

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

MARÍLIA TAKAGUTI DICEZARE

**Caracterização da elevação do Rio Grande a partir de elementos do
campo de gravidade terrestre**

São Paulo
2017

MARÍLIA TAKAGUTI DICEZARE

Caracterização da elevação do Rio Grande a partir de elementos do campo de gravidade terrestre

Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

Dissertação apresentada ao Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Geofísica

Orientador: Prof. Dr. Eder Cassola Molina

São Paulo

2017

FICHA CATALOGRÁFICA

Dicezare, Marília Takaguti

Caracterização da elevação do Rio Grande a partir de elementos do campo de gravidade terrestre / Marília Takaguti Dicezare; orientador, Eder Cassola Molina. – 2017

77f. : il.

Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017

Versão corrigida

1. Altura da superfície do mar (SSH). 2. Gradiente da superfície do mar (SSG).
3. Elevação do Rio Grande. 4. Altimetria por satélite.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por estar sempre presente em minha vida.

À minha família, que sempre me apoiou em todas as minhas decisões. Pelo amor, carinho, preocupação e dedicação. Por serem, em grande parte, responsáveis pelas conquistas da minha vida.

Agradeço especialmente ao Prof. Eder Molina, um grande orientador, professor e pessoa. Pela motivação e entusiasmo ao longo do trabalho e principalmente pela paciência. Por tornar este trabalho possível.

À Prof^a. Yára Marangoni, pela avaliação dos relatórios e sugestões pertinentes ao trabalho. Agradeço também a todos os professores e funcionários do IAG-USP.

À CAPES, pela bolsa concedida.

RESUMO

DICEZARE, M. T. **Caracterização da elevação do Rio Grande a partir de elementos do campo de gravidade terrestre**. 2017. 77p. Dissertação – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

Dados de altimetria por satélite contêm informações importantes para o mapeamento de estruturas tectônicas em regiões oceânicas, como falhas, zonas de fratura e montes submarinos. A grande disponibilidade e densidade desses dados permitem a identificação de feições do assoalho oceânico com boa precisão. Este trabalho tem como objetivo investigar as características estruturais da Elevação do Rio Grande, no Atlântico Sul, através de elementos do campo de gravidade terrestre. Para isso, são utilizados dados de altura da superfície do mar (SSH) provenientes dos satélites das missões ERS1-GM, Geosat-GM e Seasat. Com o cálculo da derivada direcional da SSH ao longo das trilhas ascendentes e descendentes dos satélites, foram obtidos os gradientes de superfície do mar (SSG), que ressaltam os curtos comprimentos de ondas associados às importantes feições oceânicas estudadas. Também foram calculados os gradientes da altura geoidal (desvio da vertical) para auxiliar na interpretação do sinal da SSG. Através da SSH foi possível identificar estruturas de maior porte, como o *rift* da elevação, e algumas fraturas e montes submarinos maiores. Por outro lado, a SSG forneceu maiores detalhes sobre as feições já caracterizadas pela SSH e de toda a região, revelando também diversas outras estruturas de menor dimensão. O posicionamento das feições identificadas por ambas as grandezas, SSH e SSG, é bastante preciso. Entretanto, fatores como a direção e a orientação das trilhas dos satélites e a presença de estruturas adjacentes podem influenciar a resposta da SSG para uma determinada feição tectônica, por isso, as trilhas ascendentes e descendentes dos três satélites podem apresentar respostas diferenciadas. Sendo assim, recomenda-se analisar os dois conjuntos de trilhas de várias missões altimétricas para obter maiores informações das características estruturais das feições investigadas. O estudo também permitiu identificar possíveis estruturas com uma resposta característica de montes submarinos, nas trilhas descendentes de SSH, que não foram

caracterizados anteriormente na literatura e não possuem correspondente nos modelos topográficos/batimétricos.

Palavras-chave: Altura da superfície do mar (SSH). Gradiente da superfície do mar (SSG). Elevação do Rio Grande. Altimetria por satélite.

ABSTRACT

DICEZARE, M. T. **Characterization of the Rio Grande Rise from elements of the terrestrial gravity field.** 2017. 77p. Master's Thesis – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

Satellite altimetry data contain important information for mapping tectonic structures in oceanic regions, such as faults, fracture zones and seamounts. The great availability and spatial density of these data allow one to identify ocean floor features with good accuracy. This work aims to investigate structural characteristics of the Rio Grande Rise, in South Atlantic, through elements of the terrestrial gravity field. We used sea surface height (SSH) data from satellite missions ERS1-GM, Geosat-GM and Seasat to calculate sea surface gradients (SSG), which are the SSH directional derivative along the ascending and descending satellite tracks. SSG emphasize the short wavelengths associated with the important oceanic features studied. Geoid gradients (deflection of the vertical) were also calculated to assist in the interpretation of the SSG signal. By analyzing sea surface heights, it is possible to identify larger structures, such as the rift of the rise, some fractures and large seamounts. In contrast, sea surface gradients provide greater details of the features characterized by the SSH and the entire area, also revealing several smaller seamounts. The positioning of the structures identified by both SSH and SSG is fairly accurate. However, factors such as direction and orientation of the satellite tracks and the presence of adjacent structures may influence the SSG response to a given tectonic feature. For this reason, the ascending and descending tracks of the three satellites may have different responses. Therefore, it is recommended that one analyzes the two sets of tracks from the several altimetric missions to obtain more information on the structural characteristics of the features. The study also allowed us to identify possible structures with a characteristic response of seamounts on SSH descending tracks, which were not previously characterized in the literature and do not have a similar correspondent in topographic/bathymetric models.

Keywords: Sea surface height (SSH). Sea surface gradient (SSG). Rio Grande Rise. Satellite altimetry.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Mapas batimétricos elaborados com dados do Etopo1 (Amante e Eakins, 2009) (a) com a localização do sistema Rio Grande – Walvis de montes submarinos e cordilheiras assísmicas no Atlântico Sul. O quadrado ao redor da elevação do Rio Grande representa a área de estudo. (b) área de estudo compreendendo as unidades OERG e LERG da elevação. As estrelas indicam a localização dos furos do DSDP..... 5
- Figura 2 – Elementos do campo de gravidade anômalo: h e H são as alturas geométrica e ortométrica, respectivamente. A distância entre o elipsoide e o geoide é a altura geoidal (N) e o ângulo entre a normal e a vertical é o desvio da vertical (i). g e γ são as acelerações da gravidade observada e normal, respectivamente..... 13
- Figura 3 – Esquema de uma medida de altimetria por satélite sobre a superfície do mar. Os elementos da imagem estão fora de escala..... 15
- Figura 4 – Altura da superfície do mar medida pelo ERS1-GM. A curva batimétrica de 3500 m encontra-se representada..... 21
- Figura 5 - Altura da superfície do mar medida pelo Geosat-GM. A curva batimétrica de 3500 m encontra-se representada..... 22
- Figura 6 - Altura da superfície do mar medida pelo Seasat. A curva batimétrica de 3500 m encontra-se representada..... 22
- Figura 7 - Trilhas ascendentes e descendentes da missão ERS1-GM..... 24
- Figura 8 - Trilhas ascendentes e descendentes da missão Geosat-GM..... 25
- Figura 9 - Trilhas ascendentes e descendentes da missão Seasat..... 26
- Figura 10 - Derivadas direcionais de SSH ao longo das trilhas de satélite ascendentes e descendentes da missão ERS1-GM..... 28

Figura 11 - Derivadas direcionais de SSH ao longo das trilhas de satélite ascendentes e descendentes da missão Geosat-GM.....	29
Figura 12 - Derivadas direcionais de SSH ao longo das trilhas de satélite ascendentes e descendentes da missão Seasat.....	30
Figura 13 – Valores filtrados das derivadas direcionais de SSH ao longo das trilhas de satélite ascendentes e descendentes das três missões.....	31
Figura 14 – Topografia da superfície do mar quasi-estacionária de Levitus et al. (1997), com intervalo de contorno de 10 cm.....	32
Figura 15 - Valores filtrados das derivadas direcionais da altura geoidal (desvio da vertical - DOV) ao longo das trilhas de satélite ascendentes e descendentes das três missões.....	34
Figura 16 – Trilha descendente do Geosat-GM (esquerda). SSH, altura geoidal (N) e batimetria ao longo da trilha (direita acima). SSG e desvio da vertical (DOV) ao longo da trilha (direita abaixo).....	35
Figura 17 – Assinaturas do geóide e do ângulo do desvio da vertical associadas a algumas feições tectônicas do assoalho oceânico: zona de fratura, centro de espalhamento, monte submarino e depressão. As setas indicam o sentido do satélite ao longo da trilha.....	36
Figura 18 – Mapa batimétrico da região de estudo (acima) e altura da superfície do mar (SSH) plotada perpendicularmente às trilhas ascendentes das três missões (abaixo). A escala de amplitude da SSH é de 6 m por grau de longitude.....	39
Figura 19 – Mapa batimétrico da região de estudo (acima) e altura da superfície do mar (SSH) plotada perpendicularmente às trilhas descendentes das três missões (abaixo). A escala de amplitude da SSH é de 6 m por grau de longitude.....	40

Figura 20 – Trilhas ascendentes e descendentes da altura da superfície do mar (SSH) das missões ERS1 e Geosat. Linhas vermelhas indicam as zonas de fratura identificadas e círculos vermelhos denotam montes submarinos. O retângulo indica as feições que não mostram equivalente na batimetria. A escala de amplitude da SSH é de 6 m por grau de longitude..... 41

Figura 21 - Trilhas ascendentes e descendentes das três missões altimétricas com os valores filtrados dos gradientes de superfície do mar (SSG). Linhas pretas indicam as estruturas identificadas..... 43

Figura 22 – Gradientes da superfície do mar (SSG) plotados perpendicularmente às trilhas ascendentes e descendentes das três missões. Valores de SSG positivos em relação à trilha estão representados em azul, e valores negativos em vermelho. A escala de amplitude da SSG é de 250 μ rad por grau de longitude..... 44

Figura 23 – Exemplo de subconjuntos de trilhas ascendentes para o satélite da missão ERS1-GM. A escala de amplitude da SSG é de 100 μ rad por grau de longitude..... 46

Figura 24 – Exemplo de subconjuntos de trilhas ascendentes para o satélite da missão Geosat-GM. A escala de amplitude da SSG é de 100 μ rad por grau de longitude..... 47

