

KAROLINE PAES JAMUR

**ESTIMATIVA DA RESOLUÇÃO DE MODELOS GEOIDAIS GLOBAIS
OBTIDOS DE MISSÕES SATELITAIS E GRAVIMÉTRICOS REGIONAIS PARA O
ESTADO DO PARANÁ COM BASE EM OBSERVAÇÕES GPS SOBRE RNs.**

**Dissertação apresentada como requisito parcial
a obtenção do grau de Mestre em Ciências
Geodésicas, Curso de Pós-Graduação em
Ciências Geodésicas, Departamento de
Geomática, Setor de Ciências da Terra,
Universidade Federal do Paraná.**

**Orientador: Prof. Dr. Sílvio Rogério Correia de
Freitas**

**CURITIBA
Setembro, 2007**

**“ESTIMATIVA DA RESOLUÇÃO DE MODELOS GEOIDAIIS GLOBAIS
OBTIDOS DE MISSÕES SATELITAIS E GRAVIMÉTRICOS REGIONAIS
PARA O ESTADO DO PARANÁ COM BASE EM OBSERVAÇÕES GPS
SOBRE RRNN”**

POR

KAROLINE PAES JAMUR

Dissertação nº 213 aprovada como requisito parcial do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada pelos professores:

Curitiba, 22 de outubro de 2007.



Prof. Dr. Sílvio Rogério Correia de Freitas (UFPR)
Orientador e Presidente



Prof. Dr. Nelsi Côgo de Sá - Membro (IAG/USP)



Prof.ª Dr.ª Regiane Dalazoana – Membro (UFPR)



Prof. Dr. Luiz Danilo Damasceno Ferreira – Membro (UFPR)

Dedico essa dissertação especialmente aos meus pais, Miguel e Cleci, pelo amor, apoio e incentivo que sempre me foi ofertado, meu porto seguro em todos os momentos de minha vida.

Dedico também, à Prof^a. Dr^a. Márcia Cristina Lopes Quintas (in memoriam) por ter feito parte de minha vida e que deixou muitas saudades.

AGRADECIMENTOS

À minha família, pelo carinho, apoio e por ter me ensinado a ter fé em Deus. Minha irmã Karime, minha sobrinha Mayanna e ao Eduardo.

À minha grande amiga e orientadora Prof^a. Dr^a. Márcia Cristina Lopes Quintas (*in memoriam*), por ter sido pra mim, um exemplo de coragem e luta pela vida. Pelo incentivo, pela colaboração e por ter sempre acreditado na realização deste trabalho.

Ao meu orientador Prof. Dr. Sílvio Rogério Correia de Freitas, por ter aceitado a missão de continuar a orientação, pela colaboração para o desenvolvimento desta pesquisa. Pela amizade e atenção que sempre demonstrou, desde a época de graduação.

À Universidade Federal do Paraná, que através do Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, colocou à disposição seus equipamentos, laboratórios e instalações.

À Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal do Ensino Superior (CAPES) pelo apoio financeiro através de bolsa de estudos.

Ao Prof. Dr. Luiz Danilo Damasceno Ferreira e a Prof^a. Dr^a Regiane Dalazoana pelas correções e sugestões ofertados a este trabalho.

Ao Prof. Dr. Jorge A. S. Centeno e a Prof^a. Dr^a Claudia Pereira Krueger pelo apoio.

Ao Prof. Dr. Nelsi Côgo de Sá pelo fornecimento de dados GPS em RNs.

Aos amigos Daniel Goldani e Rafael Genro pelo fornecimento dos dados dos geóides regionais.

À Alessandra S. Palmeiro, Fabiani A. Miranda, Franciely A. Miranda, Michele Bepper, Sybilla Benelli e Tatiana Taura por todo apoio psicológico e amizade de muitos anos.

Aos amigos, Clóvis Gaboardi, Vagner G. Ferreira, Roberto T. Luz, Maria de Lurdes Gonçalves (Malu), Vaneza L. Freitas, Marco Nadal, Ricardo V. Neves, Daniel Perozzo, Ernesto Shybaiama, Maurício Sejas, Niarkios Graça pelo companheirismo e apoio.

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

Aos colegas e professores de Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas da Universidade Federal do Paraná e a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE SIGLAS	x
ÍNDICE DE FIGURAS	xiii
ÍNDICE DE TABELAS	xv
RESUMO	xvi
ABSTRACT	i
INTRODUÇÃO	1
1.1 CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES	1
1.2 OBJETIVOS	4
1.2.1 Objetivo Geral	4
1.2.2 Objetivos Específicos	4
1.3 JUSTIFICATIVA	5
1.3.1 Unificação dos sistemas de altitudes.....	5
1.3.2 Nivelamento por GPS.....	5
1.3.3 Determinação de órbitas	7
1.4 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	8
2 REVISÃO DA LITERATURA	9
2.1 OBTENÇÃO DA ALTITUDE ORTOMÉTRICA POR GPS	9
2.2 INTRODUÇÃO AO GEOPOTENCIAL	9
2.2.1 Esferopotencial.....	10
2.2.2 Potencial Anômalo.....	11
2.2 EVOLUÇÃO DOS MODELOS DO GEOPOTENCIAL	13
2.2.1 Modelos de geopotencial com dados somente de satélite (<i>Satellite-only GGMs</i>)	18
2.2.2 Modelos de geopotencial global Combinados (<i>Combined GGMs</i>)	19
2.2.3 Modelos de geopotencial globais Adaptados (<i>Tailored GGMs</i>).....	21
2.3 ANÁLISE DE ERROS DE COMISSÃO, OMISSÃO E GEOMETRIA NOS MODELOS DO GEOPOTENCIAL.....	21
2.4 MISSÕES DE GRAVIMETRIA POR SATÉLITES	22
2.4.1 CHAMP	25
2.4.1.1 Agências envolvidas.....	27
2.4.1.2 Equipamentos científicos.....	28

2.4.1.3 Tempo de vida.....	31
2.4.1.4 Órbita CHAMP	31
2.4.1.5 Produtos	32
2.4.2 GRACE.....	33
2.4.2.1 Agências envolvidas.....	35
2.4.2.2 Sistemas GRACE	35
2.4.2.3 Instrumentos científicos	36
2.4.2.4 Órbita do satélite	39
2.4.2.5 Produtos	40
2.4.3 GOCE.....	40
2.4.3.1 Configuração	43
2.4.3.2 Instrumentos científicos.....	43
2.4.3.3 Sistemas GOCE	44
3 MODELOS GEOPOTENCIAIS GLOBAIS ATUAIS.....	46
3.1 MODELOS GEOPOTENCIAIS COM DADOS DA MISSÃO CHAMP	46
3.1.1 EIGEN-1S.....	46
3.1.2 EIGEN-2.....	47
3.1.3 EIGEN-CHAMP03SP e EIGEN-CHAMP03S.....	47
3.1.4 DEOS-CHAMP01C.....	48
3.1.5 ITG-CHAMP01E, ITG-CHAMP01K e ITG-CHAMP01S	49
3.1.6 TUM1S	49
3.1.7 TUM 2SP	49
3.1.8 Resumo dos modelos obtidos com dados CHAMP utilizados	50
3.2 MODELOS GEOPOTENCIAIS COM DADOS DA MISSÃO GRACE	51
3.2.1 EIGEN-GRACE01S	51
3.2.2 EIGEN-GRACE02S	53
3.2.3 EIGEN-GL04C.....	54
3.2.4 EIGEN-GL04S1	56
3.2.5 Grace Gravity Model 01 (GGM01).....	57
3.2.6 Grace Gravity Model 02 (GGM02).....	57
3.2.7 ITG-GRACE02S	57
3.2.8 Resumo dos modelos obtidos com dados GRACE utilizados	58
3.3 MODELOS GEOPOTENCIAIS COM DADOS DA MISSÃO CHAMP E GRACE	59

3.3.1 EIGEN-CG01C	59
3.3.2 EIGEN-CG03C	60
3.3.3 Resumos dos modelos obtidos de dados GRACE/CHAMP utilizados	61
4 METODOLOGIA	62
4.1 ASPECTOS GERAIS	62
4.2 ÁREA DE ESTUDO	65
4.3 MODELOS REGIONAIS.....	65
4.3.1 Geóide PR2006 – FFT	65
4.3.2 Geóide PR2006 – CMQ.....	66
4.4 FILTRAGEM.....	67
4.4.1 Transformada de Fourier em funções 2D (FFT2)	68
4.4.2 Gaussiana	70
5 RESULTADOS E ANÁLISES	72
5.1 PRODUÇÃO DO MODELO GEOIDAL REGIONAL GPS/NIV.	72
5.2 VALIDAÇÃO DO MODELO GEOIDAL REGIONAL GPS/NIV	73
5.3 TRATAMENTO DOS MODELOS GEOPOTENCIAIS GLOBAIS	74
5.4 REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DOS MODELOS.....	75
5.5 ANÁLISE QUANTITATIVA DOS MODELOS REGIONAIS.....	77
5.6 ANÁLISE QUANTITATIVA DOS MODELOS GLOBAIS COMBINADOS.....	78
5.6.1 Confrontação com o modelo geoidal regional GPS/Niv.....	78
5.6.2 Comparação com o Geóide PR2006-FFT.	79
5.6.3 Comparação com Geóide PR2006-CMQ.	80
5.7 ANÁLISE QUANTITATIVA DOS MODELOS GLOBAIS COM DADOS SOMENTE DE SATÉLITE	81
5.7.1 Filtragem do modelo geoidal PR2006-CMQ.....	82
5.7.1.1 Análise das Filtragens do Geóide PR2006-CMQ	83
5.7.2 Filtragem do modelo geoidal PR2006-FFT.....	83
5.7.2.1 Análise das Filtragens do Geóide PR2006-FFT	84
5.7.3 Comparação com o Geóide PR2006-CMQ filtrado por IFFT2.....	85
5.7.4 Comparação com Geóide PR2006-CMQ com filtragem Gaussiana.....	87
5.7.5 Comparação com Geóide PR2006-FFT filtrado por IFFT2.....	88
5.7.6 Comparação com o Geóide PR2006-FFT com filtragem Gaussiana.....	90
6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	93

6.1 CONCLUSÕES SOBRE OS MODELOS REGIONAIS	93
6.2 CONCLUSÕES SOBRE OS MODELOS COMBINADOS	94
6.3 CONCLUSÕES SOBRE OS MODELOS SATÉLITE-SOMENTE	94
6.4 RECOMENDAÇÕES	95
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	96
DOCUMENTOS CONSULTADOS	100
ANEXO I.....	103
APÊNDICE I.....	106
APÊNDICE II.....	110
APÊNDICE III.....	115

LISTA DE SIGLAS

AFRL	<i>Air Force Research Laboratory</i>
CAPES	Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior
CDAE	<i>Command and Data Acquisition element</i>
CHAMP	<i>ChAllenging Minisatellite Payload</i>
CNES	<i>Centre National des Études Spatiales</i>
CPGCG	Curso de Pós Graduação em Ciências Geodésicas
CSR	<i>Center for Space Research</i>
DIDM	<i>Digital Ion Drift Meter</i>
DLR	<i>Deutsche Forschungsanstalt für Luft und Raumfahrt</i>
DTU	<i>Technical University of Denmark</i>
ECCO	<i>Estimating the Circulation & Climate of the Ocean</i>
EEU	<i>Electromagnetic Exciting Unit</i>
EGM96	<i>Earth Gravity Model 1996</i>
ESA	<i>European Space Agency</i>
ESOC	<i>European Space Operations Centre</i>
FFT	Transformada Rápida Fourier
FFT2	Transformada de Fourier em funções 2D
GFZ	<i>GeoForschungsZentrum Potsdam</i>
GGM	<i>GRACE Gravity Model</i>
GGMs	<i>Global Geopotential Models</i>
GLONASS	<i>Global Navigation Satellite System</i>
GOCE	<i>Gravity and Ocean Circulation Explorer</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>
GRACE	<i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i>
GRGS	<i>Groupe de Recherches de Géodésie Spatiale</i>
GSFC	<i>Goddard Space Flight Center</i>
HL-SST	<i>High-low inter-satellite tracking</i>
ICGEM	<i>International Centre for Global Earth Models</i>
ICU	<i>Interface Control Unit</i>

IGeS	<i>International Geoid Service</i>
IFFT2	Inversa da Transformada de Fourier em funções 2D
IGS	<i>International GNSS Service</i>
JPL	<i>Jet Propulsion Laboratory</i>
KBR	<i>K-Band Ranging</i>
LARAS	Laboratório de Referenciais Geodésicos e Altimetria por satélites
LEO	<i>Low Earth Orbit</i>
LETI	<i>Laboratoire d'Electronique de Technologie et d'Instrumentation</i>
LL-SST	<i>low-low inter-satellite tracking</i>
LRA	<i>Laser Corner-Cube Reflector Assembly</i>
LVS	<i>Launch Vehicle System</i>
MDE	Modelo Digital de Elevação
MOS	<i>Mission Operations System</i>
MSCE	<i>Mission and Satellite Control Element</i>
MSSH	<i>Mean Sea Surface Height</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration, USA</i>
NIMA	<i>National Imagery and Mapping Agency</i>
ONERA	<i>Office National d'Études et de Recherches Aéropatiales</i>
PAE	<i>Processing and Archiving Elements</i>
PGM2000A	<i>Preliminary Geopotential Model 2000</i>
RN	Referência de Nível
RMS	<i>Root mean Square</i>
SAT	<i>Satellite System</i>
SCA	<i>Star Camera Assemblies</i>
SDS	<i>Science Data System</i>
SENH	<i>Solid Earth and Natural Hazards</i>
SGR	Sistema Geodésico de Referência
SIS	<i>Science Instrument System</i>
SLR	<i>Satellite Laser Ranging</i>
SS/L	<i>Space Systems/Loral</i>
SST	<i>Satellite-to-satellite tracking</i>

SU	<i>Sensor Unit</i>
WOA01	<i>World Ocean Atlas2001</i>
USO	<i>Ultra Stable Oscillator</i>
UTCSR	<i>University of Texas at Austin, Center for Space Research</i>

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1 - NIVELAMENTO COM GPS.....	6
FIGURA 2 - APLICAÇÕES CIENTÍFICAS DERIVADAS DOS DADOS DA GRAVIDADE.....	23
FIGURA 3 - SATÉLITE CHAMP.....	25
FIGURA 4 - O CONCEITO DO CHAMP, TÉCNICA DE RASTREIO HL-SST.....	26
FIGURA 5 - TÉCNICA <i>RADIO OCCULTATION</i>	29
FIGURA 6 - EQUIPAMENTOS CIENTÍFICOS DO SATÉLITE CHAMP – VISTA INFERIOR, FRONTAL E TRASEIRA RESPECTIVAMENTE.....	30
FIGURA 7 - REDE GLOBAL DE ESTAÇÕES GPS DA MISSÃO CHAMP.....	31
FIGURA 8 - POSIÇÃO DO SATÉLITE CHAMP.....	32
FIGURA 9 - MISSÃO GRACE.....	33
FIGURA 10 - A TÉCNICA DO GRACE DE RASTREAMENTO LL-SST COMBINADO COM HL-SST.....	34
FIGURA 11 - ACCELERÔMETRO <i>ONERA SUPERSTAR</i>	37
FIGURA 12 - VISTA DO INTERIOR, SUPERIOR E INFERIOR DO SATÉLITE RESPECTIVAMENTE.	38
FIGURA 13 - POSIÇÃO DOS SATÉLITES GRACE.....	40
FIGURA 14 - DESENHO ARTÍSTICO DA MISSÃO GOCE.....	41
FIGURA 15 - O CONCEITO DE RASTREAMENTO GOCE; HIGH-LOW INTER-SATELLITE (HL-SST) COM GPS/GLONASS E O GRADIÔMETRO.....	42
FIGURA 16 - GRADIÔMETRO DA MISSÃO GOCE.....	44
FIGURA 17 - EIGEN-1S.....	46
FIGURA 18 - EIGEN-CHAMP03S.....	48
FIGURA 19 - MODELO DO CAMPO DA GRAVIDADE TUM-1S (DIREITA) E TUM-2SP (ESQUERDA)	50
FIGURA 20 - EIGEN-GRACE01S GEÓIDE PARA AMÉRICA.....	51
FIGURA 21 - MAPA DE ANOMALIA DA GRAVIDADE DERIVADO DE DADOS (20 ANOS) DE RASTREIO ORBITAL DE 30 SATÉLITES (MODELO GRIM5-S1).....	52
FIGURA 22 - MAPA DE ANOMALIA DE GRAVIDADE OBTIDA DE DADOS DE 16 MESES DA MISSÃO CHAMP (MODELO EIGEN-CHAMP03S).....	52
FIGURA 23 - MAPA DE ANOMALIA DE GRAVIDADE OBTIDA DE DADOS DE 39 DIAS DA MISSÃO GRACE (MODELO EIGEN-GRACE01S).....	53
FIGURA 24 - ALTURAS GEOIDAIAS DO MODELO EIGEN-GRACE02S.....	53
FIGURA 25 - ALTURAS GEOIDAIAS DO PACÍFICO SUL [m] DO EIGEN-CG03C (ESQUERDA) E EIGEN-GL04C (DIREITA) DEPOIS DA SUBTRAÇÃO DE UM BANCO DE DADOS GEOIDAIAS DE GRAVIDADE TERRESTRE.....	55
FIGURA 26 - ALTURAS GEOIDAIAS DO ATLÂNTICO NORTE [m] DE EIGEN-CG03C (ESQUERDA) E EIGEN-GL04C (DIREITA) DEPOIS DE SUBTRAÇÃO DE UM BANCO DE DADOS DE GRAVIDADE TERRESTRE.....	56
FIGURA 27 - ANOMALIAS DA GRAVIDADE DO ITG-GRACE02S.....	58
FIGURA 28 - EIGEN-CG01C GEÓIDE PARA AMÉRICA.....	59
FIGURA 29 - VISÃO DO CAMPO ESTÁTICO DA GRAVIDADE, MOSTRADO EM GRAUS E ORDEM DE HARMÔNICOS ESFÉRICOS ENTRE 100 E 1000, EM TERMOS DE VALORES RMS DO GRAU DO GEÓIDE, BEM COMO OS VALORES RMS DO ERRO DE GRACE E GOCE.....	63
FIGURA 30 - ÁREA DE ESTUDO.....	65
FIGURA 31 - MODELO REGIONAL GEÓIDE PR2006 – FFT.....	66
FIGURA 32 - MODELO REGIONAL GEÓIDE PR2006 – CMQ.....	66
FIGURA 33 - POSICIONAMENTO GPS SOBRE RNs NA REGIÃO DE ESTUDOS.....	72
FIGURA 34 - MODELO GEOIDAL REGIONAL GPS/NIV.....	73
FIGURA 35 - DISTRIBUIÇÃO DOS PONTOS DE VALIDAÇÃO.....	74
FIGURA 36 - EXEMPLO DE RECORTE DE MODELOS GEOPOTENCIAIS GLOBAIS COM DADOS CHAMP.....	76
FIGURA 37 - EXEMPLO DE RECORTE DE MODELOS GEOPOTENCIAIS GLOBAIS COM DADOS GRACE.....	76
FIGURA 38 - RECORTE DE MODELOS GEOPOTENCIAIS GLOBAIS COM DADOS CHAMP E GRACE.....	76

FIGURA 39 - DIFERENÇA DE <i>GRID</i> ENTRE GEÓIDE PR2006-FFT E O MODELO GEOIDAL REGIONAL GPS/NIV	77
FIGURA 40 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEOIDAL REGIONAL GPS/NIV E O MODELO GGM02C.	79
FIGURA 41 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO REGIONAL O GEÓIDE PR2006-FFT E O MODELO EIGEN-GL04C.	80
FIGURA 42 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO REGIONAL GEÓIDE PR2006-CMQ E O MODELO EIGEN-GL04C.	81
FIGURA 43 - MODELO GEOIDAL PR2006-CMQ FILTRADO POR IFFT2	82
FIGURA 44 - MODELO GEOIDAL PR2006-CMQ COM FILTRAGEM GAUSSIANA.....	83
FIGURA 45 - MODELO GEOIDAL PR2006-FFT FILTRADO POR IFFT2.....	84
FIGURA 46 - MODELO GEOIDAL PR2006-CMQ COM FILTRAGEM GAUSSIANA.....	84
FIGURA 47 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEÓIDE PR2006-CMQ FILTRADO POR IFFT2 E O MODELO EIGEN 2.	86
FIGURA 48 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEÓIDE PR2006-CMQ FILTRADO POR IFFT2 E O MODELO ITG-GRACE 02S.....	86
FIGURA 49 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEÓIDE PR2006-CMQ COM FILTRAGEM GAUSSIANA E O MODELO EIGEN 1S.....	88
FIGURA 50 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEÓIDE PR2006-CMQ FILTRADO POR GAUSSIANO E O MODELO EIGEN-GRACE 01S.....	88
FIGURA 51 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEÓIDE PR2006-FFT FILTRADO POR IFFT2 E O MODELO TUM 2SP.	90
FIGURA 52 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEÓIDE PR2006-FFT FILTRADO POR IFFT2 E O MODELO EIGEN-GRACE02S.....	90
FIGURA 53 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEÓIDE PR2006-FFT COM FILTRAGEM GAUSSIANA E O MODELO EIGEN-CHAMP03SP.....	92
FIGURA 54 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEÓIDE PR2006-FFT COM FILTRAGEM GAUSSIANA E O MODELO EIGEN-GRACE 02S.....	92

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 1 - PRINCIPAIS MODELOS DO GEOPOTENCIAL DESENVOLVIDOS NA DÉCADA DE 90	16
TABELA 2 - ALGUNS MODELOS DE GEOPOTENCIAL APENAS COM DADOS DE SATÉLITE PUBLICADOS DESDE 1990	19
TABELA 3 - ALGUNS MODELOS DE GEOPOTENCIAL GLOBAIS COMBINADOS PUBLICADOS DESDE 1990	20
TABELA 4 - RESUMO DOS MODELOS OBTIDOS COM DADOS CHAMP	50
TABELA 5 - RMS SOBRE A MÉDIA DOS DADOS GPS NAS RNs MENOS O MODELO DO CAMPO DE GRAVIDADE DERIVADA DAS ALTURAS GEOIDAIS [cm] (NÚMERO DE PONTOS EM PARÊNTESES)	55
TABELA 6 - COMPARAÇÃO ENTRE CORRENTES GEOSTRÓFICAS DE GEÓIDES DIFERENTES VERSUS WOA01	56
TABELA 7 - RESUMO DOS MODELOS OBTIDOS COM DADOS GRACE	58
TABELA 8 - RMS SOBRE A MÉDIA DOS DADOS GPS NAS RNs MENOS O MODELO DO CAMPO DE GRAVIDADE DERIVADA DAS ALTURAS GEOIDAIS [cm] (NÚMERO DE PONTOS EM PARÊNTESES)	60
TABELA 9 - RESUMOS DOS MODELOS OBTIDOS DE DADOS GRACE/CHAMP	61
TABELA 10 - VALIDAÇÃO DO MODELO GEOIDAL REGIONAL GPS/NIV	73
TABELA 11 - DIFERENÇA DE <i>GRID</i> ENTRE OS MODELOS REGIONAIS O MODELO GEOIDAL REGIONAL GPS/NIV	77
TABELA 12 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEOIDAL REGIONAL GPS/NIV E OS MODELOS COMBINADOS	79
TABELA 13 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-FFT E OS MODELOS EIGEN-GL04C, EIGEN-GL04S1, GGM01C, GGM02C E EIGEN-CG03C	80
TABELA 14 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-CMQ E OS MODELOS EIGEN-GL04C, EIGEN-GL04S1, GGM01C, GGM02C E EIGEN-CG03C	81
TABELA 15 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-CMQ E O GEÓIDE PR2006-CMQ FILTRADO POR IFFT2 E FILTRAGEM GAUSSIANA	83
TABELA 16 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-FFT E O GEÓIDE PR2006-FFT FILTRADO POR IFFT2 E FILTRAGEM GAUSSIANA	85
TABELA 17 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-CMQ FILTRADO POR IFFT2 E OS MODELOS COM DADOS SOMENTE DE SATÉLITE PRODUZIDOS PELO CHAMP ..	85
TABELA 18 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-CMQ FILTRADO POR IFFT2 E OS MODELOS COM DADOS SOMENTE DE SATÉLITE PRODUZIDOS PELO GRACE ..	86
TABELA 19 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-CMQ COM FILTRAGEM GAUSSIANA E OS MODELOS COM DADOS SOMENTE DE SATÉLITE PRODUZIDOS PELO CHAMP	87
TABELA 20 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-CMQ COM FILTRAGEM GAUSSIANA E OS MODELOS COM DADOS SOMENTE DE SATÉLITE PRODUZIDOS PELO GRACE	87
TABELA 21 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-FFT FILTRADO POR IFFT2 E OS MODELOS COM DADOS SOMENTE DE SATÉLITE PRODUZIDOS PELO CHAMP ..	89
TABELA 22 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-FFT FILTRADO POR IFFT2 E OS MODELOS COM DADOS SOMENTE DE SATÉLITE PRODUZIDOS PELO GRACE ..	89
TABELA 23 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-FFT COM FILTRAGEM GAUSSIANA E OS MODELOS COM DADOS SOMENTE DE SATÉLITE PRODUZIDOS PELO CHAMP ...	91
TABELA 24 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-FFT COM FILTRAGEM GAUSSIANA E OS MODELOS COM DADOS SOMENTE DE SATÉLITE PRODUZIDOS PELO GRACE ..	91

RESUMO

A idéia da pesquisa é estimar a resolução espacial de modelos gravimétricos globais, advindos das novas missões gravimétricas satelitais, e dois modelos locais já calculados para o Estado do Paraná. A base do estudo é análise espectral e referência a dados de posicionamento GPS sobre RNs em uma região de estudo compreendida entre os paralelos 22°S e 27°S, e os meridianos 48°W e 55°W. Foi gerada uma superfície geométrica denominada de modelo geoidal regional GPS/Niv, utilizando-se as diferenças $N_{GPS} = h_{GPS} - H_{RN}$. O primeiro modelo geoidal local considerado foi criado por GOLDANI (2006) com o emprego da técnica *Remove-Restore*, usando a decomposição das diferentes contribuições espectrais da altura geoidal, com a Transformada Rápida Fourier (FFT). Para isso foi utilizado o *Preliminary Geopotential Model 2000* (PGM2000A) desenvolvido até o grau 360 como modelo geopotencial global. O segundo modelo geoidal foi determinado por GENRO (2006), também com base na técnica de *Remove-Restore*, para o cálculo do geóide, porém com o método de predição de anomalias por Colocação por Mínimos Quadrados, tendo por base o EGM96 como modelo geopotencial global. Foram analisados, em vista de suas resoluções espaciais e caráter global recortes, para a região de estudo, dos modelos geopotenciais EIGEN-1S, EIGEN-2, EIGEN-CHAMP03S, EIGEN-CHAMP03SP, DEOS-CHAMP01C, ITG-CHAMP01E, ITG-CHAMP01K, ITG-CHAMP01S, TUM-1S, e TUM-2SP da missão CHAMP; EIGEN-GL04S1, EIGEN-GL04C, EIGEN-GRACE01S, EIGEN-GRACE02S, GGM01C, GGM01S, GGM02S e GGM02C (da série GRACE Gravity Model – GGM) da missão GRACE; EIGEN-CG01C e EIGEN-CG03C compostos com dados de ambas as missões. No estudo realizado, os modelos combinados EIGEN-GL04S1, EIGEN-GL04C, GGM01C, GGM02C, EIGEN-CG01C e EIGEN-CG03C são comparados diretamente com os modelos regionais. Considerando-se que as características espaciais dos modelos geopotenciais com dados somente de satélite, sendo eles, EIGEN-1S, EIGEN-2, EIGEN-CHAMP03S, EIGEN-CHAMP03SP, DEOS-CHAMP01C, ITG-CHAMP01S, TUM-1S, e TUM-2SP da missão CHAMP; EIGEN-GRACE01S, EIGEN-GRACE02S, GGM01S, GGM02S da missão GRACE são distintas, foram buscadas ferramentas de filtragem (2D IFFT e Gaussiano) aplicadas nos modelos regionais, para possibilitar a inter-comparação de modelos para resoluções espaciais similares dos modelos geopotenciais satélite-somente.

Palavras-chave: Modelos do geopotencial, CHAMP, GRACE, GOCE, Filtragem.

ABSTRACT

The idea of the research is to esteem the spacial resolution of gravity global models, with basis in the new gravimetric satellite missions, and two computed local models for the State of the Paraná, in a region of study among the parallels 22°S and 27°S, and the meridians 48°W and 55°W. The first local model to be considered was established by GOLDANI (2006), by using the *Remove-Restore* technique, based on a decomposition of the different spectral contributions of the height geoid by using Fast Fourier Transform (FFT). This the *Preliminary Geopotential Model 2000* (PGM2000A) developed until degree 360 was used as reference for long and regional wavelenghts, a gravity digital model gotten from the combination of gravimetrical and topographical data and terrestrial data for short wavelenghts was used. In similar way the other local model was determined by GENRO (2006), also based the *Remove-Restore* technique but using least-squares collocation for predicting gravity anomalies used in the gravimetric geoid computation, and the EGM96 as global and regional reference model. They were analysed at the study region the spatial resolution of the global geopotential models EIGEN-1S, EIGEN-2, EIGEN-CHAMP03S, EIGEN-CHAMP03SP, DEOS-CHAMP01C, ITG-CHAMP01E, ITG-CHAMP01K, ITG-CHAMP01S, TUM-1S, and TUM-2SP of the mission CHAMP; EIGEN-GL04S1, EIGEN-GL04C, EIGEN-GRACE01S, EIGEN-GRACE02S, GGM01C, GGM01S, GGM02S and GGM02C (of the series GRACE Gravity Model - GGM) of the mission GRACE; EIGEN-CG01C and EIGEN-CG03C composed with data of both missions. The combined models EIGEN-GL04S1, EIGEN-GL04C, GGM01C, GGM02C, EIGEN-CG01C and EIGEN-CG03C are compared directly with the regional models. As the space resolution of the geopotential models satellite-only EIGEN-1S, EIGEN-2, EIGEN-CHAMP03S, EIGEN-CHAMP03SP, DEOS-CHAMP01C, ITG-CHAMP01S, TUM-1S, and TUM-2SP of the mission CHAMP; EIGEN-GRACE01S, EIGEN-GRACE02S, GGM01S, GGM02S of the mission GRACE are different, filtering tools were used for (2D IFFT and Gaussian) applied on reginal models to make possible the inter-comparison with satellite-only models for similar space resolutions.

Palavras-chave: Geopotential models, CHAMP, GRACE, GOCE, Filtering.

INTRODUÇÃO

1.1 CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

O conhecimento do campo da gravidade terrestre é fundamental para a determinação da forma e dimensões da Terra e fornece subsídios para investigações acerca de seu comportamento dinâmico.

O geóide, superfície equipotencial (ou geope) do campo da gravidade, é a referência para as altitudes ortométricas. Especificamente, com a definição mais aceita na atualidade, a de Gauss-Listing (LISTING, 1873 apud HECK, 2004), é o geope com potencial W_0 que pode ser obtido por ajustamento à superfície média (eliminados os efeitos geostróficos e de marés) dos oceanos com superfície S , onde cada elemento de superfície d_s tendo potencial W de forma tal que:

$$\int_S (W - W_0)^2 ds = \min \quad (1)$$

A superfície não perturbada do mar, ou seja, da qual se abstraiu os efeitos dinâmicos e físico-químicos, pode ser considerada como homogênea sujeita à ação da gravidade terrestre decorrente dos campos gravitacional e centrífugo e, portanto, atingindo um estado de equilíbrio tal que é assumida como superfície equipotencial. Obviamente, essa superfície fechada, apesar de ser contínua e suave, não pode ser determinada de forma analítica em virtude da variação na densidade das massas terrestres, o que implica em ondulações na superfície geoidal. Não sendo conhecida matematicamente, a superfície do geóide não serve como referência para o posicionamento horizontal. No entanto, sendo uma superfície de nível é ideal como referencial altimétrico e é usada para a representação da topografia terrestre e do mar. Com isso, a modelagem do geóide é um tópico fundamental nas pesquisas referentes às Ciências Geodésicas. Recentemente, o posicionamento por satélite com o GPS (*Global Positioning System*), assim como a integração dos sistemas geodésicos locais aos sistemas regionais ou globais, tornou o conhecimento preciso do geóide, uma necessidade básica na Geodésia atual. As coordenadas

tridimensionais (x,y,z) , obtidas através de satélites são transformáveis em coordenadas geodésicas latitude, longitude e altitude elipsoidal (φ,λ,h) . Porém, a altitude h precisa de um significado físico, sendo simplesmente uma quantidade matemática referida a um elipsóide de referência.

A redução da altitude elipsoidal à altitude ortométrica, referida ao geóide, requer o conhecimento acurado da separação geóide – elipsóide, a qual é denominada ondulação geoidal, ou, num determinado ponto, altura geoidal N . Em termos globais, existem modelos geopotenciais que fornecem alturas geoidais com boa precisão ($\pm 1\text{m}$ – LEMOINE et al. 1998), mas com o advento das novas missões gravimétricas em plataformas orbitais, espera-se o aumento desta precisão.

É evidente a melhoria alcançada nos últimos anos na obtenção dos valores da gravidade a partir de levantamentos gravimétricos terrestres e aéreos, e nos oceanos com altimetria por satélite. Mas, mesmo com estes avanços, existem ainda grandes vazios gravimétricos em certas regiões continentais, onde a obtenção dos dados é praticamente impossível e inviável financeiramente. Um outro problema nos dados terrestres é a heterogeneidade em relação à precisão, à acurácia e sistema de redução (geométrico e físico) adotado. Além disso, dados nos oceanos não são corrigidos totalmente da topografia da superfície do mar, fazendo com que apenas os longos comprimentos de onda sejam conhecidos.

A grande vantagem da criação de modelos do campo da gravidade da Terra derivados somente de satélites é a possibilidade da utilização de soluções não afetadas pela combinação de dados não homogêneos de superfície.

Desde o início da era espacial, no final da década de 1950, as investigações sobre o campo gravitacional da Terra têm sido realizadas através de observações das perturbações das órbitas dos satélites, induzidas pelo campo gravitacional anômalo, gerando informações associadas a feições de longo comprimento de onda deste campo. Estas informações associadas ao campo centrífugo, que é bem determinado do ponto de vista geométrico e físico, possibilitam o estabelecimento de modelos do campo da gravidade. Os modelos desenvolvidos até o princípio da presente década resolviam feições espaciais do campo da gravidade com meio comprimento de onda maior do que 500 km sobre a superfície da Terra (REIGBER; SCHWINTZER, 2002). A partir das missões gravimétricas CHAMP (*CHALLENGING Minisatellite Payload*) e GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*), existe a

disponibilidade de um geóide com acurácia quase centimétrica até uma resolução espacial em torno de 270 km (meio comprimento de onda) o que corresponde um desenvolvimento do geopotencial até o grau e ordem 75.

A nova missão gravimétrica GOCE (*Gravity and Ocean Circulation Explorer*) deverá possibilitar o conhecimento das componentes, em termos de comprimentos de onda do campo gravitacional da Terra, com melhoria em acurácia de até dez vezes em relação ao usual *Earth Gravity Model 1996* (EGM96, LEMOINE et al. 1998). Esta missão deverá ser extremamente útil para trabalhos em associação com o novo EGM previsto para início de 2008, o qual contemplará resoluções espaciais elevadas de cerca de 10 km em regiões com informações gravimétricas consistentes.

A idéia deste trabalho é estimar a resolução espacial de modelos gravimétricos globais, advindos das novas missões gravimétricas e os dois modelos locais já calculados para o Estado do Paraná, com base em análise espectral e com uso de dados de posicionamento GPS sobre RNs em uma região de estudo compreendida entre os paralelos 22°S e 27°S, e os meridianos 48°W e 55°W.

