

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE MATEMÁTICA



Determinação de Movimentos Verticais na Ilha do Faial – Açores

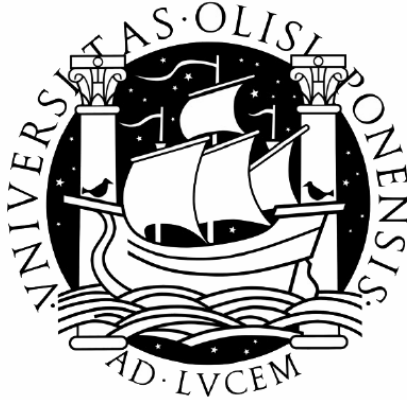
Por

Rúben José Chaves Miguel dos Santos

MESTRADO EM ENGENHARIA GEOGRÁFICA E GEOINFORMÁTICA
(GEODESIA)

2007

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE MATEMÁTICA



Determinação de Movimentos Verticais na Ilha do Faial – Açores

Por

Rúben José Chaves Miguel dos Santos

Orientador: Prof. Doutor João Catalão

MESTRADO EM ENGENHARIA GEOGRÁFICA E GEOINFORMÁTICA
(GEODESIA)

2007

RESUMO

O presente trabalho tem como principal objectivo o cálculo e análise dos movimentos verticais ocorridos na ilha do Faial num período de 64 anos, entre 1937 a 2001.

As altitudes ortométricas foram calculadas com base no nivelamento trigonométrico realizado pelo IGP, durante os anos de 1937, 1987 e 1997.

Os movimentos aqui apresentados dividem-se em dois tipos, os movimentos obtidos através da diferença de altitudes ortométricas, e os movimentos obtidos pela diferença de altitudes elipsoidais entre épocas consecutivas.

Para o desenvolvimento deste trabalho foram consideradas observações efectuadas em diferentes momentos e por diferentes entidades: observação da rede geodésica do Faial, pelo Instituto Geográfico Português (IGP), através de *Global Positioning System* (GPS) nos anos de 1997 e 1998. Em 2001, a Faculdade de Ciências de Universidade de Lisboa (FCUL) promoveu uma campanha GPS para uma nova observação.

Os movimentos verticais são relativos ao vértice geodésico Monte das Moças, na cidade da Horta. Os resultados das épocas de 1937 e 1987 revelaram uma zona de grande subsidência, onde existe um movimento vertical máximo de 1.72 m no vértice geodésico Fajã e uma zona de sobre-elevação, onde se verifica um movimento vertical máximo de 1.49 m para o vértice geodésico Alto do Rico, que poderá ser atribuída à erupção dos Capelinhos e subsequente actividade sísmica ocorrida entre 1957 e 1958.

No período de 1997 a 1998, aquando do sismo de 9 de Julho de 1998, verificou-se a subsidência da zona central da caldeira, tendo sido observado um movimento vertical máximo de cerca de 13 cm do vértice geodésico Cabeço Gordo, no bordo da caldeira.

No período seguinte (1998-2001), observou-se que esses deslocamentos ocorreram no sentido inverso, ou seja, houve uma sobre-elevação da mesma zona com um movimento vertical máximo de 61 mm para o mesmo vértice.

Neste trabalho foi realizada a conversão de altitudes elipsoidais (referentes ao ano 1997) para altitudes ortométricas, através da ondulação do geóide para a região do arquipélago dos Açores. O resultado final dessa conversão foi comparado, com as altitudes ortométricas, referentes a 1987, obtendo-se o desvio padrão de 4.6 cm para a diferença entre altitudes ortométricas.

Palavras-chave: Geodesia, Nivelamento, GPS, movimentos verticais, Açores, Faial

ABSTRACT

The main objective of this work is to compute and analyze the vertical displacements occurred in Faial Island for a period of 64 years, between 1937 to 2001.

The orthometric heights were computed with zenithal distances measured by the Instituto Geográfico Português (IGP) in 1937, 1987 and 1997.

In this work several surveys were considered: first geodetic network measured in 1937, Faial geodetic network observation, measured by IGP in 1997 and 1998, using *Global Positioning System* (GPS) and the FCUL (Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa) campaign in 2001.

The vertical displacements are relative to the geodetic monument *Monte das Moças* on Horta city. The results of the 1937 and 1987 epochs have shown a strong subsidence of 1.72 m in *Fajã* geodetic monument, and a sob elevation of 1.49 m at *Alto do Rico* geodetic monument, which could be attributed to the Capelinhos's eruption between 1957-1958. In the year 1997, Faial geodetic network was observed with GPS and in 1998, after the July 9th earthquake, it was partially re-observed. Later in the year 2001, FCUL promoted a GPS campaign in Faial Island for re-observed.

In the period from 1997 to 1998, evidence shows the subsidence in the central crater zone, with a vertical displacement of around 13 cm from the geodetic monument Cabeço Gordo, on the top summit. In the following period (1998-2001), it was observed that there have been displacements occurring in the inverse way, meaning that it occurred a sob elevation of the same zone with a maximum vertical displacement of 6.1 cm to the same geodetic monument.

In this work, the ellipsoidal to orthometric height conversion was determined with the most recent geoid undulation computed for Azores archipelago. The conversion was compared with the 1987 orthometric heights and a standard deviation of 4.6 cm was determined.

Keywords: Geodesy, leveling, GPS, vertical displacements, Azores, Fayal

Agradecimentos

Pretendo agradecer ao IGP pela cedência dos dados, pois sem eles, não seria possível a realização deste trabalho.

Ao Prof. Doutor Rui Fernandes, quero agradecer a disponibilidade, assim como a cedência dos dados referentes à estação permanente de GPS, no vértice geodésico Monte das Moças para o ano de 2001. Este vértice revelou-se fundamental neste trabalho.

Pretendo deixar aqui expresso, a minha gratidão, aos colegas da Escola Superior de Tecnologia e Gestão do Instituto Politécnico de Beja, Henrique Oliveira e Luís Machado, quer o apoio, quer pela motivação, assim como pelas condições que sempre me foram concedidas.

Ao Prof. Doutor João Catalão, agradeço por ter assumido a orientação desta tese, pela disponibilidade para esclarecimento de dúvidas, pelas sugestões dadas e por ter acreditado nas minhas capacidades, estimulando-me a seguir em frente neste trabalho.

À minha família, quero agradecer todo o seu apoio, paciência e compreensão demonstrado ao longo deste período.

Índice

<u>Resumo</u>	i
<u>Abstract</u>	ii
<u>Agradecimentos</u>	iii
<u>Índice</u>	v
<u>Índice de Figuras</u>	vii
<u>Índice de Tabelas</u>	viii
<u>Capítulo 1: Introdução</u>	1
1.1. <i>Enquadramento e Objectivos do Trabalho</i>	1
1.2. <i>Estado actual do conhecimento</i>	4
1.3. <i>Dados Utilizados</i>	8
1.4. <i>Organização do Trabalho</i>	10
<u>Capítulo 2: Sistemas de Referência</u>	13
2.1. <i>Altitude Elipsoidal</i>	13
2.2. <i>Altitude Ortométrica</i>	16
2.3. <i>Datum Vertical</i>	23
2.4. <i>Determinação de Desníveis</i>	27
2.4.1. <i>Nivelamento Trigonométrico</i>	27
2.4.2. <i>GPS</i>	33
2.5. <i>Sistemas de Referência Geodésicos</i>	36
2.5.1. <i>Datum Monte das Moças e Base SW – Graciosa</i>	36
2.5.2. <i>ITRF</i>	38
<u>Capítulo 3: Cálculo de altitudes</u>	39
3.1. <i>Introdução</i>	39
3.2. <i>Campanha de 1987</i>	40
3.3. <i>Campanha de 1997</i>	44
3.4. <i>Campanha de 1998</i>	50
3.5. <i>Campanha de 2001</i>	53
3.6. <i>Conversão entre altitudes (elipsoidais/ ortométricas)</i>	54

Capítulo 4: Movimentos Verticais	63
4.1. <i>Movimentos 1937 – 1987.....</i>	<i>63</i>
4.2. <i>Movimentos 1987 – 1997.....</i>	<i>66</i>
4.3. <i>Movimentos 1997 – 2001.....</i>	<i>68</i>
4.4. <i>A influência das estratégias de processamento GPS, nos movimentos verticais.....</i>	<i>72</i>
Capítulo 5: Conclusão.....	75
Capítulo 6: Referências	79

Índice de Figuras

Figura 1. Localização do arquipélago dos Açores e da junção tripla das placas tectónicas.....	1
Figura 2. Localização do Graben de Pedro Miguel.	2
Figura 3. Altitude Ortométrica (H) e Elipsoidal (h).	15
Figura 4. Modelo de Geóide EGM96.	19
Figura 5. a) Geóide em Portugal continental e b) localizações das estações gravimétricas.	20
Figura 6. Ondulação do Geóide no Atlântico Norte.	21
Figura 7. Ondulação do Geóide no Arquipélago dos Açores.	21
Figura 8. Diferença entre o EVRF2000 e os Sistemas Nacionais.	27
Figura 9. Nivelamento trigonométrico.	29
Figura 10. Configuração da rede de nivelamento de 1987.	41
Figura 11. Nivelamento trigonométrico com zenitais recíprocas e simultâneas – 1997.	44
Figura 12. Configuração da rede GPS observada em 1997.	47
Figura 13. Configuração da rede GPS observada em 1998.	50
Figura 14. Configuração da rede GPS observada no ano de 2001.	54
Figura 15. Variação das altitudes elipsoidais entre 1987 e 2001.	60
Figura 16. Alteração das altitudes elipsoidais entre 1987 e 2001.	61
Figura 17. Movimentos verticais entre os anos de 1937 e 1987.	63
Figura 18. a) perfil 1, b) perfil 2, c) perfil 3, d) perfil 4 (movimentos 1937-1987).	65
Figura 19. Movimentos verticais entre os anos de 1987 e 1997.	67
Figura 20. a) perfil 1, b) perfil 2, c) perfil 3 (movimentos 1937-1987).	68
Figura 21. Movimentos verticais observados entre os anos de 1997 e 1998.	69
Figura 22. a) perfil 1, b) perfil 2, c) perfil 3 (movimentos 1997-1998).	70
Figura 23. Movimentos observados entre os anos de 1998 e 2001.	71
Figura 24. a) perfil 1, b) perfil 2, c) perfil 3 (movimentos 1998-2001).	72

Índice de Tabelas

Tabela 1. Evolução da forma dos elipsóides.....	14
Tabela 2. Comparação entre o WGS84 e GRS80.....	14
Tabela 3. Número de medições efectuadas em cada época.....	39
Tabela 4. Exemplo do cálculo do desnível entre dois pontos.....	41
Tabela 5. Altitudes trigonométricas e respectiva precisão estimada – 1987.....	43
Tabela 6. Altitudes trigonométricas e respectiva precisão – 1997.....	45
Tabela 7. Características do processamento de referência.....	46
Tabela 8. Coordenadas ITRF97/GRS80 (Campanha de 1997).....	48
Tabela 9. Altitudes de 1997 para as diversas estratégias de processamento.....	49
Tabela 10. Coordenadas ITRF97/GRS80 (Campanha de 1998).....	51
Tabela 11. Altitudes de 1998 para as diversas estratégias de processamento.....	52
Tabela 12. Coordenadas ITRF97/GRS80 (Campanha de 2001).....	54
Tabela 13. Dados utilizados para a validação do modelo de geóide.....	55
Tabela 14. Validação do modelo de geóide.....	57
Tabela 15. Conversão de altitudes elipsoidais para altitudes ortométrica.....	58
Tabela 16. Movimentos verticais entre 1997 e 1998 (unidade metro).....	73

Capítulo 1: Introdução

1.1. Enquadramento e Objectivos do Trabalho

A ilha do Faial é uma das nove ilhas do arquipélago dos Açores. O arquipélago dos Açores está situado no Oceano Atlântico Norte e encontra-se perto da zona de junção tripla das placas tectónicas Euro-asiática, Americana e Africana (Figura 1), ocasionando grande actividade sísmica e vulcânica, quer no grupo central (Faial, Pico, Terceira e São Jorge), quer na ilha de São Miguel.

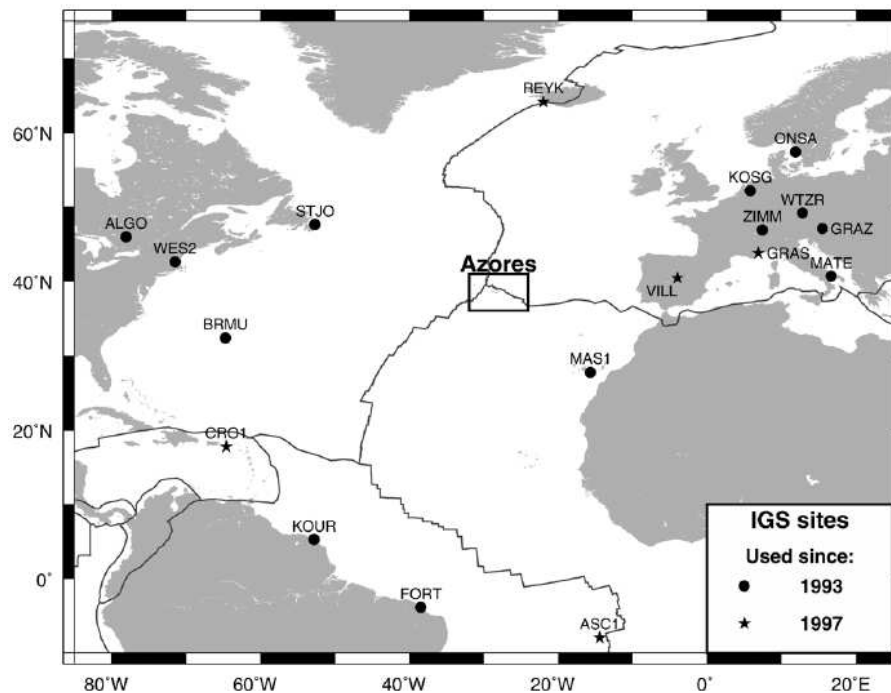


Figura 1. Localização do arquipélago dos Açores e da junção tripla das placas tectónicas. (Fernandes et al, 2006)

A ilha do Faial é marcada por importantes acidentes tectónicos, como o vulcão central com caldeira (complexo dos Cedros), o vulcão composto (complexo da Ribeirinha), e do ponto de vista geomorfológico, destacam-se o *graben* de Pedro Miguel (Figura 2), o alinhamento de cones de escórias e o complexo do Capelo que engloba o vulcanismo fissural. A rede de drenagem é controlada pela tectónica, sendo a sua densidade mais

elevada nas vertentes norte e sul do vulcão central (Coutinho, 2000).

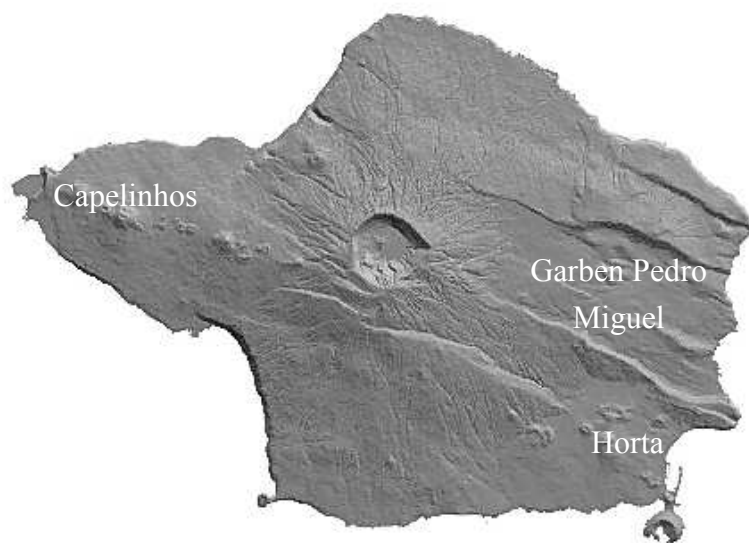


Figura 2. Localização do Graben de Pedro Miguel.

Este enquadramento geodinâmico reflecte-se na actividade sísmica e vulcânica registada nessa região. Ao longo da história do Faial foram observadas diversas crises sísmicas e vulcânicas:

- 1926, **sismo na cidade da Horta**, teve início em Abril desse ano uma série de sismos de intensidade variável. Um desses sismos provocou uma enorme destruição nas freguesias de Flamengos, Ribeirinha e Conceição (Lomba e Espalhafatos). Na manhã de 31 de Agosto de 1926, a ilha foi sacudida por um intenso sismo, que provocou uma dezena de mortos e mais de 200 feridos, para além da enorme destruição na cidade da Horta (freguesia de Conceição, Flamengos, Feteira e Castelo Branco).

- 1957/1958, **Erupção dos Capelinhos**; entre 16 e 27 de Setembro de 1957 foram sentidos, na ilha do Faial, mais de 200 sismos de fraca intensidade. A erupção vulcânica submarina iniciou-se no dia 27 de Setembro, a cerca de 1 km de distância da Ponta dos Capelinhos, e manteve-se em actividade até Outubro de 1958. Os abalos sísmicos, queda de cinzas e a projecção de materiais, provocaram a destruição das habitações e dos campos a Oeste do Faial (Machado et al, 1962, Catalão et al, 2006).

- 1973, **Crise sísmica no Pico e Faial**; teve início a 11 de Outubro uma

sequência de sismos, sentidos nas ilha do Pico, Faial e S. Jorge. A 23 de Novembro a ilha do Pico sofre um enorme abalo sísmico, provocando enormes prejuízos não só na ilha do Pico como também na ilha do Faial, em particular nas freguesias de Conceição, Matriz e Flamengos.

- 1998, **Sismo de 9 de Julho**; este sismo, com epicentro a NNE da ilha do Faial, foi sentido não só nessa ilha como também no Pico e S. Jorge. Ocorreu por volta das 5 horas, tendo atingindo a magnitude de 5.6 na escala de *Richter*. A destruição provocada, foi visível nas freguesias de Ribeirinha, Pedro Miguel, Castelo Branco (Lombega) e Flamengos (Fernandes et al, 2002).

Nesta região, no grupo central do arquipélago dos Açores, a rede geodésica foi instalada com o intuito de apoiar a produção cartográfica, não satisfazendo os critérios necessários para o controlo geodinâmico. No entanto, a qualidade de sua construção e a longa série temporal de observação geodésicas permitem o seu uso na monitorização de movimentos verticais com uma precisão centimétrica.

Os trabalhos de instalação da rede geodésica na ilha do Faial iniciaram-se em 1937 e com a sua conclusão foi possível determinar e materializar o datum geodésico relativo ao grupo central deste arquipélago, no vértice geodésico Monte das Moças (MMOC). Este datum foi estabelecido através das coordenadas astronómicas no ponto origem (MMOC) e do azimute para o vértice geodésico Cabeço Brasil, localizado na ilha do Pico. A escala foi determinada através de medições de distância em cada ilha, através de fios de invar. A altitude ortométrica do vértice MMOC foi determinada a partir do marégrafo localizado no Cais do Molhe do Porto Artificial da Horta, através de um nivelamento geométrico.

Como já referido anteriormente, tratando-se de uma região com intensa actividade vulcânica – tectónica, há a necessidade de realizar diversas campanhas com o objectivo de actualizar as coordenadas dos vértices geodésicos. Por isso, após a instalação da rede geodésica em 1937, foram realizadas campanhas em 1967, 1987, 1995 e 1997, com o intuito de atribuir novas coordenadas aos respectivos vértices geodésicos, assim sendo, após 10 anos da erupção dos Capelinhos, em 1967 foi realizada uma nova campanha geodésica, onde foram observadas 10 distâncias, através do distanciómetro AGA-6A geodimeter. A precisão deste instrumento é de 5 mm \pm 2 ppm, na determinação das distâncias, o que permitiu obter distâncias com uma grande precisão.

Em 1987 foi realizada uma outra campanha geodésica, onde desta vez, quase todos os vértices geodésicos foram observados com teodolitos Wild T3. Este instrumento permite obter em cada direcção angular uma precisão de 1 segundo de arco. Nessa campanha foram observadas 313 direcções na ilha do Faial e foi re-observada a ligação com a ilha do Pico, através de três vértices geodésicos, no entanto, não foram medidas distâncias entre eles. Nessa campanha, realizada em 1987, também foi re-observada a rede vertical, ou seja, foi realizado um nivelamento trigonométrico com zenitais recíprocas e simultâneas.

Em 1995 teve início a reconstrução e re-observação de todas as redes geodésicas das ilhas do arquipélago dos Açores, por parte do IGP, nesta re-observação foram utilizados receptores de GPS. Os receptores utilizados foram quatro, de dupla frequência (Trimble 4000SST). Neste ano, foi observada a rede geodésica da ilha do Pico (76 vértices geodésicos) e ainda mais três vértices geodésicos pertencentes à ilha do Faial, entre eles constam o MMOC, Alto da Cruz e o Alto da Pedreira. Durante o ano de 1997 foi observada a rede geodésica da ilha do Faial (62 vértices geodésicos). Nesta campanha realizada na ilha do Faial, ainda foram observados algumas distâncias zenitais, entre vértices geodésicos que não tinham sido observados em 1987.

Nessas campanhas de GPS, os dados foram registados com intervalos de 15 segundos, com um ângulo de máscara de 15° e um período de observação mínimo de 1 hora e máximo de 4 horas.

O presente trabalho consistiu em reunir os dados relativos a algumas campanhas geodésicas referidas anteriormente e determinar os movimentos verticais ocorridos na ilha do Faial, no período de 1937 a 2001. Período no qual ocorreu a erupção dos Capelinhos (1957-1958) e o sismo de magnitude 6.1 (M_w) no dia 9 de Julho de 1998 (Fernandes et al, 2002).

1.2. Estado actual do conhecimento

A geodesia, a geodinâmica, a geofísica e a geologia são áreas científicas que muito têm

contribuído para a caracterização de zonas sísmicas/vulcânicas. Exemplos da aplicabilidade das técnicas geodésicas, em situações concretas, são a monitorização dos vulcões *Augustine* no Alasca e *Taal* nas Filipinas.

Estes dois estudos envolveram observações e metodologias extensíveis a outras regiões com as mesmas características geológicas.

Vejam os casos com mais pormenor estes dois casos. O vulcão *Augustine* teve erupções nos anos de 1882, 1909, 1912, 1935, 1964, 1976 e 1986. As observações geodésicas tiveram início nesse último ano (1986), nestas observações foram realizadas leituras de distâncias e de ângulos, sendo a rede geodésica, constituída por 19 vértices. Em 1992 teve início a observação através de GPS, no ano de 2000 foram acrescentados vértices à rede inicial, ficando com 24 vértices, tendo sido feita uma nova campanha de GPS. Esta campanha realizada em 2000 foi comparada com as campanhas de 1988 e 1989. Esta comparação consistiu em analisar distâncias entre vértices, para tal, foi necessário determinar a média das distâncias, referentes aos anos de 1988 e 1989, e só depois foram comparadas com as distâncias obtidas através de GPS. Verificou-se que das 30 distâncias observadas, 24 diferem menos de 5 cm quando comparadas com as distâncias obtidas por GPS. Nos restantes vértices foram observadas discrepâncias maiores, por exemplo, num dos vértices que se sabe que existiu uma subsidência na ordem dos 50 cm, observou-se uma diferença entre as distâncias, na ordem dos 15 cm (Pauk et al, 2000). Aqui, podemos também observar a transição entre as técnicas clássicas e uma das técnicas espaciais (GPS), podemos verificar que apesar dessa transição, há concordância entre os dados existentes.

No caso do vulcão *Taal* (Lowry et al, 2001), a monitorização com a técnica de GPS teve início no ano de 1996. Esta rede foi re-observada nos anos de 1998 e 1999, sendo que em 1998 foram instaladas três estações permanentes de GPS. O registo das observáveis foi realizado em intervalos de 30 segundos e com um ângulo máscara de 10°. De forma a estimar as coordenadas dos restantes vértices da rede foram fixadas as coordenadas de uma estação no sistema de coordenadas ITRF97, para a época de 1998.5. Entre as épocas de 1996 e 1998 foram observados movimentos horizontais na ordem dos 5 cm na direcção da caldeira do vulcão. Relativamente à componente vertical foi observada uma subsidência no vulcão na ordem dos 8 cm.

Relativamente ao arquipélago dos Açores, sabe-se que se encontra nas proximidades da junção tripla das placas tectónicas Euro-asiática, Africana e Americana, a proximidade a esta complexa fronteira geológica faz com que exista, uma significativa actividade sísmica e vulcânica.

Com o objectivo de localizar de forma precisa a fronteira entre as placas Euro-asiática e Africana foram desenvolvidos diversos projectos de investigação científica. A observação geodésica sistemática do arquipélago dos Açores teve início com o projecto TANGO – *TransAtlantic Network for Geodynamic and Oceanography*, este projecto consistiu em interligar todas as ilhas deste arquipélago através de uma rede GPS (Bastos et al, 1991). Em Pagarete et al (1991) concluiu-se que no caso de existirem movimentos relativos a um ponto da mesma ilha, esses movimentos são inferiores à precisão da aparelhagem utilizada nas medições geodésicas, com algumas excepções, casos pontuais nas ilhas de São Jorge e Faial, no entanto, o objectivo desse trabalho foi de identificar movimentos entre ilhas. No grupo central do arquipélago dos Açores foi possível distinguir três blocos com movimentos distintos, esses blocos são constituídos pelas ilhas:

- Faial, São Jorge e Pico (deslocando-se em conjunto)
- Graciosa
- Terceira

No entanto, como essa rede GPS foi constituída por um vértice em cada ilha, não permitiu uma análise relativamente aos movimentos locais. As redes referentes às ilhas do Pico e Faial foram observadas num curto período de tempo (2 anos), o que impossibilita retirar conclusões quanto aos movimentos intra-ilhas.

O projecto SARAZORES – *SAR AZORES*, teve como objectivos o tratamento e interpretação de imagens RADAR – *Radio Detection And Ranging* – em modo interferométrico, observar movimentos através de GPS e gravimetria absoluta separando as componentes vulcânicas e tectónica da deformação existente nessa região.

Outro projecto desenvolvido neste arquipélago é denominado por STAMINA – *Study of the Tectonic And Magmatic Interplay in the Azores*, este estudo consistiu em caracterizar o comportamento geodinâmico e a geometria das placas tectónicas existentes nesta região, ou seja, foi desenvolvido um modelo cinemático para a região dos Açores com

base em observações GPS, esse modelo traduz um movimento relativo entre as placas Euro-asiática e Africana restrito a uma pequena região que inclui as ilhas do grupo central e oriental do arquipélago. Aparentemente os limites desse sistema são as ilhas de S. Maria e Graciosa, que apresentam um comportamento de acompanhamento das placas Africana e Euro-asiática, respectivamente.