Figura 25 – Exemplo de subconjuntos de trilhas ascendentes para o satélite da missão Seasat. A escala de amplitude da SSG é de 100 μ rad por grau de longitude..... 48

Figura 26 - Exemplo de subconjuntos de trilhas descendentes para o satélite da missão ERS1-GM. A escala de amplitude da SSG é de 100 μ rad por grau de longitude..... 49

Figura 27 - Exemplo de subconjuntos de trilhas descendentes para o satélite da missão Geosat-GM. A escala de amplitude da SSG é de 100 μ rad por grau de longitude..... 50

Figura 28 - Exemplo de subconjuntos de trilhas descendentes para o satélite da missão Seasat. A escala de amplitude da SSG é de 100 μ rad por grau de longitude..... 51

Figura 29 – Localização geográfica de duas trilhas de satélite (esquerda). Distribuição dos valores de batimetria e SSG ao longo das trilhas (direita). Os montes submarinos estão envoltos pela linha preta..... 52

Figura 30 – Montes submarinos identificados nas trilhas ascendentes de SSG dos satélites das três missões. As linhas pretas marcam o centro do monte submarino nos quadros **a**, **b**, **c**, **d** e **e**. A escala de amplitude da SSG é de 90 μ rad por grau de longitude para **a**, **b**, **d** e **e**, e 70 μ rad por grau de longitude para **c**..... 54

Figura 31 - Montes submarinos identificados nas trilhas descendentes de SSG dos satélites das três missões. As linhas pretas marcam o centro do monte submarino nos quadros **a**, **b**, **c**, **d** e **e**. A escala de amplitude da SSG é de 90 μ rad por grau de longitude para **a**, **b**, **d** e **e**, e 70 μ rad por grau de longitude para **c**..... 55

Figura 32 - Localização geográfica de duas trilhas de satélite (esquerda). Distribuição dos valores de batimetria e SSG ao longo das trilhas (direita). As linhas tracejadas indicam a localização das fraturas na batimetria..... 56

Figura 33 – Zonas de fratura identificadas nas trilhas ascendentes (esquerda) e descendentes (direita) de SSG. As linhas pretas marcam as fraturas. A escala de amplitude da SSG é de 100 μ rad por grau de longitude..... 58

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. ÁREA DE ESTUDO	4
2.1 Unidade Oeste da elevação do Rio Grande (OERG)	6
2.2 Unidade Leste da elevação do Rio Grande (LERG)	6
3. ELEMENTOS DO CAMPO DE GRAVIDADE TERRESTRE	8
3.1 Lei da Gravitação Universal	8
3.2 Potencial gravitacional	8
3.3 Geopotencial	9
3.4 Esferopotencial	11
3.5 Potencial anômalo	11
4. DADOS	14
4.1 Altimetria por satellite	14
4.1.1 ERS-1 (European Remote-Sensing Satellite-1)	16
4.1.2 Geosat (Geodetic Satellite)	16
4.1.3 Seasat	17
4.2 Gradiente da superfície do mar	18
5. PROCESSAMENTO DOS DADOS	20
5.1 Leitura e conversão dos dados	20
5.2 Correções dos dados	20
5.3 Separação das trilhas de satélite	23
5.4 Diferenciação ao longo das trilhas de satélite	27
5.5 Altura geoidal e ângulo de desvio da vertical	32
5.5.1 Assinaturas da feições tectônicas do assoalho oceânico	35
6. ANÁLISE DOS RESULTADOS	37
6.1 Altura da superfície do mar (SSH)	37
6.2 Gradiente da superfície do mar (SSG)	42
6.2.1 Montes submarinos e <i>guyots</i>	52
6.2.2 Zona de Fratura	56
7. CONCLUSÕES	59
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	61

1. INTRODUÇÃO

O Oceano Atlântico abriga diversas feições tectônicas formadas no decorrer do seu processo de abertura, dentre elas, falhas, zonas de fratura e montes submarinos. Uma estrutura proeminente do Atlântico Sul é o sistema Rio Grande – Walvis de montes submarinos e cordilheiras assísmicas, que está presente em praticamente toda sua extensão, de ambos os lados, o americano e o africano. As cordilheiras assísmicas são altos estruturais que podem ser encontrados em bacias oceânicas e não estão associados à ocorrência de sismos. A maioria é formada principalmente por basaltos, tendo sua origem associada à atividade vulcânica.

A morfologia do assoalho oceânico sugere que a elevação do Rio Grande (ERG) e a cadeia Walvis possuem uma origem comum. Elas teriam se formado sobre a crista da cordilheira meso-oceânica, entre 89 e 78 Ma (Barker, 1983; Ussami et al., 2012). Com o espalhamento do assoalho oceânico, o sistema foi separado e a elevação do Rio Grande se desenvolveu do lado Sul-Americano, enquanto que a cadeia Walvis evoluiu no conjugado africano. O espalhamento e a subsidência termal continuaram até o Eoceno, em aproximadamente 47 Ma, quando a ERG passou por um episódio magmático, responsável pelo surgimento de montes submarinos e *guyots* (Ussami et al., op. Cit.).

A maior parte do conhecimento geológico que se tem dessa região provém dos relatórios do *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) (Barker, 1983), das linhas sísmicas de reflexão ligadas aos furos do DSDP interpretadas por Gamboa e Rabinowitz (1981, 1984), e das campanhas sísmicas de refração e reflexão realizadas por Leyden et al. (1971). Desde então, a elevação do Rio Grande se tornou alvo de muitos estudos que buscam compreender melhor sua origem e evolução tectônica (O'Connor e Duncan, 1990; Dragoi-Stavar e Hall, 2009; Mohriak et al., 2010; Ussami et al., 2012). Ussami et al. (op. Cit.) acreditam que sua origem se deu no Cretáceo Superior como resultado do vulcanismo basáltico seguido por vulcanismo alcalino no Eoceno. Mohriak et al. (op. Cit.) fornecem uma série de interpretações alternativas para a origem da ERG, entre elas, a de que a elevação é resultado de um *hotspot* ou uma anomalia térmica no manto, de atividade vulcânica em excesso devido à diferenciação do manto por descompressão adiabática, ou de

um fragmento de crosta continental deixado para trás durante a separação dos continentes.

O conhecimento das características tectônicas desse sistema é importante, pois sua estrutura pode mostrar feições associadas à movimentação e rotação da placa Sul-Americana durante a deriva continental, ajudando no entendimento dos processos de abertura do oceano Atlântico. Mohriak et al. (2010) realizaram um trabalho no qual sintetizam o conhecimento estrutural da elevação do Rio Grande. Os autores estudaram a morfologia da margem sudeste do Brasil, incluindo a elevação, através de uma interpretação geológica e geofísica da tectônica e rifteamento das crostas oceânicas e continentais, com dados de campo potencial, batimétricos e sísmicos, para interpretar zonas de fratura, altos estruturais e cordilheiras com centro de paleo-espalhamento.

A região também é importante por apresentar grande potencialidade em recursos minerais, principalmente crostas cobaltíferas ricas em ferro e manganês, além de níquel, platina, cobalto e outros. O Serviço Geológico Brasileiro – CPRM – vem estudando a elevação do Rio Grande desde 2009 com o intuito de identificar áreas de maior interesse econômico para exploração mineral. Pessoa (2015) apresenta alguns aspectos mineralógicos e geoquímicos de crostas polimetálicas extraídas de duas áreas da elevação.

Nesse contexto, este estudo tem como finalidade investigar as características estruturais da elevação do Rio Grande através de elementos do campo de gravidade (altura da superfície do mar e sua derivada direcional). Para isso, são utilizados dados de altimetria por satélite provenientes das missões ERS1-GM, Geosat-GM e Seasat. Pretende-se identificar feições do assoalho oceânico como montes submarinos, zonas de fratura, falhas, entre outros, obtendo novos detalhes pelo uso dos gradientes da superfície do mar destas diferentes missões altimétricas.

A altimetria por satélite é uma ferramenta importante no mapeamento de estruturas tectônicas em regiões oceânicas, principalmente quando informações de navios são escassas. Seus dados fornecem uma cobertura uniforme e global, permitindo a determinação dos elementos do campo de gravidade com boa precisão nessas regiões. Marks e Smith (2007) mostraram que utilizando a anomalia gravimétrica proveniente da altimetria por satélite, é possível determinar a amplitude de anomalias sobre montes submarinos com nível de acerto 90% melhor do que

com dados de gravimetria marinha. Os valores de anomalia gravimétrica calculados a partir de dados de altimetria por satélite são mais precisos principalmente no caso de montes submarinos e *guyots* com raio característico maior do que 14 km (baseado no raio de um cilindro circular reto), pois para feições menores a amplitude da anomalia de gravidade é atenuada devido aos filtros aplicados aos dados altimétricos para seu cálculo.

Quando se utilizam os gradientes da anomalia da gravidade, os sinais de curto comprimento de onda são amplificados, favorecendo a identificação de feições menores como montes submarinos. Kim e Wessel (2011), por exemplo, utilizaram-se do gradiente vertical da anomalia de gravidade derivado de altimetria por satélite para detectar montes submarinos através de um método de inversão não linear. Em outro trabalho, Wessel et al. (2015) desenvolveram um *software* de detecção semi-automática de zonas de fratura, utilizando como ponto inicial gradientes verticais da anomalia da gravidade calculados a partir de dados de missões altimétricas, que mostraram alguns padrões nos sinais que representam as zonas de fratura.

As variações no gradiente horizontal do campo de gravidade revelam o *fabric* tectônico dos oceanos, ou seja, o arranjo geométrico de zonas de fratura, cordilheiras, platôs vulcânicos e trincheiras (Gahagan et al., 1988). Com os dados de satélite foi possível criar mapas do *fabric* de feições tectônicas e obter novos detalhes sobre elas para diversas regiões oceânicas (Gahagan et al., 1988; Royer et al., 1989; Mayes et al., 1990; Royer et al., 1990).

