para os dados analisados está em torno de $-2,36 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$. A inclusão da $W_{(NML)}$ permite avaliar a componente anômala do geopotencial no DVB, suprimindo a carência de informações necessárias para a sua quantificação e posterior análise. Essa grandeza é ideal para quantificar a influência das massas anômalas que distanciam a Terra Real de seu modelo, a Terra Normal.

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

6.1 CONCLUSÕES

Considerando as metodologias propostas, os resultados obtidos e suas análises no contexto deste trabalho, podem-se apresentar as seguintes conclusões:

A região contígua ao *Datum* Vertical Brasileiro carece de observações e informações necessárias ao estudo e de execução da conexão de redes verticais. Boa parte das referências de nível foram destruídas e/ou movimentadas. A utilização de uma superfície de corpo d'água natural como o caso do Sistema Lagunar de Imarui, para a aproximação de uma superfície equipotencial mostra-se como uma alternativa adequada para complementação de dados.

Foram reunidas informações de estações na região contígua ao DVB, porém, existem ainda alguns vazios. Foi implantada uma estrutura de pontos no entorno do sistema lagunar, para estes pontos determinou-se as altitudes normais, altitudes ortométricas de Helmert e altitudes dinâmicas. Esta estrutura de pontos geodésicos possuem informações gravimétricas e ainda posição elipsóidica definida com GPS/RTK. Adicionalmente a ocupação de todas as RN's disponíveis na área de estudos foram também ocupadas, dando consistência aos novos pontos implantados.

A integração das informações do NML contribui para a representação e quantificação da parcela anômala do geopotencial na região de estudos. A metodologia adotada neste trabalho mostrou-se eficiente em termos da coerência dos valores obtidos, quando confrontados com alguns valores de referência.

A componente anômala do geopotencial tende à média determinada para as RN's, bem como para a média nos pontos do entorno das lagunas e que por sua vez está em concordância com o valor obtido através do $W_{(NML)}$.

A inclusão da $W_{(NML)}$ permite avaliar a componente anômala do geopotencial no DVB, suprimindo a carência de informações necessárias para a sua quantificação e posterior análise. Essa grandeza é ideal para quantificar a influência das massas anômalas que distanciam a Terra Real de seu modelo, a Terra Normal.

Quando considerada a análise do campo da gravidade na região em estudo, está certamente contribuirá para a estimativa futura da TNMM via alternativa para a determinação da componente anômala do geopotencial.

A análise espectral das marés do Sistema Lagunar de Imarui mostrou a existência de ressonâncias locais não modeladas na análise harmônica. Foi constatado um decréscimo no nível médio das lagoas quando analisado as baixas frequências que apresentam uma grande concentração de energia. Este fato aponta para a necessidade de um período maior de observações do nível d'água para a detecção de possíveis efeitos sazonais.

O valor para o geopotencial do DVB depende do valor do geopotencial global W_0 tomado como referência para o Sistema de Altitudes Global. No entanto, de forma independente de qual o valor adotado para o geopotencial global W_0 , o importante é uma referência unívoca deste valor, com a qual poder-se-á conectar *data* altimétricos.

6.2 RECOMENDAÇÕES

Os resultados alcançados, as análises realizadas e os problemas observados permitem estabelecer as seguintes recomendações:

- Realizar levantamentos de informações gravimétricas associados com o GPS sobre as RN's da RAFB em uma região de $5^\circ \times 5^\circ$ com centro no DVB, para a determinação dos desníveis do geopotencial, considerados desenvolvimentos harmônicos acima do grau e ordem 70.
- Realizar estudos e análises de efeitos temporais na região do DVB, sendo os mesmos de fundamental importância para a compreensão dos efeitos temporais relacionados ao geopotencial, principalmente devido às marés terrestres e oceânicas.
- Determinar e aplicar estratégias para a obtenção do valor absoluto da gravidade para o DVB, ponto origem das altitudes brasileira. Este valor é de fundamental importância à modernização da rede altimétrica, pois permite o emprego de números geopotenciais para o cálculo das altitudes físicas.

- Realizar estudo sobre a possibilidade do emprego do GPS na determinação de desníveis tal qual como o nivelamento geométrico para o transporte de números geopotenciais.
- Realizar estudos com o emprego do GPS em bóia para a determinação da variação dos níveis das lagunas visando compreender a sua dinâmica e correlacioná-los com a topografia local e assim compreender a deformação local da superfície equipotencial e determinar efeitos dinâmicos não abordados neste trabalho.
- Desenvolver um geóide gravimétrico para a região, integrando dados continentais e oceânicos visando suprir a deficiência de RN's, principalmente devido ao alto grau de destruição das mesmas.

REFERÊNCIAS

ARDALAN, A. A., SAFARI, A. Global height datum unification: a new approach in gravity potential space. **Journal of Geodesy**. v. 79, n. 9, p. 512-523, dez. 2005. Disponível em: <<http://www.springerlink.com/content/yt2x300761567331/>>. Acessado em: 04/01/2008.

BONFORD, G. **Geodesy**. Oxford: Clarendon, 1971.

BURŠA, M., KOUBA, J., KUMAR, M., MÜLLER, A., RADĚJ, K., TRUE, S.A., VATRT, V., VOJTÍŠKOVÁ, M. Geoidal geopotential and world height system. **Studia Geophysica et Geodaetica**. Praga, v. 43, n. 4, p. 327-337, out. 1999. Disponível em: <<http://www.springerlink.com/content/t2x5v81271118pp5/>>. Acesso em: 27/03/2007.

BURŠA, M., KOUBA, J., MÜLLER, A., RADĚJ, K., TRUE, S.A., VATRT, V., VOJTÍŠKOVÁ, M. Determination of geopotential differences between local vertical datums and realization of a world height system. **Studia Geophysica et Geodaetica**. Praga, v. 45, n. 2, p. 127-132, abr. 2001. Disponível em: <<http://www.springerlink.com/content/h5681g7r2855n324/>>. Acesso em: 27/03/2007.

BURŠA, M., KENYON, S., KOUBA, J., RADĚJ, K., VATRT, V., VOJTÍŠKOVÁ, M., ŠIMEK, J. World height system specified by geopotential at tide gauge stations. In: DREWES, H., DOODSON, A. H., FORTES, L. P. S., SÁNCHEZ, L., SANDOVAL, P. (Ed.) Vertical Reference Systems. IAG Symposium, Cartagena, Colombia. Berlim, Springer-Verlag. p. 291-296. 2002.

BURŠA, M., KOUBA, J., KUMAR, M., MÜLLER, A., RADĚJ, K., TRUE, S.A., VATRT, V., VOJTÍŠKOVÁ, M. A global vertical reference frame based on four regional vertical datums. **Studia Geophysica et Geodaetica**. Praga, v. 48, n. 4, p. 493-502, jul. 2004. Disponível em: <<http://www.springerlink.com/content/t23g447131178up1/>>. Acesso em: 27/03/2007.

BURŠA, M., KENION S., KOUBA, J., ŠÍMA, Z., VATRT, V., VÍTEK, V., VOJTÍŠKOVÁ, M. The geopotential value w_0 for specifying the relativistic atomic time scale and global vertical reference system. **Journal of Geodesy**. v. 81, n. 2, p. 103-110, fev. 2007. Disponível em: <<http://www.springerlink.com/content/l31774t80mg14888/?p=6bc7d49c606a416ab39c39b840299401&pi=2>>. Acesso em: 21/06/2007.