A superfície geoidal, neste trabalho denominada de modelo geoidal regional GPS/Niv, será gerada em função das diferenças $N_{GPS} = h_{GPS} - H_{RN}$. O primeiro modelo local a ser considerado foi criado por GOLDANI (2006) onde foi empregada a técnica *Remove-Restore*, fazendo uma decomposição das diferentes contribuições espectrais da altura geoidal, utilizando para os cálculos, a Transformada Rápida Fourier (FFT). Para isso foi utilizado o *Preliminary Geopotential Model 2000* (PGM2000A) desenvolvido até o grau e ordem 360 como modelo geopotencial global, um modelo digital gravimétrico obtido a partir da combinação de dados gravimétricos e topográficos.

O segundo modelo, foi determinado por GENRO (2006), também com base na técnica de *Remove-Restore*, para o cálculo do geóide, porém com o método de predição de anomalias por Colocação por Mínimos Quadrados, tendo por base o EGM96 como modelo geopotencial global; também adotou uma combinação de dados gravimétricos e topográficos locais.

Foram utilizados os modelos EIGEN-1S, EIGEN-2, EIGEN-CHAMP03S, EIGEN-CHAMP03SP, DEOS-CHAMP01C, ITG-CHAMP01S, TUM-1S e TUM-2SP da missão CHAMP; EIGEN-GL04S1, EIGEN-GL04C, EIGEN-GRACE01S, EIGEN-

GRACE02S, GGM01C, GGM01S, GGM02S e GGM02C (da série GRACE Gravity Model – GGM) da missão GRACE; EIGEN-CG01C e EIGEN-CG03C de ambas as missões.

Deve ser considerado que as resoluções espaciais de cada um desses modelos é distinta. Assim, serão buscadas ferramentas de filtragem para possibilitar a inter-comparação de modelos para resoluções espaciais similares.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo Geral

Analisar a resolução espacial efetiva de modelos geoidais globais e regionais em área teste abrangendo o Estado do Paraná.

1.2.2 Objetivos Específicos

- a) Gerar uma superfície geoidal usando dados de posicionamento GPS sobre RNs (104 na região de estudo), em função das diferenças $N_{GPS} = h_{GPS} - H_{RN}$.
- b) Comparar essa superfície com os geóides locais previamente calculados, para identificar suas resoluções espaciais;
- c) Tratar os dados dos modelos globais, obtidos a partir de plataformas orbitais, para identificar os comprimentos de ondas com melhor resolução na região de estudos.

Deve ser realçado que os modelos globais não têm como compromisso resolver as altas freqüências espaciais como os modelos locais. No entanto, os modelos locais, em geral, apresentam distorções nos grandes comprimentos de onda em vista de estarem referidos a sistemas de coordenadas locais.

1.3 JUSTIFICATIVA

Em trabalho de revisão, LAMBECK e COLEMAN (1983) criticam os modelos de geopotencial globais gerados de 1958 até 1982 fazendo uma observação contundente com relação a todos estes modelos: *“Existem vários modelos que não são tão bons quanto é dito que eles são. Se eles fossem, as diferenças entre eles não deveria ser tão grande como realmente é.”* Diversos estudos levam a crer que esta afirmação ainda é atual, tanto que existe uma busca permanente quanto à provisão de estimativas de precisão para a maioria dos modelos geopotenciais globais subseqüentes.

Uma melhoria no modelo do campo de gravidade da Terra, em termos da exatidão, servirá a diversas aplicações:

1.3.1 Unificação dos sistemas de altitudes

Hoje há ainda um grande número de sistemas diferentes de altitudes em toda Terra. Cada sistema de referência é fixado a um único ponto origem (DATUM), o qual é definido pelo nível médio do mar local obtido pelos marégrafos. Para unificar os sistemas de altitudes, um geóide precisamente determinado é essencial. (FREITAS et al. 2002).

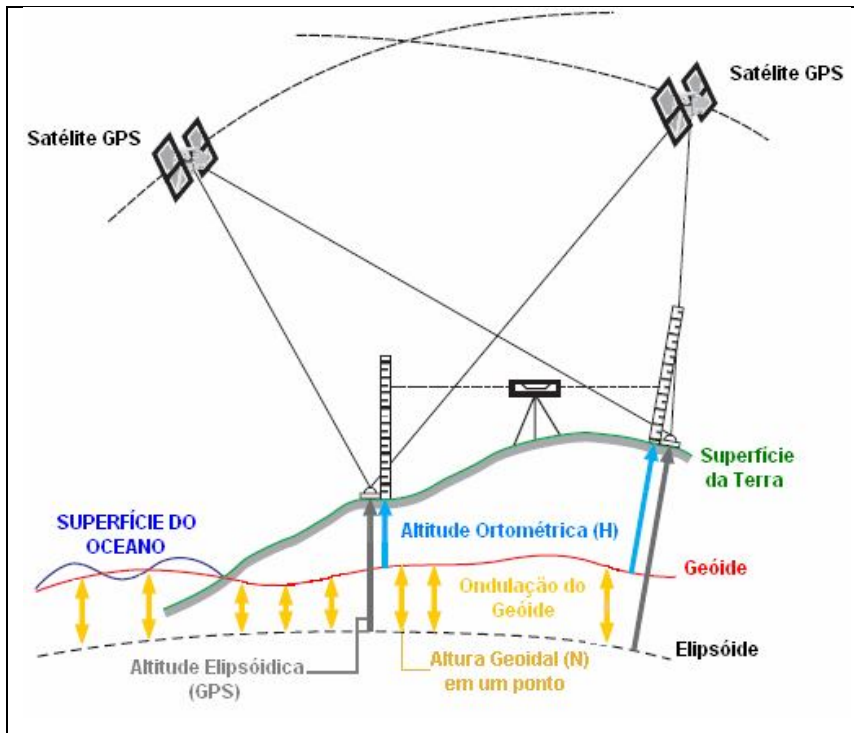
1.3.2 Nivelamento por GPS

O sucesso do posicionamento por satélites do sistema GPS está possibilitando a substituição, em determinadas aplicações, dos métodos clássicos de levantamentos geodésicos e topográficos.

Para a transformação da altitude elipsoidal (h - distância, contada sobre a normal, da superfície do elipsóide de referência ao ponto), obtida no rastreamento, em altitude ortométrica (H - distância, contada sobre a vertical, do geóide ao ponto), faz-se necessário o conhecimento da altura geoidal (distância, contada ao longo da normal, da superfície do elipsóide ao geóide). Na grande maioria do posicionamento

de obras de engenharia, levantamento geodésico e topográfico é necessário a determinação da altitude ortométrica (altitude referenciada ao geóide). Surge então a necessidade de transformar a altitude elipsóidica em altitude ortométrica (FIGURA 1).

FIGURA 1 - NIVELAMENTO COM GPS



Esta transformação constitui-se numa operação simples, do ponto de vista matemático, porém não se constituindo em uma solução analítica exata já que seus termos estão em diferentes referenciais, envolvendo a altitude geométrica e altura geoidal no ponto considerado. As altitudes ortométricas e geométricas estão relacionadas por:

$$h \approx H + N \quad (2)$$

Onde,

H - altitude ortométrica;

h - altitude geométrica;

N - altura geoidal.

Observe-se que a equação (2) não tem solução analítica, na realidade, envolve sistemas de referência distintos para H e h. Ainda, o referencial de N depende da sua forma de determinação.

A determinação da altitude ortométrica, imprescindível em várias atividades cotidianas (mapeamento, distribuição de água, saneamento, planejamento urbano, etc.), praticamente não evoluiu durante os dois últimos séculos e, até bem pouco tempo não havia alternativa para se evitar os inconvenientes da morosidade e do custo elevado do nivelamento clássico. Isto é particularmente problemático para os países com dimensões continentais, como é o caso do Brasil. Além das dificuldades geográficas naturais, a implantação de uma rede de nivelamento, que se estenda por todas as regiões do País, de maneira a possibilitar uma distribuição geográfica adequada às necessidades dos usuários, é inviável economicamente. Atualmente já é possível substituir os métodos tradicionais pelo uso do GPS combinado com alturas geoidais obtidas a partir de modelos de alta resolução. Neste caso, dois requisitos são fundamentais: um geóide de alta precisão compatível com o sistema altimétrico, e uma rede GPS suficientemente densa que permita a aplicação desta metodologia de forma eficiente. Cabe ser destacado que o denominado geóide global, conforme definição apresentada na seção introdutória, é em muitos casos práticos, substituído por geóides locais ou regionais, onde possam ser determinados a partir de bases de dados homogêneas e com alta resolução. Tem-se a expectativa que tal resolução para aplicações de GPS em nivelamento deva ser na ordem do centímetro.

1.3.3 Determinação de órbitas

Uma melhoria na exatidão do geóide conduzirá a uma compreensão física melhor das perturbações nas órbitas de satélites artificiais da Terra. Possibilita a distinção das perturbações do campo da gravidade daquelas de origem não gravitacional tais como o arrasto atmosférico, a pressão solar da radiação, campo magnético da Terra entre outras. Assim, uma redução de erros orbitais é praticável, conduzindo, por exemplo, a erros radiais reduzidos da órbita para satélites altimétricos.

1.4 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Para uma melhor compreensão este trabalho está dividido em 6 capítulos. No Capítulo 2, são apresentados os aspectos conceituais fundamentais nos quais se baseia esta pesquisa. São descritos a obtenção da altitude ortométrica com a utilização do sistema GPS, um apanhado geral sobre o histórico dos modelos de geopotencial até os dias de hoje onde são divididos em modelos geopotenciais Somente com dados de satélite, Combinados e Adaptados, os erros de comissão, omissão e geometria nestes modelos e finalmente uma apresentação das novas missões de gravimetria por satélites CHAMP, GRACE e GOCE.

No Capítulo 3 detalham-se os modelos geopotenciais globais atuais das novas missões CHAMP e GRACE já citados, estudados neste trabalho. No Capítulo 4, descrevem-se aspectos gerais da metodologia empregada, a área de estudos, os modelos gravimétricos regionais PR2006-FFT e PR2006-CMQ. Também são explanados os tipos de filtragem utilizados no trabalho, Transformada de Fourier em funções 2D (FFT2), sua inversa (IFFT2) e filtro Gaussiano.

No Capítulo 5 apresenta-se a produção do modelo geoidal regional GPS/Niv, a validação deste modelo geométrico. Descrevem-se o tratamento dos modelos geopotenciais globais, a plotagem destes modelos e a comparação entre os modelos Combinados e os modelos regionais. Apresenta também, a filtragem dos modelos regionais PR2006-FFT e PR2006-CMQ por IFFT e Gaussiano e a comparação destes modelos com os modelos geopotenciais globais Satélite-Somente. Finalmente, no Capítulo 6 apresentam-se as conclusões das etapas realizadas neste trabalho bem como algumas recomendações para trabalhos futuros.

2 REVISÃO DA LITERATURA

2.1 OBTENÇÃO DA ALTITUDE ORTOMÉTRICA POR GPS

O posicionamento altimétrico de um ponto na superfície física da Terra é, em geral, dado pela distância contada sobre a vertical, do geóide até este ponto - altitude ortométrica. Por outro lado, o posicionamento horizontal deste está vinculado à superfície do elipsóide de revolução, referencial geométrico adotado internacionalmente como aproximação da figura da Terra. O método tradicional de determinação da altitude ortométrica envolve a materialização do geóide a partir de marégrafos, e de uma laboriosa operação geodésica - nivelamento geométrico, onde os valores das altitudes são determinados a partir de desníveis medidos.

O emprego de receptores do Sistema de Posicionamento Global (GPS) dinamizou as operações dispendiosas de posicionamento terrestre, tornando possível o posicionamento tridimensional em um referencial geométrico, de forma ágil e precisa. Contudo, as altitudes obtidas com o GPS - chamadas altitudes elipsóidicas - referem-se à superfície do elipsóide, e não à do geóide. Para a obtenção da altitude ortométrica utilizando o GPS é necessário, portanto, o conhecimento das alturas geoidais, que são as distâncias de separação entre as duas superfícies. Desta forma, o rastreamento por GPS pode ser empregado como método efetivo de posicionamento horizontal e altimétrico. Por conseguinte, um importante objetivo para a determinação do geóide como apoio a trabalhos geofísicos e de engenharia e cartografia é, dentre outros, a obtenção da altitude ortométrica através da combinação de informação dos valores das alturas geoidais, por exemplo, obtidas via gravimetria, com as altitudes determinadas por GPS.

2.2 INTRODUÇÃO AO GEOPOTENCIAL

A gravidade é expressa em termos do geopotencial pela equação (Heiskanen & Moritz, 82-126, 1967):

$$\mathbf{g} = \text{grad}W \quad (3)$$

Onde W é o geopotencial, composto pelo potencial gravitacional V , decorrente da atração gravitacional das massas, e o potencial centrífugo Φ , decorrente da rotação da Terra, na forma:

$$W(r, \phi, \lambda) = V(r, \phi, \lambda) - \Phi(r, \phi, \lambda) \quad (4)$$

Onde r, ϕ, λ são as coordenadas geocêntricas. No exterior das massas atrativas, o geopotencial reduz-se ao potencial gravitacional que, por ser uma função harmônica, satisfaz a equação de Laplace:

$$\nabla^2 V(r, \phi, \lambda) = 0 \quad (5)$$

Assim, o geopotencial pode ser expresso em harmônicos esféricos na forma (Heiskanen & Moritz, 82-126, 1967):

$$V(r, \phi, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{r^{n+1}} \sum_{m=0}^n (A_{nm} \cos m\lambda + B_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \phi) \quad (6)$$

Onde (r, ϕ, λ) são as coordenadas geocêntricas; A_{nm} e B_{nm} são coeficientes obtidos a partir de elementos conhecidos do campo de gravidade, e $P_{nm}(\cos \phi)$ representa os polinômios de Legendre associados de grau n e ordem m . As superfícies equipotenciais do campo de gravidade real satisfazem a condição de $W = \text{constante}$. Entre essas superfícies, a que coincide com o nível médio dos mares não perturbados é denominada superfície geoidal.

2.2.1 Esferopotencial

Do ponto de vista geométrico, o modelo mais adequado para a aproximação da forma e dimensões da Terra, é o modelo elipsoidal. Esse modelo tem a forma de

um elipsóide de revolução, com a mesma massa e velocidade da Terra real. A gravidade gerada por esse modelo pode ser expresso por:

$$\gamma = \text{grad}U \quad (7)$$

O esferopotencial (U) é constituído pelo potencial gravitacional normal e pelo potencial centrífugo.

$$U(r, \phi, \lambda) = V'(r, \phi, \lambda) + \Phi'(r, \phi, \lambda) \quad (8)$$

Onde V' é o potencial gravitacional e Φ' é o potencial centrífugo (Heiskanen & Moritz, 82-126, 1967). A superfície limitante deste modelo é equipotencial, ou seja, satisfaz a condição:

$$U(r, \phi, \lambda) = \text{constante} \quad (9)$$

2.2.2 Potencial Anômalo

A diferença entre o geopotencial e o esferopotencial no mesmo ponto é chamada potencial anômalo (T), o qual descreve variações de grandezas físicas e geométricas da Terra real em relação à terra normal. Essas variações são decorrentes da distribuição heterogênea de massa da Terra. O potencial anômalo independe do potencial centrífugo, que se cancela por se tratar do mesmo ponto. Assim, o potencial anômalo tem a forma.

$$T(r, \phi, \lambda) = W(r, \phi, \lambda) - U(r, \phi, \lambda) \quad (10)$$

O teluróide é a forma geométrica limitada pela superfície Σ , cujo esferopotencial em cada ponto é igual ao geopotencial do ponto correspondente na superfície física. A anomalia de altitude (ζ) é a distância sobre a norma, do teluróide à superfície física. A altura geoidal (N) representa a separação entre o geóide e o

elipsóide. A anomalia da gravidade é a diferença entre a gravidade real reduzida ao geóide e a gravidade normal obtida no ponto correspondente no elipsóide.

$$\Delta g = g - \gamma \quad (11)$$

O potencial anômalo externo é uma função harmônica, que pode ser expressa em harmônicos esféricos por (Heiskanen & Moritz, 82-126, 1967):

$$T(r, \phi, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} T_n(\phi, \lambda) \quad (12)$$

ou

$$T(\phi, \lambda) = \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \operatorname{sen} m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \phi) \quad (13)$$

Onde $T_n(\phi, \lambda)$ representa os harmônicos esféricos de superfície, R é o raio terrestre médio, e r é o raio vetor do ponto de coordenadas geográficas (ϕ, λ) .

Os coeficientes e polinômios de Legendre totalmente normalizados são dados pelas expressões:

$$\bar{C}_{nm} = \sqrt{\frac{(n+m)!}{K(2n+1)(n-m)!}} C_{nm} \quad (14)$$

$$\bar{S}_{nm} = \sqrt{\frac{(n+m)!}{K(2n+1)(n-m)!}} S_{nm} \quad (15)$$

$$\bar{P}_{nm}(\cos \phi) = \sqrt{\frac{(n+m)!}{K(2n+1)(n-m)!}} P_{nm}(\cos \phi) \quad (16)$$

Com $K = 1$ se $m = 0$ e $K = 2$ se $m \neq 0$, onde C_{nm} e S_{nm} e são coeficientes determinados a partir de dados associados ao campo de gravidade terrestre e $P_{nm}(\cos \phi)$ representa os polinômios de Legendre.

Considerando-se a equação fundamental da Geodésia Física na forma (Heiskanen & Moritz, 82-126, 1967):

$$\Delta g = -\frac{\partial T}{\partial h} + \frac{1}{\gamma} \frac{\partial \gamma}{\partial h} T \quad (17)$$

Em vista da equação (12), a equação (17) pode ser re-escrita como:

$$\Delta g(r, \phi, \lambda) = \frac{1}{R} \sum_{n=0}^{\infty} (n-1) T_n(\phi, \lambda) \quad (18)$$

Considerando a fórmula de Bruns:

$$N = \frac{T}{\gamma} \quad (19)$$

A altura geoidal pode ser escrita como:

$$N = \frac{1}{\gamma} \sum_{n=0}^{\infty} T_n(\phi, \lambda) \quad (20)$$

2.2 EVOLUÇÃO DOS MODELOS DO GEOPOTENCIAL

Um modelo do geopotencial é o que representa a distribuição de valores do potencial da gravidade em uma região ou sobre toda a Terra. Em geral, destes modelos pode ser derivada uma gama de valores associados com o campo da gravidade, conforme discutido na seqüência. Existe uma variedade de modelos diferentes, do mais simples aos mais complexos. Destaque-se que os modelos iniciais eram construídos para representar valores da gravidade ou anomalias da gravidade e só a partir destes valores eram inferidos valores do geopotencial.

O primeiro modelo desta categoria foi o da gravidade para a terra normal expresso a partir dos estudos teóricos feitos por muitos pesquisadores como

Clairaut, de Sitter, Helmert, Pizzetti, Somigliana, Lambert, etc... Mostraram que as variações da gravidade na superfície limitante de um esferóide rotante poderiam ser expressas em função da latitude, por exemplo, com a fórmula:

$$\gamma = \gamma_E (1 + \beta_1 \text{sen}^2 \phi + \beta_2 \text{sen}^2 2\phi + \dots) \quad (21)$$

Onde γ é o valor da gravidade normal, γ_E é a gravidade equatorial, $\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_n$, são constantes a serem determinadas na suposição de que as variações da gravidade devem ser descritas em função de ϕ , a latitude geodésica. Baseado em estimativas da massa da Terra, seu raio equatorial e achatamento, os parâmetros da fórmula da gravidade podiam ser determinados. O aspecto inverso era determinar os parâmetros da fórmula da gravidade usando medidas da gravidade distribuídas tão extensamente quanto possível. Uma das primeiras determinações no século passado foi efetivada por Helmert (1901), que usou medidas da gravidade em 1603 estações (RAPP, 1998). Enquanto medidas adicionais da gravidade foram efetivadas no decorrer do século, várias estimativas dos parâmetros foram feitas por Bowie (1917), Heiskanen (1928) e Jeffreys (1937). Heiskanen (1928) foi um dos primeiros a representar o campo da gravidade a partir de dados gravimétricos (ver RAPP, 1998).

Um próximo passo importante foi utilizar-se o desenvolvimento em harmônicos esféricos de grandezas associadas com o campo da gravidade, em vista da possibilidade que estas funções possuem de representar valores associados com diferentes comprimentos de onda em função do grau e ordem de desenvolvimento. Em 1937, Dobovskii (RAPP, 1998) empreendeu a representação das anomalias da gravidade até o grau e ordem 6 (resolução espacial de cerca de 3300 km) com o modelo:

$$\Delta g(\theta, \lambda) = \sum_{n=0}^m \sum_{m=0}^n (a_{nm} \cos m\lambda + b_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \theta) \quad (22)$$

Onde θ é a colatitude, a_{nm} e b_{nm} coeficientes da expansão harmônica estimados a partir de dados da gravidade disponíveis; λ : longitude; P_{nm} : Polinômio de Legendre.

Nas últimas três décadas, impulsionado pelo desenvolvimento da Geodésia Espacial e necessidades associadas principalmente com a predição de órbitas para satélites artificiais, verifica-se uma notável evolução dos modelos do geopotencial. Tais modelos, desenvolvidos em série de harmônicos esféricos, se constituem na mais utilizada técnica de representação do campo da gravidade terrestre (GEMAEL, 2002).

Diversos autores contribuíram para o desenvolvimento de tais modelos, uma retrospectiva histórica até o final da década de 1990 pode ser encontrada em RAPP (1998), sendo os principais modelos listados no Anexo I. Em essência, os modelos modernos são baseados principalmente nas concepções de KAULA (1966) de estimação de coeficientes a partir de anomalias da gravidade (que podem ser derivadas de diversas fontes) utilizando a relação de ortogonalidade dos coeficientes; e RAPP (1967) que desenvolveu os primeiros modelos efetivos do geopotencial para aplicação global, baseados na solução de equações normais, combinando dados de satélites e terrestres, tendo como parâmetros os coeficientes do geopotencial. Com estas contribuições e esforços de diversos grupos de pesquisa, resultaram os modelos globais mais efetivos desenvolvidos principalmente na década de 1990 (TABELA 1), os quais podem ser representados com a seguinte estrutura (LAMBECK, 1988):

$$W(r, \phi, \lambda) = \frac{GM}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^n (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin\phi) \right] + \frac{1}{3} \omega^2 r^2 [1 - P_{20}(\sin\phi)] \quad (23)$$

Segundo FREITAS (2006), este tipo de modelo contém implicitamente a definição de um SGR (Sistema Geodésico de Referência terrestre) geocêntrico, condição esta estabelecida pela nulidade dos coeficientes de grau e ordem 1. Os coeficientes de Stokes C_{nm} e S_{nm} relacionam-se com a distribuição de massas e o momento de primeira ordem das massas relaciona-se com as coordenadas do baricentro que são impostas nulas. Neste modelo, a primeira parcela do segundo membro é o desenvolvimento em harmônicos esféricos do potencial gravitacional e o segundo termo no segundo membro é o potencial centrífugo. Nesta fórmula estão

envolvidas as quatro constantes geodésicas fundamentais (a – raio equatorial, GM – Constante gravitacional geocêntrica, $J_2 = -C_{20}$ – Coeficiente zonal denominado fator dinâmico de forma e ω – velocidade angular da Terra), sendo r o raio vetor geocêntrico, ϕ a latitude geodésica e λ a longitude geodésica. As parcelas implícitas nos somatórios e que são multiplicadas pelos polinômios de Legendre associados P_{nm} constituem funções ortogonais envolvendo harmônicos esféricos de três classes: Zonais quando $n = 2, 3, \dots, \infty$ e $m = 0$; Sectoriais quando $n = 2, 3, \dots, \infty$ e $m = n$ e Tesserais quando $n = 2, 3, \dots, \infty$ e $m \neq 0$ e $m < n$.

Estes harmônicos representam distribuições de valores para diferentes comprimentos de onda sobre a superfície esferoidal. Quanto maiores n e m , maior a resolução espacial (ou menor o comprimento de onda modelado). A característica de ortogonalidade permite uma série de técnicas de cálculo, fusão de fontes de informação tais como gravimetria terrestre, aérea e orbital, altimetria por satélite sobre os oceanos, MDE (Modelo Digital de Elevação), etc. Também permitem o controle de erros de comissão e omissão, descritos no item 2.3.

Dos modelos do geopotencial, nesta última forma descrita, em vista principalmente da contribuição de RIZOS (1979), no desenvolvimento de ferramentas computacionais, podem ser derivados outros valores tais como, gravidade, anomalias da gravidade, deflexão da vertical e altura geoidal, com distribuição global, apresentando potencialmente uma série de aplicações tecnológicas em vista dos atuais requisitos de precisão nas áreas de engenharia (FLURY e RUMMEL, 2005).

TABELA 1 - PRINCIPAIS MODELOS DO GEOPOTENCIAL DESENVOLVIDOS NA DÉCADA DE 90

Continua

Modelo	Classe	Ano	Grau/ordem
GEM-T3	C	1992	50
GEM-T3S	S	1992	50
TEG-2B	C	1991	50
GRIM4-S1	S	1991	50
GRIM4-C1	C	1991	50
GRIM4-S3	S	1992	50
GRIM4-C3	S	1992	50
JGM-1	C	1994	60

TABELA 1 - PRINCIPAIS MODELOS DO GEOPOTENCIAL DESENVOLVIDOS NA DÉCADA DE 90

Conclusão			
Modelo	Classe	Ano	Grau/ordem
JGM-2	C	1994	70
JGM-3	C	1994	70
DGM-E04	t	1997	70
GRIM4-S4	S	1997	60
GRIM4-C4	C	1997	72
OSU-91A	C	1991	360
DGFI-92A	C	1992	360
OGE-12	C	1992	360
GFZ-93	C	1993	360
GFZ-95A	C	1995	360
GFZ-96	C	1996	359
Li/Sideris	t	1994	500
DQM-94	t	1996	360
TEG-3	C	1997	70
EGM96	C	1997	360

S = Dados rastreados de satélites; C = Soluções Combinadas; t = Modelos adaptados.

Fonte: RAPP (1998).

Dentro de uma visão bem pragmática, a partir de um modelo do geopotencial é possível relacionar as altitudes obtidas com GPS e as ortométricas via as alturas geoidais obtidas dos coeficientes da expansão do potencial do campo da gravidade em harmônicos esféricos. No entanto, cabe destacar que, em geral, esses modelos contêm principalmente a informação de longo comprimento de onda do campo, que é inadequada para a acurácia desejada nas aplicações em escalas local e regional, tais como as requeridas para conversão de altitudes determinadas com GPS para altitudes ortométricas.

A escolha do modelo geopotencial a ser utilizado costuma estar associada à forma com que ele se ajusta ao campo de gravidade local ou àqueles modelos que possam incorporar mais facilmente observações regionais e locais, tais como da gravidade e de MDE.

A disponibilização mais freqüente de novos modelos geopotenciais, em especial os que utilizam dados das novas missões gravimétricas CHAMP e GRACE,

tais como os referidos na seção introdutória, está permitindo que novas comparações com anomalias ar-livre regionais sejam efetuadas.

FEATHERSTONE (2002) escreveu que os modelos geopotenciais atuais do campo da gravidade da Terra podem ser divididos entre três classes primárias:

- a) Modelo geopotencial global apenas com dados somente de satélite (*satellite-only GGMs*);
- b) Modelo geopotencial global combinado (*combined GGMs*);
- c) Modelo geopotencial global adaptado (*tailored GGMs*).

2.2.1 Modelos de geopotencial com dados somente de satélite (*Satellite-only GGMs*)

São modelos obtidos com dados somente de satélite. Em geral, são modelos derivados da análise do movimento orbital de satélites artificiais via rastreamento sobre posições conhecidas na Terra.

Embora muitos modelos globais recentes derivados apenas de rastreamento de satélite contemplem grau e ordem mesmo acima de 50 (TABELA 2), quanto maior é o grau e ordem dos coeficientes, por exemplo, quando analisados os graus maiores que 20 - VANÍČEK e SJÖBERG (1991) ou 30 - RUMMEL et al. (2002), maiores são as contaminações por ruídos. Isto decorre principalmente devido a uma combinação de alguns efeitos como:

- a) Queda da precisão na determinação do campo da gravidade com a altitude;
- b) Precisão limitada das medidas de distância da estação base na Terra para os satélites, principalmente devido à refração atmosférica;
- c) Inabilidade para analisar órbitas completas de satélite (arcos), devido à cobertura limitada de estações base, agravada por serem baseadas em satélites de órbita baixa (ou interior a 1500 km);
- d) Modelagem imprecisa de perturbações tais como as: lunares; solares; não-gravitacionais; e perturbações gravitacionais nos satélites em movimento;

- e) Incompleta amostragem do campo gravitacional devido ao número limitado de inclinações de órbitas de satélites disponíveis.

Segundo FEATHERSTONE (2002), com as novas missões de satélite dedicadas à gravimetria, está sendo possível reverter essa situação.

TABELA 2 - ALGUNS MODELOS DE GEOPOTENCIAL APENAS COM DADOS DE SATÉLITE PUBLICADOS DESDE 1990.

Modelo	Grau/Ordem	Citação
GEM-T2S	36*	Marsh et al.(1990)
GEM-T3S	50	Lerch et al. (1994)
JGM-1S	60	Nerem et al. (1994)
JGM-2S	60	Nerem et al. (1994)
PGTF-4	50	Shum et al. (1990)
GRIM4-S1	50	Schwintzer et al. (1991)
GRIM4-S2	50	Schwintzer et al. (1992)
GRIM4-S3	50	Schwintzer et al. (1993)
GRIM4-S4	60*	Schwintzer et al. (1997)
EGM96S	70	Lemoine et al. (1998)
GRIM5-S1	99	Biancale et al. (2000)

* inclui coeficiente adicional sobre o grau e ordem.

Fonte: FEATHERSTONE (2002).

2.2.2 Modelos de geopotencial global Combinados (*Combined GGMs*)

São derivados de uma combinação de dados de satélite, observações de gravidade terrestres e oceânicas, anomalias de gravidade marinhas derivadas de altimetria por radar, bem como dados de levantamentos por aerogravimetria (RAPP, 1998), o que permite a expansão para maiores graus e ordem dos harmônicos esféricos dos modelos geopotenciais. Entretanto, possuem as limitações dos antigos modelos derivados unicamente de dados de satélites, associadas à deficiente cobertura espacial e qualidade dos dados adicionais utilizados. Claramente, em áreas onde dados de gravidade não são disponibilizados (devido a acesso restrito ou cláusulas de confidência de dados), os modelos estabelecidos apenas com

dados de satélite não podem ser melhorados, e podem degradar até mesmo modelos geopotenciais globais subseqüentes.

HECK (1990) aborda as distorções nos longos comprimentos de onda nas anomalias de gravidade terrestre causadas pela utilização de diferentes data verticais geodésicos. O EGM96, desenvolvido pela NASA/GSFC (*National Aeronautics and Space Administration/ Goddard Space Flight Center*) e NIMA (*National Imagery and Mapping Agency*), incorpora dados gravimétricos de superfície, observações sobre satélites artificiais e informações altimétricas (por meio de MDE). Na TABELA 3 são descritos alguns dos modelos combinados publicados desde 1990.

TABELA 3 - ALGUNS MODELOS DE GEOPOTENCIAL GLOBAIS COMBINADOS PUBLICADOS DESDE 1990

Modelo	Grau/ Ordem	Citação	Modelo	Grau/ Ordem	Citação
GEM-T2	36*	Marsh et al.(1990)	GRIM5C1	120	Gruber et al. (2000)
GEM-T3	50	Lerch et al. (1994)	OSU89A	360	Rapp and Pavlis (1990)
JGM-1	70	Nerem et al. (1994)	OSU89B	360	Rapp and Pavlis (1990)
JGM-2	70	Nerem et al. (1994)	OSU91A	360	Rapp et al. (1991)
JGM-3	70	Tapley et al. (1996)	OGE12	360	Gruber and Bosch (1992)
PGTF-4A	50	Shum et al. (1990)	GFZ93A	360	Gruber et al. (1993)
TEG-2	54	Tapley et al. (1991)	GFZ93B	360	Gruber et al. (1993)
TEG-2B	54	Tapley et al. (1991)	GFZ95A	360	Gruber et al. (1996)
TEG-3	70	Tapley et al. (1997)	GFZ96	359	Gruber et al. (1997)
GRIM4-C1	50	Reigber et al. (1993)	GFZ97	359	Gruber et al. (1997)
GRIM4-C2	50	Reigber et al. (1993)	EGM96	360	Lemoine et al.(1998)
GRIM4-C3	60	Schwintzer et al. (1993)	GAO98	360	Demianov et al. (2000)
GRIM4-C4	72	Schwintzer et al. (1997)	PGM2000A	360	Pavlis et al. (2000)

* inclui coeficiente adicional sobre o grau e ordem.

Fonte: FEATHERSTONE (2002).

2.2.3 Modelos de geopotencial globais Adaptados (*Tailored GGMs*)

São modelos que adaptam geopotenciais gerados apenas com dados de satélites com modelos combinados ou com novos dados disponíveis de gravidade. Também podem ser adaptados modelos geopotenciais combinados com esses novos dados de gravidade. Em geral, o processo é efetuado por fórmulas integrais para derivar correções aos coeficientes de geopotencial existentes, ao contrário das combinações ao nível das equações normais que são utilizadas para construir modelos geopotenciais combinados (FEATHERSTONE, 2002). Porém, a utilização desse tipo de modelo geopotencial é restrita apenas à área na qual o ajuste foi aplicado, pois podem ocorrer efeitos espúrios em áreas onde não há dados disponíveis (KEARSLEY e FORSBERG, 1990). A intenção, em geral, é expandir os modelos para graus e ordem mais elevados, porém sempre considerando as restrições impostas pela ausência de dados em muitas regiões. Após a disponibilização dos modelos que utilizam exclusivamente dados das missões CHAMP e GRACE, podem ser elaboradas adaptações para determinadas regiões se disponíveis informações gravimétricas adicionais relevantes.

2.3 ANÁLISE DE ERROS DE COMISSÃO, OMISSÃO E GEOMETRIA NOS MODELOS DO GEOPOTENCIAL.

De acordo com os pressupostos de aplicabilidade dos modelos do geopotencial, uma das tarefas essenciais é a determinação do grau de confiabilidade dos modelos. Este fato se faz particularmente necessário quando considerados os novos modelos já referidos, derivados das missões gravimétricas CHAMP, GRACE e perspectivas para o GOCE. Neste particular, segundo MÜLLER et al., (2003), cabem ser analisados principalmente os denominados erros de comissão e omissão, bem como aqueles decorrentes da geometria da amostragem. Mais especificamente, os erros dos modelos geopotenciais derivados exclusivamente das missões de satélites de gravidade podem ser divididos em três tipos:

- a) O erro de omissão, representando aquelas partes de alta frequência do campo de gravidade que não são cobertas pelo grau máximo de expansão dos harmônicos esféricos;
- b) O erro de comissão que reflete as incertezas dos próprios coeficientes; e
- c) Os erros causados pelos valores de entrada inaccurados, no caso dos modelos geopotenciais que utilizaram dados de satélite obtidos das posições e orientações das passagens (*cross-overs*).

Conforme o trabalho de revisão, efetivado por FLURY e RUMMEL (2005), o *Earth Gravitational Model 1996* (EGM96) tem sido o mais utilizado como referência para análise de outros modelos, desde que foi disponibilizado em 1996. Por exemplo, a solução do modelo EIGEN-1S é completa apenas até grau e ordem 35, o que é típico de uma solução apenas com dados de satélite. Os termos de grau/ordem mais altos são solucionados pela aplicação de informação estocástica a priori, de acordo com a modelagem das variâncias para coeficientes de grau mais elevados que resulta em uma regularização do sistema de equações normais empregado.

Também como exemplo, como será abordado na seção 3.1.2 a solução do modelo EIGEN-2 é completa até grau e ordem 40 devido à atenuação do sinal em decorrência da altitude do satélite e os termos de grau/ordem mais elevados são solucionados pela regularização de sistemas de equações normais. A acurácia do EIGEN-2 é bem melhor que 10 cm e 0,5 mGal em termos de alturas geoidais e anomalias de gravidade, respectivamente, em $\lambda/2 - 550$ km (IAG/GFZ, 2007).