2. ÁREA DE ESTUDO

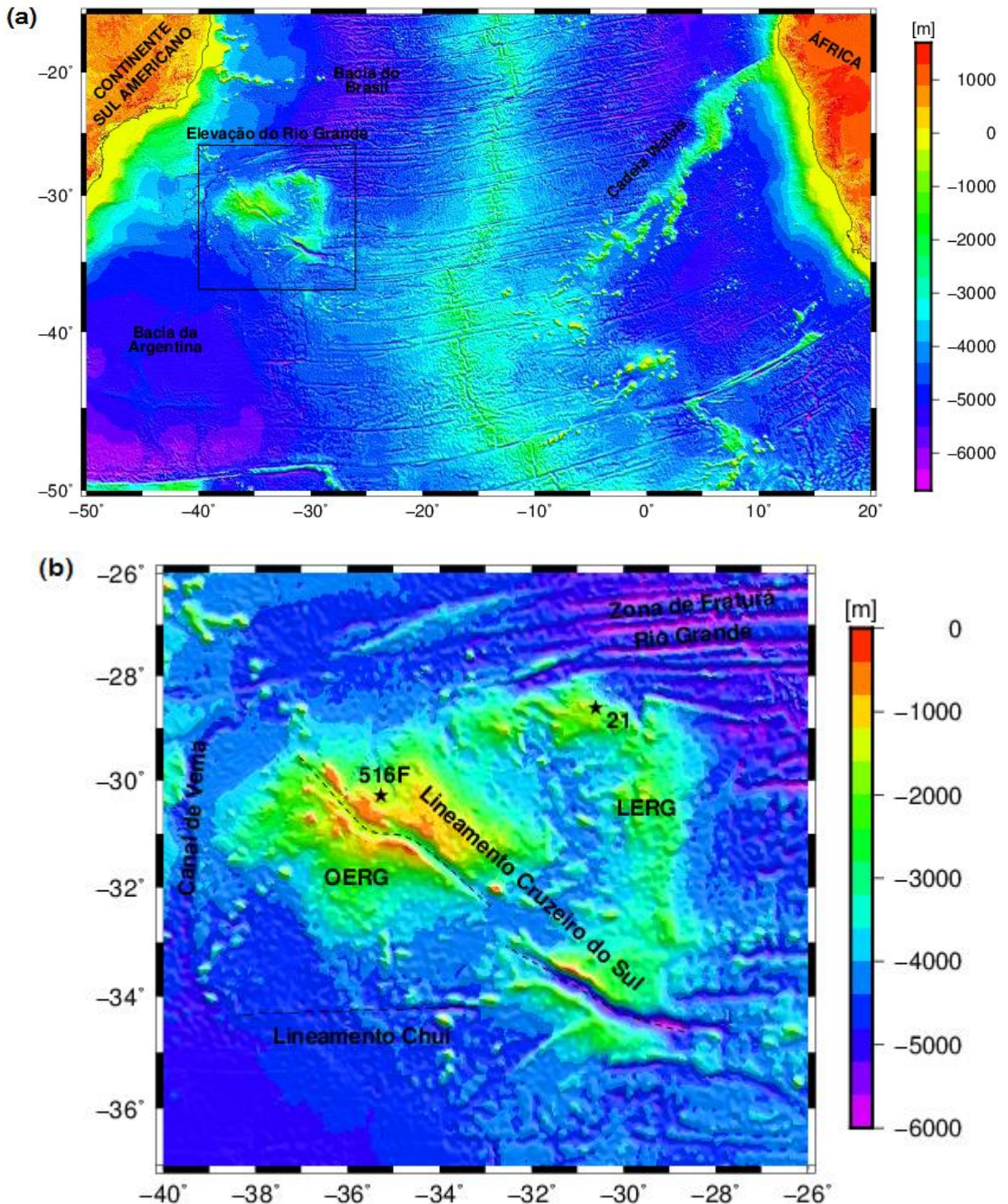
A elevação do Rio Grande é uma cordilheira assísmica situada no Oceano Atlântico Sul, que se estende entre as latitudes 28° e 34° S e longitudes 28° e 40° W (Gamboa e Rabinowitz, 1984). Localizada próximo à costa brasileira, ela separa as bacias oceânicas da Argentina e do Brasil e apresenta uma profundidade média de 4000 m. Sua posição isolada seria resultado da migração do eixo de espalhamento da dorsal Meso-Atlântica para oeste, há cerca de 70 Ma. Como consequência dessa migração houve a transição do cenário vulcânico, de vulcanismo ocorrendo sobre o eixo para vulcanismo intraplaca, o que resultou no fim da formação da elevação (O'Connor e Duncan, 1990).

A elevação é caracterizada por uma grande estrutura *rift* alinhada a um importante lineamento de direção NW-SE que se estende pela crosta oceânica até a crosta continental. Esse lineamento, chamado de Cruzeiro do Sul, é caracterizado por feições tectônicas extensionais afetadas por intrusões ígneas e movimentos transcorrentes (Souza et al., 1993).

Os limites norte e sul da elevação apresentam zonas de fratura de direção leste-oeste. A Zona de Fratura Rio Grande (ou Florianópolis) se prolonga a oeste formando o limite sul do Platô São Paulo seguindo até o Alto de Florianópolis (Gamboa e Rabinowitz, 1981). A oeste, a elevação é limitada pelo canal de Vema que conecta as bacias do Brasil e da Argentina, formando um caminho para o transporte de sedimentos e fluxo de correntes oceânicas. A norte do canal de Vema, encontram-se os montes submarinos Jean Charcot.

De acordo com Gamboa & Rabinowitz (1984), a elevação do Rio Grande é dividida em duas unidades, uma ocidental (OERG), que é um grande platô de forma elíptica, e uma oriental (LERG) de direção norte-sul, paralela à posição atual do eixo da cordilheira Meso-Atlântica. A Figura 1 mostra a localização da área de estudo.

Figura 1 – Mapas batimétricos elaborados com dados do Etopo1 (Amante e Eakins, 2009) (a) com a localização do sistema Rio Grande – Walvis de montes submarinos e cordilheiras assísmicas no Atlântico Sul. O quadrado ao redor da elevação do Rio Grande representa a área de estudo. (b) área de estudo compreendendo as unidades OERG e LERG da elevação. As estrelas indicam a localização dos furos do DSDP.



2.1 Unidade Oeste da elevação do Rio Grande (OERG)

A unidade oeste da elevação do Rio Grande é uma estrutura elevada de forma aproximadamente elíptica que atinge em média 2000 m de profundidade. Sua crista apresenta *guyots* e montes submarinos que alcançam profundidades de até 700 m abaixo do nível do mar, concentrados principalmente em sua região central (Gamboa e Rabinowitz, 1984). Seu *rift* central é parcialmente preenchido por sedimentos, apresentando uma crescente subsidência na região sudeste. Essa grande estrutura vulcânica de direção NW-SE seria reflexo da atividade ígnea causada pela separação da província de basaltos continentais Paraná-Etendeka durante o espalhamento do assoalho oceânico (Dragoi-Stavar e Hall, 2009).

As rochas do embasamento (poço 516F do DSDP) são basaltos toleíticos com elementos residuais característicos dos basaltos transicionais da cordilheira meso-oceânica (Barker, 1983). Por outro lado, os montes submarinos e *guyots* são formados por basaltos alcalinos do Eoceno típicos de ilhas oceânicas (Fodor et al., 1977). Os sedimentos depositados sobre os basaltos toleíticos sugerem que houve uma subsidência rápida e que a OERG foi inicialmente muito rasa.

Segundo Gamboa e Rabinowitz (1984), a OERG teria se originado no centro de espalhamento em alturas próximas ao nível do mar, durante o Santoniano-Coniciano (cerca de 85 Ma). Sobre esta crosta houve a deposição de sedimentos pelágicos, seguida da ação de uma anomalia termal no Eoceno, que originou inúmeras ilhas oceânicas e montes submarinos. Após atingirem o nível do mar, as estruturas vulcânicas sofreram erosão e a atividade vulcânica gerou um fluxo turbidítico acompanhado de deposição de sedimentos. Com o fim da atividade vulcânica, as estruturas voltaram a subsidir, prevalecendo novamente a sedimentação pelágica em toda a unidade.

2.2 Unidade Leste da elevação do Rio Grande (LERG)

A porção leste da ERG tem cerca de 600 km de extensão e elevação média de 2000 m abaixo do nível do mar. Ela apresenta dois segmentos, um ao norte, de direção N-S, paralelo ao eixo da Dorsal Meso-Atlântica, e outro ao sul, similar à OERG (Ussami et al., 2012). O segmento sul possui depressão com 800 m de

sedimentos. Os limites norte e sul da LERG são as zonas de fratura de direção leste-oeste.

Pouco é conhecido sobre essa unidade da elevação do Rio Grande. Na área de perfuração DSDP 21 a idade do embasamento foi estimada entre 84 e 75 Ma através de bioestratigrafia, porém o poço não atingiu o embasamento nesse local. De acordo com Gamboa e Rabinowitz (1984), a LERG apresenta a mesma configuração das zonas de fratura e distância do eixo atual da cordilheira meso-oceânica que a cadeia Walvis, a leste do Atlântico Sul. Os autores, então, sugeriram que essa porção da elevação e a cadeia Walvis teriam se formado ao mesmo tempo pelos mesmos processos tectônicos. Como não existe nenhuma feição conjugada à OERG do lado leste do Oceano Atlântico, eles acreditam que as duas unidades da elevação apresentam origens independentes.

As depressões das duas unidades, juntas, possuem 10-20 km de largura que se estendem por 1500 km, com direção WNW-ESE (Ussami et al., 2012). Segundo Gamboa e Rabinowitz (1984), entre as duas unidades existe uma planície abissal estreita e restrita, com profundidades de mais de 4400 m, onde estão presentes alguns montes submarinos. A LERG ascende gradualmente dessa planície, enquanto que seu contato com a OERG é marcado por escarpas de falha de até 3500 m de altura.

3. ELEMENTOS DO CAMPO DE GRAVIDADE TERRESTRE

O conhecimento dos elementos do campo de gravidade terrestre é de grande importância para a Geodésia, que estuda a forma e dimensões da Terra. Através desses elementos é possível descrever o campo de gravidade que modela a distribuição de massa da Terra, refletindo as variações de densidade na crosta e manto superior, permitindo inferir sua forma. Para entender o campo de gravidade terrestre utiliza-se a Lei da Gravitação Universal formulada por Isaac Newton que caracteriza a força da gravidade a partir da qual se obtém o potencial gravitacional e os elementos do campo de gravidade.

3.1 Lei da Gravitação Universal

De acordo com a Lei da Gravitação Universal, duas partículas com massas m_1 e m_2 , separadas por uma distância r , se atraem mutuamente com uma força F dada por

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2}, \quad (1)$$

sendo G a constante gravitacional. Essa força é direcionada ao longo da linha que conecta as duas partículas.