COGLIANO, D. Del, DITRICH, R., RICHTER, A., PERDOMO, R., HORMAECHEA, J. L., LIEBSCH, G., FRITSCH, M. Regional geoid determination in tierra del fuego including GPS levelling. **Geologica Acta**. v. 5, n. 4. p. 315-322, 2007. Disponível em:

em: < <http://www.raco.cat/index.php/GeologicaActa/article/viewFile/82439/107885>>.
Acesso em: 13/02/2008.

CORDINI, J. **Estudo dos aspectos geodinâmicos no datum da rede altimétrica do sgb**. 159 f. Tese (Doutorado em Ciências Geodésicas) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1998.

DALAZOANA, R. **Estudos dirigidos à análise temporal do datum vertical brasileiro**. 188 f. Tese (Doutorado em Ciências Geodésicas) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2005.

FRANCO, A. dos S. **Marés: fundamentos, análise e previsão**. Niterói: Diretoria de Hidrografia e Navegação, 1997.

FREITAS, S. R. C. de. **Marés Gravimétricas: Implicações para a Placa Sul-Americana**. 264 f. Tese (Doutorado em Geofísica) – Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

FREITAS, S. R. C. de; BLITZKOW, D. Altitudes e Geopotencial. **International Geoid Service, Bulletin**. n. 9, 1999.

FREITAS, S. R. C. de; SCHWAB, S. H. S. de; MARONE, E.; PIRES, DALAZOANA, R. – Local effects in the brazilian vertical datum. In: *Vistas for Geodesy in the New Millennium*. **IAG Series**. Berlin: Springer, 2002. p. 102-107.

FREITAS, S. R. C. de. Estratégias para uma nova definição do datum vertical brasileiro e realização da rede vertical brasileira visando suas integrações com o sirgas. In: *V Colóquio Brasileiro de Ciências Geodésicas*. Presidente Prudente. 2007. p. 440-446. 1 CD - ROM.

FREITAS, S. R. C. de., FERREIRA, V. G., PALMEIRO, A. S., DALAZOANA, R., LUZ, R. T., FAGGION, P. L. Modelagem do potencial anômalo no datum vertical brasileiro visando sua nova definição. **Boletim de Ciências Geodésicas**. Curitiba, v. 13. n. 2, p. 395-419. jun./dez. 2007b.

GEMAEL, C. **Introdução ao ajustamento de observações: aplicações geodésicas**. Curitiba: Editora da UFPR, 1994.

GEMAEL, C. **Introdução à geodésia física**. Curitiba: Editora da UFPR, 2002.

GFZ/ISDC. **GeoForschungsZentrum Potsdam, Information Systems and Data Center**. Global Earth Science Data. Disponível em: <http://www.gfz-potsdam.de/welcome_en.html>. Acesso em: 21/11/2007.

GRAFAREND, E. W. ARDALAN, A. A. W_0 : an estimate in the finnish height datum n60, epoch 1993.4, from twenty-five gps points of the baltic sea level project. **Journal of Geodesy**. n. 71. p. 673-679, 1997.

GRAFAREND, E. W. The definition of the telluroid. **Bull. Geod.** n. 52. p. 25-37, 1978.

HECK, B., RUMMEL, R. Strategies for solving the vertical datum problem using terrestrial and satellite data. **Sea Surface Topography and the Geoid** Berlim: Springer-Verlag, 1990. p. 116-128.

HEISKANEN, W. A.; MORITZ, H. **Physical geodesy**. San Francisco: W. H. Freeman, 1967.

HEISKANEN, W. A.; MORITZ, H. **Physical geodesy**. Austria: Reprint Institute of Physical Geodesy, Technical University, 1979.

HEISKANEN, W. A.; MORITZ, H. **Geodesia física**. Madrid, Espanha: Instituto Geográfico Nacional, 1985.

HOFMANN-WELLWNHOF, B.; MORITZ, H. **Physical geodesy**. Austria: Reprint Institute of Physical Geodesy, Technical University, 2005.

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**. 111 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Geodésicas) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2007.

JEKELI, C. **Heights, the geopotential, and vertical data**. Ohio, 2000. 34 p. Disponível em: <<http://www.ceegs.ohio-state.edu/greports/>>. Acesso em: 22/8/2007. Technical Report, Ohio Sea Grant Development Program, NOAA, Grant No. NA86RG0053 (R/CE-7-PD). Report N° 459.

LEIMOINE, F. KENYON, S. FACTOR, J. TRIMMER, R. PAVLIS, N. CHINN, D. COX, C. KLOSKO, S. LUTHCKE, S. TORRENCE, M. WANG, Y. WILLIAMSON, R. PAVLIS, E. RAPP, R. OLSON, T. **The development of the joint nasa – gsfc and the nima geopotential model egm96**. NASA/TP –206861. 1998.

LONGMAN, I. M. Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun. **Journal of Geophysical Research**, Los Angeles, v. 64, n. 12, 1959. p. 2351-2355.

LUZ, R. T.; FREITAS, S. R. C.; PINHEIRO, R. R.; GOLDANI, D.; SANTOS, C. C. C.; DIMAIO PEREIRA, N. R.; SUBIZA PIÑA, W. H. Avaliação das realizações da componente vertical do Sistema Geodésico Brasileiro. In: V Colóquio Brasileiro de Ciências Geodésicas. Presidente Prudente. 2007. p. 31-37. 1 CD - ROM.

MESQUITA, A. R. **Marés, circulação e nível do mar na costa sudeste do brasil**. São Paulo, 1997. Disponível em: <<http://www.mares.io.usp.br/sudeste/sudeste.html>> Acesso em: 10/03/2008.

MIRANDA, F. A. **Contribuição para análise do campo da gravidade na região do datum vertical brasileiro**. 132 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Geodésicas) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2006.

MORETTIN, A. P., TOLOI, C. M. C. **Análise de séries temporais**. São Paulo: Edgard Blücher, 2004.

MORETTIN, A. P. **Ondas e ondaletas**: Da Análise de Fourier à Análise de Ondaletas. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 1999.

MORITZ, H. Geodetic Reference System 1980. **Journal of Geodesy**, v. 74, n. 1, p. 128-133, 2000.

OTT HIDROMETRIE, Operating Instructions. **Data logger using the bubble principle orphimedes**. 2007. p. 24.

PALMEIRO, A. S. **Integração de informações do sgb em um sig, visando a realização do sistema vertical do sirgas**. 282 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Geodésicas) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2007.

PUGH, D.T. **Tides, surges and mean sea-level**. Chichester: John Wiley e Sons, 1987.

RAPP, R. H. Separation between reference surfaces of selected vertical datums. **Bulletin Géodésique**. v. 69, p. 26-31, 1994.

REDE GRAVIMÉTRICA FUNDAMENTAL BRASILEIRA. Rio de Janeiro: Observatório Nacional (ON), 1976 – 1986.

SÁNCHEZ, L. **Deteminación de la superficie vertical de referência para colombia**. 106 f. Tchniche Universität Dresden. Dresde, 2003.

SÁNCHEZ, L. **Definition and realisation of the sirgas vertical reference systems wthin a globally unified height system**. (Ed.) Vertical Reference Systems. IAG Symposium, CiRN's, Australia. Berlim, Springer-Verlag, 2005. p. 638-652.

