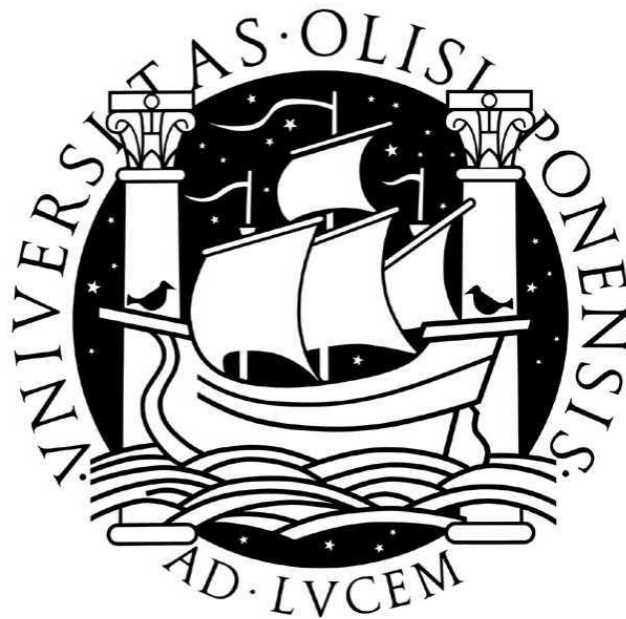


UNIVERSIDADE DE LISBOA

FACULDADE DE CIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA GEOGRÁFICA, GEOFÍSICA
E ENERGIA



Determinação do Ajustamento Glacial Isostático com GPS

Nuno Miguel Cirne Serrano Mira

MESTRADO EM ENGENHARIA GEOGRÁFICA

2011

UNIVERSIDADE DE LISBOA

FACULDADE DE CIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA GEOGRÁFICA, GEOFÍSICA
E ENERGIA



Determinação do Ajustamento Glacial Isostático com GPS

Nuno Miguel Cirne Serrano Mira

Dissertação orientada pelo Professor Doutor Virgílio de Brito
Mendes

MESTRADO EM ENGENHARIA GEOGRÁFICA

2011

Índice

Índice.....	i
Índice de Figuras	iii
Índice de Tabelas	vi
Lista de Acrónimos	vii
Resumo	ix
Abstract	x
Agradecimentos.....	xi
1 Introdução.....	1
1.1 Estudos anteriores.....	3
1.1.1 AGI na <i>Fennoscandia</i> - Projeto BIFROST	4
1.1.2 AGI no Canadá.....	8
1.1.3 AGI na Antártica	10
1.2 Objetivos	12
1.3 Estrutura da dissertação.....	12
2 O Ajustamento Glacial Isostático	14
2.1 As épocas Glaciares.....	14
2.2 Conceito de Isostasia	15
2.3 Geofísica do Ajustamento Glacial Isostático.....	17
2.4 Técnicas de Geodesia Espacial.....	19
2.4.1 DORIS – <i>Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite 20</i>	
2.4.2 GPS – <i>Global Positioning System</i>	21
2.4.3 GOCE - <i>Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer</i>	25
2.4.4 GRACE - <i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i>	26
2.4.5 SLR - <i>Satellite Laser Ranging</i>	28
2.4.6 VLBI - <i>Very-Long Baseline Interferometry</i>	30
2.5 Modelos de AGI.....	32
2.5.1 ICE-5G	35

2.5.2	German Research Center for Geosciences	35
2.5.3	Kaufmann	36
2.5.4	Lambeck.....	36
2.5.5	Milne and Mitrovica.....	36
2.5.6	Sabadini, Spada et al.....	37
2.5.7	Wu.....	37
2.5.8	Zhong, Paulson and Wahr	38
2.6	Observações do AGI	39
3	Dados	42
3.1	Processamento com GAMIT/GLOBK.....	43
3.1.1	Introdução ao GAMIT/GLOBK	43
3.1.2	Processamento GAMIT/GLOBK	46
3.2	GGMatlab	47
3.2.1	Determinação das velocidades	49
3.3	Análise de resultados	54
4	Discussão	60
4.1	Comparação com outros dados	60
4.1.1	GPS.....	60
4.1.2	GRACE.....	67
4.1.3	Observações do Nível Médio do Mar.....	72
4.1.4	Comparação com ICE 5G.....	76
5	Conclusões e Trabalho Futuro.....	80
	Referências	83
	Anexo A – Tabelas das estações utilizadas por Argus and Peltier [2010] para constranger o Modelo ICE-5G VM2 T90 ROT.....	A - 1

Índice de Figuras

Figura 1 – Soerguimento da <i>Fennoscandia</i> relativo a 1892 -1991, em mm/ano [Ekman and Mäkinen, 1996].	3
Figura 2 – Rede de estações do Projeto BIFROST [Bergstand <i>et al.</i> , 2005].	5
Figura 3 – Rede BIFROST estendida [Lidberg <i>et al.</i> , 2010].	6
Figura 4 – Velocidades verticais observadas na <i>Fennoscandia</i> [Lidberg <i>et al.</i> , 2010].	7
Figura 5 – Velocidades verticais observadas por GPS [Sella <i>et al.</i> , 2007].	8
Figura 6 – Rede de marégrafos e rede de nivelamento [Koohzare <i>et al.</i> 2008].	9
Figura 7 – Movimentos Verticais da Crusta (VCM) [Koohzare <i>et al.</i> , 2008].	10
Figura 8 – Velocidades verticais da crosta na Antártica [Bevis <i>et al.</i> , 2009].	11
Figura 9 – Medição do AGI (a) e respetivo desvio padrão (b) [Riva <i>et al.</i> , 2009].	11
Figura 10 – Evolução da temperatura da Terra nos últimos 420 000 anos [Petit <i>et al.</i> , 1999].	14
Figura 11 – Esquema explicativo da Teoria da Isostasia segundo Pratt-Hayford [Miranda <i>et al.</i> , 2007].	16
Figura 12 – Esquema do Modelo de Airy-Heiskanen para a Isostasia [Miranda <i>et al.</i> , 2007].	16
Figura 13 – Esquema da compensação regional de Meinesz [Conrad, 2011].	17
Figura 14 – Esquema dos movimentos conhecidos da crosta e do manto devido à carga glacial (adaptada de Henton <i>et al.</i> [2006]).	18
Figura 15 – Esquema do Ajustamento Glaciar Isostático, demonstrando os movimentos conhecidos da crosta e do manto (adaptada de Henton <i>et al.</i> [2006]).	18
Figura 16 – Estações DORIS visíveis do JASON-1 [IDS, 2011].	20
Figura 17 – Missões DORIS [AVISO, 2011].	21
Figura 18 – Imagem de um satélite do Bloco IIR [LAAF, 2011].	23
Figura 19 – Estações IGS. [IGS, 2010].	25
Figura 20 – Solução de Geóide GOCE [ESA, 2011].	26
Figura 21 – Esquema de funcionamento da missão [CSR, 2011].	28
Figura 22 – Estação SLR do GSFC em operação [NASA, 2011].	28
Figura 23 – Rede global de estações do ILRS [Pearlman <i>et al.</i> , 2002].	29
Figura 24 – Princípio de funcionamento do VLBI [GSFC, 2011].	31
Figura 25 – Rede de estações VLBI da IVS [2011].	32
Figura 26 – Estrutura radial da Terra em função das propriedades físicas [INETI, 2010].	33
Figura 27 – Estrutura radial da Terra em função das propriedades químicas [INETI, 2010].	33

Figura 28 – Série temporal da estação METS.....	49
Figura 29 - Série temporal de METS após a execução do <i>detrend</i>	50
Figura 30 – Série temporal de HOFN.....	50
Figura 31 – Série temporal de REYK, com evidência de um salto na componente vertical, em 2003.	51
Figura 32 – Série temporal de REYK após a determinação da velocidade, antes da inserção de uma quebra em 2003.....	51
Figura 33 – Série temporal de REYK após a determinação da velocidade depois da inserção da quebra em 2003.	52
Figura 34 – Mapa Global de velocidades verticais observadas por GPS.	55
Figura 35 – Mapa de velocidades verticais observadas por GPS da região da <i>Fennoscandia</i> e região adjacente do Nordeste da Europa.....	55
Figura 36 – Mapa de velocidades verticais observadas por GPS para o continente norte-americano e Gronelândia (latitudes superiores a 40° N).....	57
Figura 37 – Mapa das velocidades verticais observadas por GPS na Antártica.	58
Figura 38 – Mapas de soerguimento para a América do Norte (parte dos EUA e Canadá) e Gronelândia, de acordo com Sella <i>et al.</i> [2007] (esquerda) e esta dissertação (direita).	62
Figura 39 – Série temporal de OHI3.	66
Figura 40 – Gráfico da série temporal de PALM.	67
Figura 41 – AGI no hemisfério Norte determinado por GRACE [Poutanen and Ivins, 2010].	68
Figura 42 – Variações da gravidade, em $\mu\text{Gal}/\text{ano}$, determinadas com base nas soluções mensais do GRACE do GFZ (a), CSR (b) e ITG (c) [Steffen <i>et al.</i> , 2009]. ...	69
Figura 43 – Distribuição das estações de gravimetria absoluta da <i>Fennoscandia</i> , e respectivas linhas de subida em $\mu\text{Gal}/\text{ano}$ [Steffen <i>et al.</i> , 2009].	69
Figura 44 – Variação de massa equivalente de água na região da <i>Fennoscandia</i> [Ivins and Wolf, 2008].....	70
Figura 45 – Estimativa da taxa de variação do campo gravítico [Wal <i>et al.</i> 2008].	71
Figura 46 – Variação de massa determinada por soluções GRACE do CSR [Ivins and Wolf, 2008].	71
Figura 47 – Variação de massa equivalente de água na Antártica, em mm/ano [Gunter <i>et al.</i> , 2009].	72
Figura 48 – À esquerda mapa de soerguimento determinado por Ekman and Mäkinen [1996], à direita mapa de soerguimento calculado nesta dissertação.	73
Figura 49 – Mapa de movimentos verticais da crosta (VCM) para parte do Canadá [Koohzare <i>et al.</i> , 2008].	76

Figura 50 – Velocidades verticais observadas na EURASIA, em mm/ano [Argus and Peltier, 2010].	77
Figura 51 – Velocidades verticais observadas na América do Norte, em mm/ano [Argus and Peltier, 2010].....	78
Figura 52 – Velocidades de verticais da Antártica [Bevis <i>et al.</i> , 2009].....	79

Índice de Tabelas

Tabela 1 – Lista de Estações IGS usadas na determinação do AGI.	42
Tabela 2 – Velocidades determinadas e comparação de Incertezas.....	53
Tabela 3 – Estações localizadas na região da <i>Fennoscandia</i>	56
Tabela 4 – Estações localizadas no Canadá e Gronelândia.	57
Tabela 5 – Estações localizadas na região da Antártica.	59
Tabela 6 – Comparação de resultados das estações comuns com Lidberg <i>et al.</i> [2010].	61
Tabela 7 – Comparação de resultados das estações comuns com Sella <i>et al.</i> [2010].	63
Tabela 8 – Comparação de resultados das estações comuns com Bevis <i>et al.</i> [2009].	65
Tabela 9 – Estações maregráficas utilizadas por Koohzare <i>et al.</i> [2008].....	74

Lista de Acrónimos

AGI - Ajustamento Glacial Isostático

BIFROST - *Baseline Inferences for Fennoscandia Rebound Observations, Sea-Level and Tectonics*

CORS – *Continuously Operating Reference Stations*

CSR - *Center for Space Research*

DORIS – *Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite*

EPN – *EUREF Permanent Network*

ESA – *European Space Agency*

EUA - Estados Unidos da América

EUREF – *IAG Reference Frame Sub-Commission for Europe*

FinnRef – *Finnish Permanent GPS Network*

GFZ - *GeoForschungZentrum, Postdam, Alemanha*

GGOS - *Global Geodetic Observing System*

GLONASS - *Global'naya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema ou Global Navigation Satellite System*

GMT - *Greenwich Mean Time*

GNSS - *Global Navigation Satellite System*

GOCE - *Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer*

GPS - *Global Positioning System*

GRACE - *Gravity Recovery and Climate Experiment*

JPL - *Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, Califórnia, EUA*

IAG – *International Association of Geodesy*

IERS – *International Earth Rotation and Reference Systems Service*

IGS – *International Geodetic Service*

ILRS – *International Laser Ranging Service*

ITRF - *International Terrestrial Reference Frame*

IVS – *International VLBI Service*

LLR – *Lunar Laser Ranging*

MIT – *Massachusetts Institute of Technology*

NLS – *National Land Survey of Sweden*

OSO – *Onsala Space Observatory*

PREM – *Preliminary Reference Earth Model*

PSMSL – *Permanent Service for Mean Sea Level*

QZSS – *Quasi-Zenith Satellite System*

RINEX – *Receiver Independent Exchange Format*

RSL – *Relative Sea Level*

SATREF – *SATellitebasert REFeransesystem* – Rede de Estações de Referência da Noruega

SERVIR – *Sistemas de Estações de Referência GPS Virtuais*

SINEZ – *Solution (Software/technique) Independent Exchange Format*

SLR – *Satellite Laser Ranging*

SOPAC – *Scripts Orbit and Permanent Array Center*

SWEPOS - *Swedish permanent GPS network*

UNAVCO – *University NAVSTAR Consortium*

UT - *Universal Time*

UTC – *Coordinated Universal Time*

TAI – *Temps Atomique International (Tempo Atómico Internacional)*

VLBI - *Very-Long Baseline Interferometry*

WAGN – *West Antarctic GPS Network*

Resumo

As épocas glaciares ocorrem na Terra desde há vários milhões de anos com uma periodicidade de aproximadamente 100 mil anos, deixando marcas visíveis na crosta terrestre e provocando alterações na distribuição das massas no interior da Terra. A última época glacial terminou há aproximadamente 12 mil anos e o regresso ao estado de equilíbrio da crosta origina o Ajustamento Glaciar Isostático (AGI). Nesta dissertação são apresentadas novas estimativas para as velocidades verticais da crosta baseadas na análise de séries temporais GPS, com um máximo de de 11 anos de observação. As incertezas associadas a estas estimativas foram determinadas de modo a refletirem um valor realista, sendo possível obter as velocidades verticais com incertezas inferiores a 1 mm/ano. As velocidades e incertezas determinadas nesta dissertação foram comparadas com estimativas determinadas com GPS por outros investigadores para as referidas regiões. É também feita a comparação com as velocidades propostas por outras técnicas de observação geodésica, nomeadamente com as velocidades verticais resultantes de observações de marégrafos, de observações gravimétricas, de estimativas do satélite GRACE e das previsões dadas pelo modelo ICE-5G. Desta comparação foi possível observar que os padrões das velocidades verticais da crosta na *Fennoscandia*, apresentados nesta dissertação, são concordantes com os resultados dos trabalhos comparados, apesar desta dissertação apresentar globalmente incertezas menores. Na região do Canadá o padrão de soerguimento da crosta é ligeiramente diferente do apresentado por outros trabalhos, no entanto, verifica-se que a região de maior velocidade vertical da Crosta é a região Oeste da Baía de Hudson. Para a região da Antártica é observável a velocidade de soerguimento para a região Oeste da Antártica, que apresenta uma clara tendência de soerguimento, enquanto a região Este apresenta tendência de subsidência.

Palavras-chave: Ajustamento Glaciar Isostático, Geodesia Espacial, Glaciologia, GPS, Isostasia.

Abstract

Ice ages have been occurring on Earth for several millions of years with a period of about 100 thousand years, leaving visible marks on the Earth's crust and making changes in the mass distribution in Earth's interior. The last ice age ended over 12 thousand years ago and since then the melting of the glaciers induces an uplift of the crust, denominated Glacial Isostatic Adjustment (GIA). In this dissertation it is presented new estimates for the vertical crustal velocities based in the analysis of GPS time series, with a maximum of 11 years of observations. The associated uncertainties were determined using the concept of realistic sigma, and their values are below 1 mm/year. The velocities and uncertainties presented in this dissertation were compared with the estimates determined by other researchers for the same regions. The comparison with the velocities proposed by other geodetic techniques is also performed, namely with the velocities resulting from tide gauge observations, gravity observations, estimates by GRACE, and with the velocities given by the ICE-5G model. In this comparison it was possible to observe that the patterns of vertical crustal velocities in Fennoscandia, presented in this dissertation are consistent with the results of the comparison, although this dissertation has globally smaller uncertainties. In the region of Canada the pattern of uplift of the crust is slightly different than in other studies, however, it appears that the region of greater vertical velocity of the crust is the region west of Hudson Bay. For the Antarctic region, the West Antarctic region shows a clear trend of uplift, whereas the eastern region has a subsidence trend.

Key words: Glacial Isostatic Adjustment, Glaciology, GPS, Isostasy, Space Geodesy.

Agradecimentos

Agradeço ao Professor Doutor Virgílio Mendes, meu orientador, pela disponibilidade, pelo interesse, pela disponibilização de dados e informação essencial à realização desta dissertação e pelo modo excepcional como me orientou.

Agradeço ao Instituto Geográfico do Exército como um todo e, particularmente, ao Tenente-Coronel Engenheiro Geógrafo Gago Afonso, por me ter aconselhado o Professor Doutor Virgílio Mendes como orientador, ao Tenente-Coronel Engenheiro Geógrafo Rui Dias, à respetiva esposa e ao Major Engenheiro Geógrafo Rui Teodoro, pelo acompanhamento e aconselhamento durante o período de realização desta tese.

Quero, também, agradecer à Dr.^a Pippa Whitehouse da Universidade de Durham pela simpatia e rapidez com que respondeu aos *e-mails* que lhe enviei.

Um agradecimento especial ao Dr. Donald Argus, do *Jet Propulsion Laboratory* da NASA, pela disponibilidade e rapidez nas respostas aos *e-mails* e por toda a informação disponibilizada, que foi essencial para a análise e comparação dos resultados obtidos com o modelo ICE-5G (VM2).

Agradeço à minha família, ao meu Pai, à minha Mãe, à minha Mulher e aos meus Filhos, a compreensão, o carinho e a força que me deram para a conclusão desta dissertação. A todos dedico o trabalho, de uma forma especial aos meus filhos, porque a eles o futuro pertence.

1 Introdução

O domínio de intervenção da Engenharia Geográfica inclui, entre outros atos, a determinação de posição e a produção de informação geo-referenciada. Na área da Geodesia inclui, mais concretamente, medições de alta precisão aplicadas à Geodinâmica e ao controlo de grandes estruturas [OE, 2010].

A determinação de posições de alta precisão ao longo do tempo permite derivar informações de velocidades referentes ao período de observação. A evolução tecnológica permitiu a melhoria da qualidade das observações; no entanto, o grande salto foi a introdução de técnicas espaciais para observações geodésicas. As principais técnicas espaciais de observação geodésica são:

- Os meios GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*), que atualmente englobam o GPS (*Global Positioning System*), o GLONASS (*Global Navigation Satellite System*) e respetivas ampliações; futuramente incluirão também o *Galileo* e o *Beidou II*;
- VLBI (*Very Long Baseline Interferometry*);
- DORIS (*Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite*);
- SLR/LLR (*Satellite Laser Ranging/Lunar Laser Ranging*);
- Missões gravimétricas, como o GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*), o GOCE (*Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer*) e o CHAMP (*CHALLENGING Minisatellite Payload*).

Na década de 1990 verificou-se o aparecimento e adensamento de redes de observação e monitorização com GPS. Estas redes permitem observações geodésicas de elevada precisão, permitindo a deteção de movimentos da crosta a nível local, regional e/ou global. Estas observações servem de prova a muitas das teorias que foram desenvolvidas, como a teoria da Tectónica de Placas, de Carga Oceânica e do Ajustamento Glacial Isostático (AGI), e permitem ainda a observação de terremotos e seus efeitos em termos globais e a modelação atmosférica, entre outras finalidades e possibilidades, que ainda estão em desenvolvimento.

Duas das redes de observação GPS que mais contribuíram para a observação do AGI por GPS foram a SWEPOS (*Swedish permanent GPS network*) [SWEPOS, 2010] e a FinnRef (*Finnish Permanent GPS Network*) [FinnRef, 2010], que integram o Projeto BIFROST (*Baseline Inferences for Fennoscandia Rebound Observations, Sea-Level and Tectonics*) [BIFROST, 2010] para monitorizar o AGI na *Fennoscandia*. As redes

de estações IGS (*International GNSS Service*) e EPN (*EUREF Permanent Network*), também se revelam de grande importância, pois fornecem dados de elevada qualidade e produtos derivados para apoio à investigação na área das Ciências da Terra. Estas redes (IGS e EPN) servem, assim, de referência para outras redes GNSS, como as já referidas e as redes nacionais de diversos países, que entretanto se vieram a desenvolver. Recentemente, quer o número de redes nacionais, quer o número de estações associadas a estas redes teve um crescimento relevante.

A escolha do tema do Ajustamento Glacial Isostático esteve relacionada com a sua importância e atualidade, dada a necessidade do conhecimento dos movimentos reais da crosta em determinadas zonas da Terra. Estes movimentos têm consequências reais na vida de muitos milhões de pessoas, pois mais de 26 milhões de pessoas habitam em regiões afetadas pelo AGI [CIA, 2010; NRCAN, 2010]. Este processo, de grande importância Geofísica, com alteração das condições ambientais, tem tido um grande impacto na atividade humana, obrigando ao deslocamento das populações, para que estas possam manter um contacto próximo com o mar, o que é provado por vários achados arqueológicos. O AGI está documentado desde 1491, quando a população de Österhammar (Suécia) se queixou ao Arcebispo de que a cidade já não era acessível por mar e solicitou permissão para mudar a localização da cidade, o que foi conseguido [Seppälä, 2005].

Em termos científicos, o AGI é um processo de regresso ao estado de equilíbrio, após o desaparecimento da carga glacial e revela-se como uma das mais importantes fontes de informação sobre o interior da Terra. Através da reconstituição da evolução das linhas de costa ao longo da história, é possível inferir a velocidade com que a crosta se movimenta. Com base nessa informação e associada à informação sobre as cargas exercidas na crosta, quer de origem glacial, quer de origem hidrológica, é possível obter nova informação sobre a estrutura interna da Terra e inferir possíveis valores de viscosidade e elasticidade sobre os materiais que constituem o manto e a crosta. Com base no conhecimento rigoroso do AGI, é possível reconstruir parte da história de glaciações da Terra. É ainda possível validar, consolidar e melhorar modelos de Terra, aumentando, deste modo, a capacidade de previsão sobre alguns dos fenómenos geofísicos próprios da Terra.

A evolução que se verificou, nos últimos anos, em termos tecnológicos conduziu a uma maior globalização do mundo. Essa evolução observou-se também na língua Portuguesa. Assim houve a opção de escrever esta dissertação ao abrigo do novo acordo ortográfico.

1.1 Estudos anteriores

Tal como já foi referido, o AGI é observado desde há vários séculos, com o primeiro registo escrito a surgir em 1491 [Seppälä, 2005]. No século XVIII aparecem os registos com finalidade científica; atualmente, os pequenos movimentos da crosta relacionados com o AGI são observados com as técnicas de Geodesia Espacial [Ekman, 2001].

As observações científicas dos mareógrafos no mar Báltico, alguns com mais de 100 anos, demonstram uma tendência de recuo do nível do mar observado, que é associado a uma tendência de movimento de subida da crosta observável [Ekman, 1995]. Na Figura 1 está representada a velocidade desse movimento, em mm/ano, determinado pela variação do nível do mar, com base em observações mareográficas e relativo ao período 1892 -1991 [Ekman and Mäkinen, 1996].

Por outro lado, as observações geodésicas clássicas, nomeadamente o nivelamento geométrico e as observações gravimétricas também permitem observar um soerguimento da crosta [Mäkinen *et al.*, 2003].

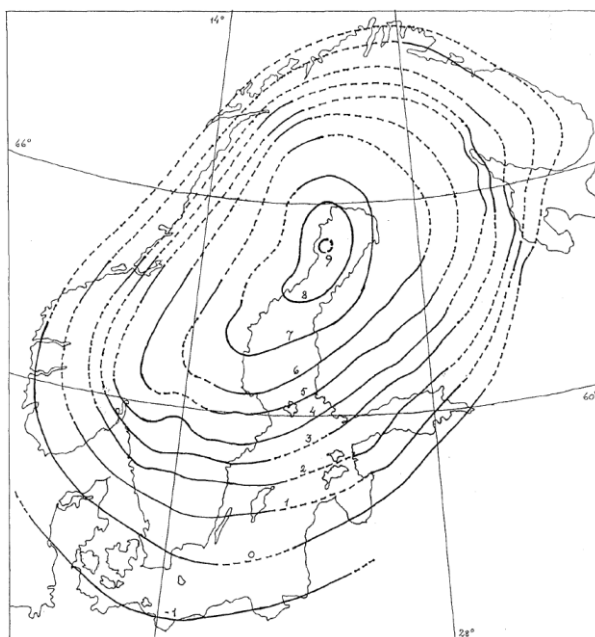


Figura 1 – Soerguimento da *Fennoscandia* relativo a 1892 -1991, em mm/ano [Ekman and Mäkinen, 1996].

A evolução das técnicas de Geodesia Espacial permitiu um aumento do volume de dados de observação. A criação de redes de observação GPS e a construção de estações de observação por VLBI e SLR permitiram densificar as redes de observação e monitorização já existentes, complementando as mesmas. Por outro lado, as missões de observação a partir do espaço, como o caso do GRACE e GOCE, permitem a obtenção de informação relativa ao campo gravítico terrestre e respetiva

variação temporal. Esta informação gravimétrica permite inferir as variações de massas ocorridas na crosta e no interior da Terra, tornando-se, por isso, num grande contributo à observação do AGI.

Para além da *Fennoscandia*, existem movimentos verticais da crosta associados ao AGI na Gronelândia, Norte do Canadá e Antártica. Devido às consequências económicas e sociais e ao elevado interesse científico que os movimentos da crosta provocam, foram criadas redes de monitorização GPS. As redes mais conhecidas são as associadas ao Projeto BIFROST, a WAGN (*West Antarctic GPS Network*) de observação na Antártica e a CORS (*Continuously Operating Reference Stations*), nos EUA (Estados Unidos da América).

1.1.1 AGI na *Fennoscandia* - Projeto BIFROST

A rede do Projeto BIFROST foi criada em 1993 e consiste numa rede de investigação e monitorização de movimentos da crosta e do nível do mar através da utilização de sistemas de Geodesia Espacial e na inversão de observações para resolver parâmetros geofísicos, como a viscosidade do manto [Scherneck *et al.*, 1998]. A rede BIFROST inclui a maioria das estações permanentes da SWEPOS e da FinnRef, num total de 83 estações permanentes de observação [Johansson *et al.*, 2009]. Na Figura 2 está representada esta rede, que inclui ainda as estações IGS de Riga e Tromsøe. Esta rede foi cuidadosamente desenhada e construída, sendo que a maioria das estações tem os alicerces em rocha firme do período Pré-câmbrico ou na rocha mãe metamórfica e com monitorização da estabilidade local. De modo a atenuar as grandes variações de temperatura da região, foram incorporados sensores nas estações. Se a variação da temperatura for superior a 50°C, as variações verticais da posição são suprimidas. Ambas as redes, SWEPOS e FinnRef, utilizam recetores de dupla frequência em código e em fase e antenas do tipo *choke ring*.

Scherneck *et al.* [1998] estimaram os movimentos tridimensionais na região da *Fennoscandia* com base em 800 dias de observações da SWEPOS, desde Agosto de 1993 a Maio de 1996. Esta rede foi estabelecida em 1993, pelo OSO (*Onsala Space Observatory*) e pelo NLS (*National Land Survey*) da Suécia. As observações de dupla frequência em fase e de pseudo-distância são processadas no centro regional de cálculo da OSO utilizando o *software* GIPSY, e determinados períodos são processados utilizando o Bernese, para determinação e eventual modelação dos erros. É feita a correção dos erros por modelação, o que permite uma primeira solução individual, em vez do processamento por bases, para parâmetros iniciais das equações de observação. Em termos de ajustamento, foi considerada a rede livre, em

que as posições das estações foram consideradas pouco constrangidas. Cada solução diária é baseada em 30 horas de observações, centradas nas 12:00:00 UTC (*Coordinate Universal Time*). Antes do cálculo das velocidades das estações, as posições diárias são transformadas para ITRF (*International Terrestrial Reference Frame*). É ainda feito um segundo mapeamento, num referencial fixo às estações de controlo, de modo a reduzir o efeito do movimento tectónico. Após estes procedimentos, os autores analisaram o movimento residual.

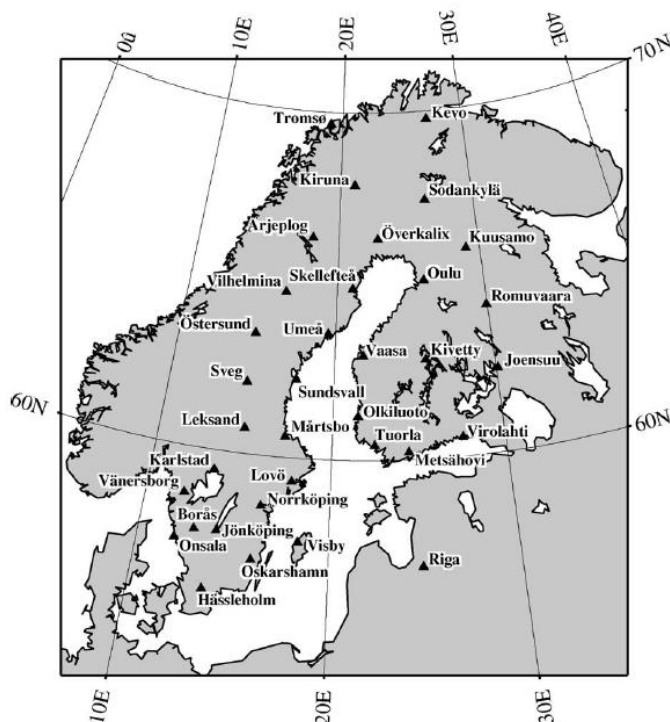


Figura 2 – Rede de estações do Projeto BIFROST [Bergstand *et al.*, 2005].

Bergstand *et al.* [2005] processaram 2500 dias de observação da rede BIFROST, para estimar a variação das componentes das bases (longitudinal, transversal e vertical). Esta opção foi justificada devido à maior robustez da solução por bases e porque o efeito dos erros comuns é muito reduzido. Para tal foi usado o *software* GIPSY, para processamento em dupla frequência de fase e em pseudo-distância. Utilizaram os resultados para inferir os parâmetros de um modelo que simula o AGI na *Fennoscandia*.

Para efeitos de investigação do AGI, as observações são processadas com *software* específico. Johansson *et al.* [2009] utilizaram o GAMIT/GLOBK, para processamento de 15 anos de observações da rede SWEPOS, referenciaram as velocidades e as posições ao ITRF2005. Utilizaram, ainda, o GIPSY em modo de posicionamento preciso pontual (PPP - *Precise Point Positioning*), com produtos JPL (*Jet Propulsion*

Laboratory), fixação de ambiguidades, sendo os restantes modelos utilizados idênticos aos do GAMIT/GLOBK, para confirmação dos resultados.

Mais recentemente, Lidberg *et al.* [2010] apresentaram os resultados de 13 anos de observação da rede do Projeto BIFROST, em que foi utilizado o GAMIT /GLOBK para cálculo e o GIPSY/OASIS para comparação, validação do processamento e análise de observações GNSS. Neste último processamento foram utilizadas as estações da rede BIFROST, que inclui as redes SWEPOS e FinnRef, a rede de estações permanentes da Noruega – SATREF (*SATellittbasert REFeransesystem*) – e da Dinamarca, bem como um conjunto de estações do Norte da Europa que contribuem para a EPN, que estão representadas na Figura 3. Nesta figura os pontos cheios são as redes do domínio público através da EPN ou IGS e losangos são estações de densificação de redes nacionais.



Figura 3 – Rede BIFROST estendida [Lidberg *et al.*, 2010].

Neste trabalho foi feita uma nova análise às observações da rede BIFROST realizadas desde Agosto de 1993 até Novembro de 2006, totalizando cerca de 13 anos de observações GPS. A estratégia de processamento foi a aproximação por diferenças duplas multi-estação. Para se obter uma maior eficiência computacional, a rede foi subdividida em redes mais pequena, mas sempre ligadas ao mesmo referencial, ITRF 2005. Houve a opção de processar as mesmas estações em redes diferentes, de modo a garantir a ligação entre as várias redes. Cada sub-rede foi processada com

base em sessões diárias, com um ângulo de máscara de 10° de elevação, estimação dos parâmetros troposféricos de duas em duas horas, utilizando a função de mapeamento de Niell, e valores *a priori* de atraso hidrostático no zênite dados pelo modelo de Sastamoinen, com valores padrão de pressão e temperatura, e respectivos gradientes diários. Foram feitas correções do centro de fase da antena, foram atribuídos pesos às observações de fase em função dos ângulos de elevação, os pesos foram determinados para cada estação com base numa solução preliminar e foram fixadas as ambiguidades. Foram ainda modelados os movimentos associados à carga oceânica e às marés terrestres. Como resultado do processamento GAMIT obtiveram as denominadas quasi-observações, que inclui coordenadas cartesianas tridimensionais, 18 parâmetros de órbita para cada satélite e seis parâmetros de orientação da Terra. A utilização do GIPSY com a técnica PPP obteve diferenças próximas de zero (0.2 mm/ano) relativamente à solução GAMIT/GLOBK. Na Figura 4 estão representados os resultados obtidos por Lidberg *et al.* [2010] na determinação de velocidades de soerguimento na *Fennoscandia* e respetiva comparação com outros trabalhos, nomeadamente Ekman, Modelos de AGI e velocidades do geóide.

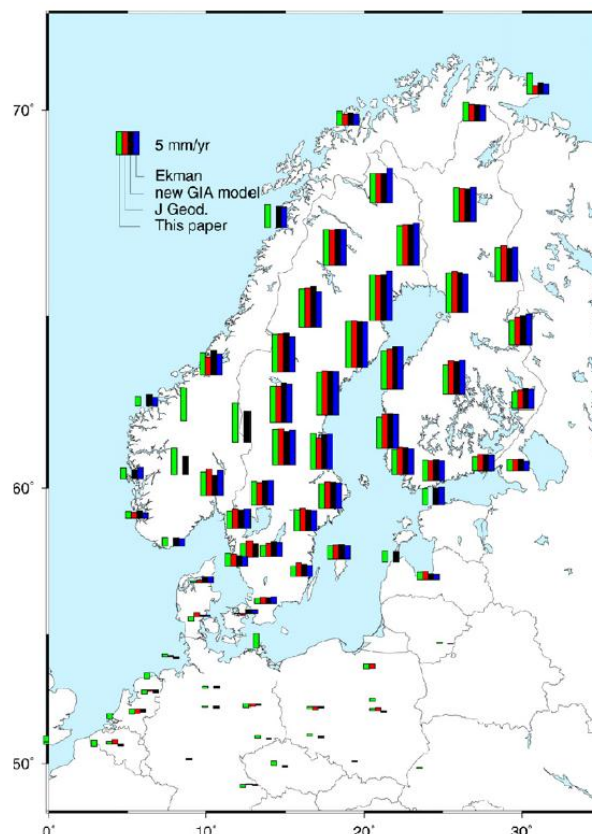


Figura 4 – Velocidades verticais observadas na *Fennoscandia* [Lidberg *et al.*, 2010].

Já em 2011, Steffen and Wu [2011] apresentaram uma síntese dos trabalhos de pesquisa sobre o AGI para a região da *Fennoscandia* e sobre a estrutura da Terra.

Analisaram as diferentes fontes de informação que permitem observar o AGI, discriminando os resultados de diversos autores sobre observações do nível do mar, observações maregráficas, observações de GPS, observações gravimétricas de gravímetros absolutos, relativos e de super condutores e resultados do GRACE. Fizeram uma revisão dos principais modelos de história glacial e compararam os próprios resultados com os resultados de diferentes modelos de Terra. Concluindo que os diferentes modelos de glaciação conseguem explicar razoavelmente as observações feitas, contudo há ainda espaço a melhorias, havendo necessidade de rever os modelos reológicos lineares evoluindo para modelos tridimensionais ou esféricos baseando-se em técnicas já em uso.