Um dos projectos mais recentes neste arquipélago é o denominado por KARMA – *Kinematics And Rheological Modelling of the Núbia-Eurasian plate boundary in the Azores*, este estudo pretende realizar observações geodésicas e geofísicas e determinar a cinemática de fronteira de placas Núbia (Africana) Euroasiática. Neste projecto pretende-se utilizar os dados de estações permanentes de GPS, de INSAR e de gravimetria absoluta. As observações obtidas pelas técnicas referidas anteriormente, irão ser utilizadas no estudo da relação entre a escala regional dominada pela tectónica de placas, e a escala local dominada por processos tectónicos e magmáticos que originaram as ilhas. Este projecto aborda essencialmente a região mais activa em relação à tectónica de placas, ou seja, o grupo central. Neste estudo está previsto a instalação de reflectores permanentes na ilha do Faial, que irão servir para o processamento interferométrico de imagens SAR, esses reflectores permitem a correlação entre dados GPS e os mapas de deformação INSAR – *Interferometric Synthetic Aperture Radar*.

Os projectos referidos anteriormente e outros que não foram referidos, deram origem a algumas publicações, onde são quantificados os movimentos observados. Numa dessas comunicações publicadas por Fernandes et al (2004), mostra que a taxa de expansão local da Dorsal Média Atlântica é de 23 mm/ano, sendo a taxa de abertura associada ao Rift ou Crista da ilha da Terceira de 4 mm/ano. Quanto ao movimento relativo das ilhas, os resultados indicam que as ilhas do Grupo Ocidental (Flores e Corvo) possuem um movimento coincidente com a placa Americana, e que as ilhas da Graciosa e Santa Maria acompanham o movimento das placas Euro-asiática e Africana. Através deste tipo de estudos é possível dizer, que as três placas tectónicas referidas anteriormente, encontram-se nas proximidades do arquipélago dos Açores, visto que, as diversas ilhas que constituem o arquipélago estão dispersas nas três placas tectónicas.

O arquipélago dos Açores é constituído por alguns monumentos vulcânicos, como é exemplo dos vulcões do Fogo e das Furnas na ilha de S. Miguel nos Açores. No artigo

publicado por Jónsson et al (1999) é dito que o vulcão das Furnas parece estar estabilizado, pois num intervalo de 3.6 anos (1993 – 1997) revela pequenos movimentos e a velocidade desses movimentos não ultrapassam os 7 mm/ano em relação à estação GPS considerada. Esses movimentos podem ser explicados por duas hipóteses, a primeira, assume que a parte da caldeira situada a noroeste está a expandir, a dilatar. A segunda hipótese sugere que 75% dessa dilatação é provocada pela divergência entre as placas Euro-asiática e a Africana (4 mm/ano), sendo a restante deformação justificada pela deflação ou deslizamento devido à instabilidade da caldeira das Furnas. As duas estações GPS que se encontram no vulcão do Fogo mostram que os movimentos têm a direcção da caldeira do vulcão, provavelmente devido à subsidência do vulcão. No entanto, torna-se necessário de mais observações geodésicas, para obter informações correctas quanto à deformação de um vulcão. No controlo de deformações há a necessidade, de recolher informações ao longo de diversos anos, de forma a tirar conclusões acertadas de possíveis deformações.

Relativamente à ilha do Faial foi publicado por Catalão et al (2006), um estudo onde é apresentada a deformação planimétrica e altimétrica, no período de 1937 a 1997.

O presente trabalho surge na sequência do mencionado estudo e tem como objectivo o estudo pormenorizado da componente da deformação vertical no período pós sismo de 1998.

1.3. Dados Utilizados

Na elaboração deste trabalho foram utilizados diversos dados, tendo em vista a obtenção dos movimentos verticais. Relativamente às altitudes ortométricas foram usados:

Coordenadas dos vértices geodésicos da ilha do Faial referentes ao ano de 1937 e distâncias zenitais de dois nivelamentos trigonométricos com visadas recíprocas e simultâneas, realizados pelo IGP em 1987 e 1997.

As coordenadas geodésicas de 1937, encontram-se no formato analógico, contendo as coordenadas de todos os vértices geodésicos existentes nessa época. Estas coordenadas

planimétricas são referentes ao Datum Base SW – Graciosa e as altitudes referem-se ao Datum vertical – Horta. O número de vértices geodésicos existentes nesta época era de 62.

Relativamente aos nivelamentos trigonométricos, foram disponibilizadas as observações realizadas em duas campanhas, respectivamente em 1987 e 1997. Estas observações encontram-se registadas em folhas de campo apropriadas, possuindo o registo das distâncias zenitais e respectivas distâncias espaciais, entre outras medições necessárias ao cálculo. No ano de 1997 apenas foram observados alguns vértices geodésicos, de forma a constituir-se circuitos fechados isolados, isto quer dizer, que foram observados triângulos distribuídos pela ilha do Faial. Foram observados 36 vértices geodésicos, nessa campanha.

As altitudes elipsoidais foram determinadas a partir dos dados GPS das campanhas realizadas pelo IGP e pela FCUL, nos anos de 1997, 1998 e 2001. Na campanha de 1997 foram observados 60 vértices geodésicos. À data das observações foram registados no receptor de GPS, o modelo do receptor, a antena GPS utilizada, assim como a respectiva distância entre a base de montagem da antena e o topo do vértice geodésico. Os dados da campanha realizada no ano de 1998 respeitaram as mesmas condições da campanha anterior, ou seja, todos os dados foram registados nos respectivos ficheiros gerados pelos receptores GPS. A grande diferença entre as duas campanhas residiu no número de vértices geodésicos observados. Na campanha de 1998 foram observados 30 vértices geodésicos. No ano de 2001, realizou-se uma nova campanha efectuada pela FCUL durante a qual, foram observados 20 vértices geodésicos e, outros vértices pertencentes a uma rede GPS destinada a monitorizar as deformações que ocorreram nesta ilha.

Com a cedência da ondulação do geóide dessa região, pelo Prof. Doutor João Catalão, pode-se realizar a conversão entre os dois tipos de altitudes (elipsoidal e ortométrica) e a análise das altitudes obtidas, por tal conversão. Isto é possível, porque temos todos os dados necessários, ou seja, temos altitudes ortométricas, altitudes elipsoidais e a respectiva ondulação do geóide para essa região.

1.4. Organização do Trabalho

Este trabalho está organizado por seis capítulos, onde são abordados diversos temas, ou seja, o **Capítulo 1** aborda os objectivos propostos atingir com a realização deste trabalho, como o seu enquadramento, ou seja, a zona onde este estudo foi realizado, e algumas características importantes de realçar. Aqui, faz-se uma referência ao actual estado do conhecimento para esta região (arquipélago dos Açores) e para esta área científica, referindo alguns estudos desenvolvidos nos Açores e estudos desenvolvidos noutras zonas com características semelhantes, ou seja, zonas sísmicas e vulcânicas.

No **Capítulo 2** são descritos os conceitos e as definições abordados ao longo deste trabalho, como por exemplo, as definições dos diversos tipos de altitudes, as respectivas superfícies de referência vertical. Refere-se a forma de definir um datum vertical (local e regional/Global) e as metodologias utilizadas para o cálculo de desníveis ortométricos e elipsoidais. Neste capítulo são ainda, abordamos os conceitos acerca da conversão entre altitudes elipsoidais e ortométricas, como a respectiva validação do modelo de geóide utilizado. Também se faz uma referência ao sistema de coordenadas ITRF e aos data locais referentes ao grupo central do Arquipélago dos Açores (Monte das Moças e Base SW – Graciosa).

O **Capítulo 3** refere-se ao processamento dos dados do nivelamento trigonométrico e de GPS. Sendo aqui explicado os procedimentos e metodologias para a obtenção das coordenadas altimétricas para cada uma das técnicas geodésicas utilizadas. Neste capítulo é feita uma análise aos resultados obtidos, de forma a verificar a qualidade das coordenadas altimétricas obtidas. Nesta secção aborda-se os diversos processamentos realizados, com o intuito de estudar a influência de alguns parâmetros no processamento de dados de GPS, por exemplo, alteração dos modelos troposféricos, alteração do tipo de solução e a alteração das efemérides. Os objectivos destes estudos são de quantificar e de verificar a influência desses parâmetros nos movimentos verticais obtidos entre as campanhas de 1997 e 1998. Por último, é abordada a validação do modelo de geóide, através dos dados de 1997, e de seguida é realizada a conversão de altitudes ortométricas para altitudes elipsoidais.

Os resultados dos movimentos verticais são apresentados no **Capítulo 4** estando

agrupados por épocas de observação. Por fim, são apresentados os movimentos verticais obtidos para as diferenças estratégicas de processamentos dos dados GPS, referentes a 1997 e 1998.

O **Capítulo 5**, refere-se às conclusões e considerações finais que se conseguiu obter com o desenvolvimento deste trabalho.

No último **Capítulo** (Capítulo 6) refere-se às referências bibliográficas utilizadas durante este trabalho.

Capítulo 2: Sistemas de Referência

2.1. Altitude Elipsoidal

Como primeira aproximação à forma física da Terra, pode-se considerar a figura geométrica de um elipsóide de revolução equipotencial, ou seja, considera-se que o potencial gravítico no elipsóide, U_0 (expressão 2.1) é igual ao potencial gravítico, W_0 , no geóide e a velocidade de revolução do elipsóide é igual à velocidade angular da Terra. O elipsóide *Geodetic Reference System 1980 – GRS80* (Moritz, 1984), possui as anteriores características, ou seja, trata-se de um elipsóide de revolução equipotencial (Li and Götze, 2001).

$$U_0 = \frac{GM}{E} \arctg(e') + \frac{1}{3} \omega^2 a^2 \quad (2.1)$$

em que, E , e' , a , b , representam a excentricidade linear, a segunda excentricidade, o semi-eixo maior, o semi-eixo menor do elipsóide de referência, neste caso o GRS80, o GM e o ω representam a constante gravitacional e a velocidade angular da Terra.

Com o surgimento de novas técnicas de posicionamento espaciais, tornou-se possível determinar com mais exactidão a forma da Terra, neste caso, em particular, conseguiu-se ajustar mais rigorosamente, um elipsóide à forma desta. Na Tabela 1, podemos verificar a evolução da forma dos elipsóides ao longo do tempo. Existe uma diferença de 63 metros no semi-eixo maior entre os elipsóides de Helmert (1906) e o GRS80 ou WGS84. Este é um exemplo da evolução do ajustamento do elipsóide que melhor representar a Terra.

O elipsóide WGS84 foi criado para como suporte ao *Global Positioning System* (GPS). Os parâmetros associados a este elipsóide, foram escolhidos de forma a ser muito semelhante ao elipsóide GRS80.

Para além, dos dois parâmetros apresentados na Tabela 1, existem mais dois parâmetros, para definir um elipsóide de referência, a partir dos quais se pode derivar os restantes valores, referentes a um elipsóide de revolução equipotencial.

Nome	Semi-eixo maior (m)	$\frac{1}{f}$
Airy 1830	6 377 563.396	299.324 964 6
Helmert 1906	6 378 200	298.3
Internacional 1924	6 378 388	297
GRS 1967	6 378 160	298.247 167 427
GRS 1980	6 378 137	298. 257 222 101
WGS 1984	6 378 137	298. 257 223 563

Tabela 1. Evolução da forma dos elipsóides.
(Li and Götze, 2001)

Esses dois parâmetros são a constante gravitacional (GM) e a velocidade angular (ω), que tomam os valores apresentados na Tabela 2, para os elipsóides GRS80 e WGS84.

	GRS80	WGS84
GM (m ³ /s ²)	3 986 005x10 ⁸	3 986 004.418x10 ⁸
ω (rad/s)	7 292 115x10 ⁻¹¹	7 292 115x10 ⁻¹¹

Tabela 2. Comparação entre o WGS84 e GRS80.

Como se verifica, existem diferenças em algumas constantes destes dois elipsóides, não tendo consequências práticas na determinação das coordenadas elipsoidais (Li and Götze, 2001).

As coordenadas definidas sobre um elipsóide são designadas por elipsoidais ou geodésicas, sendo designadas por latitude, longitude e a altitude. As altitudes elipsoidais (h) representam a distância entre a superfície topográfica e o elipsóide de referência, sendo o afastamento entre estas superfícies determinada sobre a linha perpendicular ao elipsóide (Figura 3).

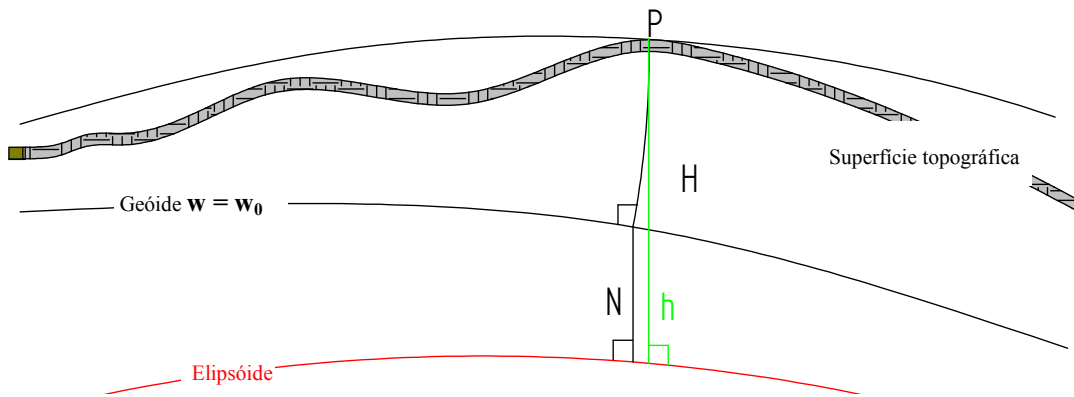


Figura 3. Altitude Ortométrica (H) e Elipsoidal (h).

As altitudes elipsoidais podem ser obtidas a partir das coordenadas geocêntricas cartesianas (X, Y, Z) definidas sobre um elipsóide de referência dadas por observação GPS. Conhecendo as coordenadas (X, Y, Z) pode-se determinar a latitude (φ), sendo obtida através de um processo iterativo, ou seja, a função utilizada para determinar a latitude, tem a própria latitude como variável, este facto pode ser verificado na expressão 2.2. Sendo N_0 (grande normal) determinado pela expressão 2.3.

$$\operatorname{tg}(\varphi) = \frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}} \left(1 + \frac{e^2 N_0 \operatorname{sen}(\varphi)}{Z} \right) \quad (2.2)$$

$$N_0 = \frac{a}{\sqrt{1 - e^2 \operatorname{sen}^2 \varphi}} \quad (2.3)$$

Devido a esta condicionante, necessitamos de um primeiro valor, de forma a que o processo iterativo convirja para o valor correcto da latitude do lugar. Para isso, utiliza-se a seguinte expressão como primeira aproximação.

$$\operatorname{tg}(\varphi)^{(0)} = \frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}} \left(\frac{1}{1 - e^2} \right) \quad (2.4)$$

O cálculo da longitude é directo, ou seja, não requer de nenhum processo iterativo, e é dado pela expressão 2.5.

$$\operatorname{tg}(\lambda) = \frac{Y}{Z} \quad (2.5)$$

A altitude elipsoidal é determinada através de uma das duas expressões apresentadas a seguir.

$$h = \frac{\sqrt{X^2 + Y^2}}{\cos(\varphi)} - N_0 \quad \text{ou} \quad h = \frac{Z^2}{\operatorname{sen}(\varphi)} - N_0 + e^2 N_0 \quad (2.6)$$

Devido à utilização massiva da técnica de GPS, é indispensável considerar este tipo de altitudes. No entanto, como estas altitudes não consideram o campo gravítico terrestre na sua determinação, podem obter-se valores iguais para pontos que se encontrem em linhas de nível diferentes, ou vice-versa (Drewes et al, 2002).

2.2. Altitude Ortométrica

Os diversos tipos de altitudes, dependem do tipo de superfície de referência sendo que a altitude ortométrica é relativa ao geóide. Este tipo de altitude define-se como sendo a distância vertical entre a superfície física da Terra e a superfície do geóide. Esta distância é medida ao longo da linha de prumo, não sendo esta, uma linha recta, já que ela tem uma ligeira curvatura (Figura 3). Isto deve-se ao facto de, ao longo da linha existir uma variação da direcção da gravidade, devido às características da densidade da crosta terrestre também mudarem.

Uma forma de determinar as distâncias reais entre as superfícies de nível, é quantificar as diferenças de potencial gravítico. A diferença de potencial gravítico entre cada ponto à superfície terrestre e o geóide, é denominada por *número geopotencial* (C), dada pela expressão 2.7.

$$C = W_0 - W_P = \int_0^P g \, dn \quad (2.7)$$

Sendo g o valor de gravidade entre o geóide e o ponto P, ao longo da linha de prumo; n é a direcção da linha de prumo; W_0 é o potencial gravítico sobre o geóide e W_P o potencial gravítico sobre a superfície no ponto P.

A altitude ortométrica é obtida através da expressão 2.8, ou seja, da divisão do respectivo número geopotencial pelo valor médio de gravidade real entre o ponto à superfície e o geóide.

$$H_P = \frac{C}{g'} + H_0 \quad (2.8)$$

Para que, a altitude ortométrica seja definida com exactidão é necessário conhecer o valor médio da gravidade ao longo da linha de prumo (g'). No entanto, não é possível observar o valor da gravidade no interior da crosta terrestre (ao longo da linha de prumo), o valor médio da gravidade tem de ser estimado a partir do valor observado à superfície terrestre e de uma teoria acerca da distribuição das massas topográficas da crosta terrestre (expressão 2.9).

$$g' = g - \left(\frac{1}{2} \frac{\partial \gamma}{\partial h} + 2\pi G \rho \right) H \quad (2.9)$$

Com g em Gal e H em metros. Sendo G o valor da constante gravitacional ($6.6742 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ Kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$), ρ a densidade da massa e $\frac{\partial \gamma}{\partial h}$ o gradiente vertical da gravidade.

O principal argumento contra as altitudes ortométricas foi formulado por Molodensky, ele averiguou que a densidade topográfica entre a superfície terrestre e o geóide, não podia ser determinada com suficiente precisão, de forma, a obter-se altitudes ortométricas precisas. Baseando-se nesta conjuntura, Molodensky formulou a teoria das altitudes normais. As altitudes normais não serão aprofundadas, visto este tema sair do contexto deste trabalho.

Com a intenção de estabelecer uma rede vertical (ortométrica), há a necessidade de materializar a superfície do geóide, ou seja, há a necessidade de saber por onde passa, a superfície do geóide. Para tal, considerou-se que a água dos mares se comporta como um corpo homogéneo que se move livremente, sujeito apenas à força da gravidade da Terra,

para que se consiga atingir um estado de equilíbrio, supõe-se que a superfície dos mares coincide com uma superfície de nível do campo gravítico da Terra. Supondo, que essa superfície é prolongada por baixo dos continentes, formando uma superfície fechada, essa superfície é denominada por *geóide*. Sendo o geóide uma superfície equipotencial, com potencial W_0 escolhido de forma, a coincidir com o nível médio do mar (NMM). No entanto, sabe-se que o geóide não coincide com o NMM, esta falta de coincidência é devido ao NMM não ser exactamente uma superfície equipotencial, este facto é provocado por processos dinâmicos dos oceanos (Li and Götze, 2001).

A superfície do geóide é determinada como uma perturbação do campo gravítico normal e definida pela distância ao elipsóide. Como o geóide é uma superfície equipotencial, torna-se óbvia a utilização de um elipsóide de revolução como referência, que também seja equipotencial.

A ondulação do geóide varia entre -107 metros no Oceano Índico e 85 metros no Oceano Atlântico (Li and Götze, 2001), relativamente ao elipsóide (GRS80), como pode ser verificado na Figura 4¹.

Ao longo destes anos foram desenvolvidos diversos modelos de geóide globais, entre os quais se encontram o *Earth Gravitational Model 1996* – EGM96 (Lemoine et al, 1998), o *GRACE Gravity Model* – GGM02C (Tapley and Reigber, 2004), *European Improved Gravity model of the Earth by New techniques* – EIGEN_GL04C (Förster et al, 2007) e o GPM98C (Wenzel, 1998).

O EGM96, foi desenvolvido através de diversos tipos de dados, entre os quais, dados gravimétricos terrestres, dados de anomalias altimétricas derivadas dos satélites ERS-1 e do GEOSAT, de dados laser (SLR – *Satellite Laser Ranging*), de dados GPS e de dados do sistema francês *Doppler Orbitography and Radiopositioning Intergrated by Satellite* (DORIS), entre outros tipos de dados. O EGM96 é um dos modelos completos até ao grau 360. Este modelo é global, ou seja, ele foi ajustado com o intuito de representar da melhor forma a Terra.

¹ http://www.geof.hr/~zhecimovic/PFG_Vjezbe/EGM96.jpg

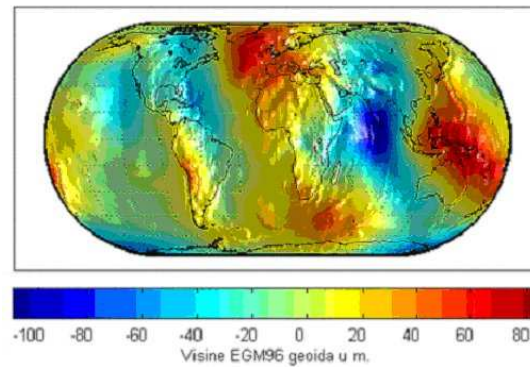


Figura 4. Modelo de Geóide EGM96.

Tem havido um enorme esforço para modelar o campo gravítico terrestre através de diversas missões gravimétricas por satélite. Entre as missões mais recentes encontram-se, o *CHALLENGER Minisatellite Payload* – CHAMP (Roland and Denker, 2007), e o *Gravity Recovery And Climate Experiment* (GRACE²) e neste momento está em preparação missão *Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer* (GOCE³), segundo informações da *European Space Agency* (ESA) terá início na primavera de 2008. Através destas missões foram surgindo novos modelos gravimétricos globais cada vez mais precisos e com uma maior resolução espacial.

Existem duas instituições que têm trabalhado com os dados dessas missões, o CSR (University of Texas Center for Space Research) e o GFZ (GeoForschungsZentrum – Potsdam). Os modelos mais recentes são o GGM02C⁴ e o EIGEN_GL04C, tendo sido determinados por essas instituições. No caso do modelo GGM02C, trata-se de um modelo completo até ao grau e ordem 200, foi calculado através de dados do satélite GRACE referentes a 363 dias juntamente com dados terrestres (determinado pelo CSR).

O EIGEN_GL04C é também um modelo global completo até ao grau e ordem 360, foram utilizados dados do GRACE, do *Laser GEOdynamics Satellites* (Lageos) e dados gravimétricos terrestres, este modelo foi gerado pelo GFZ⁵.

Relativamente a Portugal continental, pode verificar-se que a ondulação de geóide varia

² <http://earth.esa.int/cgi-bin/confalt15y.pl?abstract=603>

³ http://esamultimedia.esa.int/docs/Drinkwater_ISSI_Mar03.pdf

⁴ http://www.csr.utexas.edu/grace/gravity/ggm02/GGM02_Notes.pdf

⁵ http://www.gfz-potsdam.de/pb1/op/grace/results/grav/g005_eigen-gl04c.html

entre 53 m e os 56 m (Figura 5 a), sendo essa ondulação refere-se ao elipsóide GRS80 (Catalão et al, 2002). Os dados utilizados para determinar essa ondulação foram dados gravimétricos terrestres, recolhidos pelo actual IGP, estas observações gravimétricas encontram-se distribuídas por cada 25 km², sendo possível observar a localização das estações gravimétricas na Figura 5 b).

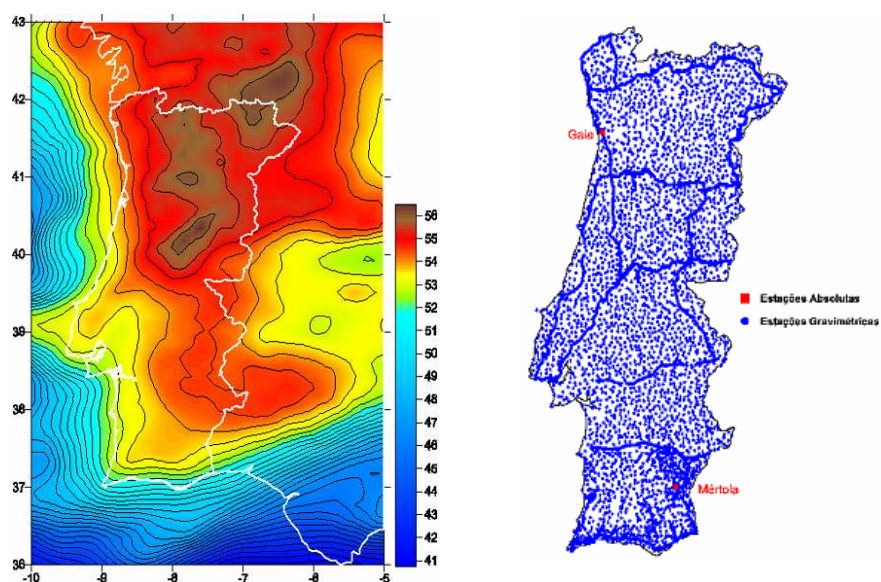


Figura 5. a) Geóide em Portugal continental e b) localizações das estações gravimétricas. (adaptado de Catalão et al, 2002)

O presente trabalho foi desenvolvido na região do Arquipélago dos Açores e nesta região existem trabalhos científicos com o intuito de conhecer a ondulação do geóide (Catalão, 1999, Fernandes et al, 2000). No trabalho apresentado na III Conferência Nacional de Cartografia e Geodesia (CNCG) foi apresentada a ondulação do geóide para o Atlântico Norte (Zona Ibérica), estando o Arquipélago dos Açores abrangido por essa região (Figura 6). Esse modelo foi gerado, com base em dados gravimétricos terrestres e marítimos. Na Figura 7, encontra-se representado a ondulação do geóide para esse arquipélago.

Os dados gravimétricos marítimos foram recolhidos através de navios que contêm gravímetros. Sendo esses dados disponibilizados pelo Bureau Gravimétrique International (BGI), pelo Defense Map Agency (DMA) e pelo National Geophysical Data Center (NGDC), ou seja, os dados utilizados na determinação da ondulação do geóide nessa região tiveram como origem estas organizações (Catalão, 1999).