SÁNCHEZ, L. **Definition and realisation of the sirgas vertical reference system within a globally unified height system**. IAG Symposium, CaiRN's, Austrália. Berlim: Springer-Verlag, 2006.

TORGE, W. **Gravimetry**. Berlin; New York: Walter de Gruyter, 1989.

TORGE, W. **Geodesy**. 2. ed. Berlin; New York: Walter de Gruyter, 1991.

TORGE, W. **Geodesy**. 3. ed. Berlin; New York: Walter de Gruyter, 2001.

VANIČEK, P.; KRAKIWSKY, E. J. **Geodesy: the concepts**. 2. ed. North-Holland, 1986.

VUOLO, J. H. **Fundamentos da teoria de erros**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1996.

DOCUMENTOS CONSULTADOS

ARDALAN, A. A., GRAFAREND, E. W., IHDE, J. Molodenskii potential telluroid based on a minimum-distance map. case study: the quasi-geoid of east germany in the world geodetic datum 2000. **Journal of Geodesy**. v. 76, n. 3, p. 127-138, 2002.

BLITZKOW, D. **O problema de valor de contorno da geodésia**: resultados práticos para a América do Sul. 83 f. Tese (Livre-Docência) – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1986.

DEHLINGER, P. **Marine Gravity**. New York: Elsevier Scientific Publishing Company, 1978.

FEATHERSTONE, W. E. et al. Strategies for accurate determination of orthometric heights from gps. **Survey Review**, v. 34, n. 267, p. 278-296, 1998.

FÖRSTE, C., F. FLECHTNER, R. SCHMIDT, U. MEYER, R. STUBENVOLL, F. BARTHELMES, R. KÖNIG, K. H. NEUMAYER, M. ROTHACHER, CH. REIGBER, R. BIANCALE, S. BRUINSMA, J.-M. LEMOINE, AND J.C. RAIMONDO. **A new high-resolution global gravity field model derived from combination of grace and champ mission and altimetry/gravimetry surface gravity data**. Poster presented at *EGU General Assembly 2005*, Vienna, Austria, 24-29, April 2005.

FÖRSTE, C., F. FLECHTNER, R. SCHMIDT, R. KÖNIG, U. MEYER, R. STUBENVOLL, M. ROTHACHER, F. BARTHELMES, H. NEUMAYER, R. BIANCALE, S. BRUINSMA, J.-M. LEMOINE AND S. LOYER. A mean global gravity field model from the combination of satellite mission and altimetry/gravimetry surface data: EIGEN-GL04C. **Geophysical Research Abstracts**, v. 8, 03462, 2006.

GODIN, G. **The analysis of tides**. Toronto: University of Toronto Press, 1972.

HANSELMAN, D., LITTLEFIELD. **MATLAB® 6**: Curso completo Tradução: Cláudia Sant'Ana Martins. São Paulo: Prentice Hall, 2003.

LAMBECK, K. COLEMAN, R. The earth's shape and gravity field: a report of progress from 1958 to 1982, **Geophysic Journal**, v. 74, p. 25-54, 1983.

LAMBECK, K. **Geophysical geodesy**: The slow deformations of the earth. Oxford: Clarendon Press, 1988.

LEICK, A. **GPS satellite surveying**. 2. ed. New York: John Wiley & Sons, 1995.

LI, Y. SIDERIS, M. Minimization and estimation of geoid undulation errors. **Bulletin Geod.** v. 68, p. 201-219, 1994.

LOPES, A. B. **O geóide gravimétrico e o nível médio do mar na região do datum altimétrico brasileiro**: um estudo comparativo. 82 f. Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2006.

LUZ, R. T. **A influência das ondas de alta e média frequência na observação do nível do mar para aplicações geodésicas**. 168 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Oceânicas). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1996.

MACMILLAN, D. H. **Tides**. London: CR Books Limited, 1966.

MATSUMOTO, É. Y. **MATLAB® 6.5**: Fundamentos de programação. São Paulo: Érica, 2002.

MORITZ, H. **Advanced physical geodesy**. Abacus Press, Wichmann, 1980.

ONSELEN, K. I. van. **The influence of quality on the detectability of sea-level height variations**. NCG Nederlandse Commissie voo Geodesie Netherlands Geodetic Commission, Delft: 2000. p. 204.

PEILIANG, XU, RUMMEL, R. **A quality investigation of global vertical datum connection**. Netherlands Geodetic Commission, Publications on Geodesy, New series n. 34. 1991. p. 51.

SAHU, B. K. **Time series modelling in earth sciences**. India: A. A. Balkema Publishers, 2002.

TRAHTH, M. H. **MATLAB® recipes for earth sciences**. Springer. 2. ed. 2007.

UHSLC. University of Hawaii Sea Level Center. Research Quality Database. UHSLC **Research Quality Sea Level Station Data**. Disponível em: <ftp://ilikai.soest.hawaii.edu/rqds/atlantic/atlantic.lst> Acesso em: 21 out. 2007.

YANG, M.; LO, CHANG-FANG. **Real-time kinematic gps positioning for centimeter level ocean surface monitoring**. Proc. Nat. Sci. Counc. RO(A). v. 24, n. 1, 2000. p. 79-85.

ZAKATOV, P. S. **Curso de geodésia superior**. Madrid, 1986.

APÊNDICE A

TABELA 9 – CONSTANTES HARMÔNICAS AMPLITUDES H E FASES G

Constante	EM - 01			EM - 02			EM - 03		
	Período (cpd)*	H (cm)	G (rad)	Período (cpd.)*	H (cm)	G (rad)	Período (cpd.)*	H (cm)	G (rad)
Mm	27,6	6,8	5,1	27,6	8,5	5,2	27,6	8,3	5,3
MSf	14,8	8,0	4,8	14,8	9,0	5,2	14,8	6,4	5,4
α_1	1,2	0,7	5,3	1,2	0,3	5,2	1,2	0,3	0,3
2Q ₁	1,2	0,2	0,9	1,2	0,3	2,2	1,2	0,5	0,4
Q ₁	1,1	1,6	0,9	1,1	0,5	2,6	1,1	1,5	2,9
O₁	1,1	9,5	1,3	1,1	2,5	2,5	1,1	2,5	3,0
M ₁	1,0	0,1	0,5	1,0	0,1	4,5	1,0	0,7	3,9
K₁	1,0	7,5	2,7	1,0	1,9	3,5	1,0	0,8	5,0
J ₁	1,0	0,3	1,1	1,0	0,3	1,5	1,0	0,5	0,5
OO ₁	0,9	0,1	0,4	0,9	0,3	0,1	0,9	0,3	6,3
KQ ₁	0,9	0,0	0,7	0,9	0,2	4,3	0,9	0,1	3,5
MNS ₂	0,5	0,6	6,1	0,5	0,3	0,5	0,5	0,3	5,2
v_2	0,5	0,8	0,2	0,5	0,4	6,0	0,5	0,7	3,6
N ₂	0,5	2,1	2,7	0,5	0,5	4,5	0,5	1,0	5,1
M₂	0,5	10,7	1,1	0,5	1,6	2,6	0,5	1,8	4,0
L ₂	0,5	0,6	0,2	0,5	0,3	0,3	0,5	0,8	3,6
S₂	0,5	9,4	1,4	0,5	1,3	2,8	0,5	1,6	4,4
KJ ₂	0,5	0,4	2,3	0,5	0,1	3,4	0,5	0,2	5,9
MO ₃	0,3	0,5	5,2	0,3	0,2	3,5	0,3	0,0	4,1
M ₃	0,3	0,9	2,4	0,3	0,1	3,5	0,3	0,4	0,1
MK ₃	0,3	0,9	0,9	0,3	0,1	4,7	0,3	0,1	3,0
SK ₃	0,3	0,4	4,8	0,3	0,2	5,8	0,3	0,5	2,3
MN ₄	0,3	1,2	5,4	0,3	0,1	0,5	0,3	0,2	6,2
M ₄	0,3	2,9	6,0	0,3	0,3	2,6	0,3	0,3	4,6
SN ₄	0,3	0,3	0,4	0,3	0,1	4,5	0,3	0,1	4,6
MS ₄	0,3	1,0	1,0	0,3	0,2	4,0	0,3	0,2	1,5
S ₄	0,2	0,4	5,8	0,2	0,1	0,6	0,2	0,1	1,9
2MK ₅	0,2	0,5	4,6	0,2	0,1	5,5	0,2	0,1	4,6
2SK ₅	0,2	0,4	2,7	0,2	0,0	2,6	0,2	0,1	1,6
2MN ₆	0,2	0,4	4,7	0,2	0,0	1,2	0,2	0,0	5,9
M ₆	0,2	0,4	4,9	0,2	0,0	6,0	0,2	0,1	5,4
2MS ₆	0,2	0,2	5,9	0,2	0,1	3,5	0,2	0,0	4,4
2SM ₆	0,2	0,1	4,9	0,2	0,0	2,7	0,2	0,1	1,9
3MK ₇	0,1	0,3	2,6	0,1	0,0	3,3	0,1	0,1	0,1
M ₈	0,1	0,3	1,1	0,1	0,0	6,0	0,1	0,0	6,1