1.1.2 AGI no Canadá

O AGI é um dos processos geofísicos mais significantes do Canadá. As deformações da crosta têm sido detetadas por observações geodésicas de precisão.

Sella *et al.* [2007] processaram as observações de 362 estações GPS do Canadá e Estados Unidos da América para determinar os movimentos da crosta na placa Norte Americana. Das 362 estações, 239 são estações permanentes com mais de três anos de observações no período 1993-2006 e 123 estações com ocupação temporária de alguns dias, com uma periodicidade de três a quatro anos e realizadas entre 1994 e 2005.

O processamento foi feito com o GIPSY/OASIS relativamente ao IGb00 (designação para um conjunto de estações do IGS consideradas com estações de referência em 2000), tendo em conta o movimento do sistema de referência e da placa Norte Americana. Na Figura 5 pode-se observar as velocidades resultantes deste trabalho.

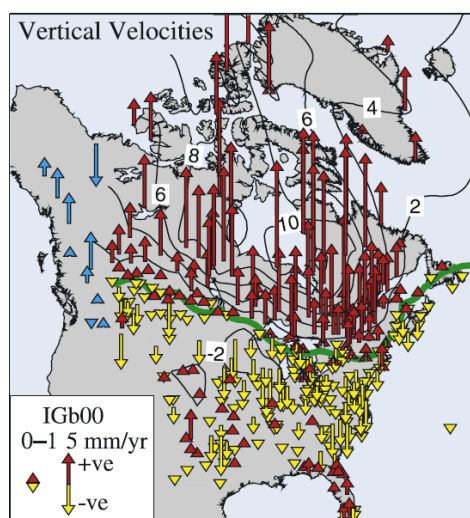


Figura 5 – Velocidades verticais observadas por GPS [Sella *et al.*, 2007].

Koohzare *et al.* [2008] procederam ao cálculo de um mapa de velocidades verticais da crosta, de modo a determinar o padrão de movimentos crustais no Canadá. Tiveram em consideração a existência de vários tipos informação geodésica que permite determinar movimentos verticais, cada uma com diferentes precisões, levantaram o problema de integrar os vários tipos de informação e combiná-los com os modelos de velocidade vertical da crosta construídos para detetar e descrever esse movimento. Tiveram ainda em consideração que os movimentos verticais da crosta no Canadá são resultado de vários processos complexos com várias origens, conforme a região em estudo. Assim compilaram a velocidade vertical da crosta a partir dos dados das redes de nivelamento e dos registos dos marégrafos do Canadá apresentados da Figura 6. Seccionaram a área de interesse em pequenas superfícies contíguas e inclinadas entre elas. Assim, quando estas superfícies são ajustadas aos dados, são constrangidas de modo a garantir a continuidade e a regularidade da superfície final. O principal objetivo do estudo é apresentar o mais recente padrão de velocidades verticais da crosta no Canadá e comparar os resultados com outros estudos prévios e interpretar esses resultados.

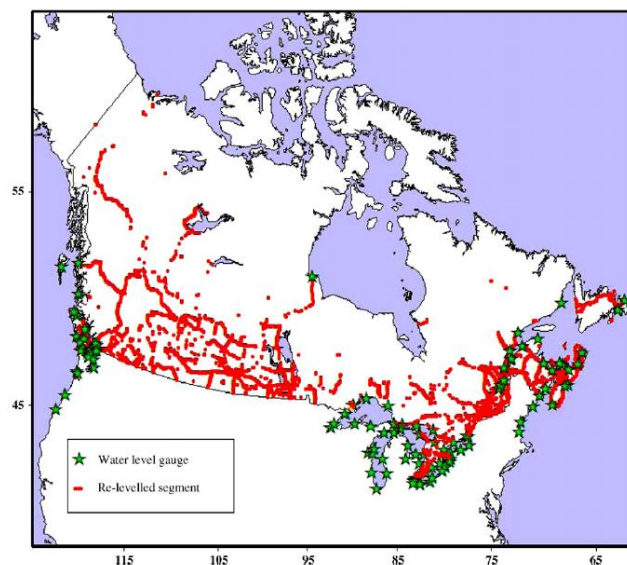


Figura 6 – Rede de marégrafos e rede de nivelamento [Koohzare *et al.*2008].

Na Figura 7 pode-se observar o resultado do Modelo de Velocidade da Crosta no Canadá, determinado pelo método SPAA (*Smooth Piecewise Algebraic Approximation*), que utiliza um sistema de equações normais que permite condicionar as regiões onde há pouca informação. Na sua determinação foram utilizadas as velocidades pontuais com base nas observações de marégrafos e gradientes com base em pares de segmentos de nivelamento e marégrafos, devidamente ponderados.

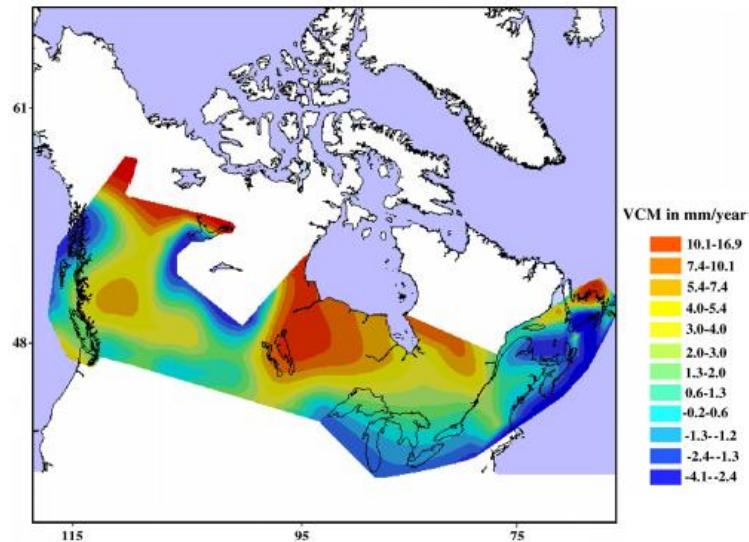


Figura 7 – Movimentos Verticais da Crusta (VCM) [Koohzare *et al.*, 2008].

De um modo geral, os resultados apresentados são concordantes com estudos anteriores de determinação da variação da gravidade de Pagiatakis and Salib [2003] e com as taxas de variação de altitudes geodésicas determinadas por GPS de Sella *et al.* [2007].

1.1.3 AGI na Antártica

As observações de AGI na Antártica são relativamente recentes, face à informação já existente para outras zonas, como a *Fennoscandia* e o Norte do Canadá. Bevis *et al.* [2009] apresentam os resultados de velocidades crustais na zona Oeste da Antártica obtidas por observações GPS da rede WAGN – uma rede de 18 estações construídas em *nunataks* (elevação rochosa, monte ou montanha rodeada de gelo glacial). Na Figura 8 estão representadas as taxas de soerguimento previstas para a Antártica previstas pelos modelos ICE-5G (VM2) [Peltier, 2004] e IJ05 [Ivins and James, 2005]. As setas a vermelho representam as velocidades verticais em mm/ano e o respetivo intervalo de confiança de 95%. As áreas a azul representam a plataforma continental a uma profundidade de 2000 m e a cinzento estão representados os glaciares flutuantes. O período de observação decorreu entre 2001 e o início de 2006. Foi usado o *software* GAMIT/GLOBK no cálculo das soluções diárias em ITRF 2005. Compararam os resultados obtidos com os modelos de AGI ICE-5G (VM2) [Peltier, 2004], IJ 05 [Ivins and James, 2005], RF3S20 [Wang *et al.*, 2008] e HUY 09m [Sasgen *et al.*, 2007]. Os autores concluíram que os modelos têm uma predição de velocidade de soerguimento superior às observadas na zona da rede WAGN e inferior às observadas na zona da Península do Norte. Esta última variação é justificada pela deformação elástica devida à variação sazonal da quantidade de gelo existente nessa zona.

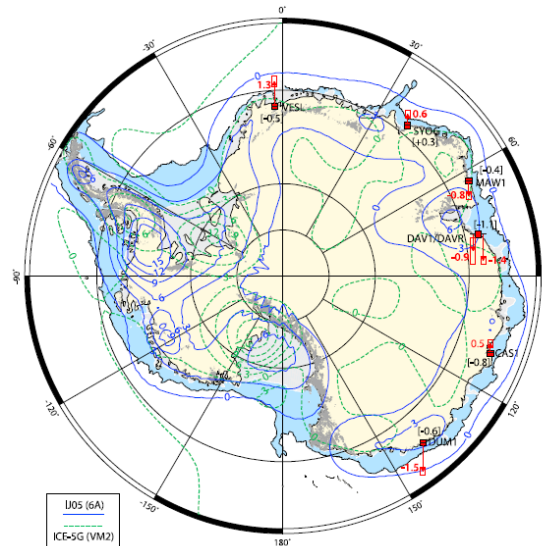


Figura 8 – Velocidades verticais da crosta na Antártica [Bevis *et al.*, 2009].

Riva *et al.* [2009] utilizaram a combinação de métodos de altimetria laser e dados de gravimetria dos satélites ICESat e GRACE relativos ao período de Março de 2003 a Março de 2008, de modo a isolarem o sinal de AGI do sinal de degelo da Antártica.

Assim, utilizaram um modelo híbrido de densidade de superfície de neve parcialmente compactada e outro modelo de densidade para as rochas para derivar as variações de massa obtidas por medições de altimetria satélite de modo a separar o AGI dos sinais de superfície, o que permite apresentar medições de AGI para toda a Antártica, a partir das observações de satélite e, deste modo, constranger o AGI independentemente da reconstrução da história glacial da Antártica.

Na Figura 9 estão representadas as velocidades de verticais (Figura 9a) e o respetivo desvio padrão (Figura 9b) determinados com base na combinação dos dados de ICESat de GRACE.

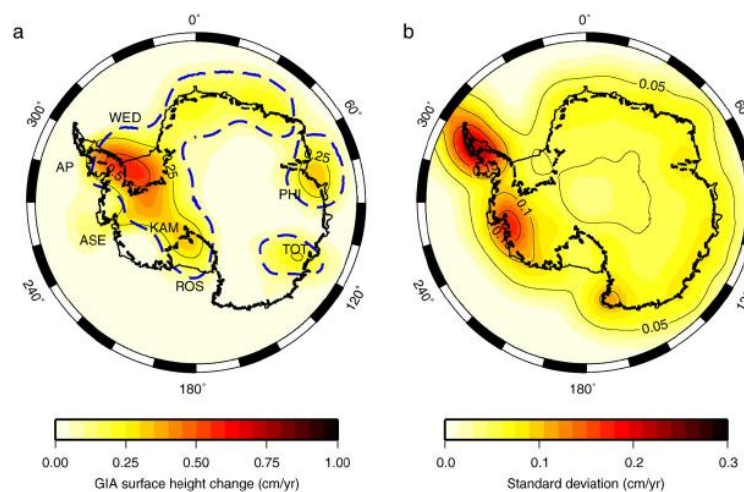


Figura 9 – Medição do AGI (a) e respetivo desvio padrão (b) [Riva *et al.*, 2009].

1.2 Objetivos

Os objetivos desta dissertação são os seguintes:

- calcular a velocidade do AGI nas zonas da *Fennoscandia*, Norte do Canadá (mais concretamente na zona da Baía de Hudson) e na Antártica;
- comparar estes resultados com os obtidos noutros estudos, quer utilizando técnicas baseadas em satélites, mais concretamente observações GPS e GRACE, quer utilizando outras técnicas clássicas, como o nivelamento geométrico e gravimetria, para as zonas em que exista essa informação.

1.3 Estrutura da dissertação

A dissertação está organizada de forma a enquadrar o AGI na investigação científica internacional e demonstrar a sua importância nas investigações científicas nas diversas áreas das Ciências da Terra. A dissertação encontra-se organizada em 5 Capítulos.

O Capítulo 2 enquadra o AGI na investigação científica atual. Assim, é abordado o problema geofísico que é o AGI e é feito o seu enquadramento no âmbito das épocas glaciares e os ciclos de glaciação, e no conceito e princípio de Isostasia, bem como as hipóteses postuladas e a descrição dos movimentos das estruturas terrestres envolvidas no AGI. Neste capítulo são ainda apresentadas a estrutura radial da Terra e os modelos desenvolvidos sobre o AGI. No que concerne à sua observação, são abordadas as principais técnicas de Geodesia Espacial, sendo feita uma descrição do seu funcionamento e respetivos produtos, e são também tratadas outras técnicas que permitem a observação do AGI.

No Capítulo 3 são apresentados os dados de trabalho utilizados. São descritas a origem, o período de referência e discriminadas as estações utilizadas. É feita uma introdução ao funcionamento do GAMIT/GLOBK, às opções de processamento utilizadas e à *toolbox* GGMATLAB do MATLAB, que foi utilizada para determinar as velocidades das estações com base nas séries temporais processadas com o GAMIT/GLOBK. Por fim, são apresentadas as velocidades de AGI determinadas, respetivos mapas e é feita uma análise aos resultados obtidos.

No Capítulo 4 é feita a discussão das velocidades determinadas através da comparação com outros trabalhos, sendo abordados os resultados obtidos por outras técnicas de observação. É ainda feita a comparação com as velocidades propostas

pelo Modelo ICE 5G, sendo analisadas e comparadas as velocidades para cada uma das regiões em estudo.

No Capítulo 5 são apresentadas as conclusões do trabalho realizado tendo em consideração o fenómeno geofísico e as suas manifestações. Neste capítulo também é feita a proposta de trabalho futuro, em que se justifica a necessidade de dar continuidade ao estudo sobre o AGI e outros fenómenos observáveis através de meios GNSS, quer através do processamento de séries mais longas, com órbitas mais precisas, e a longo prazo com séries de vários meios GNSS atualmente em fase de projeto.

2 O Ajustamento Glacial Isostático

O Ajustamento Glacial Isostático, enquanto fenómeno geofísico, é uma das mais importantes fontes de informação, quer do interior da Terra, quer da história glacial da Terra. O seu estudo permite confirmar teorias e inferir regionalmente valores de viscosidade e elasticidade da crosta e do manto. Neste capítulo o AGI vai ser enquadrado quanto às causas e quanto às leis físicas que o regem. Apresenta-se ainda os modelos de AGI desenvolvidos e as técnicas de observação que permitem medir este fenómeno.

2.1 As épocas Glaciares

O planeta Terra tem mais de 4,7 mil milhões de anos. Ao longo da sua vida ocorreram várias épocas glaciares, com uma periodicidade variável. Nos últimos 700 000 anos, as épocas glaciares ocorreram com uma periodicidade de cerca de 100 000 anos. A última era glacial ocorreu há mais de 12 000 anos. A Terra foi então coberta de grandes lençóis de gelo, que cobriram a América do Norte, o Norte da Europa e da Ásia, a Gronelândia e a Antártica. Na Figura 10 está representada a evolução da temperatura da Terra nos últimos 420 mil anos [Petit *et al.*, 1999]. Nessa figura pode-se observar a periodicidade com que a temperatura varia, em que os mínimos estão associados a épocas glaciares e os máximos estão associados a verões longos.

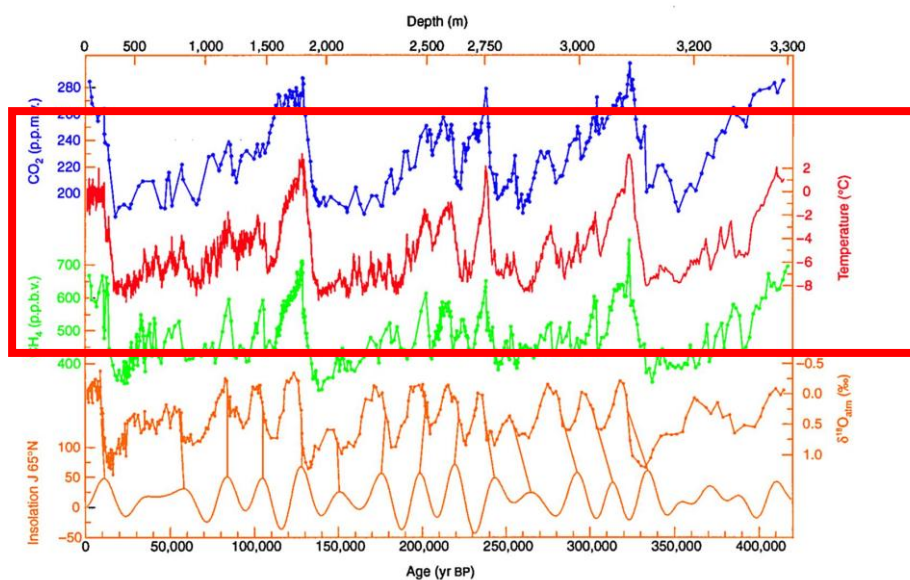


Figura 10 – Evolução da temperatura da Terra nos últimos 420 000 anos [Petit *et al.*, 1999].

As épocas glaciares são caracterizadas por uma descida generalizada das temperaturas, o que leva ao crescimento dos lençóis de gelo nas altas latitudes e à consequente descida do nível médio do mar.

Os períodos interglaciares são caracterizados pelo derretimento de parte destes lençóis de gelo; a água volta para os oceanos, fazendo que o nível eustático do mar suba.

Esta concentração de gelo em parte da superfície da Terra durante os períodos glaciares exerce uma carga na litosfera. Em resposta a esta carga, ocorre uma deformação da Terra, havendo lugar à subsidência. Caso a carga que deu origem à subsidência desapareça, quer por derretimento do gelo, quer porque a água foi removida de uma determinada bacia oceânica, dá origem ao movimento de subida ou soerguimento da crosta [Whitehouse, 2009].

2.2 Conceito de Isostasia

O termo Isostasia deriva do Grego por aglutinação dos termos *iso* e *stasis* e que significam igualdade e estagnação ou paralisação. O termo foi introduzido por C.E. Dutton, Oficial do Exército Americano e geólogo, sendo atualmente utilizado para descrever a condição de equilíbrio para a qual a crosta e o manto tendem, na ausência de qualquer força perturbadora [Watts, 2001].

A isostasia baseia-se no Princípio de Arquimedes, segundo o qual todo o corpo mergulhado num fluido em repouso é impulsionado para cima com uma intensidade igual ao peso do fluido deslocado pelo corpo. A aplicação deste princípio às camadas superficiais da Terra baseia-se no comportamento fluido do manto, estabelecido em 1935 por N.A. Haskell, que demonstrou que se o manto tivesse uma viscosidade de 10^{20} Pa·s este teria um comportamento viscoso para intervalos de tempo longos. Em 1965, R. B. Gordon mostrou que o deslizamento quantitativo em estado sólido explica a viscosidade determinada pelas observações de soerguimento pós-glacial [Turcote and Schubert, 1982].

A isostasia é uma condição natural da Terra. A procura do equilíbrio gravítico leva à existência de ajustes contínuos, devido à variação da densidade da crosta que está relacionada com a topografia da superfície.

Existem dois modelos distintos para explicar o equilíbrio isostático da superfície.

O **Modelo de Pratt-Hayford**, que defende uma variação na densidade dos materiais da crosta, sendo que materiais menos densos originam maiores elevações. Pratt propôs a existência de uma camada superficial que se estende até determinada profundidade – o nível de compensação – e que apresenta variações laterais de densidade conforme o relevo da superfície. Na Figura 11 pode-se observar um

esquema explicativo da Teoria da Isostasia segundo Pratt-Hayford. Neste esquema, $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 > \rho_4 > \rho_5 < \rho_6$, em que ρ_i é a densidade da coluna vertical, H é a altitude de compensação e h é a altitude; assim, verifica-se que os materiais de menor densidade têm maiores elevações.

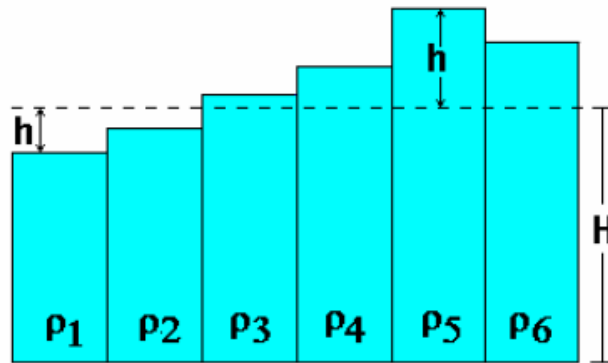


Figura 11 – Esquema explicativo da Teoria da Isostasia segundo Pratt-Hayford [Miranda *et al.*, 2007].

O **Modelo de Airy-Heiskanen** postula que o material da crosta é menos denso que o do manto, pelo que a crosta flutua. As elevações e depressões são justificadas pela existência de uma raiz, ou seja, a uma montanha é associada uma grande raiz, enquanto a uma planície é associada uma raiz menor, conforme esquema da Figura 12, em que ρ_m é a densidade do manto, ρ_c é a massa volúmica da crosta, ρ_w é a massa volúmica da água, H é a espessura crustal para a elevação 0 e h é a elevação crustal acima do geóide. Admite-se ainda que equilíbrio hidrostático se verifica localmente.

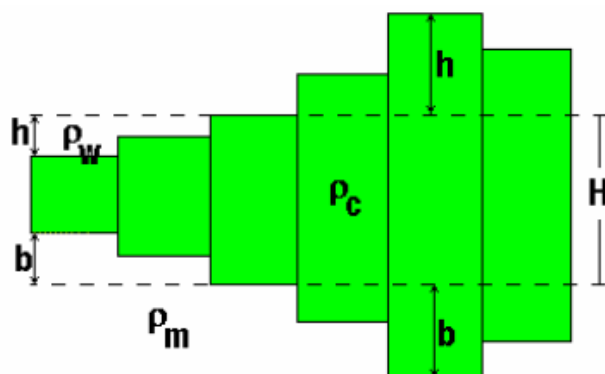


Figura 12 – Esquema do Modelo de Airy-Heiskanen para a Isostasia [Miranda *et al.*, 2007].

Em 1950, Vening Meinesz, um cientista holandês que se dedicou ao estudo da gravidade, afirmou que a compensação isostática ocorre de modos diferentes em diferentes partes da Terra; assim, é impossível encontrar um modelo único que justifique a compensação isostática. Vening Meinesz propôs uma alteração ao Modelo

de Airy-Heiskanen, em que postulou, e apresentou provas, que a compensação isostática é um fenómeno regional, conforme está esquematizado na Figura 13, mas que a compensação local também ocorria. Afirmou ainda que todos os modelos eram válidos, pois o modelo de Pratt-Hayford estava em concordância com o desenvolvimento de montanhas devido à expansão da crosta terrestre, o modelo de Airy-Heiskanen era aceitável nas zonas de transição dos continentes para os oceanos e o modelo de compensação isostática regional estava de acordo com a topografia originada pela erosão, sedimentação, vulcanismo ou dobras da crosta [Heiskanen and Meinesz, 1958; Watts, 2001].

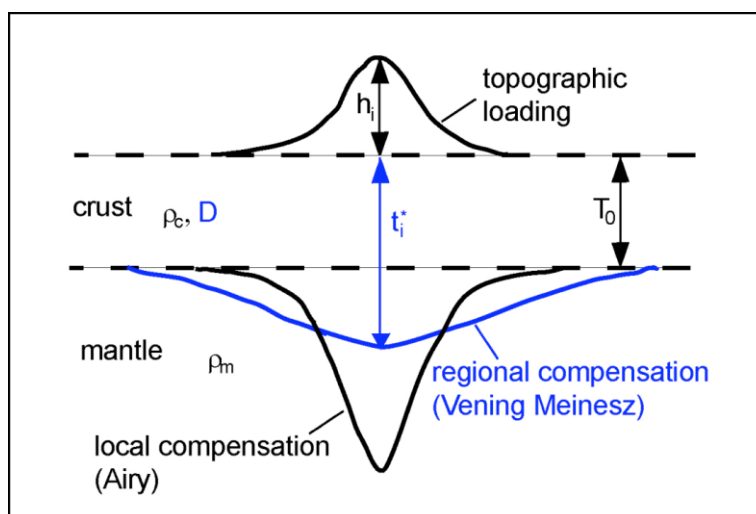


Figura 13 – Esquema da compensação regional de Meinesz [Conrad, 2011].

Apesar dos modelos serem diferentes e dos efeitos à superfície serem os mesmos, os avanços e as investigações científicas vieram provar que quer a variação da densidade do material da crosta, quer a existência de raízes, estão presentes no mecanismo do equilíbrio isostático da crosta terrestre, que também é afetado pela variação da densidade do material que constitui o manto.

2.3 Geofísica do Ajustamento Glaciar Isostático

A condição de equilíbrio na distribuição das massas é uma característica física da Terra. Assim, nos períodos glaciares o aumento da carga sobre determinadas zonas da crosta leva à ocorrência de uma deformação isostática. Na Figura 14 está representado de forma esquemática o aparecimento de um glaciar que exerce uma carga perturbadora sobre a crosta, levando ao seu afundamento.

Uma vez diminuída ou desaparecida a carga, a constante procura de equilíbrio origina o reajustamento da distribuição de massas. Na Figura 15 está representado de forma esquemática o movimento de ajustamento associado ao derreter do glaciar.

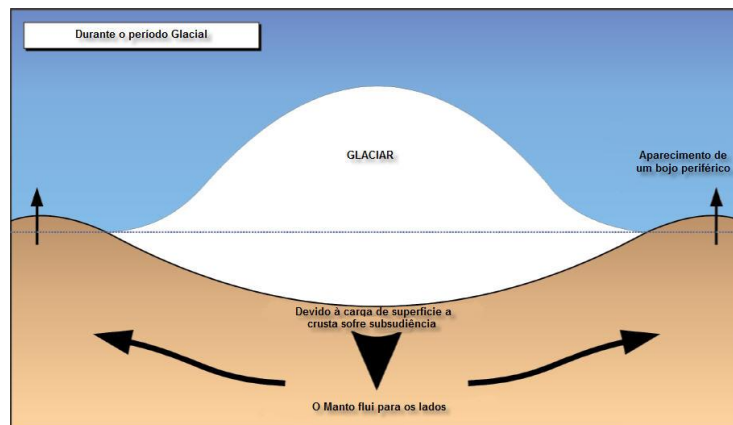


Figura 14 – Esquema dos movimentos conhecidos da crosta e do manto devido à carga glacial (adaptada de Henton *et al.* [2006]).

O processo de regresso ao estado de equilíbrio, após o desaparecimento da carga glacial, é denominado Ajustamento Glacial Isostático (AGI). O AGI é a resposta da Terra à redistribuição de massas que ocorre durante um ciclo glacial. Apesar das observações de deslocamentos ocorrerem em termos regionais, os efeitos do processo físico são sentidos em termos globais. A remoção ou diminuição da carga glacial vai provocar um desequilíbrio que, por sua vez, leva ao aparecimento de pressões no interior da Terra, que vão ser compensadas por pressões e tensões dos movimentos viscoelásticos do manto e pela deformação elástica da litosfera.

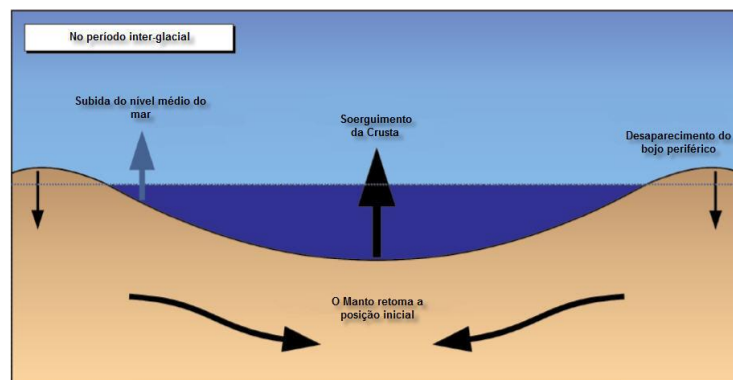


Figura 15 – Esquema do Ajustamento Glacial Isostático, demonstrando os movimentos conhecidos da crosta e do manto (adaptada de Henton *et al.* [2006]).

A magnitude e a distribuição espacial do AGI são regidas, principalmente, por dois fatores: a evolução da carga na superfície e a estrutura reológica da Terra.

A evolução da carga na superfície determina as forças aplicadas à superfície da Terra. A carga de superfície pode ter diferentes origens, desde o transporte de sedimentos na água até às variações na espessura da camada de gelo, sendo esta última é a principal causa quer das variações do nível do mar, quer da deformação da Terra. Assim, é fundamental conhecer com rigor a evolução temporal e espacial das massas de gelo, isto é, dos glaciares, para se poder compreender o AGI devido à carga sofrida

no último ciclo glacial. Um segundo efeito de carga à superfície é a redistribuição da água resultante do degelo dos glaciares. Como consequência das cargas à superfície observa-se uma alteração na forma do geóide, que, por sua vez, modifica a distribuição da água nos oceanos e afeta as taxas de variação do nível do mar.

A estrutura reológica da Terra define a resposta isostática à carga. A estrutura reológica da Terra define as propriedades de elasticidade e viscosidade do seu interior. São estas as propriedades que determinam a magnitude e a evolução temporal da deformação. No entanto, é preciso ter em atenção a heterogeneidade do interior da Terra, pois a elasticidade e a viscosidade variam em profundidade e lateralmente.

O AGI é ainda afetado pelo clima, pois este determina a severidade do ciclo glacial, que, por sua vez, determina o crescimento e fusão dos glaciares. O sistema climático é extremamente complexo e é afetado por várias variáveis, que incluem a variação da radiação solar, os ciclos orbitais da Terra, a atividade antropogénica e tectónica de placas, entre outros [Whitehouse, 2009].

2.4 Técnicas de Geodesia Espacial

A constante evolução tecnológica e a necessidade de conhecimento das leis que regem os fenómenos geofísicos conduziram ao aparecimento de missões espaciais que permitiram explorar e conhecer a Terra. Assim, nos últimos 20 anos registou-se um crescimento do número de missões espaciais para observação da Terra, e um aperfeiçoamento das técnicas já existentes.

Neste subcapítulo vão ser abordadas algumas das técnicas e missões de Geodesia Espacial que permitiram um maior conhecimento ou que deram uma maior contribuição para a compreensão dos movimentos da crosta associados ao Ajustamento Glacial Isostático. No que concerne aos meios GNSS, apenas vai ser abordado o GPS, dado o desconhecimento de estudos sobre o AGI realizados com o GLONASS e o facto dos outros sistemas previstos ainda não estarem em funcionamento (nomeadamente o GALILEO, cuja entrada em funcionamento tem sido sucessivamente adiada e o BEIDOU II, da China, que ainda está em fase de testes e cuja entrada em funcionamento está prevista para 2012 e o funcionamento em pleno está previsto para 2015 [GlobalSecurity, 2010].

2.4.1 DORIS – Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite

O DORIS é um sistema de posicionamento radioelétrico de comunicação ascendente, desenvolvido com o objetivo de proporcionar uma determinação muito precisa das órbitas dos veículos espaciais das missões a que está associado [CNES, 2010].

O DORIS é constituído por um pacote de *hardware* a bordo de um satélite, uma rede de radiofaróis em Terra, um centro de controlo e um centro de processamento de dados.

Esta técnica de Geodesia Espacial é diferente das outras, porque tem os recetores nos satélites e os emissores em Terra. O segmento terrestre contava com 57 estações ativas em Terra no início de Julho de 2010 [IDS, 2011]; na Figura 16 estão representadas as estações DORIS, visíveis pela missão JASON-1, em 8 de Dezembro de 2006. O tempo de referência utilizado pelo DORIS é determinado por dois radiofaróis principais localizados em Toulouse (França) e Kourou (Guiana Francesa). Na estação de Toulouse está ainda localizado o centro de processamento de dados. A mesma estação é responsável pelo controlo do sistema, programação dos recetores, aquisição e pré-processamento dos dados, determinação precisa de órbitas e posicionamento dos radiofaróis [IDS,2011].

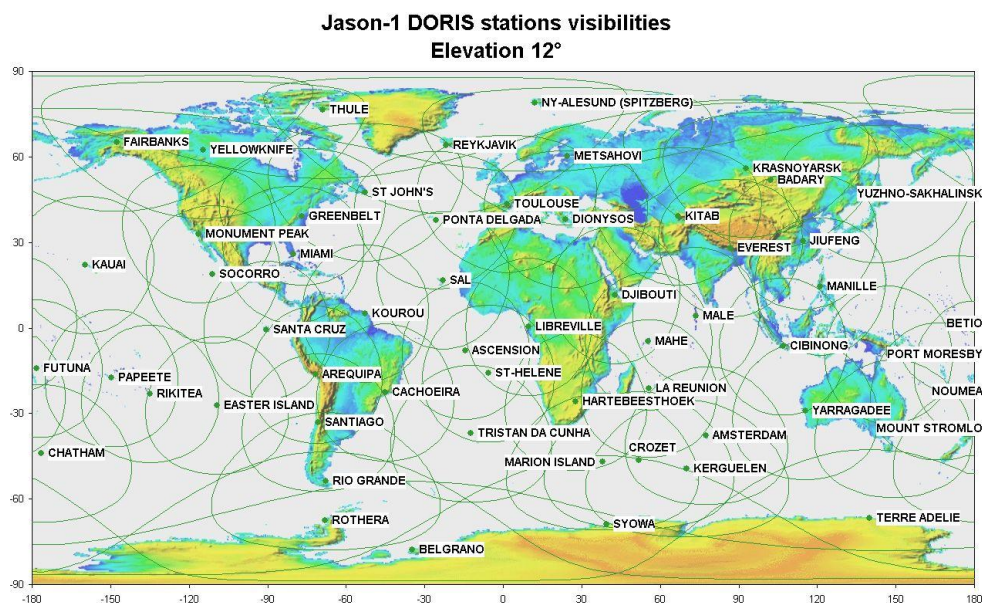


Figura 16 – Estações DORIS visíveis do JASON-1 [IDS, 2011].

A bordo dos satélites é transportado uma antena de receção omnidirecional e um navegador *DIODE* (*Détermination Immédiate d'Orbite par DORIS Embarqué*), que permite a determinação precisa da órbita do veículo espacial em tempo real.

Atualmente o DORIS tem a capacidade de fornecer posicionamento de elevada precisão, tendo como principais aplicações a determinação precisa de órbitas dos veículos espaciais equipados com recetores DORIS, o que, por sua vez, permite estimar o nível médio do mar, a localização de centro de massa da Terra, observar o efeito da variação das estações do ano na forma da Terra e o movimento dos polos, observar o movimento dos glaciares, observar deformações locais da crosta e determinar posicionamento de precisão, que contribui para o estabelecimento do sistema internacional de referência e para estimar a deriva continental.

Os satélites que neste momento estão em missão equipados por recetores DORIS são: Spot-4, Jason-1, Envisat, Spot-5, OSTMI Jason-2 e Cryosat-2. Futuramente estão ainda previstas mais missões equipadas com recetores DORIS, como o HY-2A da China, o Saral e o Sentinel-3A. A aguardar aprovação estão as missões o Jason-3, o Swot, conjunto de missões HY2 e as missões Sentinel-3 C e D [AVISO, 2011].

Na Figura 17 estão esquematizadas as missões DORIS atuais e previstas, bem como a duração prevista e as respetivas capacidades/finalidades.

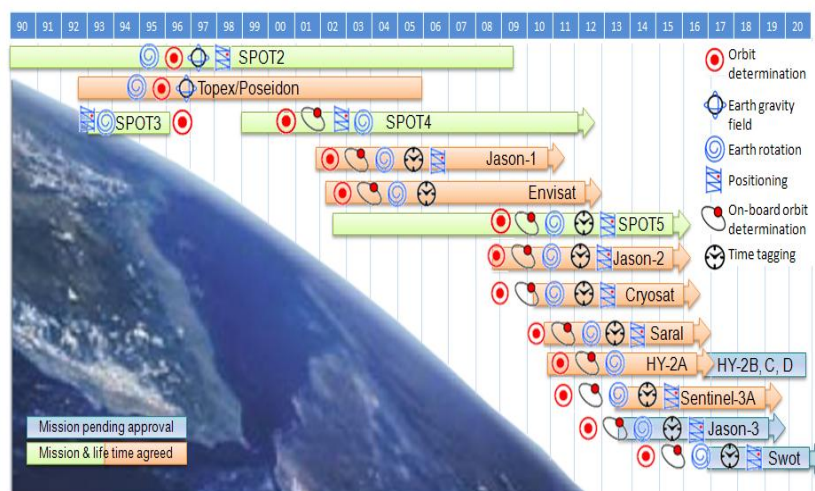


Figura 17 – Missões DORIS [AVISO, 2011].