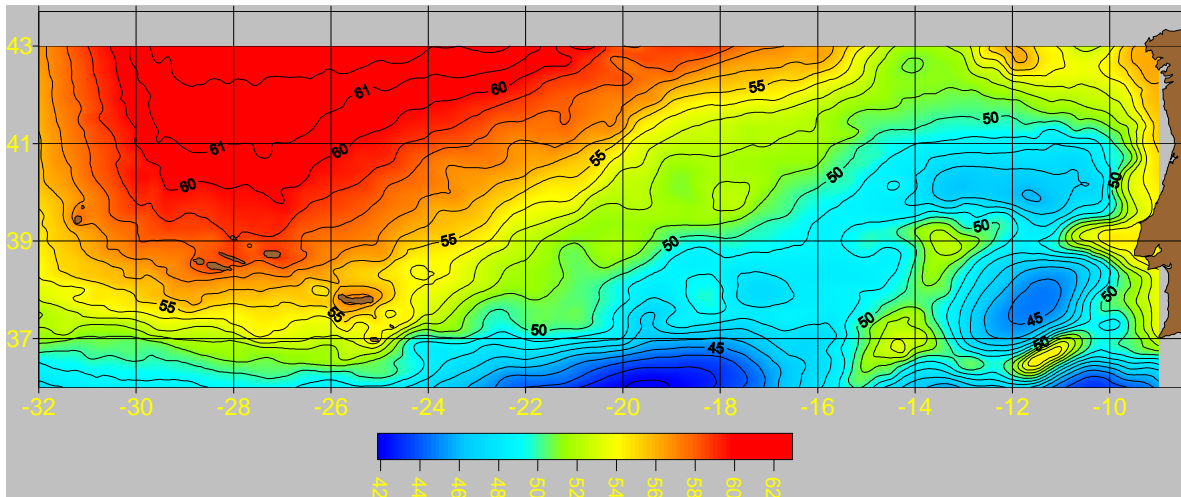


Figura 6. Ondulação do Geóide no Atlântico Norte.

Observando em mais pormenor, podemos verificar na Figura 7 a variação da ondulação do geóide na região dos Açores. A ondulação do geóide varia entre 54 metros a 59 metros.

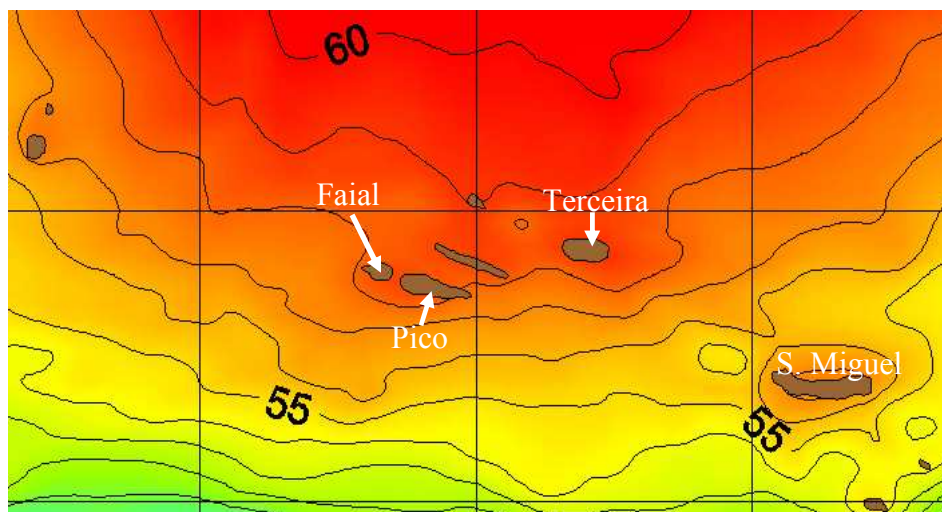


Figura 7. Ondulação do Geóide no Arquipélago dos Açores.

Hoje em dia, a ondulação do geóide é fundamental devido à utilização massiva da técnica de GPS, este facto é devido ao GPS trabalhar com a altitude elipsoidal, no entanto, a altitude mais utilizada em todo o mundo é a altitude ortométrica. Como a relação entre estes dois tipos de altitudes é feita através da ondulação do geóide, há a necessidade de a determinar, com a devida precisão, ou seja, a altitude ortométrica é obtida através da subtração à altitude elipsoidal da ondulação do geóide nesse lugar (expressão 2.10).

$$H_{\text{conv}}(\varphi, \lambda) = h(\varphi, \lambda) - N(\varphi, \lambda) \quad (2.10)$$

Antes de aplicarmos a expressão 2.10, com o intuito de conversão a altitude elipsoidal, necessitamos de conhecer a precisão que se consegue obter nessa conversão. Para isso, temos de validar o modelo de geóide que se pretende utilizar na conversão. Antes de mais, precisamos de conhecer todas as grandezas que constam na expressão 2.10, um modelo de geóide (N) e as diversas altitudes elipsoidais e ortométricas (h, H) de uma determinada região.

Supondo que as altitudes ortométricas foram determinadas através de um nivelamento, temos a diferença de altitudes ortométricas (desnível ortométrico) entre dois vértices, obtido através da expressão:

$$\Delta H = H_B - H_A \quad (2.11)$$

Como, também se conhece as altitudes elipsoidais e a ondulação de geóide, nos vértices A e B, pode-se determinar a diferença entre altitudes elipsoidais, pela expressão 2.12 (desnível elipsoidal), e entre a ondulação do geóide (expressão 2.13).

$$\Delta h = h_B - h_A \quad (2.12)$$

$$\Delta N = N_B - N_A \quad (2.13)$$

Assim sendo, pode-se aplicar a expressão 2.10 a dois vértices distintos (A e B) e de seguida subtrair as duas expressões de forma a obter:

$$H_B - H_A = (h_B - N_B) - (h_A - N_A) \quad (2.14)$$

Desta forma, obter-se-á a expressão 2.15, que representa o desnível ortométricos entre os dois vértices em questão.

$$\Delta H_{AB} = \Delta h_{AB} - \Delta N_{AB} \quad (2.15)$$

A expressão 2.15 é utilizada para determinar os desníveis ortométricos, através dos desníveis elipsoidais e da variação da ondulação do geóide, entre dois vértices. Desta forma, pode-se comparar esses desníveis obtidos pela expressão 2.15, com os desníveis determinados através de observações recolhidas em campo.

Em alternativa à comparação entre os desníveis ortométricos, com o objectivo de validar o modelo de geóide, pode-se conhecer a incerteza do modelo de geóide utilizado, através da comparação da variação da ondulação do geóide (determinada pela diferença de desníveis) com a variação da ondulação do geóide obtida a partir do modelo de geóide.

Depois, de conhecermos a precisão do modelo de geóide que ir-se-á utilizar, pode-se realizar a respectiva conversão entre altitudes. Para isso, basta aplicar a expressão 2.10 ou 2.15 e obter as respectivas altitudes ortométricas convertidas. No entanto, se possuímos todas as grandezas que entram nessa expressão (2.10), pode-se determinar o erro entre as altitudes ortométricas convertidas e as determinadas através de um nivelamento.

Em termos práticos, o modelo de geóide consiste numa grelha com um espaçamento regular, ou seja, a cada ponto de coordenadas espaçados regularmente corresponde a uma determinada ondulação de geóide. Desta forma, é possível conhecer a respectiva ondulação de geóide de qualquer ponto na superfície terrestre. No caso, das coordenadas planimétricas não coincidirem com o espaçamento regular, irá implicar uma interpolação na ondulação de geóide, de forma a conhecer-se a respectiva ondulação do geóide nas exactas coordenadas planimétricas pretendidas.

2.3. Datum Vertical

O sistema de altitudes ortométricas é baseado nas superfícies equipotenciais do campo gravítico e nas diferenças de potencial gravítico dessas superfícies, assumindo que se conhece o valor W_0 da superfície do geóide.

Colocam-se assim dois problemas: Primeiro, qual o valor de W_0 e como materializar esse valor no terreno. Os geodestas resolveram este problema assumindo que a superfície W_0 , o geóide, corresponde à superfície média dos mares em repouso e que pode ser determinada por análise de série maregráficas. Isto é possível, pois considera-se que a água dos oceanos é mais ou menos homogénea, e dessa forma, pode-se considerar o nível médio do mar (NMM), como referência para essas altitudes, pois esta superfície é muito estável ao longo do tempo (Vaníček et al, 2003).

Normalmente, os sistemas de referência verticais são sistemas locais, isto porque, basta conhecer o NMM local numa referência materializada no terreno, a partir da qual, se desenvolvem as linhas de nivelamento. Sendo, desta forma estabelecido o *datum vertical*. Assim, a tarefa de localizar a posição dum *datum vertical* é reduzida à determinação do NMM e no transporte dessa referência (NMM) para uma marca de nivelamento nas imediações do Marégrafo – instrumento que mede o nível instantâneo do mar (NIM).

Para se determinar o NMM é necessário realizar uma série de registos do NIM, ao longo de um determinado período temporal. Esse registo do NIM tem como referência vertical o próprio instrumento, assim sendo, determina-se o NMM (H_{NMM}) e de seguida, a respectiva altitude da marca de referência, através da seguinte expressão (2.16).

$$H_0 = H_{\text{NMM}} + \Delta H \quad (2.16)$$

O desnível (ΔH) entre o marégrafo e a marca de referência é obtido através de um nivelamento geométrico de precisão, de forma a transportar a referência vertical para a marca de nivelamento.

A definição de um *datum vertical* considera que a superfície definida pelo NMM coincide com o geóide, no entanto, sabe-se que essa situação não corresponde à realidade, a separação existente entre as duas superfícies é “desprezada” atribuindo-se um erro constante a toda a rede de nivelamento. Apesar das altitudes referentes ao NMM, não corresponderem exactamente à superfície do geóide, elas são utilizadas como se realmente fossem em relação a ele. A diferença entre o NMM e o geóide, é denominada por *superfície topográfica do mar* (STM), esta diferença atinge valores na ordem dos decímetros (Vaniček and Krakiwsky, 1986).

Para estabelecer um *datum vertical*, basta um marégrafo, no entanto, podem existir diversos marégrafos, de forma a controlar o respectivo NMM. Em Portugal Continental existem diversos marégrafos ao longo da costa, no entanto, os mais importantes são o de Cascais e de Lagos. Aquele, que está operacional e ininterruptamente há mais tempo é o marégrafo de Cascais, situado junto à Fortaleza, construído em 1882 e foi classificado como imóvel de interesse público. Foi devido aos seus registos que se determinou o nível

médio do mar (Portugal continental) e o Zero Hidrográfico⁶. Este marégrafo ainda está em funcionamento e apesar de existir um outro marégrafo (Digital - Acústico) mais recente, a 250 metros, os seus dados ainda são utilizados.

O marégrafo de Cascais é um dos poucos no mundo que funciona desde os século XIX e que está em contacto com águas oceânicas, pois existem outros que estão, no entanto, em águas fluviais ou semi-fluviais. Sabendo que o nível médio do mar está em constante alteração, o *datum* vertical para Portugal Continental foi fixado com a média dos dados registados pelo marégrafo de Cascais até ao ano de 1938.

Nos Arquipélagos da Madeira e dos Açores existem marégrafos de forma a definirem *data* verticais e monitorizarem o nível do mar, para essas regiões. No caso da Madeira, existem marégrafos na cidade do Funchal (Cais da Pontinha), e na ilha de Porto Santo (Cais da Vila) (Crisóstomo, 2007).

No grupo ocidental do Arquipélago dos Açores existe o marégrafo em Santa Cruz das Flores, utilizado para definir o *datum* vertical para as ilhas das Flores e do Corvo (Crisóstomo, 2007).

No grupo central existe o marégrafo no Cais das Velas (ilha de São Jorge), o marégrafo no Cais do Molhe do Porto Artificial da Horta (ilha do Faial – Horta), o marégrafo no Cais da Madalena (ilha do Pico), o marégrafo no Cais da Barra em Santa Cruz da Graciosa (Ilha da Graciosa), o marégrafo no Cais da Figueirinha (ilha da Terceira – Angra do Heroísmo) (Crisóstomo, 2007).

No grupo oriental do mesmo arquipélago, existe o marégrafo no Cais de Vila do Porto utilizado para definir o *datum* vertical para as ilhas de Santa Maria e Ilhéus das Formigas. Na ilha de São Miguel, o marégrafo encontra-se situado na cidade de Ponta Delgada (Crisóstomo, 2007).

O *datum* vertical definido para a ilha do Faial é o Horta, o marégrafo utilizado para definir esse *datum* encontra-se localizado no Cais do Molhe do Porto Artificial da cidade da Horta, como referido anteriormente. A marca de referência, encontra-se no canto sudoeste da doca, sobre a cantaria do coroamento do Cais. O valor da altitude na marca

⁶ Zero Hidrográfico – Referência vertical hidrográfica adoptada para Portugal, coincide com a máxima baixa-mar

de referência é de 2.06 metros. Foi a partir desta marca de referência que foram realizados os nivelamentos, de forma a estabelecer a rede vertical da ilha do Faial (Crisóstomo, 2007).

Os *data* verticais que foram abordados anteriormente, são *data* locais, ou seja, são definidos através de dados recolhidos pontualmente num determinado país ou numa determinada região dum país. Devido a este facto, quando havia necessidade de realizar trabalhos que abrangiam diversos *data* verticais, como por exemplo entre Portugal e Espanha, ocorria o incidente da não coincidência entre as altitudes dos mesmos vértices.

Quando se trata de grandes regiões como são os continentes, constituídos por diversos países e por sua vez, por diversos *data* verticais, existe este tipo de problemas, devido a este facto, iniciou-se então, à tentativa de estabelecer um *datum* global ou para uma grande região. São exemplos o Sistema de Referência Geocêntrico da América do Sul (SIRGAS) ou o Sistema Vertical Europeu (EVRS – *European Vertical Reference System*), entre outros. Para estabelecer o sistema de referência vertical europeu (EVRS) foram definidas três condições:

- a) O *datum* vertical é o nível zero para o potencial gravítico terrestre (W_0), ou seja, é igual ao potencial normal (U_0) do elipsóide de referência (GRS80),

$$W_0 = U_0$$

- b) A altitude é obtida pela diferença entre o potencial do campo gravítico terrestre no vértice P (W_P) e o potencial do nível zero do EVRS (W_0). Como já foi referido anteriormente, a diferença de potencial é designado como número geopotencial (expressão 2.7 da secção 2.2.).

$$C = W_0 - W_P$$

- c) O EVRS é um sistema “*Zero tidal*” de acordo com a resolução da Segundo a *International Association of Geodesy* (IAG)

O *European Vertical Reference Frame 2000* (EVRF2000) é realizado pelos números geopotenciais e pelas altitudes normais dos vértices nodais da *Unified European Levelling Network 95/98* (UELN95/98) estendida a mais alguns países da Europa do Leste. Os números geopotenciais e as altitudes normais dos vértices nodais estão

disponíveis aos países que constituem este projecto, sob o nome UELN95/98 a que foi posteriormente atribuído o nome de EVRF2000.

O *datum* vertical do EVRS é realizado pelo nível zero atribuído pelo marégrafo de *Normaal Amsterdams Peils* (NAP), ou seja, o número geopotencial no NAP é zero. O potencial do campo gravítico terrestre de NAP toma o mesmo valor do potencial normal de GRS80.

Na Figura 8 (unidade: centímetros), encontram-se representadas as diferenças médias de altitudes entre o EVRF2000 e os Sistemas Nacionais. No caso de Portugal Continental, foi encontrada uma diferença de 32 centímetros.

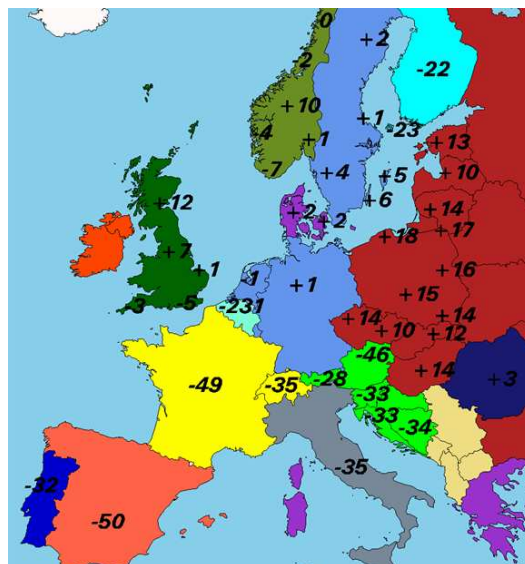


Figura 8. Diferença entre o EVRF2000 e os Sistemas Nacionais.
(Ribeiro e Pinto, 2002)

2.4. Determinação de Desníveis

2.4.1. Nivelamento Trigonométrico

O método utilizado no transporte da componente vertical é denominado como nivelamento. No entanto, existem diversos tipos de nivelamentos, diferenciando-se através das metodologias de operação, dos instrumentos de medição, do tipo de grandeza observada e dos modelos matemáticos utilizados.

A operação de nivelamento, consiste em determinar o desnível entre dois vértices. Os tipos de nivelamento mais conhecidos são o geométrico, o trigonométrico, o barométrico e o hidrostático.

O nivelamento hidrostático baseia-se no princípio dos vasos comunicantes, ou seja, é uma técnica muito específica e que permite obter grandes precisões, mas só é aplicado em determinadas condições, como é o caso de pontos muito próximos. Um caso da utilização deste tipo de nivelamento a grande escala (grande distância) foi a ligação entre as redes verticais da Suécia e da Dinamarca, para isso, foi construído um tubo com 19 km, o que permitiu realizar observações com uma precisão de 0.1 mm.

O nivelamento barométrico consiste em determinar o desnível entre dois pontos através da diferença de pressão atmosférica.

O nivelamento geométrico é uma técnica que permite o transporte de altitudes, até uma distância de poucos quilómetros (sendo divididos em diversos troços). Trata-se de uma técnica de permite obter uma grande precisão, mas essa tarefa é demasiada morosa.

O nivelamento trigonométrico consiste em obter o desnível entre dois vértices, através das distâncias zenitais observadas, as quais têm de ser reduzidas ao elipsóide/geóide e é necessário conhecer a distância e o azimute entre esses dois vértices, como o desvio da vertical nesses dois vértices (expressão 2.17).

$$\begin{aligned} Z'_{AB} &= Z_{AB} + \xi_A \cos(\alpha_{AB}) + \eta_A \operatorname{sen}(\alpha_{AB}) \\ Z'_{BA} &= Z_{BA} + \xi_B \cos(\alpha_{BA}) + \eta_B \operatorname{sen}(\alpha_{BA}) \end{aligned} \quad (2.17)$$

em que ξ e η são as componentes norte e sul do desvio de vertical e α_{AB} o azimute da direcção AB.

O desnível entre A e B é dado pela expressão 2.18.

$$\Delta h_{AB} = h_B + s_{AB} \left(1 + \frac{h_m}{R} + \frac{s_{AB}^2}{12R^2} \right) \operatorname{tg} \left(\frac{Z'_{BA} - Z'_{AB}}{2} \right) \quad (2.18)$$

Sendo h_m a altitude média, entre as altitudes dos vértices A e B, no entanto, a altitude do vértice B não é conhecida, ou seja, o h_m depende de h_B , por isso, será necessário realizar duas iterações, considerando $h_m = h_B$. Como o nivelamento trigonométrico elipsoidal exige

o conhecimento dos desvios da vertical, usa-se o nivelamento trigonométrico ortométrico. Um dos problemas que afecta o nivelamento trigonométrico é o efeito da refração atmosférica na visada, realizada entre os vértices da estação e do alvo. Como a atmosfera é constituída por diversas camadas de densidades diferentes, faz com que, a visada seja um arco, e não um segmento de recta (Figura 9).

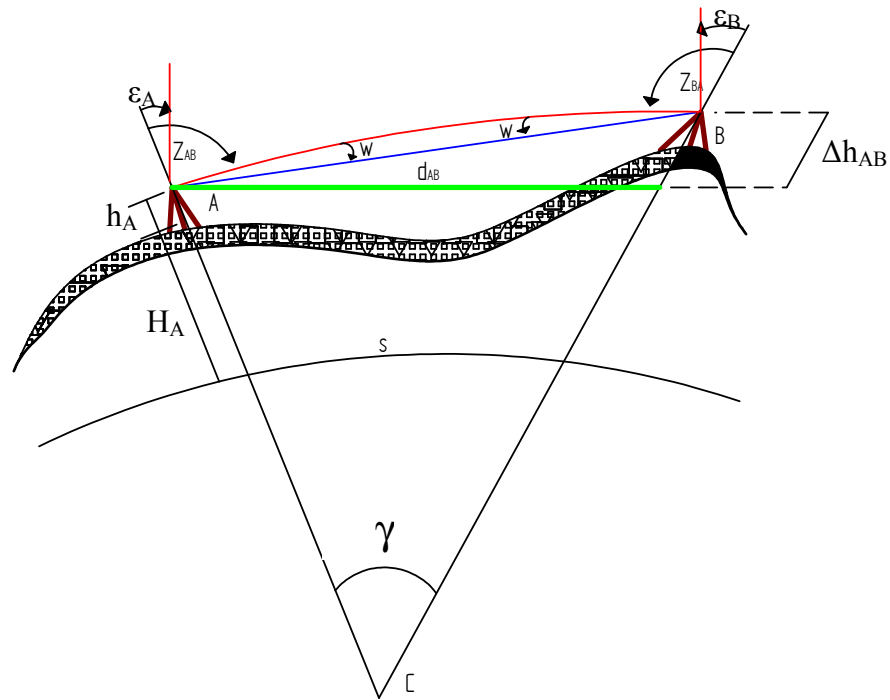


Figura 9. Nivelamento trigonométrico.

Devido a esse facto, esta técnica torna-se pouco precisa. Apesar das incertezas da refração atmosférica, o nivelamento trigonométrico ortométrico, serve amplamente para aplicações geodésicas e permite uma cobertura global da rede vertical. Devido à fraca precisão, pode-se utilizar um modelo matemático com algumas simplificações.

O nivelamento trigonométrico pode ser realizado através de zenitais simples ou, através de zenitais recíprocas e simultâneas. Neste tipo de nivelamento considera-se que os vértices se encontram a uma distância máxima compreendida entre 15 a 20 km. Supõem-se que as superfícies equipotenciais do campo gravítico terrestre são esféricas e concêntricas, não é o que se passa na realidade, pois estas superfícies são irregulares devido ao relevo da superfície terrestre.

A fórmula que nos permite determinar o desnível entre dois vértices é obtida, aplicando a lei das tangentes ao triângulo ABC (Figura 9), sendo C, o centro da Terra e supondo que apenas conhecemos a distância zenital no vértice A, visto tratar-se do nivelamento trigonométrico simples, obtém-se a seguinte relação.

$$\frac{(R + H_B) - (R + H_A)}{(R + H_B) + (R + H_A)} = \frac{\operatorname{tg}\left[\frac{1}{2}(\pi - (Z + w) - (Z + w - \gamma))\right]}{\operatorname{tg}\left[\frac{1}{2}(\pi - (Z + w) + Z + w - \gamma)\right]} \quad (2.19)$$

O desnível entre os pontos A e B (Figura 9) é dado por, ΔH , sendo que o desnível é dado pela diferença entre as altitudes desses dois pontos. Através da expressão 2.20, pode determinar-se o desnível entre os dois pontos.

$$\Delta H = H_B - H_A = (2R + H_A + H_B) \operatorname{tg}\left(\frac{\gamma}{2}\right) \operatorname{cotg}\left(Z + w - \frac{\gamma}{2}\right) \quad (2.20)$$

Segundo Biot, se as distancias zenitais forem observadas nos momentos em que a temperatura atinge o valor máximo diário, o coeficiente de refração, k , é aproximadamente constante, para essa determinada região e época do ano e o ângulo de refração (w), obedece à seguinte relação 2.21.

$$w = k \frac{\gamma}{2} \quad (2.21)$$

Sendo γ (Figura 9) o ângulo ao centro entre os dois pontos A e B. Depois de realizado o desenvolvimento em série da função tangente, as respectivas substituições e desprezando os termos que não têm significância no valor final do desnível, a expressão do desnível trigonométrico resulta na expressão 2.22.

$$\Delta H = \left(1 + \frac{H_A}{R}\right) \left(1 + \frac{\Delta H}{2R}\right) \left(1 + \frac{s^2}{12R^2}\right) \cdot s \cdot \operatorname{cotg}\left(Z - (1 - k) \frac{s}{2r}\right) \quad (2.22)$$

Para distâncias curtas a expressão 2.22, pode sofrer as seguintes simplificações.

$$\frac{H_A}{R} \approx 0; \quad \frac{\Delta H}{2R} \approx 0 \quad \text{e} \quad \frac{s^2}{12R^2} \approx 0$$

Aplicando estas simplificações à expressão 2.22 e fazendo o desenvolvimento em série de Taylor, obtém-se a expressão 2.23.

$$\Delta H = s \cotg(Z) + (1 - k) \frac{s^2}{2R} \operatorname{cosec}^2(Z) \quad (2.23)$$

Na observação geodésica as distâncias zenitais são aproximadamente, $Z \approx 90^\circ$, o que implica que, $\operatorname{cosec}(Z) = 1$, desta forma, podemos simplificar a expressão 2.23 obtendo a fórmula topográfica para o desnível entre dois vértices (expressão 2.24).

$$\Delta H = s \cotg(Z) + \frac{s^2}{2R} - \frac{k}{2R} s^2 \quad (2.24)$$

Na expressão anterior s é a distância no elipsóide, no entanto, com na topografia é medida a distância espacial (d_{AB}), o termo co-tangente é substituído por co-seno. Assim sendo, a expressão que determina o desnível entre dois vértices é dada pela expressão 2.25.

$$\Delta H = d_{AB} \cos(Z) + d_{AB}^2 q + (h_A^i - h_B^a) \quad (2.25)$$

$$q = \frac{1 - k}{2R}$$

Onde

k é o coeficiente de refração atmosférica

R é o raio médio da Terra

h_A^i é a altura do instrumento no ponto A

h_B^a é a altura do alvo no ponto B

Como referido anteriormente, a refração atmosférica afecta a qualidade das leituras zenitais, por isso, é utilizado o coeficiente de refração na fórmula do nivelamento trigonométrico simples.

O nivelamento trigonométrico com zenitais recíprocas e simultâneas sendo uma técnica

mais rigorosa, peca por ser pouca económica e é demasiado morosa. Isto porque, implica a realização de leituras zenitais recíprocas (duas leituras angulares para determinar um desnível). A fórmula para determinar o nivelamento trigonométrico recíproco e simultâneo é obtida a partir do nivelamento simples, ou seja, consiste em realizar a subtracção entre os dois nivelamentos trigonométricos simples (ambos os termos). Desta forma, o termos afectado pelo coeficiente de refração é eliminado, obtemos assim, o desnível entre os dois vértices 2.26.

$$\begin{aligned}
 H_B - H_A &= \Delta H_{AB} = d_{AB} \cos(Z_{AB}) + d_{AB}^2 q + (h_A^i - h_B^a) \\
 H_A - H_B &= \Delta H_{BA} = d_{BA} \cos(Z_{BA}) + d_{BA}^2 q + (h_B^i - h_A^a) \\
 2(H_B - H_A) &= d_{AB}(\cos(Z_{AB}) - \cos(Z_{BA})) + (h_A^i - h_B^a) + (h_A^a - h_B^i) \\
 \Delta H &= \frac{d_{AB}(\cos(Z_{AB}) - \cos(Z_{BA}))}{2} + \frac{(h_A^i - h_B^a) + (h_A^a - h_B^i)}{2}
 \end{aligned} \tag{2.26}$$

Onde o h^i , representa a altura do instrumento (i) no ponto A ou B (h_A, h_B) e, vice-versa para a altura do alvo (a). Desta forma é eliminada a refração que prejudica a leitura zenital, obtendo assim melhores resultados com este método.