*(cpd) ciclos por dia

FONTE: O autor (2008)

APÊNDICE B

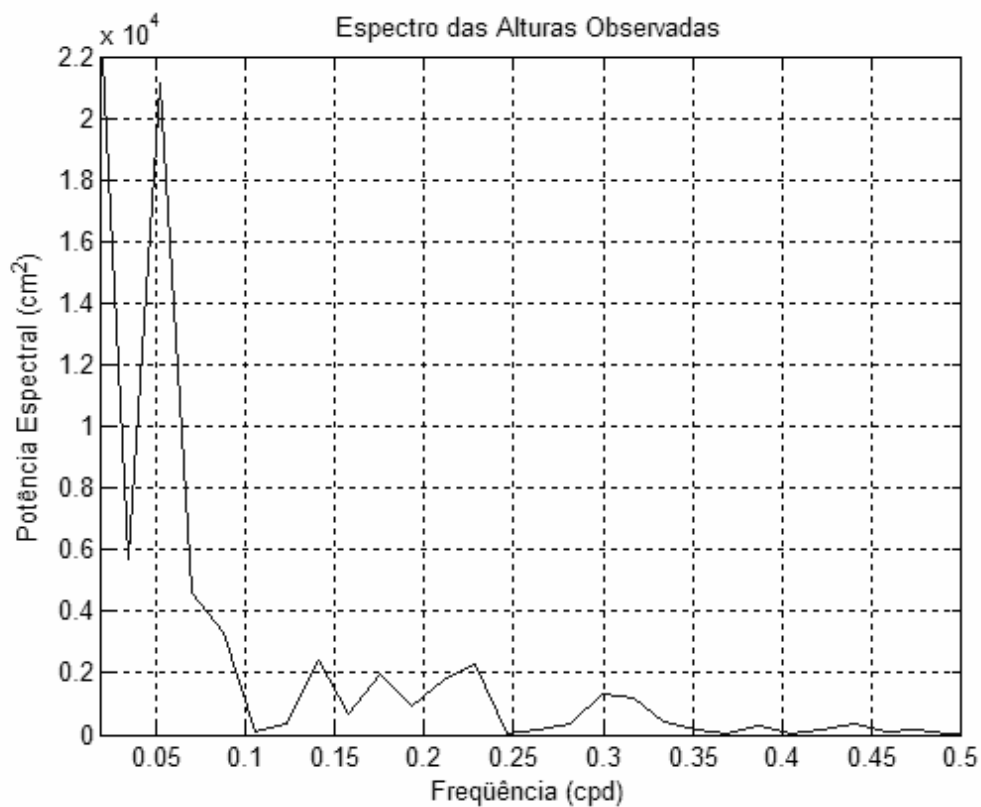


FIGURA 51 – ESPECTRO DA MARÉ OBSERVADA DE 0,02 A 0,5 cpd (EM-01)
 FONTE: O autor (2008)

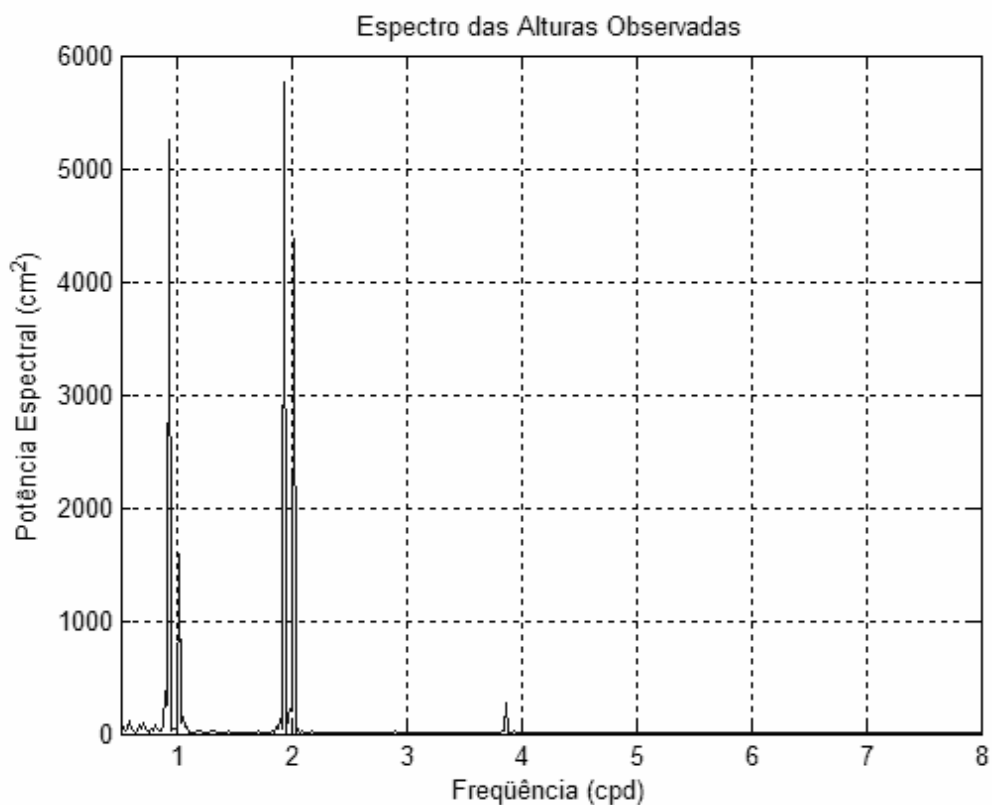


FIGURA 52 – ESPECTRO DA MARÉ OBSERVADA DE 0,5 A 8 cpd (EM-01)
 FONTE: O autor (2008)