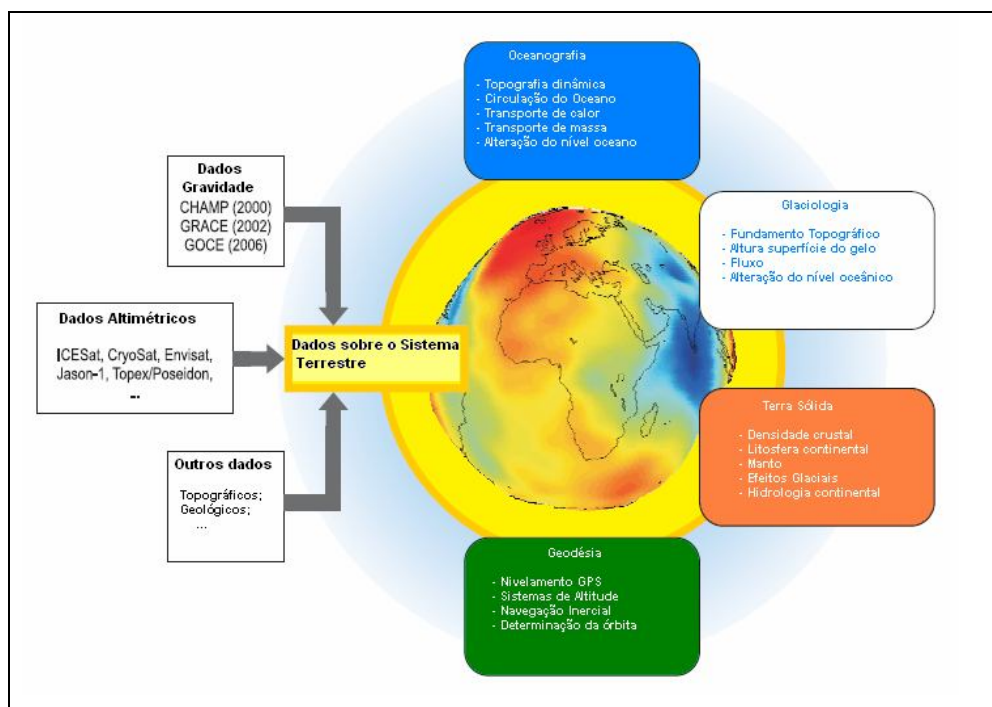
2.4 MISSÕES DE GRAVIMETRIA POR SATÉLITES

Dezenas de dados devem ser combinados de satélites para produzir um bom modelo do campo gravitacional da Terra. Estes modelos são adequados para representar as amplas características do campo de gravidade da Terra, mas não podem solucionar características de pequena escala, principalmente em grandes corpos de água. Várias missões foram propostas a mais de duas décadas, como

GRAVSAT, STAGE, ARISTOTLES e STEP. Porém, só agora as missões dedicadas a gravidade foram ou serão lançadas (FEATHERSTONE, 2003).

Das recentes missões CHAMP e GRACE bem como a missão GOCE ora em fase inicial, são esperadas melhorias da cobertura global de medidas de gravidade e mapeamento do geopotencial, permitindo assim uma resolução muito melhor do campo de gravidade da Terra, tanto nas porções continentais e sobretudo oceânica pela integração com as missões de altimetria por satélites. Assim, os dados das novas missões combinados com outras fontes de dados existentes melhorarão a compreensão perante a: Geodésia, Glaciologia, Hidrologia, Oceanografia, Ciências da Terra, etc (FIGURA 2).

FIGURA 2 - APLICAÇÕES CIENTÍFICAS DERIVADAS DOS DADOS DA GRAVIDADE.



Fonte: Adaptado de ABART (2005)

O satélite CHAMP do GFZ (*GeoForschungsZentrum - Potsdam*) foi lançado em 15 de julho de 2000 na Rússia, a missão GRACE da NASA, programada em maio de 1997 e lançada em março de 2002 e também a missão GOCE da ESA (*European Space Agency*) que está re-programada para lançamento no início de 2008, estão propiciando um aperfeiçoamento significativo do conhecimento acerca

dos componentes do campo de gravidade local ou global, de longo e médio comprimento de onda (>200-km).

Para FEATHERSTONE (2002), as expectativas são de que os coeficientes harmônicos esféricos de grau e ordem menor que 200 serão melhorados por aproximadamente mais de uma ordem de magnitude em relação aos modelos geopotenciais globais existentes.

Então, as missões gravimétricas têm potencial para formar uma base importante para modelagem de geóide regional melhorado baseado na técnica *remove-restore* e suas muitas variantes.

Ao nível conceitual mais amplo, as missões de satélite dedicadas ao campo da gravidade observam (cada uma diretamente ou indiretamente) os gradientes gravitacionais externos da Terra. Isto é feito essencialmente por medidas diferenciais entre dois ou mais pontos, eliminando assim em grande parte erros correlacionados. Duas técnicas são preconizadas como base observacional (ver, por exemplo, RUMMEL, 1979; BALMINO et al.; 1999; RUMMEL et al., 2002):

- a) Rastreamento de satélite-por-satélite (SST – *Satellite-to-satellite tracking*);
- b) Um gradiômetro, instrumento dedicado a observar variações da gravidade, a bordo do satélite.

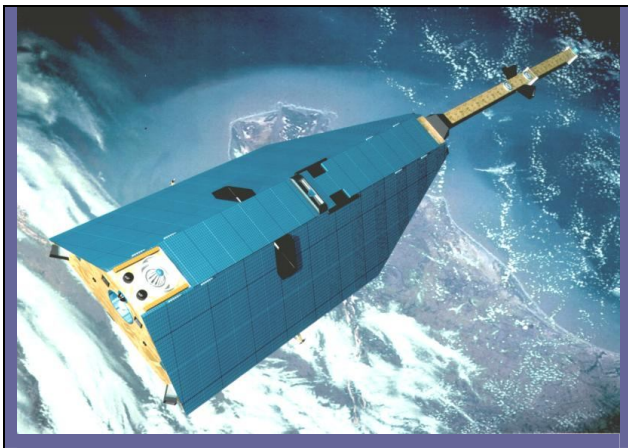
Os métodos de SST podem usar também *Low-Low inter-satellite tracking* (LL-SST), onde dois satélites de órbita baixa rastreiam um ao outro ou *High-Low inter-satellite tracking* (HL-SST), onde os satélites do GPS tem órbitas de alturas consideradas como médias na convenção brasileira (órbita baixa - altura até 1500 km; órbita média até 24000 km, e órbitas geoestacionárias = 36000 km) rastreiam o satélite de órbita baixa. O satélite(s) a ser rastreado(s) deveria estar em uma órbita mais baixa possível, com as massas isoladas dos efeitos perturbadores de atrito atmosférico. A missão CHAMP utiliza a técnica HL-SST e a missão GRACE, as técnicas HL-SST e LL-SST. Geralmente, os métodos SST são melhores para solucionar os componentes de baixa-freqüência do campo da gravidade global, considerando que os gradiômetros de órbita baixa são melhores para solucionar a média-freqüência do campo da gravidade. Então, a aproximação lógica é usar uma

combinação das técnicas SST e gradiometria como ocorre, por exemplo, na missão GOCE.

2.4.1 CHAMP

A altitude inicial da órbita do CHAMP (FIGURA 3) foi de 454 km, sendo ela circular e polar, com inclinação de 87° em relação ao plano do equador, possibilitando maior duração da missão mesmo sob condições severas de atividade solar, e melhor recobrimento. Entretanto, para estudos do campo da gravidade da Terra, seria preferível uma altitude inicial mais baixa, mesmo tendo esta lentamente diminuído até 300 km durante a vida útil do satélite (REIGBER et. al, 2002). Pela primeira vez, um satélite com baixa altitude foi equipado com um receptor GPS e Laser, de modo que sua órbita fosse precisamente determinada com incerteza máxima de cinco centímetros (KUANG et al, 2001).

FIGURA 3 - SATÉLITE CHAMP.



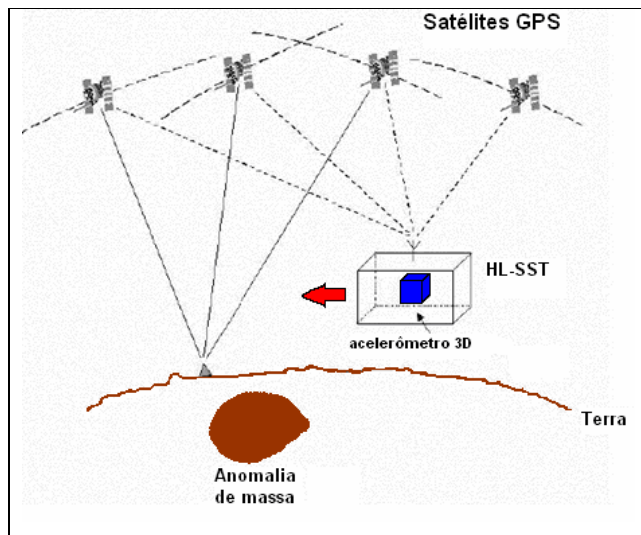
Fonte: GFZ, 2007.

O satélite CHAMP usa o rastreamento de satélites de órbita média, satélites GPS (FIGURA 4), relativo a uma rede de estações em terra, principalmente as estações do IGS (NASA/IGS, 2007).

O benefício de usar a técnica HL-SST no CHAMP é que o satélite de órbita baixa vai comunicar-se com muitos satélites GPS e com uma geometria de

constelação boa para uma órbita inteira, enquanto também é baixo o bastante para sentir as frequências mais altas do campo da gravidade da Terra. Acelerômetros 3D a bordo do satélite CHAMP são usados para calcular as perturbações não-gravitacionais de sua órbita (por exemplo, SCHWINTZER et al., 2000).

FIGURA 4 - O CONCEITO DO CHAMP, TÉCNICA DE RASTREIO HL-SST.



Fonte: adaptada de RUMMEL et al., 2002.

Para o satélite CHAMP, devido a inclinação de $\sim 87^\circ$ do plano orbital existem pequenos vazios de dados nos pólos. O efeito da atenuação do sinal gravitacional com a altitude é minimizado pela baixa altitude da órbita. A missão CHAMP permite a determinação do campo de gravidade global com uma resolução espacial de ~ 650 km.

O CHAMP possibilitou uma precisão maior nos modelos geopotenciais globais adaptados para comprimentos de onda iguais ou superiores a 650 km relativamente aos modelos geopotenciais globais originados apenas com dados de rastreamento de satélite. Entre os objetivos da missão CHAMP também foram incluídos os de determinar o campo magnético da Terra, bem como parâmetros importantes da atmosfera terrestre (troposfera e ionosfera), como por exemplo, o vapor d'água atmosférico e o conteúdo total de elétrons na ionosfera. Para isso utilizou-se de dados coletados por diversos outros sensores acoplados no satélite, conforme descrito na seqüência.

O satélite CHAMP é considerado um "mini-satélite" devido aos seus parâmetros físicos: a sua massa é de 522,5 kg, e a altura, o comprimento e a largura são de 750 mm, 8333 mm e 1621 mm, respectivamente.

Outra vantagem do CHAMP é a recuperação, em vista da razão sinal/ruído mais alta e uma resolução espectral aumentada, das variações temporais no campo da gravidade devido às redistribuições globais de massa que, em geral, são pequenas, lentas e de larga escala. No seu projeto foi preconizada a discriminação das variações temporais da gravidade levando em conta que a expectativa de duração da missão é de cinco anos, sendo já superada essa estimativa. A partir da obtenção da componente de longo comprimento de onda da altura geoidal gerada pelos dados da missão, também seriam possíveis a avaliação da informação gravimétrica de alta resolução existente e a utilização desse geóide como referência para um sistema de altitude global unificado (REIGBER, SCHWINTZER, 2002).

2.4.1.1 Agências envolvidas

Além do GFZ, as agências envolvidas na missão CHAMP são:

- a) A NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), EUA, que disponibilizou o receptor GPS *Blackjack Flight* fabricado pelo JPL (*Jet Propulsion Laboratory*);
- b) O CNES (*Centre National des Études Spatiales*), França, que providenciou o Star-accelerometer, fabricado pelo ONERA (*Office National d'Études et de Recherches Aérospatiales*) e;
- c) O AFRL (*Air Force Research Laboratories*), EUA, que disponibilizou o DIDM (*Digital Ion DriftMeter*).

2.4.1.2 Equipamentos científicos

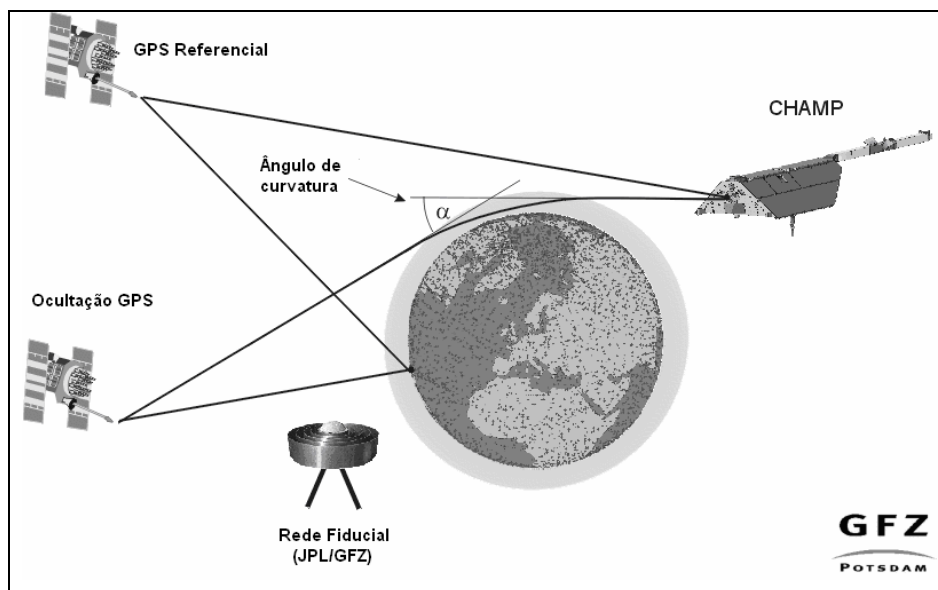
Os equipamentos científicos (FIGURA 6) acoplados no satélite CHAMP são:

Electrostatic STAR Accelerometer:: disponibilizado pelo CNES e fabricado pelo ONERA. O CHAMP experimenta acelerações e desacelerações realçadas em sua baixa altitude devido ao atrito com a atmosfera. Essas perturbações não gravitacionais da órbita devem ser consideradas ao utilizar as perturbações totais das órbitas GPS observadas para recuperação do campo gravitacional.

O acelerômetro tri-axial a bordo, localizado em seu centro de massa, mede diretamente o vetor de acelerações não-gravitacionais, isto é, atrito direto da atmosfera e pressão indireta da radiação solar. Essas medições substituem os modelos de densidade do ar, cujas acurácia e resolução temporal são insuficientes (GFZ, 2007).

GPS Receiver TRSR-2: disponibilizado pela NASA e fabricado pelo JPL. Em combinação com o *STAR accelerometer* ele serve para determinação precisa da órbita do satélite CHAMP e estudo do campo da gravidade terrestre. O receptor GPS a bordo permite o rastreamento contínuo e simultâneo de até 12 satélites do sistema, comparando ao rastreamento uni-dimensional no solo de apenas pequenas sessões da órbita, durante as passagens do satélite. Outro objetivo foi o de obter dados referentes à atmosfera (troposfera e ionosfera), sendo utilizada a técnica de *radio occultation*. Esta pode ser entendida, de uma forma simplificada, como sendo a coleta de dados de satélites GPS que estão ocultos com relação ao satélite CHAMP, mas que, devido à refração troposférica são captados pelo receptor, fornecendo, pela análise da refração, a análise de constituintes da atmosfera. A FIGURA 5 ilustra esta situação:

FIGURA 5 - TÉCNICA RADIO OCCULTATION.



Fonte: GFZ (2007).

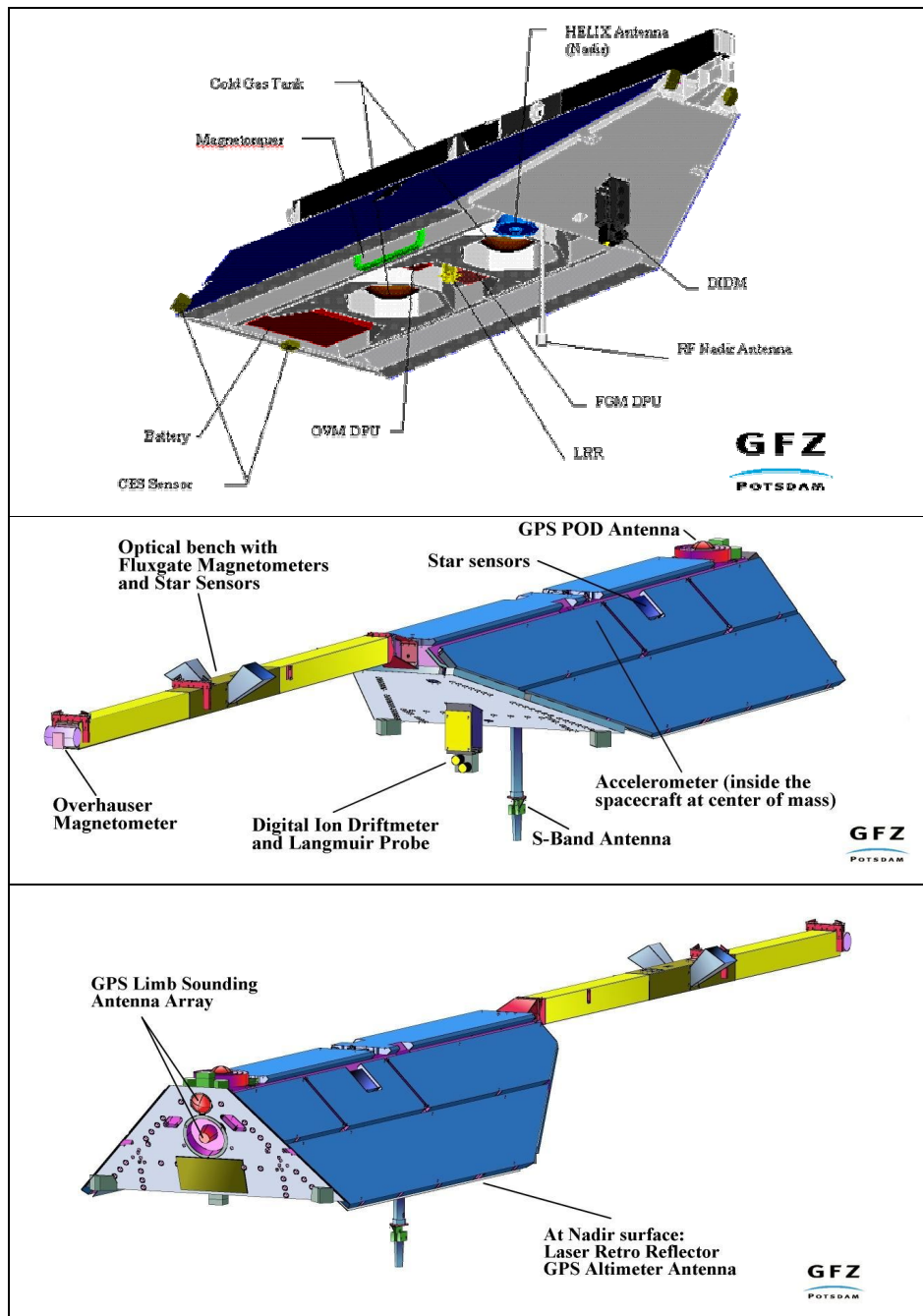
Laser Retro Reflector: disponibilizado e desenvolvido pelo próprio GFZ. Ele está conectado com as estações SLR terrestres. Tem como objetivo a determinação da órbita, estudos referentes ao campo da gravidade e calibração de outros instrumentos.

Fluxgate Magnetometer: disponibilizado e fabricado pela *Technical University of Denmark* (DTU) da Dinamarca e *Overhauser Magnetometer* disponibilizado e fabricado pelo *Laboratoire d'Electronique de Technologie et d'Instrumentation* (LETI), ambos dados estão relacionados com o estudo do campo magnético terrestre;

Advanced Stellar Compass: fabricado e disponibilizado pela DTU da Dinamarca. Está relacionado com a atitude do satélite CHAMP;

Digital Ion Driftmeter: desenvolvido e disponibilizado pelo *Air Force Research Laboratory* (AFRL) nos EUA. Está relacionado com o estudo da ionosfera.

FIGURA 6 - EQUIPAMENTOS CIENTÍFICOS DO SATÉLITE CHAMP – VISTA INFERIOR, FRONTAL E TRASEIRA RESPECTIVAMENTE.



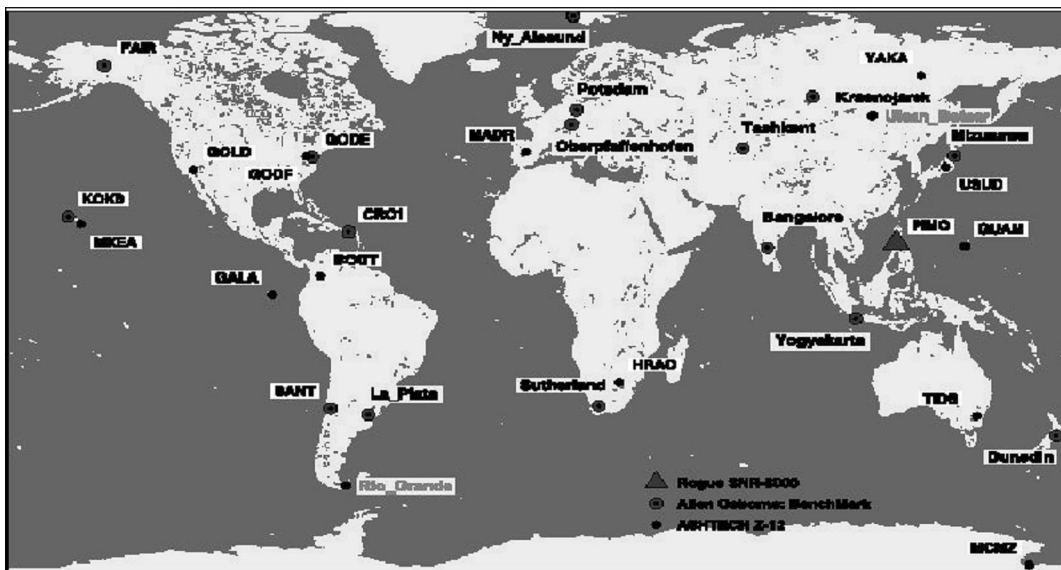
Fonte: GFZ (2007).

2.4.1.3 Tempo de vida

A estimativa do "*tempo de vida*" da missão CHAMP foi de aproximadamente cinco anos. Esta estimativa ocorreu em função do decréscimo da altitude da órbita do satélite CHAMP, devido ao atrito com atmosfera, do fluxo solar, entre outros fatores. No entanto, o satélite ainda encontra-se ativo e em perfeitas condições operacionais (GFZ, 2007). Tendo completado 6 anos de missão em 15/07/2006, cumprindo naquela data 34124 revoluções.

2.4.1.4 Órbita CHAMP

FIGURA 7 - REDE GLOBAL DE ESTAÇÕES GPS DA MISSÃO CHAMP.



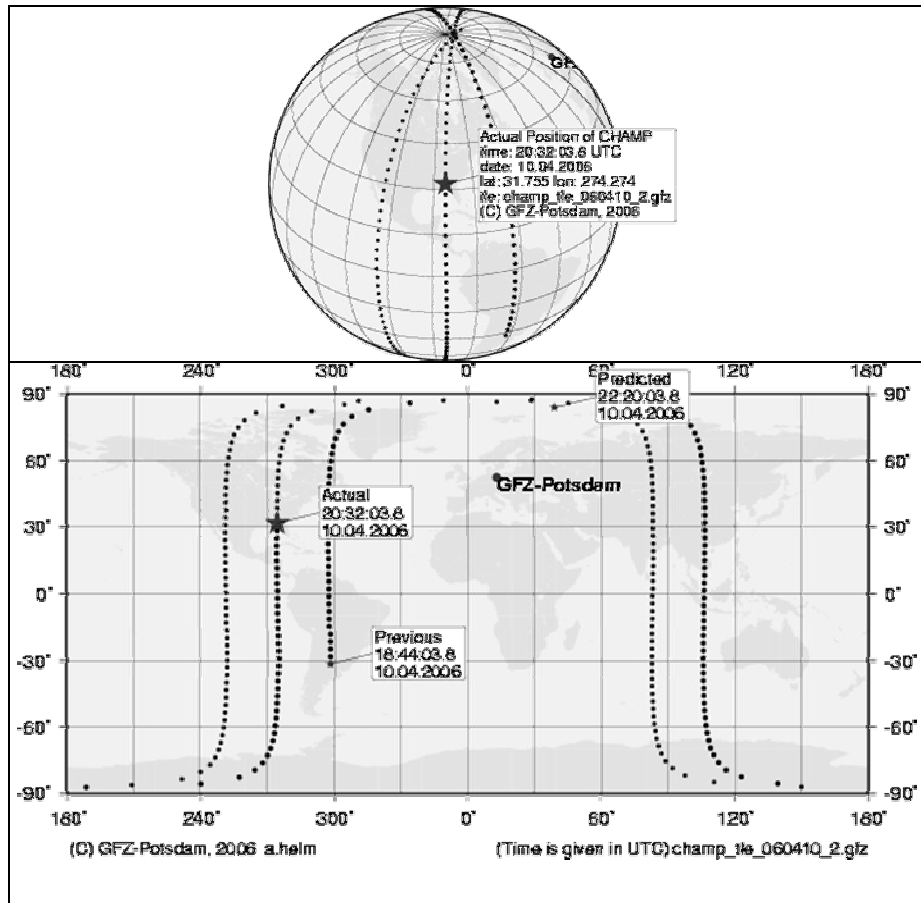
Fonte: GFZ (2007).

A posição do satélite CHAMP é monitorada pelos satélites GPS através das observações de pseudodistância e fase da onda portadora, e por uma rede global de estações GPS e Laser. Como exemplo, a FIGURA 7 mostra a rede global de estações GPS da missão CHAMP, estabelecida pelo JPL e o GFZ.

Acessando o *site* da GFZ pode-se obter informações da órbita do satélite CHAMP atualizadas, como mostra a FIGURA 8, uma posição anterior, atual e predita

do satélite CHAMP, para o dia 10 de abril de 2006. A posição atual é atualizada a cada 5 minutos.

FIGURA 8 - POSIÇÃO DO SATÉLITE CHAMP



Fonte: GFZ (2007).

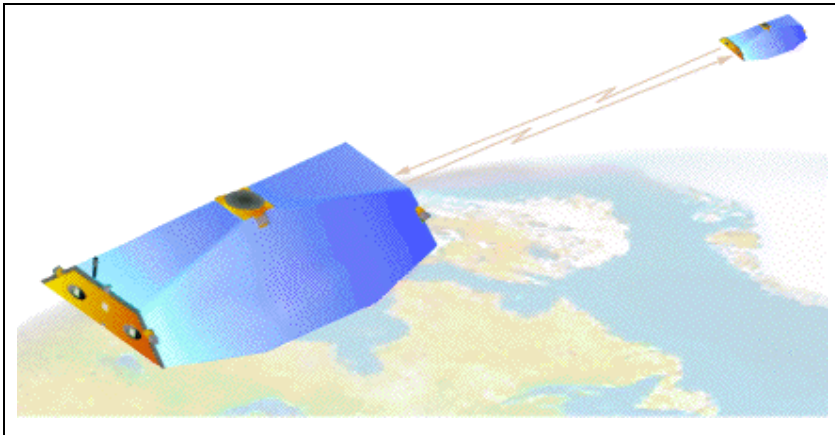
2.4.1.5 Produtos

Pode-se obter os produtos do satélite CHAMP em GFZ/ISDC (2007). Esses produtos são referentes à órbita do satélite, ao campo magnético e gravitacional da Terra, à atmosfera terrestre (ionosfera e troposfera), entre outros. Cada produto possui um formato padrão.

2.4.2 GRACE

A missão GRACE (FIGURA 9) faz parte do programa SENH (*Solid Earth and Natural Hazards*) da NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), em parceria com o Centro Alemão de Pesquisa Aérea e Astronáutica (DLR - *Deutsche Forschungsanstalt für Luft und Raumfahrt*). Programada em maio de 1997 e lançada em março de 2002, tem como objetivo central o de traçar as variações precisas no campo de gravidade da Terra com vida útil de cinco anos.

FIGURA 9 - MISSÃO GRACE

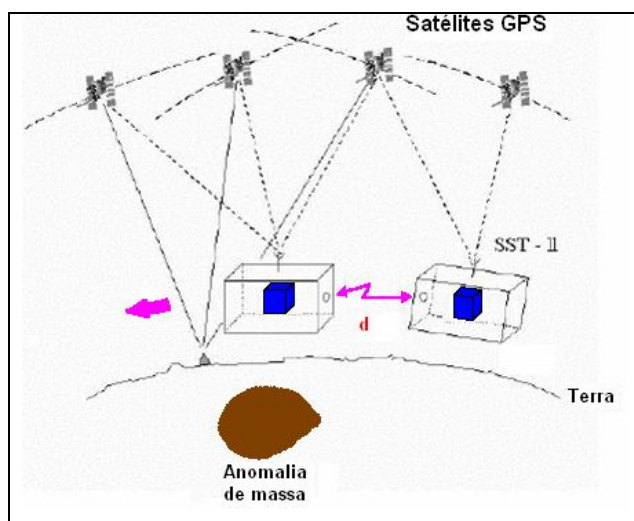


Fonte: GFZ (2007)

A missão GRACE consta de dois satélites gêmeos que voam a aproximadamente 220 km de distância idealmente em uma mesma órbita polar, inicialmente a cerca de 500 km acima da superfície da Terra. A distância relativa entre os dois satélites é medida com precisão em torno de 10 micra e a órbita dos satélites com precisão de 1 cm. A quantidade de interesse é o movimento relativo dos centros de massa dos dois satélites a serem associados com os dados de aceleração e atitude medidos. Estas grandezas conduzem à modelagem do potencial anômalo do campo da gravidade.

GRACE pode modelar o campo de gravidade da Terra com as medidas referidas (técnica de rastreamento LL-SST) integradas com GPS para referenciamento espacial (ver, por exemplo, JEKELI e GARCIA, 2000), portanto com aplicação também da técnica de rastreamento HL-SST, com o satélite de órbita média, GPS, rastreando ambos os satélites de órbita baixa (FIGURA 10).

FIGURA 10 - A TÉCNICA DO GRACE DE RASTREAMENTO LL-SST COMBINADO COM HL-SST.



Fonte: Adaptada de RUMMEL et al., 2002.

Os dados científicos da missão GRACE são usados para estimar modelos globais para as variações do campo gravitacional da Terra aproximadamente a cada 30 dias.

As variações temporais do campo da gravidade da Terra não ligadas à maré, são decorrentes das redistribuições de massas sazonais, inter-anuais e de longo período na atmosfera, hidrosfera e criosfera do planeta. Graças ao rastreamento GPS ininterrupto no espaço, é possível obter soluções acuradas do campo gravitacional a partir de observações durante um curto intervalo de tempo.

O objetivo da missão GRACE é, em particular, o desenvolvimento desses estudos. Essa missão é ainda melhor que a missão CHAMP na determinação do campo de gravidade global de baixas frequências e também superior em resolução espacial. A melhoria nas baixas frequências é por causa da redundância oferecida pelo uso de dois satélites de órbitas baixas comunicando-se com satélites de órbita média (rastreamento *low-low inter-satellite* (LL-SST) combinado com *High-low inter-satellite* (HL-SST)). A missão GRACE está determinando as variações temporais do campo de gravidade com resolução espacial baixa ($1000 \leq \lambda/2 \leq 200$ km), o que permitirá avanços similares na determinação da componente de comprimentos de onda mais curtos do geóide.

2.4.2.1 Agências envolvidas

- a) NASA (*National Aeronautics and Space Administration*);
- b) JPL (*Jet Propulsion Laboratories*);
- c) CSR (*Center for Space Research*);
- d) DLR (*Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt*);
- e) GFZ (*GeoForschungsZentrum Potsdam*).

2.4.2.2 Sistemas GRACE

O projeto GRACE é dividido em cinco sistemas. O LVS (*Launch Vehicle System*) é integrado por um lançador ROCKOT, equipamentos de teste e recursos para preparação, integração e lançamento dos satélites em órbita baixa (LEO – *Low Earth Orbit*).

O segundo sistema é o SAT (*Satellite System*), desenvolvido pelo JPL em parceria com o SS/L (*Space Systems/Loral*) e o Astrium GmbH (*GmbH*). O GmbH fornece os componentes principais dos dois satélites, baseado no satélite projetado para a missão CHAMP. O SS/L fornece o sistema de controle de atitude, instrumentos eletrônicos de microondas e sistemas de testes.

O terceiro sistema é o SIS (*Science Instrument System*), que inclui todo o sistema de medições inter-satélite, receptores GPS e sensores, incluindo as câmaras estelares. Esse sistema também coordena as funções de integração entre todos os sensores, assegurando a compatibilidade entre eles e o satélite.

O quarto sistema é o MOS (*Mission Operations System*), que consiste do conjunto de recursos do Centro de Operações Espaciais da Alemanha, antenas de rastreamento e outros. Essas instalações e recursos são usados para monitorar e controlar os satélites, efetuar o processamento inicial dos dados de telemetria e disponibilizar todos os dados para o SDS (*Science Data System*) para processamento adicional e geração dos produtos finais. A equipe de operação também monitora o desempenho e saúde dos satélites por toda a duração da missão.

O SDS inclui o processamento de dados científicos, distribuição, arquivamento e verificação. Esse sistema é, na verdade, uma entidade distribuída e gerenciada de forma cooperativa pelo UTCSR (*University of Texas at Austin, Center for Space Research*) e pelo GFZ (*GeoForschungsZentrum Potsdam*). A cooperação inclui compartilhamento de tarefas de processamento, harmonização dos arquivos e validação dos produtos (GFZ, 2007).

2.4.2.3 Instrumentos científicos

O instrumento científico chave no GRACE é o *K-Band Ranging (KBR) Instrument Assembly*, que mede as variações da distância induzidas pela gravidade entre os dois satélites com uma precisão de cerca de 5 μm . Ao medir essas variações, a resolução na recuperação do campo gravitacional global a partir do espaço pode, provavelmente, ser estendida de cerca de 500 km a 150 km (meio comprimento de onda) com um ganho na acurácia de uma a duas ordens de grandeza se comparadas com os modelos mais usuais do geopotencial. O KBR possui como principais componentes, o Oscilador Ultra Estável (USO – *Ultra Stable Oscillator*), que fornece a frequência de referência e o conjunto de microondas, que produz as portadoras de 24 e 32 GHz baseadas no USO e manipula a fase do sinal recebido do outro satélite.

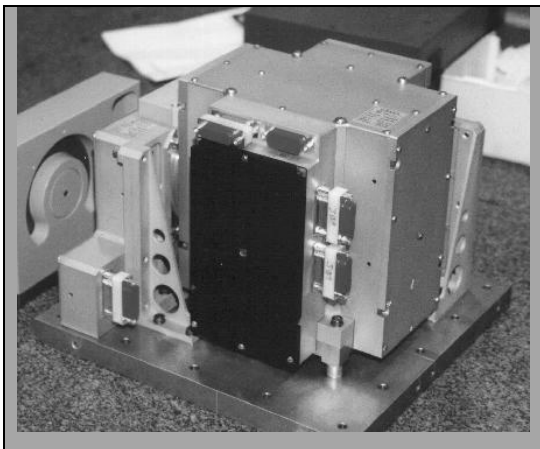
Tem-se também, a Unidade de Processamento, que processa os sinais, não somente da fase da portadora da banda-k, mas também do GPS e das câmaras estelares. Cada satélite comunica-se com o outro em duas frequências exclusivas para cada um deles, permitindo a correção de distorções ionosféricas. A diferença de frequência é de 0.5 MHz no canal de 24GHz e de 0.67 MHz no canal de 32 GHz. As observações de fase de cada satélite são transmitidas à Terra em frequência de 10Hz, onde apropriadamente processada por combinação linear, fornecem a medição da distância entre ambos os satélites, corrigida dos efeitos da ionosfera.