2.4.2 GPS – Global Positioning System

O GPS foi criado e desenvolvido, durante a década de 1970, com o objetivo de garantir tempo e navegação de precisão contínua e globalmente, em tempo real e sob quaisquer condições atmosféricas [Mendes, 1994].

O sinal GPS é constituído por ondas portadoras, códigos e dados. O sinal é emitido em duas ou três ondas portadoras, L1 e L2 de frequências 1575.42 MHz e 1227.60 MHz respetivamente (satélites do bloco IIA e IIR) e L5 de frequência 1175.46 MHz para os satélites do bloco IIF e futuro bloco III [GPSW, 2010b]. Todas as frequências

são derivadas da frequência fundamental de 10.23 MHz. A mensagem de navegação contém informação relativa ao satélite que a emite e informação referente a toda a constelação GPS [USNO, 2010].

É constituído por três segmentos principais:

- O **segmento espacial**, constituído pelos satélites em órbita circular, localizados a cerca de 20,200 km de altitude, com um período de cerca de 12 horas siderais, distribuídos em seis planos orbitais separados de 60° e inclinados 55° relativamente ao plano equatorial. Em 06 de Junho de 2011 a constelação era constituída por 32 satélites, sendo:
- 11 satélites do Bloco IIA (SVN 22 a 40) desenvolvidos pela Rockwell International, com tempo de vida previsto de 7,3 anos. Estes satélites foram desenhados para operar 180 dias sem contactar o segmento de controlo, sendo que a deterioração da precisão é evidente com o evoluir do tempo. Cada satélite transporta quatro relógios atómicos, dois de Césio e dois de Rubídio, possuem os modos SA (disponibilidade seletiva) e AS (anti mistificação).
 - 20 satélites do Bloco IIR (SVN 41 a 61) desenvolvidos pela Lockheed Martin, com um tempo de vida previsto de 7,8 anos, representado na Figura 18. Estes satélites foram desenhados para operar durante 14 dias sem contactar o segmento de controlo em operação normal e 180 dias sem contactar o segmento de controlo no modo automático (AUTONAV). Neste modo a precisão é assegurada através da comunicação entre os satélites do Bloco IIR, sendo que cada satélite se posiciona com base nos outros do mesmo bloco. Cada satélite transporta três relógios de Rubídio e têm capacidade de SA e AS. Destes 20 satélites 8 satélites são do bloco IIR-M, que transmitem um segundo sinal civil L2C na frequência L2 e o sinal M (Militar) em ambas as frequências. O SVN49 também transmite na frequência L5. O último destes satélites a ser lançado foi o SVN 50, em 17 de Agosto de 2009.
 - Em 28 de Maio de 2010 foi lançado o satélite SVN62/PRN25, construído pela Boeing e que é o primeiro de 12 satélites do Bloco IIF. Os satélites deste bloco transmitem todos os sinais que já eram transmitidos pelo bloco anterior, incluindo a frequência L5. Nesta fase inicial estão a ser feitos os testes em órbita até ser considerado operacional – *healthy*. Os satélites deste bloco apresentam ainda a

vantagem de ter um tempo de vida previsto de 12 anos, estão equipados com processadores mais rápidos e mais memória.



Figura 18 – Imagem de um satélite do Bloco IIR [LAAF, 2011].

- Estão ainda previstos mais 30 satélites do Bloco III, que irão transmitir mais uma frequência (L1C), que é incluída para garantir interoperabilidade com o sistema GALILEO e com o QZSS (*Quasi-Zenith Satellite System*). Para utilizadores militares, estes satélites vão ter uma funcionalidade extra, de anti-empastelamento, que é o código M. Está previsto o lançamento do primeiro satélite deste bloco para 2014 [LAAF, 2010].
- O **segmento de controlo** constituído por uma estação principal de controlo na base aérea de Schriever no Colorado e por cinco estações de monitorização (Havai, Kwajalein, Ilha de Ascensão, Diego Garcia e Colorado Springs) e três estações de comunicação (Ilha de Ascensão, Diego Garcia e Kwalajein).
- O **segmento do utilizador** consiste nas antenas e recetores que permitem captar o sinal GPS e assim ter posição, velocidade e tempo em tempo real.

Através de longos períodos de observação, utilizando técnicas de processamento que mitiguem as influências provocadoras de erros nas observações GPS é possível obter posições com grande precisão. As principais fontes de erro nas observações GPS são os satélites, as antenas e recetores e o meio de propagação. Através do conhecimento das fontes de erro do GPS foram feitos desenvolvimentos de modo a minimizar os erros. No que concerne ao segmento do utilizador, é de realçar a utilização de antenas geodésicas do tipo *choke ring*, a colocação das antenas em locais com pouco efeito de multi-trajecto, a utilização de redes de observação com tempos mínimos de latência, a construção de pilares em betão assentes em rocha firme, e a utilização de relógios de elevada precisão, como relógios atómicos, são alguns dos cuidados a ter para

minimizar os erros nas antenas e recetores. Quanto aos satélites, os erros podem estar associados aos relógios, ao AS e/ou às orbitas radiodifundidas. Quanto aos erros dos relógios dos satélites, estes podem ser minimizados através da utilização dos ficheiros de correção disponibilizados pela IGS ou através da utilização de diferenças duplas de observações, assim como se pode utilizar as órbitas finais disponibilizadas num prazo de 12 a 18 dias para minimizar os erros associados às órbitas.

Outra das fontes de erro nas observações GPS é o meio de transmissão entre os satélites e as antenas recetoras. Não sendo possível alterar as condições de propagação do sinal, pode-se minimizar os vários efeitos perturbadores e causadores de erro. Os erros devido ao meio de propagação, podem ser devidos:

1. À ionosfera, que pode ser eliminado, através da observação em duas frequências, ou parcialmente modelado, caso se utilize só uma frequência de observação.
2. À troposfera, que é um meio não dispersivo para as ondas rádio, pelo que o erro não pode ser removido através da utilização de duas frequências. O efeito da troposfera pode ser parcialmente modelado recorrendo a modelos zenitais e funções de mapeamento ou estimado a partir das próprias observações, no processo de ajustamento.

Os sistemas globais de navegação por satélite têm vindo a apresentar melhorias no que concerne à qualidade do posicionamento disponibilizado. O aumento da precisão dos relógios transportados, a grande evolução que se observou na tecnologia das antenas e recetores e as melhorias nos modelos de correção de erros, permitiu um aumento de precisão. Uma das formas que atualmente mais se usa para mitigar os efeitos dos erros nas observações baseia-se nos cuidados a ter a quando da instalação de estações e na qualidade superior das antenas e recetores utilizados. Em 01 de Junho de 2010 a rede de estações permanentes IGS contava com 421 estações, cuja distribuição está representada na Figura 19. Existem ainda outras redes internacionais que apresentam grande qualidade, como é o caso da EPN e da WAGN. Atualmente grande parte dos países desenvolvidos têm redes de estações GPS, com posicionamento de elevada qualidade, como são exemplo a SWEPOS, a FinnRef a SATREF no Norte da Europa, a NGS (*National Geodetic Survey*) CORS dos EUA, ARGN (*Australian Regional GPS Network*) da Austrália entre muitas outras redes nacionais, regionais e locais, que disponibilizam os dados *on-line*. Em termos nacionais houve um grande esforço na criação de redes de observação contínua e neste momento existem duas redes de referência no continente: Rede SERVIR

(Sistema de Estações de Referência GPS VIRTuais) do Instituto Geográfico do Exército, a RENEP (REde Nacional de Estações Permanentes) e no Açores a REPRAA (Rede de Estações Permanentes da Região Autónoma dos Açores).

Existem ainda vários países que estão a desenvolver as respetivas ampliações regionais ao GPS, permitindo ter uma maior precisão, disponibilidade, integridade e fiabilidade na utilização dos serviços de posicionamento. Destas ampliações regionais, as que mais se destacam são o QZSS do Japão, o IRNSS (*Indian Regional Navigation Satellite System*), BEIDOU da China, o EGNOS (*European Geostationary Navigation Overlay Service*) da União Europeia, o GAGAN (*GPS Aided Geo Augmented Navigation*) da Índia, o WAAS (*Wide Area Augmentation System*) e o LAAS (*Local Area Augmentation System*) dos Estados Unidos.

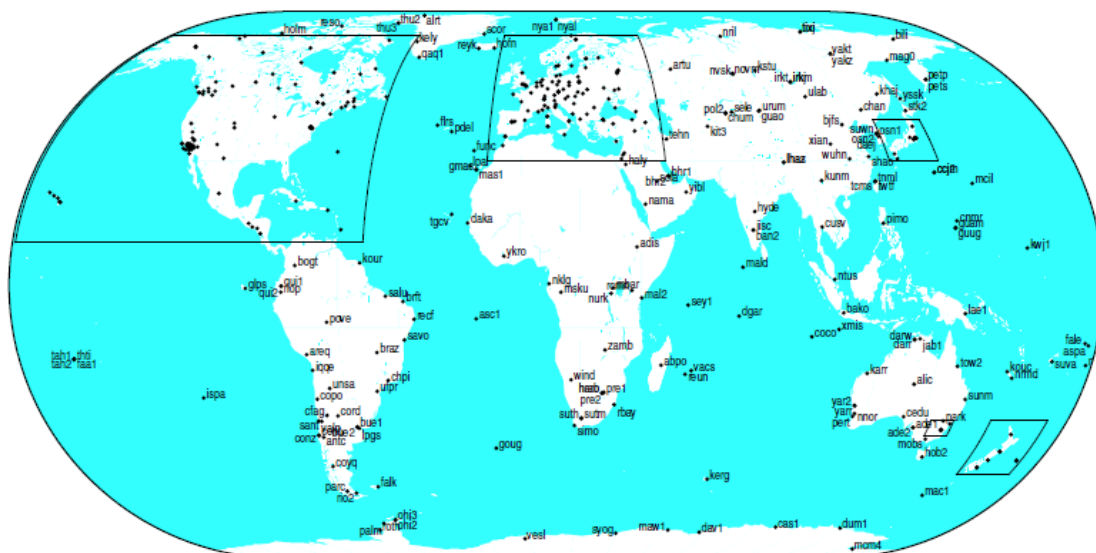


Figura 19 – Estações IGS. [IGS, 2010].

2.4.3 GOCE - *Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer*

Lançado em 17 de Março de 2009 pela ESA, o GOCE, com uma órbita heliossíncrona a uma altitude de 250 km, tem como principais objetivos permitir investigar o campo gravítico terrestre, conseguindo para isso determinar anomalias de gravidade com a precisão de 1 mGal ($10^{-5} \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$), determinar o geóide com uma precisão de 1 a 2 cm e conseguir cumprir estes dois propósitos com uma resolução espacial melhor do que 100 km. Ao transportar a mais recente tecnologia, o GOCE apresenta novas possibilidades de investigação científica nos domínios da Oceanografia, Geofísica, Geodesia e investigação do nível do mar, e espera-se que contribua para a compreensão das variações climáticas. A missão GOCE mapeia as variações globais da gravidade com grande detalhe e precisão, o que irá resultar num modelo de geóide

de grande qualidade, o que é essencial para derivar medições de circulação oceânica e de variações do nível do mar. Os dados GOCE também são fundamentais para a compreensão de muitos dos fenómenos do interior da Terra, nomeadamente o AGI. À semelhança do GRACE, as soluções do GOCE também são processadas em três níveis. No primeiro, em que são necessárias as órbitas em tempo real do GPS, faz-se a determinação dos gradientes de gravidade, das acelerações e da informação da atitude, e é feita a análise combinada das observações dos acelerómetros, do GPS, e dos sensores da atitude e do controlo de arrastamento, devido ao atrito atmosférico. No segundo nível é feita a determinação do conjunto de coeficientes de harmónicas esféricas que melhor retratam o campo gravítico terrestre, é feita a determinação das órbitas de precisão, incluindo parâmetros de qualidade para as órbitas e para o conjunto de coeficientes previamente determinados. Como produtos derivados obtém-se modelos de geóide e de anomalias de gravidade. No terceiro nível, tem-se como ponto de partida os produtos obtidos no segundo nível para se poder obter produtos específicos para áreas de aplicação específicas [ESA, 2011].

Em finais de Março de 2011, foi apresentada a primeira solução da missão GOCE, uma solução de Geóide com grande precisão que está representada na Figura 20.

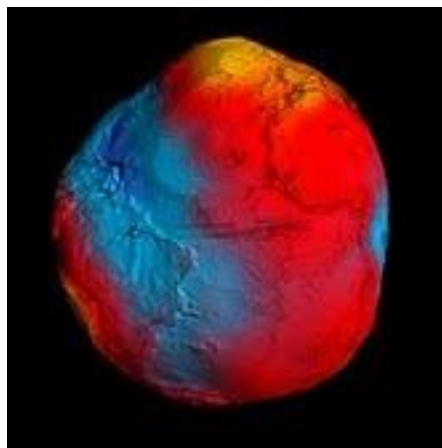


Figura 20 – Solução de Geóide GOCE [ESA, 2011].

2.4.4 GRACE - *Gravity Recovery and Climate Experiment*

A missão teve início em Março de 2002, com o objetivo de observar o campo gravítico da Terra, permitindo assim estimar modelos globais médios e variáveis no tempo, a cada 30 dias, durante cinco anos (período de tempo previsto para a duração da missão, que já foi largamente ultrapassado). A missão GRACE mede a variação da distância entre dois satélites, a orbitarem na mesma órbita com velocidades iniciais iguais, distanciados cerca de 220 km [CSR, 2011], através de medições de acelerómetros, de GPS e de medições de altitude para cada satélite. A variação da

distância entre os dois satélites gémeos é devida à ação do campo gravítico terrestre, ou seja, estando os dois satélites na mesma órbita, com a mesma velocidade inicial e a uma distância constante, a ação da força da gravidade irá atuar primeiro no satélite da frente e só depois no satélite de trás. Esta atuação irá ser tanto maior quanto maior for a variação no campo gravítico terrestre.

Uma segunda linha de investigação da missão GRACE é determinar como a atmosfera afeta o sinal GPS.

Existem várias instituições que disponibilizam soluções mensais da missão GRACE, como o GFZ (*GeoForschungZentrum*), o CSR (*Center for Space Research*) e o JPL (*Jet Propulsion Laboratory*). Existem pequenas diferenças entre as várias soluções apresentadas essencialmente, devido às técnicas de cálculo utilizadas e aos procedimentos próprios de cada centro [Steffen *et al.*, 2008].

A responsabilidade da extração de modelos gravitacionais da Terra a partir de observações GRACE é do *Science Data Systems* (SDS), que, por sua vez, está distribuído entre os três centros CSR, JPL e GFZ. Atualmente são disponibilizadas soluções mensais via internet, após as mesmas terem sido validadas. Existem três níveis de soluções. Na informação do nível um são disponibilizadas as distâncias entre satélites, respetivas variações e taxas de variação, as acelerações não gravitacionais e estimativas das órbitas. A informação do nível um é processada em estimativas mensais do campo gravítico e disponibilizada na forma de coeficientes harmónicos, esta informação é rotulada como informação de nível dois. A informação nível três tem a forma de anomalias de massa, e outros produtos normalizados para utilizadores específicos. Na Figura 21 está representado o esquema de voo, de funcionamento e do tratamento de dados da missão GRACE.

Nos dados GRACE o AGI é removido com base no modelo ICE-5G (VM2) de Peltier [2004]. No entanto, Steffen *et al.* [2009] apresentam as estimativas de AGI na *Fennoscandia* com base no GRACE.

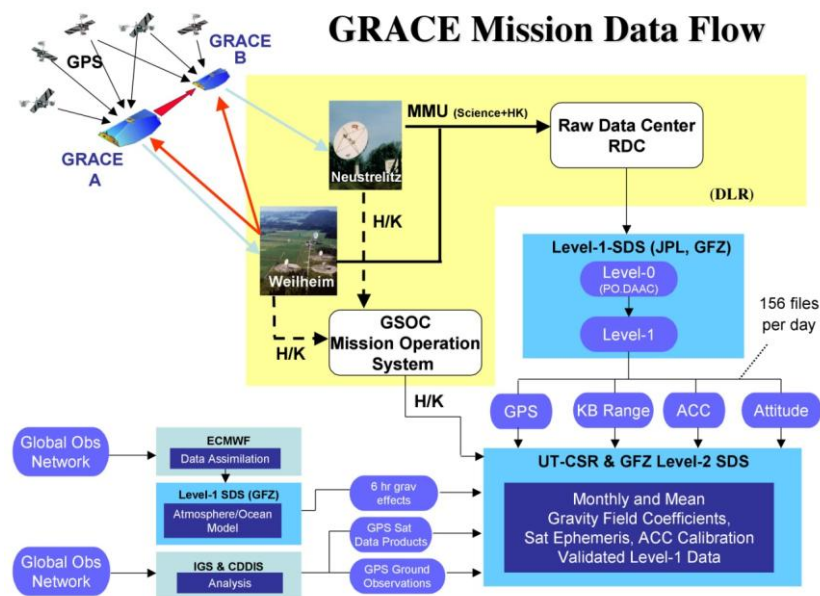


Figura 21 – Esquema de funcionamento da missão [CSR, 2011].

2.4.5 SLR - *Satellite Laser Ranging*

O princípio de funcionamento do SLR baseia-se na medição da duração do trajeto, de ida e volta, de um muito curto pulso de fótons, emitido por uma estação de SLR para satélites equipados com refletores próprios. Na Figura 22 está representada uma sessão de observação SLR no Centro espacial de Goddard (GSFC).



Figura 22 – Estação SLR do GSFC em operação [NASA, 2011].

Atualmente existe uma rede global de estações (representada na Figura 23) que fazem medições instantâneas para vários satélites, o que permite a determinação de órbitas precisas, o que, por sua vez, é de grande importância para várias áreas da ciência. Esta rede é controlada pelo ILRS (*International Laser Ranging Service*), que disponibiliza dados de SLR e LLR e produtos relacionados para atividades de investigação geodésica e geofísica, assim como informação específica ao IERS (*International Earth Rotation and Reference Systems Service*) para efeitos de manutenção do ITRF.

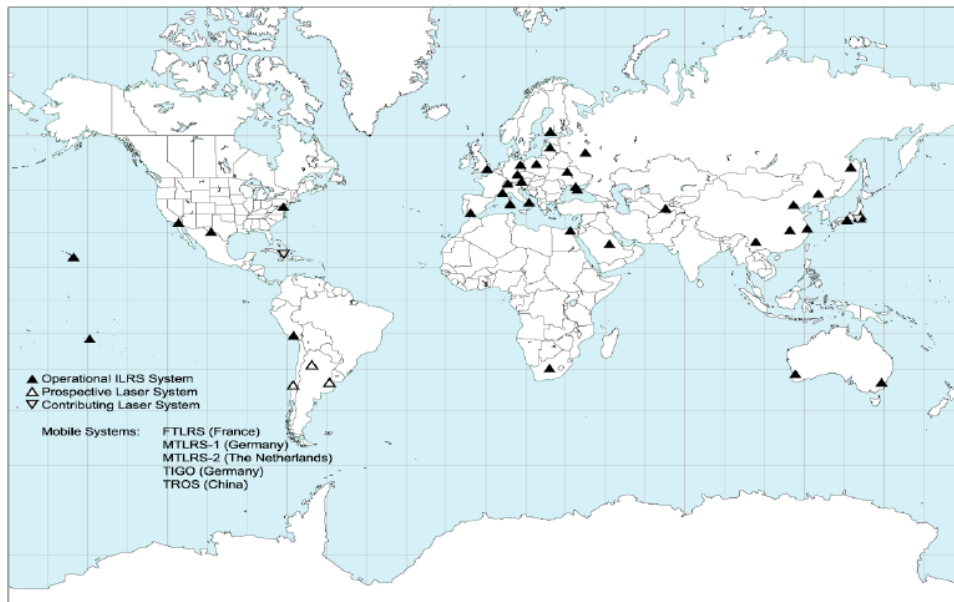


Figura 23 – Rede global de estações do ILRS [Pearlman *et al.*, 2002].

Assim os produtos do ILRS consistem em ficheiros SINEX (*Solution (Software/technique) INdependent EXchange Format*) de posições das estações da rede global ILRS, estimadas semanalmente, e parâmetros diários de orientação da Terra (coordenadas X, Y do polo e duração do dia) [ILRS, 2011].

De acordo com o ILRS [2011] a precisão milimétrica dos produtos SLR/LLR é suficiente para servir de base a uma variedade de aplicações científicas e operacionais, incluindo:

- Realização e melhoria do ITRF;
- Monitorização de deformações tridimensionais da Terra;
- Monitorização da rotação da Terra e do movimento do polo;
- Apoio à monitorização das variações da topografia da superfície do mar e respetiva variação de volume, o que engloba a circulação oceânica, determinação do nível médio do mar, espessura das camadas de gelo, etc.)
- Variações na distribuição das massas atmosféricas;
- Observações astronómicas para determinação da dinâmica dos equinócios, obliquidade da elíptica e a constante de precessão;
- Estudos do campo gravítico e variação temporal da constante gravitacional.

Argus *et al.* (1999) apresentaram resultados de observação do AGI, com técnicas geodésicas SLR e VLBI.

2.4.6 VLBI - *Very-Long Baseline Interferometry*.

A técnica de interferometria foi desenvolvida na radioastronomia com o objetivo de estudar a estrutura detalhada das fontes de rádio extraterrestres com uma grande resolução angular [Seeber, 2003].

A técnica de interferometria permite ter uma grande resolução angular através da obtenção de sinais rádio por duas ou mais antenas separadas por grandes distâncias, simulando assim um radiotelescópio de dimensão igual à distância máxima de separação das antenas.

Apesar da técnica de interferometria existir desde a década de 1930, a sua aplicação como técnica de Geodesia Espacial teve início há cerca de 25 anos, permitindo desde então a observação, com grande precisão, dos movimentos da Terra sólida. A VLBI é uma técnica geométrica que mede a diferença do tempo de chegada, a duas antenas situadas na Terra, de uma onda rádio emitida por um quasar ou outra fonte rádio muito distante da Terra. Utilizando um grande número de diferenças medidas, a partir dos vários quasares observados pela rede de antenas de observação, a VLBI permite determinar um referencial inercial definido pelos quasares e simultaneamente determina as posições precisas das antenas. Como a diferença temporal medida é da ordem dos picossegundos, a VLBI determina a posição das antenas com precisão milimétrica e a posição dos quasares com precisão na ordem dos milissegundos de arco. Na Figura 24 está representado o princípio de funcionamento da VLBI. Uma vez que as antenas estão fixas à Terra, é possível medir variações na orientação da Terra, e do referencial inercial, movimentos relativos das antenas quer de origem tectónica, quer com origem na deformação regional ou movimentos locais de elevação ou subsidência [GSFC, 2010].

A rede de estações IVS (*International VLBI Service for Geodesy & Astrometry*), representada na Figura 25, conta um centro coordenador, mais de 40 antenas, três centros operacionais – Instituto de Geodesia e Geoinformação na Alemanha, *CORE Operation Center* no GSFC da NASA e o *NEOS Operation Center*; seis centros correladores, onde é feita a correlação cruzadas das observações, sendo um na Alemanha, dois no Japão, um na Rússia e dois nos EUA; seis centros de dados, sendo um na França, na Alemanha, no Japão e nos EUA e dois em Itália; 26 centros de análise e sete centros de desenvolvimento tecnológico.

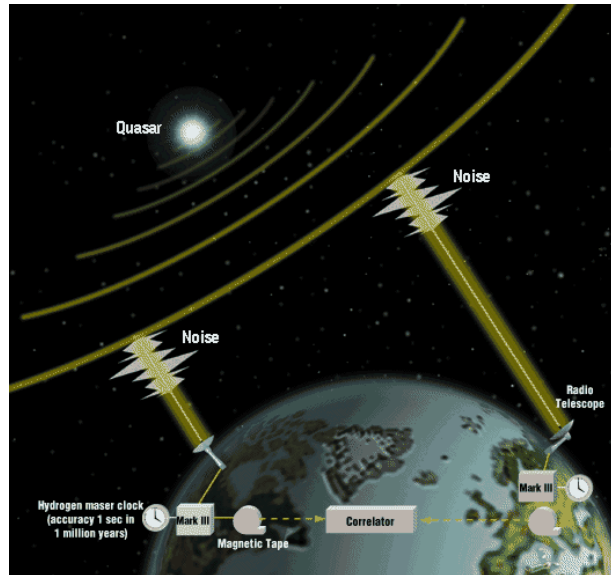


Figura 24 – Princípio de funcionamento do VLBI [GSFC, 2011].

De acordo com o IVS os produtos VLBI contribuem atualmente para:

- Definição e manutenção do referencial celeste;
- Monitorização do tempo universal (UT1) e da duração do dia (LOD);
- Monitorização das coordenadas do polo, medindo a nutação e a precessão.
- Determinação dos parâmetros de orientação da Terra;
- Definição do sistema de referência terrestre e respetivo referencial;
- Marés locais e pontos de referência;
- Medições meteorológicas, troposféricas e ionosféricas.

Em termos de investigação científica os produtos derivados do VLBI são usados ainda nas áreas da Geodesia, Geofísica e Astronomia, com diversas finalidades como:

- Estudo do movimento do polo;
- Investigação do interior da Terra sólida;
- Caracterização e melhorias no referencial celeste;
- Variações das marés oceânicas, terrestres e atmosféricas;
- Melhorias nos referenciais terrestres, principalmente na componente de escala vertical;
- Estudos climáticos.



Figura 25 – Rede de estações VLBI da IVS [2011].

2.5 Modelos de AGI

Devido à grande relevância que o AGI tem na compreensão e interpretação da estrutura reológica da Terra, foram desenvolvidos vários modelos de Terra, da história glacial da Terra e de AGI.

O primeiro elemento a ter em consideração na construção destes modelos de AGI é a história glacial da Terra e as cargas de gelo associadas. Esta história, por sua vez, influencia a história da carga oceânica, através da equação do nível do mar, assumindo o princípio da conservação da massa e a redistribuição da água pela superfície da Terra em função do geóide [Whitehouse, 2009]. A combinação da distribuição destas cargas na superfície é aplicada como carga de superfície ao modelo. Com base na distribuição da carga de superfície e no modelo da Terra pode-se tentar modelar a resposta da Terra.

De uma forma geral, a Terra tem uma estrutura radial de várias camadas, com características físicas e químicas distintas. Na Figura 26 está representada, num esquema não à escala, a estrutura radial do interior da Terra em função das propriedades físicas, em que D representa a densidade aproximada em g/cm^3 .

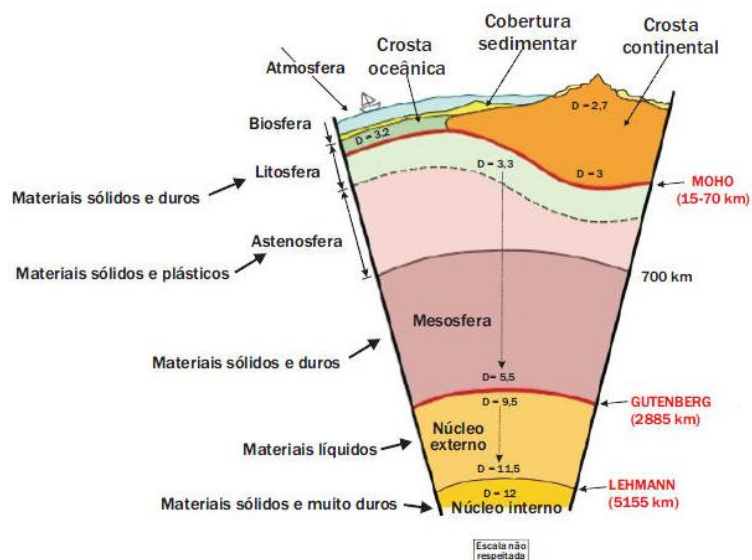


Figura 26 – Estrutura radial da Terra em função das propriedades físicas [INETI, 2010].

Na Figura 27 está representada em esquema, não à escala, a estrutura radial da Terra em função das propriedades químicas.

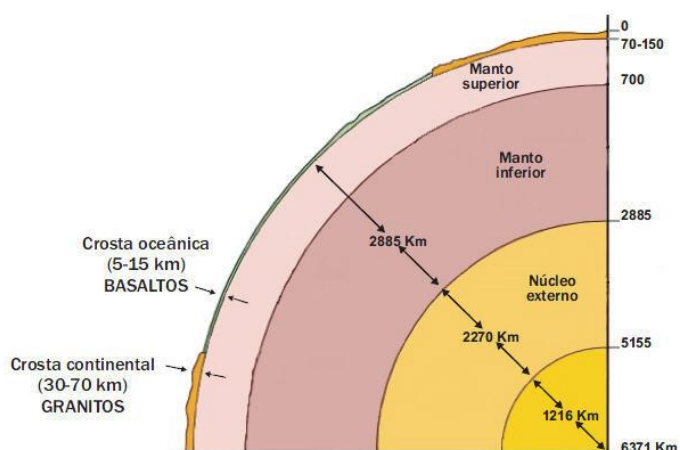


Figura 27 – Estrutura radial da Terra em função das propriedades químicas [INETI, 2010].

Da observação das figuras, verifica-se que, de uma forma geral, a estrutura química e física variam de forma semelhante, e que à crosta correspondem os materiais menos densos e que esta tem uma profundidade variável de 70 a 150 km, sendo que, de um modo geral, corresponde à biosfera e litosfera. Observa-se ainda que a densidade dos materiais aumenta com a profundidade, estando os materiais mais densos mais perto do centro da Terra. Pode-se ainda verificar na Figura 26 que as discontinuidades (Moho, Gutenberg e Lehmann) ocorrem quando as propriedades físicas e químicas das rochas se alteram no interior da Terra. Face à complexidade que caracteriza o interior da Terra, a sua modelação é muito difícil e complicada.

A estrutura da Terra utilizada na modelação do AGI varia em função da complexidade do modelo. A mais simples consiste numa Terra bidimensional constituída por duas camadas: uma camada elástica de espessura constante, a litosfera, e uma camada viscosa, o manto. Estes modelos mais simples são geralmente utilizados em estudos regionais.

Contudo os modelos mais utilizados nos estudos de AGI utilizam a geometria esférica para representar toda a Terra. Estes modelos consistem numa litosfera elástica de espessura constante, e entre 1 a 20 camadas viscoelásticas de manto, dependendo se é utilizada uma única camada para representar o manto ou se este é dividido em duas (manto superior e manto inferior) ou mais camadas, caso seja utilizada uma estrutura multicamada. Na maior parte dos modelos é atribuída a mesma densidade ao longo da mesma camada, o que na realidade não se verifica, pois a Terra apresenta variações de densidade radial e lateralmente. A maioria dos modelos que usam a geometria esférica utiliza o PREM (*Preliminary Reference Earth Model*), desenvolvido por Dziewonski and Anderson [1981]. O PREM é utilizado na determinação da estrutura elástica e densidade radial. Os valores de viscosidade são obtidos por inversão ou por estudos geofísicos independentes [Whitehouse, 2009].

Os modelos de geometria esférica, na sua generalidade, são essencialmente unidimensionais, pois apenas apresentam variação radial. No entanto, os modelos desenvolvidos mais recentemente já são tridimensionais, permitem variações laterais na espessura da litosfera, e admitem ainda variações laterais na viscosidade em diferentes profundidades. Os modelos mais recentes ou aplicam métodos espectrais ou são definidos em termos de elementos finitos. Estes modelos são constrangidos por informação geológica, incorporam perfis de viscosidade e foram desenvolvidos paralelamente à modelação de AGI. Whitehouse [2009] refere que estudos mais recentes demonstram que a inserção de uma estrutura tridimensional pode perturbar as previsões de velocidades devidas ao AGI, numa magnitude maior do que as respetivas incertezas.

Um dos principais elementos que determina a precisão de um modelo de AGI é a evolução da carga de gelo, ou seja, da história glacial. Os modelos de carga glacial mais recentes têm em consideração vários parâmetros, tais como: fluxo de calor geotermal, coeficientes de deslizamento basal, albedo, parâmetros climáticos, equilíbrio das massas e física de glaciares, que permite determinar como um glacial cresce, se desloca e se funde. Os modelos de carga glacial mais usados são o ICE-3G [Tushingham and Peltier, 1991] e o ICE-5G [Peltier, 2004].

O ICE-5G, quando associado ao modelo de viscosidade da Terra denominado VM2, também desenvolvido por Peltier [2004], dá origem a um modelo global de AGI. A construção deste modelo teve por base observações geodésicas de GPS, DORIS, VLBI e SLR.

2.5.1 ICE-5G

O modelo de glaciação mais utilizado nos vários artigos consultados foi o ICE-5G, que por vezes estava associado ao modelo de Terra VM2, outras vezes ao VM4, outras vezes a modelos de viscosidade do autor do respetivo trabalho. Este modelo resulta de sucessivos refinamentos de modelos anteriores nomeadamente o ICE -3G e o ICE-4G. O ICE-5G VM2 foi modelado tendo por base observações de cerca de 140 estações DORIS, GPS, SLR, VLBI e das redes BIFROST e *Canadian Base Network* organizadas em três categorias, de acordo com a localização em placa considerada fixa, em placa afetada pelo AGI e em região sem interesse para o AGI, pelo que foram omissas no trabalho de Argus and Peltier [2010], mas que foram utilizadas para constranger o modelo. A tabela com as estações e respetivas velocidades e precisões são apresentadas no Anexo A. Deve ainda ser referida a utilização de várias técnicas de observação permite melhorar as incertezas obtidas nas estações que utilizaram mais do que uma técnica. Contudo, após a análise das tabelas em Anexo A, verificou-se que os resultados têm uma incerteza média de 3,2 mm/ano, sendo a melhor incerteza de 0,8 mm/ano na estação de Wettzell com técnicas VLBI, SLR e GPS e a pior de 13 mm/ano na Ilha de Amesterdão, determinada só com DORIS.

O ICE-5G incorpora um modelo refinado de degelo global após o último máximo glacial, apresentando melhorias na história da glaciação das regiões Euroasiáticas, das Ilhas Britânicas e respetiva espessura da camada de gelo, na Gronelândia, na Região da América do Norte e Antártica [Peltier, 2004].

Existem ainda modelos de AGI desenvolvidos em diversos estudos, nomeadamente [Whitehouse, 2009]:

2.5.2 German Research Center for Geosciences

Foram desenvolvidos vários estudos, sendo de realçar o desenvolvimento dos métodos de diferenças finitas espectrais [Martinec, 1999] e de elementos finitos [Martinec, 2000] para investigar a resposta viscoelástica de um modelo de Terra esférica, com uma estrutura tridimensional de viscosidade, a uma carga de

superfície. Incluíram, ainda, uma função variável com o tempo, de modo a garantir uma correta redistribuição da água que derrete dos glaciares e a evolução da linha de costa [Hagedoorn *et al.*, 2007]. Nestes estudos são ainda consideradas as variações no vetor de rotação da Terra em função da redistribuição de massas à superfície e no seu interior [Martinec and Hagedoorn, 2005].

2.5.3 Kaufmann

Dedicou-se à inversão das observáveis do AGI, de modo a constranger as viscosidades do manto e a estudar as variações laterais da estrutura da Terra, utilizando o método dos elementos finitos [Kaufmann and Wolf, 1996; Kaufmann, 1997; Kaufmann *et al.*, 1997; Kaufmann and Wolf, 1999; Kaufmann and Lambeck, 2000; Kaufmann *et al.*, 2000; Kaufmann and Lambeck, 2002; Kaufmann and Wu, 2002; Kaufmann *et al.*, 2005].