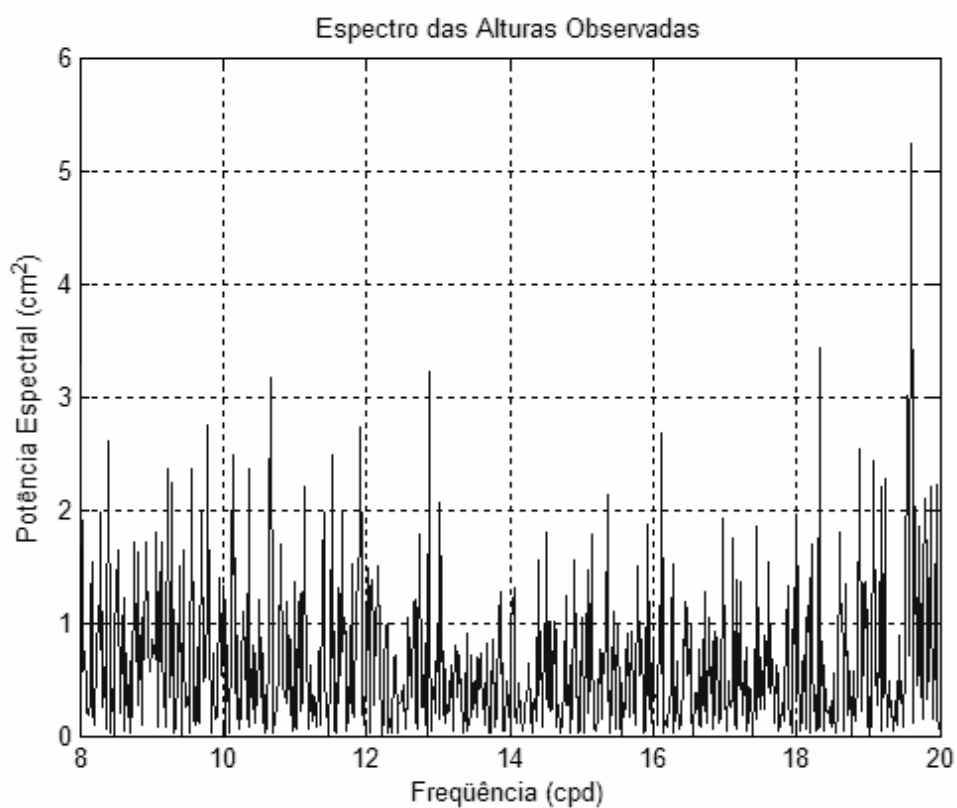


FIGURA 53 – ESPECTRO DA MARÉ OBSERVADA DE 8 A 20 cpd (EM-01)
 FONTE: O autor (2008)

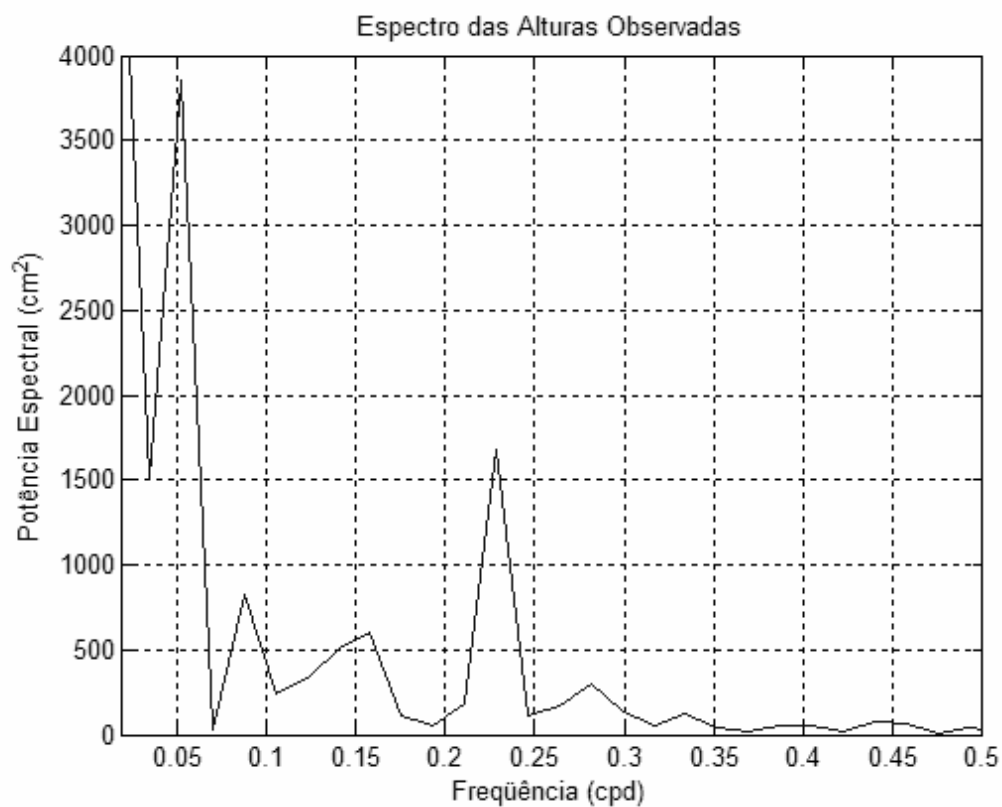


FIGURA 54 – ESPECTRO DA MARÉ OBSERVADA DE 0,02 A 0,5 cpd (EM-02)
 FONTE: O autor (2008)

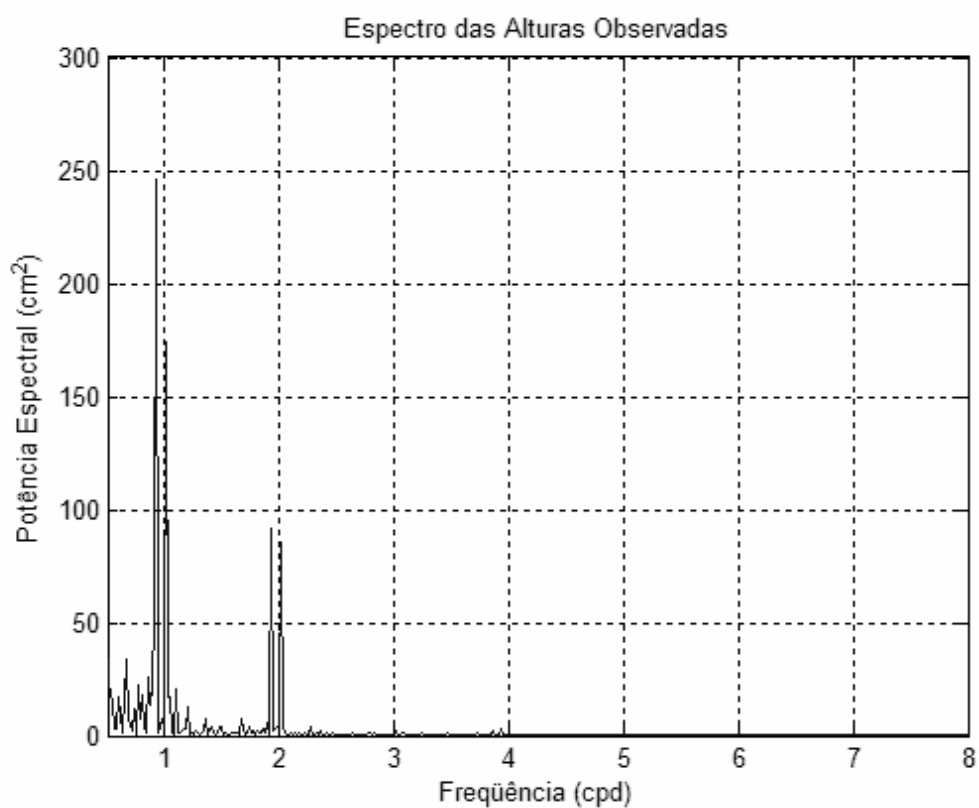


FIGURA 55 – ESPECTRO DA MARÉ OBSERVADA DE 0,5 A 8 cpd (EM-02)
 FONTE: O autor (2008)