Embora a atração entre as massas m_1 e m_2 seja simétrica, é conveniente chamar uma das massas de atrativa e a outra de atraída. Por simplificação, atribui-se massa unitária à atraída e denota-se a massa atrativa por m , obtendo-se

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

sendo que F expressa a força exercida pela massa m sobre uma massa unitária situada a uma distância r (Heiskanen e Moritz, 1967).

3.2 Potencial gravitacional

O potencial gravitacional é definido pela função escalar

$$V = \frac{Gm}{r}. \quad (3)$$

Num sistema de coordenadas retangulares tridimensional, a força de atração gravitacional é descrita por um vetor \vec{F} , tal que

$$X = \frac{\partial V}{\partial x}, Y = \frac{\partial V}{\partial y} \text{ e } Z = \frac{\partial V}{\partial z} \quad (4)$$

representam as componentes de \vec{F} . Ou seja, o vetor força é dado pelo gradiente da função escalar V

$$\vec{F} = (X, Y, Z) = \vec{\nabla} V. \quad (5)$$

Isso é de grande importância, uma vez que as três componentes do vetor \vec{F} podem ser substituídas por uma única função V . Em Geodésia, quando se considera a atração de sistemas de massas pontuais ou corpos sólidos, é muito mais fácil trabalhar com o potencial do que com as três componentes da força. Se considerarmos um corpo constituído por n partículas, a função V será a soma da contribuição de cada partícula.

Dessa forma, o potencial de um sistema de n massas pontuais m_1, m_2, \dots, m_n é a soma das contribuições individuais de V (Heiskanen e Moritz, 1967)

$$V = \frac{Gm_1}{r_1} + \frac{Gm_2}{r_2} + \dots + \frac{Gm_n}{r_n} = G \sum_{i=1}^n \frac{m_i}{r_i}. \quad (6)$$

3.3 Geopotencial

Admitindo que a massa pontual seja distribuída de forma contínua sobre um volume Ω (corpo sólido), o potencial gravitacional representado pela equação (6) torna-se

$$V = G \iiint_{\Omega} \frac{dM}{r}. \quad (7)$$

O potencial V é contínuo por todo o espaço, anulando-se no infinito. Suas derivadas primeiras, ou seja, as componentes da força, também são contínuas por

todo o espaço, porém as derivadas segundas não são. Onde as derivadas segundas apresentam uma descontinuidade, o potencial V satisfaz a equação de Poisson

$$\Delta V = -4\pi G\rho, \quad (8)$$

sendo

$$\Delta V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2}. \quad (9)$$

O símbolo Δ é o operador Laplaciano que tem a forma

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}. \quad (10)$$

No exterior das massas atrativas, o potencial se reduz a

$$\nabla V = 0. \quad (11)$$

Esta é a equação de Laplace e suas soluções são chamadas de funções harmônicas. O potencial gravitacional é uma função harmônica fora das massas atrativas, mas não dentro delas (Heiskanen e Moritz, 1967).

A solução da equação de Laplace que representa o geopotencial de atração no exterior das massas atrativas pode ser escrita em harmônicos esféricos (Moritz, 1980)

$$V(r, \phi, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{r^{n+1}} \sum_{m=0}^n [A_{nm} \cos m\lambda + B_{nm} \sin m\lambda] P_{nm}(\sin \phi), \quad (12)$$

sendo que (r, ϕ, λ) são as coordenadas esféricas do ponto considerado, r o raio vetor, ϕ a distância polar e λ a longitude, A_{nm} e B_{nm} são os coeficientes geopotenciais e $P_{nm}(\sin \phi)$ são os polinômios associados de Legendre.

Por sua vez, o potencial centrífugo resultante da rotação da Terra é dado por

$$\Phi(r, \phi) = \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \phi, \quad (13)$$

sendo ω a velocidade de rotação, admitida constante.

Dessa forma, o geopotencial (W) é escrito como

$$W(r, \phi, \lambda) = V(r, \phi, \lambda) + \Phi(r, \phi). \quad (14)$$

As superfícies nas quais o geopotencial é constante são chamadas de superfícies equipotenciais. A superfície equipotencial do campo de gravidade da Terra que coincide com o nível médio dos mares nos oceanos não perturbados é a superfície geoidal.

3.4 Esferopotencial

O modelo mais adequado que representa a forma e dimensões da Terra é chamado de Terra Normal. A superfície esferoidal que delimita a Terra normal é uma superfície equipotencial e tem a forma de um elipsoide de revolução.

O elipsoide de revolução ou elipsoide de referência possui a mesma massa e a mesma velocidade angular da Terra e, por conseguinte, o mesmo potencial rotacional da Terra real. Dessa forma, o esferopotencial (U) é dado por

$$U(r, \phi, \lambda) = V'(r, \phi, \lambda) + \Phi(r, \phi), \quad (15)$$

sendo $V'(r, \phi, \lambda)$ o esferopotencial de atração.

3.5 Potencial anômalo

A diferença entre o geopotencial e o esferopotencial é denominada potencial anômalo (ou potencial perturbador) (Heiskanen e Moritz, 1967) e representa as variações do campo de gravidade terrestre em relação ao campo associado ao elipsoide de referência. O potencial anômalo T é dado por

$$T(r, \phi, \lambda) = W(r, \phi, \lambda) - U(r, \phi, \lambda). \quad (16)$$

Os elementos do campo de gravidade anômalo (Figura 2) são relacionados com o potencial anômalo pela fórmula de Bruns (Heiskanen e Moritz, 1967)

$$N = \frac{T}{\gamma} \quad (17)$$

e pela Equação Fundamental da Geodésia Física

$$\Delta g = -\frac{\partial T}{\partial h} + \frac{1}{\gamma} \frac{\partial \gamma}{\partial h} T, \quad (18)$$

sendo N a altura geoidal, γ a aceleração da gravidade normal, Δg a anomalia da gravidade, e $\frac{\partial}{\partial h}$ a derivada ao longo da normal.

A altura geoidal ou ondulação do geóide (N) é medida a partir do geoide até o elipsoide de referência, ao longo da normal (perpendicular à superfície elipsoidal). A posição altimétrica de um ponto sobre a superfície terrestre é dada pela distância entre o ponto e a superfície geoidal. Essa distância, denominada altura ortométrica (H), é contada ao longo da linha vertical (perpendicular à superfície geoidal). Dessa forma, a distância entre o ponto e o elipsoide de referência ao longo da normal, ou seja, a altura geométrica (h) é obtida pela aproximação $h \approx N + H$.

A anomalia da gravidade pode ser definida por um vetor que, por sua vez, é caracterizado por magnitude e direção. A diferença em magnitude é Δg e a diferença em direção é o desvio da vertical (i), que pode ser expresso em duas componentes

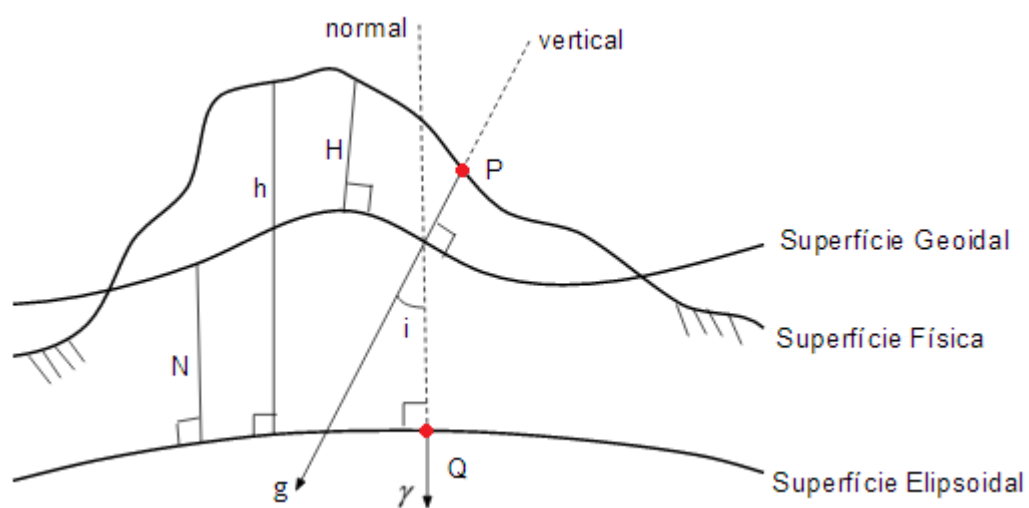
$$\xi = -\frac{1}{\gamma r} \frac{\partial T}{\partial r} = L_{\xi}(T) \quad (19)$$

e

$$\eta = -\frac{1}{\gamma} \frac{1}{r \cos \phi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} = L_{\eta}(T), \quad (20)$$

sendo que ξ é a componente norte-sul e η é a componente leste-oeste.

Figura 2 – Elementos do campo de gravidade anômalo: h e H são as alturas geométrica e ortométrica, respectivamente. A distância entre o elipsoide e o geóide é a altura geoidal (N) e o ângulo entre a normal e a vertical é o desvio da vertical (i). g e γ são as acelerações da gravidade observada e normal, respectivamente.



4. DADOS

4.1 Altimetria por satélite

O objetivo da medida de altimetria por satélite é quantificar as variações de altura da superfície do mar em relação ao elipsoide de referência. Os altímetros de radar a bordo de satélites medem a distância entre o satélite e a superfície do mar. O altímetro transmite sinais de alta frequência (pulsos curtos, na frequência de micro-ondas) para a Terra, que após serem parcialmente refletidos na superfície do mar retornam ao satélite. O tempo de viagem do pulso é medido com precisão utilizando relógios atômicos e corrigido de diversos efeitos que podem comprometer sua acurácia.

Dessa forma, a distância R (*range* ou altura do altímetro) entre o satélite e o nível médio do mar é estimada pela duração do trajeto de ida e volta (Chelton et al., 2001)

$$R = \hat{R} - \sum_j \Delta R_j, \quad (21)$$

sendo que $\hat{R} = \frac{ct}{2}$ é o alcance que não considera refração e c é a velocidade da luz no vácuo, ΔR_j (com $j = 1, \dots, n$) são as correções relativas as componentes de refração atmosférica e ao viés entre a superfície de dispersão eletromagnética média e o nível médio do mar na interface mar-atmosfera (Chelton et al., 2001).