2.5.4 Lambeck

Esteve na linha da frente da investigação do AGI nas últimas duas décadas. Desenvolveu um trabalho completo no que concerne aos dados de entrada à modelação do AGI [Lambeck, 1993a; Lambeck, 1993b], incluindo a história glacial, a estrutura da Terra e a interação do clima com os ciclos glaciares e a variação do nível do mar [Lambeck *et al.*, 2002]. Foi o primeiro a inferir variações laterais de viscosidade do manto a partir de estudos do nível do mar [Nakada and Lambeck, 1991; Lambeck and Chappel, 2001].

2.5.5 Milne and Mitrovica

Na última década desenvolveram métodos de precisão para resolver a equação do nível do mar (*sea-level equation*) e usaram a modelação para investigar e explicar a dimensão do fenómeno geofísico que é o AGI. Desenvolveram métodos espectrais e pseudo-espectrais para resolver a equação do nível do mar através de harmónicas esféricas [Mitrovica *et al.*, 1994a; 1994b] e realizaram inversões do espectro de relaxação para inferir a viscosidade do manto e compreender a sensibilidade da estrutura de dados de AGI a diferentes profundidades [Mitrovica and Peltier, 1991]. Uma solução recente consiste num perfil de viscosidade radial de 25 camadas que vão desde 0.4×10^{21} Pa-s no manto superior a 10^{23} na zona inferior do manto médio abaixo de uma litosfera de 80 km [Mitrovica and Forte, 2004]. Nos seus estudos, Milne and Mitrovica alertaram para os potenciais erros que foram introduzidos por modelos de história glacial, inferências da viscosidade do manto e estimativas do degelo atual, erros esses devido à não inclusão de

parâmetros relativos a processos geofísicos chave para a modelação do AGI, nomeadamente: identificaram erros em vários modelos anteriores de AGI [Mitrovica *et al.*, 1993] e atualizaram a teoria que em que se baseia a equação do nível do mar incluindo a migração da linha de costa [Milne and Mitrovica, 1998], a rotação [Milne and Mitrovica, 1996], o efeito do gelo do mar [Milne *et al.*, 1999] e a estrutura lateral da Terra [Latychev *et al.*, 2005].

2.5.6 Sabadini, Spada et al.

Foram os pioneiros no estudo do efeito da estrutura lateral da Terra no AGI. Inicialmente utilizaram métodos de elementos finitos para cálculos de deformação num modelo de Terra plana e simétrica com a estrutura lateral simples e na presença de uma carga de gelo [Sabadini *et al.* 1986; Gasperini and Sabadini, 1989; Giunchi *et al.*, 1997; Giunchi and Spada, 2000]. Utilizaram ainda a reologia da Terra de Maxwell e a aproximação espectral para analisar o impacto das variações de viscosidade no deslocamento da Terra sólida e para quantificar que extensão lateral de viscosidade, e respetivas variações, influenciam as inferências da viscosidade do manto. Estudos iniciais demonstram que as estações junto dos limites dos lençóis de gelo são mais sensíveis à espessura da litosfera [Sabadini *et al.*, 1986], enquanto o deslocamento na zona central da carga é controlado pela viscosidade média de toda a zona em carga [Gasparini and Sabadini, 1990]. Em estudos mais recentes concluíram que o nível do mar relativo não pode ser utilizado para constranger a estrutura tridimensional da Terra até que haja modelos da história glacial mais exatos [Spada *et al.*, 2006].

2.5.7 Wu

Utilizou métodos de elementos finitos para produzir algumas das primeiras soluções de deformação isostática e variações no nível do mar relativo devido ao AGI. Desenvolveu o seu trabalho dando principal atenção à estrutura reológica da Terra e respetivas implicações nas observáveis do AGI. Recentemente dedicou-se ao efeito das variações laterais da estrutura da Terra com base nas predições do AGI. Realizou estudos sobre a sensibilidade axissimétrica que reforçaram a ideia de que só modelos tridimensionais permitem inferir variações laterais na espessura da litosfera ou na viscosidade do manto [Kaufmann *et al.*, 1997] e de que as observáveis do AGI têm uma grande sensibilidade à estrutura lateral da Terra nas margens das zonas onde existiu a carga [Kaufmann *et al.*, 1997; Wu and van der Wal, 2003; Wu *et al.*, 2005].

2.5.8 Zhong, Paulson and Wahr

Desenvolveram um modelo esférico de elementos finitos, para estudar, originalmente, a convecção viscosa do manto [Zhong *et al.*, 2000]. O modelo desenvolvido é incompressível, auto-gravitacional, e tem a possibilidade de incluir uma estrutura viscoelástica tridimensional. Nas suas investigações descobriram que o efeito da variação da espessura da litosfera no nível do mar relativo depende da dimensão da carga e do local onde foi feita essa observação. Assim, a variação do nível do mar relativo é mais sensível às variações da espessura da litosfera nas regiões de pequenos lençóis de gelo e nas margem desses lençóis de gelo e, afirmaram ainda que nestas regiões o AGI é controlado pela estrutura local da litosfera [Zhong and Paulson, 2003].

Devido ao grande interesse que o AGI tem na comunidade científica internacional, os estudos que incorporam observáveis derivadas deste fenómeno multiplicam-se, com vista ao conhecimento da estrutura do interior da Terra, bem como dos mecanismos que regulam os movimentos do interior da Terra. Devido ao grande interesse e ao grande volume de trabalhos existentes foram apenas focados aqueles que, do ponto de vista do autor, mais contribuíram para a obtenção de modelos globais de AGI e modelos de Terra realistas e com previsões próximas das observações de AGI registadas.

Os modelos de AGI existentes baseiam-se e são constrangidos por observações de determinados fenómenos. Esses fenómenos constituem uma prova do AGI e, em simultâneo, fornecem informação que permite constranger os modelos criados. As principais fontes de informação sobre o AGI são:

- **Dados sobre o nível do mar relativo** – o registo da altura do mar desde o início da deglaciação até aos nossos dias é uma prova fundamental do AGI. Esta informação pode ser obtida através da área da Arqueologia, do registo de marégrafos, de marcadores paleontológicos e/ou sedimentares, marcadores biológicos e praias elevadas;
- **Observações Geodésicas** – a aplicação de técnicas geodésicas com vista à determinação do AGI, é relativamente recente. No entanto, as campanhas de nivelamento de precisão, aliadas a observações de marégrafo e a campanhas gravimétricas, são uma excelente fonte de informação sobre o AGI. Mais recentemente a utilização de técnicas espaciais, como o GPS, GLONASS, VLBI, SLR/LLR, permitiram observações de posicionamento, velocidade de estações em zonas afetadas pelo AGI; por outro lado, as missões GRACE e

GOCE permitiram observar as anomalias de gravidade nessas mesmas zonas. Deve ser ainda realçado que, enquanto as técnicas de Geodesia medem a deformação da Terra, as observações de gravimetria permitem inferir a redistribuição de massas na Terra.

Contudo os modelos existentes acima mencionados não têm em consideração determinados processos, que também afetam as observações de AGI, nomeadamente: a redistribuição de sedimentos, existência e distribuição de represas e/ou lagos de água doce resultante do degelo dos glaciares e variações do nível do relativo do mar, cuja origem não é o AGI, tais como processos geológicos de alastramento do fundo oceânico, redistribuição interna de massas, efeitos rotacionais, degelo atual, efeitos antropogénicos, dinâmica dos oceanos, condições atmosféricas, tectónica, entre outras [Whitehouse, 2009].

King *et al.* [2010] apresentaram novos constrangimentos à modelação do AGI, tendo focado o seu trabalho nas regiões da Gronelândia e da Antártica. Para esse efeito utilizaram observações de GPS, DORIS, VLBI e SLR. Neste trabalho King *et al.* [2010] realçam as grandes incertezas nos modelos actuais, observando que estas se devem essencialmente a duas causas: a primeira é o facto de a história glacial ser reconstruída com base em observações do nível do mar, a segunda é devida à utilização de um modelo de reologia da Terra linear para o cálculo da inversão. Afirmam ainda que a melhoria da precisão e da exatidão das observações GPS e o adensamento das redes de observação GPS vão permitir melhorar os modelos já existentes, quer devido à precisão do posicionamento quer devido à cobertura que garante em termos globais. Contudo afirmam que a integração de informação geodésica com informação não geodésica irá fornecer constrangimentos ótimos para a modelação do AGI.

2.6 Observações do AGI

O AGI é determinado pela deformação sofrida pela Terra em virtude do aumento da carga de superfície de origem glacial numa determinada zona, durante um determinado período de tempo. O aumento da carga provocou uma subsidência. Uma vez diminuída a carga há lugar a um movimento de regresso ao estado inicial. A observação deste movimento de soerguimento tem sido feita há vários séculos. Desde os relatos da idade média, como descreve Seppälä [2005], as observações de AGI tiveram uma evolução científica. De acordo com Ekman [1995], existem séries temporais de observações do marégrafo de Estocolmo com cerca de 200 anos. Contudo, Hammarklint [2007] diz que, em formato digital, só há dados de Estocolmo

desde 1889, apesar das observações sistemáticas, do nível do mar, terem começado em 1774, no porto de Estocolmo. Mas com a evolução tecnológica, com a implementação das tecnologias e observações espaciais, é possível fazer observações do GIA, com grande rigor, principalmente através de três tipos de observáveis:

1. **Meios GNSS e de posicionamento por técnicas de Geodesia Espacial** – hoje em dia, é possível obter posições e velocidades, horizontais e verticais, com grande precisão e exatidão, através de meios GNSS, quer através da utilização da constelação GPS, quer através da utilização das constelações GLONASS e GPS em simultâneo. As taxas obtidas são referentes a variações observadas relativamente ao centro de massa da Terra.
2. **Observação do Nível do Mar** – uma consequência observável da deformação da Terra é a variação do nível médio do mar. Atualmente o nível do mar é medido através da utilização de uma rede global marégrafos que através do PSMSL (*Permanent Service for Mean Sea Level*), monitoriza o nível médio do mar global com mais de 1100 marégrafos espalhados por todo o mundo. Com base nesta rede global é possível observar a subida do nível eustático do mar, mas em simultâneo é possível determinar as tendências locais de variação do nível médio do mar. Contudo o AGI com origem na última época glacial é um fenómeno que existe há milhares de anos, pelo que também é um fenómeno observável pela reconstrução de linhas de costa. As observações feitas em marégrafos podem ter uma precisão relativamente elevada, quando comparadas com a reconstrução das linhas de costa. Existem ainda missões espaciais com vista à observação do nível do mar, como é o caso do TOPEX/Poseidon.
3. **Variações no campo gravítico ou anomalias de gravidade** – o movimento de subsidência devido à carga de superfície dá origem ao deslocamento e redistribuição de massas no interior da Terra. Uma vez que a compensação isostática, devida à eliminação ou diminuição dessa carga, tem um ciclo muito mais longo do que a evolução da carga, é possível observar as anomalias da gravidade e respetivas taxas evolutivas, devido a essa ausência de massa e ao processo de compensação isostático. Estas medições podem ser feitas através de observações de satélite, como são o caso do GRACE e do GOCE, ou por campanhas gravimétricas, realizadas em aeronaves ou em terra.

As redes de nivelamento clássico também permitem a observação do AGI. Contudo, estas redes têm, normalmente, uma dimensão local, enquanto o AGI tem uma dimensão regional. Assim o deslocamento vertical observado por uma rede de

nivelamento é sempre um deslocamento relativo. Permite uma observação do AGI, em pequena escala, no sentido em que permite determinar diferenças de velocidades em diferentes pontos da rede. Este tipo de observações foi muito utilizado no século XX, mas caiu em desuso com a implementação das tecnologias de observação espacial, apesar de ainda ser utilizado em projetos globais de Geodinâmica e Geofísica. Outros problemas associados às redes de nivelamento são a morosidade dos trabalhos, os custos associados e a dificuldade de acesso a locais longe de vias de comunicação.

3 Dados

Os dados usados para determinação do AGI por GPS são as posições diárias de 47 estações IGS, discriminadas na Tabela 1. Estas estações foram observadas ao longo de 11 anos, de 1999 a 2009, inclusive. A posição diária de cada estação foi processada com o GAMIT/GLOBK, conjuntamente com algumas centenas de estações IGS e de diversas redes nacionais, como é o caso da rede de estações de referência SERVIR, entre outras, e as velocidades foram calculadas com o GGMatlab [Herring, 2003].

Tabela 1 – Lista de Estações IGS usadas na determinação do AGI.

Estação	Latitude (graus decimais)	Longitude (graus decimais)	Altitude Elipsoidal (m)	Período de Observação
ALBH	48.3898	236.5125	31.745	1999.001→2009.996
ALGO	45.9558	281.9286	200.903	1999.001→2009.996
ALRT	82.4943	297.6595	78.128	2002.884→2009.996
AMC2	38.8031	255.4754	1911.407	1999.001→2009.996
BOR1	52.2770	17.0735	124.367	1999.415→2009.996
BRUS	50.7978	4.3592	149.670	1999.001→2009.996
CAS1	-66.2834	110.5197	22.455	1999.001→2009.993
CHUR	58.7591	265.9113	-19.404	1999.001→2009.996
COYQ	-45.5143	288.1079	476.184	1999.036→2009.412
DAV1	-68.5773	77.9726	44.403	1999.001→2009.996
DRAO	49.3226	240.3750	541.877	1999.001→2009.996
DUBO	50.2588	264.1338	245.266	1999.001→2009.979
FAIR	64.9780	212.5008	318.992	1999.001→2009.996
Goug	-40.3488	350.1193	81.257	1999.001→2008.714
HERS	50.8673	0.3363	76.487	2001.673→2009.996
HOFN	64.2673	344.8021	82.612	1999.001→2009.996
INVK	68.3062	226.4730	46.389	2001.558→2009.996
JOZE	52.0973	21.0315	141.447	1999.001→2009.996
KELY	66.9874	309.0552	229.868	1999.001→2009.996
KERG	-49.3515	70.2555	73.019	1999.001→2009.996
KIRU	67.8574	20.9684	390.948	1999.001→2009.897
KOSG	52.1784	5.8096	96.852	1999.001→2009.996
MAC1	-54.4995	158.9358	-6.778	1999.001→2009.996

MCM4	-77.8383	166.6693	97.979	1999.001→2009.996
METS	60.2175	24.3953	94.599	1999.001→2009.996
NLIB	41.7716	268.4251	207.037	1999.001→2009.722
NRC1	45.4542	284.3762	82.484	1999.001→2009.996
NYA1	78.9296	11.8653	84.208	1999.001→2009.996
NYAL	78.9296	11.8651	78.462	1999.001→2009.996
OHI3	-63.3211	302.0986	32.594	2003.198→2009.996
ONSA	57.3953	11.9255	45.572	1999.089→2009.996
PALM	-64.7751	295.9489	31.024	2000.001→2009.996
POTS	52.3793	13.0661	144.420	1999.001→2009.996
QAQ1	60.7153	313.9522	110.407	2002.390→2009.996
REYK	64.1388	338.0445	93.042	1999.001→2009.996
SCH2	54.8321	293.1674	498.215	1999.001→2009.996
STJO	47.5952	307.3223	152.839	1999.001→2009.996
SYOG	-69.0070	39.5837	49.998	1999.001→2009.996
TRO1	69.6627	18.9396	138.069	1999.001→2009.996
TROM	69.6627	18.9383	132.457	1999.006→2009.341
USNO	38.9190	282.9338	48.879	1999.001→2009.710
VESL	-71.6738	357.1582	862.359	2000.001→2009.996
WES2	42.6133	288.5067	85.020	1999.001→2009.996
WHIT	60.7505	224.7779	1427.382	1999.001→2009.996
WSRT	52.9146	6.6045	82.285	1999.001→2009.996
WTZR	49.1442	12.8789	666.027	1999.001→2009.996
YELL	62.4809	245.5193	180.887	1999.001→2009.996

3.1 Processamento com GAMIT/GLOBK

3.1.1 Introdução ao GAMIT/GLOBK

O GAMIT/GLOBK é um *software* de processamento e análise de observações GPS desenvolvido pelo MIT (*Massachusetts Institute of Technology*), pelo Centro de Astrofísica Harvard-Smithsonian e pela Scripps Institution of Oceanography no final da década de 1970, quando o MIT iniciou a construção de recetores GPS. O código derivou de *software* dos anos 1960-1970 de cálculo VLBI e de cálculo de efemérides planetárias. Em 1987 foi implementado na plataforma Unix, para em 1992 se iniciar o desenvolvimento de ferramentas de processamento automático, o que permite que,

em meados da década de 1990, o GAMIT faça o processamento totalmente automático de observações GPS quer estações permanentes em observação contínua, quer de observações de campanhas de observação temporárias.

Atualmente o GAMIT tem automatizado os procedimentos de transferência de dados e outros ficheiros via ftp (*file transfer protocol*), a extração de informação dos ficheiros RINEX, criação de estruturas de ficheiros, criação automática de relatórios de aviso e de situação.

O GAMIT consiste numa série de programas que analisam as observações de fase (L1 e L2) e de pseudo-distância do GPS para estimar os seguintes parâmetros:

- coordenadas das estações;
- parâmetros das órbitas dos satélites – que incluem as condições iniciais, parâmetros de radiação e deslocamentos do centro de fase;
- parâmetros de orientação da Terra;
- parâmetros de atrasos atmosféricos – atraso zenital dependente do instante de observação e respetivos gradientes;
- ambiguidades de ciclo.

Para esse efeito combina soluções de GPS (e também de SLR e VLBI) através das estimações dos mesmos parâmetros e respetivas matrizes de covariância, permitindo assim estimar novos parâmetros, como as velocidades das estações e respetivas séries temporais, ajustes às órbitas dos satélites, parâmetros de orientação da Terra ou deformações pós-sísmicas.

O GAMIT inclui algoritmos de cálculo das diferenciação das observações que permite fazer diferenças simples e duplas das observações de fase. Estes algoritmos permitem extrair o máximo de informação de posicionamento possível a partir dos dados de fase, independentemente do número de interrupções, e tem em consideração as correlações que são introduzidas pelo processo de diferenciação.

Na presença de saltos de ciclo, as estimativas iniciais dos parâmetros das órbitas e/ou das estações são obtidas através de diferenças triplas das observações de fase. Estas diferenças triplas são utilizadas nas estimações iniciais, mas não são utilizadas na estimação de parâmetros. Há ainda que ter em atenção, que apesar do cálculo por diferenças duplas eliminar as variações de fase entre os osciladores dos satélites e dos recetores, os erros do instante da observação, registados pelos relógios do recetor, não são eliminados pelo processo de diferenciação. Contudo, as observações

de pseudo-distância associadas a um conhecimento *a priori* das coordenadas da estação, dentro de uma determinada precisão, podem ser utilizadas na determinação do erro do relógio do recetor até um microssegundo, o que se adequa a manter a incerteza, resultante das diferenças duplas das observações de fase, abaixo de um milímetro.

A maior fonte de erro em observações GPS com frequência simples é o atraso ionosférico. Contudo este atraso pode ser reduzido a menos de um milímetro através da utilização de combinações lineares das observações de fase de L1 e de L2.

Os principais passos na estimação de parâmetros são a integração das órbitas de satélite, a modelação da observação de fase teórica, o cálculo das derivadas parciais dos parâmetros da fase, a preparação dos dados de GPS e remoção dos saltos de ciclo, a estimação dos parâmetros pelo método dos mínimos quadrados e o cálculo da qualidade do ajustamento. O GAMIT durante o processo determina ainda uma tabela de desvios nas órbitas dos satélites, os coeficientes de carga oceânica por estação e respetivos valores interpolados para uma grelha, estimação de erros dos relógios – relógio padrão dos satélites e dos recetores – e estimação dos resíduos das observações de fase quer através de séries temporais, quer através de um *sky plot*.

Para se poder fazer um processamento em GAMIT são necessários:

- Ficheiros de controlo do processamento;
- Informação inicial das órbitas:
 - Órbitas radiodifundidas;
 - Órbitas SP3 do IGS;
 - GAMIT (*g-files*);
- Parâmetros de orientação da Terra em função do referencial a utilizar;
- Ficheiros de maré oceânica;
- Efemérides do Sol e da Lua para integração de órbitas e cálculo da maré terrestre;
- Ficheiro de informação do segundo intercalar (UTC vs GPST ou TAI);
- Ficheiros de informação dos satélites;
- Ficheiro de informação das estações:
 - coordenadas *a priori* (ou estimativa das coordenadas iniciais);
 - tipo de recetor e antena;
 - altura da antena;
- Modelo do centro de fase da antena;
- Ficheiros RINEX que o GAMIT converte para formato proprietário *x-files*;

- O processamento tipo em GAMIT tem normalmente sete passos: 1) a geração de efemérides orbitais com o módulo *arc*; 2) geração de resíduos com o módulo *model*; 3) edição automática dos resíduos com o módulo *autcln*; 4) obtenção da solução com o módulo *cfmrg/solve*; 5) Nova geração dos resíduos e respetivos parciais com base no modelo melhorado com o módulo *model*; 6) edição automática dos resíduos com o *autcln*; 7) obtenção da solução com o *cfmrg/solve*.

O GLOBK é constituído por um conjunto de programas que corre a partir de ficheiros de comandos. De um modo geral é um filtro de Kalman cuja primeira finalidade é combinar várias soluções geodésicas, como o GPS, VLBI, SLR. É flexível no que concerne a nomenclatura dos ficheiros e nos respetivos formatos, aceita ficheiros com soluções para análise, lê soluções em formato binário *h-files*. Também aceita "quasi-observações" e estimativas das posições das estações e respetivas matrizes de variâncias e covariâncias, os parâmetros de orientação da Terra, parâmetros orbitais, e posições geradas durante o processamento inicial das observações. Estas soluções são soluções livres, de modo a que os parâmetros globais possam ser estrangidos uniformemente numa solução combinada. A análise de soluções pode ser feita através do módulo *globk*, que faz uma combinação das soluções, do módulo *glred*, que processa pequenas sessões ou uma sessão da cada vez ou do módulo *glorg*, que aplica estrangimentos generalizados. No final de um dos processamentos é feita a análise e interpretação dos resultados.

O GLOBK tem como ficheiros de entrada os *h-files* binários gerados pelo *htoglb* a partir dos *h-files* ASCII resultantes do GAMIT, os ficheiros SINEX (em opção) e os ficheiros de comando. Opcionalmente é possível inserir ficheiros de órbitas dos satélites, dos parâmetros de orientação da Terra, ficheiros com as coordenadas *a priori* das estações e respetivas velocidades [Herring *et al.*, 2009a].

3.1.2 Processamento GAMIT/GLOBK

Os dados utilizados para obter as velocidades verticais observadas por GPS com vista a determinar o AGI, resultam de 11 anos de observação. As principais opções de processamento escolhidas incluíram a aplicação de pesos aos parâmetros das órbitas dos satélites e aos nove parâmetros de forças não gravitacionais, como a pressão da radiação solar direta e indireta, resistência do ar, atividade geomagnética, entre outras, e estimação dos mesmos. A observável escolhida é a resultante da combinação linear livre da ionosfera e que na solução final do *solve* vai fazer a atribuição dos parâmetros das ambiguidades e a resolução de ambiguidades através da combinação de banda

larga feita pelo *autclin* com a utilização de pseudo-distâncias. Estimação de parâmetros troposféricos com o intervalo de um por hora, aplicação de 10° de ângulo de máscara na estação e de ângulo de corte na determinação de parâmetros troposféricos com determinação de um gradiente por dia de observação. O referencial utilizado foi o ITRF2005 e foram utilizadas órbitas de precisão da SOPAC expressas no mesmo referencial. As restantes opções são as que o GAMIT seleciona por omissão.

3.2 GGMatlab

O GGMATLAB é um conjunto de ferramentas (*toolbox*) desenvolvidas para serem usadas complementarmente ao GAMIT/GLOBK, permitindo, de uma forma interativa, a visualização de séries temporais de posições determinadas com o GAMIT/GLOBK e subsequente determinação de velocidades, através da interface gráfica (GUI - *Graphic User Interface*) do Matlab. É composto por dois componentes principais: o *velview* que permite visualizar e analisar campos de velocidades e o *tsview* que permite visualizar, analisar e manipular séries temporais.

Para efeitos desta dissertação apenas foi utilizado o *tsview*, pelo que só será explicado este componente.

O principal objetivo do *tsview* é avaliar a qualidade das séries temporais e gerar ficheiros de controlo para o GLOBK, que irá eliminar as más estimativas de posições, tendo em consideração a análise das séries temporais. O *tsview* não permite que seja alterado o referencial; assim, a comparação de séries temporais tem de ser entre séries no mesmo referencial (contudo, o *tsfit* pode ser usado na alteração do sistema de referência e assim gerar novas séries temporais no novo sistema).

O *tsview* representa as séries temporais das três componentes de posição para um referencial local, obtidas com o GLOBK. As 3 componentes são N, E e U (da designação anglo-saxónica *North, East e Up*).

A posição N representada no gráfico resulta da multiplicação da latitude geodésica pelo semieixo maior do elipsoide do WGS84, a posição E representada resulta da distância ao meridiano de Greenwich ao longo do paralelo correspondente à latitude da estação, a representação da altitude é a altitude elipsoidal relativamente ao WGS84. As latitudes são quantizadas para o cálculo da coordenada E, para que esta não varie com pequenas variações em latitude [Herring, 2003].

A sequência de operações no *tsview* é: *load* para carregar os ficheiros de saída do GLOBK, com informação da série temporal, *append* se se pretender acrescentar uma

série temporal à que foi previamente carregada, *detrend* para determinar a tendência linear da série, remover os *offsets* e aplicar as opções definidas na caixa do *Parameter Set*. Durante o cálculo das velocidades das estações foram sempre selecionadas as opções *real sigma* e *annual* que permite estimar os termos anuais do seno e cosseno da série temporal, com uma determinação realística das incertezas associadas. Na Figura 28 está representada, a título de exemplo, a série temporal da estação METS – Metsahovi, em Kirkkonummi na Finlândia – carregada no GGMATLAB, em que estão selecionadas as opções de determinar a incerteza realista, e os coeficientes anuais do seno e do cosseno. Foi ainda feita a consulta aos ficheiros de informação genérica das estações (*log files*), de modo a confirmar que as mudanças de equipamento das estações ou que qualquer outra mudança nas estações com efeito nas posições da estações, estavam refletidas na série temporal, de modo a serem tidas em consideração na determinação das respetivas velocidades. As quebras nas séries temporais podem ter origem no acrescentar de várias séries temporais da mesma estação (ou seja, para estações em que essas quebras já tinham sido inseridas durante o processamento com o GAMIT/GLOBK) ou podem ser inseridas nesta fase de análise, quando essa inserção se justifique (por exemplo, deslocamentos cossísmicos). O *tsview* tem ainda a possibilidade de eliminar observações discordantes com as restantes observações na série (*outliers*), quer individualmente ou por bloco. Estas observações discordantes resultam quer da qualidade intrínseca dos dados, quer de problemas de outra natureza (por exemplo, acumulação de neve nas antenas, comuns nas estações localizadas nas altas latitudes) e podem degradar a qualidade da série temporal, pelo que podem ser eliminadas.

As estimativas dos parâmetros, e as respetivas incertezas, são calculadas com base nas incertezas das estimativas das coordenadas das estações, espelhadas na série temporal, ou com base nas propriedades estatísticas dos resíduos da série temporal, tendo em consideração ou o ruído branco ou o ruído correlacionado. Se não for selecionada a hipótese de *RealSigma* (que significa incerteza realista) é utilizado um modelo de ruído branco, que gera estimativas otimistas das incertezas. Mas se a opção *RealSigma* for selecionada é utilizado um modelo de ruído correlacionado com o tempo para a estimação das incertezas. A utilização de um modelo de ruído correlacionado com o tempo permite que a correlação temporal dos resíduos para cada componente das coordenadas seja estimada através do aumento do χ^2 por número graus de liberdade para as médias dos resíduos determinadas e para séries sucessivamente mais longas. No caso do ruído branco, o χ^2 por número de graus de liberdade não depende da média ao longo da série temporal. Com a correlação das

séries temporais com base no tempo, o valor do χ^2 por grau de liberdade aumenta; ao mesmo tempo é feita a média aos resíduos para períodos de tempo sucessivamente mais longos. Herring [2003] afirma que, para uma determinada estação, as estimativas de velocidade secular apresentam uma incerteza realística três a cinco vezes superior às estimativas de incerteza com base no ruído branco. Herring [2003] refere, ainda, que a incerteza associada às coordenadas médias referentes a um período de 30 dias é reduzida de um fator de 2 nas coordenadas horizontais e de um fator de 4 nas coordenadas verticais, enquanto, que, se os resíduos fossem calculados com base no ruído branco, essa redução seria de um fator de cerca de 5.5 (aproximadamente a raiz quadrada de 30).

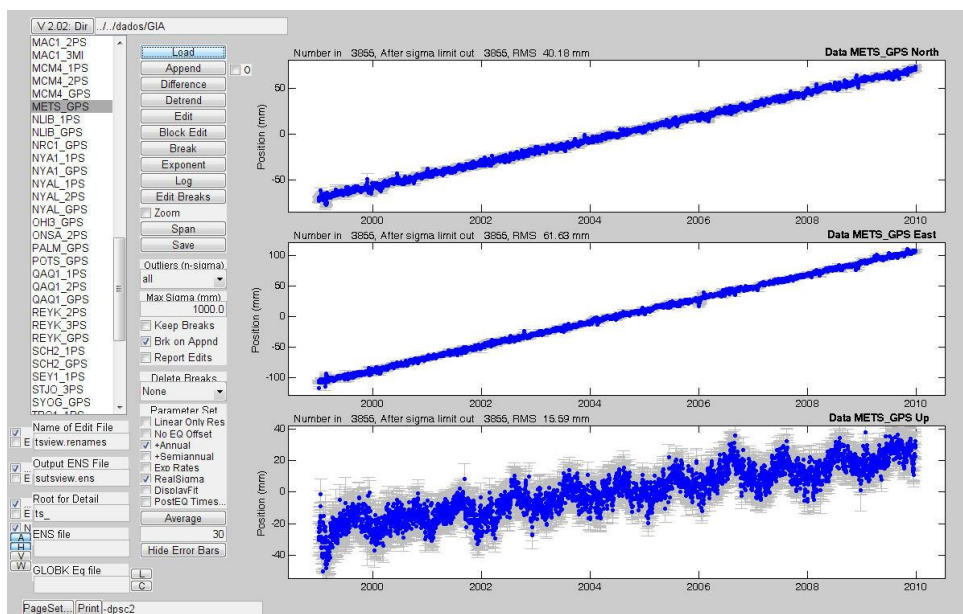


Figura 28 – Série temporal da estação METS.

3.2.1 Determinação das velocidades

Nesta dissertação foram feitas análises e determinadas as velocidades utilizando o GGMATLAB de 47 estações IGS, previamente processadas com o GAMIT/GLOBK. Foi sempre selecionada a opção *Real Sigma*.

A metodologia adotada foi a de carregar a série temporal de cada estação individualmente; se esta estivesse dividida devido a quebras inseridas pelo GAMIT/GLOBK, seria necessário acrescentar as restantes subséries, de modo a que a determinação da velocidade resultante da determinação da tendência fosse feita para o período total de observação (máximo de 11 anos). Na Figura 29 e Figura 30 são apresentadas as séries temporais de METS, também representada na Figura 28, mas agora após a execução do comando *detrend* e respetiva determinação da velocidade e termos anuais do seno e cosseno, e HOFN – Hoefn na Islândia - que demonstram as

duas situações. A série temporal para METS não apresenta nenhuma quebra, enquanto a série para HOFN apresenta duas quebras, sendo necessário acrescentar as restantes partes da série temporal, antes de extrair a tendência.

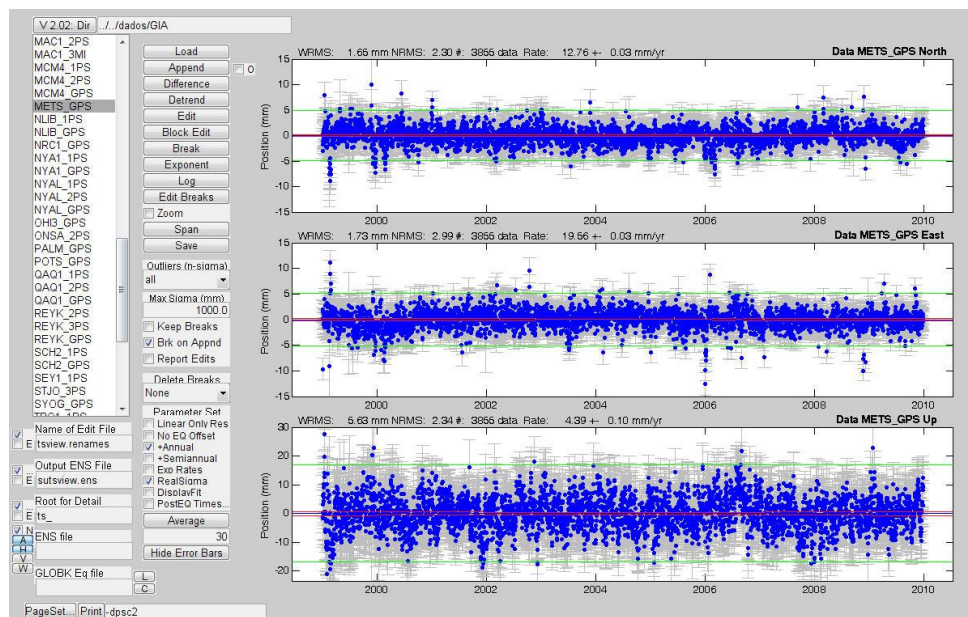


Figura 29 - Série temporal de METS após a execução do *detrend*.

Tendo em consideração a variação sazonal que se verifica em muitas das estações utilizadas, foi sempre selecionada a opção de determinar os termos anuais do seno e cosseno, de modo a minorar o efeito das referidas variações sazonais.

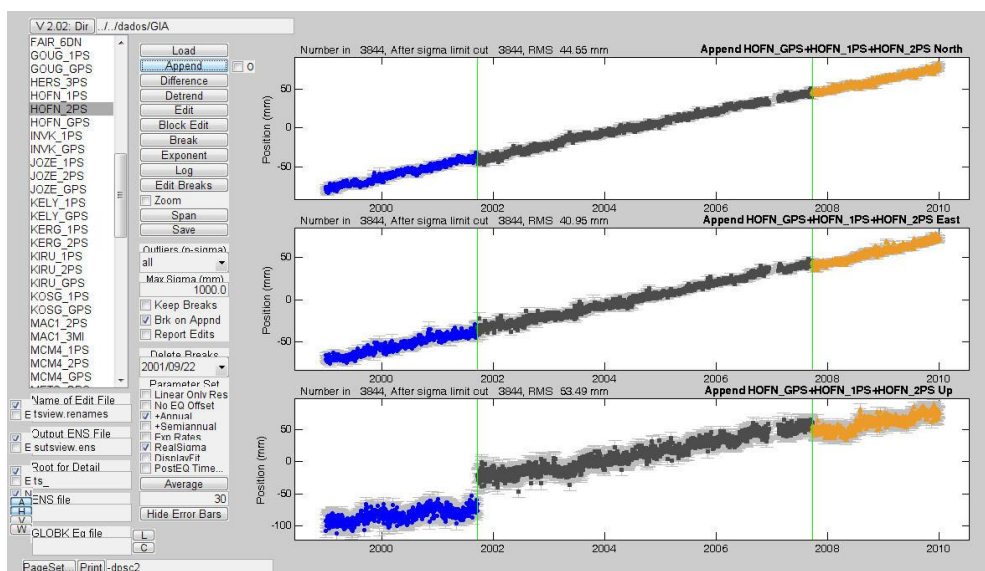


Figura 30 – Série temporal de HOFN.

Na Figura 31 pode ser observada a série temporal de Reikjavik. Nesta série, é possível verificar um salto evidente na componente vertical, que não tinha sido introduzido durante o processamento com o GAMIT/GLOBK. Deste modo, foi

necessário inserir uma quebra manualmente, pois o ficheiro de informação da estação apresentava uma mudança de antena, que estava refletida na série temporal. A Figura 32 mostra o resultado da determinação da velocidade antes da inserção da quebra na série e a Figura 33 mostra o resultado da determinação da velocidade, após a inserção da quebra.