Na posse das zenitais recíprocas e simultâneas pode-se determinar o coeficiente de refração (k). Esse calculo é obtido a partir do triângulo ACB (Figura 9), de onde, se pode obter a expressão 2.27.

$$[\pi - (Z_{AB} + w_{AB})] + [\pi - (Z_{BA} + w_{BA})] + \gamma = \pi \tag{2.27}$$

Com base na hipótese de *Biot* (2.21), vamos considerar os ângulos de refração iguais.

$$\pi - (Z_{AB} + Z_{AB} + k \cdot \gamma) + \gamma = 0 \tag{2.28}$$

Atendendo que $\gamma = \frac{s}{R}$, e substituindo em (2.28), obtém-se a expressão (2.29).

$$(1-k) \times \frac{s}{R} = (Z_{AB} + Z_{BA}) - \pi \quad (2.29)$$

Estamos na condição de determinar a refração entre os vértices A e B, para tal, basta utilizar a expressão 2.30.

$$k = 1 + [\pi - (Z_{AB} + Z_{BA})] \cdot \frac{R}{s} \quad (2.30)$$

Na expressão anterior, os coeficientes de refração dizem respeito a uma quantidade abstracta, assim, é imprescindível que as distâncias zenitais sejam introduzidas em radianos.

2.4.2. GPS

O posicionamento através da técnica GPS permite obter coordenadas nas três componentes do nosso referencial. Esta técnica funciona com coordenadas cartesianas geocêntricas e através destas é possível determinar as respectivas coordenadas geodésicas, em relação ao elipsóide WGS84. As coordenadas geocêntricas (X, Y, Z), são transformadas em coordenadas elipsoidais (φ, λ, h).

Sabe-se que a precisão obtida para as coordenadas planimétricas no GPS não é a mesma para a componente vertical, ou seja, a precisão da componente vertical é inferior relativamente à precisão planimétrica. As principais razões pelas quais, a componente vertical é determinada com menor precisão, que a componente horizontal, são:

1. Os satélites visíveis – não existem satélites abaixo do horizonte

Os restantes erros afectam a determinação da distância entre o satélite e a respectiva antena de GPS, no entanto, a projecção desse erro nas componentes planimétrica e vertical será maior na componente vertical, isto porque, os satélites encontram-se sempre acima do horizonte, logo qualquer erro cometido na pseudo-distância irá ter uma maior influência na componente vertical. Os outros erros que existem neste sistema são os

seguintes:

2. Os erros associados aos satélites (órbitas, relógios)
3. Propagação do sinal (atraso troposférico e ionosférico)
4. Erros associados ao receptor (relógio, variações do centro de fase da antena)
5. Multi-trajecto sofrido pelo sinal

Os erros devido aos satélites têm origem nos erros orbitais e nos erros dos relógios, os erros existentes nos receptores são provocados igualmente pelo relógio mas também pelo ruído provocado pelos circuitos eléctricos. Já os erros ocorridos devido às antenas têm origem na variação do centro de fase e no multi-trajecto. Relativamente ao atraso zenital, existem diversos modelos para modelar o atraso sofrido pelo sinal GPS, quando atravessa a troposfera. Dois desses modelos (Saastamoinen e Hopfield) serão abordados nesta secção, de forma a compreender como eles modelam o atraso sofrido pelo sinal GPS na troposfera relativamente ao zénite para a componente húmida e seca da troposfera. Sendo este atraso aplicado à distância entre a antena (superfície) e os satélites da constelação GPS. O modelo de Saastamoinen assume que a atmosfera está em equilíbrio hidrostático, segundo a lei de um gás ideal. Ao contrário de outros modelos que consideram a gravidade constante, aqui, a gravidade varia com a altitude (Ahn, 2005).

O **atraso zenital total**, neste modelo é expresso pela seguinte expressão 2.31, em metros.

$$\Delta_{\text{Trop}} = \frac{0.002277}{\cos z} \left[p + \left(\frac{1255}{T} + 0.05 \right) e^{-\tan^2 z} \right] \quad (2.31)$$

Onde, **T** representa a temperatura na superfície – Antena (em Kelvin), **e** representa a pressão parcial do vapor de água na superfície (hPa), **p** representa a pressão atmosférica na superfície em hPa e **z** representa o ângulo zenital do satélite (Hofmann-Wellenhof et al, 2001). O **modelo de Saastamoinen** pode ser melhorado com a adição de dois termos correctivos (expressão 2.32) (Hofmann-Wellenhof et al, 2001).

$$\Delta_{\text{Trop}} = \frac{0.002277}{\cos z} \left[p + \left(\frac{1255}{T} + 0.05 \right) e^{-B \tan^2 z} \right] + \delta R \quad (2.32)$$

Onde, os termos **B** (hPa) e **δR** (m) podem ser interpolados a partir de tabelas (ver

Hofmann-Wellenhof et al, 2001).

Estudos realizados, de forma a verificarem a qualidade destas estimativas, mostraram que a precisão do atraso zenital da componente seca para este modelo é menor a 1 mm, e que o atraso zenital da componente húmida está compreendido entre 8 e 46 mm (Ahn, 2005).

O **modelo Hopfield** também assume que a atmosfera está em equilíbrio hidrostático, de acordo com a lei de um gás ideal, e assume que a gravidade como constante com a altitude. A expressão para o atraso zenital total (em metros), deste modelo é apresentada na expressão 2.33 (Hofmann-Wellenhof et al, 2001).

$$\Delta^{\text{Trop}} = 10^{-6} \frac{N_{d,0}^{\text{Trop}} h_d + N_{w,0}^{\text{Trop}} h_w}{5} \quad (2.33)$$

Onde

$N_{d,0}^{\text{Trop}}$ representa o atraso zenital da componente seca (m)

$N_{w,0}^{\text{Trop}}$ representa o atraso zenital da componente húmida (m)

h_d é a altitude da componente seca (≈ 40000 m)

h_w : é a altitude da componente húmida, compreendida entre os 10 e os 13 km

As expressões relativas à componente seca do atraso zenital, à componente húmida do atraso zenital e à altitude da componente seca são apresentadas, respectivamente a seguir (2.34, 2.35 e 2.36).

$$N_{d,0}^{\text{Trop}} = 77.64 \frac{p}{T} \quad (2.34)$$

$$N_{w,0}^{\text{Trop}} = -12.96 \frac{e}{T} + 3.718 \times 10^5 \frac{e}{T^2} \quad (2.35)$$

$$h_d = 40136 + 148.72(T - 273.16) \quad (2.36)$$

Onde, p representa a pressão atmosférica em hPa e T a temperatura em Kelvin.

Os valores meteorológicos (P , T , e) raramente são observados e é mesmo recomendado a utilização de valores padrão para observações de pequena escala (bases GPS na ordem da dezena de quilómetros). Estes valores são observados quando utilizados instrumentos para específicos.

2.5. Sistemas de Referência Geodésicos

2.5.1. Datum Monte das Moças e Base SW – Graciosa

O *datum* geodésico consiste em estabelecer um determinado elipsóide como superfície de referência para o cálculo das coordenadas dos vértices de uma rede geodésica. Para definir um elipsóide temos de definir a sua dimensão e a sua forma (como referido anteriormente), para além destes parâmetros, há a necessidade de definir a sua posição relativamente à Terra. A um elipsóide posicionado relativamente à Terra é denominado de *datum*.

O posicionamento do elipsóide em relação à Terra é determinado de forma a esse elipsóide aproximar-se ao geóide, ou seja, ele é colocado de forma a reduzir a ondulação do geóide na região para onde foi estabelecido esse *datum*.

Os *data* geodésicos dividem-se em dois tipos, os *data* globais (geocêntricos) e os *data* locais (topocêntricos). Os *data* globais consistem nos *data* que são constituídos por sistemas de coordenadas com a sua origem perto do centro de massa da Terra. Quanto aos *data* locais, eles são constituídos por sistemas de coordenadas com as suas origens perto da superfície terrestre.

Estabelecer um *datum* local através de métodos clássicos consiste em posicionar o elipsóide de referência através de observações astronómicas, ou seja, consistem em determinar a latitude, longitude e azimute num determinado local à superfície terrestre, local este que será o ponto-origem do *datum*.

Supondo que se pretende estabelecer um *datum* geodésico num local, P, considera-se que P está sobre o geóide, isto significa que a ondulação do geóide e o desvio da vertical, nesse ponto é zero.

Num *datum* local o centro está, em regra, muito afastado do centro de massa da Terra, no entanto satisfaz a seguintes condições:

- o eixo de rotação do elipsóide encontra-se paralelo ao eixo médio de rotação da Terra
- o meridiano-origem das longitudes geodésicas encontra-se paralelo ao meridiano-origem das longitudes astronómicas

O primeiro datum a ser definido para o grupo central do Arquipélago dos Açores foi o **Datum Monte das Moças** (MMOC), este datum geodésico foi definido no ano de 1937. A origem foi definida no vértice geodésico Monte das Moças através das coordenadas astronómicas e a orientação foi estabelecida pelo azimute para o vértice geodésico Cabeço Brasil na ilha do Pico. Esses parâmetros foram definidos com uma precisão estimada de $0.2''$ (~6 m). A escala foi obtida pela medição de curtas distâncias, através de fios de invar, para as ilhas do Faial e do Pico. A altitude do vértice MMOC foi determinada através de um nivelamento geométrico a partir do marégrafo existente no Cais do molho do Porto Artificial da cidade da Horta. O valor obtido foi de 59.937 m (Catalão et al, 2006). As coordenadas geodésicas para o vértice MMOC, nesse datum são, respectivamente:

$$\varphi=38^{\circ}31'36''.372N$$

$$\lambda=28^{\circ}37'47''.475W$$

Actualmente, o datum geodésico para o grupo central do Arquipélago dos Açores é o **Datum Base SW – Graciosa**, este *datum* geodésico foi definido para o grupo central do Arquipélago dos Açores, através de observações astronómicas realizadas no ano de 1948 (IGP), tendo sido efectuadas no ponto-origem que, neste caso, é o vértice geodésico Base SW – ilha Graciosa. O elipsóide de referência utilizado nesta região é o elipsóide de Hayford ou Internacional 1924, os parâmetros deste elipsóide encontram-se na Tabela 1, juntamente com os restantes elipsóides.

As redes geodésicas do grupo central referentes a este *datum*, foram re-observadas nos anos de 1995 a 1997. Tendo estas campanhas sido realizadas após a recuperação dos vértices geodésicos, nessas campanhas foram efectuadas observações de GPS e clássicas.

2.5.2. ITRF

O *International Earth Rotation Service* (IERS) foi criado pela *International Union of Geodesy and Geophysics* (IUGG) e pela IAU. Um dos principais objectivos do IERS, consiste na definição, materialização e manutenção de um sistema de referência terrestre internacional (ITRS – *International Terrestrial Reference System*) e de um sistema de referência celeste internacional (ICRS – *International Celestial Reference System*).

A realização prática do ITRS é denominada por ITRF (*International Terrestrial Reference Frame*), e consistem numa lista de coordenadas e velocidades de um grupo de estações controladas pelo IERS e pelo IGS (*International GNSS Service*). A materialização do ITRF consiste num grupo seleccionado de estações fixas à crosta terrestre. As coordenadas e velocidades dessas estações são determinadas com recurso a uma combinação de técnicas de posicionamento espaciais, tais como VLBI (*Very Long Baseline Interferometry*), SLR (*Satellite Laser Ranging*), LLR (*Lunar Laser Ranging*), e DORIS.

Cada sistema de ITRF é designado por ITRFyy ou ITRFyyyy, em que os ípsilones especificam o último ano para o qual se realizaram observações utilizadas na construção desse sistema. O primeiro sistema foi o ITRF89 e o que, surgiu mais recentemente foi o ITRF2005, através destas actualizações pretende-se corrigir e aumentar a precisão das coordenadas e das velocidades referentes às estações. Estas actualizações são necessárias, pois a Terra é um corpo em constante alteração e móvel (movimento das placas tectónicas). Hoje em dia é possível monitorizar tais alterações na crosta terrestre através das constantes medições através de diversas técnicas espaciais de posicionamento. As coordenadas do vértice geodésico MMOC em ITRF97/GRS80 são:

$$\varphi=38^{\circ}31'46''.276N$$

$$\lambda=28^{\circ}37'43''.972W$$

$$h=117.99 \text{ m}$$

Capítulo 3: Cálculo de altitudes

3.1. Introdução

O cálculo das altitudes foi fundamental neste estudo. Nesta fase, foram determinados os valores das altitudes para os vértices observados nas diversas épocas a que correspondeu a observação. Valores estes, utilizados posteriormente para determinar os movimentos verticais existentes entre as épocas de observação, o principal objectivo deste trabalho.

Os diversos dados utilizados, permitiram determinar altitudes ortométricas e altitudes elipsoidais. À excepção do ano de 1937, em que as altitudes, não foram processadas neste trabalho, mas sim determinadas pelo IGC (Instituto Geográfico e Cadastral, actual IGP). Estas altitudes, referentes ao ano de 1937, foram publicadas na forma de uma lista, referenciam-se ao Datum vertical Horta. A referida lista é constituída por 62 vértices geodésicos e nela pode-se encontrar todos os vértices geodésicos, que existiam nessa época na ilha do Faial.

	1937	1987	1997	1998	2001
Vértices Geodésicos	62	35	34/60	30	20
Zenitais	-	140	114	-	-
Base GPS	-	-	217	110	62

Tabela 3. Número de medições efectuadas em cada época.

No ano de 1987 foi realizada uma nova campanha geodésica, onde foi realizado um nivelamento trigonométrico com zenitais recíprocas e simultâneas. Como pode ser observado na Tabela 3, no ano de 1987 foram observados 35 vértices geodésicos, sobre os quais, foram medidas 70 distâncias e 140 distâncias zenitais. As 140 distâncias zenitais, correspondem a zenitais recíprocas e simultâneas, ou seja, com estes dados foi possível determinar 70 desníveis da rede de nivelamento.

No ano de 1997 foi realizada uma campanha geodésica, onde foram observados os vértices geodésicos que não tinham sido observados na campanha de 1987. Nessa

campanha, alguns vértices foram observados através de nivelamento trigonométrico com zenitais recíprocas e simultâneas (outros vértices apenas foram observados com zenitais simples), no entanto, para além do nivelamento trigonométrico, foram observados 60 vértices geodésicos com receptores GPS, desta forma, foi possível obter altitudes elipsoidais e ortométricas.

Relativamente ao nivelamento trigonométrico com zenitais recíprocas e simultâneas foram observados 34 vértices geodésicos, 86 distâncias zenitais (as restantes distâncias zenitais, 28, não foram observadas no modo de recíprocas e simultâneas).

Os valores apresentados na Tabela 3 correspondem ao total de observações realizadas no ano de 1997.

Nessa campanha também foram observados 60 vértices geodésicos através de GPS e nesse sentido foram determinadas 217 bases GPS entre os respectivos vértices geodésicos.

Nas restantes campanhas realizadas nos anos de 1998 e 2001, foram observados 30 e 20 vértices geodésicos, respectivamente. Esta observação foi realizada através de GPS, onde foram geradas 110 e 62 bases tridimensionais entre os vértices geodésicos (Tabela 3).

3.2. Campanha de 1987

No ano de 1987 a rede geodésica da ilha do Faial foi observada através de nivelamento trigonométrico com zenitais recíprocas e simultâneas e calculadas as altitudes ortométricas (falsas altitudes ortométricas – altitudes trigonométricas). Para isso, foram determinados todos os desníveis entre os vértices geodésicos observados. Nessa campanha foram observados 35 vértices geodésicos, estando a configuração desta rede de nivelamento representada na Figura 10.

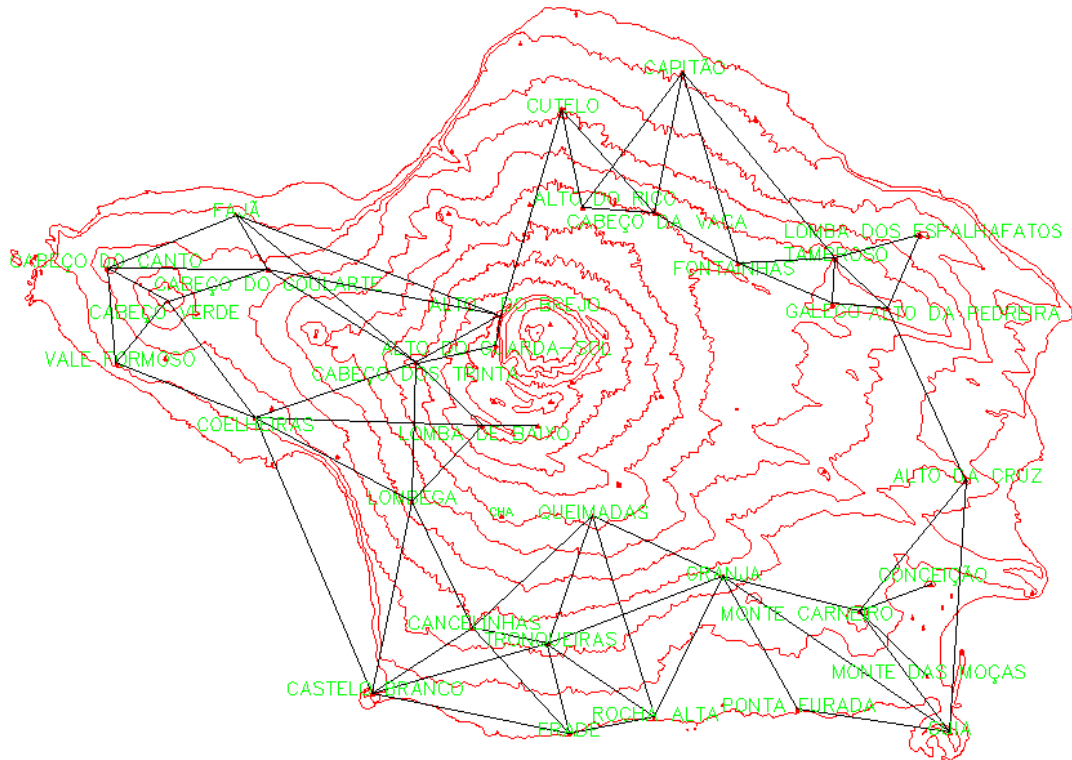


Figura 10. Configuração da rede de nivelamento de 1987.

Os dados registados nesta campanha dizem respeito, aos nomes dos vértices geodésicos, correspondentes à localização quer da estação quer do respectivo alvo, às distâncias zenitais entre os vértices, às altitudes do instrumento e do alvo em ambos os vértices, e por fim, à respectiva distância espacial entre esses vértices.

O cálculo dos desníveis (Tabela 4), foi realizado com auxílio de uma folha de cálculo de *Excel*. As observações foram transcritas para essa folha e a expressão 2.26 da secção 2.4.1. foi construída na respectiva folha de cálculo.

Vértice Geodésico		Z_{12} (°)	Z_{21} (°)	h_1^i (m)	h_1^a (m)	h_2^i (m)	h_2^a (m)	Distância	Desnível
Alto da Cruz	Alto da Pedreira	84,96647	95,07539	0,34	0,00	0,34	0,00	3636,165	320,355

Tabela 4. Exemplo do cálculo do desnível entre dois pontos.

Na Tabela 4, encontram-se os dados recolhidos na campanha, entre os vértices Alto da Cruz e Alto da Pedreira, ou seja, a referência aos vértices que correspondem as leituras zenitais e as respectivas altitudes do instrumento e do alvo. A unidade destas leituras (altitude do instrumento e do alvo) e da respectiva distância espacial é o metro. O desnível entre os vértices Alto da Cruz e Alto da Pedreira, foi determinado pela expressão 2.26 e apresentado na última coluna da Tabela 4.

Na posse de todos os desníveis que constituem a respectiva rede de nivelamento, foi realizado um ajustamento pelo *método dos mínimos quadrados*, de forma a obter as altitudes trigonométricas dos respectivos vértices que constituíam a rede de nivelamento.

O sistema de pesos considerado, para o ajustamento dos desníveis foi o inverso do quadrado da distância entre cada par de vértices, em quilómetros.

$$P_i = \frac{\sigma_0^2}{\sigma_i^2} = \frac{1}{\sigma_i^2}$$

Por definição, a matriz peso é uma matriz definida através da variância de referência (por norma, considera-se $\sigma_0^2 = 1$) e da variância do desnível (no caso de se tratar de um sistema de pesos de uma rede de nivelamento), desta forma, na diagonal da matriz peso surgirá o inverso das variâncias dos desníveis, ou seja, na diagonal principal da matriz peso (considerando as observação não são correlacionadas), surgirá o inverso da distância ao quadrado (Wolf and Ghilani, 1997).

Para o ajustamento dos desníveis foi utilizado o programa desenvolvido em *FORTRAN*, de nome *REDENIVP*. Os elementos requeridos pelo programa foram introduzidos num ficheiro de texto (ficheiro de entrada). Entre esses elementos, encontram-se os nomes dos vértices geodésicos, as altitudes aproximadas, as distâncias observadas, os desníveis determinados e a respectiva referência aos vértices geodésicos que constituem esse desnível.

No ajustamento da rede de nivelamento foi considerada como fixa a altitude do vértice geodésico Monte das Moças (MMOC).

As altitudes obtidas através das observações de 1987 foram determinadas com precisões estimadas entre 18 mm e 45 mm, para os vértices geodésicos Monte Carneiro e Capitão, respectivamente. Estes vértices distam 1797 metros e 12529 metros do vértice geodésico de referência MMOC. A melhor precisão foi obtida para um vértice perto da referência, em contrapartida, a precisão para um vértice que se encontra a uma distância de cerca de 13 km do vértice de referência foi a pior. Este facto, já seria de esperar, devido à propagação de erros existentes no nivelamento trigonométrico. Os valores obtidos para a campanha realizada nesse ano são apresentados na Tabela 5.

Nome	N (m)	E (m)	H (m)	Precisão (m)
Alto da Cruz	4269686,9	358661,0	220,8	0,031
Alto da Pedreira	4272982,3	357159,4	541,2	0,041
Alto do Brejo	4272853,6	349712,1	927,4	0,041
Alto do Rico	4274926,3	351282,8	575,4	0,044
Alto do Guarda Sol	4272277,4	349619,3	998,2	0,042
Cabeço Canto	4273765,6	342152,1	347,2	0,043
Cabeço da Vaca	4274882,5	352679,8	505,2	0,043
Cabeço Goularte	4273744,7	345234,3	261,6	0,043
Cabeço Redondo	4270723,6	350427,8	984,2	0,041
Cabeço Trinta	4271937,9	348075,1	753,3	0,039
Cabeço Verde	4273126,4	343308,2	488,2	0,043
Cancelinhas	4266833,6	349162,4	303,1	0,033
Capitão	4277525,7	353216,3	102,6	0,045
Castelo Branco	4265581,0	347243,4	148,8	0,036
Coelheiras	4270888,4	344980,0	168,2	0,041
Conceição	4267685,7	357993,9	114,2	0,023
Cutelo	4276806,8	350875,6	304,8	0,043
Fajã	4274795,7	344618,4	127,3	0,044
Fontainhas	4273846,2	354272,5	495,5	0,042
Frade	4264797,1	351023,8	32,5	0,035
Galego	4273077,6	356089,3	544,9	0,042
Granja	4267820,0	353979,6	310,1	0,027
Guia	4264833,0	358350,5	147,6	0,027
Lomba de Baixo	4270733,4	349356,7	932,7	0,040
Lomba Espalhafatos	4274397,9	357785,5	311,3	0,043
Lombega	4269279,3	348007,5	473,7	0,037
Monte Carneiro	4267151,1	356617,0	269,7	0,018
Monte das Moças	4265911,9	357918,5	59,9	0,000
Ponta Furada	4265282,1	355424,7	26,0	0,031
Ponta Furada2	4265451,4	355377,8	38,4	0,033
Queimadas	4268993,3	351488,3	671,4	0,033
Rocha Alta	4265115,8	352664,9	62,4	0,032
Tramboso	4273944,6	356146,7	508,3	0,042
Tronqueiras	4266534,6	350628,0	284,4	0,032
Vale Formoso	4271923,0	342333,4	118,5	0,043

Tabela 5. Altitudes trigonométricas e respectiva precisão estimada – 1987.

As coordenadas rectangulares (N, E), são referentes ao Datum Base SW – Graciosa na projecção U.T.M. (*Universal Transverse Mercator*) Zona 26.

No ajustamento dos desníveis, pelo método dos mínimos quadrados referente ao ano de 1987 foram removidos os desníveis entre os vértices Frade/Rocha Alta, Fajã/Alto do Brejo, Fajã/Cabeço Trinta, Tramboso/Galego, Alto Brejo/Alto do Guarda-Sol, isto porque, apresentavam resíduos elevados, depois de removidos esses desníveis, deixou de existir resíduos elevados, estando o resultado final obtido na Tabela 5. A última coluna da

mesma tabela, refere-se à precisão estimada após o ajustamento dos desníveis.

3.3. Campanha de 1997

Na campanha realizada no ano de 1997, podem ser consideradas duas partes distintas. A fase onde a rede geodésica foi observada através de um nivelamento trigonométrico, onde foram observados 34 vértices com zenitais recíprocas e simultâneas (Figura 11) e numa segunda fase, foram observados 60 vértices geodésicos através de GPS (Figura 12).