As acelerações não gravitacionais atuantes sobre o satélite são medidas usando o acelerômetro *ONERA SuperSTAR*, montado em cada satélite (FIGURA 11. Esse dispositivo consiste de um *Sensor Unit (SU)*, uma *Electromagnetic Exciting Unit (EEU)* e uma *Interface Control Unit (ICU)*. A SU consiste de uma massa de

prova metálica, suspensa dentro de uma gaiola de eletrodos de sílica recoberta de ouro.

O movimento da massa de prova é controlado por meio de sensores capacitivos, e fornece a medida das acelerações não gravitacionais atuantes sobre o satélite. O núcleo formado pela massa de prova e pela gaiola de eletrodos é encapsulado em um recipiente mantido a vácuo, ao redor do qual é montado o conjunto eletrônico da SU (GFZ, 2007).

FIGURA 11 - ACELERÔMETRO ONERA SUPERSTAR.

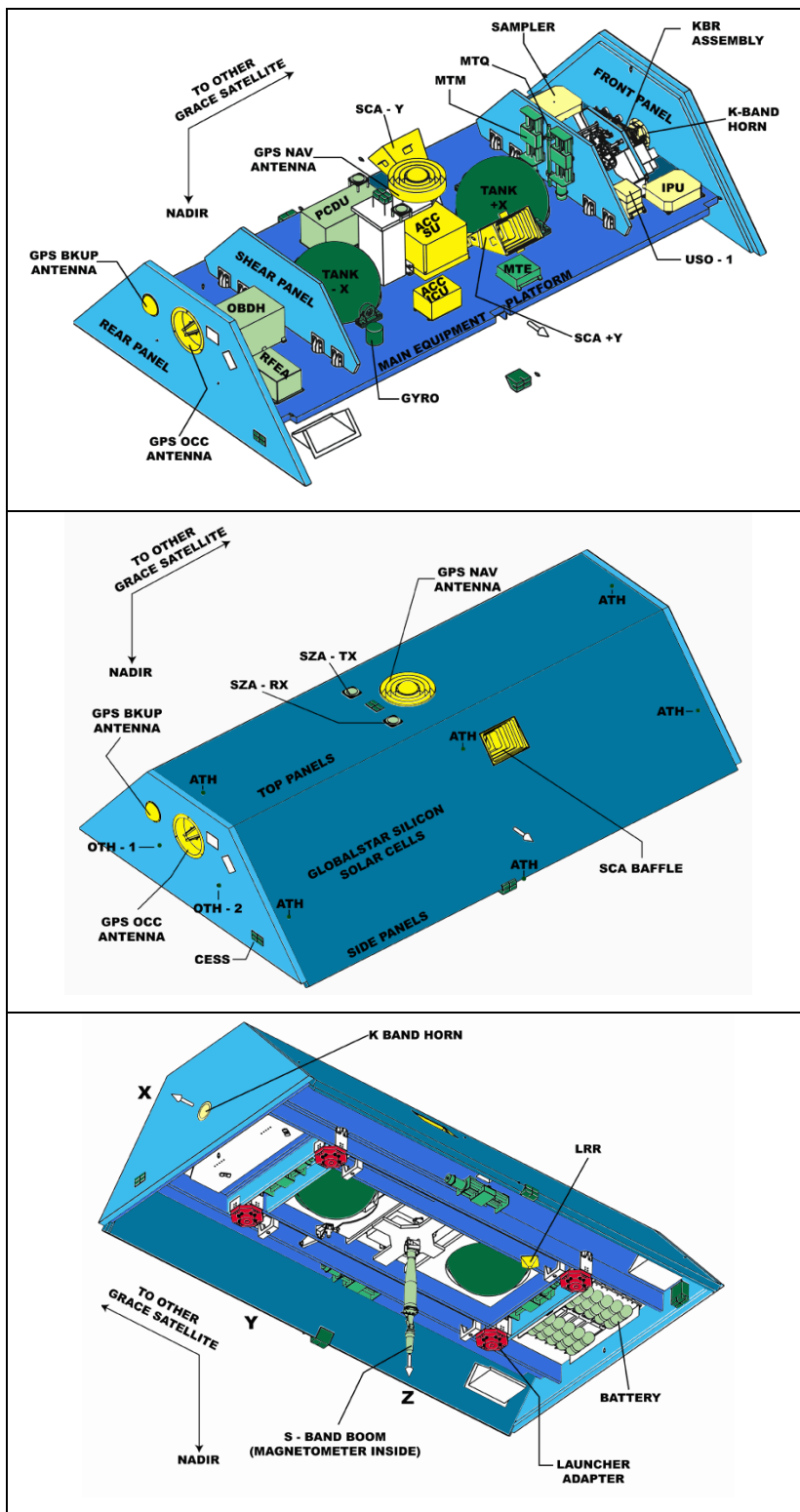


Fonte: CSR (2007).

A EEU é usada para fornecer a aceleração e só é usada em caso de problema de inicialização da SU. A ICU fornece energia para a SU e para a EEU, e opera o acelerômetro através de um dispositivo micro-controlado. A FIGURA 12 descreve o plano físico dos satélites GRACE.

A orientação do satélite é medida usando duas unidades SCA (*Star Camera Assemblies*), com ângulo de visão de 18° por 16° . Essas unidades são rigidamente acopladas ao acelerômetro, e observam o céu em um ângulo de 45° em relação ao zênite, nos lados direito e esquerdo.

FIGURA 12 - VISTA DO INTERIOR, SUPERIOR E INFERIOR DO SATÉLITE RESPECTIVAMENTE.



Fonte: CSR (2007).

Os sinais de GPS são recebidos por três antenas e um receptor GPS *JPL Black Jack*. A antena zenital principal, tipo dipolo cruzado é usada para receber os dados de navegação. Em adição, uma antena dipolo cruzado de reserva e uma antena helicoidal são usadas como backup para navegação e para coleta de dados de ocultação atmosférica, respectivamente. Esse sistema é capaz de rastrear simultaneamente 24 sinais de dupla frequência. Para completar, esse sistema oferece funções de processamento digital de sinais para os instrumentos KBR e SCA.

O conjunto de instrumentos do GRACE é completado pelo LRA (*Laser Corner-Cube Reflector Assembly*), montado no lado inferior do veículo para permitir atividades de verificação de órbita a partir de redes de rastreamento terrestres a laser.

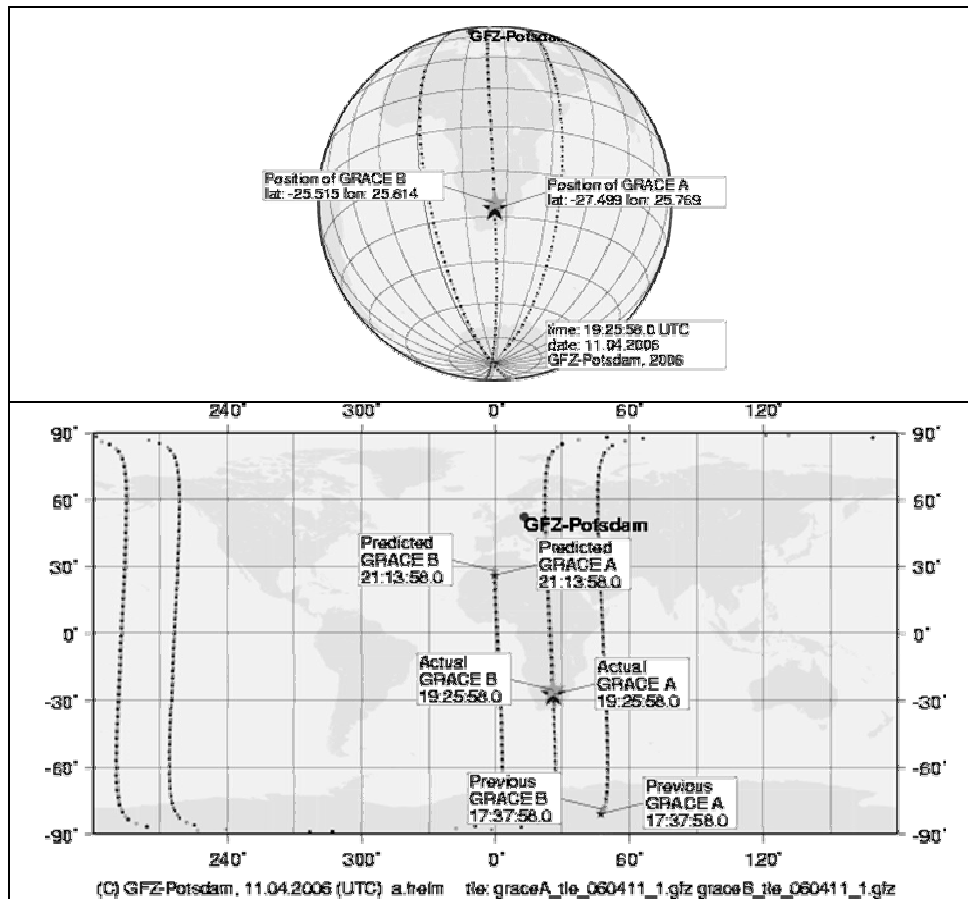
Na missão GRACE, ambos os satélites são praticamente idênticos e só diferem nas frequências de rádio usadas para comunicação com a terra e nas frequências usadas para a ligação entre os satélites.

2.4.2.4 Órbita do satélite

Durante o tempo de duração da missão, os dois satélites permanecerão em órbitas coplanares. Devido a diferenças de forças atuantes sobre ambos, a distância entre ambos será variável. Manobras de ajustes serão efetuadas de 30 a 60 dias, conforme a necessidade, para mantê-los com a mesma separação. Para assegurar exposição e envelhecimento uniforme das antenas (que operam na banda K - de 10,9 a 22 GHz) nos dois satélites, uma vez durante a missão os dois satélites terão suas posições invertidas. A altitude, inicialmente próxima a 500 km, será reduzida até o final da missão para 300 km ou menos, com os ajustes necessários para assegurar a duração de 5 anos da missão.

A posição da missão GRACE é monitorada pelos satélites GPS através das observações de pseudodistância e fase da onda portadora, e por uma rede global de estações GPS e Laser. A FIGURA 13 mostra a posição dos satélites Grace no dia 11 de abril de 2006. A posição é atualizada em cada cinco minutos.

FIGURA 13 - POSIÇÃO DOS SATÉLITES GRACE



Fonte: CSR (2007).

2.4.2.5 Produtos

Os produtos da missão GRACE têm acesso livre em NASA/JPL-PO.DAAC (2007). Esses produtos são referentes à órbita do satélite, ao campo magnético e gravitacional da Terra, à atmosfera terrestre (ionosfera e troposfera), entre outros.

2.4.3 GOCE

A missão GOCE (FIGURA 14) da ESA está programada para lançamento no início de 2008. O satélite terá uma órbita de 250 km, que será permanentemente mantida por propulsores iônicos, para melhor monitorar os sinais de gravidade. A

inclinação vai ser de $96,5^\circ$. Terá a bordo um receptor GPS/GLONASS, novamente para resolução dos longos comprimentos de onda do campo da gravidade, e um conjunto (gradiômetro) de seis acelerômetros para medir em órbita, por efeito diferencial, os gradientes da gravidade. Pela primeira vez, a recuperação do campo de gravidade a partir do espaço não será baseada puramente nas perturbações de órbita.

FIGURA 14 - DESENHO ARTÍSTICO DA MISSÃO GOCE



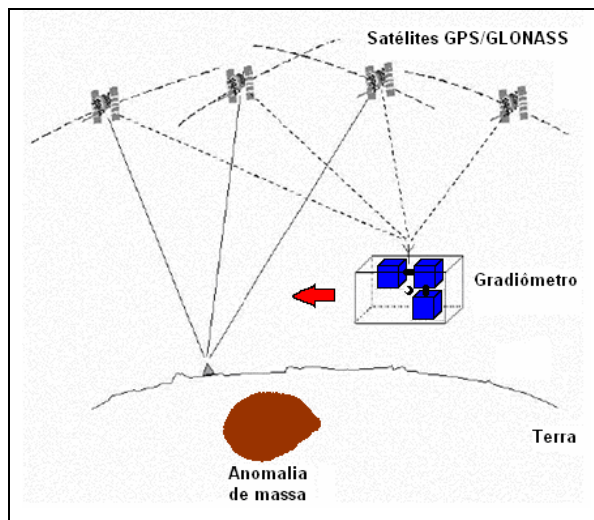
Fonte: ESA (2007).

A missão de satélite GOCE é prevista para uma duração de mais ou menos 20 meses, que visa uma resolução final alta e acurada do campo da gravidade da Terra até meio comprimento de onda abaixo de 100 km. Uma das maiores expectativas relativamente a esta missão é a do atendimento das necessidades dos oceanógrafos de um geóide preciso de alta resolução para melhor definição dos fluxos de massa globais. Isto é necessário como uma superfície de referência física para a determinação do padrão global de circulação dos oceanos com altimetria por satélite.

A combinação do GPS, o rastreamento HL-SST (FIGURA 15) e acelerômetros fornece uma ferramenta excelente para o mapeamento homogêneo do campo de gravidade da Terra a partir do espaço com maior acurácia, resolução espacial e temporal (REIGBER, SCHWINTZER, 2002).

O princípio no qual a missão GOCE se baseia é o da gradiometria por satélite, onde se mede a aceleração relativa de duas massas de teste em posições diferentes dentro do satélite. Cada massa de teste é confinada em um compartimento e levitando (flutuando sem tocar as paredes) por um mecanismo de retro-alimentação capacitivo e indutivo. A diferença nos sinais de retro-alimentação entre duas massas de teste é proporcional à sua aceleração relativa e exercida puramente pelo campo gravitacional diferencial.

FIGURA 15 - O CONCEITO DE RASTREAMENTO GOCE; HIGH-LOW INTER-SATELLITE (HL-SST) COM GPS/GLONASS E O GRADIÔMETRO.



Fonte: Adaptada de RUMMEL et al., 2002.

A aceleração não gravitacional da espaçonave afeta todos os acelerômetros dentro do satélite da mesma maneira e é, então, idealmente removida durante a diferenciação. O movimento rotacional do satélite afeta as diferenças medidas. Porém, o sinal rotacional (velocidades e acelerações angulares) pode ser separado do sinal gravitacional, se as diferenças de aceleração são captadas em todas as possíveis combinações espaciais. Entretanto, os resultados dela provenientes são muito afetados por massas locais. Sendo assim, a gradiometria aero-espacial apresenta-se como uma forma de reduzir grande parte dos efeitos dessas massas.

Por outro lado, a medição diferencial pode contrabalançar de forma ótima a atenuação do sinal devido à altura do satélite. A missão GOCE permitirá a dedução de modelos globais e regionais do campo gravitacional (estático) da Terra, tais como

cadeias de montanhas, zonas de subducção, dorsais oceânicas, *hotspots*, células de convecção ou topografia núcleo/manto.

Baseado nas literaturas publicadas, a missão GOCE está atraindo muita atenção, com numerosas simulações que vem sendo conduzidas.

2.4.3.1 Configuração

As outras missões levam a bordo do satélite, vários instrumentos independentes. No GOCE, esses instrumentos fazem parte da estrutura do satélite. O satélite deverá ser completamente estável e rígido a fim de assegurar boa aquisição dos dados e está configurado para se manter aerodinâmico e sofrer o mínimo de torques. A massa e o volume do satélite são limitados pela capacidade do veículo em seu lançamento.

O resultado é um satélite de 1200 kg com aproximadamente 5 metros de comprimento. O satélite terá uma seção transversal pequena de aproximadamente $0,9 \text{ m}^2$, totalmente simétrico a fim de minimizar a influência de forças externas.

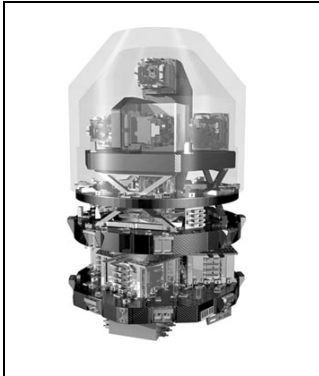
2.4.3.2 Instrumentos científicos

a) Gradiômetro

O satélite GOCE empregará um gradiômetro eletrostático tri-axial (FIGURA 16), permitindo que os gradientes da gravidade sejam medidos em todos os sentidos espaciais pela primeira vez. É projetado especificamente para determinar o campo estacionário da gravidade.

O sinal medido é a diferença na aceleração gravitacional na posição do centro de massa dentro da nave espacial causada por anomalias da gravidade da Terra. Explorar estas medidas diferenciais tem a vantagem que todas as forças perturbadoras que agem uniformemente na nave espacial (isto é arrasto, tendo por resultado acelerações lineares ou angulares) podem ser compensadas.

FIGURA 16 - GRADIÔMETRO DA MISSÃO GOCE.



Fonte: ESA (2007).

b) Receptor GPS/GLONASS

Seguindo a técnica satélite -por- satélite (*Satellite-to-Satellite*), fornece a posição precisa da nave em relação a uma constelação de satélites de referência como o GPS ou o GLONASS. Esta informação é usada para extrair a informação da gravidade com a análise da perturbação da órbita.

As especificações técnicas para o receptor GPS são:

- a) Receptor multi-canal;
- b) Freqüência dupla para compensação de atraso ionosférico.

2.4.3.3 Sistemas GOCE

A missão GOCE tem uma única estação (ESOC) prevista em terra em Kiruna, Suécia, a ser utilizada como base para a missão e o controle do satélite. A ESOC fornecerá também saídas calibradas do instrumento, a fim de permitir processar mais dados adicionais, os três produtos chaves da observação para a comunidade em terra, a saber:

- a) Gradientes da gravidade ao longo da altura orbital;
- b) Alturas geoidais;
- c) Anomalias da gravidade.

O segmento do satélite GOCE é composto de três elementos principais:

- a) *Mission and Satellite Control Element (MSCE)*;
- b) *Command and Data Acquisition Element (CDAE)*;
- c) *Processing and Archiving Elements (PAE)*.

O MSCE é responsável pela gerência, monitoramento e controle de todas as operações, em terra e no satélite. Além disso, o MSCE deverá fornecer a avaliação da qualidade dos dados, controle do comportamento do instrumento, e gerar dados auxiliares para o uso pelo PAE (*Processing and Archiving Elements*) junto com os dados científicos.

O CDAE deverá fazer interações diretas entre a Terra e o satélite, sob o controle do MSCE. É responsável pela recepção da telemetria, verificação e armazenamento provisório, monitoramento das condições operacionais do satélite, e a validação dos comandos.

O PAE deverá executar o levantamento de dados, o processamento, arquivamento e entrega aos cientistas responsáveis para a produção dos produtos geofísicos.

O resultado científico final previsto para o GOCE é um modelo digital de anomalias da gravidade e do geóide. Esta análise será executada pelos cientistas do projeto e deverá requerer uma série de dados de grande dimensão. As séries de dados menores serão usadas para escalas de tempo mais curtas a fim de verificar a consistência dos dados (por exemplo, comparando gradientes da gravidade sobre as áreas onde a informação de boa qualidade já existe). Os procedimentos para validação de dados com finalidades operacionais serão preparados pelos cientistas do projeto e executados diariamente, o que vai ser uma rotina padrão no PAE.

A missão GOCE permitirá a dedução de modelos globais e regionais do campo gravitacional (estático) da Terra e do geóide de alta resolução espacial ($200 \text{ km} \leq \lambda/2 \leq 80 \text{ km}$) e uma acurácia alta e homogênea.

3 MODELOS GEOPOTENCIAIS GLOBAIS ATUAIS

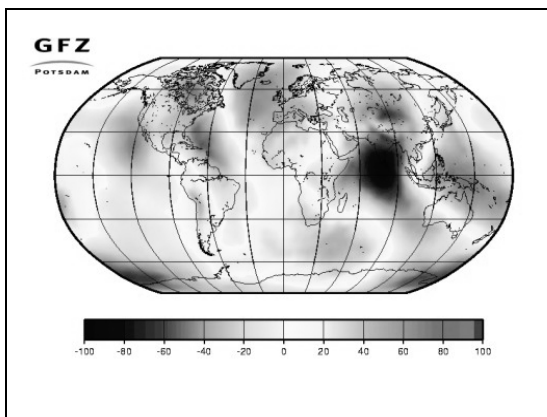
3.1 MODELOS GEOPOTENCIAIS COM DADOS DA MISSÃO CHAMP

Uma das vantagens da missão CHAMP foi a de permitir, pela primeira vez, que o modelo do campo da gravidade global fosse derivado a partir de perturbações de sua órbita coletadas num intervalo de tempo curto de alguns meses. É necessário ainda ressaltar que a acurácia do modelo resultante é melhor em até quatro vezes com relação as obtidas nas soluções anteriores, que utilizavam dados de satélites em diferentes períodos.

3.1.1 EIGEN-1S

É um dos primeiros modelos do campo da gravidade da Terra, obtidos com dados CHAMP. Para o EIGEN-1S (FIGURA 17) foram utilizados dados de 88 dias de rastreamento da missão CHAMP, nos períodos de 30 de julho a 10 de agosto de 2000, e 24 de setembro a 31 de dezembro de 2000. O modelo é uma combinação do sistema normal da equação do GRIM5-1S, LAGEOS-1 e LAGEOS-2 e dados do CHAMP.

FIGURA 17 - EIGEN-1S



Fonte: REIGBER, et al (2002).

Embora alguns termos de maior grau/ordem sejam resolvidos no EIGEN-1S, este é solucionado somente até o grau/ordem 35, que é típico para uma solução de somente dados de satélite. Os termos elevados do grau/ordem são solucionados aplicando a informação estocástica a priori de acordo com um modelo da variação do grau (regularização do sistema normal da equação) o que compreende coeficientes harmônicos esféricos plenamente normalizados e completos até grau e ordem 100.

3.1.2 EIGEN-2

O EIGEN-2 é o modelo do campo da gravidade derivado unicamente dos dados do CHAMP durante o período de julho a dezembro de 2000 e setembro a dezembro de 2001, perfazendo cerca de seis meses de operação.

Apesar dos termos de ordem/grau mais altos estarem resolvidos no EIGEN-2, a solução é completa até cerca de grau/ordem 40 devido à atenuação do sinal em função da altura do satélite. Os termos de grau/ordem mais altos são resolvidos aplicando-se a regularização do sistema normal de equações. A acurácia do EIGEN-2 é melhor que 10 cm e 0,5 mGal em relação a alturas geoidais e anomalias de gravidade, respectivamente, em $\lambda/2 = 550$ km (REIGBER et al, 2003).

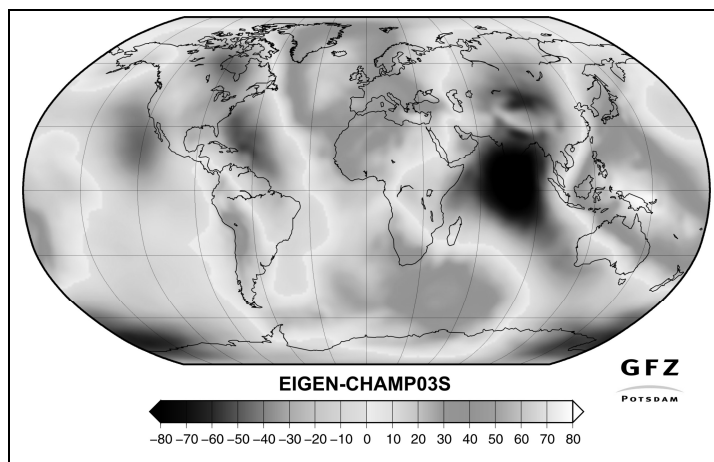
A solução EIGEN-2 compreende coeficientes harmônicos esféricos plenamente normalizados e completos até grau e ordem 120, mais termos selecionados para ordens sensíveis e ressonantes ao CHAMP até grau 140. (REIGBER et al, 2003).

3.1.3 EIGEN-CHAMP03SP e EIGEN-CHAMP03S

O modelo EIGEN-CHAMP03SP foi obtido com dados CHAMP no período de julho 2000 a junho 2003. É um modelo preliminar do EIGEN-CHAMP03S, com grau e ordem máximo de 140.

O modelo EIGEN-CHAMP03S (FIGURA 18) também foi obtido somente com dados do CHAMP no período de outubro 2000 a junho 2003.

FIGURA 18 - EIGEN-CHAMP03S



Fonte: GFZ (2007).

EIGEN-CHAMP03S é a versão final do modelo preliminar EIGEN-3p, EIGEN-CHAMP03SP, sendo resultado de um reprocessamento homogêneo de todas as equações normais incluindo a parametrização melhorada dos parâmetros de calibração do acelerômetro. Embora os termos de elevado grau/ordem sejam resolvidos no EIGEN-CHAMP03S, a solução tem influência somente até grau/ordem 60 devido à atenuação do sinal causada pela altura do satélite. Os termos mais elevados são resolvidos aplicando a regularização do sistema de equação normal. A exatidão no EIGEN-CHAMP03S é de aproximadamente 5 cm e 0,5 mGal para as alturas do geóide e anomalias da gravidade, respectivamente, em $\lambda/2=400$ km.

O EIGEN-CHAMP03S contém os coeficientes harmônicos esféricos plenamente normalizados, completos ao grau/ordem 120, mais termos selecionados para ordens sensíveis e ressonantes do CHAMP até o grau e ordem 140 (REIGBER et al.2004).

3.1.4 DEOS-CHAMP01C

Este modelo é completo até grau e ordem 70, obtido por um conjunto de dados CHAMP do dia 10 de março 2002 a 25 de janeiro 2003 num total de 322 dias. Foi utilizado o EGM96 como referência estática (DITMAR, 2006).

3.1.5 ITG-CHAMP01E, ITG-CHAMP01K e ITG-CHAMP01S

Os três modelos foram baseados em um ano de dados da missão CHAMP desde março de 2002.

Uma primeira versão, o ITG-CHAMP01E (MAYER-GÜRR, 2005) foi determinado da regularização do sistema das equações normais baseadas no EGM96 (LEMOINE et al. 1998) a partir do grau e ordem 40.

Um segundo modelo, o ITG-CHAMP01K, foi determinado com base na regra de Kaula, começando também a partir do grau e ordem 40 (MAYER-GÜRR, 2005).

Uma terceira versão, ITG-CHAMP01S, foi determinado sem regularização. Isto significa que nenhuma informação adicional a priori foi utilizada para derivar os coeficientes potenciais completos até o grau e ordem $n=m=90$ (MAYER-GÜRR, 2005).

3.1.6 TUM1S

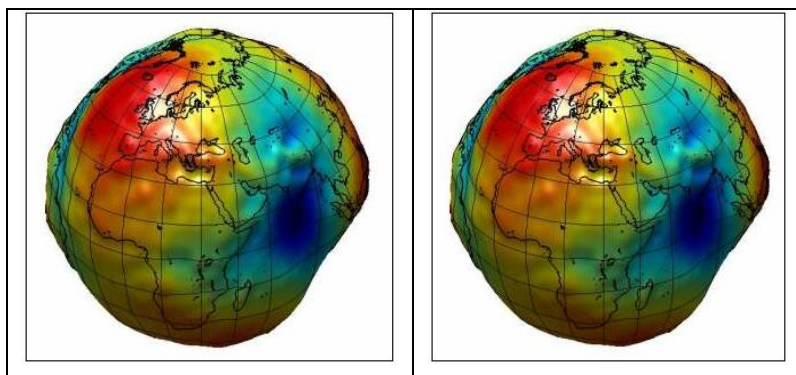
O modelo TUM-1S (FIGURA 19) do campo da gravidade é baseado em 167 dias de dados CHAMP, no período de julho a dezembro de 2002.

A solução foi truncada no grau e ordem 60 (IAPG, 2007).

3.1.7 TUM 2SP

O modelo TUM-2SP (FIGURA 19) tem características básicas semelhantes ao TUM-1S, o que difere é que está baseado em dois anos de dados CHAMP e que não foi efetivada nenhuma suavização como no caso do TUM-1S (IAPG, 2007).

FIGURA 19 - MODELO DO CAMPO DA GRAVIDADE TUM-1S (DIREITA) E TUM-2SP (ESQUERDA)



Fonte: IAPG (2007).

3.1.8 Resumo dos modelos obtidos com dados CHAMP utilizados

A TABELA 4 apresenta um resumo dos modelos obtidos com dados CHAMP utilizados neste trabalho.

TABELA 4 - RESUMO DOS MODELOS OBTIDOS COM DADOS CHAMP

MODELO	PERÍODOS DOS DADOS	Grau/ordem
EIGEN-1S	88 dias (30/07/00 a 10/08/00 e 24/09/00 a 31/12/00)	100
EIGEN-2	6 meses (07/2000 a 12/2000 e 09/2001 a 12/2001)	120
EIGEN-CHAMP03S	33 meses (10/2000 a 07/2003)	120
EIGEN-CHAMP03SP	35 meses (07/2000 a 06/2003)	140
DEOS-CHAMP01C	322 dias (10/03/02 a 25/01/03)	70
ITG-CHAMP01S	12 meses (03/2002 a 03/2003)	90
TUM1S	167 dias (07/2002 a 12/2002)	60
TUM2SP	2 anos de dados CHAMP	60

3.2 MODELOS GEOPOTENCIAIS COM DADOS DA MISSÃO GRACE

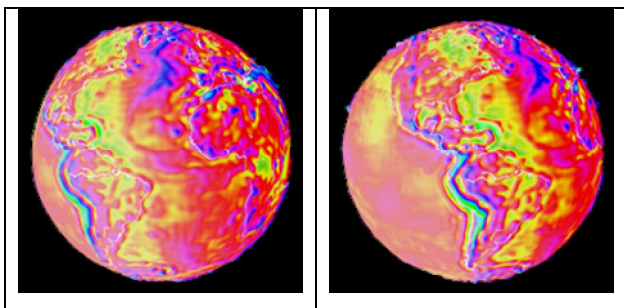
Modelos da gravidade combinados de alta-resolução são essenciais para todas as aplicações onde seja necessário um conhecimento preciso do potencial de gravidade estático e seus gradientes no espectro de comprimentos de onda médios e curtos. Exemplos típicos são a determinação da órbita precisa de satélites geodésicos e altimétricos ou o estudo da crosta da Terra e distribuição de massa no manto. Mas, para várias aplicações geodésicas e altimétricas também é requerido um modelo puro, ou seja, unicamente derivado de dados de satélites. Como um exemplo, a topografia dinâmica do oceano e correntes derivadas de efeitos geostróficos, ambos resultados de medidas altimétricas e um geóide oceânico, seriam correlacionados fortemente com o modelo de altura média da superfície do mar derivando dados de gravidade advindos de um modelo combinado.

Assim, é comentado na seqüência o modelo satélite-somente a partir de EIGEN-GL04C, o EIGEN-GL04S1, bem como outros modelos obtidos da missão GRACE e combinações com dados CHAMP e outros dados.

3.2.1 EIGEN-GRACE01S

O primeiro modelo do campo da gravidade, EIGEN-GRACE01S (FIGURA 20), obtido de dados GRACE foi produzido pelo GFZ e disponibilizado no dia 25 de julho de 2003.

FIGURA 20 - EIGEN-GRACE01S GEÓIDE PARA AMÉRICA

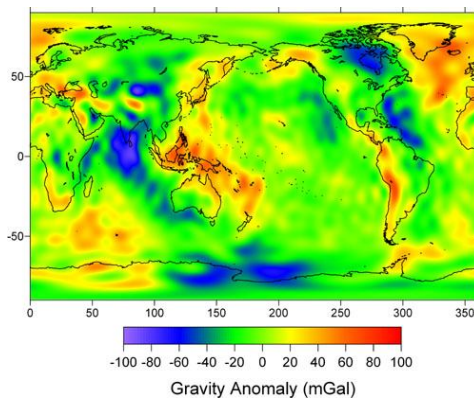


Fonte: GFZ (2007).

O modelo referido está baseado em 39 dias de dados preliminares da missão GRACE, obtidos entre agosto e novembro de 2002. É aproximadamente 5 vezes mais preciso que o mais recente modelo obtido pelos dados do CHAMP (EIGEN-CHAMP03S), seu grau e ordem é de 120.

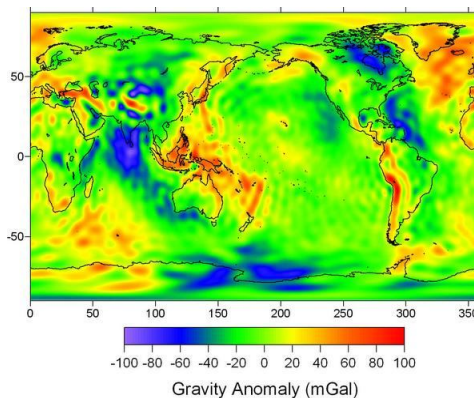
Para efeito de comparações, na FIGURA 21, FIGURA 22 e FIGURA 23 é mostrado o progresso dos modelos do campo de gravidade da Terra.

FIGURA 21 - MAPA DE ANOMALIA DA GRAVIDADE DERIVADO DE DADOS (20 ANOS) DE RASTREIO ORBITAL DE 30 SATÉLITES (MODELO GRIM5-S1).



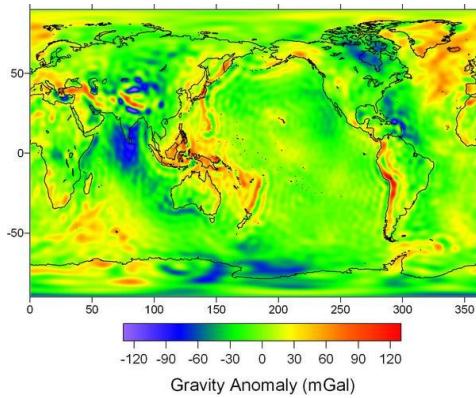
Fonte: GFZ (2007).

FIGURA 22 - MAPA DE ANOMALIA DE GRAVIDADE OBTIDA DE DADOS DE 16 MESES DA MISSÃO CHAMP (MODELO EIGEN-CHAMP03S).



Fonte: GFZ (2007).

FIGURA 23 - MAPA DE ANOMALIA DE GRAVIDADE OBTIDA DE DADOS DE 39 DIAS DA MISSÃO GRACE (MODELO EIGEN-GRACE01S).

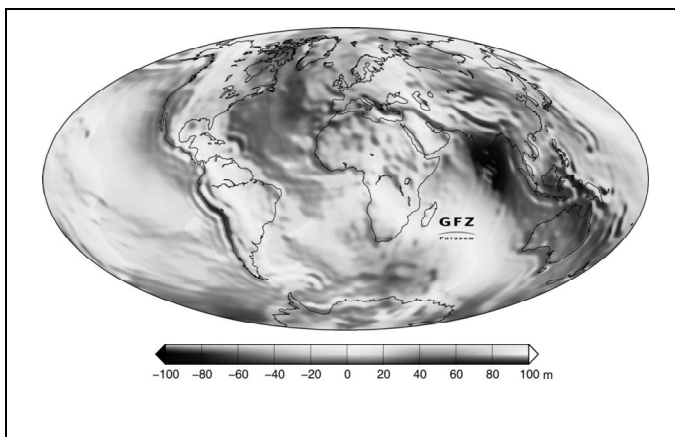


Fonte: GFZ (2007).

3.2.2 EIGEN-GRACE02S

O EIGEN-GRACE02S (FIGURA 24) é um modelo do campo da gravidade de médio comprimento de onda, calculado pelo rastreamento de 110 dias de GRACE. A solução foi obtida somente de observações da missão GRACE e foi independente de dados gravitacionais de superfície oceânicos e continentais que são de grande importância para aplicações de oceanografia, como por exemplo, a recuperação precisa da superfície topográfica do mar.

FIGURA 24 - ALTURAS GEOIDAIS DO MODELO EIGEN-GRACE02S



Fonte: REIGBER et. al (2005)

Este modelo que soluciona o geóide com a precisão melhor que 1 mm para $\lambda/2$ da ordem de 1000 km, é aproximadamente uma ordem de magnitude mais preciso que os mais recentes modelos obtidos pelos dados de CHAMP. O EIGEN-GRACE02S está completo ao grau e ordem 150.