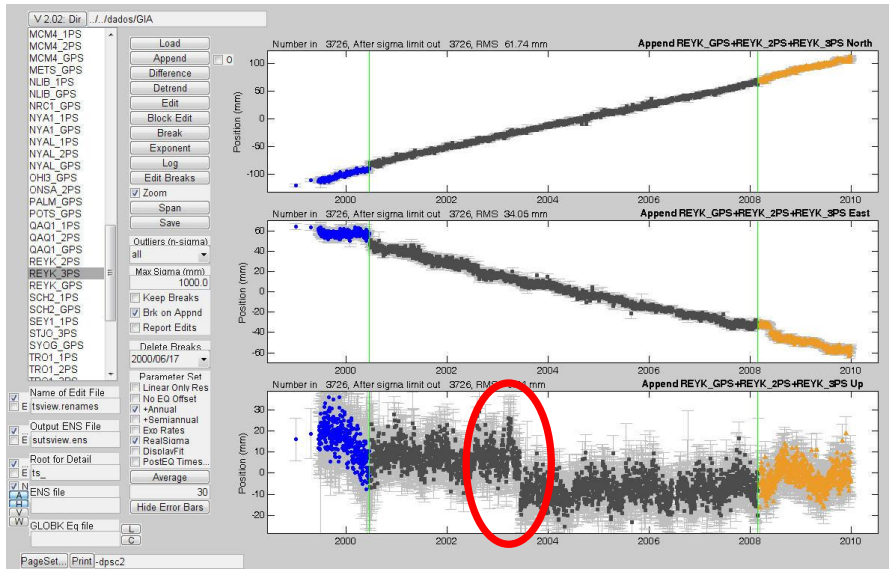


Figura 31 – Série temporal de REYK, com evidência de um salto na componente vertical, em 2003.

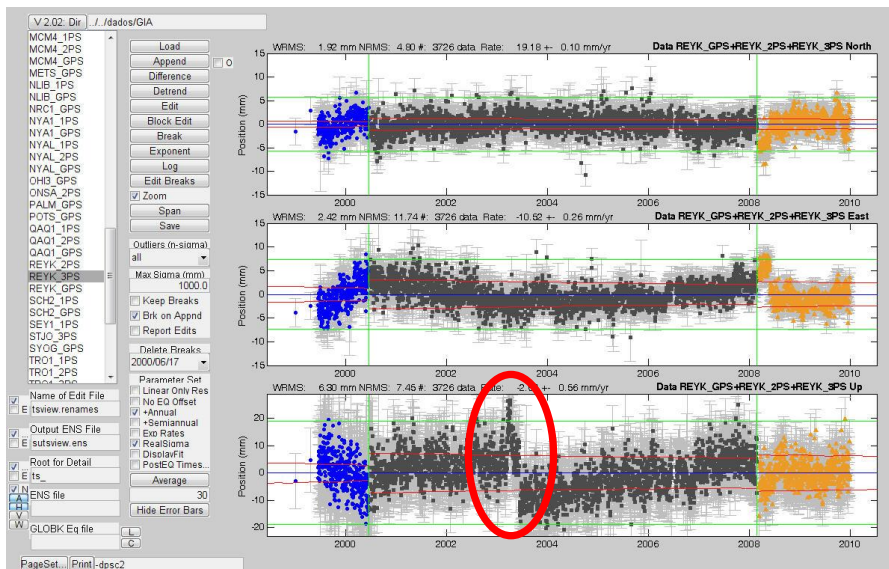


Figura 32 – Série temporal de REYK após a determinação da velocidade, antes da inserção de uma quebra em 2003.

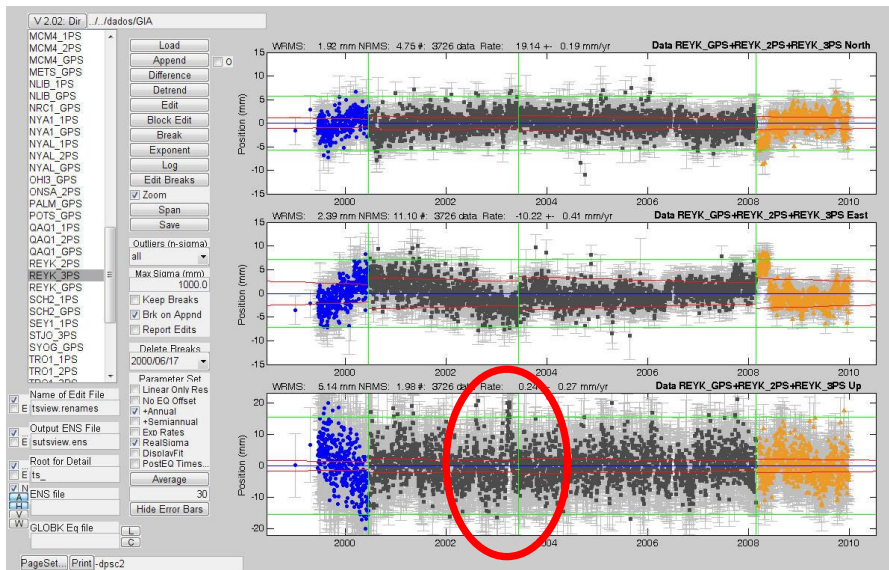


Figura 33 – Série temporal de REYK após a determinação da velocidade depois da inserção da quebra em 2003.

As velocidades das 47 estações IGS estão descritas na Tabela 2, assim como são apresentados os valores da respetiva incerteza realista ($R\sigma$) da velocidade vertical estimada. Estas velocidades e respetivas incertezas foram determinadas utilizando o GGMatlab com as opções acima descritas. Assim, na Tabela 2, a primeira coluna identifica a estação cuja localização vem discriminada na Tabela 1, a segunda coluna apresenta a velocidade vertical da estação, em mm/ano, velocidade esta que vai ser utilizada para comparação com os resultados dos outros estudos, a terceira coluna apresenta a incerteza realista, em mm/ano e que também vai ser utilizada para a comparação com os outros estudos. Na quarta e quinta coluna vêm apresentadas as velocidades e respetivas incertezas, em mm/ano, determinadas para comparação da razão de sigmas, feita na sétima coluna, de modo a confirmar os resultados de Herring [2003]. Assim na Tabela 2 estão espelhadas as velocidades verticais e respetivas incertezas determinadas pelos dois modos, utilizando as opções *Annual Trend* e *Real Sigma* e as velocidades e respetivas incertezas determinadas sem ser escolhida nenhuma opção, portanto, utilizando o ruído branco, e tendo uma incerteza otimista. Nessa tabela a sexta e a sétima colunas apresentam comparação através da diferença de velocidades e razão de incertezas, tornando possível confirmar que o ruído branco estima uma incerteza cerca de 4 vezes inferior à do ruído correlacionado, tal como foi apresentado por Herring [2003].

Tabela 2 – Velocidades determinadas e comparação de Incertezas.

Estação	Annual Trend + RealSigma		Detrend Normal		ΔV_z	$R\sigma/\sigma$
	V_z (mm/ano)	$R\sigma$ (mm/ano)	V_z (mm/ano)	σ (mm/ano)		
ALBH	0.340	0.28	0.59	0.09	0.250	3.11
ALGO	3.340	0.1	3.37	0.03	0.030	3.33
ALRT	6.020	0.29	6.04	0.07	0.020	4.14
AMC2	-0.850	0.29	-0.88	0.08	-0.030	3.63
BOR1	-0.330	0.09	-0.34	0.03	-0.010	3.00
BRUS	0.670	0.18	0.66	0.03	-0.010	6.00
CAS1	1.030	0.33	1.08	0.04	0.050	8.25
CHUR	9.310	0.37	9.74	0.12	0.430	3.08
COYQ	0.110	0.24	-0.18	0.09	-0.290	2.67
DAV1	-1.230	0.21	-1.25	0.04	-0.020	5.25
DRAO	0.690	0.13	0.77	0.04	0.080	3.25
DUBO	1.070	0.36	1.3	0.07	0.230	5.14
FAIR	1.230	0.43	1.36	0.1	0.130	4.30
GOUG	0.040	0.31	0	0.11	-0.040	2.82
HERS	0.120	0.15	0.14	0.04	0.020	3.75
HOFN	13.830	0.52	13.74	0.08	-0.090	6.50
INVK	-0.680	0.51	-0.65	0.11	0.030	4.64
JOZE	0.810	0.21	1.07	0.08	0.260	2.63
KELY	1.970	0.36	2.01	0.05	0.040	7.20
KERG	-0.980	0.46	-0.99	0.06	-0.010	7.67
KIRU	6.640	0.27	6.69	0.07	0.050	3.86
KOSG	-0.340	0.22	-0.31	0.06	0.030	3.67
MAC1	-1.940	0.19	-1.92	0.06	0.020	3.17
MCM4	-1.460	0.5	-1.27	0.06	0.190	8.33
METS	4.390	0.1	4.41	0.04	0.020	2.50
NLIB	-1.910	0.47	-1.88	0.08	0.030	5.88
NRC1	3.180	0.11	3.23	0.04	0.050	2.75
NYA1	7.110	0.35	7.09	0.06	-0.020	5.83
NYAL	7.320	0.28	7.27	0.07	-0.050	4.00
OHI3	4.510	0.42	4.46	0.11	-0.050	3.82
ONSA	2.770	0.12	2.77	0.03	0.000	4.00
PALM	5.960	0.59	5.95	0.07	-0.010	8.43
POTS	-0.210	0.18	-0.16	0.03	0.050	6.00
QAQ1	3.570	0.19	3.71	0.06	0.140	3.17
REYK	0.240	0.27	0.26	0.08	0.020	3.38
SCH2	10.520	0.2	10.49	0.05	-0.030	4.00
STJO	0.000	0.09	0.02	0.03	0.020	3.00
SYOG	0.030	0.34	0.02	0.03	-0.010	11.33
TRO1	3.350	0.37	3.18	0.12	-0.170	3.08
TROM	3.080	0.13	3.05	0.04	-0.030	3.25

USNO	-1.350	0.2	-1.32	0.04	0.030	5.00
VESL	0.900	0.61	0.98	0.08	0.080	7.63
WES2	-0.310	0.2	-0.15	0.08	0.160	2.50
WHIT	2.170	0.31	2.35	0.05	0.180	6.20
WSRT	-0.500	0.14	-0.49	0.03	0.010	4.67
WTZR	-0.410	0.18	-0.37	0.03	0.040	6.00
YELL	6.330	0.18	6.42	0.05	0.090	3.60
				Média	0.041	4.668

3.3 Análise de resultados

Com base nas observações GPS, nas opções de processamento já mencionadas, com recurso ao GGMATLAB e ao *Microsoft Excel*, foram obtidas as velocidades verticais e respetivas incertezas das estações IGS já referidas na Tabela 2. Para a elaboração dos mapas de deslocamento vertical foi utilizado o *software Generic Mapping Tools* (GMT) [Wessel and Smith, 2010]. Para efeito da elaboração dos referidos mapas, foram ainda utilizadas estações IGS e de outras redes nacionais de vários países, processadas pela SOPAC [SOPAC, 2010] ou pelo JPL [JPL, 2010]. O critério de escolha das estações foi baseado em vários fatores. O primeiro deles foi a coincidência da série temporal, ou seja, tinha de haver uma sobreposição total ou parcial do período de tempo processado com aquele que está em estudo. O segundo critério de escolha foi a não existência de sobreposições, ou seja, foram descarregados os ficheiros das posições, e respetivas velocidades, de todas as estações processadas pela SOPAC e pelo JPL, que estavam disponíveis na internet, e eliminadas as duplicações. Eliminaram-se as estações duplicadas com as 47 estações constantes da Tabela 1 e, posteriormente, eliminaram-se as duplicações entre os dados SOPAC e JPL, mantendo aquelas que apresentavam menor incerteza. No total foram utilizadas as velocidades verticais para mais de 1000 estações.

Na Figura 34 está representado um mapa mundial feito no GMT, em que a na área continental é representada a velocidade vertical da crosta, determinada por interpolação, tendo por base as velocidades verticais das estações acima descritas. Neste mapa da Figura 34 estão delimitadas a vermelho as zonas fundamentais de observação do AGI, sendo estas zonas detalhadas na Figura 35, para a *Fennoscandia*, na Figura 36, para o Canadá e Gronelândia e Figura 37, para a Antártica. Após cada imagem é apresentada uma tabela com as estações e respetivas velocidades, que estão localizadas na zona relativa à imagem. Assim, na Tabela 3 estão as estações utilizadas para a região da *Fennoscandia*, na Tabela 4 estão as estações utilizadas para a região do Canadá e Gronelândia e na Tabela 5 estão as estações referentes à região Antártica.

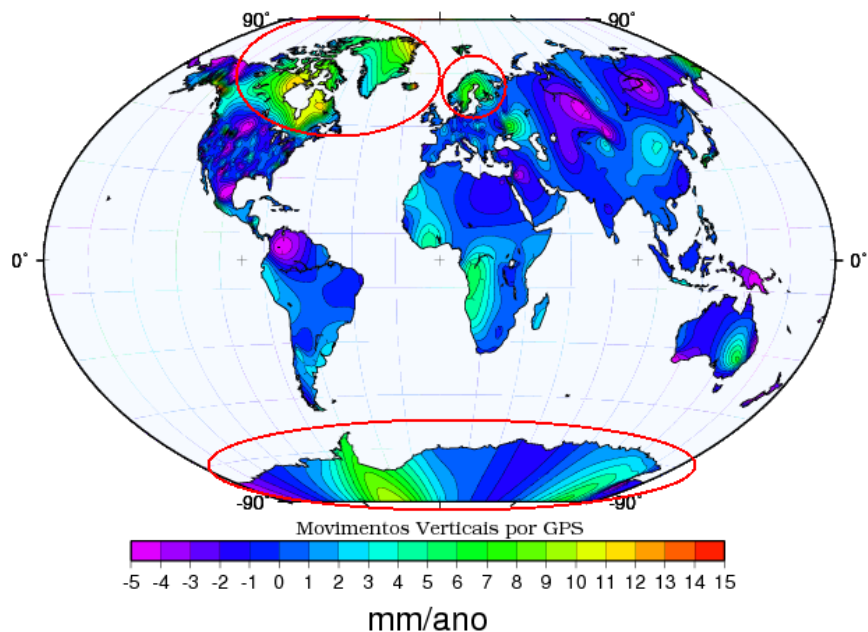


Figura 34 – Mapa Global de velocidades verticais observadas por GPS.

Na Figura 35 pode-se observar a tendência de soerguimento da região da *Fennoscandia*, sendo notória a forma alongada na direção SW-NE em que se regista a maior velocidade de subida. Na Tabela 3 estão discriminadas as estações utilizadas na região da *Fennoscandia* e respetivas velocidades verticais (V_z) e incertezas (R_{σ}), ambas em mm/ano, sendo de realçar as velocidades de NYAL (Ny-Alesund) com uma subida superior a 7 mm/ano e de KIRU (Kiruna) com uma subida superior a 6 mm/ano.

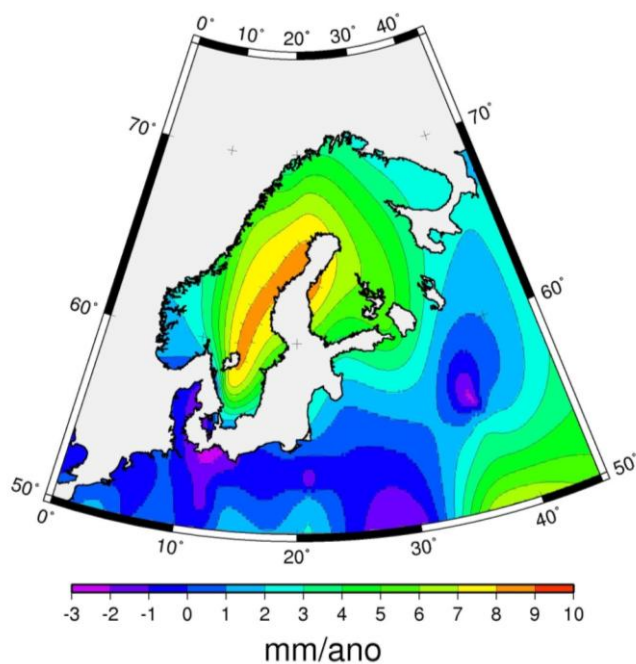


Figura 35 – Mapa de velocidades verticais observadas por GPS da região da *Fennoscandia* e região adjacente do Nordeste da Europa.

Quanto às incertezas associadas, pode-se observar que são baixas, o que reflete a qualidade dos resultados e do processamento, conferindo grande confiança nas velocidades determinadas. Observa-se ainda, no que concerne às incertezas, que estas são sempre inferiores a 1 mm/ano, e que representam menos de um terço da velocidade determinada, à exceção de HERS, cuja velocidade é muito perto de zero, mais concretamente 0.12 mm/ano e a incerteza é de 0.15 mm/ano.

Tabela 3 – Estações localizadas na região da *Fennoscandia*.

Estação	Vz (mm/ano)	Rsigma (mm/ano)
BOR1	-0.33	0.09
BRUS	0.67	0.18
HERS	0.12	0.15
JOZE	0.81	0.21
KIRU	6.64	0.27
KOSG	-0.34	0.22
METS	4.39	0.10
NYA1	7.11	0.35
NYAL	7.32	0.28
ONSA	2.77	0.12
POTS	-0.21	0.18
TRO1	3.35	0.37
TROM	3.08	0.13
WSRT	-0.50	0.14
WTZR	-0.41	0.18

Na Figura 36 pode-se observar o mapa de velocidades vertical nas regiões do Canadá, Norte dos EUA e da Gronelândia, sendo evidente a demarcação do soerguimento na região da Baía de Hudson, que é acompanhada pela subsidência da região envolvente, como se pode observar na região Norte dos EUA. É ainda observável um grande movimento de subida na costa Oeste do Canadá, que não está só relacionado com o AGI, mas também com outros fenómenos geofísicos, nomeadamente a tectónica de placas.

Na Tabela 4 estão discriminadas as estações utilizadas para determinar a velocidade vertical na região do Canadá, Norte dos EUA e Gronelândia, sendo de realçar as maiores velocidades de soerguimento para as estações de CHUR (Churchill), situada na margem Oeste da Baía de Hudson, com uma velocidade de 9.31 mm/ano, e para a estação de SCH2 (Schefferville), localizada na zona central da fronteira entre a

Província do Quebec e a Província da Terra Nova e Labrador, na região a Este da Baía de Hudson, que apresenta uma velocidade vertical de 10.42 mm/ano.

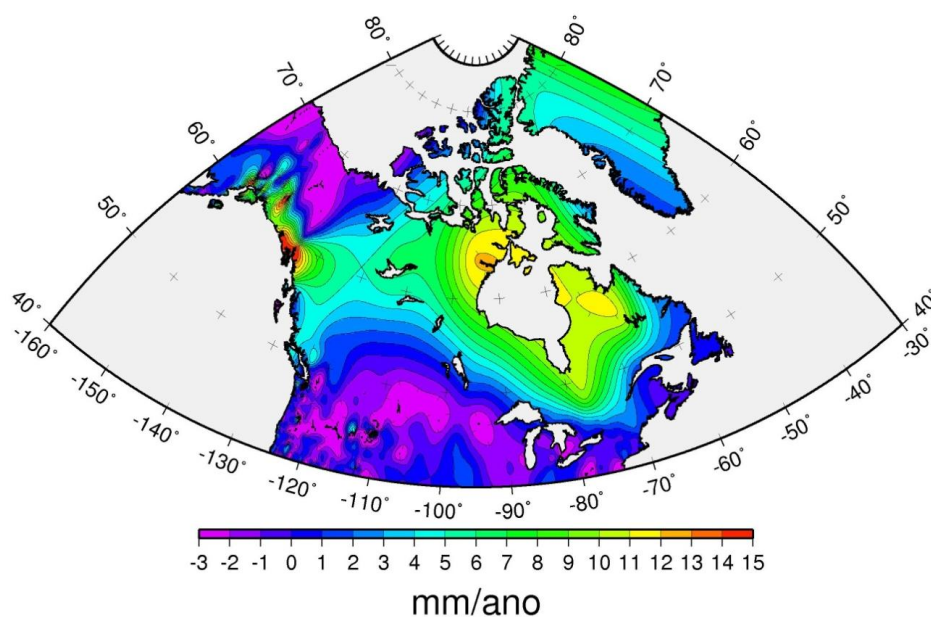


Figura 36 – Mapa de velocidades verticais observadas por GPS para o continente norte-americano e Gronelândia (latitudes superiores a 40° N).

Tabela 4 – Estações localizadas no Canadá e Gronelândia.

Estação	Vz (mm/ano)	Rsigma (mm/ano)
ALBH	0.34	0.28
ALGO	3.34	0.10
ALRT	6.02	0.29
AMC2	-0.85	0.29
CHUR	9.31	0.37
DRAO	0.69	0.13
DUBO	1.07	0.36
FAIR	1.23	0.43
INVK	-0.68	0.51
KELY	1.97	0.36
NLIB	-1.91	0.47
NRC1	3.18	0.11
QAQ1	3.57	0.19
SCH2	10.52	0.2
STJO	0.00	0.09
USNO	-1.35	0.2
WES2	-0.31	0.2
WHIT	2.17	0.31
YELL	6.33	0.18

Da análise da Tabela 4 pode-se ainda verificar que as incertezas são todas inferiores a 1 mm/ano; a estação com a maior incerteza (INVK – Inuvik), com um Rsigma de 0.51 mm/ano, fica localizada na região Noroeste do Canadá, numa região em que se observou subsidência. De uma forma geral, as incertezas para esta região são também muito baixas, representando em média um quarto da velocidade estimada.

Na Figura 37 estão representadas as velocidades verticais determinadas para a região da Antártica, que, em virtude da baixa densidade de estações utilizadas naquela região, provoca um erro de representação quando interpolada. Em termos comparativos a Antártica tem uma área de cerca de 14 milhões de km², o que equivale a cerca de 1.4 vezes o Canadá [CIA, 2010]. Na Antártica foram utilizadas 10 estações para interpolação enquanto no Canadá aproximadamente o dobro.

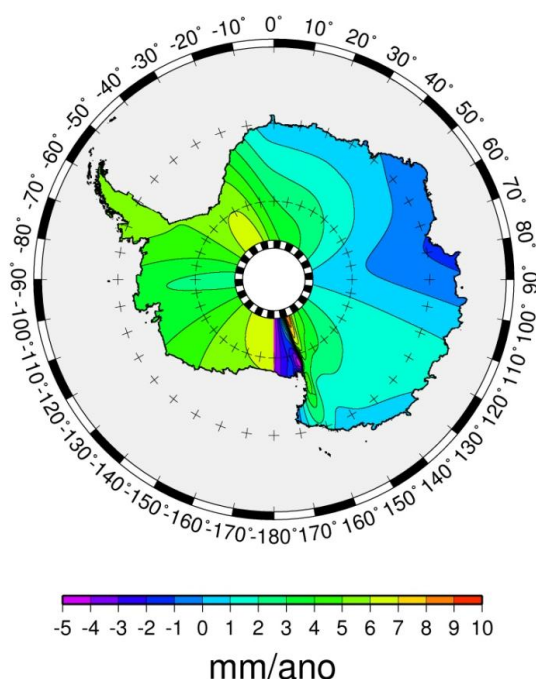


Figura 37 – Mapa das velocidades verticais observadas por GPS na Antártica.

Da análise da Figura 37 pode-se ainda perceber a zona Ocidental da Antártica apresenta forte tendência de subida e que a região Oriental apresenta tendência de subsidência. A região entre os 170°W e 170°E apresenta uma grande variação de velocidades e direção, que resulta numa tendência de subsidência acentuada para essa região.

As estações localizadas na Antártica estão discriminadas na Tabela 5, sendo de realçar a velocidade da estação de PALM (Palmer) que tem uma velocidade vertical de 5.96 mm/ano, enquanto as estações de DAV1 e MAC1 apresentam velocidades de subsidência no valor de -1.23 e de -1.94 mm/ano. No que concerne às incertezas há

que referir que são todas inferiores a 1 mm/ano, sendo que as estações que apresentam as maiores velocidades (OHI3 e PALM), mesmo afetadas pela incerteza, mantêm a tendência de subida.

Tabela 5 – Estações localizadas na região da Antártica.

Estação	Vz (mm/ano)	Rsigma (mm/ano)
CAS1	1.03	0.33
DAV1	-1.23	0.21
GOUG	0.04	0.31
KERG	-0.98	0.46
MAC1	-1.94	0.19
MCM4	-1.46	0.5
OHI3	4.51	0.42
PALM	5.96	0.59
SYOG	0.030	0.34
VESL	0.900	0.61

A grande limitação dos resultados relativos à Antártica é a pouca densidade de informação existente para uma superfície tão extensa, não sendo possível inferir velocidades de toda a região coberta de gelo, mas apenas regiões localizadas perto das estações, o que por sua vez cria um vazio de informação na região central da Antártica, junto do Polo Sul. Existem algumas redes de estações GPS com uma melhor cobertura desta região, mas as séries temporais não permitem ainda a sua inclusão num estudo deste tipo.

4 Discussão

Os resultados obtidos e patentes da Tabela 2 à Tabela 5 caracterizam-se por serem de elevada qualidade, o que está espelhado no valor das incertezas realistas, cuja média é de 0.29 mm/ano. Este valor é máximo para a estação de VESL (Vesleskarvet, na Antártica), que tem uma velocidade vertical de -0.90 mm/ano e com o valor de incerteza (serão sempre referidas as incertezas realistas) de 0.61 mm/ano, é mínimo para a estação de STJO (St. John's, no Canadá) com uma velocidade vertical nula e um valor de incerteza de 0.09 mm/ano. Aliada à qualidade dos dados obtidos espelhados nos valores das incertezas, acresce que todas as estações utilizadas da determinação do AGI são estações IGS e que apresentam uma grande qualidade posicional.

4.1 Comparação com outros dados

À data de início desta dissertação já havia muitos documentos que relatavam o AGI e que apresentavam velocidades para o soerguimento nas regiões do Canadá, Gronelândia e *Fennoscandia*. No que o que concerne à Antártica, foram encontrados poucos estudos que documentem a existência de um soerguimento devido ao AGI.

No que respeita às técnicas de observação, elas são essencialmente de quatro tipos: GPS, GRACE, marégrafos e nivelamento. As mais utilizadas na última década têm sido as observações por GPS e por GRACE; a que apresenta maiores séries temporais de observações é a observação de nível médio do mar; o nivelamento geométrico, como técnica geodésica de precisão, também permite medir o deslocamento vertical ocorrido entre as várias campanhas realizadas.

4.1.1 GPS

O mais recente estudo com observações GPS sobre o AGI na *Fennoscandia*, é referido a 13 anos de observações, foi apresentado por Lidberg *et al.* [2010], utilizando para esse efeito 85 estações da região. Nesse estudo foram apresentados valores de incerteza realista com um máximo e mínimo de 0.84 mm/ano e de 0.15 mm/ano, respetivamente, e uma incerteza realista média de 0.34 mm/ano.

Tendo em consideração a maior densidade de estações, optou-se por comparar os resultados obtidos para as mesmas estações. Assim, na Tabela 6 são apresentadas as estações utilizadas nos dois estudos, as velocidades e incertezas associadas, e as diferenças, usando os resultados desta dissertação como referência. Na primeira coluna está a identificação da estação na segunda e terceira colunas estão a

velocidade e respetiva incerteza estimada nesta dissertação. Na quarta e quinta colunas, a sombreado, estão a velocidade e respetiva incerteza estimadas por Lidberg *et al.* [2010], na sexta coluna está a diferença de velocidades verticais estimadas entre esta dissertação e Lidberg *et al.* [2010] e na última coluna está a diferença de incertezas.

Tabela 6 – Comparação de resultados das estações comuns com Lidberg *et al.* [2010].

Estação	Vz (mm/ano)	Rsigma (mm/ano)	Lidberg Vz (mm/ano)	Lidberg Rsigma (mm/ano)	ΔV_z (mm/ano)	ΔR_{sigma} (mm/ano)
BOR1	-0.33	0.09	0.23	0.27	-0.56	-0.18
BRUS	0.67	0.18	1.78	0.71	-1.11	-0.53
HERS	0.12	0.15	1.16	0.32	-1.04	-0.17
JOZE	0.81	0.21	0.98	0.18	-0.17	0.03
KIRU	6.64	0.27	6.71	0.56	-0.07	-0.29
KOSG	-0.34	0.22	0.21	0.37	-0.55	-0.15
METS	4.39	0.1	5.21	0.21	-0.82	-0.11
ONSA	2.77	0.12	4.05	0.27	-1.28	-0.15
POTS	-0.21	0.18	0.14	0.26	-0.35	-0.08
TRO1	3.35	0.37	4.61	0.64	-1.26	-0.27
TROM	3.08	0.13	4.15	0.6	-1.07	-0.47
WSRT	-0.500	0.14	0.39	0.46	-0.89	-0.32
WTZR	-0.41	0.18	0.11	0.18	-0.52	0.00

No Gráfico 1 estão representadas as diferenças de velocidades e de incertezas entre os resultados obtidos nesta dissertação e no trabalho de Lidberg *et al.* [2010]. Esta representação gráfica facilita a análise. Conclui-se que as velocidades desta dissertação são menores e as incertezas melhores, o que espelha a qualidade dos resultados. As diferenças de velocidade podem eventualmente ser explicadas por diferenças na definição do referencial adotado em cada uma das soluções.

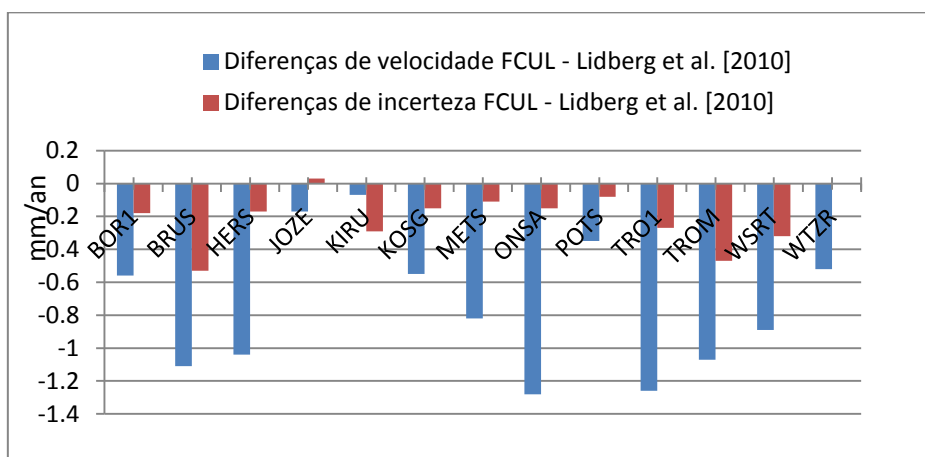


Gráfico 1 – Comparação velocidades e incertezas com Lidberg *et al.* [2010]

Da análise da Tabela 6 pode-se verificar a grande qualidade dos resultados obtidos nesta dissertação, sendo que o valor das incertezas é sempre inferior, com exceção de WTZR (mesmo valor) e JOZE (ligeiramente pior). A estação de JOZE fica localizada na Polónia, longe do centro do soerguimento devido ao AGI. A velocidade desta estação, para ambos os trabalhos, tem o mesmo sentido e uma diferença inferior às incertezas, pelo que se podem considerar estatisticamente concordantes. Também se verifica que das velocidades apresentadas por Lidberg *et al.* [2010], as que têm sinal contrário às obtidas nesta dissertação são as estações de BOR1, KOSG, POTS, WSRT e WTZR, e que as restantes têm a mesma direção de deslocamento, sendo que as velocidades de Lidberg *et al.* [2010] são sempre superiores às determinadas nesta dissertação. Realça-se ainda, que as estações que têm direções de deslocamento de sinal contrário apresentam incertezas superiores às velocidades estimadas. Contudo, há coincidência nas estações que apresentam as maiores velocidades de soerguimento, como são o caso de KIRU, METS, TRO1 e TROM.

No que se refere ao Canadá, em termos de observações GPS, o trabalho mais recente encontrado foi o de Sella *et al.* [2007]. Na Figura 38 são apresentados os mapas das velocidades de soerguimento determinadas para o Canadá por Sella *et al.* [2007] e nesta dissertação. Pode-se observar uma semelhança no padrão de movimentos verticais, com uma forte tendência de subida na região da Baía de Hudson, onde claramente existe uma resposta de subida viscoelástica, com uma velocidade máxima na ordem dos 10 mm/ano, associada a uma subsidência na região Norte dos EUA. Na Figura 38 é ainda observável a tendência de soerguimento da região da Gronelândia, sendo esta tendência mais acentuada na parte Norte da Gronelândia.

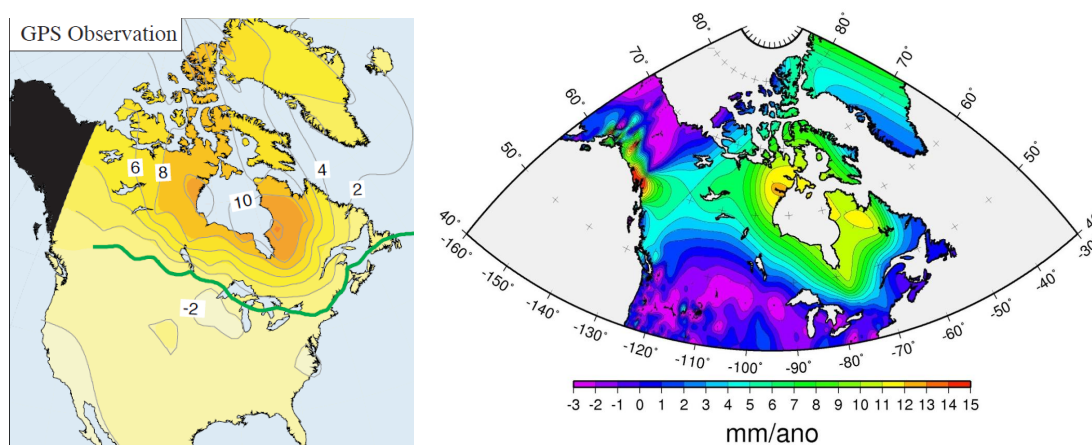


Figura 38 – Mapas de soerguimento para a América do Norte (parte dos EUA e Canadá) e Gronelândia, de acordo com Sella *et al.* [2007] (esquerda) e esta dissertação (direita).

Como principais diferenças podemos ver que nesta dissertação se estimou a maior velocidade de soerguimento na região Oeste da Baía de Hudson, a Norte de Churchill (mais concretamente na região de *Baker Lake*), enquanto Sella *et al.* [2007] apresentam o máximo na região Sudeste da baía. Deve ainda ser realçado que, em ambos os trabalhos, se pode observar uma orientação WNW-ESE da região com tendência de subida. Na Tabela 7 estão representadas as estações comuns a este trabalho e ao trabalho de Sella *et al.* [2007]. Na primeira coluna está a identificação da estação na segunda e terceira estão as velocidades e incertezas realistas obtidas nesta dissertação. A sombreado estão as velocidades e incertezas apresentadas por Sella *et al.* [2007], na sexta coluna é feita a diferença de velocidades e na sétima coluna é feita a diferença de incertezas.

Tabela 7 – Comparação de resultados das estações comuns com Sella *et al.* [2010].