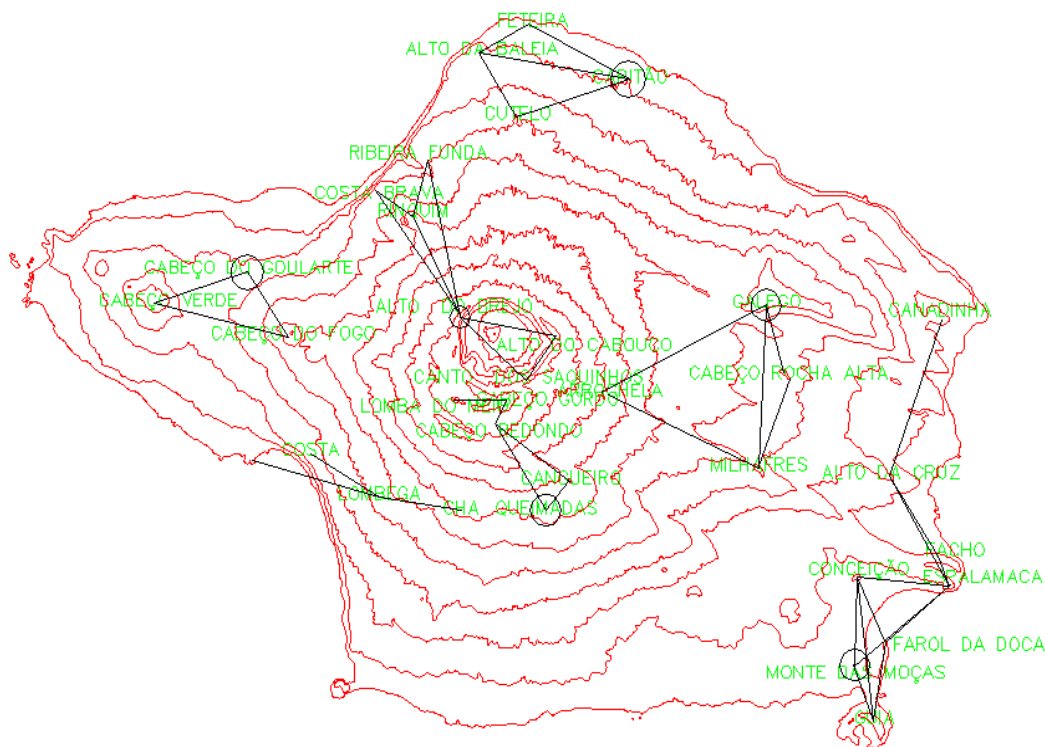


Figura 11. Nivelamento trigonométrico com zenitais recíprocas e simultâneas – 1997.

Relativamente ao nivelamento trigonométrico foram observados diversos vértices, agrupados em “pequenas” redes de nivelamento, como está representado na Figura 11. O procedimento para o cálculo dos desníveis é similar ao descrito anteriormente (secção 3.2). Para o ajustamento dos desníveis, foram consideradas diversas altitudes como fixas, de forma a obter as altitudes para todos os vértices. Na Figura 11, encontram-se representados os vértices onde foram consideradas as altitudes como fixas, estando estes

assinalados com uma circunferência. Sendo esses vértices, o Monte das Moças, o Galego, o Capitão, o Alto do Brejo, o Queimadas, o Lombega e o Cabeço de Goularte. As altitudes trigonométricas obtidas neste ajustamento estão na Tabela 6.

Nome	N (m)	E (m)	H (m)	Precisão (m)
Alto do Brejo	4272853,6	349712,1	927,5	0,000
Ribeira Funda	4276022,8	348765,0	271,6	0,011
Costa Brava	4275354,1	347923,6	328,0	0,011
Rinquim	4274823,1	348711,3	545,1	0,011
Alto Cabouço	4272464,7	351692,6	918,2	0,007
Cabeço Saquinho	4271576,4	351083,5	923,4	0,006
Monte das Moças	4265911,9	357918,5	59,9	0,000
Alto da Cruz	4269686,9	358661,0	220,9	0,005
Doca	4266372,4	358588,8	8,4	0,004
Canadinha	4272791,6	359764,0	149,2	0,011
Facho	4268109,3	359682,6	116,4	0,004
Espalamaca 2	4267509,4	359875,6	122,4	0,004
Conceição	4267685,7	357993,9	114,3	0,004
Guia	4264833,0	358350,5	147,6	0,003
Cabeço Goularte	4273744,7	345234,3	261,6	0,000
Cabeço Verde	4273126,4	343308,2	488,3	0,007
Cabeço do Fogo	4272466,2	346138,0	571,6	0,006
Capitão	4277525,7	353216,3	102,6	0,000
Cutelo	4276806,8	350875,6	304,8	0,014
Feteira	4278644,8	351155,5	76,4	0,014
Alto da baleia	4278096,2	350081,1	149,5	0,015
Galego	4273077,6	356089,3	544,9	0,000
Cabeço Rocha Alta	4265118,5	352632,4	423,7	0,001
Arrochela	4271307,6	352791,5	699,7	0,003
Milhafres	4269850,8	355932,6	418,9	0,001
Queimadas	4268993,3	351488,3	671,4	0,000
Cabeço Gordo	4271104,7	350620,0	1032,7	0,001
Lomba Meio	4271196,1	349574,4	1010,8	0,001
Cangueiro	4269582,8	351984,4	707,4	0,000
Cabeço Redondo	4270721,5	350426,7	984,1	0,001
Lombega	4269279,3	348007,5	473,7	0,000
Chã	4268990,4	349727,0	637,6	0,001
Costa Brava	4274795,7	344618,4	278,3	0,001
Varadouro	4269991,0	345366,4	10,4	0,002

Tabela 6. Altitudes trigonométricas e respectiva precisão – 1997.
(Os vértices com precisão 0.0 são os vértices considerados fixos)

Analisando as precisões estimadas (Tabela 6), reparamos que os valores são muito mais baixos, relativamente aos apresentados na Tabela 5, este facto, é justificado pela construção de sete pequenas redes (Figura 11).

Relativamente aos dados GPS, eles foram processados através do software TGO – Trimble Geomatics Office. Este software possibilita importar os ficheiros com os respectivos dados necessários ao processamento das bases GPS, assim como a análise dos resultados referentes ao processamento das bases e do ajustamento da rede.

No processamento dos dados GPS é essencial a informação relativa às órbitas e aos relógios (entre outros parâmetros) dos satélites que constituem o sistema GPS. Esses dados são transmitidos na chamada *Mensagem de Navegação*. No entanto, tendo em conta que os dados contidos nessa mensagem possuem uma precisão limitada, optou-se neste trabalho, por utilizar efemérides precisas, disponibilizadas pelo IGS (*International GNSS Service*). Esses ficheiros podem ser acedidos via *ftp* (*file transfer protocol*) no endereço <ftp://igsceb.jpl.nasa.gov/pub/product/>.

O processamento das bases consiste em determinar os vectores tridimensionais entre os diversos pares de vértices geodésicos. Para que os valores obtidos para esses vectores sejam os mais correctos, há que determinar as ambiguidades referentes às observações de fase. Estas ambiguidades consistem em números inteiros (solução inteira), mas há por vezes bases em que não se consegue esse tipo de soluções, e por isso, é gerada uma solução real e não um valor inteiro. O tipo de processamento de referência (ir-se-á utilizar outros parâmetros para processar os dados GPS) foi definido com as características apresentadas na Tabela 7.

Ângulo de Máscara de elevação	15 °
Efemérides usadas	Precisas
Tipo de Solução	Inteira (resolução das ambiguidades)
Modelo Troposférico	Hopfield – Estima 1 parâmetro de 2 em 2 horas
Ionosfera	Usar a combinação Livre da Ionosfera

Tabela 7. Características do processamento de referência.

Tendo agora, todas as bases GPS criadas, pode-se realizar diversos circuitos com essas bases, isto é, realizam-se circuitos fechados de forma a quantificar o erro de fecho nesses circuitos. Assim, é possível observar e sinalizar as bases GPS menos precisas. Depois, de identificadas as bases que têm uma maior influência nesses erros de fecho, processam-se novamente essas bases, com o intuito de verificar se existe algum problema nas observações utilizadas. No caso, de não se conseguir atingir os critérios definidos à priori,

retiram-se essas bases GPS do ajustamento.

Com as observações do ano de 1997, foram processadas 217 bases entre 60 vértices geodésicos. Após determinar as bases que constituem a respectiva rede GPS, passámos à fase seguinte, a realização do ajustamento da rede.

O ajustamento realizado foi pelo método dos mínimos quadrados. Este processo consiste em ajustar o conjunto de vectores tridimensionais de forma a obter a melhor solução em termos de geometria. Nos ajustamentos realizados, foi sempre considerado como fixo o vértice geodésico MMOC. Como pode ser observado na Figura 12, o vértice é representado por um triângulo.

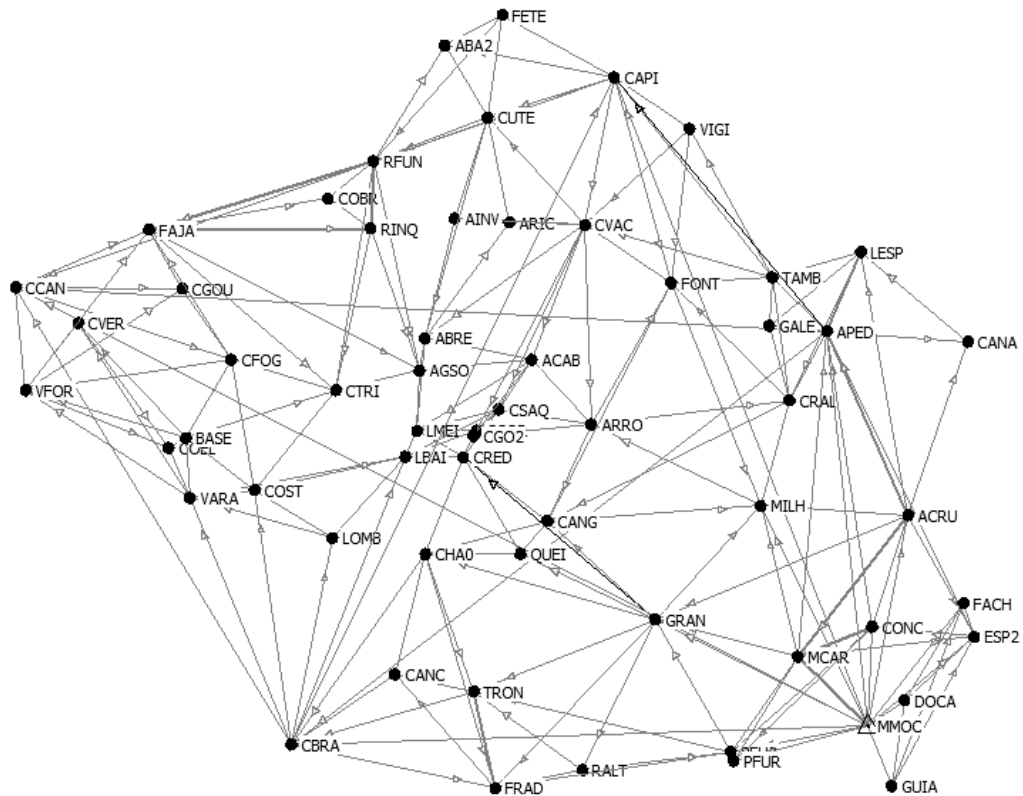


Figura 12. Configuração da rede GPS observada em 1997.

O sistema de referência adoptado foi o ITRF97 com o elipsóide GRS80 para o cálculo das coordenadas geodésicas. As coordenadas do vértice geodésico MMOC foram obtidas neste sistema de referência, durante as diversas campanhas inseridas no projecto TANGO. As coordenadas e as respectivas precisões estimadas, podem ser observadas na Tabela 8. Os vértices apresentados nessa tabela (Tabela 8), são os vértices observados na campanha

de 1997 e na campanha de 1998, ou seja, no total serão apresentados apenas 30 vértices geodésicos que determinam os respectivos movimentos verticais (ver capítulo 4).

Nome	Latitude	Longitude	h_{97} (m)	Precisão vertical (m)
ABA2	38,6380	-28,7214	207,40	0,014
ACRU	38,5636	-28,6211	278,99	0,006
AGSO	38,5855	-28,7254	1056,33	0,014
ARIC	38,6096	-28,7069	633,54	0,016
APED	38,5931	-28,6390	599,38	0,007
CCAN	38,5976	-28,8115	404,84	0,014
CGO2	38,5751	-28,7137	1090,80	0,013
CRAL	38,5818	-28,6468	481,92	0,010
CANA	38,5918	-28,6091	207,30	0,011
CANC	38,5364	-28,7295	361,02	0,014
CAPI	38,6334	-28,6852	160,61	0,013
CHA	38,5559	-28,7235	695,69	0,011
COEL	38,5722	-28,7784	225,93	0,023
CONC	38,5455	-28,6284	172,38	0,006
CUTE	38,6265	-28,7120	362,77	0,013
ESP2	38,5442	-28,6067	180,53	0,005
FETE	38,6431	-28,7091	134,30	0,014
FONT	38,6004	-28,6723	553,67	0,010
GUIA	38,5199	-28,6237	205,62	0,007
LESP	38,6059	-28,6321	369,45	0,009
LOMB	38,5582	-28,7433	531,66	0,016
MILH	38,5647	-28,6525	477,05	0,008
MCAR	38,5405	-28,6441	327,80	0,006
MMOC	38,5295	-28,6289	117,99	0,000
PFUR	38,5234	-28,6573	84,11	0,010
RFUN	38,6191	-28,7360	329,46	0,013
TAMB	38,6016	-28,6509	566,53	0,009
TRON	38,5339	-28,7126	342,40	0,011
VFOR	38,5810	-28,8090	176,16	0,014
VIGI	38,6253	-28,6690	166,60	0,016

Tabela 8. Coordenadas ITRF97/GRS80 (Campanha de 1997).

Analisado o relatório gerado no ajustamento da rede de 1997, verificámos que a rede GPS foi ajustada em apenas uma interacção. No teste estatístico do *Qui – Quadrado* (χ^2) para um nível de confiança de 95%, e 462 graus de liberdade, o ajustamento foi aceite. No que respeita à estimação da precisão das coordenadas verticais para esta época, esta variou entre 5 mm e 23 mm. Esses valores foram obtidos para os vértices geodésicos Espalamaca 2º (a 2529 metros de MMOC) e Coelheiras (a 13864 metros de MMOC), respectivamente.

Com o intuito de analisar a influência das estratégias de processamento na determinação das altitudes elipsoidais, foram efectuados quatro processamentos das épocas de 1997 e

1998:

- No primeiro processamento foram consideradas, como características de referência, as apresentadas na Tabela 7.
- No segundo, o modelo troposférico Hopfield foi substituído pelo modelo Saastamoinen (Teste 1) e a estimação do atraso zenital foi mantida em intervalos de 2 horas.
- No terceiro, foi analisada a influência do tipo de solução na resolução das ambiguidades, para tal, o tipo de solução foi alterado de inteiro para real (teste 2).
- No quarto, com o intuito de analisar a influência do tipo de efemérides na determinação das altitudes elipsoidais, foram utilizadas as efemérides transmitidas, substituindo as precisas.

Estes estudos tiveram como alvo, a componente vertical, ou seja, pretendeu-se analisar as alterações nas altitudes elipsoidais, devido às diferentes características utilizadas no processamento dos dados GPS.

	Referência	Teste 1	Teste 2	Teste 3	ϵ_1	ϵ_2	ϵ_3
CANC	361,02	361,02	361,03	361,02	-0,003	-0,005	-0,003
APED	599,38	599,38	599,37	599,38	0,000	0,013	0,001
CANT	404,84	404,84	404,82	404,84	0,000	0,016	-0,003
CAPI	160,61	160,61	160,59	160,61	0,002	0,021	-0,003
MMOC	117,99	117,99	117,99	117,99	0,000	0,000	0,000
VIGI	166,60	166,59	166,59	166,60	0,008	0,015	0,002
CUTE	362,77	362,78	362,77	362,78	-0,006	0,000	-0,011
FONT	553,67	553,67	553,65	553,67	0,002	0,027	-0,001
TAMB	566,53	566,53	566,49	566,54	0,000	0,042	-0,001
ABA2	207,40	207,39	207,39	207,40	0,001	0,006	-0,003
FETE	134,30	134,30	134,31	134,30	0,002	-0,009	-0,003
RFUN	329,46	329,46	329,42	329,46	-0,001	0,035	-0,003
RICO	633,54	633,55	633,54	633,56	-0,007	0,006	-0,012
CANA	207,30	207,30	207,31	207,30	0,002	-0,010	0,001
CRAL	481,92	481,92	481,89	481,92	0,005	0,033	0,004
LESP	369,45	369,45	369,44	369,45	0,002	0,009	0,001
CONC	172,38	172,37	172,38	172,37	0,002	-0,001	0,002
GUIA	205,62	205,62	205,62	205,62	-0,001	0,001	-0,002
MCAR	327,80	327,80	327,81	327,80	0,001	-0,005	0,001
ACRU	278,99	278,99	278,99	278,99	0,001	0,003	0,003
ESPA	180,53	180,53	180,53	180,53	-0,001	-0,002	-0,002
MILH	477,05	477,05	477,06	477,05	0,002	-0,003	0,004

Tabela 9. Altitudes de 1997 para as diversas estratégias de processamento.
(ϵ_i corresponde aos resíduos entre o processamento de referência e os outros testes)

Analisando os resíduos (ε_i) obtidos entre as altitudes de referência e as altitudes obtidas através das estratégias testes, observa-se que os valores variam entre os -12 mm e os 42 mm. A maior amplitude residual foi obtida para o teste 2, ou seja, no teste onde se alterou o tipo de solução de inteira para real. Esta alteração provocou um resíduo máximo de 42 mm, no vértice geodésico Tramboso. Os resíduos observados para os vértices Ribeira Funda e Cabeço da Rocha Alta, atingiram valores significativos de 35 mm e 33 mm, respectivamente.

3.4. Campanha de 1998

Na campanha realizada no ano de 1998, após o sismo ocorrido a 9 de Julho, foram observados 30 vértices geodésico e processadas 80 bases GPS, como pode ser observado na Figura 13.

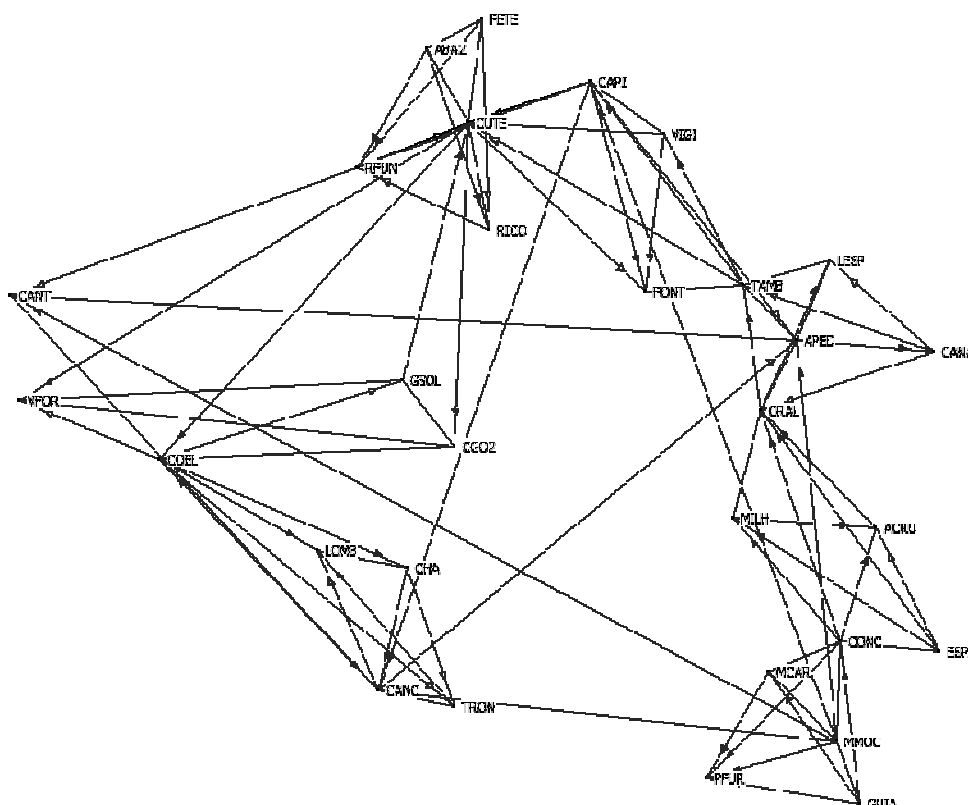


Figura 13. Configuração da rede GPS observada em 1998.

O processamento dos dados GPS, relativos a esta campanha, foi semelhante ao processamento dos dados da campanha de 1997 (secção 3.3), inclusive os processamentos realizados com as diversas estratégias de processamento (variação do tipo de modelo troposférico, do tipo de solução e do tipo de efemérides).

O teste estatístico do *Qui – Quadrado* (χ^2), realizado ao ajustamento da rede, para um nível de confiança de 95%, e 147 graus de liberdade, o ajustamento foi aceite. As estimativas da precisão das coordenadas altimétricas obtidas para esses vértices geodésicos variaram entre 7 mm e 38 mm. O valor de 7 mm foi obtido para os vértices geodésicos Guia (a 1166 metros de MMOC) e Ponta Furada (a 2572 metros de MMOC), quanto ao valor de 38 mm, foi obtido para o vértice geodésico Tronqueiras (a 8809 metros de MMOC). Os resultados obtidos nesse ajustamento encontram-se na Tabela 10.

Nome	Latitude	Longitude	h_{98}	Precisão
ABA2	38,6380	-28,7214	207,36	0,020
ACRU	38,5636	-28,6211	270,00	0,010
AGSO	38,5855	-28,7254	1056,24	0,025
ARIC	38,6096	-28,7069	633,49	0,022
APED	38,5931	-28,6390	599,34	0,011
CCAN	38,5976	-28,8115	404,81	0,021
CGO2	38,5751	-28,7137	1090,69	0,028
CRAL	38,5818	-28,6468	481,88	0,010
CANA	38,5918	-28,6091	207,27	0,011
CANC	38,5364	-28,7295	360,95	0,018
CAPI	38,6334	-28,6852	160,56	0,015
CHA	38,5559	-28,7235	695,65	0,032
COEL	38,5722	-28,7784	225,89	0,025
CONC	38,5455	-28,6284	172,37	0,008
CUTE	38,6265	-28,7120	362,75	0,015
ESP2	38,5442	-28,6067	180,54	0,010
FETE	38,6431	-28,7091	134,27	0,019
FONT	38,6004	-28,6723	553,65	0,014
GUIA	38,5199	-28,6237	205,61	0,007
LESP	38,6059	-28,6321	369,43	0,011
LOMB	38,5582	-28,7433	531,61	0,028
MILH	38,5647	-28,6525	477,04	0,010
MCAR	38,5405	-28,6441	327,80	0,008
MMOC	38,5295	-28,6289	117,99	0,000
PFUR	38,5234	-28,6573	84,12	0,007
RFUN	38,6191	-28,7360	329,41	0,021
TAMB	38,6016	-28,6509	566,50	0,012
TRON	38,5339	-28,7126	342,42	0,038
VFOR	38,5810	-28,8090	176,15	0,036
VIGI	38,6253	-28,6690	166,54	0,014

Tabela 10. Coordenadas ITRF97/GRS80 (Campanha de 1998).

Relativamente às diferentes estratégias de processamento dos dados GPS, foram obtidas as altitudes elipsoidais e determinados os resíduos entre essas altitudes. Os resultados obtidos podem ser observados na Tabela 11.

As estratégias em estudos foram as mesmas apresentadas na secção 3.3, ou seja, tendo como referência as características apresentadas na Tabela 7 e alterando o modelo troposférico para o Saastanoinen, o tipo de solução para real e o tipo de efemérides para transmitidas.

	Padrão	Teste 1	Teste 2	Teste 3	ϵ_1	ϵ_2	ϵ_3
CANC	360,95	360,97	360,95	360,95	-0,020	-0,006	-0,002
APED	599,34	599,35	599,33	599,35	-0,005	0,009	-0,005
CANT	404,81	404,80	404,80	404,81	0,013	0,013	0,006
CAPI	160,56	160,55	160,53	160,56	0,004	0,029	-0,005
MMOC	117,99	117,99	117,99	117,99	0,000	0,000	0,000
VIGI	166,54	166,54	166,52	166,54	0,003	0,020	-0,003
CUTE	362,75	362,76	362,74	362,76	-0,007	0,010	-0,010
FONT	553,65	553,64	553,63	553,65	0,006	0,014	-0,006
TAMB	566,50	566,50	566,49	566,51	0,005	0,017	-0,005
ABA2	207,36	207,36	207,33	207,36	0,002	0,027	-0,006
FETE	134,27	134,26	134,24	134,27	0,004	0,023	-0,007
RFUN	329,41	329,41	329,40	329,42	0,002	0,013	-0,010
RICO	633,49	633,50	633,49	633,52	-0,010	-0,006	-0,039
CANA	207,27	207,26	207,21	207,27	0,009	0,062	-0,003
CRAL	481,88	481,88	481,86	481,89	0,003	0,021	-0,003
LESP	369,43	369,42	369,38	369,43	0,010	0,050	-0,004
CONC	172,37	172,37	172,36	172,37	0,005	0,017	0,001
GUIA	205,61	205,61	205,59	205,61	0,000	0,015	-0,002
MCAR	327,80	327,80	327,78	327,80	0,006	0,022	0,003
ACRU	279,00	278,99	278,97	279,00	0,007	0,028	0,000
ESPA	180,54	180,53	180,52	180,54	0,005	0,017	-0,001
MILH	477,04	477,03	477,01	477,03	0,001	0,029	0,001

Tabela 11. Altitudes de 1998 para as diversas estratégias de processamento. (ϵ , corresponde aos resíduos entre o processamento de referência e os outros testes)

Analisando os resíduos na Tabela 11, observa-se uma variação entre -39 mm e 62 mm, estes valores foram obtidos para os testes 3 e 2, relativamente para os vértices Alto do Rico e Canadinha, respectivamente.

Como observado na secção 3.3, também aqui foram observados maiores resíduos para o teste 2, onde se observou uma variação entre -6 mm e os 62 mm, para os vértices Cancelinhas e Canadinha. Neste teste é de realçar, também, o elevado resíduo observado para o vértice Lomba Espalhafatos, tendo atingido o valor de 50 mm.

3.5. Campanha de 2001

No ano de 2001 a FCUL realizou uma campanha no Faial, na qual foram observados 20 vértices e determinadas 62 bases. Na Figura 14, está representada a configuração da rede, onde pode ser observado o vértice geodésico FAIM representativo do vértice geodésico MMOC. Actualmente, existe uma estação GPS permanente neste vértice geodésico (MMOC), sendo esta da responsabilidade da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto (FCUP). Os dados provenientes desta estação foram fundamentais, para o processamento dos dados, pois como já foi referido, as coordenadas deste vértice geodésico foram consideradas fixas no ajustamento.

No ajustamento referente ao ano de 2001, os graus de liberdade do ajustamento foram 114. Quanto às estimativas da precisão das coordenadas altimétricas obtidas, para esses vértices geodésicos, estas variaram entre 4 mm e 61 mm. Sendo esses valores referentes aos vértices geodésicos Alto da Cruz e Cancelinhas – Lombega (a 8809 metros de MMOC).

Os resultados obtidos encontram-se na Tabela 12, no entanto, é de realçar que nela apenas constam os vértices comuns com a época de 1998, de forma a possibilitar a determinação dos respectivos movimentos verticais existentes entre esses anos.