3.2.3 EIGEN-GL04C

No dia 31 de março de 2006 o modelo de alta-resolução EIGEN-GL04C foi disponibilizado. Este modelo é uma combinação da missão GRACE e do LAGEOS, dados gravimétricos e altimétricos em uma grade de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ e está completo ao grau e ordem 360 em termos de coeficientes harmônicos esféricos.

O modelo EIGEN-GL04C é uma atualização do EIGEN-CG03C (ver tópico 3.3.2). Os dados de satélite foram analisados pelo GFZ (GRACE durante fevereiro de 2003 a julho de 2005) e GRGS (*Groupe de Recherches de Géodésie Spatiale*) GRACE e LAGEOS durante fevereiro de 2003 a fevereiro de 2005.

Os dados de superfície usados são idênticos ao EIGEN-CG03C, excluindo as ondulações geoidais sobre os oceanos, que foram derivadas de alguns modelos de altura da superfície do mar, o MSSH (*Mean Sea Surface Height*) e ECCO (*Estimating The Circulation & Climate of the Ocean*) e CLS01 do CLS (*Collecte Localisation Satellites* da França). Alguns dados do EIGEN-CG03C foram substituídos por dados de anomalia de gravidade (veja Figura 25).

O EIGEN-GL04C está completo ao grau e ordem 360 em termos de coeficientes harmônicos esféricos e assim soluciona geóides e comprimentos de onda de anomalia de gravidade a 110 km.

Um método de combinação especial foi aplicado para preservar a precisão alta dos dados de satélite nas frequências mais baixas do geopotencial e formar uma transição homogênea à informação de frequência alta que vem dos dados de superfície. A melhoria é refletida nos modelos precursores do EIGEN-GL04C em comparações e diferentes testes:

- a) Comparações independentes com alturas geoidais determinadas em RNs por posicionamento GPS é mostrado para EGM96, CG01C, CG03C

e GL04C que usam GPS em RNs nos E.U.A., Canadá e Europa/Alemanha conforme a TABELA 5.

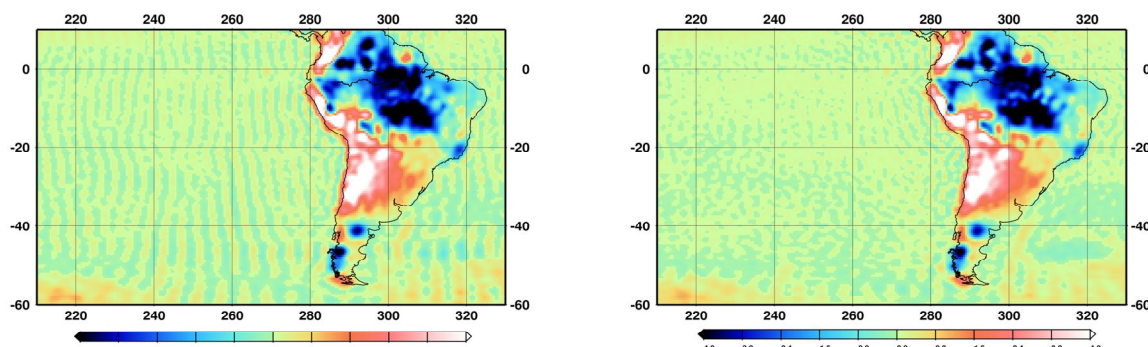
TABELA 5 - RMS SOBRE A MÉDIA DOS DADOS GPS NAS RNs MENOS O MODELO DO CAMPO DE GRAVIDADE DERIVADA DAS ALTURAS GEOIDAIS [cm] (NÚMERO DE PONTOS EM PARÊNTESES).

Modelo	Rms (cm)			
	EUA (6169 Pontos)	Canadá (1930 Pontos)	Europa (186 Pontos)	Alemanha (675 Pontos)
EIGEN-GL04C	43.5	31.1	34.0	18.1
EIGEN-CG03C	43.6	35.0	38.4	19.7
EIGEN-CG01C	44.1	31.7	39.7	21.7
EGM96	46.5	37.3	44.6	27.6

Fonte: GFZ (2007).

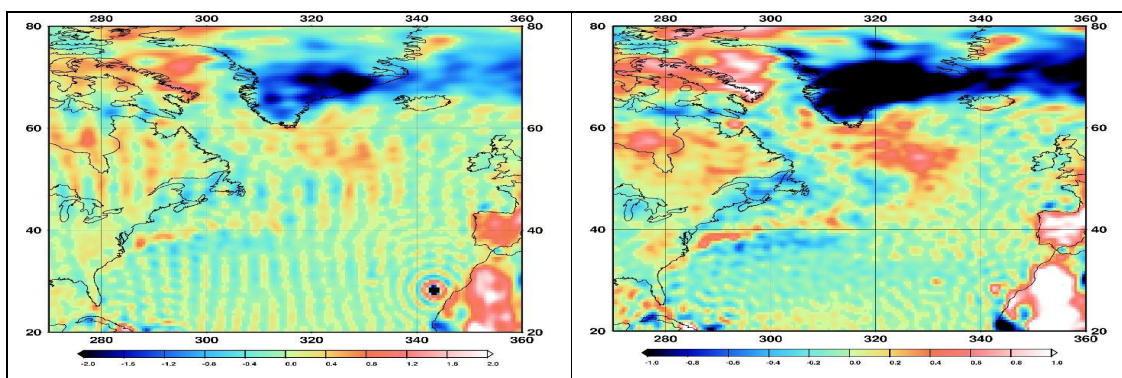
- b) O padrão irreal nas porções meridionais no EIGEN-CG03C é bastante reduzido. Este é principalmente um resultado dos novos dados GFZ e melhorias que os dados da missão GRACE traz (FIGURA 25).
- c) Dados irrealis no EIGEN-CG03C foram eliminados (FIGURA 26), por exemplo, com a substituição de dados do NIMA de anomalias da gravidade (por exemplo, nas Ilhas Canárias). Também pode ser notada uma melhoria sobre o Canadá para EIGEN-GL04C.

FIGURA 25 - ALTURAS GEOIDAIS DO PACÍFICO SUL [m] DO EIGEN-CG03C (ESQUERDA) E EIGEN-GL04C (DIREITA) DEPOIS DA SUBTRAÇÃO DE UM BANCO DE DADOS GEOIDAIS DE GRAVIDADE TERRESTRE.



Fonte: GFZ (2007).

FIGURA 26 - ALTURAS GEOIDAIS DO ATLÂNTICO NORTE [m] DE EIGEN-CG03C (ESQUERDA) E EIGEN-GL04C (DIREITA) DEPOIS DE SUBTRAÇÃO DE UM BANCO DE DADOS DE GRAVIDADE TERRESTRE.



Fonte: GFZ (2007).

- d) Comparações de correntes geostróficas calculadas de vários modelos geoidais com dados do Atlas Mundial do Oceano 2001 (WOA01) (STEPHENS, 2002) para extensões de 4000 m com suavização para 400 km também apresentam melhorias (TABELA 6). Uma descrição completa do teste pode ser encontrada em TAPLEY et al (2005).

TABELA 6 - COMPARAÇÃO ENTRE CORRENTES GEOSTRÓFICAS DE GEÓIDES DIFERENTES VERSUS WOA01.

Modelo	Desvio Padrão – zonal (cm)	Desvio Padrão – meridional (cm)	Correlação – zonal (cm)	Correlação – meridional (cm)
EIGEN-GL04C	3.0	3.0	0.915	0.542
EIGEN-CG03C	2.9	3.2	0.921	0.494
EIGEN-CG01C	3.2	3.8	0.905	0.398
EGM96	8.2	7.0	0.352	0.288

Fonte: GFZ (2007).

3.2.4 EIGEN-GL04S1

Para várias aplicações geodésicas e altimétricas também são requeridos modelos gravitacionais puros, ou seja, dados de satélites únicos. Então, o modelo satélite-somente a partir de EIGEN-GL04C é denominado como EIGEN-GL04S1. Já foram mencionados a contribuição da missão GRACE e dados do satélite LAGEOS

na descrição de EIGEN-GL04C. O modelo satélite-somente foi derivado de EIGEN-GL04C por redução do sistema de equação normal terrestre e está completo até grau e ordem 150 (GFZ, 2007).

3.2.5 Grace Gravity Model 01 (GGM01)

O modelo GGM01S foi desenvolvido com rastreamento de 111 dias de dados GRACE, no período de abril a novembro de 2002, sem utilizar nenhuma outra informação de gravidade. Esse modelo foi estimado até grau e ordem 120.

O GGM01S foi combinado com dados do modelo TEG4 (que utiliza dados de gravidade terrestre, altimetria e 80 dias de dados CHAMP) para produzir o modelo GGM01C, completo em grau e ordem 200 (TAPLEY et al, 2003).

3.2.6 Grace Gravity Model 02 (GGM02)

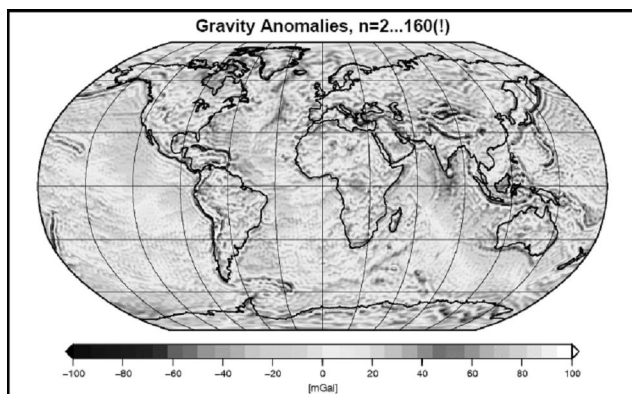
O modelo GGM02S foi produzido unicamente de dados GRACE, 363 dias, inseridos no período de abril 2002 a dezembro 2003 e desenvolvido até grau/ordem 160.

O modelo GGM02S foi combinado com dados do modelo TEG4 para produzir o modelo GGM02C, desenvolvido até o grau e ordem 200 (TAPLEY et al, 2005).

3.2.7 ITG-GRACE02S

O modelo ITG-GRACE02S (FIGURA 27) foi produzido com dados GRACE no período de fevereiro 2003 a dezembro 2005 (três anos de dados) estimado ao grau e ordem 170.

FIGURA 27 - ANOMALIAS DA GRAVIDADE DO ITG-GRACE02S



Fonte: MAYER-GÜRR (200?)

3.2.8 Resumo dos modelos obtidos com dados GRACE utilizados

A TABELA 7 indica um resumo dos modelos obtidos com dados GRACE e utilizados neste trabalho:

TABELA 7 - RESUMO DOS MODELOS OBTIDOS COM DADOS GRACE.

MODELO	PERÍODOS DOS DADOS	Grau/ordem
EIGEN-GRACE01S	39 dias (08/2002 a 11/2002)	120
EIGEN-GRACE02S	110 dias	150
EIGEN-GL04C	Dados GRACE (02/2003 a 07/2005); GRACE e LAGEOS (02/2003 a 02/2005)	360
EIGEN-GL04S1	Idem EIGEN-GL04C	150
GGM01S	111 dias (04/2002 a 11/2002)	120
GGM01C	GGM01S+TEG4 (gravidade terrestre, altimetria e 80 dias de dados CHAMP)	200
GGM02S	363 dias (04/2002 a 12/2003)	160
GGM02C	GGM02S+TEG4	200
ITG-GRACE02S	3 anos (02/2003 a 12/2005)	170

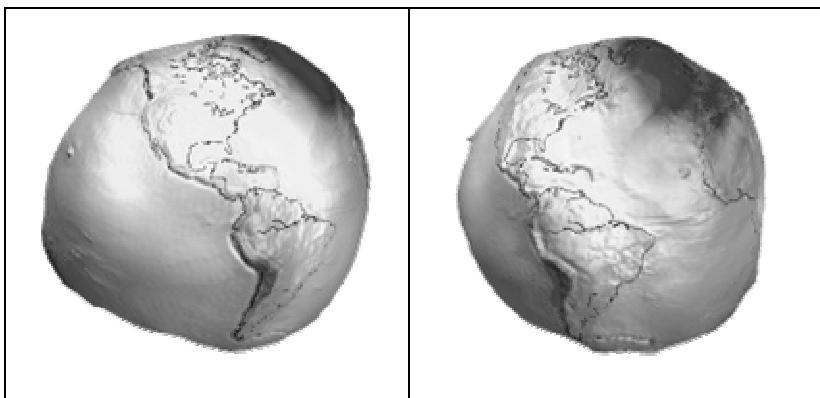
3.3 MODELOS GEOPOTENCIAIS COM DADOS DA MISSÃO CHAMP E GRACE

Existem dois modelos que foram produzidos com dados das missões CHAMP e GRACE, sendo um a atualização do outro. O primeiro é o EIGEN-CG01C e o segundo EIGEN-CG03C e são descritos a seguir.

3.3.1 EIGEN-CG01C

Outro modelo da missão CHAMP é o EIGEN-CG01C que combina dados gravimétricos e altimétricos, com resolução de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, com dados de 860 dias do satélite CHAMP e 200 dias dos satélites GRACE tendo como resultado o potencial gravitacional da Terra em termos de 130.317 coeficientes harmônicos esféricos com grau e ordem 360 e representação resultante do geóide global e as anomalias de gravidade de ar livre globais até resolução espacial $\lambda/2 \cong 55$ km (FIGURA 28).

FIGURA 28 - EIGEN-CG01C GEÓIDE PARA AMÉRICA



Fonte: REIGBER et al (2004)

Um método de combinação especial foi aplicado para preservar a precisão alta que resulta da informação de baixa frequência do satélite até formar uma boa compatibilização às informações de frequências mais altas obtidas dos dados de superfície. (REIGBER, 2004).

3.3.2 EIGEN-CG03C

O modelo do campo da gravidade EIGEN-CG03C é uma atualização do EIGEN-CG01C. O modelo também está baseado em dados da missão CHAMP e dados de superfície ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$ gravimetria e altimetria), mas as diferenças são os dados da missão GRACE. Em vez de 200 dias, são utilizados 376 dias, inseridos nos períodos de fevereiro a maio de 2003, julho a dezembro de 2003 e fevereiro a julho de 2004.

EIGEN-CG03C está completo a grau e ordem 360 em termos de coeficientes harmônicos esféricos e soluciona geóide e comprimentos de onda da anomalia de gravidade com 110 km. O método de combinação utilizado foi o mesmo que no EIGEN-CG01C. Comparado a um modelo de gravidade de alta-resolução anterior ao CHAMP/GRACE, a precisão a 400 km poderia ser melhorada por uma ordem de magnitude de 3 cm e 0.4 mGal em termos de alturas geoidais e anomalias de gravidade, respectivamente.

A precisão global do modelo 360 até comprimentos de onda de 100 km é calculada para ser 30 cm e 8 mGal, respectivamente. Em geral, a precisão sobre os oceanos é melhor que sobre os continentes, que refletem a qualidade dos dados de superfície disponíveis.

A melhoria no EIGEN-CG03C é refletida na comparação independente com alturas geoidais determinadas em RNs posicionadas com GPS. A TABELA 8 apresenta os resultados para EGM96, CG01C e CG03C usando dados GPS em RNs do E.U.A. (FÖRSTE et al, 2005).

TABELA 8 - RMS SOBRE A MÉDIA DOS DADOS GPS NAS RNs MENOS O MODELO DO CAMPO DE GRAVIDADE DERIVADA DAS ALTURAS GEOIDAIS [cm] (NÚMERO DE PONTOS EM PARÊNTESES).

Modelo	EUA (6169)	Canadá (1930)	Europa (186)	Alemanha (675)
EIGEN-CG03C	43	35	38	20
EIGEN-CG01C	44	32	40	22
EGM96	47	38	45	28

Fonte: FÖRSTE et al (2005).

3.3.3 Resumos dos modelos obtidos de dados GRACE/CHAMP utilizados

A TABELA 9 indica um resumo dos modelos obtidos com dados CHAMP e GRACE, utilizados neste trabalho:

TABELA 9 - RESUMOS DOS MODELOS OBTIDOS DE DADOS GRACE/CHAMP

MODELO	PERÍODOS DOS DADOS	Grau/ordem
EIGEN-CG01C	860 dias CHAMP e 200 dias GRACE	360
EIGEN-CG03C	860 dias CHAMP e 376 dias GRACE (02/2003 a 05/2003, 07/2003 a 12/2003 e 02/2004 a 07/2004)	360

4 METODOLOGIA

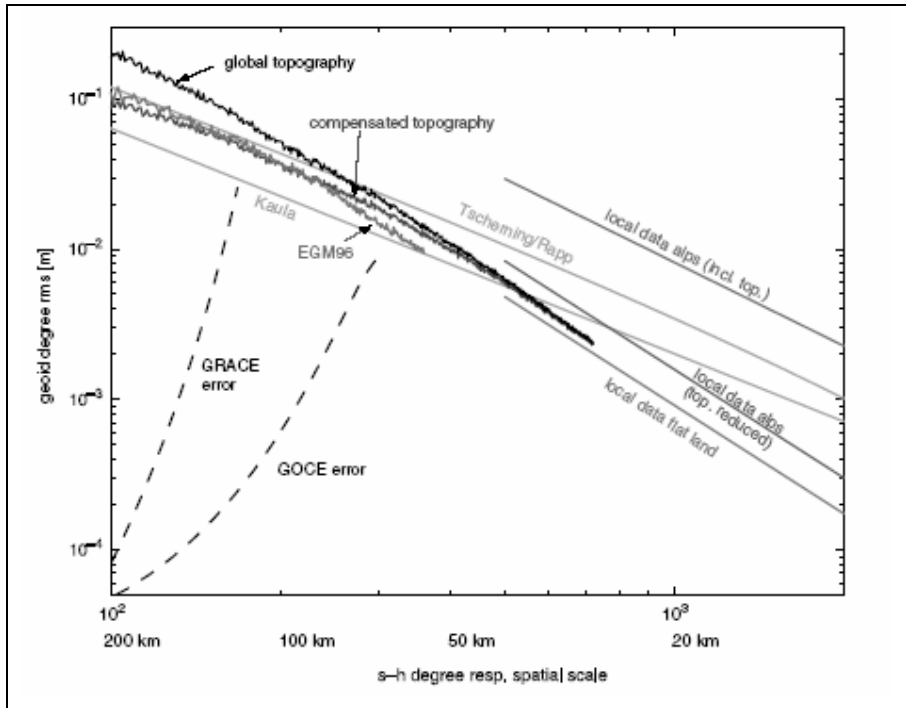
4.1 ASPECTOS GERAIS

Após as novas missões gravimétricas e modelos do geopotencial delas derivados, conforme os capítulos 2 e 3, permanece uma necessidade de avanço do conhecimento do campo da gravidade estático em escalas espaciais entre 40 km e 100 km e variação temporal do campo da gravidade em escalas menores que 500 km. Isto é mostrado baseando-se na análise do sinal espectral de várias componentes do campo da gravidade e na comparação do conhecimento atual com o desempenho da missão GRACE e o previsto para a missão GOCE, com esperadas melhorias na acurácia e na resolução espacial.

Para aplicações em Geodésia, o erro de omissão esperado para a resolução espacial das novas missões de gravimetria por satélites é um fator limitante. A estratégia recomendada é estender até quanto possível a resolução espacial das missões futuras e ao mesmo tempo melhorar a modelagem dos componentes em pequena escala usando a informação terrestre da gravidade e modelos topográficos.

FLURY e RUMMEL (2005) discutem as amplitudes do sinal no campo da gravidade da Terra em vários comprimentos de onda em escala espacial. A discussão é baseada na FIGURA 29 onde valores rms vinculados ao grau e ordem da expansão em harmônicos esféricos são apresentados.

FIGURA 29 - VISÃO DO CAMPO ESTÁTICO DA GRAVIDADE, MOSTRADO EM GRAUS E ORDEM DE HARMÔNICOS ESFÉRICOS ENTRE 100 E 1000, EM TERMOS DE VALORES RMS DO GRAU DO GEÓIDE, BEM COMO OS VALORES RMS DO ERRO DE GRACE E GOCE.



Fonte: FLURY e RUMMEL (2005)

A Figura 29 mostra a atual resolução do geóide via modelos do geopotencial, evidenciando onde existe a necessidade de melhoria. As duas linhas cheias centrais são as previstas teoricamente por “Tscherning-Rapp” e “Kaula”. Representam o sinal do geóide (em metros) do modelo em função de grau e ordem de harmônicos esféricos ou a medida em escala espacial ($\lambda/2$ em km). Foram determinadas em função da resolução possível para dados de satélite e dados terrestres e associadas em uma expressão matemática. Em adição, assumem características homogêneas sobre todo o globo, e as duas regras matemáticas dão uma excelente impressão do decréscimo do valor do rms do sinal (apresentado em escala logarítmica) com o aumento do grau e ordem dos harmônicos esféricos.

A linha para o EGM96 mostra o decréscimo do sinal do geóide baseado em dados reais, derivados de informação da gravidade terrestre, de satélite e de altitude. Seu máximo grau e ordem de harmônico esférico é 360 (aproximadamente 55 km) e se ajusta bem entre as linhas “Tscherning-Rapp” e “Kaula”.

A linha da topografia global, chamada na figura de *global topography*, é baseada no cálculo do geóide por meio de potencial gravitacional de todas as massas topográficas visíveis (e de profundidade do oceano) assumindo densidade constante. A intensidade do sinal do geóide é superestimada porque negligencia toda a compensação isostática das massas topográficas. Consequentemente, em um segundo cálculo, para a compensação das massas foi levado em conta o uso do *Airy compensation model* para a linha "*compensated topography*" ajustar-se melhor com o EGM96. Pode-se observar também que nas escalas de comprimentos menores, digam-se abaixo de 50 km, as massas topográficas não são mais compensadas de acordo com esse modelo.

As curvas de erro do GRACE e GOCE previsto evidenciam o estado da arte do conhecimento do geóide após GRACE e GOCE.

Nos comprimentos de onda curtos (10-40 km) duas áreas representativas foram selecionadas com cobertura dos dados de gravidade terrestre muito boa: uma área teste nos Alpes, que resulta na linha espectral "*local data Alps*" e uma área de tamanho similar, só que mais suave, tendo por resultado a linha "*local data flat land*".

Finalmente, para a área teste nos Alpes, as componentes espectrais do geóide foram calculadas após subtração do efeito das massas topográficas; esta é a linha chamada "*local data Alps (top. reduced)*" É mais próxima do modelo de Kaula, mas o mais importante, demonstra quem em curtos comprimentos de onda, a maior parte do geóide observado pode ser explicado pelas massas topográficas visíveis da área e seus arredores.

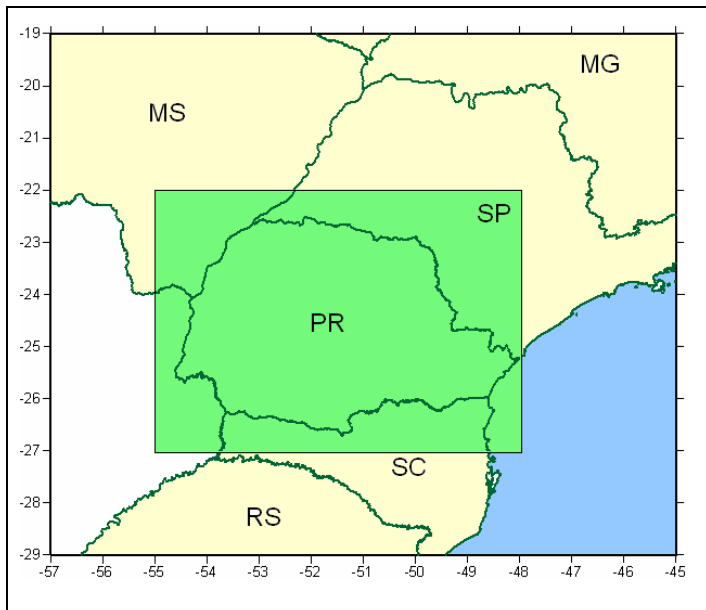
Melhorando o campo da gravidade estática por meio das novas missões significa adentrar em escalas espaciais entre 40 e 100 km. Escalas maiores que 100 km, estima-se, serão bem resolvidas com a missão GOCE; nas escalas menores que 40 km, a amplitude do sinal é bem pequena e a maior parte pode ser calculada de modelos topográficos.

A metodologia aqui proposta prevê a utilização dos fundamentos teóricos de Flury e Rummel (2005), estudando as resoluções espaciais dos diversos modelos de gravidade globais já mencionados, de modelos globais combinados com dados terrestres e modelos globais satélite-somente após a filtragem.

4.2 ÁREA DE ESTUDO

A área estudada situa-se entre os paralelos 22°S e 27°S, e os meridianos 48°W e 55°W, englobando todo o Estado do Paraná (FIGURA 30).

FIGURA 30 - ÁREA DE ESTUDO.

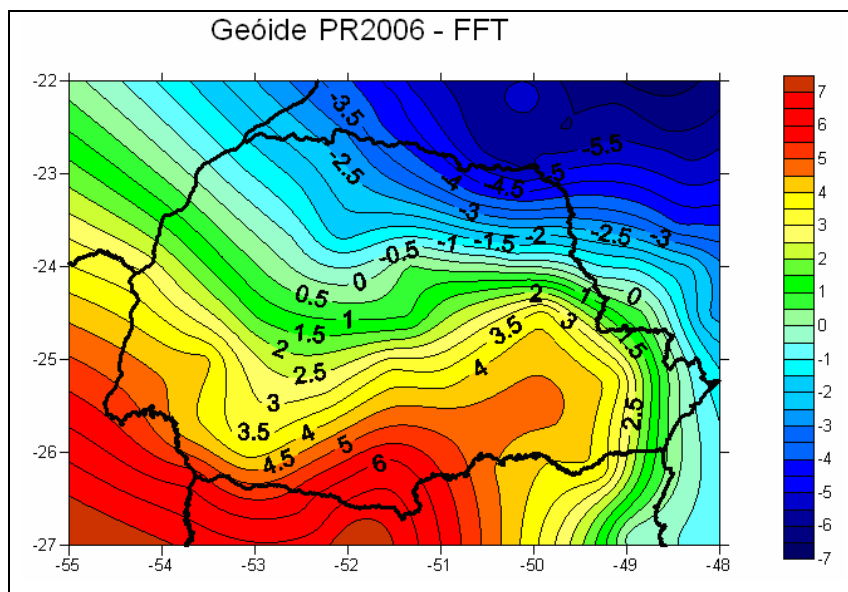


4.3 MODELOS REGIONAIS

4.3.1 Geóide PR2006 – FFT

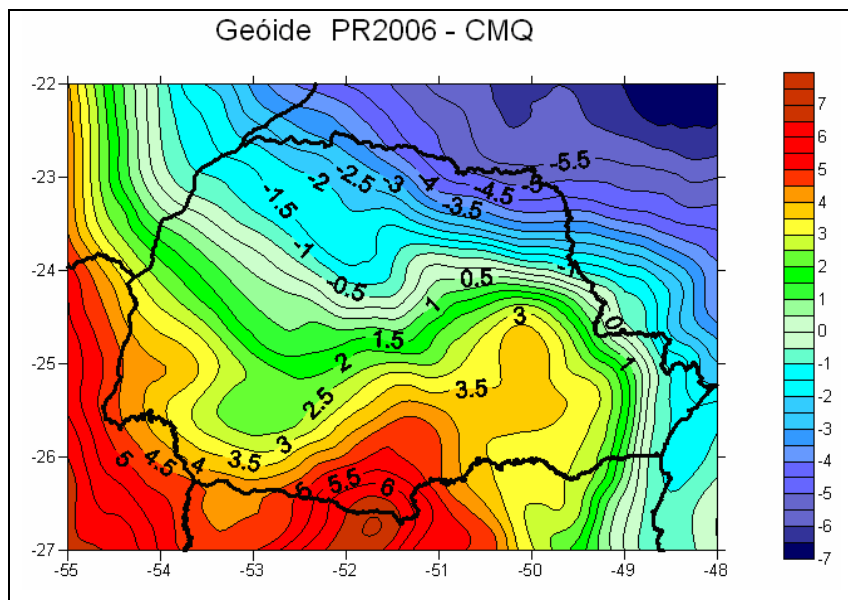
O GEÓIDE PR2006 – FFT (FIGURA 31) é um modelo geoidal local. Foi desenvolvido por GOLDANI (2006). Para tal, foi empregada a técnica *Remove-Restore*, com uma decomposição das diferentes contribuições espectrais da altura geoidal, utilizando para os cálculos, a Transformada Rápida Fourier (FFT). Empregou o *Preliminary Geopotential Model 2000* (PGM2000A) desenvolvido até o grau e ordem 360 como modelo geopotencial global, um modelo digital gravimétrico obtido a partir da combinação de dados gravimétricos e topográficos terrestres.

FIGURA 31 - MODELO REGIONAL GEÓIDE PR2006 – FFT



4.3.2 Geóide PR2006 – CMQ

FIGURA 32 - MODELO REGIONAL GEÓIDE PR2006 – CMQ



O Geóide PR2006 – CMQ (FIGURA 32) foi desenvolvido por GENRO (2006), também com base na técnica de *Remove-Restore*, para o cálculo do geóide, porém com o método de predição de anomalias por Colocação por Mínimos Quadrados,

tendo por base o EGM96 como modelo geopotencial global; também adotou uma combinação de dados gravimétricos e topográficos terrestres.

4.4 FILTRAGEM

Define-se a análise espectral como o cálculo numérico de um espectro de frequências, a partir do sinal contido numa amostra de dados digitais, por meio de cálculos computacionais. O sinal amostrado é uma função no domínio do tempo ou do espaço.

O uso da análise espectral na Geodésia tem sido utilizado desde a década de 50 para a análise de fenômenos no domínio do tempo. Porém o seu uso só se disseminou a outras áreas e aplicações a partir da aparição da Transformada Rápida de Fourier (FFT) na década de 60. Algumas das razões que justificam o uso da análise espectral e dos filtros na Geodésia são (PIÑA, 2000):

- ✓ Medição de frequência, estimativa da amplitude do sinal e do ruído em observações dependentes do tempo;
- ✓ Uso de filtros digitais para reduzir ruídos em sistemas que adquirem dados temporais;
- ✓ Filtragem *anti-aliasing* em observações discretas;
- ✓ Uso do teorema da convolução, para resolver fórmulas integrais bi-dimensionais (como a de Stokes) através da multiplicação no domínio das frequências;
- ✓ Filtragem de bandas, para retirar determinados comprimentos de onda das observações, como é o caso neste trabalho.

A remoção dos longos comprimentos de onda, por meio de um modelo geopotencial, funciona como um filtro “passa-baixo” e a remoção do efeito direto da topografia pode ser considerado como um filtro “passa-alto”.

Os modelos geopotenciais globais satélite-somente são analisados fazendo a diferença destes e os modelos regionais com as suas respectivas grades filtradas por FFT2 e IFFT2. Para tanto foi utilizada uma rotina realizada em ambiente

MATLAB, a qual pode adequar os modelos para resoluções espaciais similares e assim, permitir a inter-comparação entre os modelos em questão. A título de comparação foi utilizado também um filtro Gaussiano no software Surfer™ v8.0. Ambas as técnicas de filtragem são apresentadas nos itens a seguir.

4.4.1 Transformada de Fourier em funções 2D (FFT2)

A Transformada de Fourier, utilizada neste trabalho, pode ser aplicada em funções multivariadas, por exemplo, funções não periódicas 2D. Segundo WENZEL (1995), assumindo que a função $Z_{(x,y)}$ é uma função não periódica de variáveis reais x e y , sob estas condições tem-se que:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} |Z_{(x,y)}| dx dy \leq c < \infty \quad (24)$$

A FFT2 é:

$$Z_{(fx,fy)} = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} Z_{(x,y)} \cdot e^{i2\pi(fx \cdot x + fy \cdot y)} dfx \cdot dfy \quad (25)$$

E sua inversa, ou seja, IFFT2:

$$Z_{(x,y)} = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} Z_{(fx,fy)} \cdot e^{-i2\pi(fx \cdot x + fy \cdot y)} dx \cdot dy \quad (26)$$

A FFT2 para dados discretos é análoga à FFT2 para sinais contínuos. Com algumas substituições e adequações:

- ✓ -Integração por adição;
- ✓ - dt por $\Delta t = 1$;
- ✓ - t por $n * \Delta t = n$;
- ✓ - df por $f_0 = 1/N$;
- ✓ - f por $j * f_0 = j/N$

Resultando em:

$$Z_{jl} = \sum_{N=0}^{N-1} \sum_{M=0}^{M-1} Z_{nm} \cdot e^{-i2\pi \left(\frac{nj}{N} + \frac{ml}{M} \right)} \quad (27)$$

e

$$Z_{nm} = \frac{1}{N \cdot M} \sum_{j=0}^{N-1} \sum_{l=0}^{M-1} Z_{jl} \cdot e^{i2\pi \left(\frac{nj}{N} + \frac{ml}{M} \right)} \quad (28)$$

A FFT2 e IFFT2 são calculadas com base em transformação unidimensional (FFT1) como:

$$Z_{jl} = \sum_{m=0}^{M-1} e^{-i2\pi \cdot \frac{nj}{N}} \cdot \left\{ \sum_{m=0}^{M-1} Z_{nm} \cdot e^{-i2\pi \frac{ml}{M}} \right\} \quad (29)$$

e

$$Z_{nm} = \frac{1}{N} \sum_{j=0}^{N-1} e^{i2\pi \cdot \frac{nj}{N}} \cdot \left\{ \frac{1}{M} \sum_{l=0}^{M-1} Z_{jl} \cdot e^{i2\pi \frac{ml}{M}} \right\} \quad (30)$$

Com o cálculo, a IFFT2 é usualmente calculada na seqüência da FFT2, para cada coluna de Z, ou seja, da altura geoidal. A rotina FFT2 separa os comprimentos de onda e a função inversa, IFFT2 conecta novamente fazendo uma suavização. Esta técnica de cálculo da FFT2 tem rotinas extremamente rápidas disponíveis. O programa desenvolvido em MATLAB (APÊNDICE III) neste trabalho primeiramente lê o arquivo em formato de grid do Surfer™, converte o arquivo de extensão *.DAT para extensão *.MAT, que é utilizada em MATLAB, formando a matriz para o cálculo de FFT2. Após essa etapa, é definido o filtro e calculada a IFFT2. O resultado é a figura de uma superfície apresentada pelo MATLAB, bem como o arquivo de saída filtrado, no formato de vetores, sendo estes, compostos por latitude, longitude e altura geoidal correspondente a cada ponto.

4.4.2 Gaussiana

O filtro Gaussiana utilizado neste trabalho é um operador de convolução 2D, utilizado para suavizar a superfície. Segundo FISHER et al (2003) em funções 2D, a Gaussiana tem a formulação:

$$G(x, y) = \frac{1}{2\pi\sigma^2} e^{-\frac{x^2+y^2}{2\sigma^2}} \quad (31)$$

Onde σ é o desvio padrão da distribuição. O grau de suavização é determinado pelo desvio padrão. O resultado é a média dos pesos da vizinhança de cada ponto de análise, com a média maior na direção dos valores dos pontos centrais, diferentemente do filtro médio, onde os pesos são uniformes. Por esse motivo, um filtro Gaussiana fornece uma suavização mais branda e preserva bordas melhor do que um outro filtro similar, como FFT2. Uma das justificativas no uso do filtro Gaussiana como um filtro para utilização em suavizações é devido a sua resposta de freqüência. As maiorias dos filtros baseados em convolução agem como filtros de freqüência passa-baixa. Isto significa que seu efeito é remover os componentes espaciais de freqüências elevadas de um produto. A resposta de freqüência de um filtro da convolução, isto é seu efeito em freqüências espaciais diferentes, pode ser vista analisando o filtro FFT2.