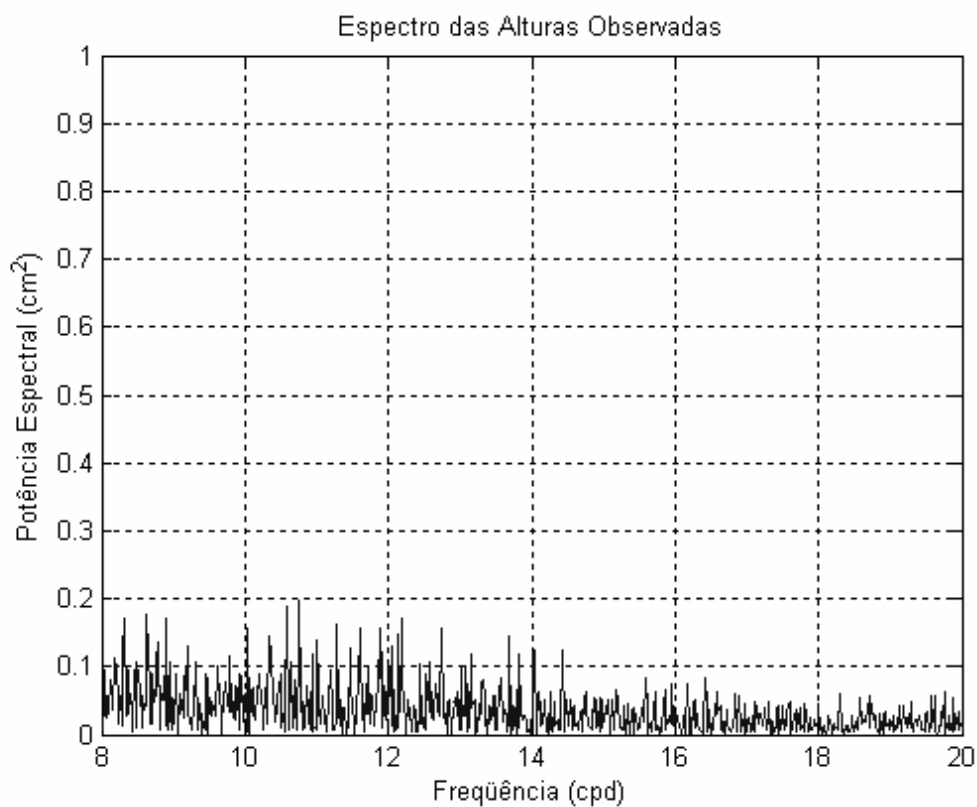


FIGURA 56 – ESPECTRO DA MARÉ OBSERVADA DE 8 A 20 cpd (EM-02)
 FONTE: O autor (2008)

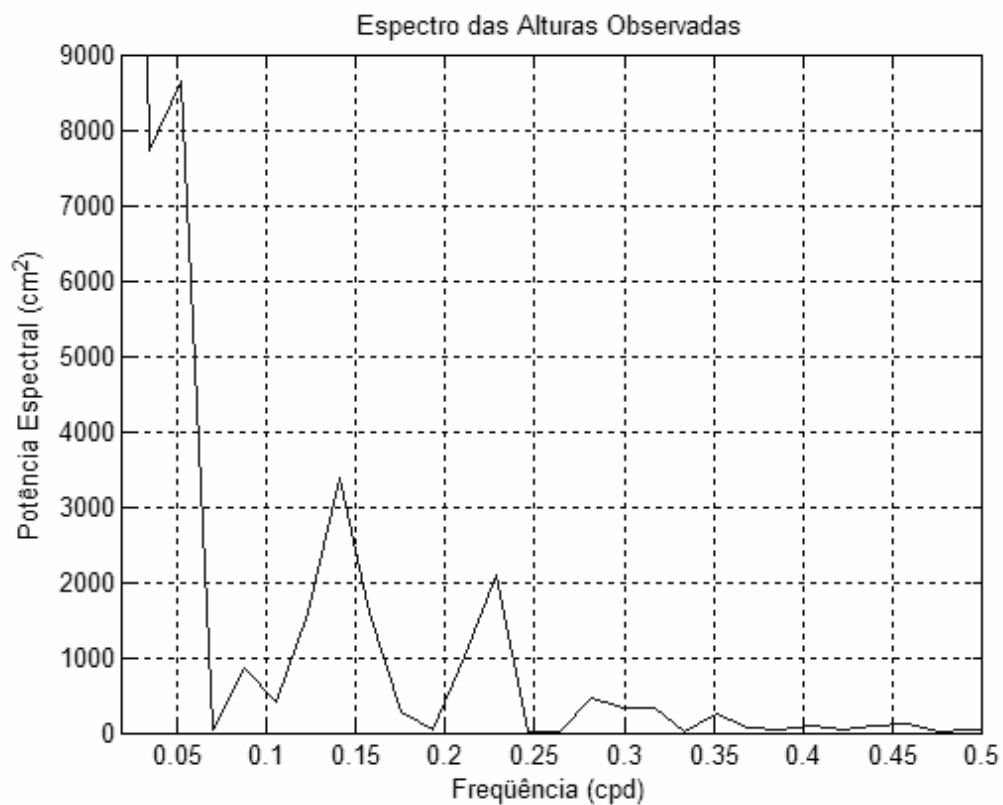


FIGURA 57 – ESPECTRO DA MARÉ OBSERVADA DE 0,02 A 0,5 cpd (EM-03)
 FONTE: O autor (2008)