A pior precisão obtida para a altitude elipsoidal foi, mesmo assim, superior às obtidas em campanhas anteriores. Tal facto, pode ter diversas razões, mas um dos motivos pode estar relacionado com a configuração da própria rede. Isto porque, em 2001, por um lado, a maioria dos vértices observados encontravam-se distantes, por outro, alguns vértices eram coordenados por apenas uma base GPS (ver Figura 14), o que justifica a falta de precisão na sua coordenação.

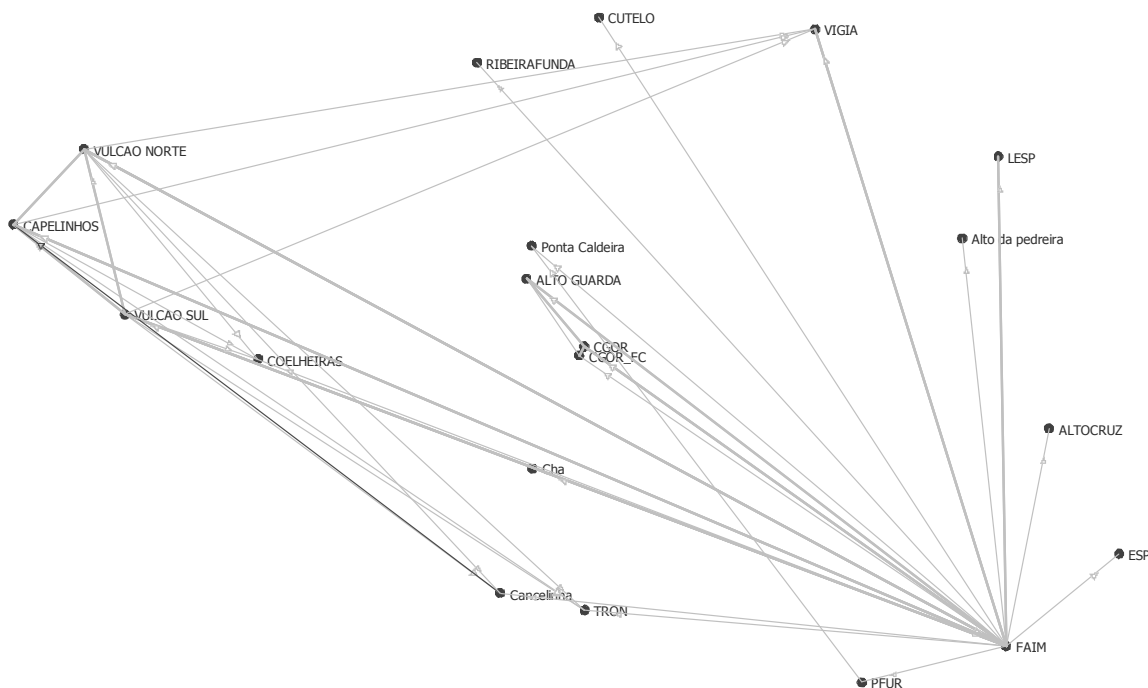


Figura 14. Configuração da rede GPS observada no ano de 2001.

Nome	Latitude	Longitude	h ₂₀₀₁	Precisão
ACRU	38,5636	-28,6211	278,98	0,004
AGSO	38,5855	-28,7254	1056,29	0,020
APED	38,5931	-28,6390	599,36	0,011
CGO2	38,5751	-28,7137	1090,75	0,018
CANC	38,5364	-28,7295	360,98	0,061
CHA	38,5559	-28,7235	695,70	0,059
COEL	38,5722	-28,7784	225,92	0,021
CUTE	38,6265	-28,7120	362,78	0,013
ESP2	38,5442	-28,6067	180,53	0,005
LESP	38,6059	-28,6321	369,41	0,030
MMOC	38,5295	-28,6289	117,99	0,000
PFUR	38,5234	-28,6573	84,12	0,036
RFUN	38,6191	-28,7360	329,42	0,008
TRON	38,5339	-28,7126	342,40	0,037
VIGI	38,6253	-28,6690	166,58	0,012

Tabela 12. Coordenadas ITRF97/GRS80 (Campanha de 2001).

3.6. Conversão entre altitudes (elipsoidais/ ortométricas)

Nesta secção aborda-se a conversão de altitudes ortométricas para altitudes elipsoidais. Para tal, foram utilizados diversos tipos de dados, tais como, a ondulação do geóide para

a região onde se insere a ilha do Faial, as altitudes ortométricas referentes ao ano de 1987 e as altitudes elipsoidais referentes ao ano de 1997. Antes de ser realizada a conversão das altitudes, torna-se necessário a validação do modelo de geóide a utilizar na conversão de altitudes. Para a validação do modelo, foi utilizado o modelo de geóide e os dois tipos de altitudes relativos ao ano de 1997. Neste ano, foi observado um conjunto de vértice, através de técnicas clássicas e espaciais, permitindo que os vértices geodésicos fossem coordenados com altitudes elipsoidais (GPS) e ortométricas (nivelamento trigonométrico com zenitais recíprocas e simultâneas) – estes valores encontram-se na Tabela 13.

Nº	Nome	H ₉₇	h ₉₇	N	Latitude	Longitude
1	Alto do Brejo	927,59	985,47	58,82	38,592	-28,724
2	Ribeira Funda	271,70	329,45	58,76	38,619	-28,736
3	Costa Brava	328,12	385,84	58,74	38,613	-28,746
4	Rinquim	545,26	603,02	58,78	38,608	-28,736
5	Alto Cabouço	918,30	976,24	58,89	38,588	-28,702
6	Canto Saquinho	923,48	981,41	58,86	38,579	-28,708
7	Monte das Moças	59,94	117,99	58,83	38,530	-28,629
8	Alto da Cruz	220,87	278,99	58,93	38,564	-28,621
9	Doca	8,43	66,54	58,86	38,534	-28,621
10	Canadinha	149,16	207,30	58,92	38,592	-28,609
11	Facho	116,42	174,54	58,91	38,550	-28,609
12	Espalamaca 2	122,42	180,53	58,90	38,544	-28,607
13	Conceição	114,25	172,38	58,89	38,546	-28,628
14	Guia	147,62	205,62	58,79	38,520	-28,624
15	Cabeço Goularte	261,63	319,38	58,59	38,598	-28,776
16	Cabeço Verde	488,27	545,88	58,47	38,592	-28,798
17	Cabeço Fogo	571,60	629,38	58,65	38,587	-28,765
18	Capitão	102,61	160,61	58,83	38,633	-28,685
19	Cutelo	304,83	362,77	58,81	38,627	-28,712
20	Feteira	76,38	134,30	58,76	38,643	-28,709
21	Alto Baleia	149,50	207,39	58,76	38,638	-28,721
22	Galego	544,95	603,12	58,93	38,594	-28,651
23	Cabeço Rocha Alta	423,73	481,92	58,94	38,582	-28,647
24	Arrochela	699,67	757,77	58,90	38,577	-28,689
25	Milhafres	418,91	477,05	58,93	38,565	-28,652
26	Queimadas	671,41	729,50	58,82	38,556	-28,703
27	Cabeço Gordo	1032,65	1090,80	58,84	38,575	-28,714
28	Lomba do Meio	1010,81	1068,87	58,80	38,576	-28,726
29	Cangueiro	707,38	765,51	58,86	38,562	-28,698
30	Cabeço Redondo	984,14	1042,22	58,83	38,572	-28,716

Tabela 13. Dados utilizados para a validação do modelo de geóide.

Assim sendo, foram determinados os respectivos desníveis elipsoidais através da expressão 2.12 da secção 2.2 e os desníveis ortométricos foram obtidos através da

expressão 2.11 da mesma secção. Para os mesmos vértices geodésicos observados em 1997 foi determinada a variação da ondulação do geóide (expressão 2.13 da secção 2.2) entre os respectivos vértices geodésicos.

Existindo as três quantidades (ΔH , Δh e ΔN) da expressão 2.15 da secção 2.2, é possível a determinação dos resíduos correspondentes a dois vértices, ou seja, ficando com uma equação igualada a zero (ver expressão 3.1). Na realidade, devido aos diversos erros existentes nas altitudes e no modelo de geóide, essa equação raramente é zero.

$$\Delta N - \Delta h + H = 0 \quad (3.1)$$

Devido a esse facto, determinou-se o desvio padrão desses resíduos e obteve-se o valor de 2.8 cm. Este valor representa a precisão do modelo de geóide (desprezando os erros inerentes às altitudes dos vértices). Os valores determinados relativamente à validação do modelo de geóide, encontram-se na Tabela 14.

Quanto à conversão entre os dois tipos de altitudes, foram utilizados os seguintes dados: as altitudes ortométricas referentes ao ano de 1987; e o respectivo modelo de geóide para essa região. Para a conversão foi construída uma tabela com as respectivas coordenadas planimétricas (ITRF97) e as altitudes ortométricas.

Na posse destes valores, pode-se conhecer a ondulação do geóide para todos os vértices existentes nessa tabela. Desta forma, foi acrescentada à tabela anterior, mais uma coluna, com as respectivas ondulações do geóide referentes a cada vértice (Tabela 15).

Através de uma breve análise aos dados anteriores foi observada uma diferença na ondulação do geóide, de cerca de 77 cm, no vértice geodésico MMOC, que é justificada pela falta de coincidência entre o modelo de geóide e o datum vertical da cidade da Horta. Isto ocorre porque, quando um datum vertical é estabelecido localmente, são realizadas leituras ao NIM através de um marégrafo, e o NMM não coincide exactamente com a ondulação do geóide.

Nº		$\Delta H = H_B - H_A$	$\Delta h = h_B - h_A$	ΔN	$\Delta N - \Delta h + \Delta H$
3	1	-599,469	-599,624	-0,086	0,068
4	1	-382,330	-382,445	-0,046	0,069
2	1	-655,884	-656,016	-0,061	0,071
6	1	-4,109	-4,056	0,039	-0,014
5	1	-9,284	-9,224	0,069	0,008
4	3	217,140	217,179	0,041	0,001
4	2	-273,554	-273,571	-0,015	0,002
6	5	-5,176	-5,168	0,030	0,022
13	7	54,314	54,382	0,058	-0,010
14	7	87,687	87,622	-0,036	0,029
12	7	62,481	62,534	0,073	0,020
13	12	8,167	8,152	0,015	0,030
14	9	-139,192	-139,080	0,065	-0,048
13	9	-105,820	-105,840	-0,030	-0,010
12	11	-6,001	-5,985	0,008	-0,008
12	8	98,451	98,464	0,031	0,018
11	8	104,452	104,449	0,023	0,026
10	8	-71,708	-71,690	-0,016	-0,034
16	15	226,646	226,500	-0,122	0,024
17	15	309,975	310,000	0,054	0,030
17	16	83,329	83,500	0,177	0,006
19	18	202,222	202,164	-0,018	0,040
20	18	-26,227	-26,314	-0,067	0,020
21	19	-155,324	-155,382	-0,057	0,001
21	20	73,125	73,096	-0,008	0,021
24	22	154,718	154,653	-0,030	0,035
25	22	-126,036	-126,066	-0,009	0,021
23	22	-121,218	-121,198	0,006	-0,014
25	24	-280,754	-280,719	0,021	-0,014
29	26	35,977	36,012	0,037	0,002
30	26	312,731	312,724	0,008	0,015
30	29	276,753	276,712	-0,029	0,013
30	27	48,517	48,574	0,014	-0,043
28	27	-21,845	-21,928	-0,042	0,041

Tabela 14. Validação do modelo de geóide.

Concretamente, a rede vertical na ilha do Faial foi estabelecida a partir da marca de nivelamento, existente nas proximidades do marégrafo da cidade da Horta, ou seja, as altitudes ortométricas da respectiva rede referem-se a este datum vertical. Ao corrigir-se a ondulação do geóide, está-se a colocar o modelo de geóide sobre o datum vertical estabelecido para essa região. Assim sendo, aplicou-se a correcção dos 77 cm à ondulação do geóide (Tabela 15). Na posse de todos estes dados realizou-se a respectiva conversão entre altitudes. Para isso, decidiu-se converter as altitudes ortométricas de

1987 para altitudes elipsoidais (h') e posteriormente, foi possível, compará-las com as altitudes elipsoidais de 1997, de forma a conhecer-se os movimentos verticais entre 1987 e 1997 (ver secção 4.2).

Nome	H_{87}	h_{97}	N	$h'=H+N$
Monte das Moças	59,94	117,99	58,06	117,99
Alto da Cruz	220,84	279,01	58,18	279,02
Alto da Pedreira	541,20	599,41	58,21	599,41
Alto do Brejo	927,46	985,55	58,16	985,62
Alto do Rico	575,47	633,57	58,17	633,65
Alto do Guarda-Sol	998,29	1056,36	58,16	1056,44
Cabeço do Canto	347,25	404,87	57,66	404,91
Cabeço da Vaca	505,21	563,35	58,19	563,40
Cabeço Goularte	261,63	319,38	57,88	319,50
Cabeço Redondo	984,20	1042,31	58,15	1042,36
Cabeço Trinta	753,33	811,33	58,07	811,41
Cabeço Verde	488,26	545,88	57,75	546,00
Cancelinhas	303,13	361,07	57,94	361,07
Capitão	102,61	160,60	58,07	160,68
Castelo Branco	148,88	206,65	57,75	206,63
Coelheiras	168,21	225,92	57,83	226,03
Conceição	114,25	172,38	58,13	172,38
Cutelo	304,82	362,79	58,09	362,90
Fajã	127,31	184,99	57,81	185,12
Fontainhas	495,54	553,73	58,21	553,74
Frade	32,52	90,41	57,86	90,38
Galego	544,95	603,17	58,21	603,16
Granja	310,18	368,37	58,12	368,30
Guia	147,61	205,65	58,01	205,62
Lomba de Baixo	932,73	990,82	58,11	990,84
Lomba Espalhafatos	311,33	369,48	58,15	369,48
Lombega	473,73	531,69	57,99	531,72
Monte Carneiro	269,73	327,82	58,11	327,84
Ponta Furada	26,07	84,13	57,99	84,06
ponta Furada2	38,49	96,59	58,00	96,50
Queimadas	671,41	729,54	58,13	729,54
Rocha Alta	62,47	120,54	57,93	120,40
Tramboso	508,40	566,59	58,19	566,59
Tronqueiras	284,46	342,47	57,98	342,44
Vale Formoso	118,58	176,14	57,67	176,24

Tabela 15. Conversão de altitudes elipsoidais para altitudes ortométrica.

Relativamente à conversão das altitudes ortométricas, foi aplicada a expressão 2.10 da secção 2.2, e obtida a altitude elipsoidal convertida (h'). Os valores obtidos encontram-se na anterior tabela (Tabela 15).

Com o intuito de conhecer a precisão desta conversão, foi aplicada a teoria da propagação dos erros à equação 2.10, obtendo a seguinte expressão:

$$\sigma_h^2 = \sigma_H^2 + \sigma_N^2$$

Na variância das altitudes ortométricas foi utilizado o quadrado da média das precisões estimadas, sendo este valor de $0,038^2 \text{ m}^2$. Quanto ao valor da variância da ondulação do geóide foi usado o valor determinado anteriormente, sendo esse valor de $0,028^2 \text{ m}^2$. Assim sendo, obteve-se uma estimativa de 0,047 m, para a precisão das altitudes elipsoidais convertidas.

Após esta conversão entre altitudes, obtivemos altitudes elipsoidais para os anos de 1987, 1997, 1998 e 2001. Desta forma, pode-se analisar a variação das altitudes elipsoidais, ao longo deste período. Para visualizar essas variações são apresentados alguns gráficos (Figura 15 e Figura 16) para uma selecção de vértices geodésicos. Nesses gráficos constam as altitudes elipsoidais obtidas para cada época de observação e os respectivos desvios padrão estimados. Observa-se na Figura 15 que o desvio padrão estimado para as altitudes referentes ao ano de 1987 é o mesmo para todos os vértices geodésicos, este facto deve-se, a ter sido determinado um desvio padrão médio para todos os vértices geodésicos observados. Na mesma figura também é visível que o intervalo de erro estimado para 1987 é consideravelmente maior (com algumas excepções), relativamente às restantes épocas de observação. Esta situação é devida ao acumular de erros, correspondentes à conversão de altitudes ortométricas para altitudes elipsoidais (os erros no modelo de geóide e os erros das altitudes ortométricas).

Na Figura 15 encontra-se representado o tipo de variação das altitudes mais frequentes nos vértices geodésicos, obtidos através de uma análise dos gráficos correspondentes. Observa-se que entre os anos de 1987 e 1997, as variações que ocorreram encontram-se nas proximidades, ou mesmo contidos na incerteza estimada para as altitudes referentes a 1987 (cerca de 5 cm), tal facto, não nos permitiu tirar conclusões, relativamente a possíveis variações entre estas duas épocas de observação.

Nas restantes épocas observadas é de realçar a homogeneidade na variação das altitudes dos vértices, ou seja, constatou-se uma subsidência entre os anos de 1997 – 1998, seguida de uma sobre-elevação.

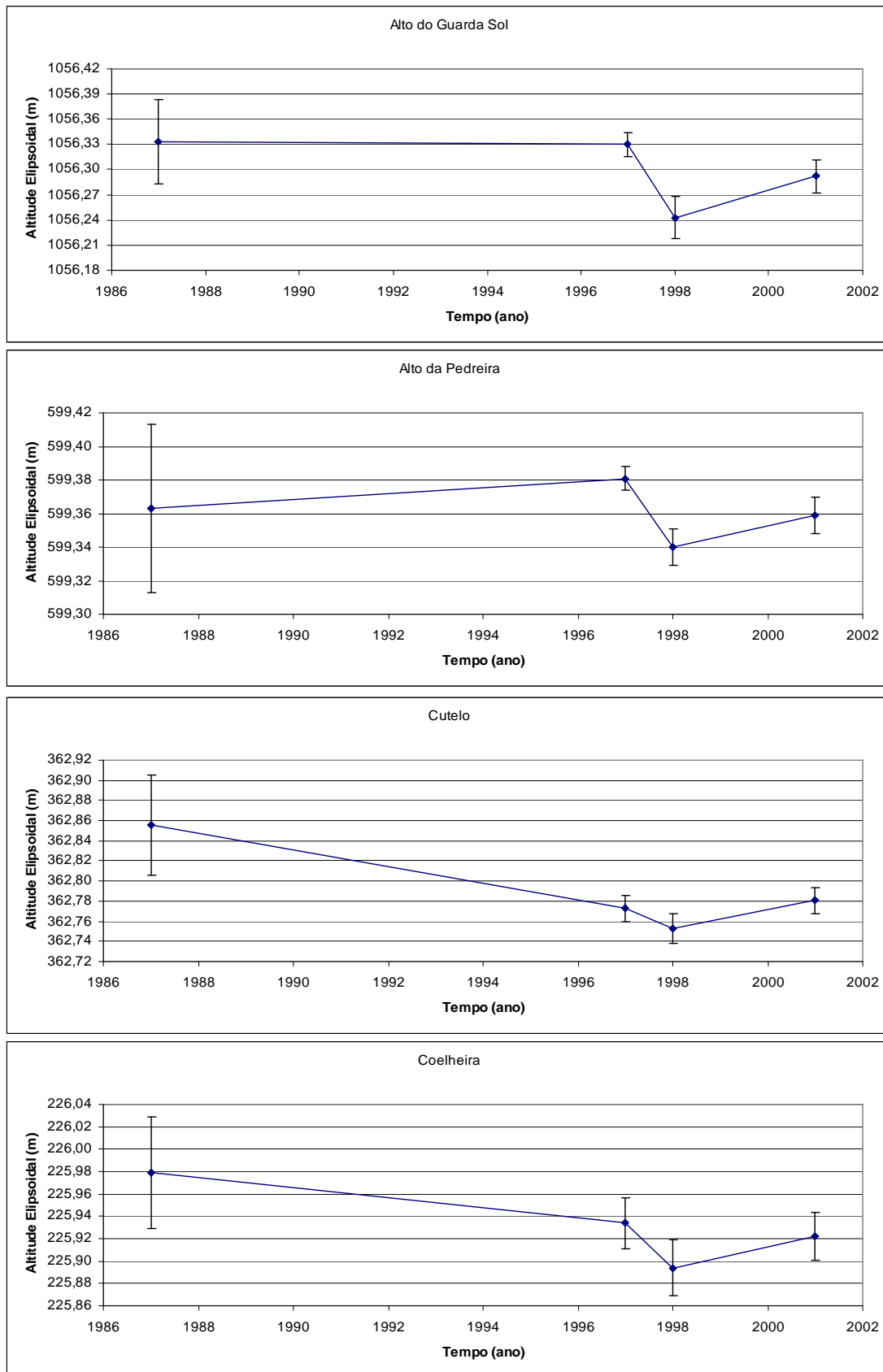


Figura 15. Variação das altitudes elipsoidais entre 1987 e 2001.

Na Figura 16 encontram-se representadas as variações de altitudes de alguns vértices

geodésicos que não concordam com a homogeneidade da maioria das variações de altitudes. No entanto, analisando os desvios padrão estimados, observa-se que esses valores são grandes relativamente às variações de altitude observadas, ou seja, essas variações podem não ser reais, pois encontram-se contidas na incerteza das altitudes.

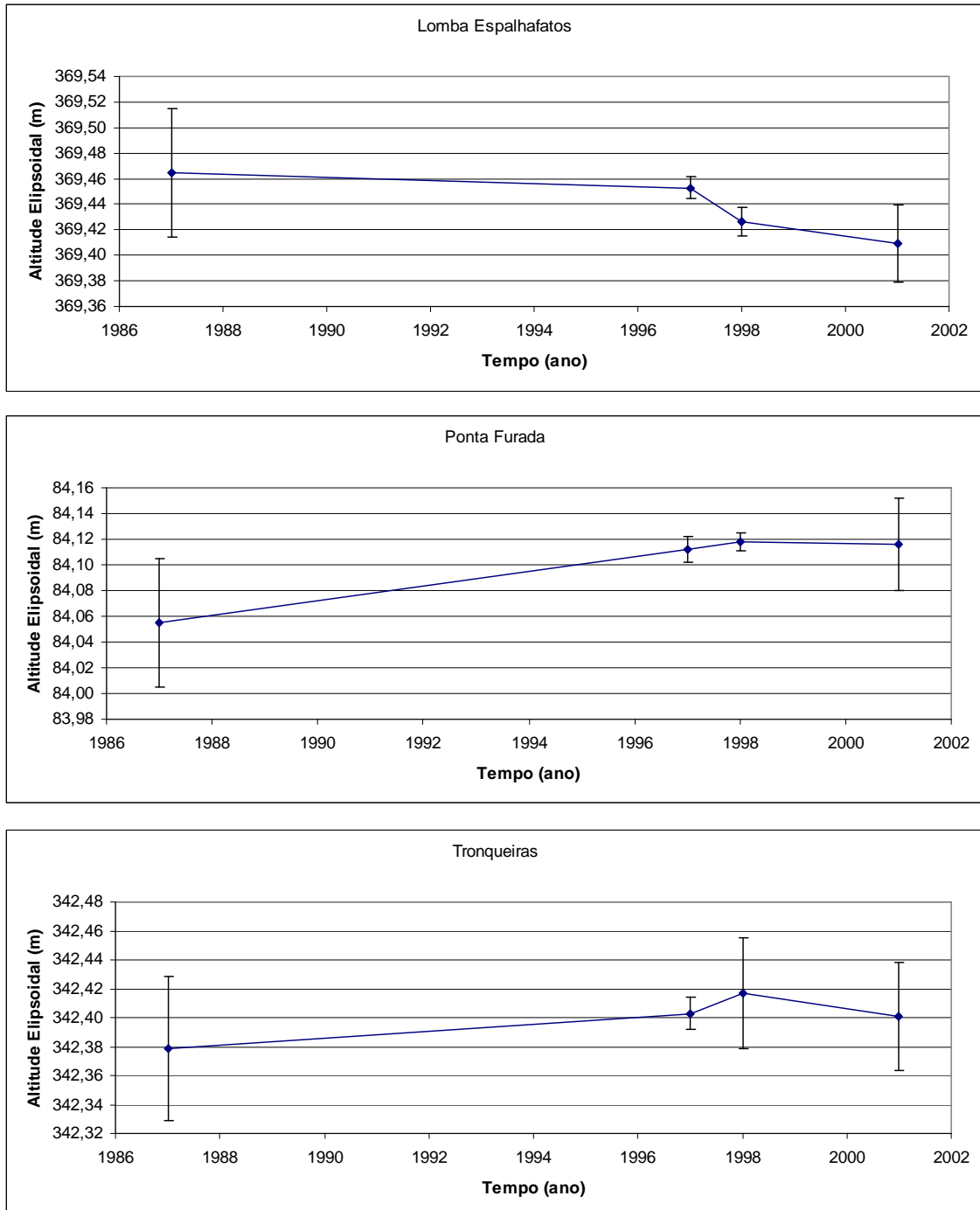


Figura 16. Alteração das altitudes elipsoidais entre 1987 e 2001.

(página em branco)

Capítulo 4: Movimentos Verticais

4.1. Movimentos 1937 – 1987

Na Figura 17 podemos observar os movimentos verticais respeitantes às coordenadas dos anos de 1937 e 1987. Esses movimentos são o resultado da diferença das altitudes desses dois anos. Os movimentos verticais negativos representam uma subsidência, e os positivos uma sobre-elevação da altitude do vértice geodésico.

Ao analisarmos a amplitude dos movimentos entre essas épocas, podemos observar uma zona de subsidência (Figura 17 – Zona de tons de azul), localizada perto do Vulcão dos Capelinhos. O movimento vertical máximo observado nessa zona é de 1,72 m para o vértice geodésico Fajã (Figura 17).