A altura do satélite (ou altitude da órbita) em relação ao elipsoide de referência é dada por

$$H = R + SSH + \Delta h + e, \quad (22)$$

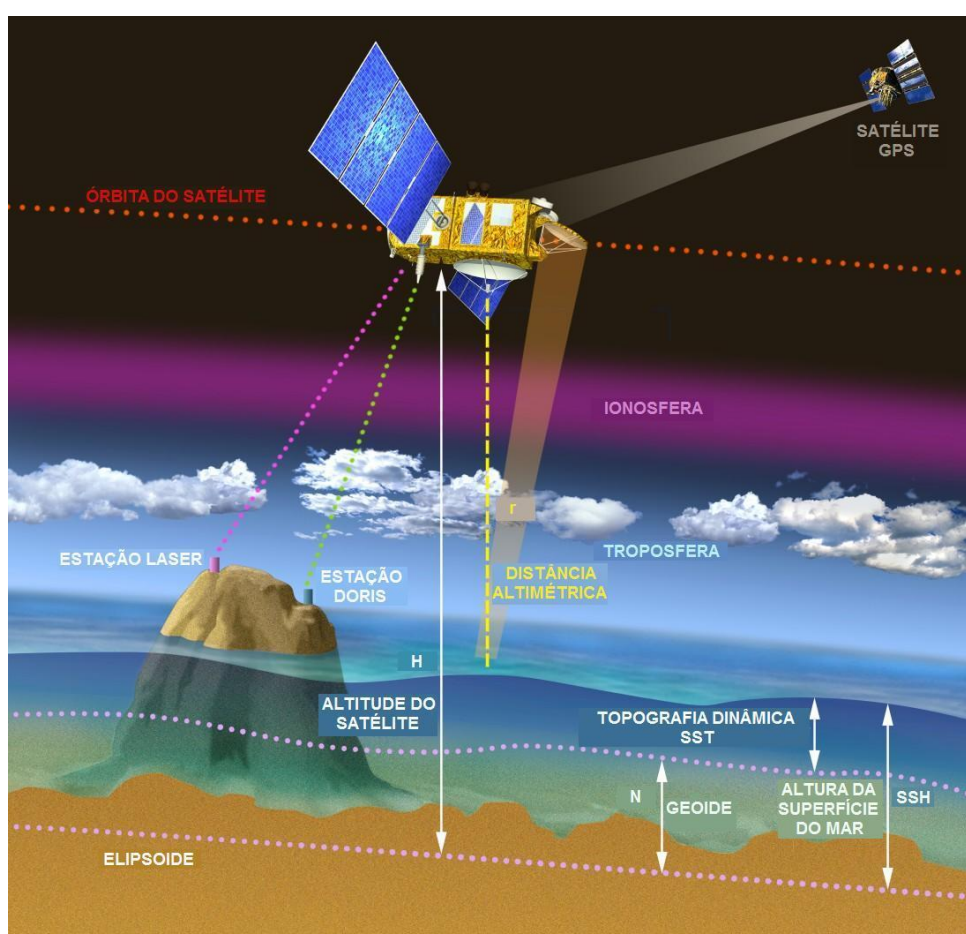
sendo que SSH (Sea Surface Height) é a altura da superfície do mar relativa ao elipsoide de referência, Δh é o efeito instantâneo da maré e e é o termo associado aos erros e correções da medida.

A altura da superfície do mar é dada por

$$SSH = N + SST, \quad (23)$$

sendo que N é a altura geoidal e SST (Sea Surface Topography) corresponde à topografia da superfície do mar. Por sua vez, a topografia da superfície do mar possui uma componente quasi-estacionária, que pode ser considerada estacionária em posição e magnitude durante um longo período de tempo e uma componente dependente do tempo, que evolui rapidamente (Hwang, 1997). A Figura 3 mostra os princípios de medição de um satélite altimétrico.

Figura 3 – Esquema de uma medida de altimetria por satélite sobre a superfície do mar. Os elementos da imagem estão fora de escala.



Fonte: adaptado de AVISO (2014).

Os dados de altimetria por satélite utilizados neste estudo incluem as trilhas das missões geodésicas do ERS-1 e Geosat, e trilhas do Seasat, obtidas do trabalho de Molina (2009), selecionados para a região da elevação do Rio Grande e áreas adjacentes, entre as latitudes 26° a 37° S e longitudes 26° a 40° W. As características das missões citadas são apresentadas a seguir.

4.1.1 ERS-1 (European Remote-Sensing Satellite-1)¹

O satélite ERS-1 foi o primeiro lançado pela Agência Espacial Européia ESA com o objetivo de monitorar oceanos, geleiras e atmosfera, em particular no espectro das micro-ondas. Lançado em julho de 1991, realizou um denso mapeamento de regiões oceânicas no período de abril de 1994 a março de 1995, encerrando sua missão em março de 2000 por uma falha no sistema de controle de atitude a bordo.

O satélite apresentava órbita circular, altitude média de 780 km e período de 100 minutos, e funcionou em três órbitas diferentes: uma com ciclo de repetição de 3 dias para calibração e observação de geleiras, uma com período de repetição de 35 dias para observações oceânicas multidisciplinares, e uma órbita com tempo de repetição de 168 dias para aplicações geodésicas. A missão geodésica teve dois ciclos sucessivos, fornecendo um conjunto de dados com espaçamento médio entre as trilhas de 8 km no equador.

Com cerca de 2400 kg, o ERS-1 possuía a bordo um radar de abertura sintética (SAR) para avaliar dados regionais dos oceanos, regiões polares e zonas costeiras e determinar características das ondas, um radar altímetro para medir elevações da superfície do mar e camadas superficiais de gelo, e instrumentos para monitorar a temperatura da superfície do mar e determinar a umidade da troposfera.

4.1.2 Geosat (Geodetic Satellite)²

O Geosat foi uma missão pioneira da marinha norte-americana com o objetivo de fornecer uma grade densa de dados altimétricos para uso na Geodésia e estudos oceanográficos. O satélite operou entre março de 1985 e janeiro de 1990 em duas fases, uma missão geodésica (GM – Geodetic Mission) que durou 18 meses, e uma missão de repetição exata (ERM – Exact Repeat Mission) que se encerrou devido a problemas no altímetro.

¹ <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/e/ers-1>

² <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/g/geosat>

Primeiramente, o satélite foi posicionado em uma órbita de quase-repetição de 3 dias, com objetivo de mapear o geóide marinho, apresentando uma resolução espacial de 4 km no equador. Em setembro de 1986, o Geosat foi colocado em uma órbita similar à do Seasat, em uma altitude de 800 km, com um período de repetição de 17 dias para observação dos parâmetros geodésicos dos oceanos. A missão de repetição exata forneceu mais de três anos de dados de altimetria de alta qualidade.

O altímetro consistia de dois sistemas principais, um radar altímetro para coletar dados de elevação da superfície oceânica com uma precisão de cerca de 5 cm, e um transmissor de sinal.

4.1.3 Seasat³

O Seasat foi o primeiro altímetro a utilizar o radar de abertura sintética (SAR), sendo a missão pioneira dedicada à oceanografia, que provou a viabilidade do monitoramento global por satélite para este fim. Lançado em junho de 1978, teve uma vida útil curta, encerrando seu funcionamento em outubro do mesmo ano por uma falha irreversível no sistema de energia do satélite.

O satélite foi colocado em uma órbita quase polar a 800 km de altitude e período de 100 minutos, com ciclo de repetição de 17 dias e subciclo de 3 dias. Nos 105 dias de operação, apenas 42 horas de dados foram coletados, fornecendo, porém, mais informação relacionada ao campo de gravidade dos oceanos do que as obtidas em 100 anos de coleta de dados de navio.

O altímetro apresentou uma precisão de 5 cm (Haxby et al., 1983) com espaçamento médio entre as trilhas de 165 km no equador. Os dados coletados incluem informações de ventos e temperaturas da superfície do mar, altura das ondas, conteúdo de água na atmosfera, feições do gelo marinho e topografia do oceano.

A Tabela 1 mostra as principais características das três missões de altimetria por satélite descritas.

³ <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/s/seasat>

Tabela 1 – Características das missões geodésicas ERS-1, Geosat e Seasat.

Missões altimétricas	ERS1-GM	Geosat-GM	Seasat
Período	04/1994-03/1995	03/1985-09/1986	06/1978-10/1978
Altitude da órbita (km)	781	788	800
Ângulo de inclinação	98,5°	108°	108°
Espaçamento entre as trilhas (km)	8	4	165
Espaçamento ao longo da trilhas (km)	6,7	3,3	7

Fonte: Hwang et al. (2002).

4.2 Gradiente da superfície do mar

O principal elemento do campo de gravidade utilizado neste trabalho é a derivada direcional da SSH ao longo das trilhas de satélite, conhecida como SSG (Sea Surface Gradient). Os gradientes da superfície do mar são menos afetados por erros de longos comprimentos de onda do que a altura da superfície do mar, além de enfatizarem as feições associadas aos curtos comprimentos de onda da SSH.

Para uma área menor do que poucos milhares de km², a SSH pode ser escrita como (Hwang and Parsons, 1995)

$$SSH = N + a + bs, \quad (24)$$

sendo que s é a distância ao longo da trilha e a e b representam o viés e a tendência linear correspondente à separação entre as alturas geoidal e da superfície do mar devido à topografia da superfície do mar e aos erros de órbita. Assim, calcula-se o gradiente de SSH ao longo da trilha

$$SSG(\alpha) = \frac{\partial SSH}{\partial s} = \frac{\partial N}{\partial s} + b, \quad (25)$$

sendo α o azimute da trilha. Esses gradientes são em princípio livres de erros sistemáticos de longo comprimento de onda relacionados à variabilidade da órbita do satélite. Isso ocorre quando se considera pequenas regiões (da ordem de 100 km x 100 km) no cálculo de um ponto, onde b é considerado constante.

Dada a pequena separação entre os pontos ao longo das trilhas (Tabela 1), a derivada direcional é obtida através da aproximação pela inclinação da reta entre dois pontos consecutivos

$$SSG(\alpha) = \frac{SSH_2 - SSH_1}{d}, \quad (26)$$

sendo d a distância entre os pontos, que não deve ultrapassar 2 segundos no tempo, equivalente a ~15 km (Molina, 2009). A posição geográfica de cada SSG corresponde à média das coordenadas dos pontos utilizados para seu cálculo. Dessa forma, o azimute α também pode ser calculado (Hwang and Parsons, 1995):

$$\alpha = \arctan\left(\frac{\Delta x}{\Delta y}\right), \quad (27)$$

onde $\Delta x = R \cos(\bar{\phi})(\lambda_2 - \lambda_1)$ e $\Delta y = R(\phi_2 - \phi_1)$, sendo λ_1 e λ_2 as longitudes, ϕ_1 e ϕ_2 as latitudes dos pontos calculados e $\bar{\phi}$ a latitude média.