No filtro passa-baixa Gaussiana (2D), do Software Surfer™ v8.0, os pesos são eliminados conforme se distanciam do valor central. Com uma altura S da vizinhança e largura T, tem-se que:

$$W(i, j) = \exp\left\{-\alpha\left[\left(\frac{i}{S}\right)^2 + \left(\frac{j}{T}\right)^2\right]\right\} \quad \forall_i = -\left[\frac{S}{2}\right], \dots, \left[\frac{S}{2}\right] \quad \forall_j = -\left[\frac{T}{2}\right], \dots, \left[\frac{T}{2}\right] \quad (32)$$

Para fazer a filtragem no Surfer™ v8.0, clica-se na opção *Grid/ filter*, insere o arquivo a ser filtrado e escolhe o tipo de filtragem, no caso a Gaussiana

$$\begin{bmatrix} 1 & 2 & 1 \\ 2 & 4 & 2 \\ 1 & 2 & 1 \end{bmatrix}_{(3 \times 3)}$$
, e escolhe o nome do arquivo de saída.

5 RESULTADOS E ANÁLISES

5.1 PRODUÇÃO DO MODELO GEOIDAL REGIONAL GPS/NIV.

A superfície geométrica, neste trabalho denominada de modelo geoidal regional GPS/Niv, foi confeccionada com dados de posicionamento GPS sobre RNs (no total de 104 RNs; SÁ, 2007) na região de estudo e foi gerada em função das diferenças $N_{GPS} = h_{GPS} - H_{RN}$, sendo eliminados dados espúrios e plotados com *grid* de 5' utilizando o interpolador *krigagem* (FIGURA 33 e FIGURA 34). No Apêndice I encontram-se as coordenadas geodésicas das RNs.

FIGURA 33 - POSICIONAMENTO GPS SOBRE RNs NA REGIÃO DE ESTUDOS

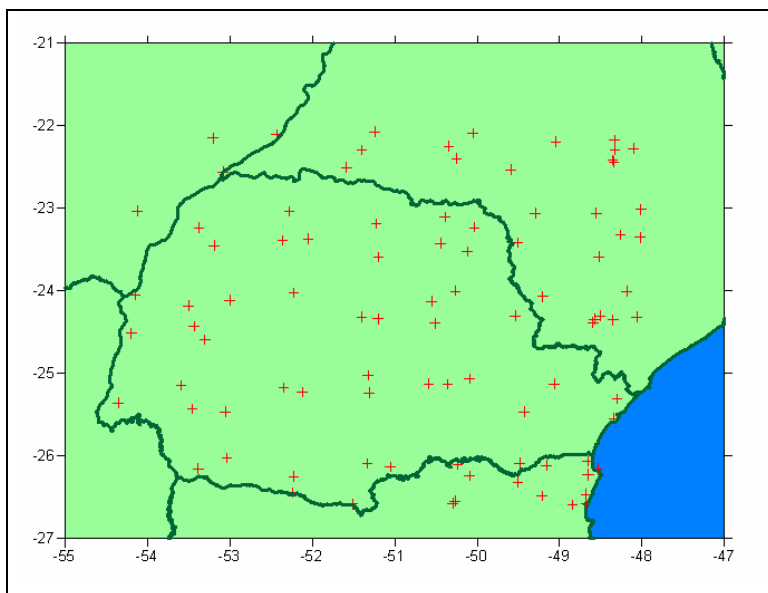
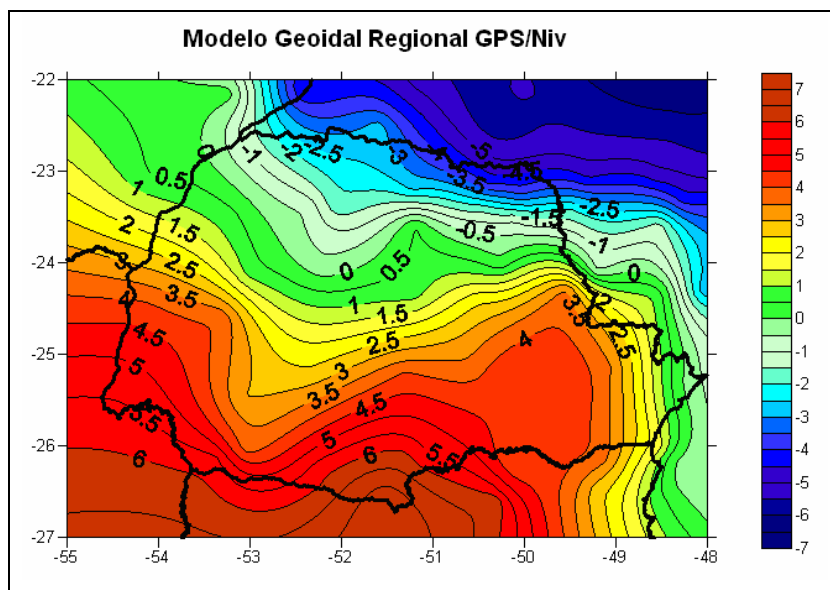


FIGURA 34 - MODELO GEOIDAL REGIONAL GPS/NIV



5.2 VALIDAÇÃO DO MODELO GEOIDAL REGIONAL GPS/NIV

Para avaliar a modelo geoidal regional GPS/Niv foram retiradas 10 RNs do modelo, utilizando estes como pontos para validação. A FIGURA 35 mostra a distribuição dos pontos, sendo os pontos de validação em azul e os demais em vermelho.

A avaliação foi realizada a partir da comparação entre as alturas geoidais advindas do modelo geométrico, produzido pelos pontos restantes, que foram interpolados por meio de *krigagem* e as alturas geoidais provindas dos pontos de validação. A TABELA 10 mostra as alturas geoidais dos pontos de validação e as alturas geoidais interpoladas bem como os resíduos. Observa-se que o rms do modelo geoidal regional GPS/Niv é de 5,27 cm e o desvio sistemático é de 3,40 cm.

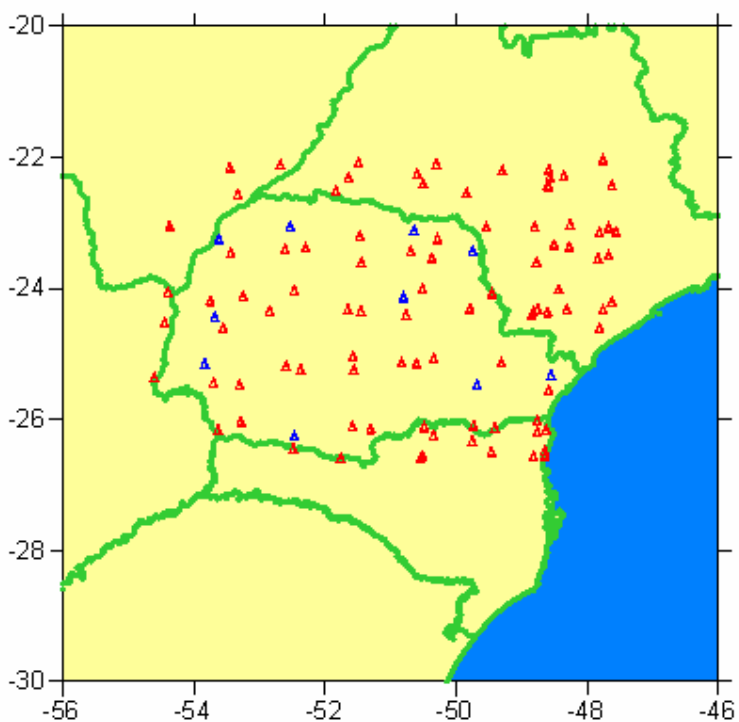
TABELA 10 - VALIDAÇÃO DO MODELO GEOIDAL REGIONAL GPS/NIV

Estação	h [m]	H [m]	Continua		
			Altura Geoidal (h-H)	Altura Geoidal interpolada	Resíduo
PARANAVAI	408,7522	410,5490	-1,7968	-1,8282	-0,0314
ICARAIMA	363,0251	362,5930	0,4321	0,4434	0,0113
TOLEDO	564,2567	560,8840	3,3727	3,2521	-0,1206
MATELANDIA	553,5141	549,2310	4,2831	4,2710	-0,0121

TABELA 10 - VALIDAÇÃO DO MODELO GEOIDAL REGIONAL GPS/NIV

Estação	h [m]	H [m]	Altura Geoidal (h-H)	Altura Geoidal interpolada	Conclusão
					Resíduo
CLEVELANDIA	987,0169	981,1960	5,8209	5,8192	-0,0017
LAPA	921,1053	916,7990	4,3063	4,3319	0,0256
PARANAGUA	3,6291	3,5390	0,0901	0,0765	-0,0136
ORTIGUEIRA	785,0117	783,9590	1,0527	1,0422	-0,0105
CORN_PROCOPIO	676,7986	681,0310	-4,2324	-4,3596	-0,1272
SIQUEIRA_CAMPO	622,4862	624,4100	-1,9238	-1,9839	-0,0601
					rms = 0,0527
					Média = -0,0340

FIGURA 35 - DISTRIBUIÇÃO DOS PONTOS DE VALIDAÇÃO



5.3 TRATAMENTO DOS MODELOS GEOPOTENCIAIS GLOBAIS

Foram efetivados também diversos testes sobre modelos globais atuais, obtidos das missões CHAMP e GRACE. Estes modelos foram obtidos do potencial anômalo da gravidade desenvolvido em harmônicos esféricos. Seus coeficientes são calculados a partir das análises de órbitas de satélites e de suas perturbações

devido ao campo gravitacional terrestre. A partir disso, tem-se então, que efetuar a devida transformação para se obter as coordenadas geodésicas em SIRGAS e principalmente a altura geoidal.

Para a transformação, foi utilizado um software do ICGEM (*International Centre for Global Earth Models*) da GFZ, disponível em: <http://icgem.gfz-potsdam.de/icgem/> e efetuado um corte para a área de estudo.

5.4 REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DOS MODELOS

Com a obtenção dos dados dos geóides regionais, previamente calculados por GENRO (2006) e GOLDANI (2006), o modelo geoidal regional GPS/Niv e o recorte dos modelos geopotenciais globais depois de devidas transformações de formatação e da extensão dos arquivos, estes foram plotados com espaçamento da malha em 5' de arco, empregando a interpolação por meio da *krigagem*, no software Surfer™.

O objetivo da interpolação *krigagem* é criar uma superfície que minimize o erro dos valores avaliados e do modelo estatístico da superfície. A diferença entre a *krigagem* e outros métodos de interpolação está na maneira como os pesos são atribuídos às diferentes amostras. Este estimador abrange um conjunto de métodos de estimação, sendo o mais usual a *krigagem* normal, a qual assume que as médias locais não sejam necessariamente próximas da média da população. Neste caso, a estimativa é realizada utilizando apenas os pontos vizinhos e o procedimento é semelhante ao da interpolação por média ponderada, exceto que aqui os pesos são determinados a partir de uma análise espacial. Além disso, a *krigagem* fornece em média, estimativa não tendenciosa e com variância mínima (BURROUGH, 1989). A seguir são apresentados alguns exemplos de recorte, para a região de estudo, dos modelos geopotenciais globais (FIGURA 36, FIGURA 37 e FIGURA 38), onde visualmente nota-se um detalhamento melhor de modelos com dados GRACE do que os com dados CHAMP.

FIGURA 36 - EXEMPLO DE RECORTE DE MODELOS GEOPOTENCIAIS GLOBAIS COM DADOS CHAMP

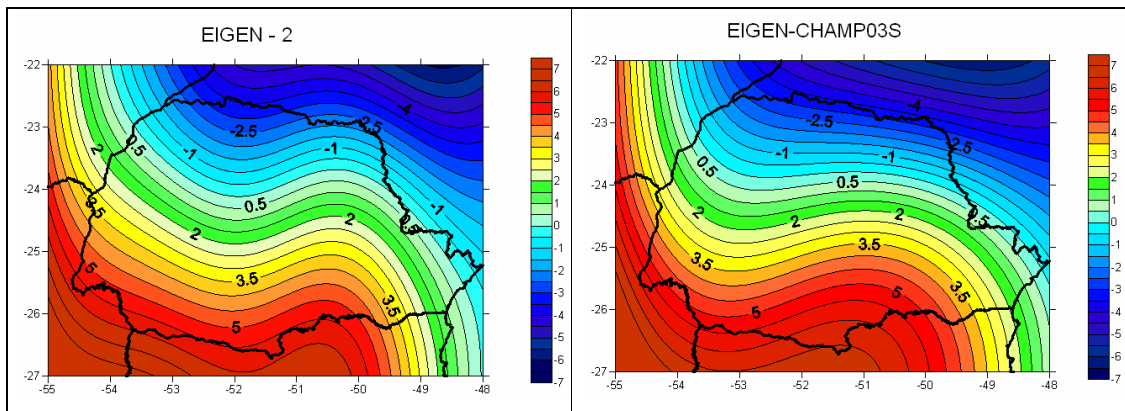


FIGURA 37 - EXEMPLO DE RECORTE DE MODELOS GEOPOTENCIAIS GLOBAIS COM DADOS GRACE

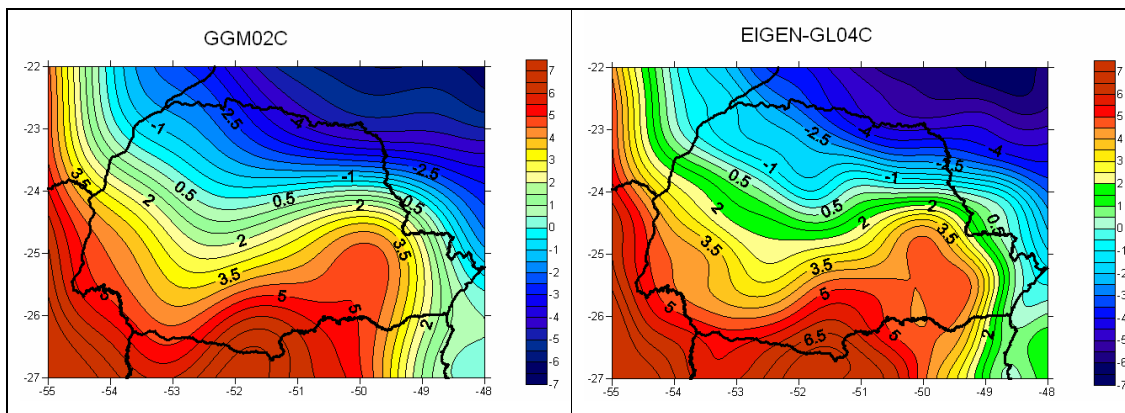
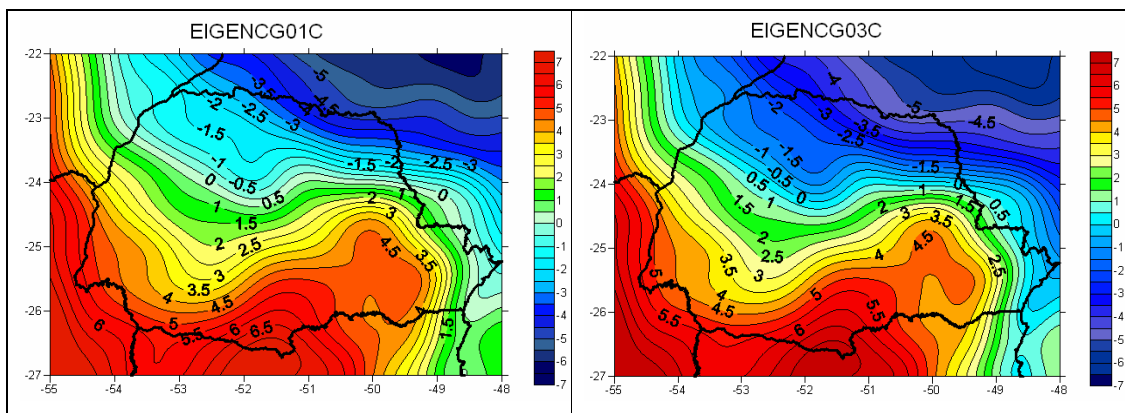


FIGURA 38 - RECORTE DE MODELOS GEOPOTENCIAIS GLOBAIS COM DADOS CHAMP E GRACE.



5.5 ANÁLISE QUANTITATIVA DOS MODELOS REGIONAIS

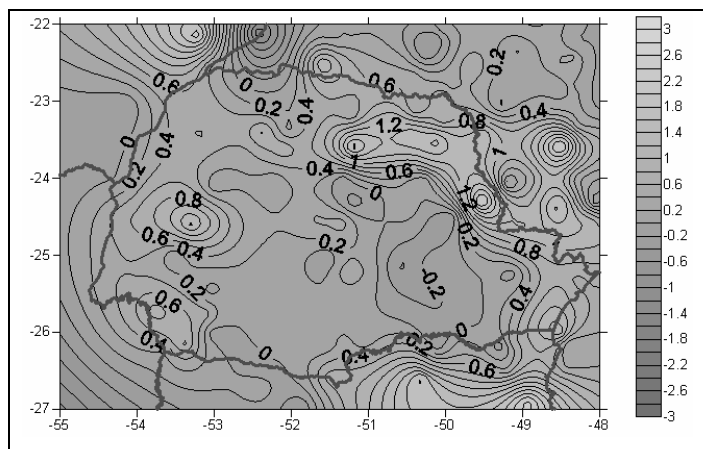
Com o intuito de se realizar uma análise quantitativa do produto gerado, utilizou-se o módulo *grid/residuals* que o programa *Surfer™ v8.0* oferece. Esta ferramenta permite computar a diferença entre os valores da altura geoidal dos dados de verificação com os valores da altura geoidal dos dados interpolados. Com esses resultados o programa fornece medidas estatísticas, como a média, desvio padrão, resíduo, que permitem a análise da qualidade da grade gerada a partir dos dados originais.

Primeiramente foram confrontados os modelos regionais Geóide PR2006-CMQ, Geóide PR2006-FFT e o modelo geoidal regional GPS/Niv (TABELA 11). O melhor resultado, a diferença Geóide PR2006-FFT E o modelo geoidal regional GPS/Niv está realçada na TABELA 11 e mostrada na FIGURA 39.

TABELA 11 - DIFERENÇA DE *GRID* ENTRE OS MODELOS REGIONAIS O MODELO GEOIDAL REGIONAL GPS/NIV.

Modelo	Mínimo	Máximo	Média	rms
	(m)			
PR2006-CMQ e PR2006-FFT	-1,9782	3,8925	-0,4326	0,6293
GPS/Niv e PR2006-FFT	-1,2365	2,4714	0,2912	0,5055
GPS/Niv e PR2006-CMQ	-3,4577	2,8949	0,7862	0,8212

FIGURA 39 - DIFERENÇA DE *GRID* ENTRE GEÓIDE PR2006-FFT E O MODELO GEOIDAL REGIONAL GPS/NIV



Na TABELA 11 percebe-se com a diferença de *Grid* entre o Geóide PR2006-CMQ e o Geóide PR2006-FFT, uma variação máxima de 3,89 m e mínima de -1,98 m, rms de 0,63 m. Com a diferença de *Grid* entre o modelo geoidal regional GPS/Niv e o Geóide PR2006-FFT nota-se a variação mínima de -1,24 m e máxima de 2,47 m, com rms de 0,51 m. Na diferença de *Grid* entre o modelo geoidal regional GPS/Niv e o Geóide PR2006-CMQ tem-se variação mínima de -3,46 m e máxima de 2,89 m, com rms de 0,82 m.

5.6 ANÁLISE QUANTITATIVA DOS MODELOS GLOBAIS COMBINADOS

Os modelos combinados com dados terrestres tiveram seus *grid* diretamente comparados com os modelos regionais, Geóide PR2006-FFT, Geóide PR2006-CMQ e o modelo geoidal regional GPS/Niv.

5.6.1 Confrontação com o modelo geoidal regional GPS/Niv.

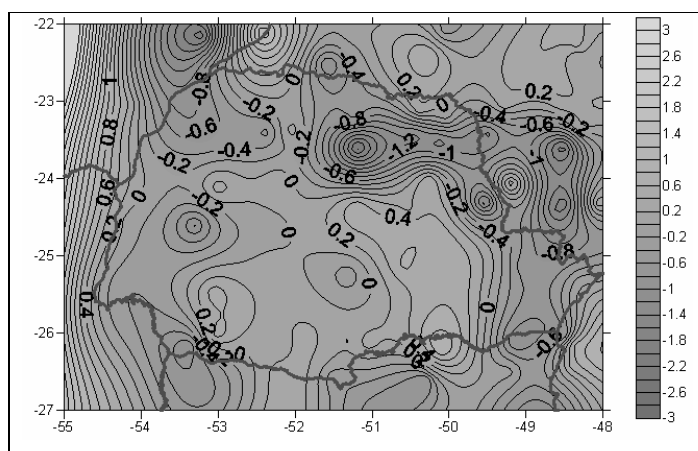
Levando em conta os modelos geopotenciais globais produzidos com uma combinação de dados terrestres e dados de satélite, sendo estes os modelos EIGEN-GL04C, EIGEN-GL04S1, GGM01C, GGM02C e EIGEN-CG03C e fazendo a comparação com o modelo geoidal regional GPS/Niv (TABELA 12) observa-se resultados semelhantes, sendo que o menor rms encontrado foi utilizando o modelo GGM01C com a diferença mínima encontrada de -2,10 m e a máxima de 4,18 m (rms de 0,69 m) realçado na TABELA 12.

O pior resultado nesta comparação foi utilizando o modelo EIGEN-GL04S1, rms de 0,82 m com valor mínimo de -2,82 m e máximo de 3,85 m. O menor desvio sistemático neste caso foi de -0,06 m do GGM02C, realçado na TABELA 12 e mostrado na FIGURA 40.

TABELA 12 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEOIDAL REGIONAL GPS/NIV E OS MODELOS COMBINADOS.

Modelos	Mínimo	Máximo	Média	rms
(m)				
GPS/Niv e EIGEN - GL04C	-1,9456	3,7471	-0,0735	0,7138
GPS/Niv e EIGEN - GL04S1	-2,8274	3,8495	-0,1067	0,8204
GPS/Niv e GGM01C	-2,0990	4,1852	-0,0797	0,6934
GPS/Niv e GGM02C	-2,2095	3,9757	-0,0579	0,7001
GPS/Niv e EIGEN - CG03C	-3,5322	1,8268	0,0697	0,7108

FIGURA 40 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEOIDAL REGIONAL GPS/NIV E O MODELO GGM02C.



5.6.2 Comparação com o Geóide PR2006-FFT.

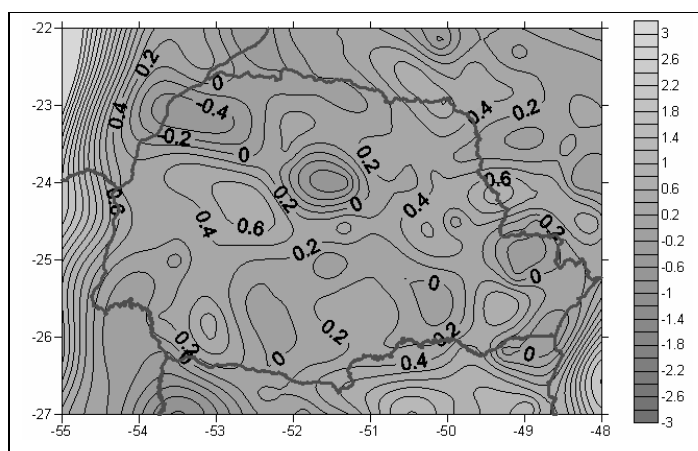
Novamente, levando-se em conta os modelos combinados, mas agora, fazendo a diferença destes e o Geóide PR2006-FFT, o menor rms encontrado foi utilizando o modelo GGM02C, com uma diferença mínima de -0,73 m e a máxima de 4,41 m (rms de 0,53 m) enfatizado na TABELA 13.

O maior rms nesta comparação foi utilizando o modelo EIGEN-GL04S1 (0,71 m), com valor mínimo de -1,58 m e máximo de 4,28 m. O modelo geopotencial global EIGEN-GL04C teve o menor desvio sistemático neste caso com 0,23 m destacado na TABELA 13 e indicado na FIGURA 41.

TABELA 13 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-FFT E OS MODELOS EIGEN-GL04C, EIGEN-GL04S1, GGM01C, GGM02C E EIGEN-CG03C.

Modelos	Mínimo	Máximo	Média	rms
(m)				
PR2006-FFT e EIGEN - GL04C	-1,0228	4,1548	0,2261	0,5585
PR2006-FFT e EIGEN - GL04S1	-1,5847	4,2843	0,2823	0,7121
PR2006-FFT e GGM01C	-0,6709	4,6200	0,2353	0,5430
PR2006-FFT e GGM02C	-0,7356	4,4106	0,2584	0,5325
PR2006-FFT e EIGEN - CG03C	-0,9354	3,9670	0,2371	0,5448

FIGURA 41 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO REGIONAL O GEÓIDE PR2006-FFT E O MODELO EIGEN-GL04C.



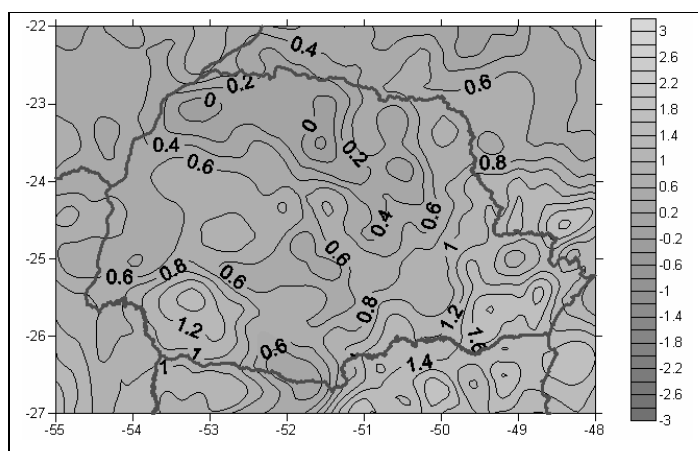
5.6.3 Comparação com Geóide PR2006-CMQ.

O menor rms, comparando o Geóide PR2006-CMQ com os modelos EIGEN-GL04C, EIGEN-GL04S1, GGM01C, GGM02C, EIGEN-CG03C foi de 0,39 m do EIGEN-CG03C com valor mínimo de -0,22 m e máximo de 1,99 m, enfatizado na TABELA 14. O maior rms foi obtido com o EIGEN-GL04S1, de 0,65 m com valor máximo de 2,47 m e valor mínimo de -1,16 m. O menor desvio sistemático é do EIGEN-GL04C com 0,669 m destacado na TABELA 14 e apontado na FIGURA 42.

TABELA 14 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-CMQ E OS MODELOS EIGEN-GL04C, EIGEN-GL04S1, GGM01C, GGM02C E EIGEN-CG03C.

Modelos	Mínimo	Máximo	Média	rms
(m)				
PR2006-CMQ e EIGEN - GL04C	-0,2335	1,9002	0,6691	0,4186
PR2006-CMQ e EIGEN - GL04S1	-1,1669	2,4758	0,7290	0,6597
PR2006-CMQ e GGM01C	-0,3461	2,5053	0,6708	0,5430
PR2006-CMQ e GGM02C	-0,4612	2,1476	0,7074	0,4499
PR2006-CMQ e EIGEN - CG03C	-0,2240	1,9979	0,6746	0,3907

FIGURA 42 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO REGIONAL GEÓIDE PR2006-CMQ E O MODELO EIGEN-GL04C.



5.7 ANÁLISE QUANTITATIVA DOS MODELOS GLOBAIS COM DADOS SOMENTE DE SATÉLITE

Para fazer as análises comparativas entre os modelos regionais e os modelos globais satélite-somente, o Geóide PR2006-FFT e Geóide PR2006-CMQ foram submetidos a uma filtragem a fim de possibilitar a inter-comparação de modelos para resoluções espaciais similares, considerando que as características espaciais de cada um desses modelos é distinta. Foi efetuada uma rotina em ambiente MATLAB, utilizando a ferramenta IFFT2 (APÊNDICE III), como também um filtro gaussiano no software Surfer™ v8.0, ambos descritos no Capítulo 3. Os parâmetros empregados nas filtragens foram determinados para conduzirem a resoluções espaciais iguais para todos os modelos, para comprimentos de onda de cerca de 200km (resolução

$\lambda/2$ de cerca de 100km) que correspondem ao desenvolvimento em harmônicos esféricos até grau e ordem 200. Os modelos geopotenciais globais satélite-somente utilizados no estudo foram: EIGEN-1S, EIGEN-2, EIGEN-CHAMP03S, EIGEN-CHAMP03SP, DEOS-CHAMP01C, ITG-CHAMP01S, TUM-1S e TUM-2SP da missão CHAMP; EIGEN-GL04S1, EIGEN-GRACE01S, EIGEN-GRACE02S, GGM01S, GGM02S da missão GRACE.

5.7.1 Filtragem do modelo geoidal PR2006-CMQ

A FIGURA 43 apresenta a filtragem do modelo PR2006-CMQ, por IFFT2 e a FIGURA 44 a filtragem por Gaussiana.

FIGURA 43 - MODELO GEOIDAL PR2006-CMQ FILTRADO POR IFFT2

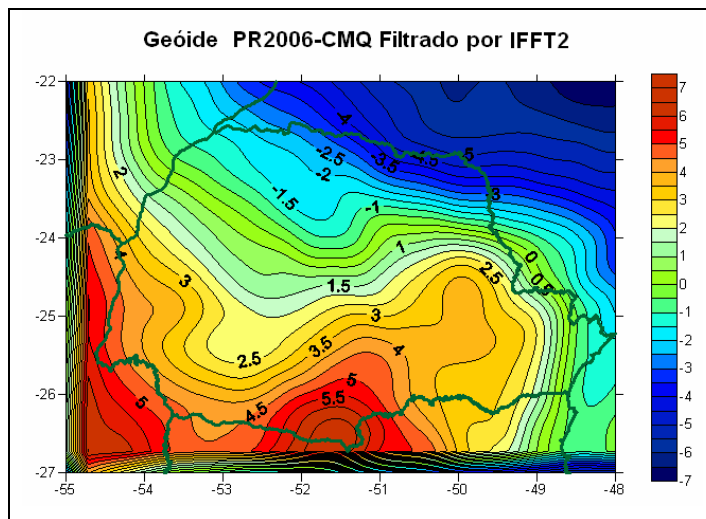
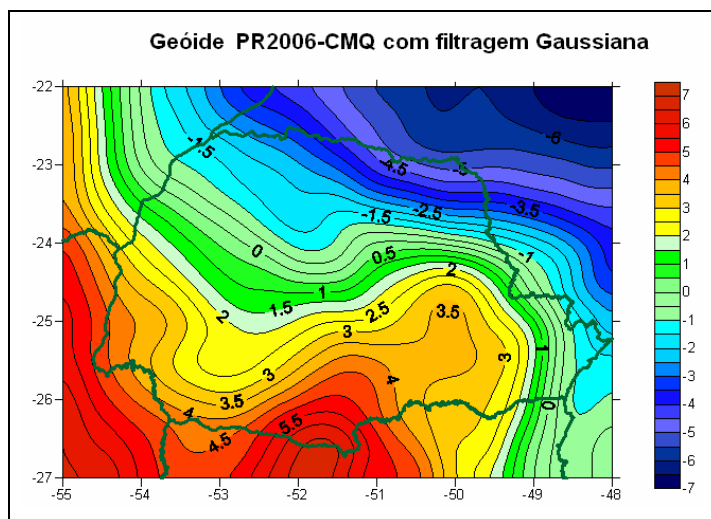


FIGURA 44 - MODELO GEOIDAL PR2006-CMQ COM FILTRAGEM GAUSSIANA



5.7.1.1 Análise das Filtragens do Geóide PR2006-CMQ

Foram refeitos os *grids* dos modelos regionais Geóide PR2006-CMQ, Geóide PR2006-CMQ com filtragem por IFFT2 e Geóide PR2006-CMQ com filtragem Gaussiana para um *grid* de 2' para retirar efeitos de borda e efetivadas as diferenças entre os modelos para verificar suas compatibilidades (TABELA 15).

TABELA 15 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-CMQ E O GEÓIDE PR2006-CMQ FILTRADO POR IFFT2 E FILTRAGEM GAUSSIANA

Modelo	Mínimo	Máximo	Média	rms
	(m)			
PR2006-CMQ e CMQ-IFFT2	-1,2897	0,2959	-0,4196	0,3212
PR2006-CMQ e CMQ-Gaussiano	-0,2201	0,1336	0,00009	0,0165
CMQ-IFFT2 e CMQ-Gaussiano	-0,2677	1,2752	0,4178	0,3174

5.7.2 Filtragem do modelo geoidal PR2006-FFT

A FIGURA 45 apresenta a filtragem do modelo PR2006-FFT, por IFFT2 e a FIGURA 46 a filtragem por Gaussiana.

FIGURA 45 - MODELO GEOIDAL PR2006-FFT FILTRADO POR IFFT2

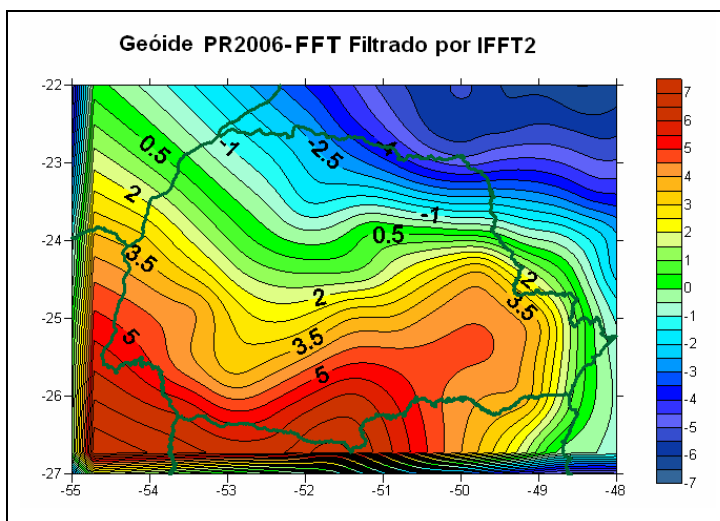
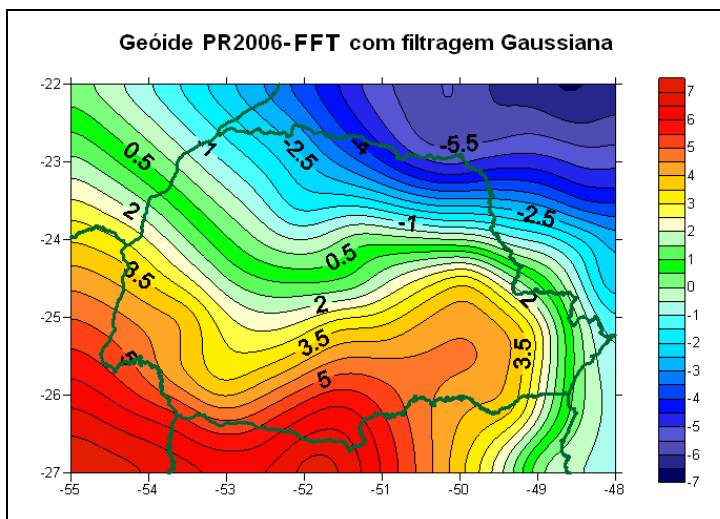


FIGURA 46 - MODELO GEOIDAL PR2006-CMQ COM FILTRAGEM GAUSSIANA



5.7.2.1 Análise das Filtragens do Geóide PR2006-FFT

Foram refeitos os *grids* dos modelos regionais Geóide PR2006-FFT, Geóide PR2006-FFT com filtragem IFFT2 e Geóide PR2006-FFT com filtragem Gaussiana para um *grid* de 2' para retirar efeitos de borda e determinadas as diferenças entre os modelos (TABELA 16).