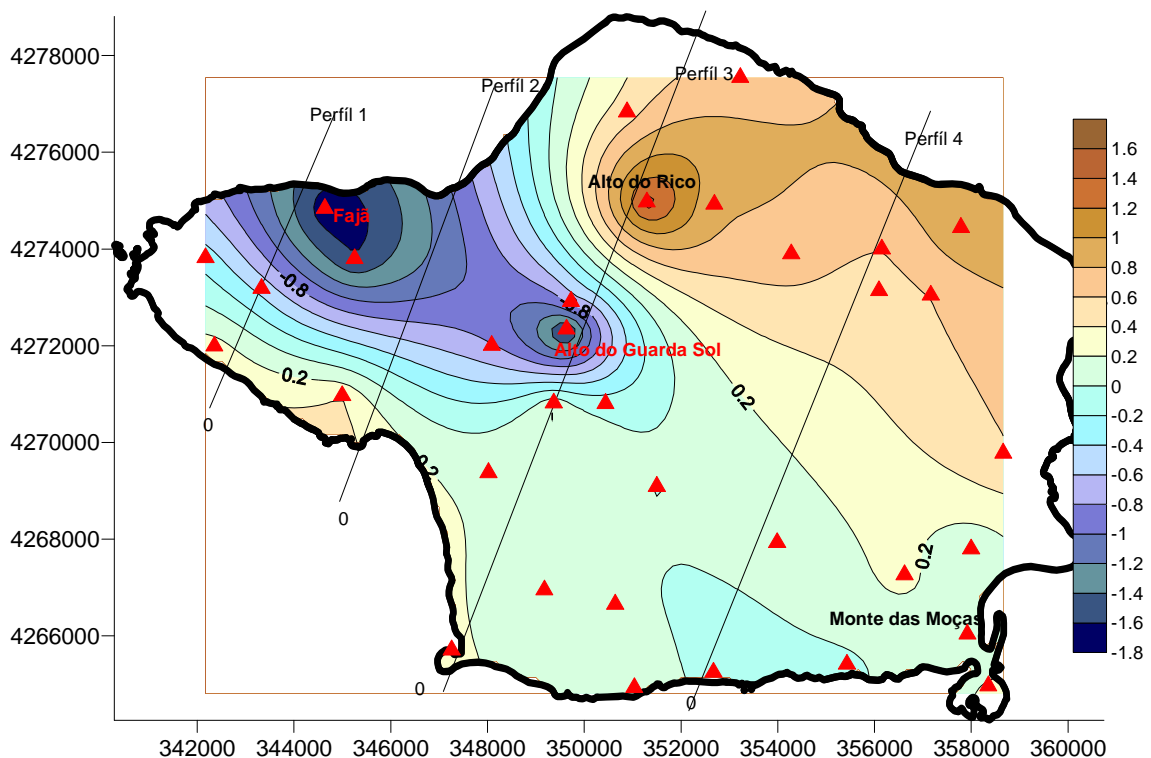


Figura 17. Movimentos verticais entre os anos de 1937 e 1987.

Nas restantes zonas da ilha, foi observada uma sobre-elevação, ou seja, essa área subiu em relação às altitudes dos vértices observadas para o ano de 1937. Aqui, foi observado um movimento vertical máximo de 1.49 m para o vértice geodésico Alto do Rico (Figura 17). A localização dos vértices geodésicos está representada, na Figura 17, por triângulos encarnados.

Para uma melhor percepção dos movimentos verticais, ocorridos na ilha do Faial entre 1937 e 1987, foram traçados quatro perfis ao longo da ilha. Na Figura 17 podemos ver a sua localização representada por quatro linhas e a sua numeração, de 1 a 4.

Através da análise da Figura 17 podemos verificar que os primeiros dois perfis, encontram-se numa zona de subsidência. De facto, estes dois perfis estão localizados nas imediações do Vulcão dos Capelinhos, tendo essa zona sofrido um forte abatimento (Figura 18 a) e b)).

Observando o perfil 3 (Figura 18 c)), conclui-se que existiu um forte abatimento localizado a cerca de 7.8 km do início do perfil, seguido de uma forte sobre-elevação.

Por último, o perfil 4 abrange basicamente a zona de sobre-elevação, como pode ser verificado pela análise do respectivo perfil, ou seja, observa-se que, quanto mais nos deslocamos no sentido crescente da distância acumulada do perfil, maior é a sobre-elevação.

A ilha sofreu uma forte deformação com a erupção dos Capelinhos, erupção que ocorreu em 1957/1958 (Catalão et al, 2006). Esta deformação foi devido à deslocação de uma grande quantidade de magma de Este para Oeste e à ocorrência de uma forte crise sísmica na época de Maio de 1958 (Machado et al, 1962).

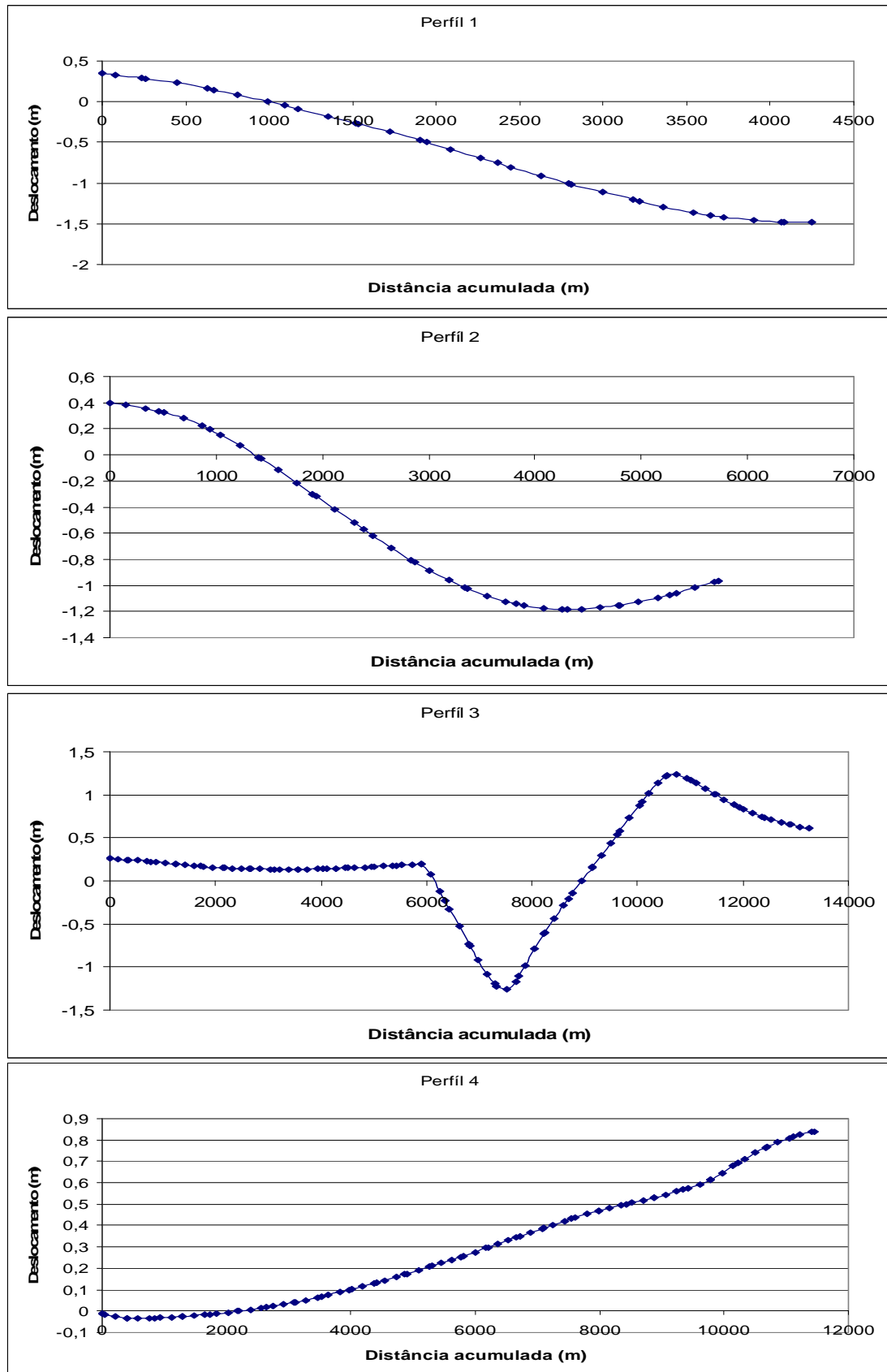


Figura 18. a) perfil 1, b) perfil 2, c) perfil 3, d) perfil 4 (movimentos 1937-1987).

4.2. Movimentos 1987 – 1997

Os movimentos verticais entre 1987 e 1997, foram determinados com base em altitudes elipsoidais, no entanto, no ano de 1987 as altitudes elipsoidais foram obtidas através da conversão das altitudes ortométricas (esta conversão encontra-se na secção 3.6).

Na Figura 19, podem ser observados os movimentos verticais obtidos entre 1987 e 1997. No entanto, é de salientar que entre os anos de 1987 e 1997 não existem registos de ocorrência de crises sísmica/vulcânica. No entanto, foram determinados movimentos verticais na ordem dos 8 cm (subsidiência). Estes valores são considerados desproporcionados, devido à inexistência de fenómenos geológicos nesse período.

Devido a esta incoerência, decidiu-se conhecer a incerteza existente no cálculo desses movimentos. Assim, determinou-se o desvio padrão para estes movimentos, através da propagação das variâncias, obtendo um desvio padrão médio de 7 cm. Este valor significa que para movimentos verticais abaixo dos 7 cm, não podemos tirar conclusões relativamente à existência de reais movimentos verticais. Concluimos, por isso, que a maioria dos movimentos verticais observados, se encontram abaixo deste valor.

Analisando a Figura 19, observa-se que os maiores movimentos verticais ocorrem nos vértices mais afastados do vértice geodésico Monte das Moças, ou seja, estando esses vértices a maiores distâncias do vértice de referência, a precisão das suas coordenadas é inferior, segundo a Lei da propagação dos erros. Essa zona está identificada, na Figura 19, pelos tons azuis. Esses movimentos verticais foram na ordem de grandeza dos 8 cm. Em contrapartida, na zona a castanho foi observada uma sobre-elevação máxima de cerca dos 5 cm. Este valor é inferior ao desvio padrão médio estimado para os movimentos verticais, logo não se pode dizer que tenha realmente ocorrido movimentos de 5 cm, pois os erros existentes foram determinados com precisão média de cerca de 7 cm.

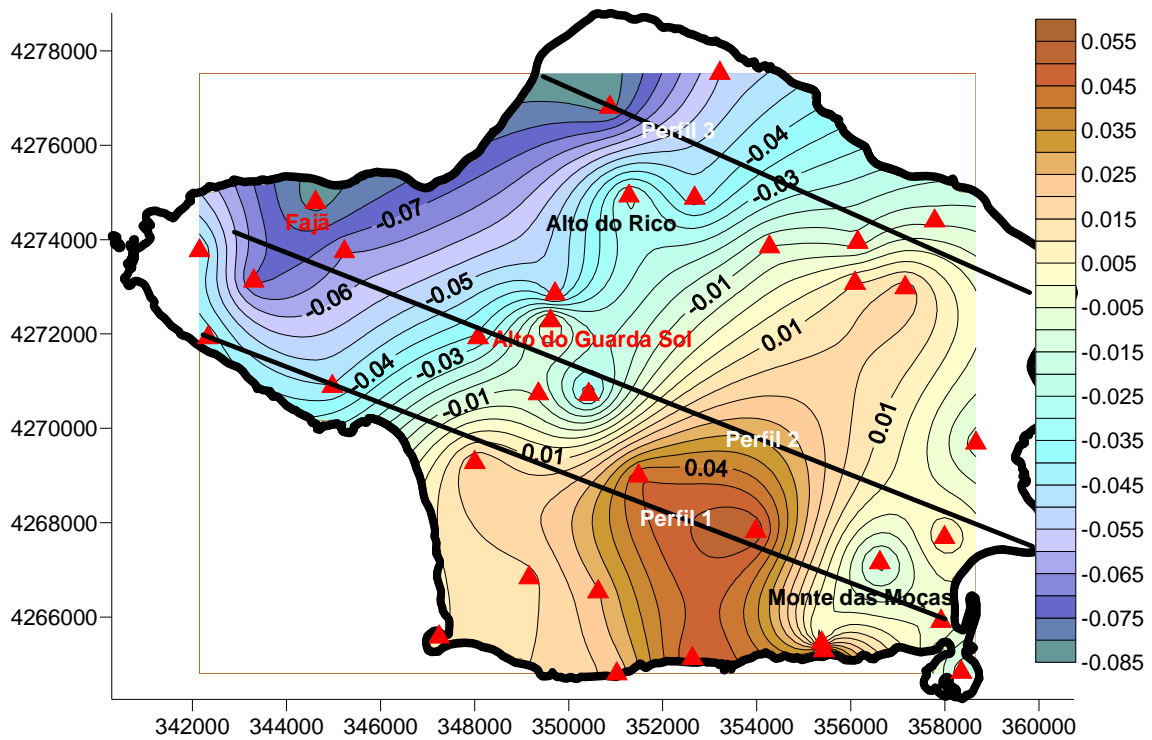


Figura 19. Movimentos verticais entre os anos de 1987 e 1997.

Analisando a Figura 20, onde estão representados três perfis determinados ao longo da ilha do Faial, confirmamos que os movimentos observados encontram-se abaixo dos 8 cm. Esta análise não será aprofundada, pelo motivo, dos maiores movimentos observados estarem muito próximo do desvio padrão estimado. Por isso, não será possível estabelecer uma conclusão acerca dos movimentos verticais neste período.

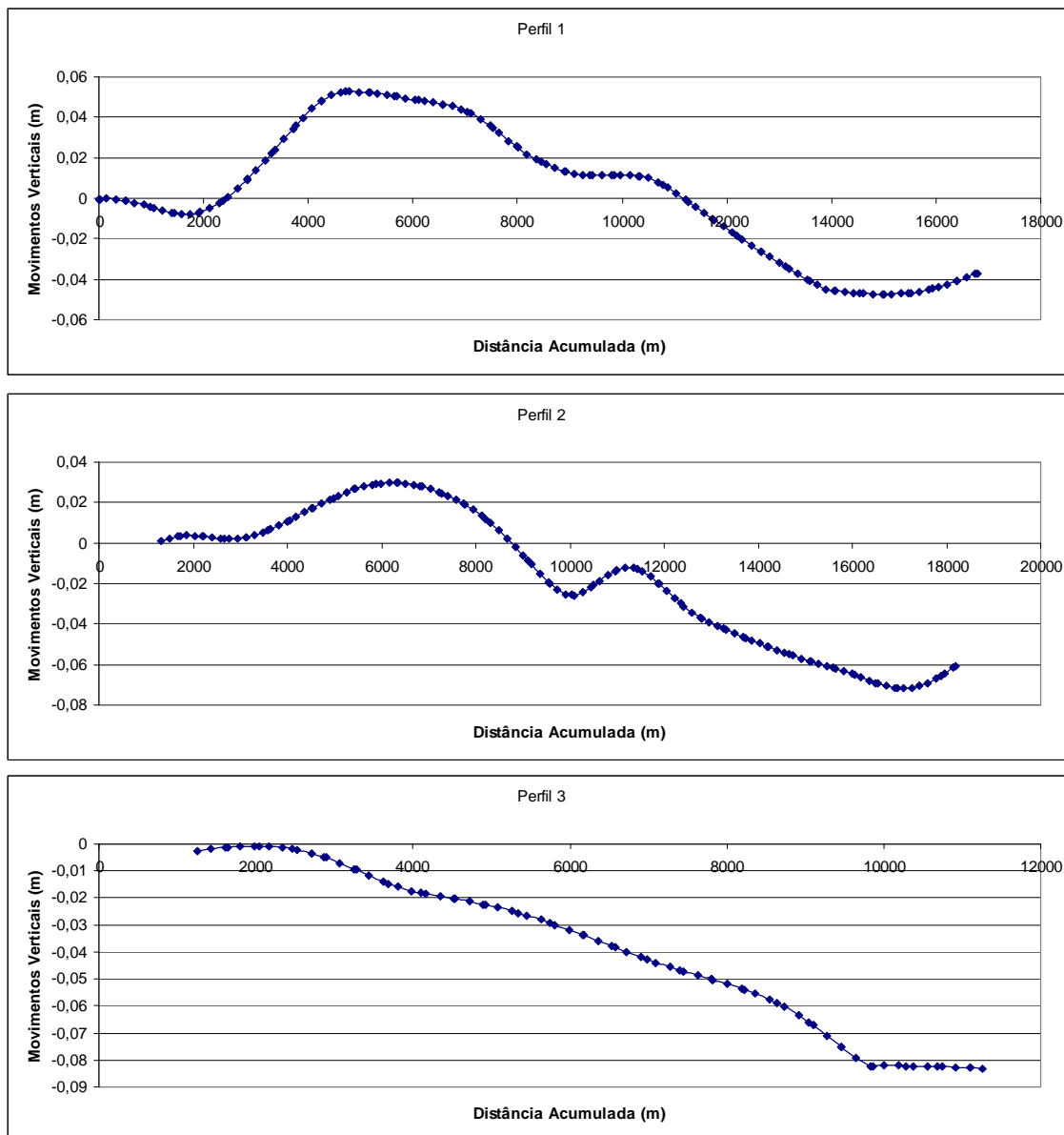


Figura 20. a) perfil 1, b) perfil 2, c) perfil 3 (movimentos 1937-1987).

4.3. Movimentos 1997 – 2001

Os movimentos verticais (baseados nas altitudes elipsoidais) foram determinados através das altitudes obtidas por GPS, referentes ao elipsóide GRS80. Após obter-se as altitudes dos vértices, para as diversas épocas de observação, determinaram-se os respectivos movimentos verticais para cada vértice geodésico entre 1997 – 1998 e 1998 – 2001. As seguintes figuras (Figura 21, Figura 22, Figura 23 e Figura 24), representam os

movimentos verticais registados entre as épocas de observação.

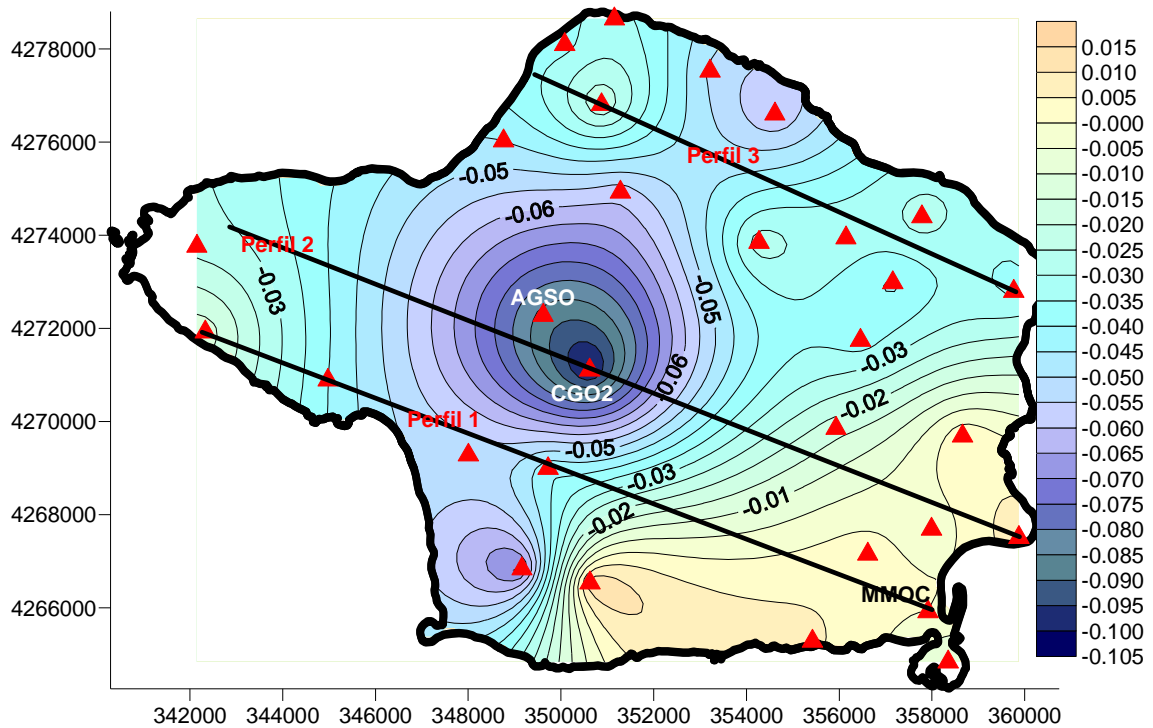


Figura 21. Movimentos verticais observados entre os anos de 1997 e 1998.

Entre 1997 e 1998, observou-se uma subsidência de uma vasta área na ilha do Faial (Figura 21 – Área a tons de azul escuro), ou seja, a altitude dos vértices no ano de 1997 era superior à observada no ano de 1998. Para este facto muito contribuiu o sismo de 9 de Julho de 1998. Analisando os movimentos verticais, conclui-se que a subsidência ocorreu numa faixa que atravessa a ilha, passando pelo centro desta, ou seja, pelo local onde está localizada a caldeira central (vértice geodésico Cabeço Gordo), como pode ser observado na Figura 21, a tons de azul. Neste vértice geodésico (Cabeço Gordo) foi observado, o maior movimento vertical (subsidência), atingindo um valor de 10 cm.

Para analisar convenientemente, a faixa que atravessa a ilha (tons de azul), foram traçados três perfis, cuja localização está representada na Figura 21 e os respectivos perfis na Figura 22.

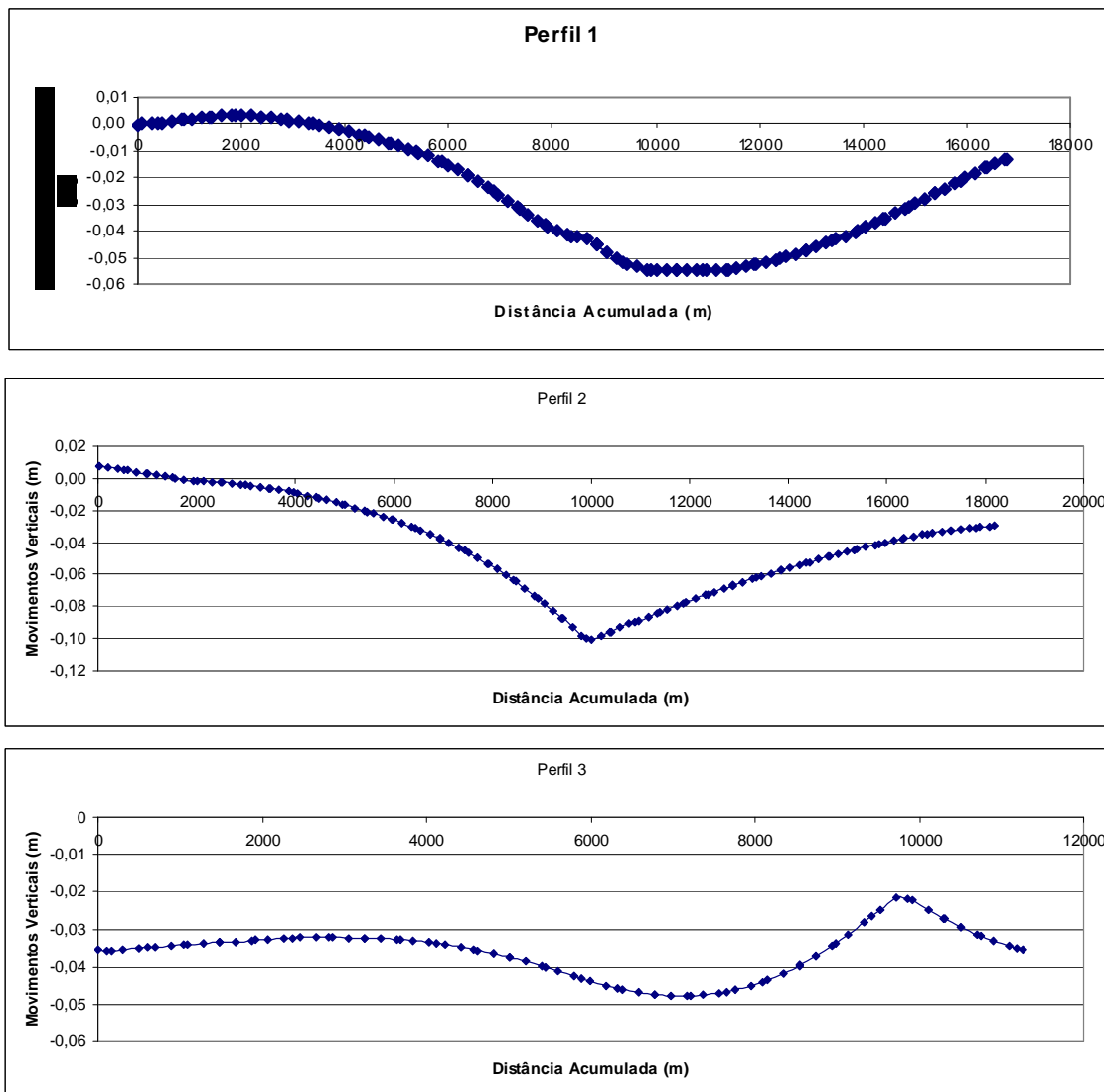


Figura 22. a) perfil 1, b) perfil 2, c) perfil 3 (movimentos 1997-1998).

Nos três perfis que constituem a Figura 22, verifica-se uma forte subsidência na zona central da ilha. Como pode ser verificar no perfil 1, existe uma subsidência de 5,5 cm, relativamente à distância acumulada de cerca de 10 km, estando bem definida a faixa que foi afectada pelo sismo. No perfil 2, aos 10 km de distância acumulada, pode ser observado o valor máximo de subsidência, 10 cm. Este facto é justificado pela proximidade do vértice geodésico Cabeço Gordo, onde foi observada a máxima subsidência.

Por último, o perfil 3 revela numa zona que sofreu uma subsidência de cerca de 5 cm, seguida de uma oscilação de subsidência, na ordem de alguns centímetros.

Quanto aos movimentos verticais entre os anos de 1998 e 2001, observou-se que esses movimentos sucederam no sentido inverso (em relação à época anterior), isto é, houve uma sobre-elevação na zona de tons a castanho (Figura 23 e Figura 24). Se compararmos a Figura 21 com a Figura 23, reparamos que as zonas de ocorrência dos maiores movimentos coincidem. Nessa área, ocorreu um movimento vertical máximo de 6.1 cm para o vértice geodésico Cabeço Gordo, que corresponde a um movimento de recuperação após o abatimento decorrente do sismo de 1998. A área em tons de azul representa a superfície onde não existiram movimentos ou existiram apenas pequenos movimentos de subsidência (valores próximos da incerteza existente na determinação das altitudes).