Para missões geodésicas, o erro padrão associado ao conjunto de dados pode ser avaliado pelo nível de ruído do altímetro de cada satélite (σ):

$$\sigma_\varepsilon^2 = \frac{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}{d^2} = \frac{2\sigma^2}{d^2}, \quad (28)$$

sendo que d é o espaçamento médio dos pontos ao longo da trilha.

De maneira similar, gradientes do geóide ou desvio da vertical (DOV – Deflection of the Vertical) podem ser calculados. Primeiro, obtém-se a altura geoidal removendo o efeito da topografia dinâmica da SSH (Equação 23). Então, calcula-se a derivada direcional (inclinação) da altura geoidal obtendo-se assim o desvio da vertical.

5. PROCESSAMENTO DOS DADOS

5.1 Leitura e conversão dos dados

Os dados de altimetria por satélite geralmente vêm na estrutura GDR (Geophysical Data Record) (Cheney et al., 1991) ou OPR (Ocean Products) (Dumont et al., 1995). Os arquivos vêm em formato binário/*big-endian* (formato utilizado em estações de trabalho) e devem ser convertidos para o formato ASCII para serem lidos e editados. Cada conjunto de dados contém as informações e correções geofísicas referentes a cada ponto de observação. A extração dos dados manteve a estrutura original na conversão para o arquivo ASCII, com todas as informações sobre cada ponto de medida.

5.2 Correções dos dados

Os valores brutos de SSH das medidas de altimetria por satélite devem ser corrigidos de acordo com a seguinte fórmula (Cheney et al., 1991)

$$SSH_{corr} = h - DRY - WET - IONO - OTID - LTID - STID - PTID - IB + 0,55SWH, \quad (29)$$

considerando que h é a altura da superfície do mar medida pelo satélite e os termos seguintes são as correções aplicadas devido à quantidade de ar na troposfera (DRY), quantidade de vapor d'água na atmosfera (WET), quantidade de elétrons livres na ionosfera ($IONO$), maré oceânica ($OTID$), carga da maré oceânica ($LTID$), maré terrestre ($STID$), maré polar ($PTID$), barômetro invertido (IB) e altura significativa de onda (SWH).

Extraindo apenas os pontos referentes à região de interesse deste trabalho, para cada missão altimétrica, o conjunto de dados utilizados contém as coordenadas geográficas e o valor de SSH corrigido associados a cada ponto de observação.

Os valores corrigidos de SSH para cada ponto de medida de satélite, juntamente com a curva de contorno batimétrica de 3500 m, estão representados nas Figuras 4, 5 e 6 utilizando a mesma escala de cores para os três conjuntos de dados. As características dos conjuntos de dados das três missões estão

apresentadas na Tabela 2. A representação dos dados e resultados deste trabalho e alguns processamentos foram realizados utilizando o pacote GMT (Generic Mapping Tools) (Wessel e Smith, 1995).

Figura 4 – Altura da superfície do mar medida pelo ERS1-GM. A curva batimétrica de 3500 m encontra-se representada.

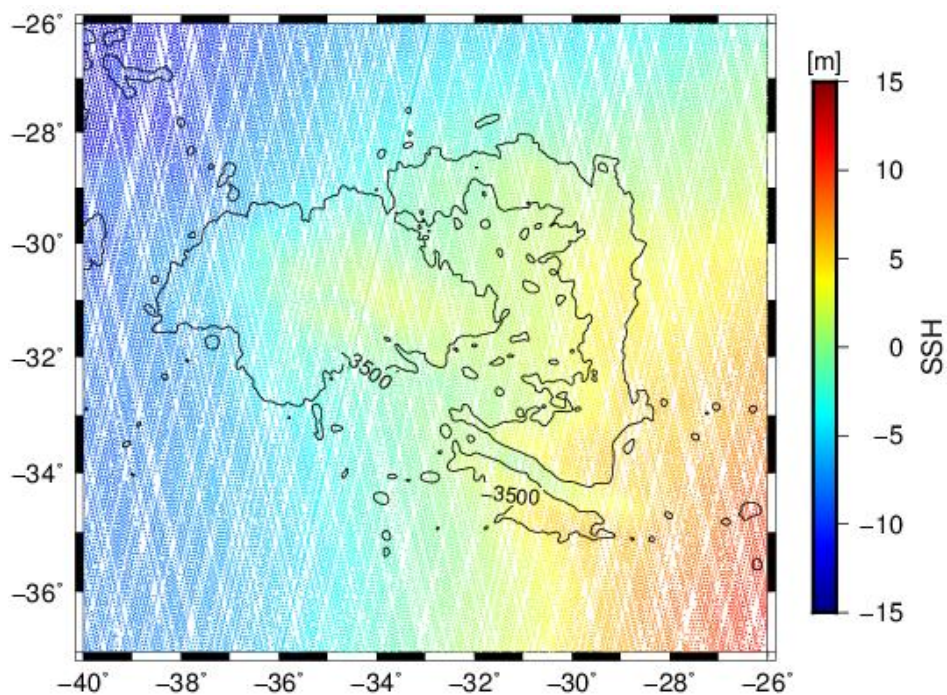


Figura 5 - Altura da superfície do mar medida pelo Geosat-GM. A curva batimétrica de 3500 m encontra-se representada.

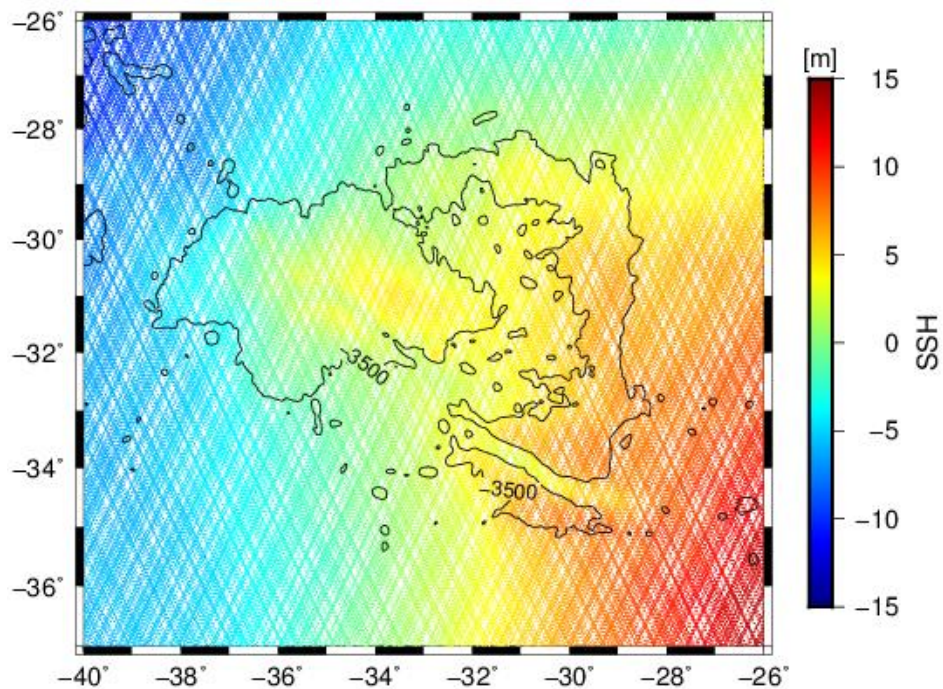


Figura 6 - Altura da superfície do mar medida pelo Seasat. A curva batimétrica de 3500 m encontra-se representada.

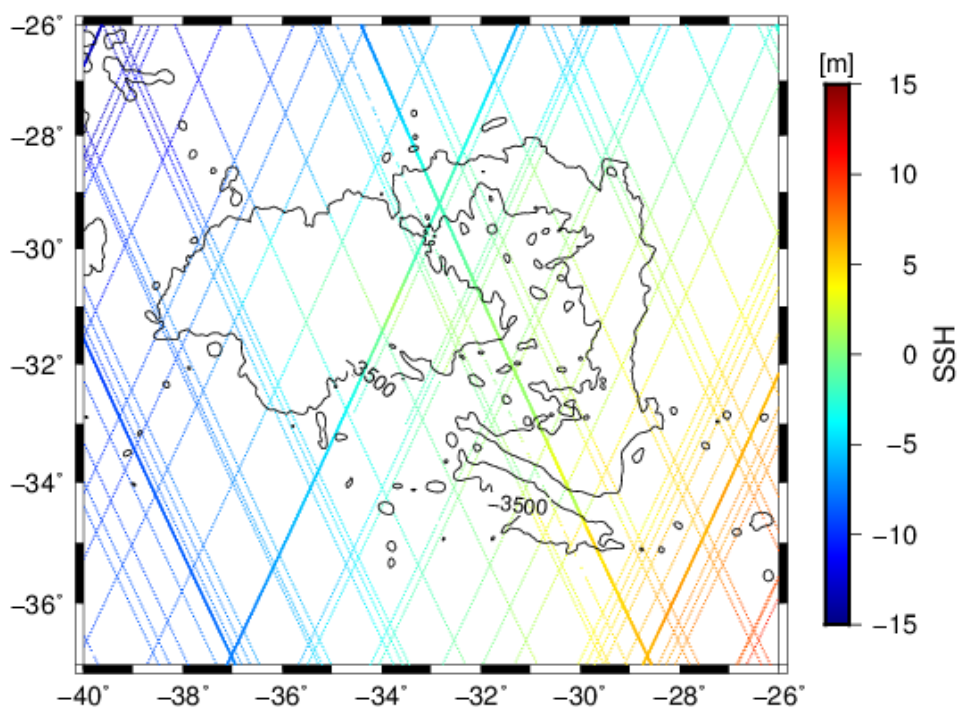


Tabela 2 – Características dos dados das missões geodésicas ERS-1, Geosat e Seasat.