Estação	Vz (mm/ano)	Rsigma (mm/ano)	Sella Vz (mm/ano)	Sella σ Vz (mm/ano)	Δ Vz (mm/ano)	$\Delta\sigma$ Vz (mm/ano)
AMC2	-0.87	0.28	-1.8	1	0.93	-0.72
NLIB	-1.91	0.47	-1.2	0.6	-0.71	-0.13
USNO	-1.35	0.20	-2.4	0.9	1.05	-0.7
ALGO	3.34	0.10	3.1	0.5	0.24	-0.4
ALRT	6.11	0.28	9.9	2.1	-3.79	-1.82
CHUR	9.31	0.37	10.7	0.6	-1.39	-0.23
DUBO	1.07	0.36	-0.2	0.8	1.27	-0.44
KELY	1.97	0.36	0.6	0.8	1.37	-0.44
NRC1	3.18	0.11	3	0.6	0.18	-0.49
QAQ1	3.57	0.19	3.2	1.4	0.37	-1.21
SCH2	10.44	0.24	10.1	0.8	0.34	-0.56
STJO	0.00	0.09	-0.3	0.5	0.3	-0.41
WES2	-0.31	0.20	-2.3	0.6	1.99	-0.4
YELL	6.33	0.18	5.7	0.6	0.63	-0.42
INVK	-0.68	0.51	-4.6	1.9	3.92	-1.39
WHIT	2.17	0.31	3.2	0.7	-1.03	-0.39

Da análise da Tabela 7, conclui-se que quase todas as estações apresentam o mesmo sentido de deslocamento, à exceção de DUBO, que apresenta sentido diferente. No que concerne às velocidades de soerguimento estimadas, existe uma ligeira diferença. Nesta dissertação, a velocidade máxima estimada, na região do Canadá, é de 10.44 mm/ano, para a estação de SCH2, enquanto Sella *et al.* [2007] estimaram uma velocidade de 10.1 mm/ano, com uma incerteza de 0.8 mm/ano, ou seja, em concordância com a velocidade estimada neste trabalho. A segunda maior velocidade estimada, CHUR com 9.31 mm/ano, corresponde à velocidade máxima estimada por

Sella *et al.* [2007], com 10.7 mm/ano. No entanto, as incertezas estimadas nesta dissertação são aproximadamente metade das estimadas por Sella *et al.* [2007].

No Gráfico 2 estão representadas as diferenças entre as velocidades e incertezas obtidas nesta dissertação e as velocidades e incertezas obtidas por Sella *et al.* [2007].

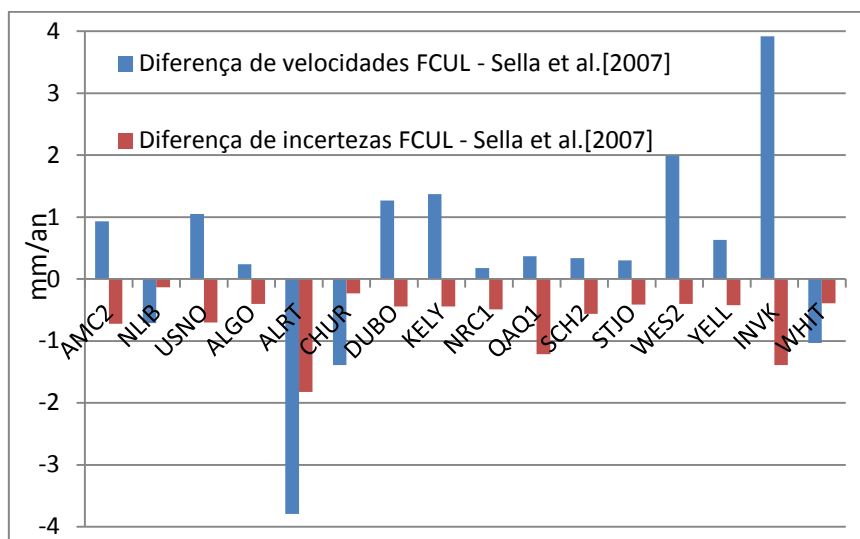


Gráfico 2 – Comparação de velocidades e incertezas com Sella *et al.* [2007].

Da análise da Tabela 7 e do Gráfico 2 é ainda possível verificar que as incertezas estimadas nesta dissertação são melhores para todas as estações. A análise do Gráfico 2 revela outros casos curiosos, o de ALRT e INVK, que apesar em ambos os trabalhos terem o mesmo sentido de deslocamento, esta dissertação apresenta velocidades menores em cerca de 4 mm/ano e com incertezas muito melhores, cerca de 10 vezes menor no caso de ALRT e de 4 vezes menor no caso de INVK.

No que concerne à Antártica, são apresentados na Tabela 8 os valores das velocidades verticais e a respetiva comparação com os valores apresentados por Bevis *et al.* [2009]. Nesta tabela há que ter em atenção de que os dados desta dissertação tem associado a incerteza realista, enquanto que nos dados de Bevis *et al.* [2009] a incerteza associada é representa metade do intervalo de 95% de confiança, resultado esse que não estima a verdadeira incerteza da medição, mas apenas fornece uma aproximação otimista da mesma. Na Tabela 8 a primeira coluna tem a identificação das estações comuns, a segunda e terceira coluna apresentam as velocidades obtidas nesta dissertação, a quarta e quinta coluna apresentam as velocidades e incertezas de Bevis *et al.* [2009], na sexta e sétima coluna são apresentadas as diferenças de velocidades e incertezas entre esta dissertação e Bevis *et al.* [2009].

Tabela 8 – Comparação de resultados das estações comuns com Bevis *et al.* [2009].

Estação	Vz (mm/ano)	Rsigma (mm/ano)	Bevis Vz (mm/ano)	Bevis σV_z (mm/ano)	ΔV_z (mm/ano)	$\Delta \sigma V_z$ (mm/ano)
CAS1	1.040	0.33	0.5	0.2	0.540	0.130
DAV1	-1.230	0.21	-1.4	0.2	0.170	0.010
PALM	5.960	0.59	4.8	0.3	1.160	0.290
SYOG	0.030	0.34	0.6	0.2	-0.570	0.140
VESL	0.900	0.61	1.3	0.3	-0.400	0.310
OHI3	4.510	0.42	6.5	0.8	-1.990	-0.380

No Gráfico 3 estão representadas as diferenças entre as velocidades e incertezas obtidas nesta dissertação e Bevis *et al.* [2009].

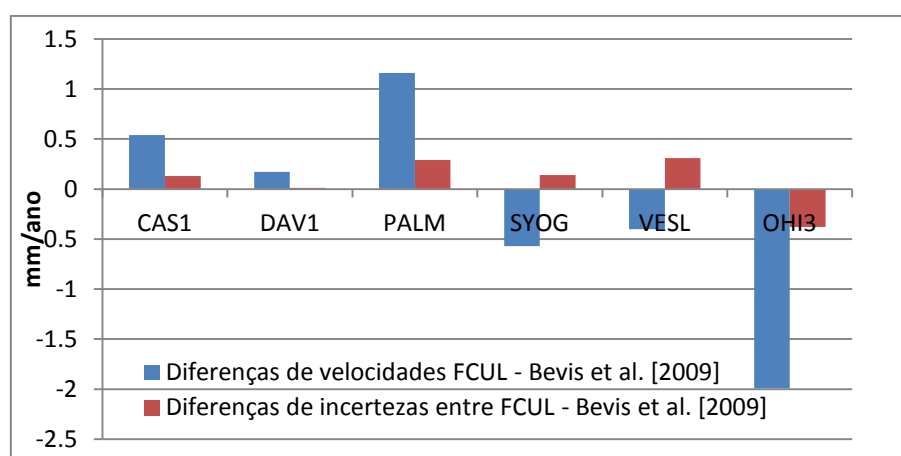


Gráfico 3 – Diferença de Velocidades e incertezas com Bevis *et al.* [2009].

Da análise da Tabela 8 e do Gráfico 3 pode-se verificar que as maiores diferenças de velocidade vertical ocorrem na estação de OHI3 (O'Higgins) e PALM (Palmer). Na Tabela 8 e no Gráfico 3 também se pode observar que a estação que apresenta a maior diferença nas incertezas é a de OHI3.

No que concerne a OHI3 as observações utilizadas por Bevis *et al.* [2009] correspondem ao período de 2002.1 a 2008.3, tendo a estação de OHI uma série temporal de 5.1 anos e um total de 1208 épocas, enquanto nesta dissertação, a série temporal de OHI3 tem 2017 épocas e um intervalo temporal de cerca de sete anos. Analisando a série temporal de OHI3 representada na Figura 39, pode-se verificar que na componente vertical, há uma notória tendência de subida até ao início de 2008, que corresponde ao período de observação utilizado por Bevis *et al.* [2009], e observa-se que há uma diminuição, ou mesmo anulação, da velocidade de subida no período de 2008 e 2010, utilizado nesta dissertação e não abrangido pelas observações geodésicas descritas por Bevis *et al.* [2009].

Ainda no que se refere à série temporal de OHI3 é observável um conjunto de observações em finais de 2009, que podem ou representar um salto resultante de algum fenómeno geofísico, ou uma modificação na estação ou ainda podem-se considerar observações erráticas, que influenciam a incerteza realista determinada para esta estação, mas para se poder tirar conclusões é necessário ter uma série temporal mais longa que inclua o período de 2010 e de outras estações próximas.

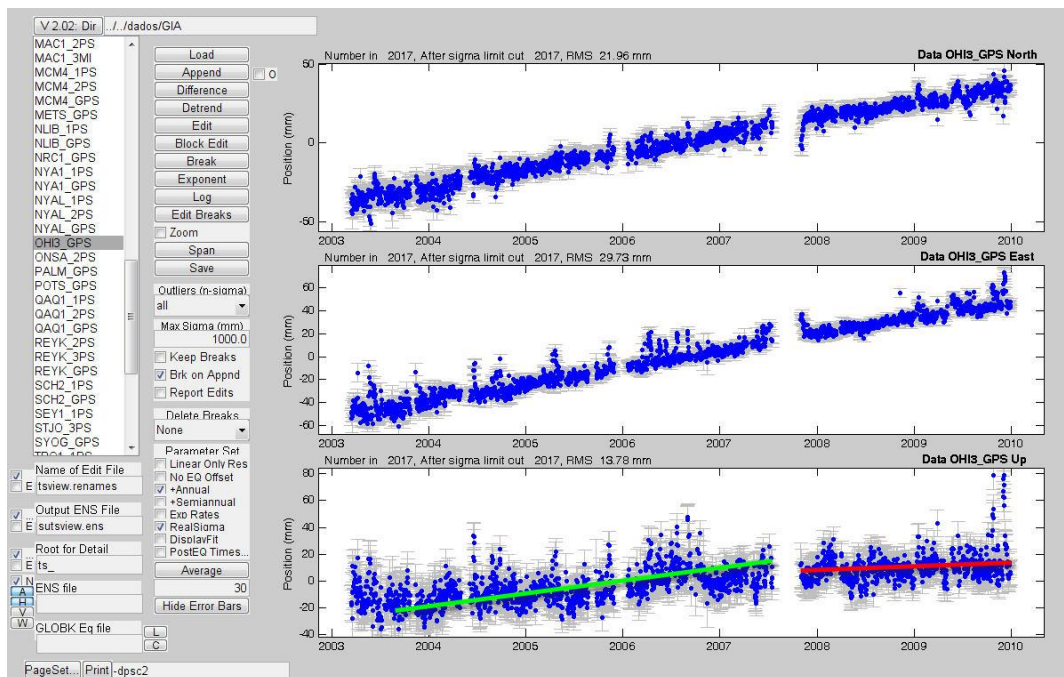


Figura 39 – Série temporal de OHI3.

No que se refere a PALM as observações usadas por Bevis *et al.* [2009] correspondem ao período compreendido entre 1996 e 2008, tendo a estação de PALM uma série temporal de 9.3 anos e um total de 2563 épocas, enquanto nesta dissertação, a série temporal de PALM tem 3591 épocas e um intervalo temporal de cerca de 10 anos. Analisando o gráfico da série temporal de 1999 a 2009 para esta estação representado na Figura 40, pode-se verificar um aumento da velocidade de soerguimento em 2005, que se acentua entre 2007 e meados de 2008. Este último período de maior velocidade de vertical não é abrangido pelas observações geodésicas descritas por Bevis *et al.* [2009].

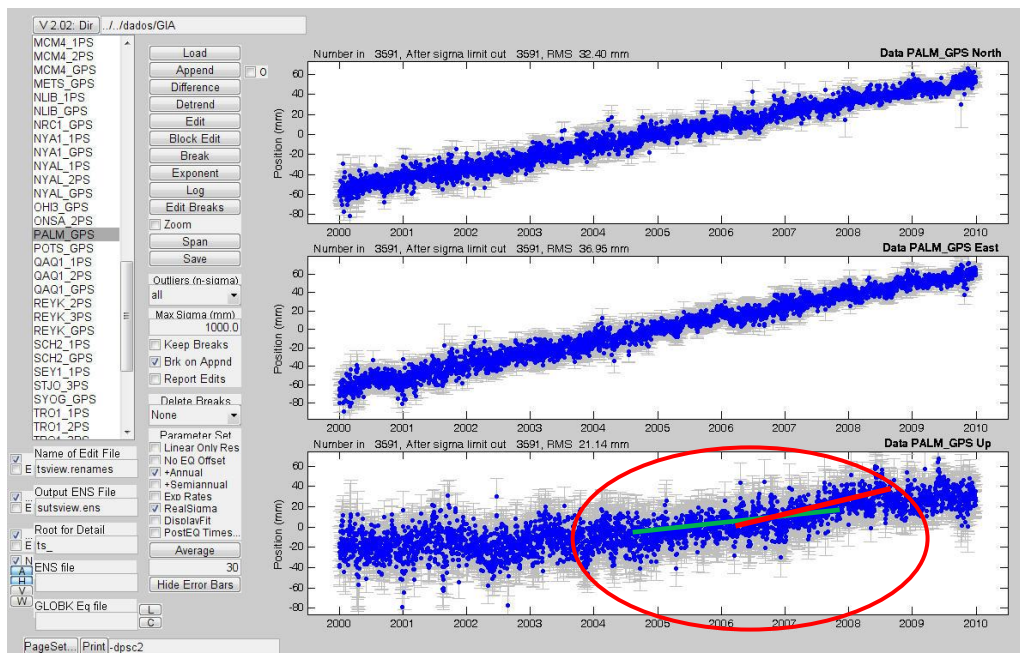


Figura 40 – Gráfico da série temporal de PALM.

4.1.2 GRACE

Até ao lançamento do GOCE, a missão GRACE era a que apresentava melhores valores de incerteza para uma cobertura global da determinação do campo gravítico terrestre. Por este motivo existem muitos estudos, que têm por base dados GRACE, e que apresentam valores de anomalias de gravidade, variações no geóide e variações equivalentes a espessura de água, determinadas por esta missão. Como os resultados se baseiam em observações de satélite, sem necessidade de ocupação de estações em Terra, estes dados são completos, pois têm uma grande cobertura, com grande destaque para regiões mais remotas, como o Polo Norte e o Polo Sul, a Gronelândia e zonas cobertas por água, como é o caso da Baía de Hudson e do Golfo de Bótnia, na Escandinávia.

Assim nesta parte da dissertação vão ser comparados os mapas de variações do geóide e de anomalias da gravidade determinados por GRACE e vai ser feita a comparação dos padrões dos mapas com os determinados por GPS. Esta comparação de dados de anomalias gravimétricas com deslocamentos verticais da crosta é passível de ser feita porque os deslocamentos verticais da crosta estão associados a variações de massa que, por sua vez, provocam variações temporais do campo gravítico.

Na Figura 41 estão representadas as variações de massa no hemisfério Norte determinadas com base em soluções GRACE por Poutanen and Ivins [2010]. É visível o sinal de AGI na região da *Fennoscandia* e do Canadá, com padrões semelhantes

aos registados na Figura 34, em que a principal diferença se observa na região do Canadá e Gronelândia. Na Figura 41 pode-se verificar que o máximo está localizado a Leste da Baía de Hudson, enquanto que na Figura 36 esse máximo se localiza na margem Oeste desta Baía.

As variações representadas na Figura 41 são determinadas em altura de água equivalente. O sinal GRACE não foi filtrado nem por modelos hidrológicos nem por *destriping* (técnica de filtragem de modo a remover faixas de pixéis mortos, ou de falhas de informação resultantes da aquisição de dados por satélite a grande velocidade). Foram utilizados produtos nível 2 do JPL de Janeiro de 2003 a Maio de 2009, excluindo Junho de 2003. As harmónicas foram truncadas ao grau de ordem 120 e foi aplicado um filtro isotrópico de 575 km de raio [Poutanen and Ivins, 2010].

Na Figura 42 estão representadas variações da gravidade determinadas por Steffen *et al.* [2009] após a aplicação de um filtro gaussiano de 400 km de raio com base nas soluções mensais do GRACE do GFZ, do CSR e do ITG (Instituto de Geodesia e Geoinformação da Universidade de Bona).

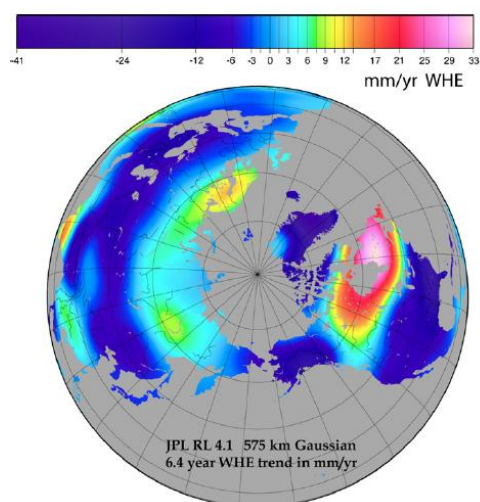


Figura 41 – AGI no hemisfério Norte determinado por GRACE [Poutanen and Ivins, 2010].

Steffen *et al.* [2009] apresentaram variações de gravidade para a região da *Fennoscandia* com base em dados GRACE processados pelos três centros CFZ, CSR e do ITG e de gravimetria absoluta obtidos com gravímetros FG5.

Na Figura 43 estão representadas as estações de gravimetria absoluta da *Fennoscandia*, e respetivas linhas de soerguimento (em $\mu\text{Gal}/\text{ano}$). Estas linhas foram convertidas de altitudes geométricas para anomalias da gravidade através da aplicação de um fator de $-0.204 \mu\text{Gal}/\text{mm}$ [Steffen *et al.*, 2009].

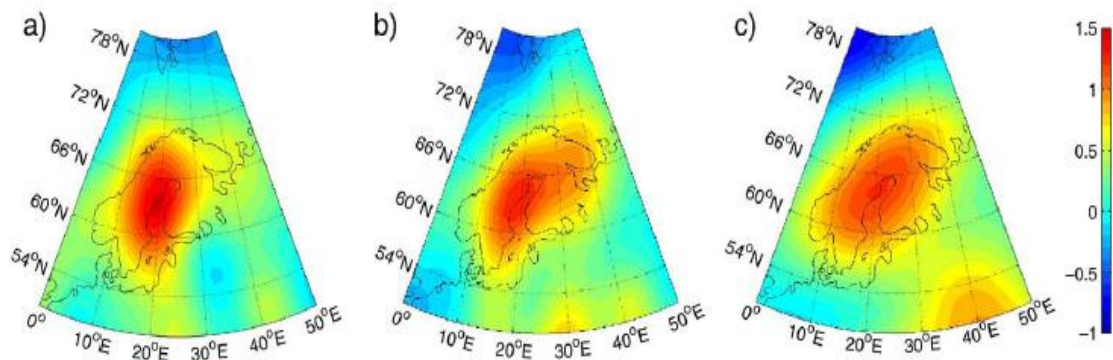


Figura 42 – Variações da gravidade, em $\mu\text{Gal/ano}$, determinadas com base nas soluções mensais do GRACE do GFZ (a), CSR (b) e ITG (c) [Steffen *et al.*, 2009].

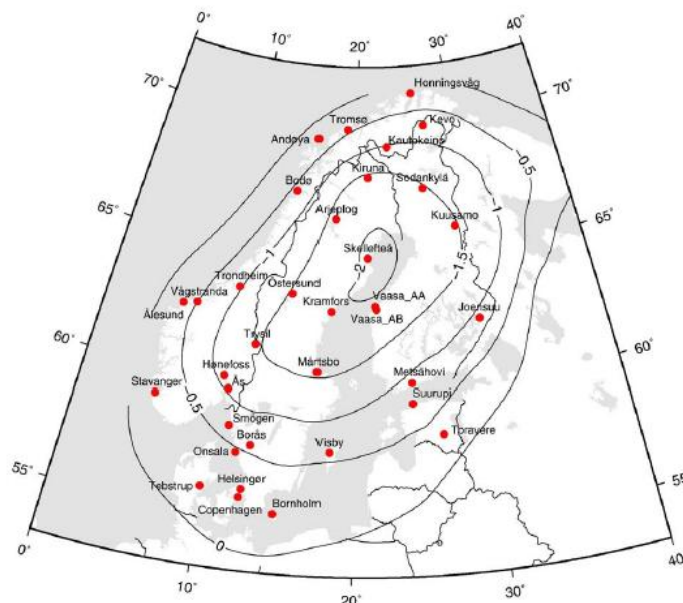


Figura 43 – Distribuição das estações de gravimetria absoluta da *Fennoscandia*, e respetivas linhas de subida em $\mu\text{Gal/ano}$ [Steffen *et al.*, 2009].

Da comparação da Figura 42 e da Figura 43 com a Figura 35 é possível observar que existe concordância na velocidade máxima de soerguimento na região Noroeste do Golfo de Bótnia, mais concretamente na zona de *Skellefteå*. Também se pode observar que, na Figura 35, o deslocamento vertical apresenta o seu máximo numa região mais extensa com orientação SW-NE, que se estende desde *Karlstad* até *Skellefteå*, o que é concordante com as observações de Lidberg *et al.* [2010] apresentadas na Figura 4. Deve ainda ser realçado que as variações do campo gravítico apresentadas na Figura 42 são menores do que as apresentadas na Figura 43 o que também é justificado pela aplicação de um filtro gaussiano de raio de 400 km às soluções GRACE, enquanto na Figura 43 os resultados apresentados são soluções locais de observações absolutas de gravimetria. No entanto, em todas as soluções é observável a orientação da SW-NE da zona de maior velocidade de soerguimento.

Na Figura 44 está representada a variação de massa equivalente de água na região da *Fennoscandia* determinado com GRACE, utilizando a solução 04 do CSR, que usa os períodos de Janeiro de 2003 a Dezembro de 2006, excetuando Julho de 2003. As harmónicas esféricas foram truncadas ao grau 60 e foi aplicado um filtro gaussiano de 575 km de raio, sem ser aplicado o *destriping* [Ivins and Wolf, 2008].

Comparando as variações de massa apresentadas por Ivins and Wolf [2008] (Figura 44) com as de Steffen *et al.* [2009] (Figura 42), pode-se observar que a localização dos máximos é diferente, apesar de o padrão ser o mesmo. Isto é, há coincidência na orientação, mas a localização da variação máxima de massa equivalente de água da Figura 44 está localizada mais para Sul do que a variação máxima da gravidade, apesar de ambas se localizarem na Costa Oeste do Golfo de Bótnia.

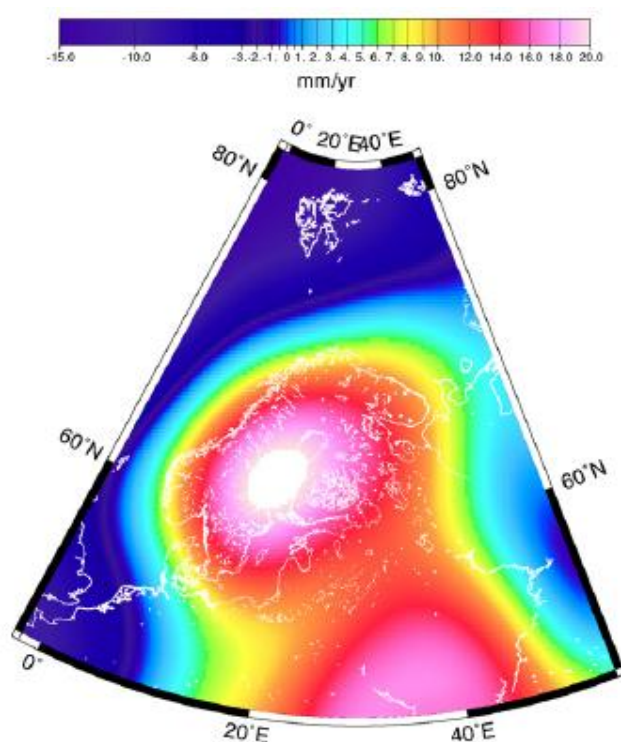


Figura 44 – Variação de massa equivalente de água na região da *Fennoscandia* [Ivins and Wolf, 2008]

No que concerne à região da Baía de Hudson, no Canadá, Van der Wal *et al.* [2008] apresentaram as estimativas das taxas de variação da gravidade obtidas a partir das soluções GRACE. Na Figura 45 está representado a estimativa da taxa de variação do campo gravítico, em $\mu\text{Gal}/\text{ano}$, a partir de dados GRACE de Novembro de 2003 a Outubro de 2007 [Van der Wal *et al.*, 2008].

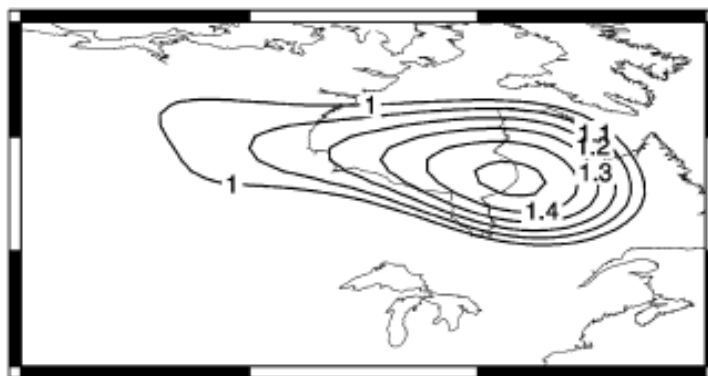


Figura 45 – Estimativa da taxa de variação do campo gravítico [Wal *et al.* 2008].

Quando comparada com a Figura 36, pode-se observar uma concordância na orientação da variação, mas uma também se pode observar uma diferença na localização das variações máximas, sendo que Van der Wal *et al.* [2008] apresentam a variação máxima na margem Leste da Baía, enquanto as soluções GPS representadas na Figura 36, apresentam a velocidade máxima de soerguimento, na margem Noroeste da Baía de Hudson na zona de *Baker Lake*.

Na Figura 46 é apresentada a variação de massa equivalente de água determinada por Ivins and Wolf [2008], em mm/ano. Quando comparada com a Figura 36, pode observar-se um concordância geral na localização da variação máxima e velocidade máxima na costa Oeste da Baía de Hudson, com uma extensão à margem Leste.

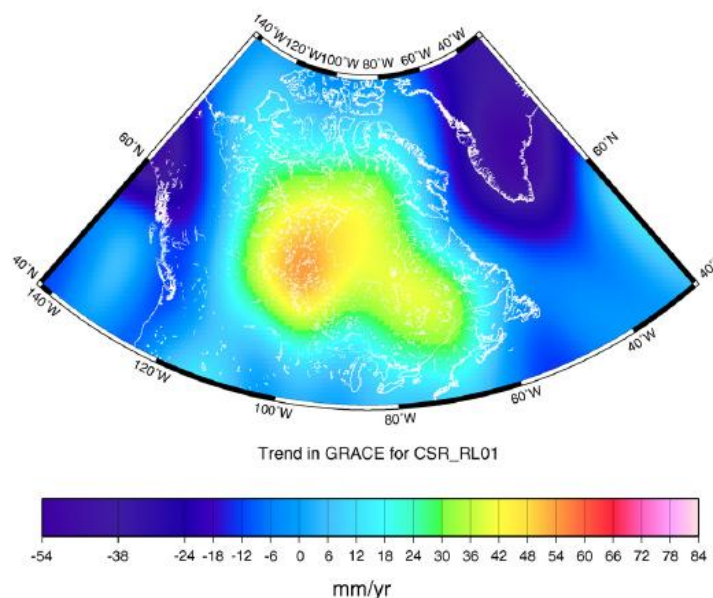


Figura 46 – Variação de massa determinada por soluções GRACE do CSR [Ivins and Wolf, 2008].

Verifica-se ainda que a solução da Figura 46 se assemelha mais à solução estimada nesta dissertação do que a solução da Figura 45. A região de máxima variação de massa equivalente de água é também na margem Oeste da Baía de Hudson, contudo

ligeiramente mais para Sul do que a região de velocidade vertical máxima. Há ainda que mencionar a diferença na orientação geral, mais inclinada na solução GRACE, e a existência de uma segunda zona de velocidade de soerguimento de 10 mm/ano, na região Schefferville, que se localiza ligeiramente mais a Norte que a extensão de variação de massa equivalente de água a Sudeste da Baía de Hudson.

Na Figura 47 está representada a variação equivalente de massa de água obtida por GRACE para a Antártica com base na solução RL04 GRACE de Fevereiro de 2003 a Fevereiro de 2007 [Gunter *et al.*, 2009]. Quando comparada com a Figura 37, pode-se constatar que não existe correlação entre a informação constante numa e noutra imagem, pelo que não é possível realizar nenhuma comparação das velocidades de soerguimento determinadas por GPS com os dados de variação de massa determinados por GRACE para a região da Antártica. No entanto, pode-se observar na Figura 37 que é nessa mesma região que se observa uma velocidade vertical de subida e na Figura 47 que a região Oeste da Antártica é aquela em que se observa uma maior variação de massa equivalente de água, ainda que a variação de massa equivalente de água seja de dois extremos, de 10 mm/ano a -10 mm/ano, para uma única tendência de subida observável na Figura 37. Tal pode-se dever à pouca densidade de informação dos dados GPS ou à não existência de dados GPS para a região em que o GRACE determina a maior variação de massa equivalente de água.

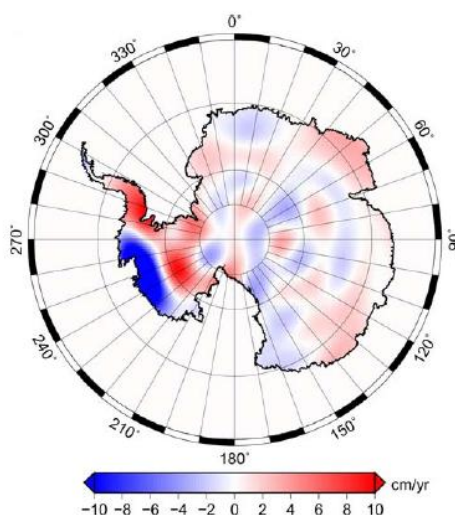


Figura 47 – Variação de massa equivalente de água na Antártica, em mm/ano [Gunter *et al.*, 2009].

4.1.3 Observações do Nível Médio do Mar

As observações do nível do mar constituem-se como os primeiros registos que permitiram estudar o fenómeno do AGI. Assim, é imperativo apresentar os resultados

destas observações e fazer a comparação dos mesmos com os resultados GPS apresentados nesta dissertação. Contudo, deve ser tido em consideração que a variação do nível do mar em termos locais, só por si, não é prova suficiente do AGI, pois existem vários fatores que influenciam o nível do mar, sejam eles de carácter astronómico, geofísico ou mesmo antropogénico. Assim, na Figura 48 é feita a comparação das velocidades verticais de crusta na região da *Fennoscandia* apresentadas por Ekman and Mäkinen [1996], com base em observações do nível do mar, com os resultados obtidos nesta dissertação.

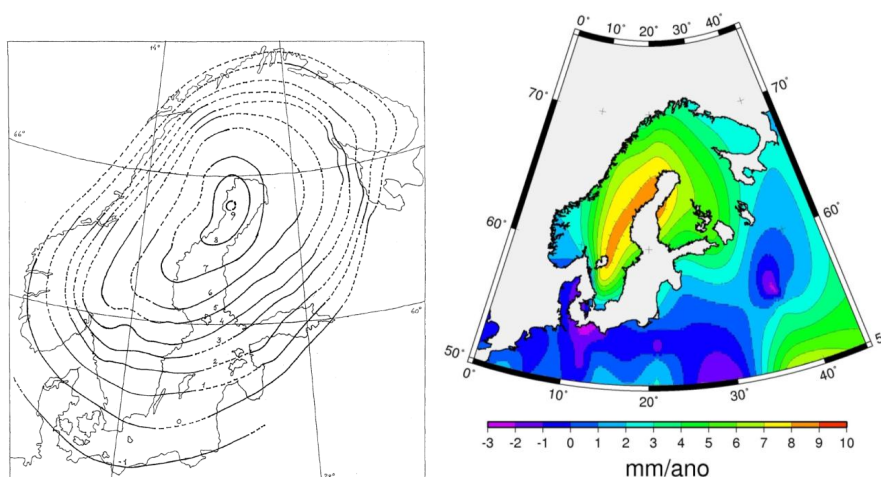


Figura 48 – À esquerda mapa de soerguimento determinado por Ekman and Mäkinen [1996], à direita mapa de soerguimento calculado nesta dissertação.

Pode-se observar velocidades verticais de soerguimento semelhantes, com um máximo localizado na mesma região, sendo que as observações GPS permitem estimar velocidades em zonas longe da costa, onde não há marégrafos, pelo que o padrão de soerguimento na região junto à costa é semelhante, mas no interior da península da Escandinávia quer o padrão quer as estimativas de velocidade são diferentes.

Em relação a observações do nível do mar para a região do Canadá foi investigado o trabalho de Koohzare *et al.* [2008], que apresentaram os resultados das observações de marégrafos na região do Canadá, constantes na Tabela 9. Das 55 estações maregráficas, apenas duas estão localizadas consideravelmente perto de estações GPS utilizadas neste trabalho. Na Tabela 9 estão representadas as estações maregráficas, respetivos períodos de observação e velocidades estimadas por Koohzare *et al.* [2008]. A sombreado estão as estações em localização próxima com as utilizadas nesta dissertação e que por isso vão ser comparadas.

Tabela 9 – Estações maregráficas utilizadas por Koohzare et al. [2008].