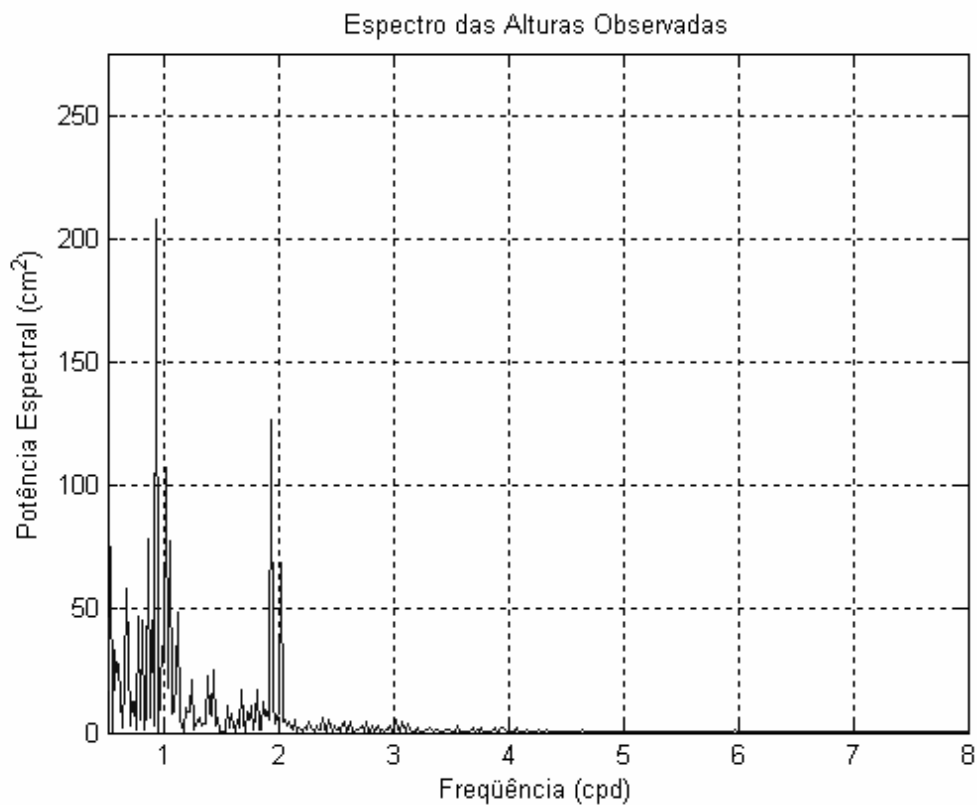


FIGURA 58 – ESPECTRO DA MARÉ OBSERVADA DE 0,5 A 8 cpd (EM-03)
 FONTE: O autor (2008)

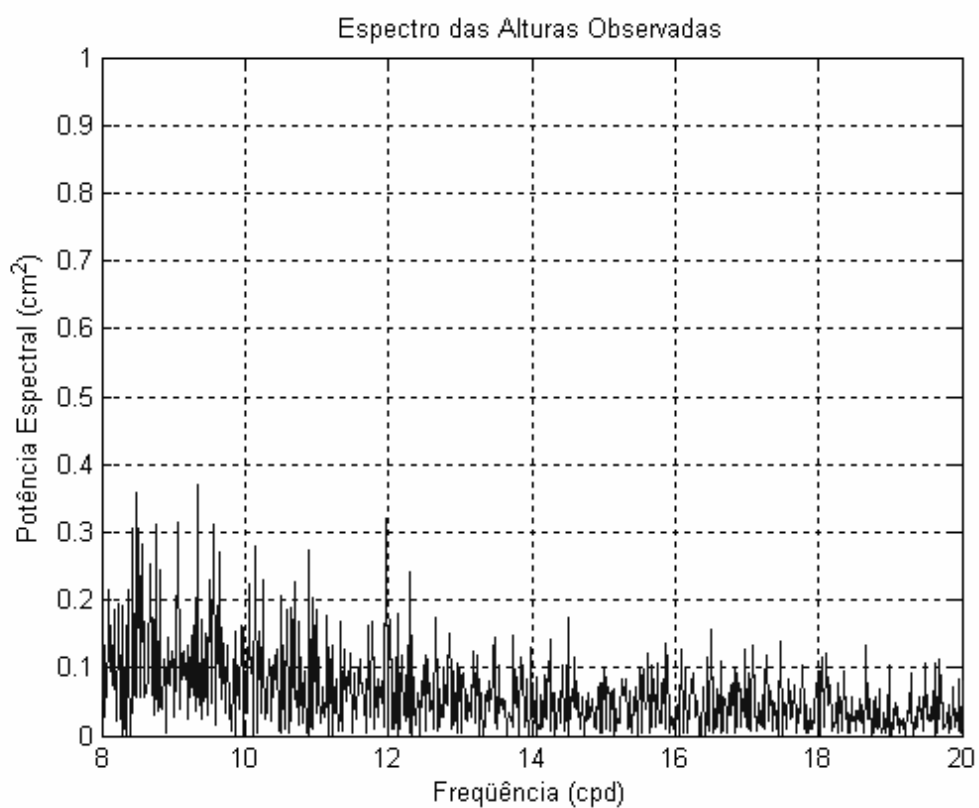


FIGURA 59 – ESPECTRO DA MARÉ OBSERVADA DE 8 A 20 cpd (EM-03)
FONTE: O autor (2008)

APÊNDICE C

TABELA 10 – NÚMEROS GEOPOTENCIAIS E ALTITUDES PARA AS RN's PRÓXIMAS AO DVB

RN	φ	λ	h (m)	H^{BGE} (m)	C (m ² s ⁻²)	g (ms ⁻²)	H^N (m)	H^H (m)	H^D (m)
4X	-28,23662	-48,65607	9,98	8,642	84,620	9,79166780	8,642	8,642	8,629
IAGS 3M	-28,23007	-48,65433	7,46	6,555	64,187	9,79165044	6,555	6,555	6,546
3010A	-28,23215	-48,65353	7,50	6,161	60,324	9,79166837	6,161	6,161	6,152
3012U	-28,23134	-48,65037	7,93	6,491	63,558	9,79167745	6,491	6,491	6,481
2003L	-28,22914	-48,66479	6,94	5,774	56,534	9,79163431	5,774	5,774	5,765
2003M	-28,21826	-48,67756	81,65	80,208	785,360	9,79149318	80,206	80,208	80,088
2003N	-28,21553	-48,69496	28,65	27,354	267,836	9,79157365	27,353	27,354	27,313
2003P	-28,21518	-48,69939	27,02	25,300	247,733	9,79155137	25,300	25,301	25,263
2003R	-28,18187	-48,69614	24,83	22,778	223,035	9,79158038	22,778	22,778	22,744
2003Z	-28,01736	-48,69512	63,19	61,834	605,447	9,79125843	61,833	61,835	61,741
2004H	-27,84274	-48,63422	5,36	4,106	40,218	9,79118529	4,107	4,108	4,101
4R	-28,26356	-48,69127	19,11	15,409	150,878	9,79165374	15,408	15,409	15,386
2000A	-28,27886	-48,70059	6,23	4,917	48,146	9,79170636	4,917	4,917	4,910
2000C	-28,32061	-48,72836	10,49	8,943	87,567	9,79172014	8,943	8,943	8,930
2000F	-28,38193	-48,76842	10,17	8,693	85,114	9,79160029	8,692	8,693	8,680
2000J	-28,43991	-48,81272	20,11	18,621	182,329	9,79167070	18,620	18,621	18,593
2000R	-28,42842	-48,92380	17,71	16,281	159,413	9,79149103	16,280	16,281	16,256
2000Z	-28,46978	-49,01502	9,44	8,491	83,138	9,79154922	8,490	8,491	8,478
2001D	-28,47379	-49,02476	12,01	10,322	101,066	9,79157187	10,321	10,322	10,306
2001G	-28,51547	-49,05248	8,54	7,060	69,132	9,79165675	7,060	7,060	7,050
2001N	-28,61464	-49,06615	29,90	28,539	279,445	9,79164801	28,538	28,539	28,497

FONTE: O autor (2008)