TABELA 16 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-FFT E O GEÓIDE PR2006-FFT FILTRADO POR IFFT2 E FILTRAGEM GAUSSIANA

Modelo	Mínimo	Máximo	Média	rms
(m)				
PR2006-FFT e FFT-IFFT2	-1,2979	0,1745	-0,4252	0,2695
PR2006-FFT e FFT-Gaussiano	-0,1784	0,1393	-0,0004	0,0145
FFT-IFFT2 e FFT-Gaussiano	-0,2043	1,2986	0,4223	0,2669

5.7.3 Comparação com o Geóide PR2006-CMQ filtrado por IFFT2

Após as filtragens dos modelos regionais, foi feita a comparação com os modelos globais Satélite-Somente. Neste tópico é apresentada a comparação deste com o Geóide PR2006-CMQ filtrado por IFFT2. Na TABELA 17 está exposto com a cor cinza escuro o rms menor (1,69 m) do EIGEN 1S e com cinza claro o desvio sistemático menor (-0,44 m) do EIGEN 2 (FIGURA 47), sendo estes os melhores resultados para modelos produzidos com dados CHAMP. Para modelos produzidos com dados GRACE, os melhores resultados foram do ITG-GRACE 02S, que apresentou um rms de 1,64 m (TABELA 18, FIGURA 48) e o GGM02S, com desvio sistemático de -0,27 m.

TABELA 17 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-CMQ FILTRADO POR IFFT2 E OS MODELOS COM DADOS SOMENTE DE SATÉLITE PRODUZIDOS PELO CHAMP

Modelo	Mínimo	Máximo	Média	rms
(m)				
DEOSCHAMP01C	-12,6566	2,2657	-0,6000	1,7889
EIGEN 1S	-11,4895	2,4541	-0,4893	1,6901
EIGEN 2	-11,8870	1,7090	-0,4378	1,7203
EIGEN-CHAMP 03S	-12,1202	1,9013	-0,5785	1,7609
EIGEN-CHAMP 03SP	-12,3486	1,8382	-0,4711	1,7641
ITG-CHAMP 01S	-12,9668	2,1226	-0,5440	1,7945
TUM 1S	-11,9910	2,7711	-0,7085	1,7252
TUM 2SP	-11,9644	2,7605	-0,5465	1,8118

TABELA 18 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-CMQ FILTRADO POR IFFT2 E OS MODELOS COM DADOS SOMENTE DE SATÉLITE PRODUZIDOS PELO GRACE

Modelo	Mínimo	Máximo	Média	rms
(m)				
EIGEN-GRACE 01S	-12,1310	3,7471	-0,3685	1,6649
EIGEN-GRACE 02S	-12,0086	1,2281	-0,4165	1,6502
GGM01S	-11,5382	1,4844	-0,3687	1,7142
GGM02S	-13,6250	2,8186	-0,2675	2,0087
ITG-GRACE 02S	-11,9587	1,6347	-0,3690	1,6371

FIGURA 47 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEÓIDE PR2006-CMQ FILTRADO POR IFFT2 E O MODELO EIGEN 2.

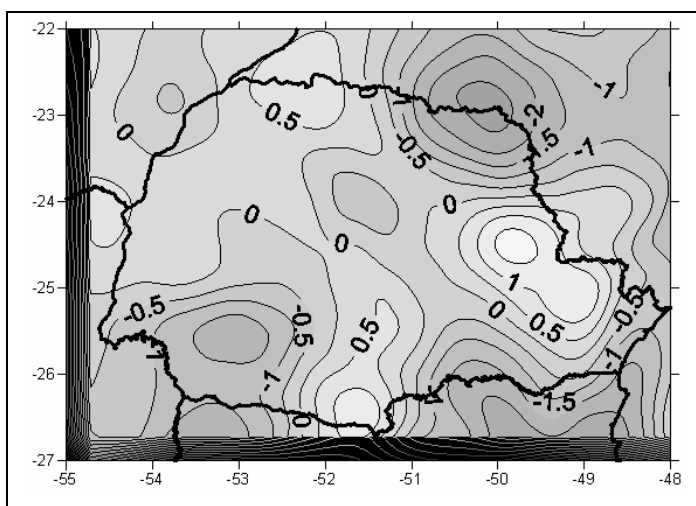
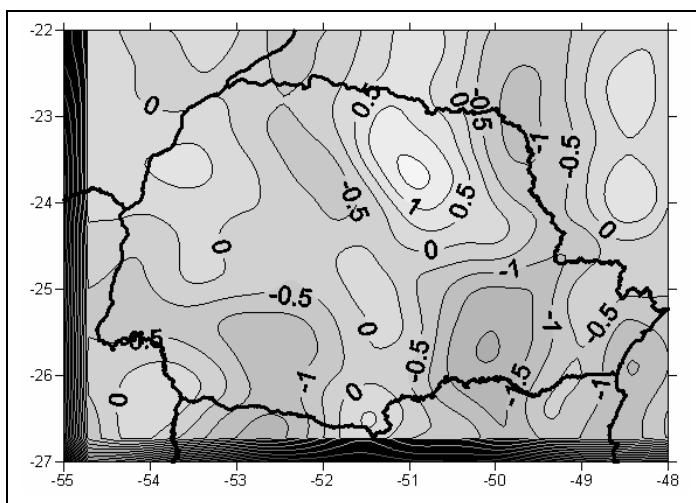


FIGURA 48 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEÓIDE PR2006-CMQ FILTRADO POR IFFT2 E O MODELO ITG-GRACE 02S.



5.7.4 Comparação com Geóide PR2006-CMQ com filtragem Gaussiana

Neste tópico é apresentada a comparação dos modelos globais Satélite-Somente com o Geóide PR2006-CMQ com filtro Gaussiano aplicado. Na TABELA 19, está exposto com a cor cinza escuro o rms menor (0,75 m) do EIGEN 1S (FIGURA 49) e com cinza claro o desvio sistemático menor (-0,73 m) do EIGEN 2, sendo estes, os melhores resultados para modelos produzidos com dados CHAMP. Para modelos produzidos com dados GRACE, os melhores resultados foram do EIGEN-GRACE 01S, que apresentou um rms de 0,58 m (TABELA 20, FIGURA 50) e o GGM02S, com desvio sistemático de -0,64 m.

TABELA 19 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-CMQ COM FILTRAGEM GAUSSIANA E OS MODELOS COM DADOS SOMENTE DE SATÉLITE PRODUZIDOS PELO CHAMP

Modelo	Mínimo	Máximo	Média	rms
(m)				
DEOSCHAMP01C	-3.9448	1.6045	-0.8556	0.8809
EIGEN 1S	-3.0972	1.8128	-0.8244	0.7470
EIGEN 2	-3.1308	1.0743	-0.7308	0.8271
EIGEN-CHAMP 03S	-3.4690	1.1667	-0.8786	0.7690
EIGEN-CHAMP 03SP	-3.4433	1.1171	-0.7750	0.7998
ITG-CHAMP 01S	-3.8857	1.5776	-0.8511	0.9568
TUM 1S	-2.9471	2.1238	-1.0377	0.8857
TUM 2SP	-3.2155	2.1196	-0.8807	0.9533

TABELA 20 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-CMQ COM FILTRAGEM GAUSSIANA E OS MODELOS COM DADOS SOMENTE DE SATÉLITE PRODUZIDOS PELO GRACE

Modelo	Mínimo	Máximo	Média	rms
(m)				
EIGEN-GRACE 01S	-2.7078	0.4198	-0.7697	0.5760
EIGEN-GRACE 02S	-2.6708	0.5323	-0.7335	0.5929
GGM01S	-3.0701	0.6875	-0.6900	0.7105
GGM02S	-3.7304	2.3062	-0.6367	1.17848
ITG-GRACE 02S	-2.0207	0.9142	-0.7089	0.5792

FIGURA 49 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEÓIDE PR2006-CMQ COM FILTRAGEM GAUSSIANA E O MODELO EIGEN 1S.

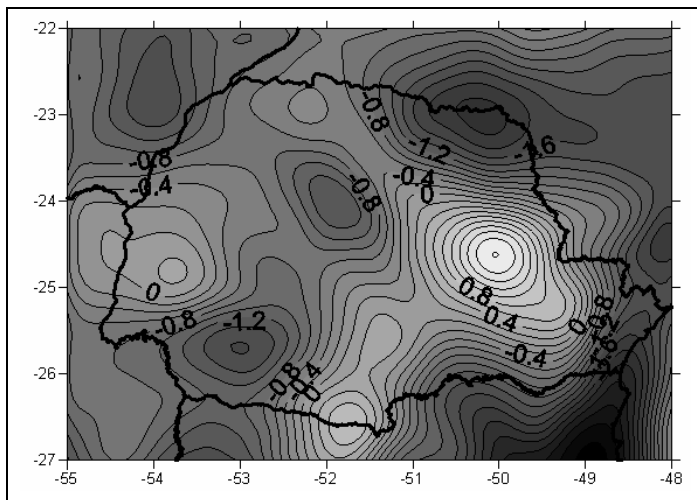
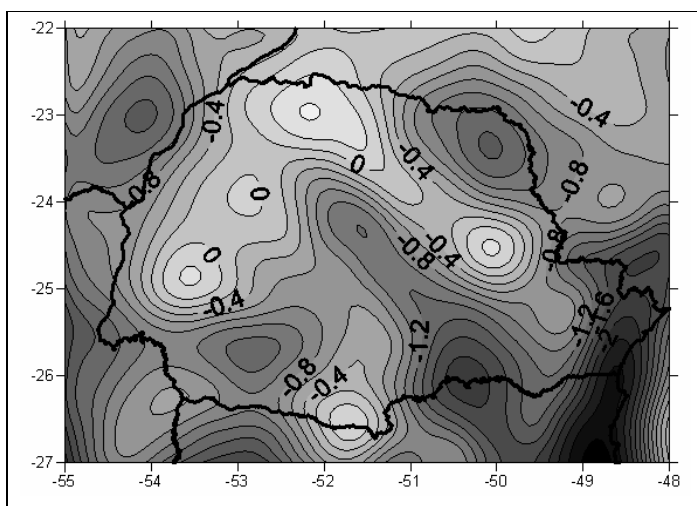


FIGURA 50 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEÓIDE PR2006-CMQ FILTRADO POR GAUSSIANO E O MODELO EIGEN-GRACE 01S.



5.7.5 Comparação com Geóide PR2006-FFT filtrado por IFFT2

Neste tópico é apresentada a comparação deste com o Geóide PR2006-FFT filtrado por IFFT2. Na TABELA 21, está exposto com a cor cinza escuro o rms menor (1,81 m) do TUM-2SP (FIGURA 51) e com cinza claro o desvio sistemático menor

(-0,01 m) do EIGEN 1S sendo estes, os melhores resultados para modelos produzidos com dados CHAMP. Para modelos produzidos com dados GRACE, os melhores resultados foram do EIGEN-GRACE 02S, que apresentou um rms de 1,71 m (TABELA 22, FIGURA 52) e o GGM01S, com desvio sistemático de 0,06 m.

TABELA 21 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-FFT FILTRADO POR IFFT2 E OS MODELOS COM DADOS SOMENTE DE SATÉLITE PRODUZIDOS PELO CHAMP

Modelo	Mínimo	Máximo	Média	rms
(m)				
DEOSCHAMP01C	-12,9773	2,6895	-0,1555	1,8623
EIGEN 1S	-11,8102	2,8584	-0,0061	1,8131
EIGEN 2	-12,2077	2,5956	0,0470	1,8157
EIGEN-CHAMP 03S	-12,4409	2,3875	-0,0706	1,8416
EIGEN-CHAMP 03SP	-12,6693	2,3219	0,0063	1,8327
ITG-CHAMP 01S	-13,2875	2,5483	-0,0125	1,9155
TUM 1S	-12,3117	3,1835	-0,3141	1,8147
TUM 2SP	-12,2401	2,8544	-0,2960	1,8121

TABELA 22 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-FFT FILTRADO POR IFFT2 E OS MODELOS COM DADOS SOMENTE DE SATÉLITE PRODUZIDOS PELO GRACE

Modelo	Mínimo	Máximo	Média	rms
(m)				
EIGEN-GRACE 01S	-12,4517	1,4813	0,1249	1,7523
EIGEN-GRACE 02S	-12,3293	1,4407	0,0609	1,7116
GGM01S	-11,8589	1,7319	0,0596	1,7530
GGM02S	-13,9457	2,9843	0,1716	2,0804
ITG-GRACE 02S	-12,2796	1,8399	0,0693	1,7193

FIGURA 51 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEÓIDE PR2006-FFT FILTRADO POR IFFT2 E O MODELO TUM 2SP.

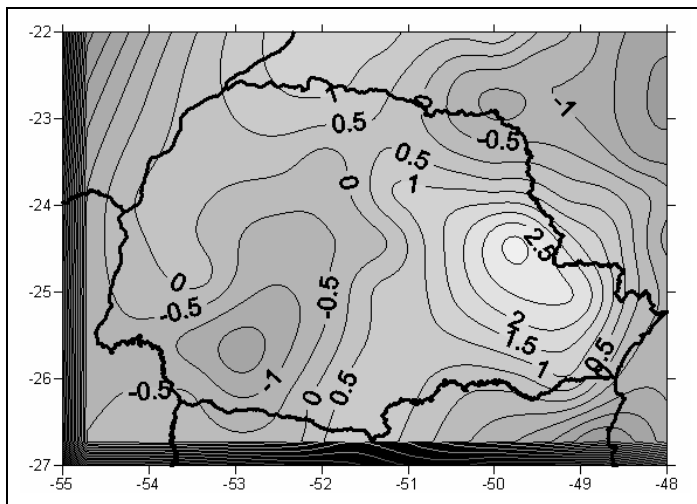
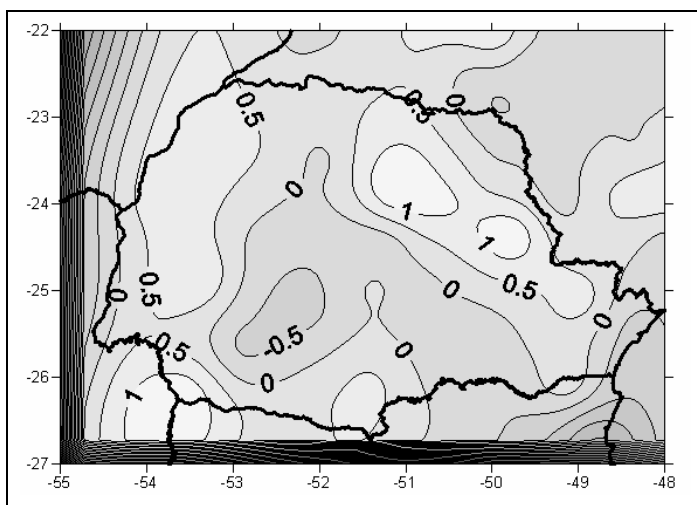


FIGURA 52 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEÓIDE PR2006-FFT FILTRADO POR IFFT2 E O MODELO EIGEN-GRACE02S.



5.7.6 Comparação com o Geóide PR2006-FFT com filtragem Gaussiana

Neste tópico é apresentada a comparação dos modelos globais Satélite-Somente com o Geóide PR2006-FFT filtrado por filtro Gaussiano. Na TABELA 23 está exposto com a cor cinza escuro o rms menor (0,83 m) do EIGEN-CHAMP 03SP (FIGURA 53) e com cinza claro o desvio sistemático menor (-0,31 m) do EIGEN 2, sendo estes, os melhores resultados para modelos produzidos com dados CHAMP.

Para modelos produzidos com dados GRACE, os melhores resultados foram do EIGEN-GRACE 02S, que apresentou um rms de 0,64 m (TABELA 24, FIGURA 54) e o EIGEN-GRACE 01S, com desvio sistemático de -0,20 m.

TABELA 23 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-FFT COM FILTRAGEM GAUSSIANA E OS MODELOS COM DADOS SOMENTE DE SATÉLITE PRODUZIDOS PELOCHAMP

Modelo	Mínimo	Máximo	Média	rms
(m)				
DEOSCHAMP01C	-3.7727	2.02919	-0.5077	0.9188
EIGEN 1S	-4.5129	2.2148	-0.3527	0.9074
EIGEN 2	-3.9929	1.8321	-0.3128	0.9076
EIGEN-CHAMP 03S	-4.4440	1.6402	-0.3958	0.8429
EIGEN-CHAMP 03SP	-4.1167	1.5727	-0.3285	0.8251
ITG-CHAMP 01S	-4.2506	2.0261	-0.3554	1.0706
TUM 1S	-3.7919	2.5636	-0.6801	0.9573
TUM 2SP	-3.8247	2.5177	-0.5752	0.9816

TABELA 24 - DIFERENÇAS ENTRE O GEÓIDE PR2006-FFT COM FILTRAGEM GAUSSIANA E OS MODELOS COM DADOS SOMENTE DE SATÉLITE PRODUZIDOS PELO GRACE

Modelo	Mínimo	Máximo	Média	rms
(m)				
EIGEN-GRACE 01S	-4.0128	0.7267	-0.1993	0.6710
EIGEN-GRACE 02S	-4.4473	1.0469	-0.2890	0.6441
GGM01S	-4.1741	1.3652	-0.2964	0.7303
GGM02S	-3.6989	2.6348	-0.2382	1.2499
ITG-GRACE 02S	-4.2786	1.1956	-0.2806	0.6737

FIGURA 53 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEÓIDE PR2006-FFT COM FILTRAGEM GAUSSIANA E O MODELO EIGEN-CHAMP03SP.

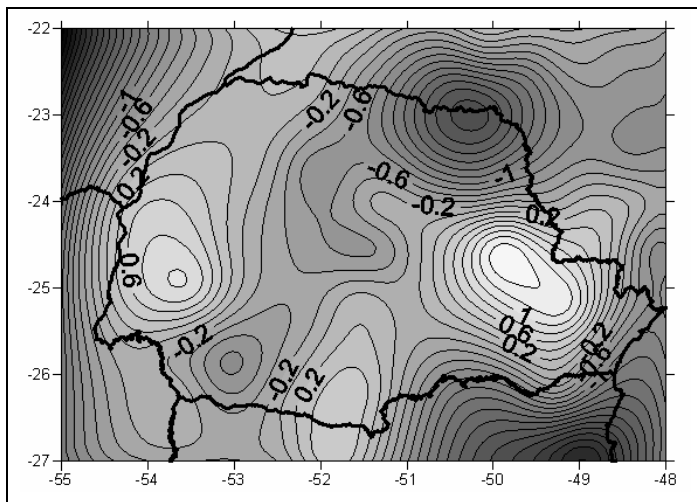
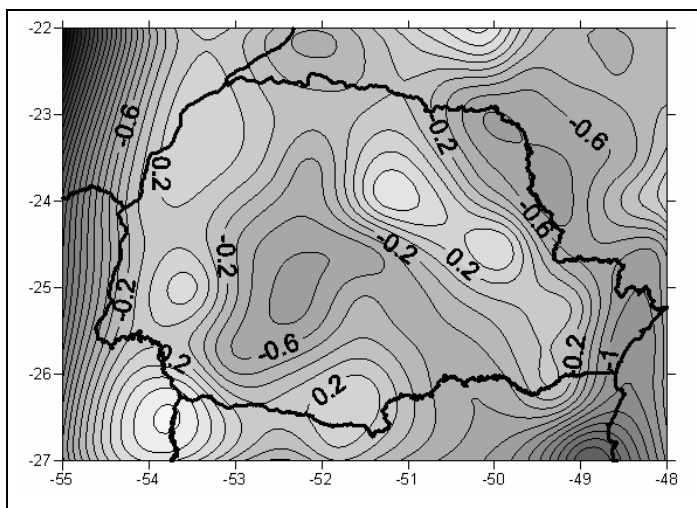


FIGURA 54 - DIFERENÇAS ENTRE O MODELO GEÓIDE PR2006-FFT COM FILTRAGEM GAUSSIANA E O MODELO EIGEN-GRACE 02S.



6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O principal objetivo central deste trabalho de avaliar os modelos geopotenciais globais com dados das missões gravimétricas CHAMP e GRACE, disponibilizados atualmente, foi efetivado sobre um total de 19 modelos, sendo portanto atingido. Destes, os combinados foram comparados com modelos regionais diretamente, sem filtragem. Os modelos regionais foram filtrados quando se objetivava suas comparações com os modelos do geopotencial com dados somente de satélites de menor resolução espacial. Outros testes e comparações foram realizados com sucesso, conforme abordado na seqüência.

6.1 CONCLUSÕES SOBRE OS MODELOS REGIONAIS

Da comparação entre os dois modelos regionais, o Geóide PR2006-CMQ e o Geóide PR2006-FFT observa-se um desvio sistemático de -0,43 m com rms de 0,63 m. Quando comparando o modelo geoidal regional GPS/Niv e o modelo regional Geóide PR2006-FFT observa-se um desvio sistemático de 0,29 e rms de 0,51 m, já o modelo regional Geóide PR2006-CMQ apresenta desvio sistemático com o modelo geoidal regional GPS/Niv de 0,79 m e rms de 0,82 m. Destaque-se que ambos os modelos regionais foram obtidos com a mesma base de dados regionais, diferindo apenas quanto a técnica de predição de alturas geoidais e modelo de base geopotencial global utilizado (o modelo regional Geóide PR2006-CMQ utilizou o EGM96 e o modelo regional Geóide PR2006-FFT utilizou o PGM2000A). Com esses resultados, conclui-se que o modelo regional Geóide PR2006-FFT oferece um melhor desempenho na região analisada provavelmente em decorrência da melhor adequação na área de estudos do modelo global do geopotencial PGM2000A utilizado.

6.2 CONCLUSÕES SOBRE OS MODELOS COMBINADOS

As análises comparativas de modelos geopotenciais globais combinados (EIGEN-GL04C, EIGEN-GL04S1, GGM01C, GGM02C, EIGEN-CG03C) e o modelo geoidal regional GPS/Niv apresentam um desvio médio de apenas -0,05 m (o desvio médio é obtido da média dos desvios de cada modelo). Do mesmo modo, a comparação entre os modelos geopotenciais globais combinados (EIGEN-GL04C, EIGEN-GL04S1, GGM01C, GGM02C, EIGEN-CG03C) e o modelo regional Geóide PR2006-FFT apresentam um desvio médio de 0,25 m. Igualmente, comparando os modelos geopotenciais globais combinados (EIGEN-GL04C, EIGEN-GL04S1, GGM01C, GGM02C, EIGEN-CG03C) e o modelo regional Geóide PR2006-CMQ apresentam um desvio médio de 0,69 m, evidenciando novamente um melhor desempenho do modelo regional Geóide PR2006-FFT.

6.3 CONCLUSÕES SOBRE OS MODELOS SATÉLITE-SOMENTE

A respeito da filtragem dos modelos regionais, pode-se dizer que, para o objetivo proposto neste trabalho, a Transformada de Fourier com valor de filtragem na ordem 5 (números de passagens) elimina com maior êxito os comprimentos de onda mais curtos para obtenção da resolução espacial similar aos modelos geopotenciais globais Satélite-Somente, com o único inconveniente de efeitos de borda, pela eliminação de dados.

O filtro Gaussiano pode também ser utilizado para o objetivo proposto, pois o mesmo elimina, em grande parte, os efeitos de bordas e é similar, em desempenho, a Transformada de Fourier. No entanto, deverá ser utilizado um valor de filtragem superior ao utilizado (5) para obter resultados similares ao da Transformada de Fourier, onde o valor de 5 já é suficiente.

Analisando os modelos geopotenciais com dados somente de satélite da missão CHAMP, comparado com Geóide PR2006-CMQ filtrado, observa-se que no EIGEN 1S e EIGEN 2 foram encontrados os melhores resultados com rms em torno de 1,7 m por IFFT2 e 0,7 m por Gaussiano. Já dos modelos da missão GRACE, quando comparados com Geóide PR2006-CMQ filtrado, o modelo GGM02S teve

desvio sistemático menor, tanto filtrado por IFFT (-0,3 m) como filtrado por Gaussiano (-0,6 m). O menor rms foi o do ITG-GRACE 02S (1,6 m por IFFT2) e EIGEN-GRACE 01S (0,6 m por Gaussiano).

Uma outra análise feita com os modelos com dados somente de satélite da missão CHAMP foi a suas comparações com o Geóide PR2006-FFT filtrado. Observa-se que o EIGEN 1S obteve o menor desvio sistemático (-0,01 m por IFFT) e o EIGEN 2 (-0,3 por gaussiano). Os modelos TUM e EIGEN (1,8 m por IFFT) e EIGEN-CHAMP 03SP (0,8 m por Gaussiano) tiveram menores rms. Já os modelos da missão GRACE, quando comparados com o Geóide PR2006-CMQ filtrado, evidenciaram que os modelos GGM01S e EIGEN-GRACE tiveram desvio sistemático de 0,06 m quando filtrados por IFFT e filtrados por Gaussiano; o EIGEN 2 teve desvio sistemático de -0,3 m. O menor rms foi do EIGEN-GRACE 02S, tanto comparando com a filtragem por IFFT2 (1,7) m como por Gaussiano (0,6 m).

6.4 RECOMENDAÇÕES

Testar novos modelos geopotencias globais, principalmente os que virão com a missão GOCE, com previsão de lançamento para início de 2008.

Testar outros filtros e o filtro Gaussiano com diferentes parâmetros de filtragem, para resoluções espaciais distintas.

Existem algumas áreas desprovidas de observações GPS sobre RNs, como a região litorânea e a região oeste, divisas com Argentina e Paraguai, ocasionando o efeito de borda. Para que haja uma melhoria do modelo geométrico, novos posicionamentos de RNs com GPS geodésico devem ser realizados nessas áreas.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABART, C. **Assessment of solution strategies for GRACE gravity field processing**. Thesis, Institute of Navigation and Satellite Geodesy Graz University of Technology – TEG, 80p. March, 2005.

AMOS, M. J. FEATHERSTONE, W. E. **Comparisons of recent global geopotential models with terrestrial gravity field data over New Zealand and Australia**. Geomatics Research Australasia, N°79, 1-20 p. December, 2003.

BALMINO, G., et al. **CHAMP, GRACE and GOCE: Mission concepts and simulations**, Boll. Geof. Teor. Applic, 40, 3-4, 309-319 p. 1999.

BURROUGH, P. A. **Principles of Geographical Information System for Land Resource Assessment**. Claderon Press, Oxford, 1989.

CSR, **Center for Space Research**. Disponível em: <<http://www.csr.utexas.edu/grace/>>. Acessado em 2007.

DITMAR, P., et al. **'DEOS CHAMP-01C 70': a model of the Earth's gravity field computed from accelerations of the CHAMP satellite**. Journal of Geodesy, 79, 586-601p. 2006.

ESA, **European Space Agency**. Disponível em: <<http://www.esa.int/esaCP/index.html>> Acessado em 2007.

FEATHERSTONE, W. E. **Expected contributions of dedicated satellite gravity field missions to regional geoid determination with some examples from Australia**. Journal of Geospatial Engineering, 4, 2-19p. 2002.

FEATHERSTONE, W. E. **Improvement to long-wavelength Australian gravity anomalies expected from the CHAMP, GRACE and GOCE dedicated satellite gravimetry missions**. Explorations Geophysics, Vol.34, 69-73p. N°1 &2, 2003.

FISHER, R. PERKINS, S. WALKER, A. WOLFART, E. **Spatial Filters, Gaussian Smoothin**. 2003. Disponível em: <http://homepages.inf.ed.ac.uk/rbf/HIPR2/gsmooth.htm>

FLURY, J. RUMMEL, R. **Future Satellite Gravimetry for Geodesy**. Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie, TU. Earth, Moon, and Planets, 94: 13-29p. March 2005.

FÖRSTE, C. et al. **A New High Resolution Global Gravity Field Model Derived From Combination of GRACE and CHAMP Mission and Altimetry/Gravimetry Surface Gravity Data**. Pôster apresentado na EGU General Assembly 2005, Vienna, Austria, 24-29p. Abril 2005. Disponível em: http://www.gfz-potsdam.de/pd1/op/grace/results/grav/g004_EGU05-A-04561.pdf. Acessado em 2007.

FREITAS, S.R.C.de; MEDINA, A.S; LIMA, S.R.S.de. **Associated Problems to Link South American Vertical Networks and Possible Approaches to face Them.** VeRes, Springer, Berlin, 318-323p. 2002.

FREITAS, S.R.C.de. **Notas de Aula.** 2006.

GEMAEL, C. **Introdução à Geodésia Física.** Curitiba: UFPR, 304p, 2002.

GENRO, R. **Determinação de um geóide gravimétrico para o Estado do Paraná utilizando Colocação por Mínimos Quadrados.** 2006. 121p. Dissertação mestrado – Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

GFZ, **GeoForschungsZentrum Potsdam.** Disponível em: <<http://www.gfz-potsdam.de>> Acessado em 2007.

GFZ/ISDC, **GeoForschungsZentrum Potsdam, Information Systems and data Center.** Global Earth Science Data. Disponível em: <<http://isdc.gfz-potsdam.de>>. Acessado em 2007.

GOLDANI, D. **Modelo geoidal de alta resolução para o Estado do Paraná: Aplicação da Transformada Rápida de Fourier-Stokes e do valor do potencial do geóide na definição da superfície de referência vertical.** 2006. 129p. Dissertação mestrado – Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

HECK, B. **An evaluation of some systematic error sources affecting terrestrial gravity anomalies.** Bull. Géodés., 64, 88-108p. 1990.

HECK, B. **Problems in the Definition of Vertical Reference Frames.** In: Sansò F (ed) V Hotine-Marussi Symposium on Mathematical Geodesy (IAG Symposia, vol.127). Springer, Berlin, pp. 164-173p. 2004.

IAG/GFZ, **International Centre for Global Earth Models (ICGEM),** 2007. Disponível em: <http://icgem.gfz-potsdam.de/icgem/>. Acessado em 2007.

IAPG, **Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie.** Technische Universität München. Disponível em: <<http://tau.fesg.tu-muenchen.de/~iapg/web/forschung/forschung/gravity/>>. Acessado em 2007.

JEKELI, C. GARCIA R. **Local geoid determination with in situ geopotential data obtained from satellite-to-satellite tracking.** 2070 Neil Ave., Columbus, OH 43210. Gravity, Geoid and Geodynamics, 2000.

KAULA, W. **Tests and combinations of satellite determinations of the gravity field with gravimetry,** J Geophys Res, 71, 5303-5314p, 1966.

KEARSLEY, A. FORSBERG, R. **Tailored geopotential models – application and shortcomings.** Manuscripta Geodaetica 15:151–158p, 1990.

KUANG, D. et al. **Precise Orbit Determination for CHAMP using GPS Data from BlackJack Receiver.** *Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology.* 2001. Disponível em: <http://trs-new.jpl.nasa.gov/dspace/bitstream/2014/12198/1/01-0133.pdf>. Acessado em Setembro de 2007.

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

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 EGM 96.** NASA/TP –206861. 1998.

MAYER-GÜRR T., et al.: **ITG-CHAMP01: a CHAMP gravity field model from short kinematic arcs over a one-year observation period.** *Journal of Geodesy* (2005) 78: 462–480pp. Germany, Fevereiro, 2005.

MAYER-GÜRR T., et al.: **ITG-GRACE02S: A grace gravity field derived from short arcs of the satellite's orbit.** Institute for Theoretical Geodesy, University of Bonn, 200?.

MÜLLER, J. et al. **Computation of calibration gradients and methods for in orbit validation of gradiometer GOCE data.** Thessaloniki, Greece, 287-292 p. 2003.

NASA/IGS. **National Aeronautics and Space Administration, International GNSS Service.** Disponível em: <http://igs.cb.jpl.nasa.gov/> Acessado em 2007.

NASA/JPL-PO.DAAC. **National Aeronautics and Space Administration, Jet Propulsion Laboratory, Physical Oceanography DAAC.** California Institute of Technology. Disponível em: <http://podaac.jpl.nasa.gov/grace/>. Acessado em 2007.

PINÃ, W.H.S. **A determinação de um modelo geoidal de precisão para o Uruguai,** Tese, 141-151p. 2000.

RAPP, R. H. **Analytical and numerical differences between two methods for the combination of gravimetric and satellite data.** *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 9(41-42):108-118p. 1967.

RAPP, R.H. **Past and future developments in geopotential modeling.** Springer-Verlag, Berlin New York, 58-78p, 1998.

REIGBER, C. et al. **A high quality global gravity field model from CHAMP GPS tracking data and Accelerometry (EIGEN-1S).** *Geophysical Research Letters*, 29(14), 10.1029/2002GL015064, 2002.

REIGBER, C. et al. **The CHAMP-only Earth Gravity Field Model EIGEN-2.** *Advances in Space Research* 31(8), 1883-1888p, 2003.

REIGBER, C. et al. **Earth Gravity Field and Seasonal Variability from CHAMP** . In: REIGBER, C., et al. (eds.), **Earth Observation with CHAMP - Results from Three Years in Orbit**, Springer, Berlin, 25-30p, 2004.

REIGBER, C. et al. **A High Resolution Global Gravity Field Model Combining CHAMP and GRACE Satellite Mission and Surface Gravity Data: EIGEN-CG01C**. Journal of Geodesy, CHAMP/GRACE Science Meeting, GFZ, 5-7pp, Julho, 2004. Disponível em: <http://www.gfz-potsdam.de/pd1/JCG/jcg_index.html>; 16p, nº. 24, Solid Earth Abstracts (pdf file). Disponível em: <http://www.gfz-potsdam.de/pd1/JCG/solid_earth_abstracts.pdf>. Acessado em fevereiro 2007.

REIGBER, C. et al. **An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE: EIGEN-GRACE02S**, Journal of Geodynamics 39(1),1-10p, 2005.

REIGBER, C. SCHWINTZER, P. **CHAMP – Gravity Field Recovery**. 2002. Disponível em: <http://op.gfz-potsdam.de/champ/science/gravity_SCIENCE.html>. Acessado em 2007.

RIZOS, C. **An efficient computer technique for the evaluation of geopotential from spherical harmonic models**, Australian J of Geodesy, Photogrammetry, and Cartography, No. 31, 161-170p, 1979.

RUMMEL, R. et al. **Least Squares Collocation and Regularization**, Bulletin Géodésique, 55pp. 343-361p. 1979.

RUMMEL, R. et al. **Dedicated gravity field missions – principles and aims**, Journal of Geodynamics, v.33, 3-20p, 2002.

SÁ, N. C. de **Comunicação pessoal, dados GPS sobre RNs**. 2007.

SCHWINTZER, P. et al. **Accelerometry aboard CHAMP**; IAG Symposia Proceedings Vol. 120, Towards an Integrated Global Geodetic Observing System, Ed. Rummel, Drewes, Bosch, Hornik, Springer Verlag, 2000.

STEPHENS, J. **World Ocean Atlas 2001**, Vol 1: Temperatures, S. Levitus, ed, NOAA Atlas, NESDIS49, U.S. Government Printing Office, Wash, D.C., 176p, 2002.

TAPLEY, B. et al. **Large scale ocean circulation from the GRACE GGM01 geoid**. Geophys, Res. Lett., 30(22), 2163, 2003.

TAPLEY, B. et al. **GGM02 – An improved Earth gravity field model from GRACE**, Journal of Geodesy Volume 79, Number 8, 467-478p. November, 2005.

VANIČEK P., SJÖBERG, L.E. **Reformulation of Stokes's theory for higher than seconddegree reference field and a modification of integration kernels**. Journal of Geophysical Research 96(B4):6529–6539p, 1991.

WENZEL, G. **Loapass Filtering of Topography Using 2D FFT**, Notas de aula, 2005.

DOCUMENTOS CONSULTADOS

ARDALAN, A. A. GRAFAREND, E. W.; **High-resolution regional geoid computation without applying Stokes's formula: a case study of the Iranian geoid.** Journal of Geodesy, 78, 138–156pp. June 2004.

AGREN, J. **Regional Geoid Determination Methods for the Era of Satellite Gravimetry Numerical Investigations Using Synthetic Earth Gravity Models.** Doctoral Dissertation in Geodesy Royal Institute of Technology (KTH) Department of Infrastructure 100 44 Stockholm October 2004

BASIC, T et al, **A new geopotential model tailored to gravity data in Europe, in Gravity, Gradiometry, and Gravimetry** (eds. Rummel and Hipkin), IAG Sym 103, Springer, Berlin, 1989.

BOUMAN J, **A survey of global gravity models**, Delft Institute for Earth-Oriented Space Research, Report No. 97.1, Delft University of Technology, Netherlands, July 1997.