Missões altimétricas	Número de pontos	Valor mínimo (m)	Valor máximo (m)
ERS1-GM	54.158	-12,790	11,259
Geosat-GM	113.960	-10,341	13,289
Seasat	12.304	-13,750	10,580

5.3 Separação das trilhas de satélite

Para calcular os gradientes de SSH é necessário antes separar as trilhas de satélite em ascendentes (de direção SE-NW, nesse caso) e descendentes (de direção NE-SW, nesse caso). Através das informações das coordenadas de cada ponto, verifica-se se um ponto está contido em uma trilha ou se ele marca o início de uma nova trilha. Nesta etapa, é importante atentar-se às regiões das trilhas com ausência de dados, que podem ser maiores do que a separação entre trilhas, podendo gerar problemas no processo de separação (Molina, 2009).

As Figuras 7, 8 e 9 mostram as trilhas ascendentes e descendentes das missões altimétricas utilizadas neste estudo, com a linha de contorno batimétrica de 3500 m, com a mesma escala de cores para os três conjuntos de dados.

Figura 7 - Trilhas ascendentes e descendentes da missão ERS1-GM.

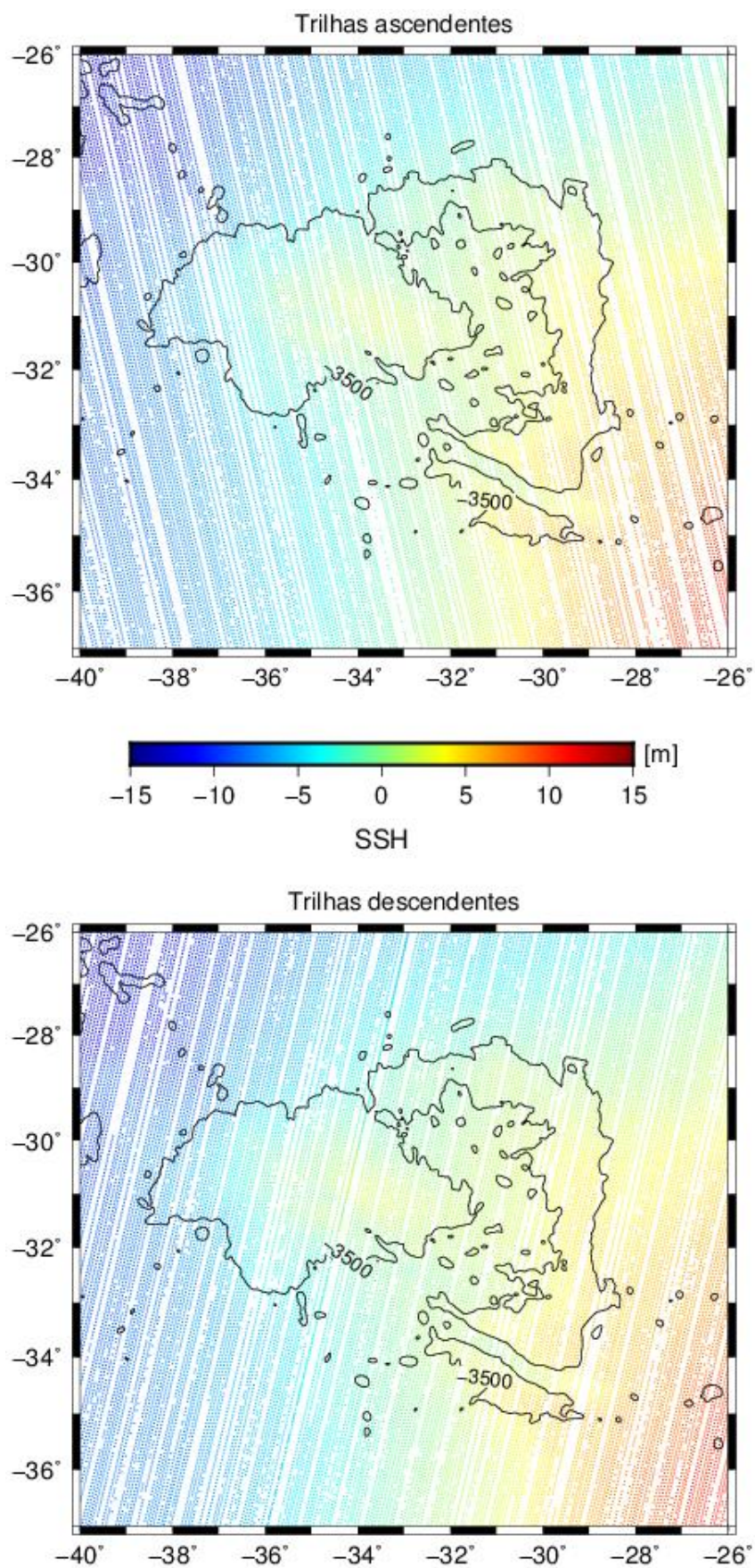


Figura 8 - Trilhas ascendentes e descendentes da missão Geosat-GM.

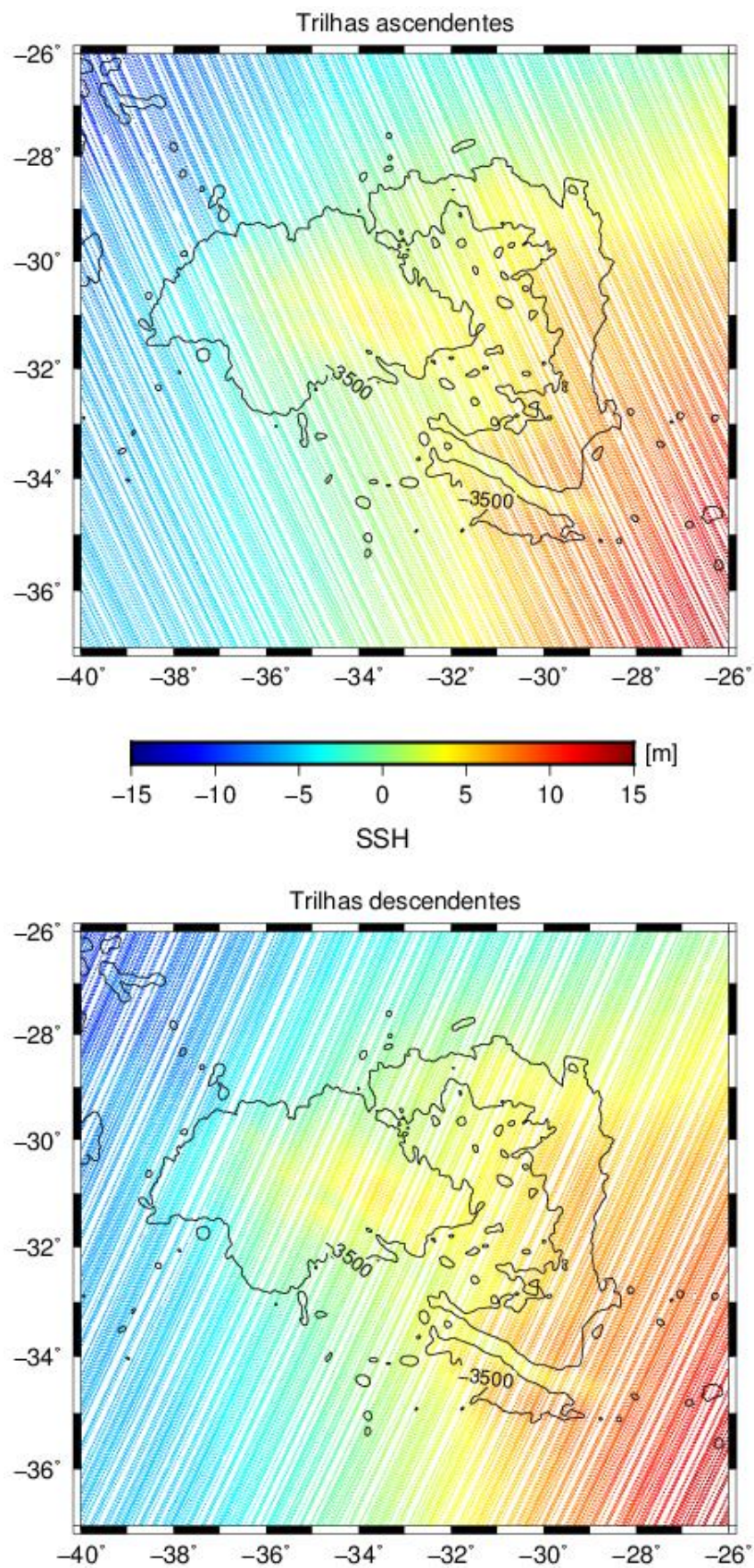
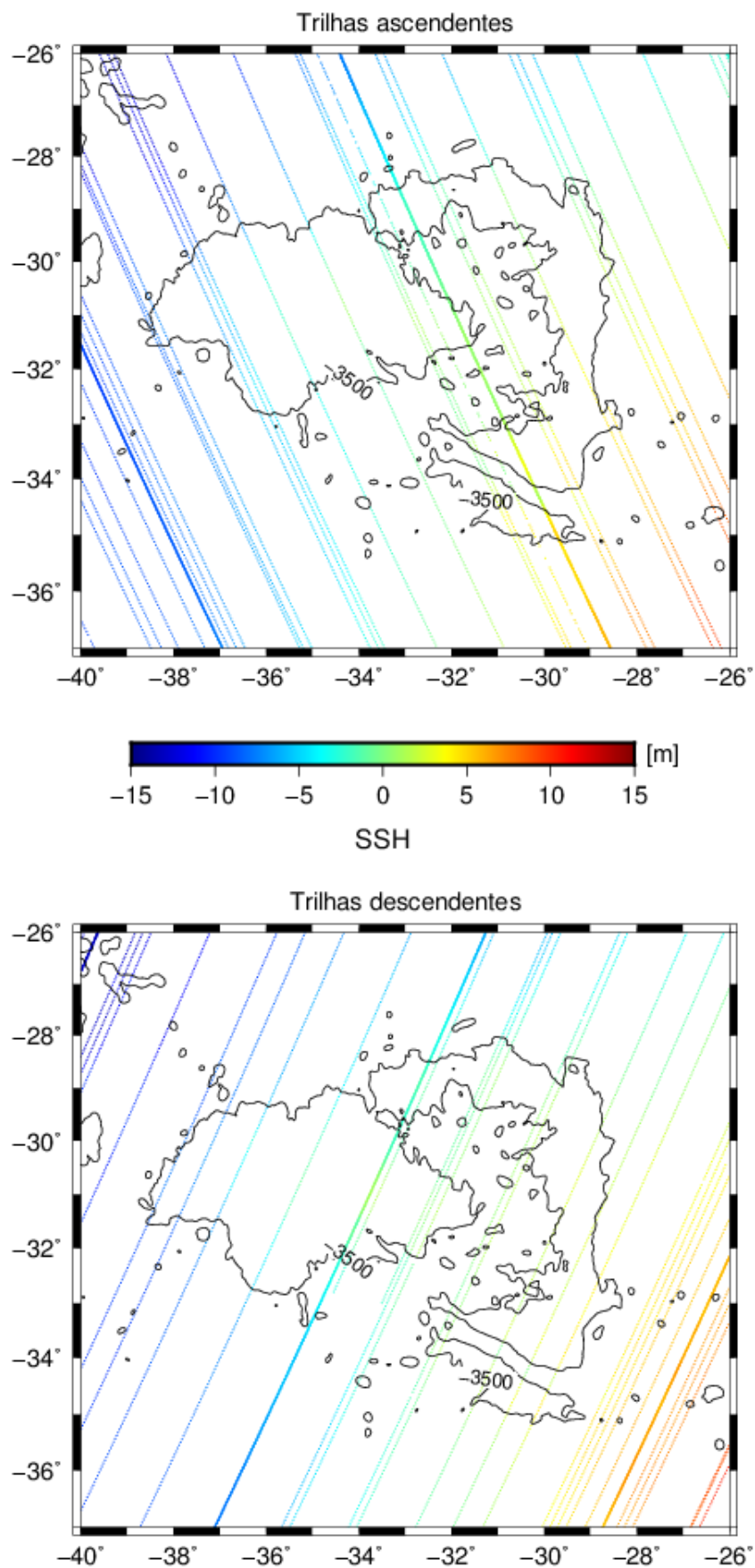