APÊNDICE D

TABELA 11 – NÚMEROS GEOPOTENCIAIS E ALTITUDES PARA AS ESTAÇÕES NO PERÍMETRO DO SISTEMA LAGUNAR DE IMARUI

Ponto	φ	λ	h (m)	C (m^2s^{-2})	g (ms^{-2})	H^N (m)	H^H (m)	H^D (m)
M1	-28,23003	-48,74816	4,87	33,27	9,79156281	3,40	3,40	3,39
M2	-28,23508	-48,75894	2,82	13,16	9,79158378	1,34	1,34	1,34
M3	-28,24637	-48,75097	2,24	7,47	9,79159970	0,76	0,76	0,76
M4	-28,24628	-48,74442	4,46	29,22	9,79160052	2,98	2,98	2,98
M5	-28,24329	-48,73621	2,50	10,00	9,79160946	1,02	1,02	1,02
M6	-28,25438	-48,74290	16,41	146,26	9,79158421	14,94	14,94	14,92
M7	-28,27583	-48,74940	2,42	9,22	9,79159840	0,94	0,94	0,94
M8	-28,28384	-48,75727	7,12	55,26	9,79162671	5,64	5,64	5,64
M9	-28,29361	-48,75167	2,41	9,14	9,79165430	0,93	0,93	0,93
M10	-28,30308	-48,75603	24,60	226,42	9,79161784	23,12	23,12	23,09
M11	-28,31690	-48,77144	2,14	6,54	9,79168563	0,67	0,67	0,67
M12	-28,32864	-48,76742	2,21	7,18	9,79166726	0,73	0,73	0,73
M13	-28,33640	-48,76575	2,43	9,34	9,79169758	0,95	0,95	0,95
M14	-28,34667	-48,76472	1,70	2,19	9,79171681	0,22	0,22	0,22
M15	-28,34528	-48,77722	1,12	-3,49	9,79170069	-0,36	-0,36	-0,36
M16	-28,34722	-48,79306	2,07	5,81	9,79169375	0,59	0,59	0,59
M17	-28,34199	-48,79444	7,64	60,31	9,79166811	6,16	6,16	6,15
M18	-28,33849	-48,80174	2,90	13,94	9,79166851	1,42	1,42	1,42
M19	-28,34987	-48,80744	2,17	6,79	9,79168596	0,69	0,69	0,69
M20	-28,35881	-48,80042	2,10	6,11	9,79164542	0,62	0,62	0,62
M21	-28,35929	-48,79376	2,20	7,09	9,79166047	0,72	0,72	0,72
M22	-28,37474	-48,76420	3,61	20,85	9,79166892	2,13	2,13	2,13
M23	-28,36770	-48,75668	8,50	68,76	9,79171530	7,02	7,02	7,01
M24	-28,34837	-48,73958	1,93	4,42	9,79168730	0,45	0,45	0,45
M25	-28,34054	-48,73692	2,09	5,98	9,79168751	0,61	0,61	0,61
M26	-28,31868	-48,74001	3,27	17,60	9,79168719	1,80	1,80	1,79
M27	-28,31682	-48,72827	10,10	84,46	9,79174168	8,63	8,63	8,61
M28	-28,29056	-48,71992	9,02	73,89	9,79171282	7,55	7,55	7,54
M29	-28,28836	-48,71095	8,25	66,32	9,79204816	6,77	6,77	6,76
M30	-28,26601	-48,70831	3,26	17,45	9,79163131	1,78	1,78	1,78
M31	-28,25371	-48,70358	2,19	7,03	9,79167088	0,72	0,72	0,72
M32	-28,24753	-48,70476	2,82	13,20	9,79167030	1,35	1,35	1,35
M33	-28,23908	-48,70054	3,06	15,53	9,79165616	1,59	1,59	1,58
M34	-28,23278	-48,70792	1,95	4,66	9,79161290	0,48	0,48	0,48
M35	-28,22716	-48,71311	13,96	122,28	9,79154794	12,49	12,49	12,47
M36	-28,21113	-48,74009	2,24	7,49	9,79155604	0,76	0,76	0,76
M37	-28,21161	-48,74165	5,99	44,23	9,79155911	4,52	4,52	4,51
M38	-28,22151	-48,74328	7,20	56,02	9,79156003	5,72	5,72	5,71
M19	-28,34987	-48,80744	2,17	6,79	9,79168596	0,69	0,69	0,69
I1	-28,34546	-48,81753	1,52	0,43	9,79167723	0,04	0,04	0,04
I2	-28,33361	-48,82500	1,70	2,19	9,79165487	0,22	0,22	0,22
I3	-28,33286	-48,83952	2,78	12,72	9,79162017	1,30	1,30	1,30
I4	-28,33278	-48,84500	9,30	76,61	9,79157092	7,82	7,82	7,81
I5	-28,31744	-48,84954	2,13	6,43	9,79156081	0,66	0,66	0,66
I6	-28,32006	-48,87865	16,75	149,56	9,79144132	15,27	15,27	15,25
I7	-28,35784	-48,87865	2,22	7,26	9,79156187	0,74	0,74	0,74
I8	-28,36343	-48,88810	5,13	35,79	9,79156465	3,66	3,66	3,65
I9	-28,37587	-48,88170	3,76	22,40	9,79161814	2,29	2,29	2,28

I10	-28,37658	-48,87075	2,32	8,28	9,79162485	0,85	0,85	0,84
I11	-28,38440	-48,86636	21,52	196,23	9,79162539	20,04	20,04	20,01
I12	-28,38841	-48,87416	9,34	77,01	9,79165024	7,86	7,86	7,85
I13	-28,39846	-48,88402	1,84	3,55	9,79164372	0,36	0,36	0,36
I14	-28,42122	-48,84219	2,02	5,29	9,79171666	0,54	0,54	0,54
I15	-28,42893	-48,84301	7,40	58,02	9,79169938	5,93	5,93	5,92
I16	-28,43759	-48,83103	2,11	6,18	9,79171556	0,63	0,63	0,63
I17	-28,44028	-48,82919	3,50	19,82	9,79172441	2,02	2,02	2,02
I18	-28,44054	-48,81808	6,40	48,21	9,79170090	4,92	4,92	4,92
I19	-28,42621	-48,80851	2,48	9,83	9,79164047	1,00	1,00	1,00
I20	-28,40554	-48,79814	2,24	7,49	9,79164891	0,76	0,76	0,76
I21	-28,39035	-48,78924	3,46	19,46	9,79166000	1,99	1,99	1,98
M20	-28,35881	-48,80042	2,10	6,11	9,79164542	0,62	0,62	0,62
SA1	-28,46207	-48,85532	2,67	11,54	9,79171860	1,18	1,18	1,18
SA2	-28,44675	-48,84838	9,66	80,01	9,79169080	8,17	8,17	8,16
SA3	-28,43332	-48,85047	2,40	8,92	9,79171151	0,91	0,91	0,91
I15	-28,42893	-48,84301	7,40	57,91	9,79169938	5,91	5,91	5,91
I16	-28,43759	-48,83103	2,11	6,07	9,79171556	0,62	0,62	0,62
SA4	-28,44028	-48,82919	3,50	19,70	9,79172441	2,01	2,01	2,01
SA5	-28,44750	-48,81808	3,60	20,68	9,79171026	2,11	2,11	2,11
SA6	-28,44735	-48,80614	28,43	263,80	9,79165948	26,94	26,94	26,90
SA7	-28,46139	-48,79697	2,40	8,93	9,79174551	0,91	0,91	0,91
SA8	-28,47260	-48,79005	2,29	7,88	9,79178678	0,80	0,80	0,80
SA9	-28,48250	-48,78419	2,90	13,83	9,79184740	1,41	1,41	1,41
SA10	-28,49694	-48,77502	2,80	12,85	9,79188357	1,31	1,31	1,31
SA11	-28,49645	-48,75332	4,67	31,20	9,79191454	3,19	3,19	3,18

FONTE: O autor (2008)