Estação	Localização		Período de Observação	Velocidade (mm/ano)
	Latitude (°N)	Longitude (°W)		
Halifax, NS	44°39'.6	63°35'.4	1919-2003	3.27 ± 0.05
North Sydney, NS	46°13'.2	60°15'.0	1970-2003	3.07 ± 0.54
Yarmouth, NS	43°50'.4	66°07'.2	1900-2003	2.85 ± 0.15
Point Tupper, NS	45°06'.0	61°22'.2	1971-1992	1.67 ± 0.70
Pictou, NS	45°40'.8	62°42'.0	1957-1996	2.30 ± 0.35
Boutilier Point, NS	44°39'.6	63°57'.6	1970-1983	3.00 ± 1.40
Charlottetown, PEI	46°13'.8	63°07'.2	1905-2003	3.21 ± 0.08
Rustico, PEI	46°28'.2	63°16'.8	1972-1996	3.92 ± 0.68
Saint John, NB	45°16'.2	66°03'.6	1905-2003	2.50 ± 0.11
Shediac Bay, NB	46°15'.0	64°31'.8	1971-1992	1.23 ± 0.70
Lower Escuminac, NB	47°04'.8	64°53'.4	1973-2003	1.98 ± 0.66
St. Johns, NF	47°33'.6	52°42'.6	1935-2003	2.10 ± 0.25
Argentia, NF	47°18'.0	53°58'.8	1971-2003	1.70 ± 0.50
Harrington Harbour, NF	50°28'.8	59°28'.2	1939-1989	-0.72 ± 0.17
Rivière au Renard, QC	48°58'.8	64°22'.2	1969-2003	-0.49 ± 0.16
Rimouski, QC	48°28'.8	68°31'.2	1984-2003	-0.24 ± 0.90
Sept Illes, QC	50°10'.8	66°22'.2	1972-2003	2.01 ± 0.25
Point au Père, QC	48°31'.2	68°28'.2	1900-2003	-0.31 ± 0.07
Quebec, QC	46°49'.8	71°10'.2	1900-2003	-0.52 ± 0.16
Baie Comeau, QC	49°13'.8	68°07'.8	1964-1991	-5.77 ± 0.72
Tadoussac, QC	48°08'.4	69°42'.6	1966-1995	-5.08 ± 0.62
St. Francois, QC	47°00'.0	70°48'.6	1962-2003	-0.48 ± 0.45
St. Jean Port Joli, QC	47°13'.2	70°16'.8	1968-1980	-5.38 ± 2.18
St. Anne des Monts, QC	49°07'.2	66°28'.8	1967-1997	-0.89 ± 0.44
Bar Harbour, MEb	44°23'.5	68°12'.3	1947-1999	2.18 ± 0.16
Eastport, ME	44°54'.2	66°59'.1	1929-1999	2.21 ± 0.13
Portland, ME	43°43'.8	70°12'.4	1912-1999	1.91 ± 0.09
Seavey Island, ME	43°05'.0	70°44'.0	1926-1999	1.75 ± 0.17
Tofino, BC	49°09'.0	125°54'.6	1909-2002	-1.55 ± 0.16
Port Alberni, BC	49°13'.0	124°48'.6	1970-1997	-0.01 ± 0.78
Bamfield, BC	48°49'.8	125°07'.8	1970-2002	+0.37 ± 0.62
Port Renfrew, BC	48°33'.0	124°25'.2	1957-1997	+1.24 ± 0.69
Sooke, BC	48°22'.2	123°43'.2	1958-1985	+1.95 ± 1.41
Victoria, BC	48°25'.2	123°22'.2	1925-2002	+0.08 ± 0.36
Patricia Bay, BC	48°39'.0	123°27'.0	1966-2002	-0.31 ± 0.69
Fulford Harbor, BC	48°46'.2	123°27'.0	1952-1992	+0.16 ± 0.35

Stevenson, BC	49°07'.2	123°10'.8	1969-1997	+2.10 ± 0.60
Vancouver, BC	49°17'.4	123°06'.6	1909-2002	+0.30 ± 0.10
Point Atkinson, BC	49°20'.4	123°15'.0	1914-2002	+0.85 ± 0.12
Campbell River, BC	50°01'.2	125°13'.8	1958-2003	-2.00 ± 0.51
Alert Bay, BC	50°34'.8	126°55'.8	1948-1979	-1.62 ± 0.62
Port Hardy, BC	50°43'.2	127°29'.4	1964-2002	-1.06 ± 0.44
Bella Bella, BC	52°09'.6	128°08'.4	1906-2002	-0.34 ± 0.31
Queen Charlotte City, BC	53°15'.0	132°04'.2	1957-2002	-0.88 ± 0.34
Prince Rupert, BC	54°19'.2	130°19'.2	1909-2002	+1.04 ± 0.14
Friday Harbor, WA	48°33'.0	123°00'.6	1934-1999	+1.24 ± 0.20
Toke Point, WA	46°42'.6	123°57'.9	1973-1999	+2.82 ± 1.05
South Beach, OR	44°37'.2	124°02'.5	1967-1999	+3.51 ± 0.73
Seattle, WA	47°36'.3	122°20'.4	1898-1999	+2.11 ± 0.10
Port Townsend, WA	48°06'.6	122°45'.6	1972-1999	+2.82 ± 0.88
Port Angeles, WA	48°07'.5	123°26'.4	1975-1999	+1.49 ± 1.10
Neah Bay, WA	48°22'.2	124°37'.2	1934-1999	-1.41 ± 0.22
Charleston, OR	43°20'.7	124°19'.2	1970-1999	+1.74 ± 0.87
Astoria, OR	46°36'.3	123°46'.2	1925-1999	-0.16 ± 0.24
Cherry Point, WA	48°51'.6	122°45'.6	1973-1999	+1.39 ± 0.94

De acordo com as coordenadas apresentadas, verifica-se que a estação de St. John's está a cerca de 5 km da estação GPS com o mesmo nome, enquanto a estação maregráfica de Victoria, BC, está a cerca de uma dezena de quilómetros da estação de ALBH (Victoria). Em termos do processo geofísico do AGI, estas distâncias não se manifestam como relevantes, pelo que é possível comparar as velocidades obtidas naquelas estações. O problema desta comparação manifesta-se apenas no período de observação, sendo que o período de observação GPS é mais curto que o período de observação do nível do mar, que é muito superior. Assim, pode-se verificar que ambas as técnicas de observação apresentam a mesma tendência para a região de Victoria, BC, mas para St. John's, NF, o GPS apresenta velocidade nula e as observações de marégrafo apresentam uma velocidade de 2.1 mm/ano, que, tendo em conta que a série de observação do marégrafo é de 68 anos, pode significar uma desaceleração da subida nos últimos 11 anos. No que concerne às incertezas as apresentadas neste trabalho, resultantes do processamento de observações GPS, revela-se bem melhor do que o das observações maregráficas.

Com base nas redes de nivelamento do Canadá e nos marégrafos no Canadá e EUA, constantes na Figura 6 e na Tabela 9, Koohzare *et al.* [2008] apresentaram o mapa de movimentos verticais da crosta da Figura 49.

Quando comparado com a Figura 36, pode-se observar a mesma tendência de soerguimento do lado Ocidental da Baía de Hudson e a tendência de subsidência na zona Sul dos Grandes Lagos, Norte dos EUA e Costa Leste. As grandes discordâncias ocorrem: 1) na região Ocidental do Canadá, com as estimativas GPS a revelarem uma forte tendência de subida enquanto que na Figura 49 se nota uma tendência de subsidência; 2) na região Sudoeste da Baía de Hudson, onde Koozhzare *et al.* [2009] obtiveram a maior velocidade de subida de magnitude 10.1 a 16.9 mm/ano, enquanto que nesta dissertação se obteve uma velocidade que varia de 3 a 9 mm/ano. Conclui-se que existe uma grande diferença no padrão dos movimentos e nas velocidades associadas: as apresentadas por Koozhzare *et al.* [2009] têm uma magnitude de cerca de 10 mm/ano desde o Sudoeste da Baía de Hudson até à região do Lago Winipeg, enquanto que nesta dissertação a velocidade estimada de 10 mm/ano no Sudoeste da Baía de Hudson diminui até ao Lago Winipeg onde se anula. Contudo há uma semelhança no padrão e nas velocidades na região Sudeste da Baía de Hudson, mais concretamente desde a Baía de James até à zona de Chibougamau (49°53'N, 74°20'W), com velocidades na ordem dos 10 mm/ano.

Deve se ainda realçar que a zona de maior soerguimento não está representada na Figura 49.

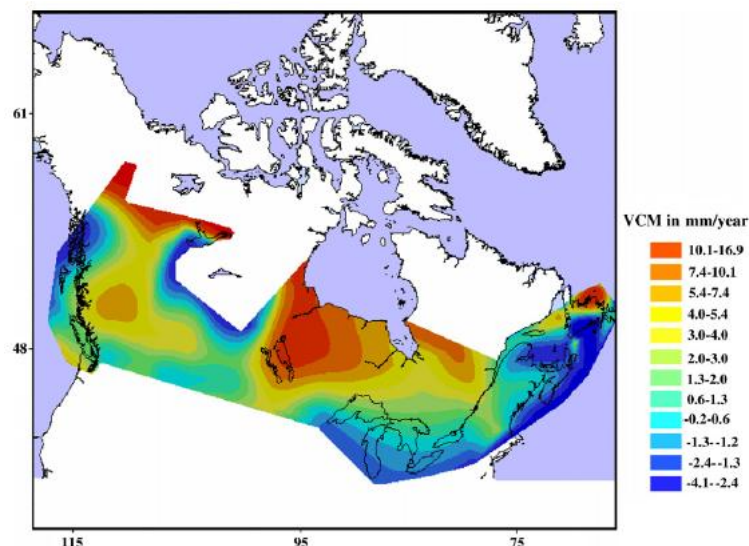


Figura 49 – Mapa de movimentos verticais da crosta (VCM) para parte do Canadá [Koozhzare *et al.*, 2008].

4.1.4 Comparação com ICE 5G

Nesta secção é feita a comparação entre as predições das velocidades de soerguimento ou subida do ICE-5G, associado ao modelo de viscosidade do manto VM2, com os resultados obtidos nesta dissertação.

Na Figura 50 estão representadas as velocidades verticais observadas na EURASIA no GEODVEL1b (GEODesy VELOCITY); as barras azuis representam o soerguimento, as barras vermelhas a subsidência, com as velocidades expressas em mm/ano.

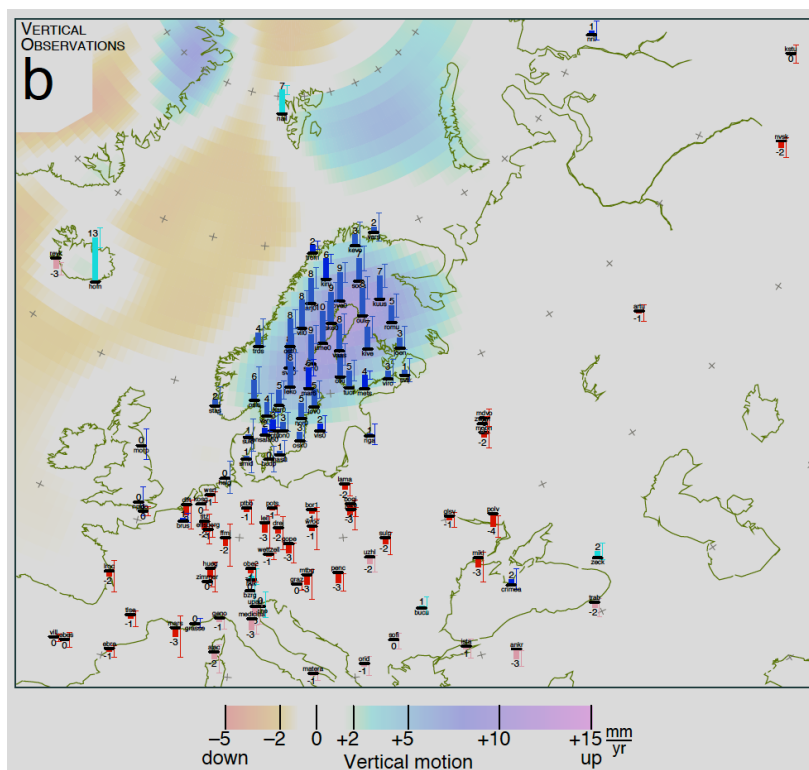


Figura 50 – Velocidades verticais observadas na EURASIA, em mm/ano [Argus and Peltier, 2010].

O GEODVEL [Argus *et al.*, 2010] é um conjunto de velocidades angulares estimadas para as 11 maiores placas tectónicas. No modelo 1b, utilizado por Argus and Peltier [2010] foram incluídas informações de mais de 150 estações de observação das redes CORS e FSL (*Forecast Systems Laboratory*).

As barras de erro representam o intervalo de confiança a 95%. As graduações de cor representam as previsões do Modelo ICE-5G (VM2) T90 Rot [Peltier, 2004]. Esta figura foi gentilmente cedida por Donald Argus, e foi utilizada como base de trabalho em Argus and Peltier [2010].

Da comparação da Figura 50 com a Figura 35, pode-se observar que ambas apresentam a velocidade máxima de subida na região do Golfo de Bótnia, com uma orientação NE-SW. Observa-se, ainda em ambas, uma tendência de subsidência na região da Europa Central.

Na Figura 51 estão representadas as velocidades verticais observadas na América do Norte no GEODVEL1b, em que a legenda é idêntica à da Figura 50 e também foi

gentilmente cedida por Donald Argus, e foi utilizada como base ao trabalho de Argus and Peltier [2010].

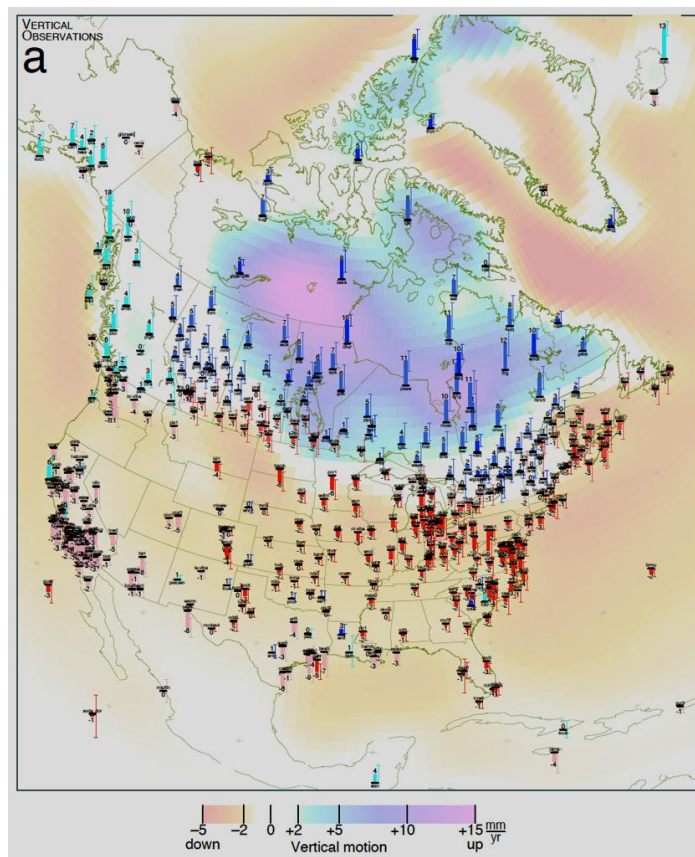


Figura 51 – Velocidades verticais observadas na América do Norte, em mm/ano [Argus and Peltier, 2010].

Da análise da Figura 51 e da comparação com a Figura 36, pode-se observar que no modelo existem duas regiões de máximo soerguimento, uma mais extensa, na região Oeste da Baía de Hudson, e outra, na região Sudeste desta baía, enquanto as estimativas determinada nesta dissertação apresentam uma única região de máximo soerguimento na zona de Baker Lake, também na costa Ocidental da Baía de Hudson, mas ligeiramente mais para Nordeste que a previsão do modelo, sendo que a velocidade de soerguimento prevista no modelo é aproximadamente a mesma que a velocidade estimada para a região de Baker Lake.

No entanto, a segunda região de máximo soerguimento do modelo está ligeiramente deslocada para Sul, na região envolvente a La Grande-1 (53.7°N, 78.5°W), enquanto nesta dissertação se estima que a segunda região de máximo soerguimento esteja localizada nos territórios do Nordeste da Baía de Hudson, nas zonas envolventes a Salluit, Inukjuak e Schefferville, com velocidades estimadas entre os 10 e os 12 mm/ano.

Na Figura 52 estão representadas as velocidades de verticais da Antártica previstas pelo modelo ICE-5G (VM2) a traço interrompido a verde, pelo modelo IJ05 [Ivins and James, 2005] a traço azul contínuo e as velocidades medidas por GPS a barras a vermelho.

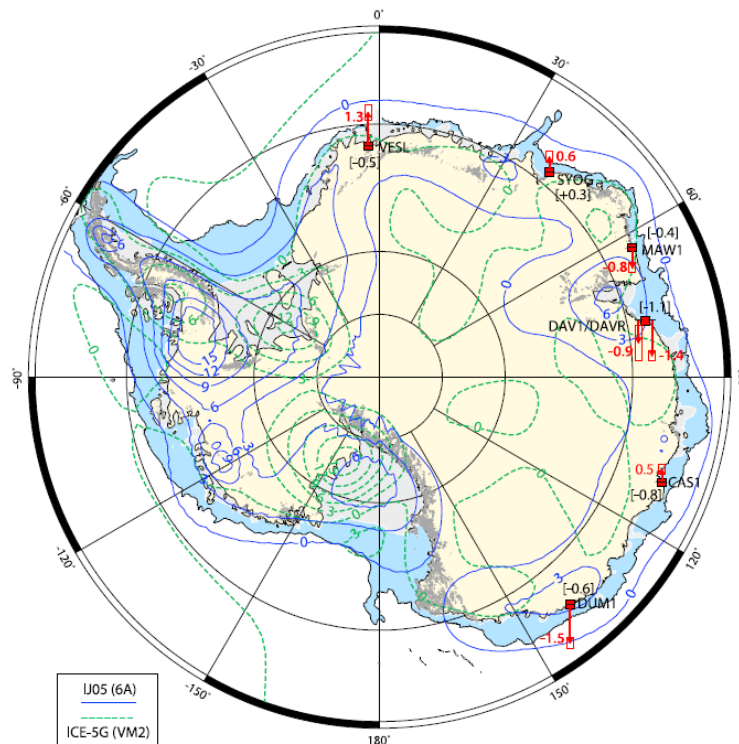


Figura 52 – Velocidades de verticais da Antártica [Bevis *et al.*, 2009].

Da comparação da Figura 52 com a Figura 37 pode-se verificar que existe concordância parcial na zona Leste da Antártica, com um movimento de soergimento muito pequeno, quase nulo.

Na zona Ocidental da Antártida ambas as figuras apresentam tendência de subida, sendo que a velocidade obtida nesta dissertação entre os 2 e os 6 mm/ano, enquanto as velocidades prevista pelo ICE-5G (VM2) atingem valores na ordem dos 10 mm/ano, nas regiões de longitude de 150°W a 180°W e de 30°W a 60°W.

Contudo, os resultados estimados neste trabalho são discordantes do modelo nas restantes regiões, nomeadamente entre as longitudes 170° E e 180° E, em que o modelo prevê velocidade vertical praticamente nula, enquanto que as velocidades verticais estimadas neste trabalho são variáveis (entre os -3 mm/ano e os 6 mm/ano).

5 Conclusões e Trabalho Futuro

O Ajustamento Glacial Isostático é um fenómeno geofísico de grande importância. A sua medição permite inferir a localização e dimensões dos glaciares que cobriram a Terra durante as épocas glaciares. Permite ainda inferir parâmetros relacionados com a Terra, como a espessura da litosfera ou a viscosidade do manto e a sua variação radial e lateral.

O nível médio do mar está muito relacionado com o AGI, na medida em que afeta e é afetado pelo fenómeno. A fusão dos glaciares provoca uma redistribuição da água, até então acumulada como gelo e essa redistribuição leva a uma diminuição da carga em determinado local, ao aumento da carga noutra local e à subida do nível médio do mar. Por outro lado, a ausência da carga glacial provoca uma subida ou soerguimento da crosta provocando um recuo da linha de costa, que por sua vez, também leva a uma diminuição da carga de superfície, o que também dá origem a uma compensação isostática.

As técnicas de Geodesia Espacial trouxeram um valor acrescentado às já existentes técnicas clássicas de Geodesia, como o nivelamento geométrico, a gravimetria e as observações maregráficas, que continuam a ter a sua importância. Contudo as técnicas de Geodesia Espacial, associadas a técnicas de processamento cada vez mais sofisticadas e precisas, têm permitido a obtenção de soluções globais de elevada precisão.

Nesta dissertação, utilizaram-se as velocidades verticais de 47 estações IGS, obtidas através da análise em GGMATLAB das séries temporais processadas com GAMIT/GLOBK a partir de cerca de 11 anos de observação GPS de um conjunto de várias centenas de estações IGS e outras redes de estações de observação GNSS distribuídas por todo o mundo. A determinação dessas velocidades teve associada uma incerteza realista de modo a garantir que as incertezas determinadas não fossem demasiado otimistas. Assim de modo a validar as velocidades obtidas nesta dissertação apresentaram-se várias soluções de velocidades verticais em regiões afetadas pelo AGI, produzidas por várias técnicas de observação e processamento.

Foram feitas comparações com trabalhos de outros investigadores internacionais, nomeadamente com o trabalho de Lidberg *et al.* [2010] para a região da *Fennoscandia*, com o trabalho de Sella *et al.* [2007] para a região do Canadá e de Bevis *et al.* [2009] para a região da Antártica, sendo possível concluir que as soluções obtidas por GPS, nesta dissertação, se revelaram as mais precisas. Em termos globais

foi feita a comparação com o modelo global de AGI ICE-5G de Argus and Peltier [2010], sendo possível, globalmente, observar uma grande concordância em termos de velocidade de AGI.

De acordo com os resultados obtidos e as análises feitas é possível concluir que o AGI afeta de forma notória a região da *Fennoscandia*, Canadá e Gronelândia. No que concerne à Antártica, existem sinais de AGI na região Oeste, onde apesar de se registar uma diminuição do volume de gelo [Gunter *et al.*, 2009] observa-se uma tendência de soerguimento, sendo inconclusivas as observações obtidas no resto da Antártica.

Esta dissertação apresenta novas soluções de velocidade vertical de soerguimento nas zonas já referidas, com elevada qualidade posicional, que permitirão constranger futuros modelos quer de glaciação quer de AGI.

A constante evolução científica, com a disponibilização de cada vez mais informação, obriga a uma constante atualização dos conhecimentos previamente adquiridos. Assim, como continuação ao trabalho até aqui desenvolvido, segue-se:

- Processar e analisar novamente séries mais longas, incluindo as novas estações e redes que estão a ser implementadas, nomeadamente na Antártica, podendo, num futuro mais longínquo, incluir informação de outras constelações GNSS como GLONASS, GALILEO e BEIDOU II quando disponíveis e com séries temporais relevantes. Assim, com esta variedade de informação, vai ser possível confirmar valores e tendências, bem como as variações das mesmas, bem como vai ser possível medir e relacionar todos os movimentos verticais da Terra sólida.
- Reprocessar as estações, mantendo simultaneamente um trabalho contínuo, que permita ter séries cada vez mais longas, procurando uma constante melhoria em termos de modelação de erros.
- Melhorar os resultados obtidos, com principal atenção à região da Antártica, cujos resultados neste trabalho ficaram aquém das expectativas, devido à falta de dados, quer porque as séries temporais existentes são curtas, quer devido à baixa densidade de estações nesta zona. A melhoria dos resultados apresenta-se de facto como possível devido à recente instalação de novas estações de observação contínua na Antártica.

- Com base no processamento de séries temporais mais longas investigar os movimentos crustais em Portugal e estudar as possíveis causas desses movimentos.
- Comparar os resultados obtidos com as novas soluções GRACE e GOCE, bem como comparar esses resultados com resultantes do GGOS (*Global Geodetic Observing System*) e, quando possível, avaliar as respectivas precisões. Comparar os resultados com o futuro modelo de glaciação do hemisfério Norte ICE-6G (VM5a).
- Com base nessas comparações e nos resultados obtidos contribuir para a melhoria dos modelos de AGI existentes bem como dos modelos de Terra, no sentido de poder prever variações às velocidades determinadas.

Referências

- Argus, D. F., and W. R. Peltier (2010). "Constraining models of postglacial rebound using space geodesy: a detailed assessment of model ICE-5G (VM2) and its relatives." *Geophysical Journal International*, Vol. 181, Issue 2, pp. 697-723. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04562.x
- Argus, D. F., R. G. Gordon, M. B. Heflin, C. Ma, R. J. Eanes, P. Willis, W. R. Peltier, and S. E. Owen (2010). "The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy." *Geophysical Journal International*, Vol. 180, Issue 3, pp. 913-960. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04463.x
- Argus, D. F., W. R. Peltier, and M. M. Watkins (1999). "Glacial isostatic adjustment observed using very long baseline interferometry and satellite laser ranging geodesy." *Journal of Geophysical Research*, Vol.104, B12, pp. 29077-29093.
- AVISO (2011). Página Oficial do DORIS: <http://www.aviso.oceanobs.com>, acessado em 21 Julho de 2011.
- Bergstrand, S., H-G. Scherneck, G. A. Milne, and J. M. Johansson (2005). "Upper mantle viscosity from continuous GPS baselines in Fennoscandia." *Journal of Geodynamics*, Vol. 39, Issue 2, pp. 91-109, doi:10.1016/j.jog.2004.08.004.
- Bevis, M., E. Kendrick, R. Smalley Jr., I. Dalziel, D. Caccamise, I. Sasgen, M. Helsen, F. W. Taylor, H. Zhou, A. Brown, D. Raleigh, M. Willis, T. Wilson, and S. Konfal (2009). "Geodetic measurements of vertical crustal velocity in West Antarctica and the implications for ice mass balance." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Vol. 10, No.10, Q10005, doi: 10.1029/2009GC002642, ISSN: 1525-2027.
- BIFROST Project (2010). http://www.cfa.harvard.edu/space_geodesy/BIFROST, acessado em 31 Março de 2010.
- Cai, J., and E. W. Grafarend (2007). "Statistical analysis of geodetic deformation (strain rate) derived from the space geodetic measurements of BIFROST Project in Fennoscandia." *Journal of Geodynamics*, Vol. 43, Issue 2, pp. 214-238, doi:10.1016/j.jog.2006.09.010.
- Center for Space Research (CSR) of University of Texas at Austin (2011), <http://csr.utexas.edu>, acessado em 22 de Julho de 2011.
- Central Intelligence Agency (CIA) (2010). "The World Factbook." <http://www.cia.gov>, acessado em 16 de Julho de 2010.

- Centre National D'Études Spatiales (CNES) (2010). "Les missions scientifiques du Centre National D'Études Spatiales." <http://smc.cnes.fr>, acessido em 16 de Julho de 2010.
- Chalmers University of Technology (2010). <http://www.chalmers.se>, acessido em 5 de Maio de 2010.
- Chambers, D. P. (2006). "Evaluation of new GRACE time-variable gravity data over the ocean." *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, L17603, doi: 10.1029/2006GL027296.
- Conrad, C. (2011). "Lecture 8: gravity anomalies." University of Hawaii: http://soest.hawaii.edu/GG/FACULTY/conrad/Classes/GG304/handouts/Lecture_08.pdf, acessido em 15 de Junho de 2011.
- Dana, P. (1999). "The geographer's craft project." Department of Geography, Universidade do Colorado em Boulder: http://www.colorado.edu/geography/gcraft/notes/gps/gps_f.html, acessido em 07 de Junho de 2010.
- Dziewonski, A. M., and D. L. Anderson (1981). "Preliminary Reference Earth Model." *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol.25, Issue 4, pp. 297-356.
- Ebbing, J., and O. Olesen (2005). "The Northern and Southern Scandes – structural differences revealed by analysis of gravity anomalies, the geoid and regional isostasy." *Journal of Tectonophysics*, Vol. 411, Issue 1-4, pp. 73-87, doi:10.1016/j.tecto.2005.09.002.
- Ekman, M. (1995). "Post glacial uplift of the Åland Islands, and the world's oldest preserved sea level gauge." *Small Publications in Historical Geophysics* No. 1, Summer Institute for Historical Geophysics, Åland Islands.
- Ekman, M. (2000). "Determination of global sea level rise and its change with time." *Small Publications in Historical Geophysics* No. 7, Summer Institute for Historical Geophysics, Åland Islands.
- Ekman, M. (2001). "Computation of historical shore levels in Fennoscandia due to postglacial rebound." *Small Publications in Historical Geophysics* No. 8, Summer Institute for Historical Geophysics, Åland Islands.
- Ekman, M. (2005). "The first land uplift map that could have been constructed – but never was." *Small Publications in Historical Geophysics* No. 15, Summer Institute for Historical Geophysics, Åland Islands.

- Ekman, M., and J. Mäkinen (1996). "Recent postglacial rebound, gravity change and mantle flow in Fennoscandia." *Geophysical Journal International*, Vol. 126, Issue 1, pp. 229-234, doi: 10.1111/j.1365-246X.1996.tb05281.x.
- European Space Agency (ESA) (2011). ESA Portal, <http://www.esa.int>, acessado em 22 de Julho de 2011.
- FinnRef (2010). http://www.fgi.fi/asetat/gps_eng.php, acessado em 30 de Março de 2010.
- Gasperini P., and R. Sabadini (1989). "Lateral heterogeneities in mantle viscosity and post-glacial rebound." *Geophysical Journal International*, Vol. 98, Issue 3, pp. 413–428, doi: 10.1111/j.1365-246X.1989.tb02279.x.
- Gasperini P., and R. Sabadini (1990). "Finite-element modelling of lateral viscosity heterogeneities and postglacial rebound." *Tectonophysics*, Vol. 179, Issues 1-2, pp. 141–149, doi: 10.1016/0040-1951(90)90363-D.
- Giunchi C., and G. Spada (2000). "Postglacial rebound in a non–Newtonian spherical Earth." *Geophysical Research Letters*, Vol. 27, No. 14, pp. 2065–2068, doi: 10.1029/2000GL011460.
- Giunchi C., G. Spada, and R. Sabadini (1997). "Lateral viscosity variations and post-glacial rebound: Effects on present-day VLBI baseline." *Geophysical Research Letters*, Vol. 24, No. 1, pp. 13–16, doi: 10.1029/96GL03773.
- Global Positioning System Wing (GPSW) (2010a), "Interface Specification IS-GPS-200 E – Navstar GPS Space Segment /User Segment Interfaces." *Science Applications International Corporation*, <http://www.gps.gov/technical/icwg/IS-GPS-200E.pdf>, acessado em 8 de Junho de 2011.
- Global Positioning System Wing (GPSW) (2010b), "Interface Specification IS-GPS-705 A – Navstar GPS Space Segment /User Segment L5 Interfaces." *Science Applications International Corporation*, <http://www.gps.gov/technical/icwg/IS-GPS-705A.pdf>, acessado em 8 de Junho de 2011.
- Global Positioning System, Constellation Status (2010), <https://gps.afspc.af.mil/gps/>, acessado em 31 de Março de 2010.
- GlobalSecurity.org, (2010). "Reliable Security Information." <http://www.globalsecurity.org>, acessado em 31 de Março de 2010.

- Goddard Space Flight Center (GSFC) (2011). "Very Long Baseline Interferometry using quasars to understand our changing Earth." <http://lupus.gsfc.nasa.gov/>, acessado em 18 de Julho de 2011.
- GPS World (2010). "The business and technology of global navigation and positioning." <http://www.gpsworld.com>, acessado em 31 de Março de 2010.
- Gruber, T., R. Rummel, O. Abrikosov, and R. Hees (2008). "GOCE level2 product data handbook." *The European GOCE Gravity Consortium*, texto não publicado obtido em http://esamultimedia.esa.int/docs/Level_2_Product_Data_Handbook.pdf em 08 de Junho de 2010.
- Gunter, B., T. Urban, R. Riva, M. Helsen, R. Harpold, S. Poole, P. Nagel, B. Schutz, and B. Tapley (2009). "A comparison of coincident GRACE and ICESat data over Antarctica." *Journal of Geodesy*, Vol. 83, No. 11, pp. 1051-1060, doi 10.1007/s00190-009-0323-4.
- Hagedoorn J. M., D. Wolf, and Z. Martinec (2007). "An estimate of global mean sea-level rise inferred from tide-gauge measurements using glacial-isostatic models consistent with the relative sea-level record." *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 164, N^o. 4, pp. 791–818, doi: 10.1007/s00024-007-0186-7.
- Hammarklint, T. (2007). "The Swedish tide gauge network." *GLOSS Experts 10th Meeting*, http://gloss-sealevel.org/publications/documents/sweden_gex2007.pdf, acessado em 19 de Abril de 2010.
- Heiskanen, W., and F. Meinesz (1958). "The Earth and its gravity." McGraw-Hill, Nova York, <http://www.questia.com/PM.qst?a=o&d=89183753>.
- Henton J. A. , M. R. Craymer, R. Ferland, H. Dragert, S. Mazzotti, and D. L. Forbes (2006). "Crustal motion and deformation monitoring of Canadian landmass." *GEOMATICA*, Vol. 60, No. 2, pp. 173 - 191.
- Herring, T. (2003). "MATLAB tools for viewing GPS velocities and time series." *GPS Solutions*, Vol. 7, No. 3, pp. 194-199, doi 10.1007/s10291-003-0068-0.
- Herring, T. A., R. W. King, and S. C. McClusky (2009a). "Introduction to GAMIT/GLOBK release 10.35." *Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology*, disponível em <http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgl/docs.html> em 04 de Maio de 2010.
- Herring, T. A., R. W. King, and S. C. McClusky (2009b). "GAMIT reference manual – GPS analysis at MIT Release 10.3." *Department of Earth, Atmospheric, and*

- Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology*, <http://www-gpsg.mit.edu/~simon/qtgl/docs.html>, acessado em 04 de Maio de 2010.
- Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação (INETI) (2010), "A estrutura interna da Terra." http://e-geo.ineti.pt/divulga%C3%A7%C3%A3o/materiais/posters/poster_estrutura_terra.pdf, acessado em 15 de Abril de 2010.
- International DORIS Service (IDS) (2011). <http://ids-doris.org>, acessado em 23 de Junho de 2011.
- International Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS) (2010). <http://www.iers.org>, acessado em 24 de Março de 2010.
- International GNSS Service (IGS) (2010). <http://igsceb.jpl.nasa.gov>, acessado em 22 de Junho de 2010.
- International Laser Ranging Service (ILRS) (2010). <http://ilrs.gsfc.nasa.gov>, acessado em 24 de Junho de 2010.
- International VLBI Service for Geodesy & Astrometry (IVS) (2011). <http://ivscc.gsfc.nasa.gov/>, .acessado em 5 de Julho de 2011.
- Ivins, E. R., and D. Wolf (2008). "Glacial isostatic adjustment: new developments from advanced observing systems and modeling." *Journal of Geodynamics*, Vol. 46, Issues 3-5, pp. 69-77, doi:10.1016/j.jog.2008.06.002.
- Ivins, E. R., and T. S. James (2005). "Antarctic glacial isostatic adjustment: a new assessment." *Antarctic Science*, Vol. 17, Issue 04, pp. 541–553, doi: 10.1017/s0954102005002968.
- Jet Propulsion Laboratory (JPL) (2010). "GPS time series." <http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html>, acessado em 28 de Junho de 2010.
- Jet Propulsion Laboratory (JPL), California Institute of Technology, Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) (2011), <http://grace.jpl.nasa.gov>, acessado em 28 de Julho de 2011.
- Johansson, J., M. Lidberg, and R. Emardson (2009). "Results from 15 years of data from the SWEPOS network." apresentação na *European Meeting, International Information Subcommittee, Civil GPS Service Interface Committee*, Estocolmo, 27 de Outubro de 2009.

- Kaufmann, G. (1997). "The onset of Pleistocene glaciation in the Barents Sea: implications for glacial isostatic adjustment." *Geophysical Journal International*, Vol. 131, Issue 2, pp. 281-292, doi: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb01222.x.
- Kaufmann, G. and D. Wolf (1996). "Deglacial land emergence and lateral upper-mantle heterogeneity in the Svalbard Archipelago – II. Extended results for high-resolution load models." *Geophysical Journal International*, Vol. 127, Issue 1, pp. 125–140, doi: 10.1111/j.1365-246X.1996.tb01539.x.
- Kaufmann, G., and D. Wolf (1999). "Effects of lateral viscosity variations on postglacial rebound: an analytical approach." *Geophysical Journal International*, Vol. 137, Issue 2, pp. 489–500, doi: 10.1046/j.1365-246X.1999.00804.x.
- Kaufmann, G., and K. Lambeck (2000). "Mantle dynamics, postglacial rebound and the radial viscosity profile." *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 121, Issues 3–4, pp. 301–324, doi: 10.1016/S0031-9201(00)00174-6.
- Kaufmann, G., and K. Lambeck (2002). "Glacial isostatic adjustment and the radial viscosity profile from inverse modelling." *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107 N^o.B11, 2280, doi:10.1029/2001JB000941.
- Kaufmann, G., and P. Wu (1998). "Lateral asthenospheric viscosity variations and postglacial rebound: a case study for the Barents Sea." *Geophysical Research Letters*, Vol. 25, No. 11, pp. 1963–1966, doi: 10.1029/98GL51505.
- Kaufmann, G., and P. Wu (2002). "Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia with a three-dimensional viscosity structure as an inverse problem." *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 197, Issue 1-2, pp. 1-10, doi: 10.1016/S0012-821X(02)00477-6.
- Kaufmann, G., P. Wu, and D. Wolf (1997). "Some effects of lateral heterogeneities in the upper mantle on postglacial land uplift close to continental margins." *Geophysical Journal International*, Vol. 128, Issue 1, pp. 175–187 doi: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb04078.x.
- Kaufmann, G., P. Wu, and E. R. Ivins (2005). "Lateral viscosity variations beneath Antarctica and their implications on regional rebound motions and seismotectonics." *Journal of Geodynamics*, Vol. 39, Issue 2, pp. 165–181, doi: 10.1016/j.jog.2004.08.009.
- Kaufmann, G., P. Wu, and G. Li (2000). "Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia for a laterally heterogeneous Earth." *Geophysical Journal International*, Vol. 143, Issue 1, pp. 262–273, doi: 10.1046/j.1365-246X.2000.00247.x.