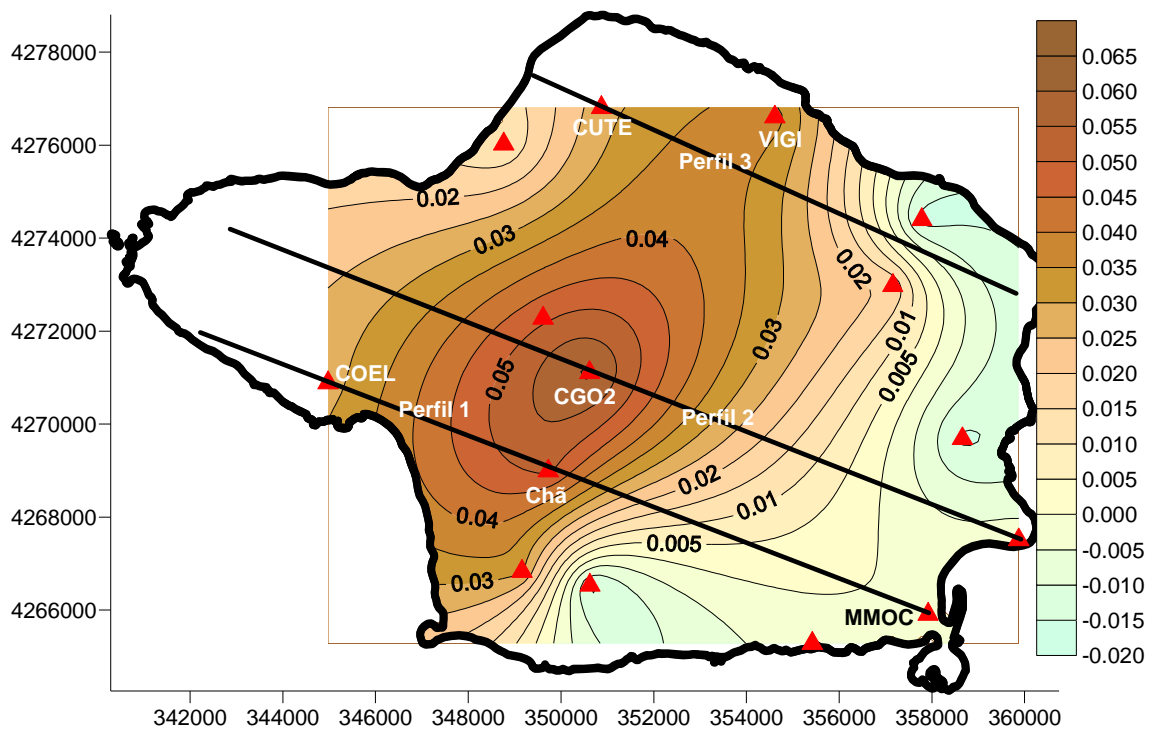


Figura 23. Movimentos observados entre os anos de 1998 e 2001.

Como pode ser observado na Figura 23, foram traçados três perfis, para que haja uma melhor percepção das zonas mais deformadas entre 1998 e 2001. Analisando os perfis apresentados na Figura 24, observa-se a sobre-elevação que a ilha sofreu, de notar, a forte sobre-elevação quando o perfil atravessa a faixa central da ilha do Faial, atingindo no perfil 1, uma sobre-elevação máxima de cerca de 5 cm.

Analisando os perfis 2 e 3, sobressai a forte elevação da região central da ilha, tendo

atingido cerca de 6 cm no perfil 2 e de cerca de 4 cm no perfil 3. O perfil 2 atravessa o vértice geodésico Cabeço Gordo, onde se observou a sobre-elevação máxima.

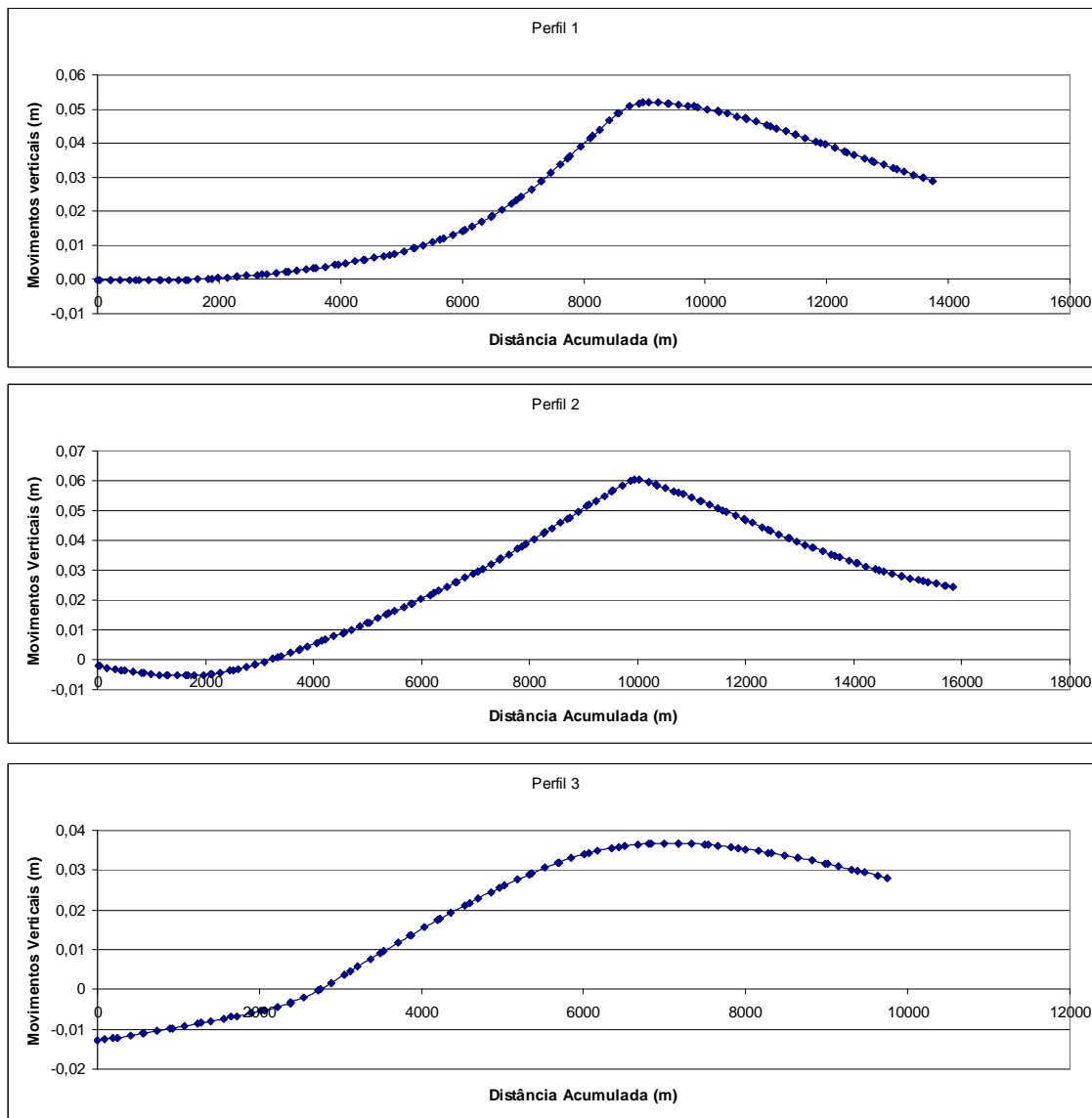


Figura 24. a)perfil 1, b) perfil 2, c) perfil 3 (movimentos 1998-2001).

4.4. A influência das estratégias de processamento GPS, nos movimentos verticais

Com as diversas altitudes elipsoidais obtidas, para as diferentes estratégias de processamento dos dados GPS, foram determinados os movimentos verticais entre 1997 e

1998. Recordando, que as características utilizadas para as diversas estratégias foram:

- no primeiro teste, foi alterado o modelo troposférico, do modelo Hopfield para o modelo Saastamoinen;
- no segundo teste, alterou-se o tipo de solução, ou seja, alterou-se do tipo de solução inteira, para real;
- a última estratégia (teste 3), consistiu em alterar o tipo de efemérides, ou seja, alterou-se as efemérides precisas para as efemérides transmitidas.

Os movimentos verticais calculados entre os anos de 1997 e 1998, para alguns dos vértices geodésicos observados em ambas as campanhas, encontram-se na Tabela 16.

	Referência	Teste 1	Teste 2	Teste 3	ϵ_1	ϵ_2	ϵ_3
CANC	-0,072	-0,055	-0,071	-0,073	-0,017	-0,001	0,001
APED	-0,041	-0,036	-0,037	-0,035	-0,005	-0,004	-0,006
CANT	-0,027	-0,040	-0,024	-0,036	0,013	-0,003	0,009
CAPI	-0,051	-0,053	-0,059	-0,049	0,002	0,008	-0,002
MMOC	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
VIGI	-0,060	-0,055	-0,065	-0,055	-0,005	0,005	-0,005
CUTE	-0,020	-0,019	-0,030	-0,021	-0,001	0,010	0,001
FONT	-0,027	-0,031	-0,014	-0,022	0,004	-0,013	-0,005
TAMB	-0,032	-0,037	-0,007	-0,028	0,005	-0,025	-0,004
ABA2	-0,037	-0,038	-0,058	-0,034	0,001	0,021	-0,003
FETE	-0,033	-0,035	-0,065	-0,029	0,002	0,032	-0,004
RFUN	-0,045	-0,048	-0,023	-0,038	0,003	-0,022	-0,007
RICO	-0,058	-0,055	-0,046	-0,031	-0,003	-0,012	-0,027
CANA	-0,036	-0,043	-0,108	-0,032	0,007	0,072	-0,004
CRAL	-0,038	-0,036	-0,026	-0,031	-0,002	-0,012	-0,007
LESP	-0,027	-0,035	-0,068	-0,022	0,008	0,041	-0,005
CONC	-0,004	-0,007	-0,022	-0,003	0,003	0,018	-0,001
GUIA	-0,010	-0,011	-0,024	-0,010	0,001	0,014	0,000
MCAR	0,003	-0,002	-0,024	0,001	0,005	0,027	0,002
ACRU	0,004	-0,002	-0,021	0,007	0,006	0,025	-0,003
ESPA	0,008	0,002	-0,011	0,007	0,006	0,019	0,001
MILH	-0,017	-0,016	-0,049	-0,014	-0,001	0,032	-0,003

Tabela 16. Movimentos verticais entre 1997 e 1998 (unidade metro).

Observando esta tabela, repara-se que existem algumas diferenças significativas entre os movimentos encontrados.

Comparando os movimentos obtidos para a estratégia de referência com os diversos testes efectuados, observa-se que na comparação com o teste 1, existem discrepâncias entre -17 mm e 13 mm, logo conclui-se que neste teste não existe diferenças

significativas, ou seja, a alteração efectuada (modelo troposférico) não influenciou os movimentos verticais obtidos.

Na teste 2 verificaram-se algumas diferenças significativas, ou seja, as discrepâncias relativas à estratégia de referência encontram-se compreendidas entre os 72 mm e os -25 mm, ou seja, a alteração do tipo de solução para real, influenciou os movimentos verticais obtidos. Analisando a Tabela 16, verifica-se que alguns dos resíduos apresentam valores superiores a 3 cm, o que irá influenciar os movimentos verticais observados entre estas duas épocas de observação.

Observando, por último, o teste 3 com a estratégia padrão, conclui-se analogamente ao teste 1, que a alteração efectuada no processamento dos dados GPS não influenciou nos movimentos verticais. A amplitude das discrepâncias encontra-se compreendida entre os 27 mm e os 9 mm. Considerando os erros existentes na determinação dos movimentos verticais, pode concluir-se que estas discrepâncias, encontram-se contidas nos erros existentes.

Capítulo 5: Conclusão

Na história da ilha do Faial são vários os registos, quer das crises sísmicas/vulcânicas, quer dos danos por elas provocadas. Alguns estudos baseados nessas informações permitem-nos concluir que esses fenómenos geológicos provocam alterações nas características físicas da ilha. No entanto, é real a existência de uma lacuna, no que respeita à quantificação das alterações verticais, sofridas pela ilha ao longo do tempo. Esta quantificação é necessária para que se possa, por exemplo, compreender as alterações causadas por um sismo, pelo movimento das placas tectónicas ou pela erupção de um vulcão.

Este trabalho foi realizado dispondo-se a contribuir para colmatar essa lacuna. Assim, como objectivo final deste trabalho, foi proposto a avaliação quantitativa dos movimentos verticais ocorridos nesta ilha no período de 1937 a 2001. Um período que abarca alguns acontecimentos geológicos importantes, tais como, a erupção dos Capelinhos (1957/1958) e o sismo ocorrido em 9 Julho 1998. Apurou-se que a permanente actividade geológica desta ilha tem provocado fortes movimentos verticais com episódios de subsidência e sobre-elevação, particularmente na região da caldeira central.

Como este trabalho abrangeu um vasto período temporal, implicou a utilização de dados recolhidos por métodos clássicos (nivelamento trigonométrico) e por métodos espaciais (GPS). As técnicas clássicas permitiram obter altitudes ortométricas (altitudes trigonométricas) que, por sua vez, possibilitaram a determinação dos movimentos verticais ortométricos. Seguidamente, empregando a técnica espacial (GPS) foram determinadas as altitudes elipsoidais, que deram origem aos movimentos verticais em relação ao elipsóide de referência GRS80.

As precisões das altitudes ortométricas, obtidas através de nivelamento trigonométrico com zenitais recíprocas e simultâneas, variaram entre 18 mm e 45 mm, para o ano de 1987. Relativamente à campanha de 1997, variou entre 1 mm e 15 mm. O motivo pelo o qual as precisões estimadas para esta época são menores do que as anteriores é que neste ano foram observadas sete redes geodésicas independentes, cada uma com o seu vértice de referência. Devido a esta circunstância, as precisões estimadas são aparentemente inferiores ao ano de 1987, justamente devido à diminuição das distâncias entre os vértices e ao considerar que a precisão da altitude dos vértices de referência é zero, não correspondendo à realidade, pois as

altitudes utilizadas foram determinadas com os dados de 1987.

Quanto às precisões estimadas para as altitudes elipsoidais variam entre 5 mm e 23 mm, para a campanha relativa ao ano de 1997. Na de 1998 obteve-se uma variação da precisão estimada, entre 7 mm e 38 mm. Para a última campanha (2001) obteve-se uma variação entre os 4 mm e os 61 mm, para a precisão estimada.

Na campanha realizada no ano de 2001, observou-se 61 mm para a pior precisão estimada, que foi o pior valor obtido relativamente a todas as épocas de observação. Este facto pode ter distintos tipos de fundamentos, mas, é de realçar que a configuração da rede de 2001, possui seis vértices geodésicos, onde a ligação à rede é unicamente efectuada por uma base tridimensionais, entre esses seis vértices e o vértice geodésico MMOC. Estes vértices geodésicos deveriam ter sido observados juntamente com outros vértices pertencentes à rede e não apenas com o MMOC, de forma a existirem diversas intersecções, com esses vértices. Desse modo, obter-se-ia maior redundância nesses vértices, com o consequente aumento da consistência da rede geodésica. Por outro lado, o comprimento das bases entre o MMOC e a maioria desses seis vértices, revelou ser um factor igualmente desfavorável pois são bases longas, comparativamente às bases observadas na respectiva rede geodésica.

Comparando as técnicas clássicas (nivelamento trigonométrico) com as modernas técnicas de posicionamento (GPS), utilizadas ao longo deste trabalho, podemos, com relativa segurança, concluir que não existe grandes discrepâncias entre elas, relativamente às precisões estimadas (para a componente vertical). No caso do nivelamento trigonométrico efectuado à rede vertical da ilha do Faial em 1987, foi obtida como pior precisão estimada 45 mm. Relativamente às piores precisões estimadas para a componente vertical, obtida por GPS, foram de 23 mm, 38 mm e 61 mm, respectivamente às campanhas realizadas nos anos de 1997, 1998 e 2001.

Quanto aos estudos realizados à influência dos modelos troposféricos (Teste 1) na determinação da componente vertical, pode concluir-se que estes não têm influência na determinação da altitude elipsoidal (para as redes observadas) e, por consequência, nos movimentos verticais.

Quanto ao teste 2 (tipo de solução real), já não se pode dizer que não haja influência na determinação das altitudes. Isto porque, obteve-se uma amplitude compreendida entre -5 mm e 42 mm para os resíduos. Sendo alguns destes valores superiores às precisões estimadas para

as altitudes, logo as diferenças obtidas podem ser consideradas efectivas.

No teste 3 (tipo de efemérides transmitidas) concluiu-se, analogamente ao teste 1, a inexistência de alterações significativas nas altitudes determinadas. A amplitude dos resíduos variou entre os -12 mm e os 4 mm, logo estes resíduos encontram-se compreendidos nas precisões estimadas das altitudes.

As conclusões obtidas para os mesmos testes aplicados aos dados referentes a 1998 foram semelhantes. Para o teste 1, a amplitude dos resíduos obtidos variaram entre -20 mm e 13 mm. Para o teste 2, os resíduos variaram entre -6 mm e os 62 mm. No caso do teste 3, os resíduos obtidos encontram-se compreendidos entre -39 mm e 6 mm.

Quanto à conversão entre altitudes elipsoidais e altitudes ortométricas, é de extrema importância este tipo de conversão, isto devido ao GPS ser uma técnica muito utilizada nos dias que decorrem. Esta técnica determina as coordenadas em relação ao elipsóide WGS84, no entanto, o tipo de altitude mais utilizado em todo o mundo, é a altitude ortométrica e consequentemente, este tipo de conversão é imperativa quando se trabalha com GPS. Em virtude desta circunstância, foi importante verificar a precisão, que se obtém nesta conversão.

A precisão obtida para o modelo de geóide utilizado, foi de 2.8 cm que, no entanto, não diz apenas respeito ao modelo de geóide, pois para determinar esse valor foram utilizados os desníveis elipsoidais e os desníveis ortométricos, possuidores de uma determinada incerteza (erro).

As altitudes ortométricas relativas ao ano de 1987 foram convertidas e obtiveram-se altitudes elipsoidais (convertidas). O desvio padrão médio, obtido para as altitudes elipsoidais convertidas, foi de 4.7 cm, valor obtido através da propagação das variâncias. Concluimos, relativamente às precisões estimadas para os diversos tipos de altitudes, conclui-se que se encontra na mesma ordem de grandeza.

Relativamente aos movimentos verticais foram determinados entre as épocas de 1937, 1987, 1997, 1998 e 2001. Entre 1937 e 1987 ocorreu a erupção dos Capelinhos (1957/1958). Através das altitudes ortométricas dos vértices geodésicos foram determinados movimentos de subsidência, na ordem de 1.72 m e de sobre-elevação, na ordem de 1.49 m. A zona de subsidência encontra-se nas proximidades do vulcão dos Capelinhos.

Nos seguintes anos não houve registos de acontecimentos sísmicos ou vulcânicos na ilha do

Faial, até ao ano de 1998. Os movimentos obtidos entre os anos de 1987 e 1997, só foram possíveis devido à conversão das altitudes ortométricas de 1987 para elipsoidais. Obteve-se movimentos de subsidência e sobre-elevação na ordem dos 8 cm e dos 5 cm, respectivamente. Estes movimentos foram obtidos com uma precisão média na ordem dos 7 cm. Entre estas duas épocas de observação não existiu nenhum acontecimento que deformasse a ilha em 8 cm, logo a única justificação é o acumular de erros. Isto quer dizer, que os 8 cm e os 5 cm não são movimentos reais, mas a maior parte destes valores são erros instrumentais, ambientais e de observação.

Os movimentos obtidos entre as épocas de observação de 1997 e 1998 permitiram concluir que existiu uma faixa que atravessa a zona central da ilha do Faial, que sofreu uma forte subsidência, tendo atingido o valor máximo no vértice Cabeço Gordo, sendo esse valor de 10 cm. Esta deformação na ilha pode-se atribuir ao sismo que ocorreu a 9 de Julho de 1998.

Entre as duas épocas de observação que se seguiram, não existiu nenhum acontecimento geológico importante, no entanto, pode-se dizer que permitiu observar o comportamento da ilha após o sismo que ocorreu em 1998. Assim sendo, observou-se que a mesma faixa que atravessa a zona central da ilha (sensivelmente), após o sismo sofreu uma sobre-elevação, atingido o valor máximo no mesmo vértice, Cabeço Gordo, sendo esse valor de 6.1 cm.

Verificou-se que as estratégias de processamento de dados GPS, influenciam a determinação de movimentos verticais, ou seja, utilizando diferentes tipos de solução, obtêm-se diferentes grandezas de movimentos verticais. Concretamente quando se alterou o tipo de solução de resolução de ambiguidades, de inteira para real, obteve-se um resíduo máximo nos movimentos verticais de 72 mm. Sendo este valor significativo, tendo em vista a magnitude dos movimentos verticais observados.

A monitorização geodésica deste tipo de regiões, em particular, da ilha do Faial – Açores, revela-se de capital importância. Sendo esta zona, uma região de grande actividade sísmica e vulcânica provocada pela proximidade da junção tripla das placas tectónicas (Americana, Africana e Euro-asiática), é compreensível a preocupação quer no controlo, quer na caracterização da sua geodinâmica, e assim identificar as zonas sensíveis a um sismo e prever o seu comportamento, face a uma crise deste tipo.

Capítulo 6: Referências

Ahn, Y. (2005). *Analysis of NGS CORS Network for GPS RTK Performance Using External NOAA Tropospheric Corrections Integrated with a Multiple Reference Station Approach*. Dissertação de obtenção do grau de Mestre. University of Calgary.

Bastos, L., Osório, J., Landau, H. and Hein, G. (1991). The Azores Arquipelago GPS network. *Life and Earth Science*, 9, 109.

Catalão, J. (1999). *Modelação do campo gravítico na região do Atlântico Oriental (Açores – Portugal Continental)*. Dissertação de obtenção do grau de Doutor em Engenharia Geográfica. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

Catalão, J., Vasconcelos, M., Kol, H., Sevilla, M. (2002). Geóide em Portugal novos resultados. *Actas da III Conferência Nacional de Cartografia e Geodesia*, Aveiro.

Catalão, J., Miranda, J.M., Lourenço, N., (2006). Deformation associated with the Faial (Capelinhos) 1957 – 1958 eruption: Inferences from 1937 – 1997 geodetic measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 155, 3-4, 151-163. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.03.028.

Coutinho, R. (2000). *Elementos para a monitorização sismovulcânica da ilha do Faial (Açores): Caracterização hidrogeológica e avaliação de anomalias de Rn associadas a fenómenos de desgaseificação*. Tese de doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia. Universidade dos Açores, Departamento de Geociências, 342p.

Crisóstomo, G., (2007). Data altimétricos referentes aos arquipélagos da Madeira e Açores. Comunicação Pessoal.

Drewes, H., Sánchez, L., Blitzow, D., Freiras, S. (2002). Sistema Vertical de Referencia Para América del Sur. SIRGAS – Grupo de Trabajo III: Sistema Vertical de Referencia.

Fernandes, M.J., Bastos, L., Catalão, J. (2000). The role of dense ERS altimetry in the determination of the marine geoid in Azores. *Marine Geodesy*, Vol. 23, N. 1, pp. 1-16.

Fernandes, R.M.S., Miranda, J.M., Catalão, J., Luís, J.F., Bastos, L., and Ambrosius, B.A.C. (2002). Coseismic Displacements of the $M_w=6.1$, July 9, 1998, Faial Earthquake (Azores, North Atlantic). *Geophysical Research Letters*. doi:10.1029/2001GL014.

Fernandes, R.M.S., Bastos, L., Ambrosius, A.C., Noomen, R., Mtheussen, S., Baptista, P. (2004). Recent Geodetic Results in the Azores Triple Junction Region. *Pure and Applied Geophysics.*, 161, 683 – 699, doi:10.1007/s00024-003-2469-y.

- Fernandes, R.M.S., Bastos, L., Miranda, J.M., Lourenço, N., Ambrosius, B.A.C., Noomen, R., Simons, W. (2006). Defining the plate boundaries in the Azores region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156, 1-9.
- Förster, C., Flechtner, F., Schmidt, R., König, R., Meyer, U., Stubenvoll, R., Rothacher, M., Barthelmes, F., Neumayer, H., Biancale, R., Bruinsma, S., Lemoine, J., Loyer S., (2007). Toward EIGEN-05: Global Mean Gravity Field Models From Combination of Satellite Mission and Altimetry/Gravimetry Surface Data. *Ocean Surface Topography Science Team Meeting*, Hobart, Australia, March 12 – 15.
- Hofmann – Wellenhof, B., Lichtenegger, H., Collins, J. (2001). *GPS Theory and Practice*. Fifth, revised edition. Springer WienNewYork.
- Jónsson, S., Alves, M.M., Sigmundsson, F. (1999). Low rates of deformation of the Furnas and Fogo Volcanoes, São Miguel, Azores, observed with the Global Positioning System, 1993 – 1997. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 92, 83 – 94.
- Lemoine, F.S., Kenyon, J., Factor, R., Trimmer, N., Pavlis, D., Chinn, C., Cox, S., Williamson, E., Pavlis, R., Raap and Olson (1998). The development of the joint NASA GSFC and the national imagery and mapping agency (NIMA) geopotential model EGM96. Tech rep. NASA/TP-1998-206861. NASA Goddard Space Flight Center.
- Li, X., Götze, H. (2001). Tutorial – Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. *Geophysics*, Vol.66, No. 6.
- Lowry, A.R., Hamburger, M.W., Meertens, C.M., Ramos, E.G. (2001). GPS monitoring of crustal deformation at Taal Volcano, Philippines. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 105, 35-47.
- Machado, F., Parsons, W., Richards, A., Mulford, J.W. (1962). “Capelinhos eruption of Fayal Volcano, Azores, 1957 – 1958.” *Journal of Geophysics Research*. 67 (9), 3519-3529.
- Moritz, H. (1984). Geodetic reference system 1980. *Bulletim Geodésique*, Vol. 58, pp.388-398.
- Pagarete, J., Pinto, J., Antunes, C. (1991). Um contributo geodésico para a geodinâmica dos Açores. *Revista do Instituto Geográfico e Cadastral*, (10), 185 - 198.
- Pauk, B.A., Power, J.A., Lisowski, M., Dzurisin, D., Iwatsubo, E.Y., Melbourne, T. (2000). Global Positioning System (GPS) Survey of Augustine volcano, Alaska, August 3-4, 2000: Data Processing, Geodetic Coordinate and comparison with Prior Geodetic Survey. Open-File Report 01-99.
- Ribeiro, H., Pinto, J.T. (2002). “Sistemas de Referência Europeus: ETRS89 e EVRS.” III Conferência Nacional de Cartografia e Geodesia, Aveiro.
- Tapley, B., Reigber, C. (2004). The GRACE Mission: Status and Results. *2nd International GOCE*

User Workshop, Frascati, Italy.

Roland, M. and Denker, H. (2005). Evaluation of Terrestrial Gravity Data by Independent Global Gravity Field Models. *Springer-Verlag*, Berlin, Heidelberg, New York, 2005. Acedido em Junho de 2007 [http://www.ife.uni-hannover.de/download-allgemein/Roland-Denker_Springer-2005.pdf]

Vanicek, P. and Krakiwsky, E. 1986. *Geodesy: The concepts*. Elsevier, Amsterdam.

Vaniček, P., Santos, M., Tenzer, R., Hernández-Navarro, A. (2003). Algunos Aspectos Sobre Alturas Ortométricas y Normales. *Revista Cartográfica*, 76-77. Acedido em Agosto de 2006. [<http://gge.unb.ca/Personnel/Vanicek/AlgunosAspectos.pdf>]

Wenzel, G. (1998). Ultra high degree geopotential models GPM98A, B and C to degree 1800. *Proceedings of the joint meeting of the International Gravity Commission and International Geoid Commission*, September 7-12, Trieste.

Wolf, R.P., Ghilani, D.C. (1997). *Adjustment Computations Statistics and Least Squares in Surveying and GIS*. Jonh Wiley & Sons, Inc., New York.