CRUZ, J.Y. **Ellipsoidal corrections to potential coefficients obtained from gravity anomaly data on the ellipsoid**, Rpt 367, Dept of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University, Columbus, OH, 38pp, 1986.

FÖLDVARY, L., et al. **Gravity Model TUM-2Sp Based on the Energy Balance Approach and Kinematic CHAMP Orbits**, Proceedings 2nd CHAMP Science Meeting 2003, in print.

GARCIA,R. **Local Geoid Determination from Grace mission.** Report N°460 Geodetic Science and Surveying, Department of Civil and Environmental Engineering and Geodetic Science. Thesis, The Ohio State University, 2002.

GERLACH, C., et al. **A CHAMP-only gravity field model from kinematic orbits using the energy integral**; *Geophysical Research Letters*, 30(20), 2037, 2003. 2tes CHAMP Science Meeting: Potsdam, Sep. 1 - 4, 2003.

HEĆIMOVIĆ, Ž., BAŠIĆ, T. **Comparison of CHAMP and GRACE geoid models with Croatian HRG2000 geoid.** 1st General Assembly European Geosciences Union (EGU), Nice, France, from 25–30pp, April 2004.

IAG INTERNATIONAL SYMPOSIUM. **Gravity, Geoid and Space Missions GGSM2004 – Book of Abstracts.** Porto: IAG, 2004. 161p.

JEFFREYS, H. **The determination of the Earth's gravitational field**, Mon. Not. R. Astron. Soc., Geophys. Suppl., 5, 1, 1-22, 1941.

JEFFREYS, H. **The determination of the Earth's gravitational field**, Mon. Not. R. Astron. Soc., Geophys. Suppl., 5, 3, 55-66, 1943.

JEFFREYS, H. **The figures of the Earth and moon**, Mon. Not. R. Astron. Soc, Geophys. Suppl., 5, 7, 219-247, 1948.

JEKELI, C. **The exact transformation between ellipsoidal and spherical harmonic expansion**, manuscript geod 13, 106-113, 1988.

JEKELI, C. **Methods to reduce aliasing in spherical harmonic analyses**, in (Rapp, Nerem, Cazenave, eds) **Global Gravity Field and Temporal Variations IAG Sym 115**, Springer, Berlin, 121-130, 1996.

KAULA, W.M. **Statistical and harmonic analyses of gravity**, J Geophys Res, 64(12), 2401-2421, 1959.

KERN, M. SCHWARZ, K. P. SNEEUW. N. **A study on the combination of satellite, airborne, and terrestrial gravity data**. Department of Geomatics Engineering, The University of Calgary, 2500 University Drive NW, Calgary, Canada T2N 1N4 Journal of Geodesy, 2003.

KIAMEHR, R. **A strategy for determining the regional geoid by combining limited ground data with satellite-based global geopotential and topographical models: a case study of Iran**. J Geod (2006) 79: 602–612pp January 2006 © Springer-Verlag 2006

KOCH, K. WITTE, B. **Earth's gravity field represented by a simple-layer potential from Doppler tracking of satellites**, J. Geophys. Res., 76(35), 8471-8479, 1971.

KÖHNLEIN, W. **The Earth's gravitational field as derived from a combination of satellite data with gravity data**, presented at 14th General Assembly, IUGG, Lucerne, Switzerland, 1967.

KOZAI, Y. **New determination of zonal harmonics coefficients of the Earth's gravitational potential**. Publ.Astron.Soc.Japan. Vol. 16, 263-284pp, 1964.

KRUEGER, C. P.et al. **Teoria do Potencial**. Curso de Pós- Graduação em Ciências Geodésicas. Departamento de Geociências. Setor de Tecnologia. Universidade Federal do Paraná UFPR. Curitiba. 1994.

LELGEMANN, D. **Spherical approximation and the combination of gravimetric and satellite data**, Bulletino di Geodesia e Scienze Affini, XXXII, M4, 1973.

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

MORITZ, H. **Advanced Physical Geodesy**. Abacus Press, Wichmann, 500p. 1980.

NEREM, R. S. KLOSKO, S. M. **Secular variations of the zonal harmonies and polar motion as geophysical constraints**, in Proc. Global Gravity Field and Its

Temporal Variations, Rapp, Cazenave, Nerem (eds), IAG Symposium 16, Springer Berlin, 1996.

PAVLIS, N. **Modeling and estimation of a low degree geopotential model from terrestrial gravity data**, Rpt 386, Dept of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University, Columbus, OH, 478p, 1988.

PAVLIS, N.K. RAPP, R. H. **The development of an isostatic gravitational model to degree 360 and its use in global gravity modeling**, Geophys J Int, 100, 369-378, 1990.

PRIJATNA, K. **A Local Quasigeoid Determination Approach for Jawa Island (Indonesia)**. 3rd FIG Regional Conference Jakarta, Indonesia, October 3-7, 2004.

TAPLEY, B. et al. **An improved model for the Earth's gravity field, in Progress in the Determination of the Earth's Gravity Field**, Rpt 397, Dept of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University, Columbus, OH, 1989.

TAPLEY, B. et al. **The University of Texas Earth gravity model**, presented at the IUGG General Assembly, IAG Sym, G3, Gravity Field Determination from Space and Airborne Measurements, Vienna, Austria, Aug 1991.

TSCHERNING, C.C. **Geoid determination after the first satellite gravity missions**. Department of Geophysics University of Copenhagen DK-2100 Copenhagen Ø, Denmark, 2001.

UOTILA, U.A. **Determination of the shape of the geoid**, Pub. Inst. Geod. Photogr. Cart. No. 7, 90-97, The Ohio State University, Columbus, OH, 1957.

UOTILA, U.A. **Harmonic analysis of worldwide gravity material**, Annalis Academiae Fennicae, Ser. A, 111, Geologica-Geographica., 60, 1-17, 1962.

VETTER, J. **The evolution of Earth gravitational models used in astrodynamics**, Johns Hopkins APL Technical Digest, 15(4): 319-335, 1994.

WEBER, G. ZOMORRODIAN, H. **Regional geopotential model improvement for the Iranian geoid determination**, Bulletin Geodesique, 62, 125-141, 1988.

ZHONGOLOVICH, I.D. **The external gravitational field of the Earth and the fundamental constants related to it**, Acad. Sci. Publ. Inst. Teor. Astron., Leningrad, 1952.

ANEXO I

(Modelos Geopotenciais das décadas de 70, 80 e 90).

Modelos geopotenciais desenvolvidos nos anos 70

				Continua
Modelo	Classe	Ano	Grau/ ordem Máx. Completo	
GEM-1	S	1972	8	
GEM-2	C	1972	16	
GEM-3	S	1972	12	
GEM-4	C	1972	16	
WGS-72	C	1974	19	
GEM-5	S	197	12	
GEM-6	C	1974	16	
GEM-7	S	1976	16	
GEM-8	C	1976	25	
GEM-9	S	1979	20	
GEM-10	C	1979	22	
GEM-10B	C	1978	36	
GEM-10C	C	1978	180	
SAO-SE III	C	1973	18	
GRIM-1	S	1976	10	
GRIM-2	C	1978	23	
OSU-78	C	1978	60	
OSU-79	C	1979	180	

S = Dados rastreados de satélites; C = Soluções Combinadas

Fonte: Rapp (1998)

Modelos geopotenciais desenvolvidos na década de 80

				Continua
Modelo	Classe	Ano	Grau/ordem Máx.completo	
GEM-L2	S	1982	20	
PGS-S4	C	1982	22	
GRIM-3	C	1983	36	
GRIM-3B	C	1984	36	
GRIM-3-L1	C	1985	36	
GEM-T1	S	1988	36	
GEM-T2	S	1989	36	
TEG-1	C	1988	50	
PTGF-4/4A	C	1989	50	
OSU-81	C	1981	180	
Hajela	T	1984	250	
GPM-2	C	1985	200	

Modelos geopotenciais desenvolvidos na década de 80

Modelo	Classe	Ano	Conclusão
			Grau/ordem Máx. completo
OSU-86E,F	C	1986	360
WGS-84	C	1987	180
IFE88-E2	t	1989	360
OSU89A/B	C	1989	360

S = Dados rastreados de satélites; C = Soluções Combinadas; T = Dados somente terrestres; t = Modelos adaptados.

Fonte: Rapp (1998)

Modelos geopotenciais desenvolvidos na década de 90

Modelo	Classe	Ano	Grau/ordem Máx. completo
GEM-T3	C	1992	50
GEM-T3S	S	1992	50
TEG-2B	C	1991	50
GRIM4-S1	S	1991	50
GRIM4-C1	C	1991	50
GRIM4-S3	S	1992	50
GRIM4-C3	S	1992	50
JGM-1	C	1994	60
JGM-2	C	1994	70
JGM-3	C	1994	70
DGM-E04	t	1997	70
GRIM4-S4	S	1997	60
GRIM4-C4	C	1997	72
OSU-91A	C	1991	360
DGFI-92A	C	1992	360
OGE-12	C	1992	360
GFZ-93	C	1993	360
GFZ-95A	C	1995	360
GFZ-96	C	1996	359
Li/Sideris	t	1994	500
DQM-94	t	1996	360
TEG-3	C	1997	70
EGM96	C	1997	360

S = Dados rastreados de satélites; C = Soluções Combinadas; t = Modelos adaptados.

Fonte: Rapp (1998)

APÊNDICE I
(Coordenadas Geodésicas das RNs)

Coordenadas Geodésicas (SIRGAS2000)					
Estação	φ [°]	λ [°]	h_{GPS} [m]	H_{RN} [m]	N_{GPS} [m] ($h_{GPS}-H_{RN}$)
ANAUROLANDIA	-22,1053889090	-52,4307429990	309,1328	313,6260	-4,4932
APIAI	-24,3043808520	-48,5042808750	897,9389	897,4150	0,5239
ASSIS	-22,3943541470	-50,2514955900	563,7307	569,7250	-5,9943
AVARE	-23,0553666930	-48,5530013510	757,5163	762,2290	-4,7127
BARRA_BONITA	-22,2903396070	-48,3251290610	526,1602	532,4260	-6,2658
BAURU	-22,1925672800	-49,0442070330	501,0041	506,9830	-5,9789
BENEDITO_NOVO	-26,4803160980	-49,2132166280	142,3898	139,6660	2,7238
BERN_CAMPOS	-23,0559318850	-49,2937867810	633,7519	638,3340	-4,5821
BITURUNA	-26,0933129010	-51,3317450820	864,1822	858,0530	6,1292
BOCAIUVA_SUL	-25,1228860440	-49,0647416850	977,3244	973,7880	3,5364
BOM_JESUS	-26,4407985060	-52,2339778190	682,8940	676,8970	5,9970
CAMP_M_ALEGRE	-23,3200792140	-48,2559479450	699,7272	703,9020	-4,1748
CAMPO_ALEGRE	-26,1123656670	-49,1601435800	880,7308	876,9080	3,8228
CAMPO_MOURAO	-24,0205466570	-52,2203391590	598,3508	598,7090	-0,3582
CANANEIA	-24,5940931870	-47,5643566600	1,9632	3,6680	-1,7048
CANDIDO_ABREU	-24,3359580920	-51,2015103050	537,1365	536,3560	0,7805
CANOINHAS	-26,1047861270	-50,2347878960	782,7091	778,3960	4,3131
CAPAO_ALTO	-26,5722056980	-50,2903973730	982,0705	975,8240	6,2465
CAPAO_BONITO	-24,0008498140	-48,1852710570	672,8498	674,9040	-2,0542
CASCAVEL	-24,5935852330	-53,3043309720	753,2062	749,3310	3,8752
CESARIO_LANGE	-23,1351430440	-47,5654870730	585,5168	590,4480	-4,9312
CIANORTE	-23,3918618570	-52,3619972520	542,3767	542,9830	-0,6063
CLEVELANDIA	-26,2447125900	-52,2215157640	987,0169	981,1960	5,8209
COLORADO	-22,5018314980	-51,5830191410	440,7854	443,5880	-2,8026
CONCHAS	-23,0123642450	-48,0118560270	486,6682	491,8340	-5,1658
CORN_PROCOPIO	-23,1057092040	-50,3903893040	676,7986	681,0310	-4,2324
CURIUVA	-24,0013103540	-50,2647351590	867,9127	867,7630	0,1497
DION_CERQUEIRA	-26,1512600060	-53,3824983500	835,8184	830,1150	5,7034
DOIS_VIZINHOS	-25,4609761550	-53,0542291530	536,7518	533,7480	3,0038
ELDORADO	-24,3117560740	-48,0634945160	37,4410	40,1140	-2,6730
ESTRELA_NORTE	-22,2907801550	-51,3940857200	407,7692	411,8910	-4,1218
FAXINAL	-23,5929590670	-51,1939270240	788,7526	788,2180	0,5346
FCO_BELTRAO	-26,0212961100	-53,0332488590	551,5784	547,8110	3,7674
FLORESTA	-23,3700525700	-52,0458303000	377,6642	379,5110	-1,8468

Coordenadas Geodésicas (SIRGAS2000)					
Estação	φ [°]	λ [°]	h_{GPS} [m]	H_{RN} [m]	N_{GPS} [m] ($h_{GPS}-H_{RN}$)
FOZ_IGUACU	-25,3524796890	-54,3524832750	158,3079	152,9710	5,3369
GARUVA	-26,0142698960	-48,5120352970	31,2999	29,6550	1,6449
GASPAR	-26,5545356070	-48,5728382570	18,2642	17,4730	0,7912
GOIOERE	-24,1111471510	-53,0002356610	489,1662	488,3660	0,8002
GUAIRA	-24,0504077910	-54,1440697570	259,2386	256,2350	3,0036
GUARAPUAVA	-25,2316953800	-51,3108052740	1069,1988	1065,0560	4,1428
GUARATUBA	-25,5413049710	-48,3412276690	5,4271	5,0160	0,4111
IBAITI	-23,5224610480	-50,1210468620	879,8679	880,9570	-1,0891
ICARAIMA	-23,2346006660	-53,3720081620	363,0251	362,5930	0,4321
IMBITUVA	-25,1335693410	-50,3557468420	879,3599	875,2750	4,0849
IPORANGA	-24,3507379440	-48,3538324280	93,4536	93,8830	-0,4294
IRANY	-26,5809804530	-51,5114402970	1115,0150	1107,6320	7,3830
ITAJAI	-26,5424567450	-48,3942847350	3,7817	3,4590	0,3227
ITAPETININGA	-23,3513892350	-48,0251996620	654,7155	658,7540	-4,0385
ITAPEVA	-23,5856957600	-48,5233106720	680,4125	681,7100	-1,2975
ITARARE	-24,0656730840	-49,2027037030	735,7716	736,3750	-0,6034
JAU	-22,1728335820	-48,3340530780	509,2308	515,6310	-6,4002
JOINVILLE	-26,1838163810	-48,5118167850	11,3965	10,5820	0,8145
JUQUIA	-24,1947185880	-47,3753221050	17,4492	21,1550	-3,7058
LAPA	-25,4612398550	-49,4313603410	921,1053	916,7990	4,3063
LOANDA	-22,5556587620	-53,0807593910	488,4460	489,6230	-1,1770
MAFRA	-26,0820387250	-49,4845581120	792,4795	788,3870	4,0925
MANOEL_RIBAS	-24,3112345880	-51,4018164650	916,0820	915,3370	0,7450
MATELANDIA	-25,1433504020	-53,5844747770	553,5141	549,2310	4,2831
MOEMA	-26,3153925590	-49,5035232480	942,2947	938,3480	3,9467
NAVIRAI	-23,0343150210	-54,1209476120	340,5660	340,0580	0,5080
NOVA_ANDRADINA	-22,1451911190	-53,2050843760	383,7260	383,5690	0,1570
NOVA_LARANJEIRA	-25,1729613930	-52,3440507990	698,9238	696,3510	2,5728
ORIENTE	-22,0910594540	-50,0530928460	599,0476	604,3370	-5,2894
ORTIGUEIRA	-24,1235020010	-50,5529689870	785,0117	783,9590	1,0527
PALMEIRA	-24,3452177520	-48,5719755450	698,4741	697,7240	0,7501
PALOTINA	-24,1815652020	-53,4959486500	348,1800	345,5930	2,5870
PAPANDUVA	-26,2341041800	-50,0945613340	820,5501	816,4340	4,1161
PARAG_PAULISTA	-22,2452162690	-50,3423740480	492,0195	497,8880	-5,8685

Coordenadas Geodésicas das RNs.

Conclusão

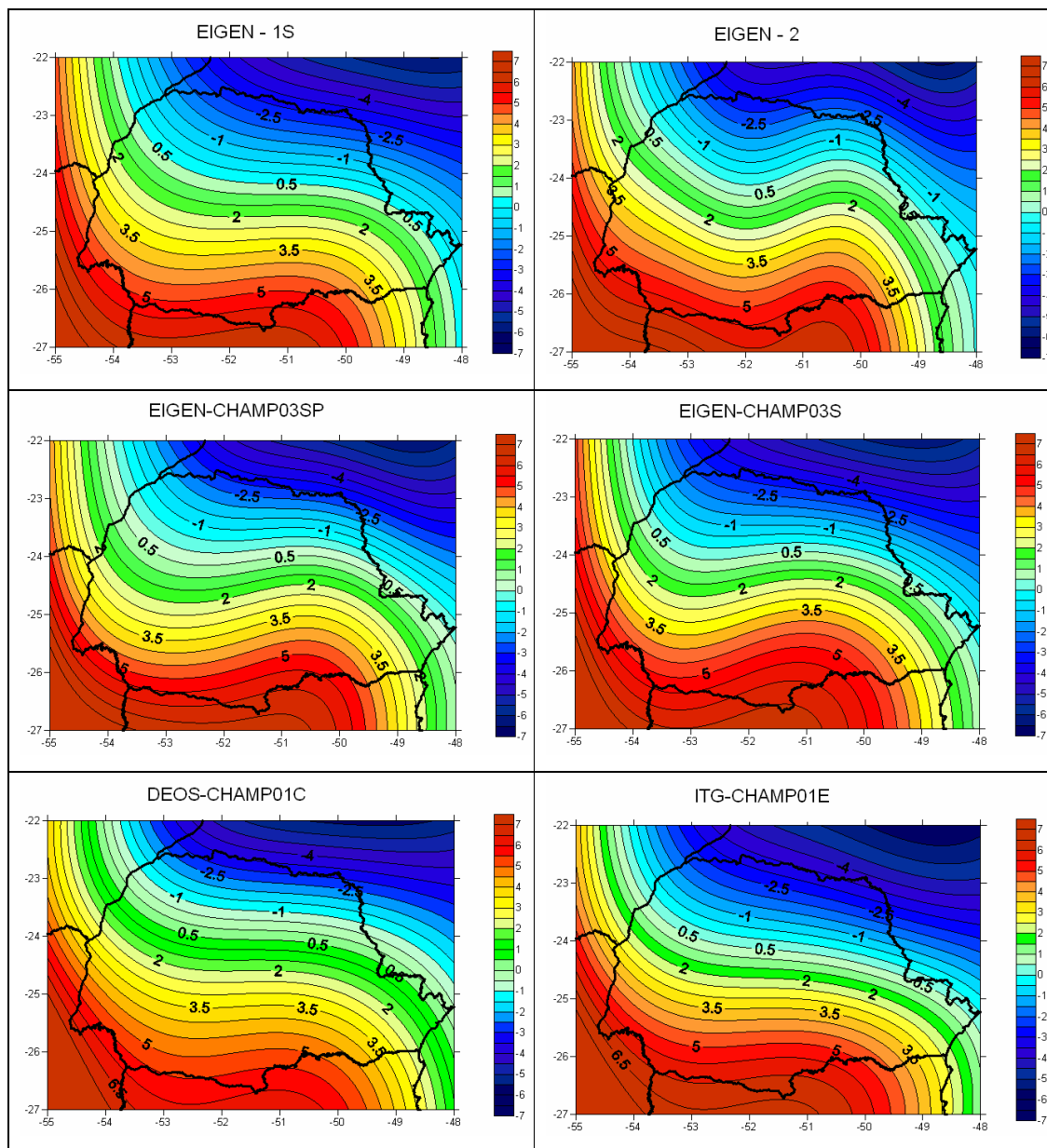
Coordenadas Geodésicas (SIRGAS2000)					
Estação	φ [°]	λ [°]	h_{GPS} [m]	H_{RN} [m]	N_{GPS} [m] ($h_{GPS}-H_{RN}$)
PARANAGUA	-25,3101452930	-48,3023790480	3,6291	3,5390	0,0901
PARANAVAI	-23,0401783310	-52,2812375300	408,7522	410,5490	-1,7968
PICARRAS	-26,4655009000	-48,4006845930	8,5130	8,4030	0,1100
PILAR_SUL	-23,4859757000	-47,4300821200	696,4880	699,8470	-3,3590
PIRACICABA	-22,4235652580	-47,3755843200	542,5512	548,0540	-5,5028
PIRAI_SUL	-24,3002731140	-49,5353476530	1022,1193	1018,4840	3,6353
PLANALTO	-25,4308022070	-53,4533968770	378,8984	374,7940	4,1044
PONTA_GROSSA	-25,0651362540	-50,0920211520	887,2348	882,9520	4,2828
PORTO_FELIZ	-23,1235063360	-47,3135449700	512,1252	516,7270	-4,6018
PRES_PRUDENTE	-22,0702957270	-51,2421386850	399,2251	404,2020	-4,9769
PRUDENTOPOLIS	-25,1246130010	-50,5845400790	762,3975	758,7850	3,6125
REGISTRO	-24,3137806960	-47,5121201170	16,0664	19,0170	-2,9506
RESERVA	-24,3912183620	-50,5119735060	943,7229	941,3910	2,3319
RIBEIRA	-24,3809920440	-48,5953288470	174,9958	173,9830	1,0128
ROLANDIA	-23,1837447290	-51,2209164230	730,7842	733,4120	-2,6278
SALTO_GRANDE	-22,5334647330	-49,5910067950	391,4138	396,8570	-5,4432
SANTA_CECILIA	-26,5447877360	-50,2640466510	1099,5439	1093,8670	5,6769
SANTA_HELENA	-24,5133294670	-54,1955816630	254,6040	250,3430	4,2610
SANTO_ANT_PLATINA	-23,2305495010	-50,0334491050	495,6891	499,3480	-3,6589
SAO_CARLOS	-22,0242367700	-47,5140813710	850,7863	856,9950	-6,2087
SAO_FCO_SUL	-26,1432261260	-48,3824227840	1,9116	1,7970	0,1146
SAO_JERON_SERRA	-23,4212748250	-50,4419418180	917,2398	918,8100	-1,5702
SAO_M_ARCANJO	-23,5320881700	-47,5850425520	680,7537	683,9830	-3,2293
SAO_MANUEL_A	-22,4158979170	-48,3518371720	658,2762	663,9440	-5,6678
SAO_MANUEL_B	-22,4353768460	-48,3415512460	699,5573	705,2980	-5,7407
SIQUEIRA_CAMPO	-23,4117607510	-49,5000671230	622,4862	624,4100	-1,9238
TIETE	-23,0607101150	-47,4251562050	504,2815	509,8120	-5,5305
TOLEDO	-24,4311907920	-53,4318522540	564,2567	560,8840	3,3727
TORRINHA	-22,2738046140	-48,1046443260	819,9023	826,0290	-6,1267
TURVO	-25,0232274600	-51,3223423130	1030,5182	1027,2020	3,3162
UBIRATA	-24,3325479140	-52,5954723300	486,9526	482,5870	4,3656
UMUARAMA	-23,4543476840	-53,1842852720	443,1268	442,5410	0,5858
UNIAO_VITORIA_A	-26,1331666940	-51,0523019060	756,5699	750,9860	5,5839
VIRMOND	-25,2253821630	-52,1205018080	742,9226	739,9620	2,9606

APÊNDICE II

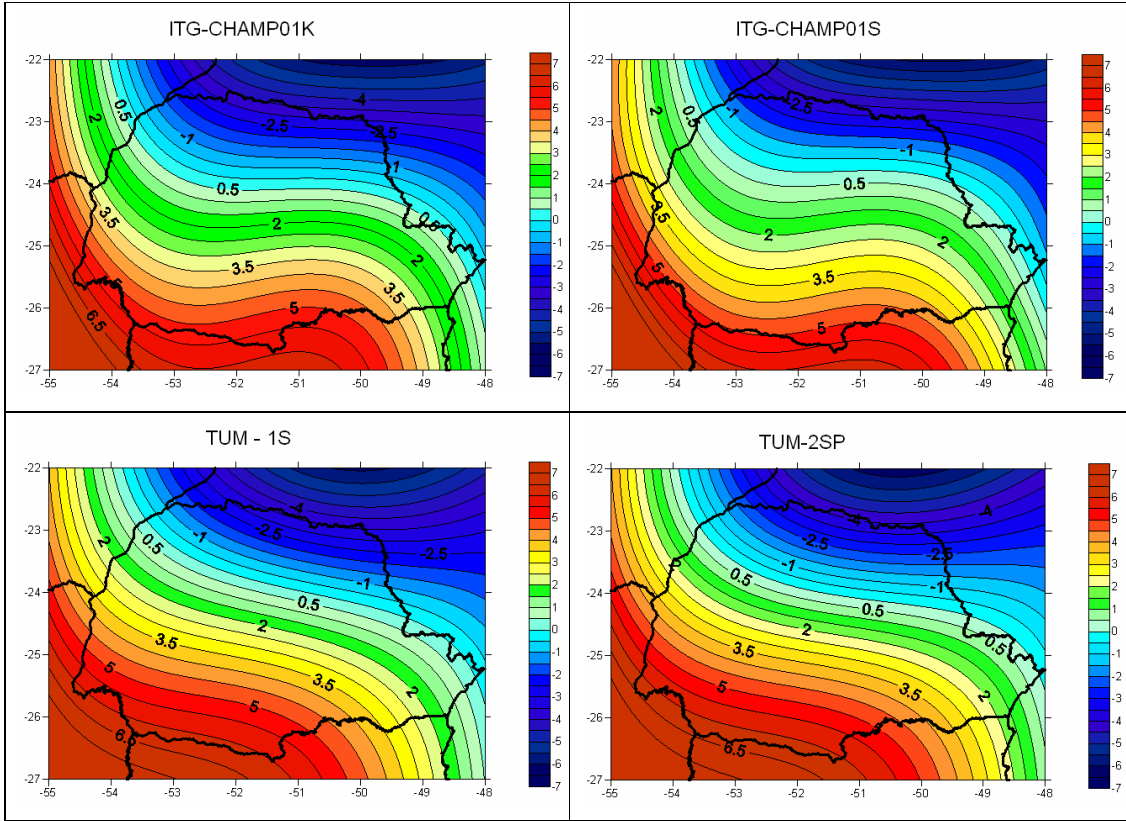
(Representação Gráfica dos Modelos Geopotenciais Globais)

RECORTE DE MODELOS GEOPOTENCIAIS GLOBAIS COM DADOS CHAMP

a)

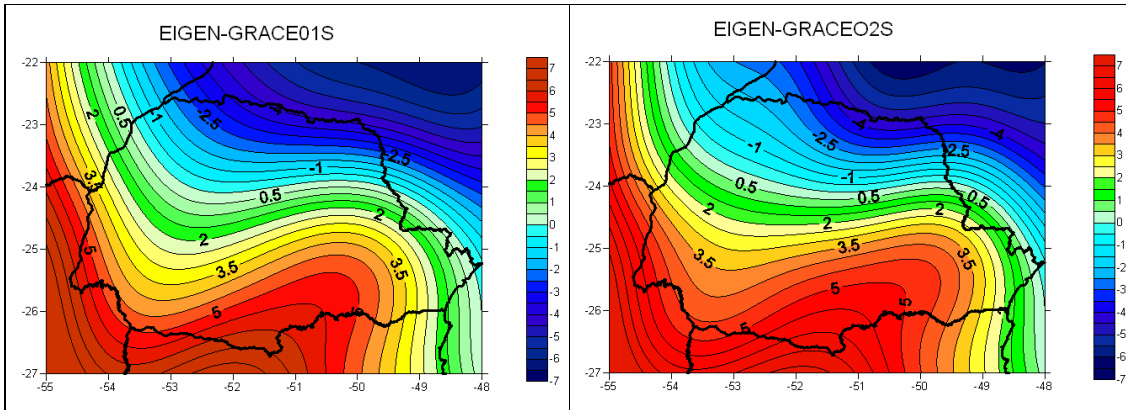


b)

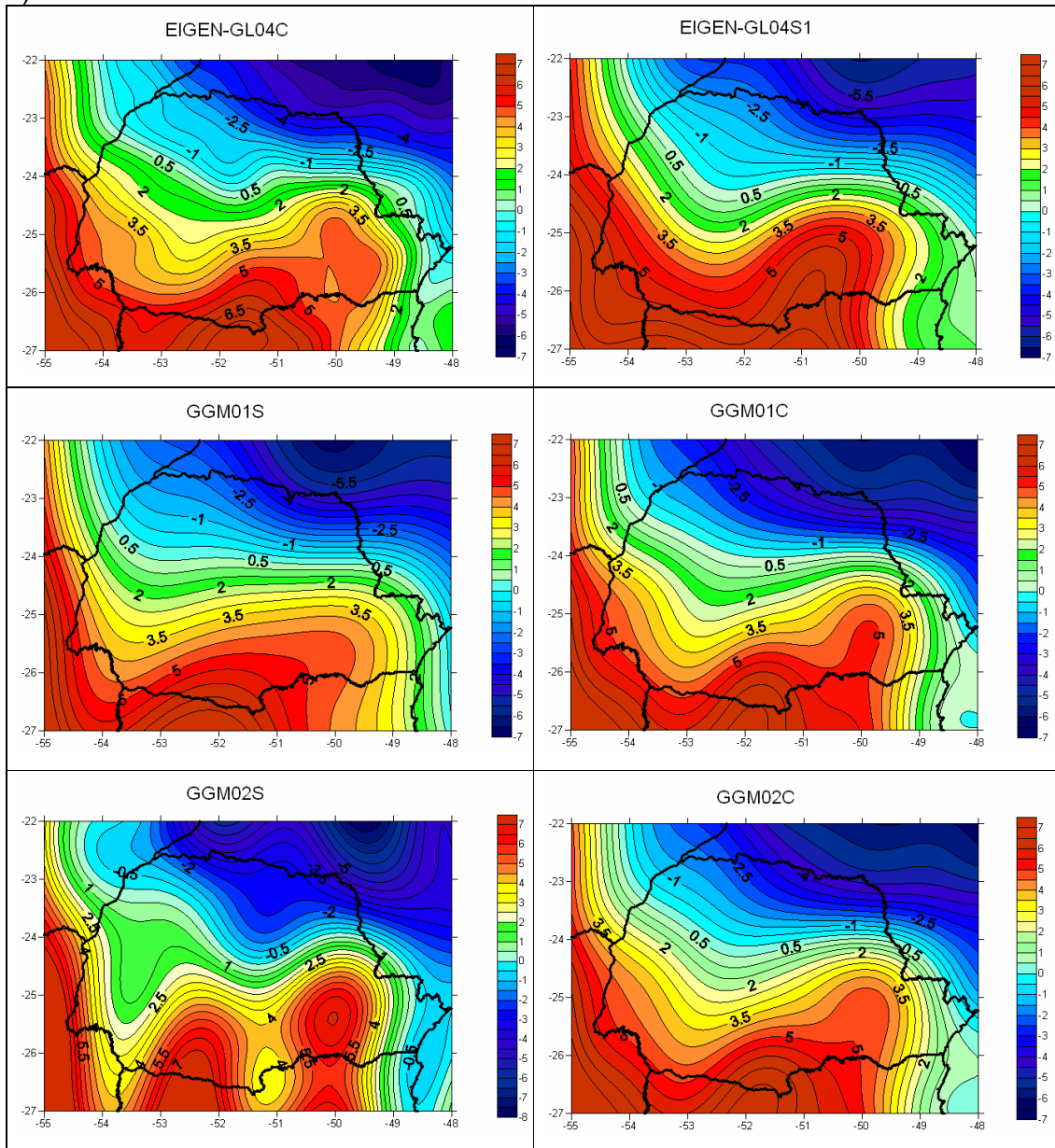


RECORTE DE MODELOS GEOPOTENCIAIS GLOBAIS COM DADOS GRACE

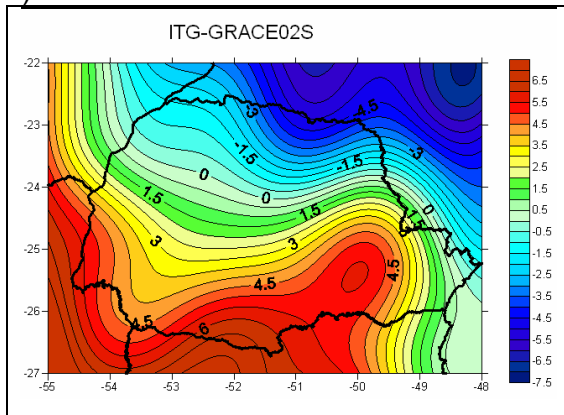
a)



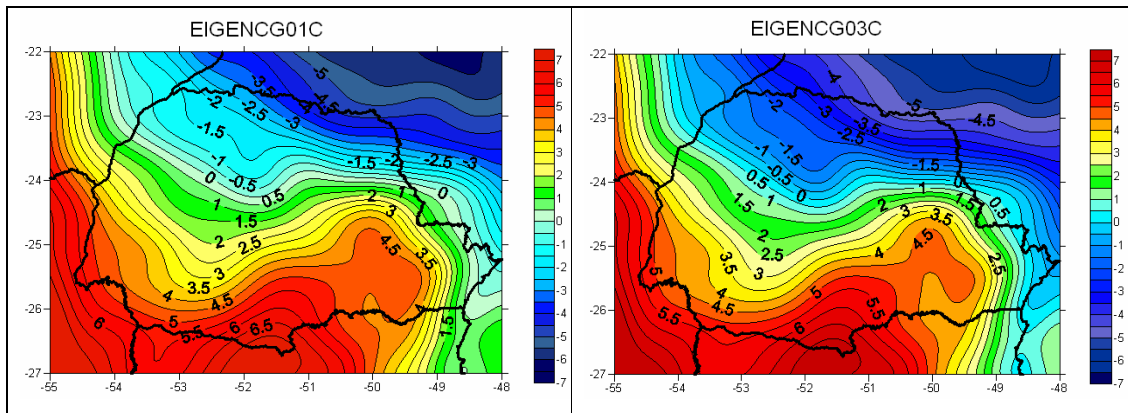
b)



c)



RECORTE DE MODELOS GEOPOTENCIAIS GLOBAIS COM DADOS CHAMP E GRACE.



APÊNDICE III

(Programa de filtragem IFFT2 em Matlab)

```

%-----
% PROGRAMA FILTRAGEM PARA MODELOS REGIONAIS DO ESTADO DO PARANÁ
%-----
%   PROGRAMA CRIADO...                05.07.2007 BY K.P.JAMUR,
%                                       UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
%                                       Embasamento teórico BY Hans-Georg Wenzel
%                                       Loapass Filtering of Topography Using 2D FFT
%-----

%Ler arquivo
clear
arquivo='CMQ.dat';
fid=fopen(arquivo,'r');
m3t=fscanf(fid,'%f %f %f',[3 inf]);
fclose(fid);
fprintf('leitura arquivo OK\n');
m3=m3t;
x=m3(:,1);
y=m3(:,2);
z=m3(:,3);

%*****
% CONVERSAO DAT --> MAT

nlin=72;
ncol=100;
zz=reshape(z,[ncol nlin]);
matriz=zz;
save('ZCMQ', 'matriz');
load ZCMQ.mat
n=72;
m=100;
z=matriz;

%*****
%Calculo de fft2
[n,m]=size(z);
Z=fft2(z);
A=log(abs(Z(1:n/2,1:n/2)));

%*****
%Definição do filtro
h=0*z;
kn=5;
km=5;
knkm=1./(kn*km);
h(1:kn,1:km)=ones(kn,km)*knkm;
H=fft2(h);

%*****
%Calculo de ifft2
Z=H.*Z;
zz1=ifft2(Z);
zz1=real(zz1);
Z1=zz1(:);
%*****
%Plotagem
figure(1);
surf(zz1);

```