- King, M. A., Z. Altamimi, J. Boehm, M. Bos, R. Dach, P. Elosegui, F. Fund, M. Hernández-Pajares, D. Lavalée, P. J. M. Cervera, N. Penna, R. E. M. Riva, P. Steigenberger, T. van Dam, L. Vittuari, S. Williams, and P. Willis (2010). "Improved constrains on models of glacial isostatic adjustment: a review of the contribution of ground-based geodetic observations." *Surveys in Geophysics*, Vol. 31, No. 5, pp. 465-507, doi 10.1007/s10712-010-9100-4.
- Koohzare, A., P. Vaníček, and M. Santos (2008). "Pattern of recent vertical crustal movements in Canada." *Journal of Geodynamics*, Vol. 45, Issues 2-3, pp. 133-145, doi:10.1016/j.jog.2007.08.001.
- Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), Sistema Nacional de Informação Geocientífica (e-Geo) (2010), <http://e-geo.ineti.pt>, acessado em 14 de Abril de 2010.
- Lambeck, K, and J. Chappell (2001). "Sea level change through the last glacial cycle." *Science*, Vol. 292, No. 5517, pp. 679-686, doi: 10.1126/science.1059549.
- Lambeck, K, T. M. Esat, and E. K. Potter (2002). "Links between climate and sea levels for the past three million years." *Nature*, Vol. 419, No. 6903, pp. 199–206, doi: 10.1038/nature01089.
- Lambeck, K. (1993a). "Glacial rebound of the British-Isles - I. Preliminary model results." *Geophysical Journal International*, Vol. 115, Issue 3, pp. 941–959, doi: 10.1111/j.1365-246X.1993.tb01503.x.
- Lambeck, K. (1993b). "Glacial rebound of the British-Isles - II. A high-resolution, high-precision model." *Geophysical Journal International*, Volume115, Issue 3, pp. 960–990, doi: 10.1111/j.1365-246X.1993.tb01504.x.
- Langley, R. B. (1990). "Why is the GPS signal so complex?" *GPS World*, Vol.1, No.3, pp. 56-59.
- Latychev K., J. X. Mitrovica, J. Tromp, M. E. Tamisiea, D. Komatitsch, and C. C. Christara (2005). "Glacial isostatic adjustment on 3-D Earth models: a finite-volume formulation." *Geophysical Journal International*, Vol. 161, Issue 2, pp. 421–444 doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02536.x.
- Leuliette, E. W., R. S. Nerem, and G. T. Mitchum (2004). "Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason altimeter data to construct a continuous record of mean sea level change." *Marine Geodesy*, Vol. 27, Issue 1-2, pp. 79-94, doi: 10.1080/01490410490465193.
- Lidberg, M., J. M. Johansson, H-G. Scherneck, and G. A. Milne (2010). "Recent results on continuous GPS observations of the GIA process in Fennoscandia from

- BIFROST." *Journal of Geodynamics*, Vol. 50, Issue 1, pp. 8-18, doi:10.1016/j.jog.2009.11.010
- Los Angeles Air Force Base (LAAF) (2011). <http://www.losangeles.af.mil/index.asp>,
acedido em 3 de Junho de 2011.
- Mäkinen, J., H. Koivula, M. Poutanen, and V. Saaranen (2003). "Vertical velocities in Finland from permanent GPS networks and from repeated precise leveling." *Journal of Geodynamics*, Vol. 35, Issues 4-5, pp. 443-456, doi:10.1016/S0264-3707(03)00006-1.
- Martinec, Z. (2000). "Spectral-finite element approach to three-dimensional viscoelastic relaxation in a spherical Earth." *Geophysical Journal International*, Vol. 142, Issue 1, pp. 117–141, doi: 10.1046/j.1365-246x.2000.00138.x.
- Martinec, Z, and J. Hagedoorn (2005). "Time-domain approach to linearized rotational response of a three-dimensional viscoelastic earth model induced by glacial-isostatic adjustment: I. Inertia-tensor perturbations." *Geophysical Journal International*, Vol. 163, Issue 2, pp. 443–462, doi: 10.1111/j.1365246X.2005.02758.x.
- Martinec, Z. (1999). "Spectral, initial value approach for viscoelastic relaxation of a spherical earth with a three-dimensional viscosity – I. Theory." *Geophysical Journal International*, Vol. 137, Issue 2, pp. 469–488, doi: 10.1046/j.1365-246X.1999.00803.x.
- Mendes, V. B e M. A. Silva (1996). "Normas de referência bibliográfica para o Curso de engenharia geográfica." Departamento de Matemática, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 1996, <http://enggeografica.fc.ul.pt/biblioteca.html>,
acedido em 1 de Fevereiro de 2010.
- Mendes, V. B. (1994). "Tópicos de Geodesia Espacial", apontamentos teóricos de Geodesia Espacial, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, texto não publicado.
- Mendes, V. B. (2001). "Sistema de posicionamento global", apontamentos das aulas de Geodesia II, texto não publicado, Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- Milne, G. A., and J. X. Mitrovica (1996). "Postglacial sea-level change on a rotating Earth: first results from a gravitationally self-consistent sea-level equation." *Geophysical Journal International*, Vol. 126, Issue 3, pp. F13–F20, doi: 10.1111/j.1365-246X.1996.tb04691.x.

- Milne, G. A., and J. X. Mitrovica (1998). "Postglacial sea-level change on a rotating Earth." *Geophysical Journal International*, Vol. 133, Issue 1, pp. 1–19, doi: 10.1046/j.1365-246X.1998.1331455.x.
- Milne, G. A., J. X. Mitrovica, and J. L. Davis (1999). "Near-field hydro-isostasy: the implementation of a revised sea-level equation." *Geophysical Journal International*, Vol. 139, Issue 2, pp. 464–482, doi: 10.1046/j.1365-246X.1999.00971.x.
- Miranda, J., J. Luís e P. Costa (2007). "Fundamentos de Geofísica – Capítulo 4 – a forma da Terra." http://idl.ul.pt/Fund_Geof/GG_Cap4_Gravimetria_rev2007.pdf, acessado em 13 de Abril de 2010.
- Mitrovica J. X. , and W. R. Peltier (1991). "A complete formalism for the inversion of post-glacial rebound data: resolving power analysis." *Geophysical Journal International*, Vol. 104, Issue 2, pp. 267–288 doi: 10.1111/j.1365-246X.1991tb02511.x.
- Mitrovica J. X., and A. M. Forte (2004). "A new inference of mantle viscosity based upon joint inversion of convection and glacial isostatic adjustment data." *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 225, Issues 1-2, pp.177-189, doi:10.1016/j.epsl.2004.06.005.
- Mitrovica J. X., J. L. Davis, and I. I. Shapiro (1993). "Constraining proposed combinations of ice history and Earth rheology using VLBI determined baseline length rates in North America." *Geophysical Research Letters*, Vol. 20, No. 20, pp. 2387–2390, doi: 10.1029/93GL02043.
- Mitrovica J. X., J. L. Davis, and I. I. Shapiro (1994a). "A spectral formalism for computing three-dimensional deformations due to surface loads 1. Theory." *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. B4, pp. 7057–7073, doi: 10.1029/93JB03128.
- Mitrovica J., J. L. Davis, and I. I. Shapiro (1994b). "A spectral formalism for computing three-dimensional deformations due to surface loads 2. Present-day glacial isostatic-adjustment." *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. B4, pp. 7075–7101, doi: 10.1029/93JB03401.
- Nakada M., and K. Lambeck (1991). "Late Pleistocene and Holocene sea-level change: Evidence for lateral mantle viscosity structure?." In: R. Sabadini, K. Lambeck, and E. Boschi (Editors), "Glacial Isostasy, Sea Level and Mantle Rheology." *Springer*, Nova York, pp. 79–94.
- National Aeronautics and Space Administration (NASA) (2011). www.nasa.gov, acessado em 3 de Junho de 2011.

- National Coordination Office for Space-Based Positioning Navigation and Timing, GPS.Gov, Página Oficial do GPS (2010). <http://www.gps.gov>, acedido em 18 de Fevereiro de 2010.
- Natural Resources Canada (NRCAN) (2011). <http://www.nrcan.gc.ca>.
- Navigation Center, United States Coast Guard, U.S. Department of Homeland Security (2010). <http://navcen.uscg.gov>, acedido em 18 de Fevereiro de 2010.
- Ordem dos Engenheiros (OE) (2010). <http://www.ordemengenheiros.pt>, acedido em 2 de Junho de 2010.
- Pagiatakis, S.D., and P. Salib (2003). "Historical relative gravity observations and the time rate of change of gravity due to postglacial rebound and other tectonic movements in Canada." *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, Issue B9, 2406, doi: 10.1029/2001JB001676.
- Paulson, A., S. Zhong, and J. Wahr (2007). "Inference of mantle viscosity from GRACE and relative sea level data." *Geophysical Journal International*, Vol. 171, Issue 2, pp. 497-508, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03556.x.
- Pearlman, M. R., J. J. Degnan, and J. M. Bosworth (2002). "The international laser ranging service." *Advances in Space Research*, Vol. 30, Issue 2, pp. 135-143, doi: 10.1016/S0273-1177(02)00277-6.
- Peltier, W. (2004). "Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ICE-5G (VM2) model and GRACE." *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 32, pp. 111-149, doi: 10.1146/annurev.earth.32.082503.144359.
- Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) (2010). <http://www.psmsl.org>, acedido em 8 de Abril de 2010.
- Petit, J.R., J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delayque, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman, and M. Stievenard (1999). "Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica", *Nature* No.399, pp. 429-436.
- Poutanen, M., and E. R. Ivins (2010). "Upper mantle dynamics and quaternary climate in cratonic areas (DynaQlim) – Understanding the glacial isostatic adjustment." *Journal of Geodynamics*, Vol. 50, Issue 1, pp. 2-7, doi:10.1016/j.jog.2010.01.014.
- Priberam (2011). <http://www.priberam.pt>, acedido em 15 de Setembro de 2011.

- Riva, R. E. M., B. C. Gunter, L. L. A. Vermeersen, R. C. Lindenberg, and H. H. A. Schotman (2007). "The effect of GIA models on mass-balance estimates in Antarctica." GRACE *Science Team Meeting*, Potsdam 16 de Outubro de 2007, <http://www.massentransporte.de/index.php?id=151> acessido em 24 de Junho de 2010.
- Riva, R. E. M., B. C. Gunter, T. J. Urban, B. L. A. Vermeersen, R. C. Lindenberg, M. M. Helsen, J. L. Bamber, R. S. W van de Wal, M. R. van den Broeke, and B. E. Schutz (2009). "Glacial isostatic adjustment over Antarctica from combined ICESat and GRACE satellite data." *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 288, Issues 3-4, pp. 516-523, doi:10.1016/j.epsl.2009.10.013.
- Sabadini R., D. A. Yuen, and M. Portney (1986). "The effect of upper mantle lateral heterogeneities on post-glacial rebound." *Geophysical Research Letters*, Vol. 13, No. 4, pp. 337-340, doi: 10.1029/GL013i004p00337.
- Sasgen, I., Z. Martinec, and K. Fleming (2007). "Regional ice mass changes and glacial-isostatic adjustment in Antarctica from GRACE." *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 264, pp. 391-401, doi:10.1016/j.epsl.2007.09.029.
- Schenerck, H.-G., J. M. Johansson, H. Koivula, T. van Dam, and J. L. Davis (2003). "Vertical crustal motion observed in the BIFROST project." *Journal of Geodynamics*, Vol. 35, Issue 4-5, pp. 425-441, doi:10.1016/S0264-3707(03)00005-X.
- Schenerck, H.-G., J. M. Johansson, J. X., Mitrovica, and J. L., Davis (1998). "The BIFROST project: GPS determined 3-D displacement rates in Fennoscandia from 800 days of continuous observations in the SWEPOS network." *Journal of Tectonophysics* Vol. 294, Issues 3-4, pp. 305-321, doi: 10.1016/S0040-1951(98)00108-5.
- Schotman, H. H. A., P. Wu, L. L. A. Vermeersen (2008). "Regional perturbations in a global background model of glacial isostasy." *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 171, Issues 1-4, pp. 323-335, doi:10.1016/j.pepi.2008.02.010.
- Scripts Orbit and Permanent Array Center (SOPAC) (2010). <http://sopac.ucsd.edu>, acessido em 6 de Maio de 2010.
- Seeber, G. (2003). *Satellite Geodesy: foundations, methods, and applications*. 2ª Edição, Walter de Gruyter, Berlim. ISBN 0-19-924590-8.
- Sella, G. F., S. Stein, T. H. Dixon, M. Craymer, T. S. James, S. Mazzotti, and R. K. Dokka (2007). "Observation of glacial isostatic adjustment in "stable" North America

with GPS." *Geophysical Research Letters*, Vol. 34, VOL. 34, L02306, 6 pp., doi:10.1029/2006GL027081

Seppälä, M. (2005). *The Physical Geography of Fennoscandia*. Oxford University Press, Nova York.

Spada G., A. Antonioli, S. Cianetti, and C. Giunchi (2006). "Glacial isostatic adjustment and relative sea-level changes: the role of lithospheric and upper mantle heterogeneities in a 3-D spherical Earth." *Geophysical Journal International*, Vol. 165, Issue 2, pp.692–702, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02969.x.

Steffen, H., and P. Wu (2011). "Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia – A review of data and modeling." *Journal of Geodynamics*, Vol. 52, Issues 3-4, pp. 169-204, doi:10.1016/j.jog.2011.03.002.

Steffen, H., G. Kaufmann, and P. Wu (2006). "Three-dimensional finite-element modeling of glacial isostatic adjustment in Fennoscandia." *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 250, Issue 1-2, pp. 358-375, doi:10.1016/j.epsl.2006.08.003.

Steffen, H., H. Denker, and J. Müller (2008). "Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia from GRACE data and comparison with geodynamical models." *Journal of Geodynamics*, Vol. 46, Issues 3-5, pp. 155-164, doi:10.1016/j.jog.2008.03.002.

Steffen, H., O. Gitlein, H. Denker, J. Müller, and L. Timmen (2009). "Present rate of uplift in Fennoscandia from GRACE and absolute gravimetry." *Journal of Tectonophysics*, Vol. 474, Issue 1-2, pp. 69-77, doi:10.1016/j.tecto.2009.01.012.

Steffen, H., P. Wu, and G. Kaufmann (2007). "Sensitivity of crustal velocities in Fennoscandia to radial and lateral viscosity in the mantle." *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 257, Issue 3-4, pp. 474-485, doi:10.1016/j.epsl.2007.03.002

SWEPOS (2010). "A national network of reference stations for GPS." <http://swepos.lmv.lm.se/english/index.htm>, acedido em 11 Março de 2010.

Turcotte, D. L., and G. Schubert (1982). *Geodynamics – Applications of continuum physics to geological problems*. John Wiley & Sons, Inc.

Tushingham A. M., and W. R. Peltier (1991). "ICE-3G: A new global model of late Pleistocene deglaciation based upon geophysical predictions of post-glacial relative sea level change." *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, No. B3, pp. 4497-4523, doi: 10.1029/90JB01583.

- U.S. Naval Observatory (USNO) Time Service Department (2010), <http://tycho.usno.navy.mil>, acessado em 10 de Março de 2010.
- University NAVstar Consortium (UNAVCO) (2010). " UNAVCO, a non-profit university-governed consortium, facilitates geoscience research and education using geodesy." <http://www.unavco.org>, acessado em 19 de Abril de 2010.
- University of Colorado (2010). <http://www.colorado.edu>, acessado em 18 de Maio de 2010.
- University of Colorado (CU), Sea Level Research Group (2010). <http://sealevel.colorado.edu>, acessado em 26 de Maio de 2010.
- University of Toronto, Atmospheric Physics (2010). <http://www.atmosp.physics.utoronto.ca>, acessado em 26 de Março de 2010.
- Van der Wal, W., P. Wu, M. G. Sideris, and C. K. Shum (2008). "Use of GRACE determined secular gravity rates for glacial isostatic adjustment studies in North-America." *Journal of Geodynamics*, Vol. 46, Issues 3-5, pp. 144-154, doi:10.1016/j.jog.2008.03.007.
- Wang H., and P. Wu (2006). "Effects of lateral variations in lithospheric thickness and mantle viscosity on glacially-induced surface motion on a spherical, self-gravitating Maxwell Earth." *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 244, Issues 3-4, pp. 576-589, doi: 10.1016/j.epsl.2006.02.026.
- Wang, H., P. Wu, and W. van der Wal (2008). "Using postglacial sea level, crust velocities and gravity-rate-of-change to constrain the influence of thermal effects on mantle heterogeneities." *Journal of Geodynamics*, Vol. 46, Issues 3-5, pp. 104–117, doi:10.1016/j.jog.2008.03.003.
- Watts, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. 1ª Edição, Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, ISBN: 0 521 00600 7.
- Wessel, P., and W. Smith (2010). "The generic mapping tools version 4.5.2 – technical reference and cookbook." Texto não publicado, <http://www.soest.hawaii.edu/gmt/>, acessado em 5 de Maio de 2010.
- Whitehouse P., K. Latychev, G. A. Milne, J. X. Mitrovica, and R. Kendall (2006). "Impact of 3-D Earth structure on Fennoscandia glacial isostatic adjustment: implication for space-geodetic estimates of present-day crustal deformations." *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, L13502, doi: 10.1029/2006GL026568.

- Whitthehouse, P. (2009). "Glacial isostatic adjustment and sea-level change – state of the art report." Technical Report TR-09-11, *Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co*, Stockholm.
- Wu, P., and W. van der Wal (2003). "Postglacial sea levels on a spherical, self-gravitating viscoelastic earth: effects of lateral viscosity variations in the upper mantle on the inference of viscosity contrasts in the lower mantle." *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 211, Issues 1-2, pp. 57–68, doi: 10.1016/S0012-821X(03)00199-7.
- Wu, P., H. Wang, and H. Schotman (2005). "Postglacial induced surface motions, sea-levels and geoid rates on a spherical self-gravitating laterally heterogeneous earth." *Journal of Geodynamics*, Vol. 39, Issue 2, pp. 127-142, doi: 10.1016/j.jog.2004.08.006.
- Zhong S., A. Paulson, and J. Wahr (2003). "Three-dimensional finite-element modelling of Earth's viscoelastic deformation: effects of lateral variations in lithospheric thickness." *Geophysical Journal International*, Vol.155, Issue 2, pp. 679-695, doi: 10.1046/j.1365-246X.2003.02084.x.
- Zhong S., M. Zuber, L. Moresi, and M. Gurnis (2000). "Role of temperature-dependent viscosity and surface plates in spherical shell models of mantle convection." *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, No. B5, pp. 11063–11082, doi: 10.1029/2000JB900003.

Anexo A – Tabelas das estações utilizadas por Argus and Peltier [2010] para constranger o Modelo ICE-5G VM2 T90 ROT

Tabela A-1 – Estações localizadas em Placa Fixa. Informação cedida por Donald Argus e utilizada em Argus and Peltier [2010].

Local	Lat. °N	Lon. °E	Velocidade Vertical (mm/ano)	Estações (Técnica, Estação sigla, tempo de observação)
Antártica				
Vesleskarvet {Cliff}	-71.67	-2.84	0.8 ± 2.2	G vesl 9
Marion Island	-46.88	37.86	0.7 ± 4.7	D mara 13
Syowa {Base}	-69.01	39.58	1.9 ± 2.2	G syog 8 D syob 8 V syowa 3
Mawson {Base}	-67.60	62.87	0.3 ± 2.4	G maw1 8
Kerguelen {Island}	-49.35	70.26	1.4 ± 1.5	G kerg 12 D kera 13
Amsterdam Island	-37.80	77.57	9.2 ± 13.0	D amsa 4
Davis {Base}	-68.58	77.97	0.1 ± 1.5	G dav1 13
Casey {Base}	-66.28	110.52	1.7 ± 1.5	G cas1 13
Dumont D'Urville {Base}	-66.66	140.00	2.4 ± 6.5	D adea 9
McMurdo {Base}	-77.84	166.67	-0.8 ± 2.2	G mcm4 9
Arábia				
Amman (Jordânia)	32.03	35.88	-4.7 ± 9.0	G ammn 2
(Bahrein)	26.21	50.61	-0.4 ± 1.8	G bahr 11
Yibal (Oman)	22.19	56.11	-0.6 ± 5.6	G yibl 3
Austrália				
Yaragadee	-29.05	115.35	-0.3 ± 1.3	S yarag 20 G yar1 8 yar2 6 D yara 13 G yarr 4
New Norcia	-31.05	116.19	-1.9 ± 4.3	G nnor 4
Karratha	-20.98	117.10	0.9 ± 2.4	G karr 8
Darwin	-12.84	131.13	-0.9 ± 3.3	G darw 6
Jabiru	-12.66	132.89	-5.9 ± 7.1	G jab1 2
Ceduna	-31.87	133.81	-1.9 ± 2.4	G cedu 8
Alice Springs	-23.67	133.89	-0.3 ± 2.4	G alic 8
Observatório de Melbourne	-37.83	144.98	-2.3 ± 4.9	G mobs 4
Townsville	-19.27	147.06	-0.5 ± 2.4	G tow2 8
Hobart [Tasmânia]	-42.80	147.44	0.4 ± 1.3	V hobart26 14 G hob2 10
Parkes [Nova Gales do Sul]	-33.00	148.26	-2.5 ± 8.6	V parkes 11
Canberra [Nova Gales do Sul]	-35.40	148.98	0.6 ± 1.1	V dss45 15 S orrlr 17 G tid2 8 str1 8 D msob 6 orra 5
Noumea [Nova Caledónia]	-22.27	166.41	-2.8 ± 2.8	G noum 6 D noua 8
Eurásia				
Madrid (Espanha)	40.44	-3.95	-0.2 ± 1.0	G vill 12 V dss65 10 G madr 12
Yebees (Espanha)	40.52	-3.09	-0.2 ± 2.2	V yebees 8 G yebe 7
Morpeth (Inglaterra)	55.21	-1.69	0.5 ± 4.6	G morp 4

La Rochelle (França)	46.16	-1.22	-1.5 ± 4.7	G lroc 4
Teddington (Inglaterra)	51.42	-0.34	0.2 ± 4.3	G npld 4
Greenwich (Inglaterra)	50.87	0.34	-0.1 ± 1.4	S rgo 16 G hers 12 hert 3
Observatório de Ebro (Espanha)	40.82	0.49	-1.0 ± 1.7	G ebre 11
Toulouse (França)	43.56	1.48	-1.3 ± 2.3	G tlse 6 D tlsa 13 G toul 3
Bruxelas (Bélgica)	50.80	4.36	1.0 ± 1.3	G brus 13 B brus 8
Delft (Holanda)	51.99	4.39	-3.1 ± 4.5	G dlft 4
Marselha (França)	43.28	5.35	-2.8 ± 6.3	G mars 3
Kootwijk (Holanda)	52.18	5.81	-0.4 ± 1.3	G kosg 12 B kosg 8 S kotwk2 11
Titz (Alemanha)	51.04	6.43	-2.4 ± 4.5	G titz 4
Westerbork (Holanda)	52.91	6.60	-0.7 ± 1.6	G wrst 10 B wrst 7
Effelsberg (Alemanha)	50.52	6.88	-0.6 ± 1.6	V eflsberg 17
Grasse (França)	43.75	6.92	0.3 ± 1.3	S grasse 19 G gras 12
Zimmerwald (Suíça)	46.88	7.47	-0.1 ± 1.6	S zimmer 15 G zimm 10 zimj 4
Huegelheim (Alemanha)	47.83	7.60	-2.8 ± 4.5	G hueg 4
Frankfurt (Alemanha)	50.09	8.66	-2.3 ± 6.4	G ffmj 3
Braunschweig (Alemanha)	52.30	10.46	-1.2 ± 3.6	G ptbb 5
Oberpfaffenhofen (Alemanha)	48.09	11.28	-1.3 ± 2.7	G obe2 5 ober 4
Leipzig (Alemanha)	51.35	12.37	-3.0 ± 4.8	G leij 4
Wetzell (Alemanha)	49.15	12.88	-0.6 ± 0.8	V wetzell 20 S wetzel 19 G wtzr 9 wtz 5 wetb 5 wtza 6 wtzj 4 wtzz 3 B wtzr 8
Potsdam (Alemanha)	52.38	13.07	-0.6 ± 1.3	G pots 12 B pots 8 S potsdm 14
Dresden (Alemanha)	51.03	13.73	-1.6 ± 5.0	G drej 4
Ondrejov (República Checa)	49.91	14.79	-2.7 ± 3.0	G gope 6
Graz (Áustria)	47.07	15.49	-0.4 ± 1.3	S graz 17 G graz 12
Mattersburg (Áustria)	47.74	16.40	-3.0 ± 4.5	G mtbg 4
Wroclaw (Polónia)	51.11	17.06	-1.3 ± 5.7	G wroc 3
Borowiec (Polónia)	52.28	17.07	-1.1 ± 1.7	G bor1 9 B bor1 8 S borowc 11
Penc (Hungria)	47.79	19.28	-3.1 ± 2.5	G penc 8
Lamkowko (Polónia)	53.89	20.67	-1.6 ± 1.7	G lama 8 B lama 8
Jozefoslaw (Polónia)	52.10	21.03	-0.8 ± 1.2	G joze 14 joz2 4 B joze 8
Borowa Gora (Polónia)	52.48	21.04	-3.2 ± 4.5	G bogi 4
Lviv (Ucrânia)	49.84	24.01	-1.9 ± 3.3	G sulp 6
Riga (Letónia)	56.95	24.06	0.6 ± 2.8	S riga 11 B riga 8
Golosiiv (Ucrânia)	50.36	30.50	-1.2 ± 2.1	G glsv 9
Mykolaiv (Ucrânia)	46.97	31.97	-2.9 ± 4.4	G mikl 4
(Crimea)	44.40	33.98	1.7 ± 3.1	V crimea 8
Poltava (Ucrânia)	49.60	34.54	-3.9 ± 3.3	G polv 6
Obinsk (Rússia)	55.11	36.57	-1.5 ± 3.2	G mobn 6
Zwenigorod (Rússia)	55.70	36.76	-0.3 ± 2.5	G zwen 8
Mendeleev (Rússia)	56.03	37.22	0.0 ± 2.6	G mdvo 6 mdvj 4
Arti (Rússia)	56.43	58.56	-0.7 ± 2.5	G artu 8

Novosibirsk (Rússia)	54.84	83.24	-1.9 ± 3.0	G nvsk 6
Norilsk (Rússia)	69.36	88.36	1.3 ± 2.9	G nril 7
Krasnoyarsk (Rússia)	55.99	92.79	-0.2 ± 2.7	G kstu 7 D krab 8

Tabela A-2 – Estações localizadas em regiões afectadas pelo AGI. Informação cedida por Donald Argus e utilizada em Argus and Peltier [2010].

Local	Lat. °N	Lon. °E	Velocidade Vertical (mm/ano)	Estações (Técnica, Estação sigla, tempo de observação)
Antártica				
Ilha de Adelaide	-67.57	-68.12	2.9 ± 4.8	D rota 13
O'Higgins {Base}	-63.32	-57.90	6.0 ± 1.9	V ohiggins 11 G ohig 7 oh2 5 oh3 2
Eurásia				
Onsala (Suécia)	57.40	11.93	2.3 ± 1.1	V onsala60 23 G onsa 10 B onsa 8
Boras (Suécia)	57.72	12.89	3.4 ± 2.3	G spt0 5 B spt0 8
Maartsbo (Suécia)	60.60	17.26	6.3 ± 2.5	G mar6 3 B mar6 8
Visby (Suécia)	57.65	18.37	2.3 ± 2.5	G vis0 3 B vis0 8
Tromso (Noruega)	69.66	18.94	2.4 ± 1.2	G trom 15 tro1 6 B tro1 6
Kiruna (Suécia)	67.86	20.97	6.3 ± 1.4	G kiru 14 kir0 3 B kiru 8 kir0 8
Metsahovi (Finlândia)	60.22	24.40	4.0 ± 1.3	G mets 15 D meta 13 B mets 8
Stavanger (Noruega)	59.02	5.60	1.7 ± 4.2	B stas 5
Helogland island (Alemanha)	54.17	7.89	0.4 ± 5.0	B helg 4
Smidstrup (Dinamarca)	55.68	10.00	0.9 ± 5.0	B smid 4
Suldrup (Dinamarca)	57.18	10.00	0.7 ± 4.9	B suld 4
Trondheim (Noruega)	63.37	10.32	4.2 ± 4.2	B trds 5
Oslo (Noruega)	59.74	10.37	6.0 ± 4.0	B osls 5
Vanersborg (Suécia)	58.70	12.03	4.1 ± 2.8	B van0 8
Kxbenhavn (Dinamarca)	55.74	12.50	0.1 ± 3.8	B budp 5
Karlstad (Suécia)	59.44	13.51	4.8 ± 2.8	B kar0 8
Hasleholm (Suécia)	56.10	13.72	1.1 ± 3.1	B has0 8
Jonkoping (Suécia)	57.75	14.07	2.6 ± 2.9	B jon0 8
Sveg (Suécia)	62.02	14.70	7.6 ± 2.9	B sve0 8
Ostersund (Suécia)	63.45	14.85	8.4 ± 2.9	B ost0 8
Leksand (Suécia)	60.72	14.88	7.7 ± 2.8	B leko 8
Oskarshamn (Suécia)	57.07	16.00	2.5 ± 2.8	B osk0 8
Norrkoping (Suécia)	58.59	16.25	4.6 ± 2.8	B nor0 8
Vilhelmina (Suécia)	64.70	16.57	8.5 ± 2.9	B vil0 8
Sundsvall (Suécia)	62.23	17.67	9.1 ± 2.8	B sun0 8
Lovo (Suécia)	59.33	17.83	5.3 ± 2.7	B lov0 8
Arjeplog (Suécia)	66.32	18.12	7.7 ± 3.2	B arj0 8
Umea (Suécia)	63.58	19.52	9.9 ± 2.9	B ume0 8
Skelleftea (Suécia)	64.88	21.05	9.4 ± 3.0	B ske0 8
Olkiluoto (Finlândia)	61.23	21.47	6.8 ± 3.2	B olki 7
Vaasa (Finlândia)	62.97	21.77	8.2 ± 3.2	B vaas 7

Tuorla (Finlândia)	60.42	22.45	5.2 ± 3.2	B tuor 7
Overkalix (Suécia)	66.32	22.77	8.6 ± 3.1	B ove0 8
Kivetty (Finlândia)	62.82	25.70	6.6 ± 3.3	B kive 7
Oulu (Finlândia)	65.08	25.90	8.4 ± 3.4	B oulu 7
Sodankyia (Finlândia)	67.42	26.38	6.8 ± 3.7	B soda 7
Kevo (Finlândia)	69.76	27.01	3.4 ± 3.7	B kevo 7
Virolahti (Finlândia)	60.53	27.55	2.5 ± 3.5	B viro 7
Kuusamo (Finlândia)	65.92	29.03	7.1 ± 3.4	B kuus 7
Svetlo (Rússia)	60.53	29.78	1.4 ± 3.5	B svtl 8
Romuvaara (Finlândia)	64.22	29.93	5.1 ± 3.4	B romu 7
Joensu (Finlândia)	62.38	30.10	3.1 ± 3.5	B joen 7
Vardo (Noruega)	70.34	31.03	1.7 ± 4.3	B vars 5
América do Norte				
Inuvik [Territórios do Noroeste]	68.31	-133.53	-2.7 ± 4.6	G invk 4
Tuktoyaktuk [Territórios do Noroeste]	69.44	-132.99	-1.6 ± 5.7	G tukt 3
Holman [Ilha de Victoria]	70.74	-117.76	2.5 ± 3.5	G holm 5
Yellowknife [Territórios do Noroeste]	62.48	-114.48	4.8 ± 1.4	V ylow7296 12 G yell 10 D yela 13 C yell 6 yel5 4
Flin Flon [Saskatchewan]	54.73	-101.98	2.7 ± 2.6	G flin 6 C flin 6
Baker Lake [Nunavut]	64.32	-96.00	8.1 ± 4.8	G bake 4
Lac du Bonnet [Manitoba]	50.26	-95.87	0.8 ± 3.1	G dubo 6 C dubo 3
Resolute [Ilha de Cornwallis]	74.69	-94.89	4.9 ± 3.0	G reso 5 C reso 5
Churchill [Manitoba]	58.76	-94.09	10.2 ± 2.6	G chur 6 C chur 5
Pickle Lake [Ontário]	51.48	-90.16	0.2 ± 4.8	G picl 4
Algonquin Park [Ontário]	45.96	-78.07	1.8 ± 1.1	V algopark 19 G algo 10 C algo 8
Kuujuarapik [Quebec]	55.28	-77.75	10.0 ± 3.4	G kuuj 4 C kuuj 7
Val-d'Or [Quebec]	48.10	-77.56	5.2 ± 2.6	G vald 4 C vald 10
Ottawa [Ontário]	45.45	-75.62	1.5 ± 1.5	G nrc1 10 D otta 4 G cags 5 C bsrl 10 cags 8 nrc1 7
Thule (Gronelândia)	76.54	-68.79	3.9 ± 2.6	G thu1 6 thu3 4
Baie-Comeau [Quebec]	49.19	-68.26	0.4 ± 3.1	G baie 4 C bcom 10 baie 2
Schefferville [Quebec]	54.83	-66.83	9.8 ± 2.1	G sch2 7 C sch2 8
Alert [Ilha Ellesmere]	82.49	-62.34	8.6 ± 4.4	G alrt 4
Nain [Terra Nova]	56.54	-61.69	2.0 ± 3.2	G nain 4 C nain 8
Kellyville (Gronelândia)	66.99	-50.94	-0.1 ± 2.5	G kely 8
Qaqortoq (Gronelândia)	60.72	-46.05	2.9 ± 5.3	G qaq1 3
Sem AGI				
Observatório Macdonald [Texas]	30.68	-104.02	-0.1 ± 1.3	V fd-vlba 12 G mdo1 11 S mcdon4 14

Tabela A-3 – Estações omitidas. Informação cedida por Donald Argus e utilizada em Argus and Peltier [2010].

Local	Lat. °N	Lon. °E	Velocidade Vertical (mm/ano)	Estações (Técnica, Estação sigla, tempo de observação)
Austrália				
Perth	-31.80	115.89	-6.3 ± 2.4	G pert 8
Eurásia				
Höfn (Islândia)	64.27	-15.20	13.4 ± 3.1	G hofn 6
Ny Alesund	78.93	11.87	7.2 ± 1.4	G nall 10 V nyales20 9 G nyal 8 D spia 13
Placa Nubiana				
Ilha de Gough	-40.35	-9.88	-13.6 ± 2.5	G goug 8
América do Norte				
Austin [Texas]	30.31	-97.76	-3.5 ± 3.3	G aus5 6
Corpus Christi [Texas]	27.74	-97.44	-5.9 ± 2.9	G corc 7
Arlington [Texas]	32.76	-97.06	-4.3 ± 3.4	G arl5 5
Arkansas Pass [Texas]	27.84	-97.06	-1.4 ± 2.0	G arp3 10
Palesine [Texas]	31.78	-95.72	0.2 ± 2.2	G patt 9
Addicks [Texas]	29.79	-95.59	-3.2 ± 4.4	G adks 4
Houston [Texas]	29.78	-95.43	-8.8 ± 3.6	G hous 5
Northeast 2250 [Texas]	29.79	-95.33	-0.8 ± 4.3	G netp 4
Lake Houston [Texas]	29.91	-95.15	-3.7 ± 2.0	G lkhu 10
Galveston [Texas]	29.33	-94.74	-5.4 ± 3.4	G gal1 6
Beaumont [Texas]	30.16	-94.18	-7.1 ± 4.3	G bea5 4
Lafayette [Louisiana]	30.22	-92.05	0.6 ± 6.8	G kjun 3
Hammond [Louisiana]	30.51	-90.47	-0.4 ± 4.2	G hamm 4
English Turn 1 [Louisiana]	29.88	-89.94	-2.9 ± 1.9	G eng1 11
Stennis Space Center [Mississippi]	30.36	-89.61	-1.6 ± 2.5	G ndbc 8
Mobile Point [Alabama]	30.23	-88.02	-3.5 ± 2.1	G mob1 9
Florence Darlington [Carolina do Sul]	34.25	-79.81	3.3 ± 4.4	G fdtc 4
Sandy Hook 1 [Nova Jersey]	40.47	-74.01	-2.6 ± 1.9	G shk1 10
Hudson Falls [Nova York]	43.27	-73.54	-2.5 ± 3.3	G hdf1 6