Figura 9 - Trilhas ascendentes e descendentes da missão Seasat.



5.4 Diferenciação ao longo das trilhas de satélite

Nesta etapa, foram calculadas as derivadas direcionais da altura da superfície do mar ao longo das trilhas ascendentes e descendentes (Equação 26), denominadas de SSG, considerando uma distância máxima permitida entre os pontos. As coordenadas de cada gradiente correspondem à média das coordenadas dos pontos utilizados para seu cálculo. Os valores de SSG calculados para as trilhas ascendentes e descendentes dos satélites, junto à curva de contorno batimétrica de 3500 m, estão apresentados nas Figuras 10, 11 e 12, utilizando a mesma escala de cores para os três conjuntos de dados.

Os gradientes de superfície do mar passaram por um processo de filtragem, utilizando-se um filtro gaussiano para remover comprimentos de onda menores do que 40 km, que estavam abaixo do limiar de ruídos. A Figura 13 mostra os valores de SSG filtrados.

Figura 10 - Derivadas direcionais de SSH ao longo das trilhas de satélite ascendentes e descendentes da missão ERS1-GM.

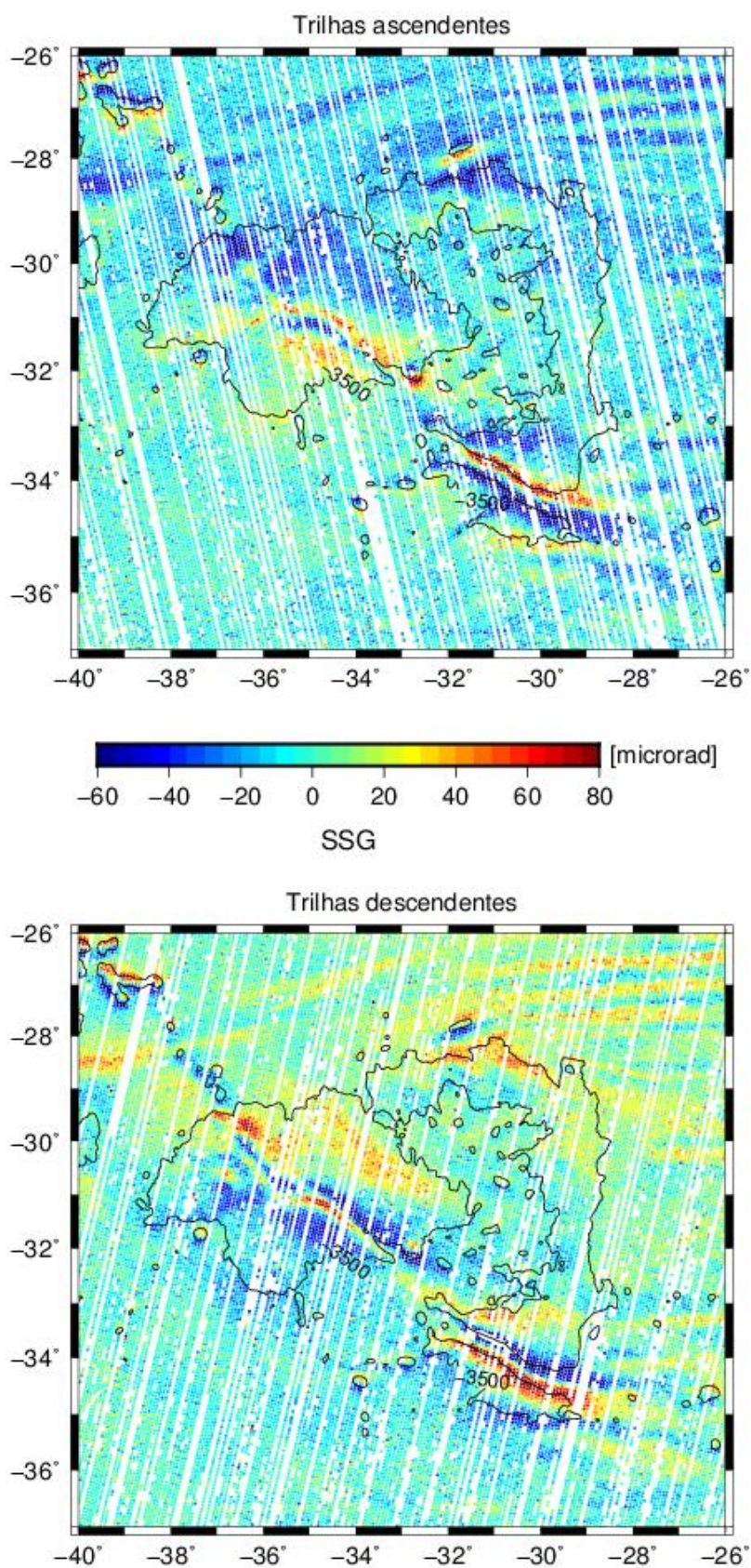


Figura 11 - Derivadas direcionais de SSH ao longo das trilhas de satélite ascendentes e descendentes da missão Geosat-GM.

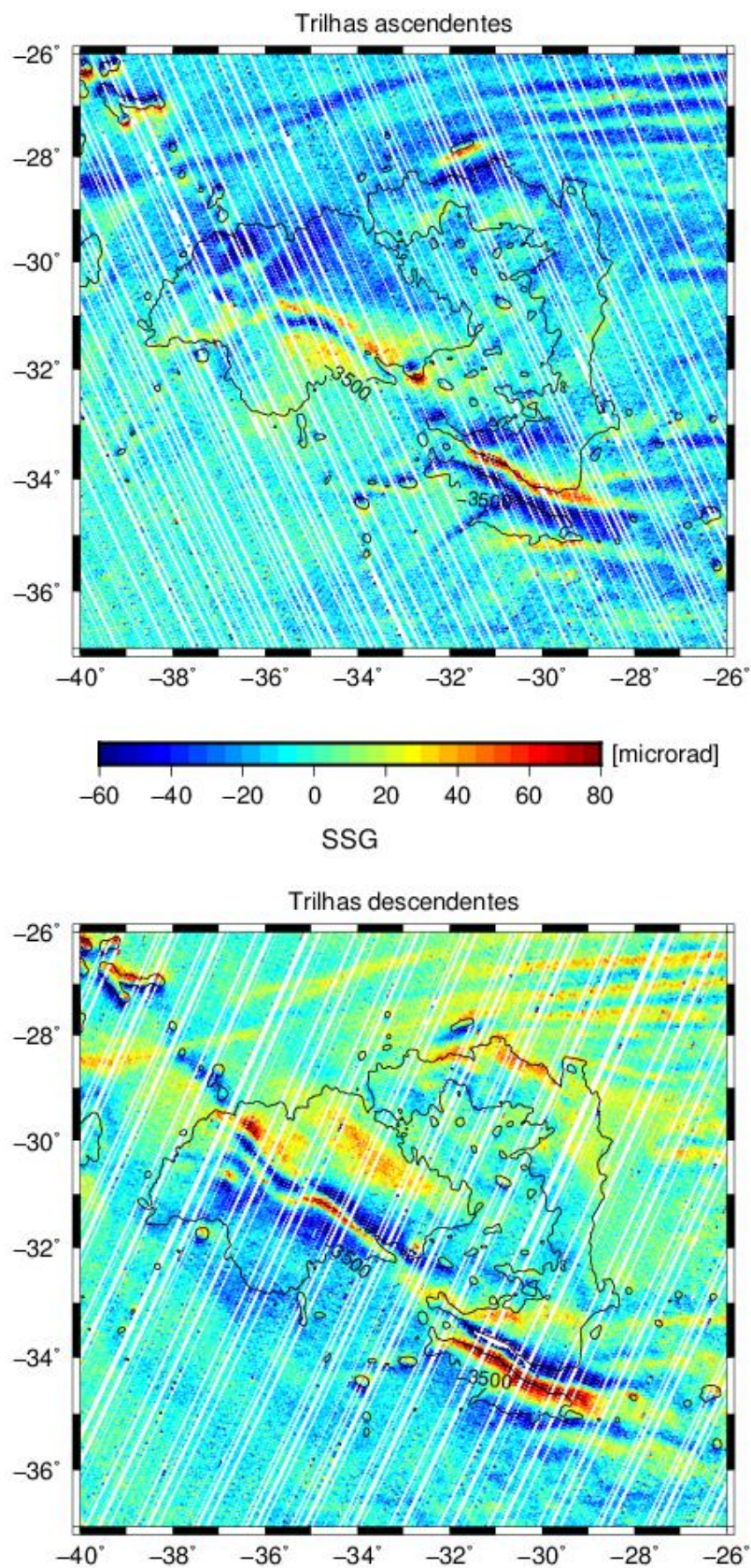


Figura 12 - Derivadas direcionais de SSH ao longo das trilhas de satélite ascendentes e descendentes da missão Seasat.

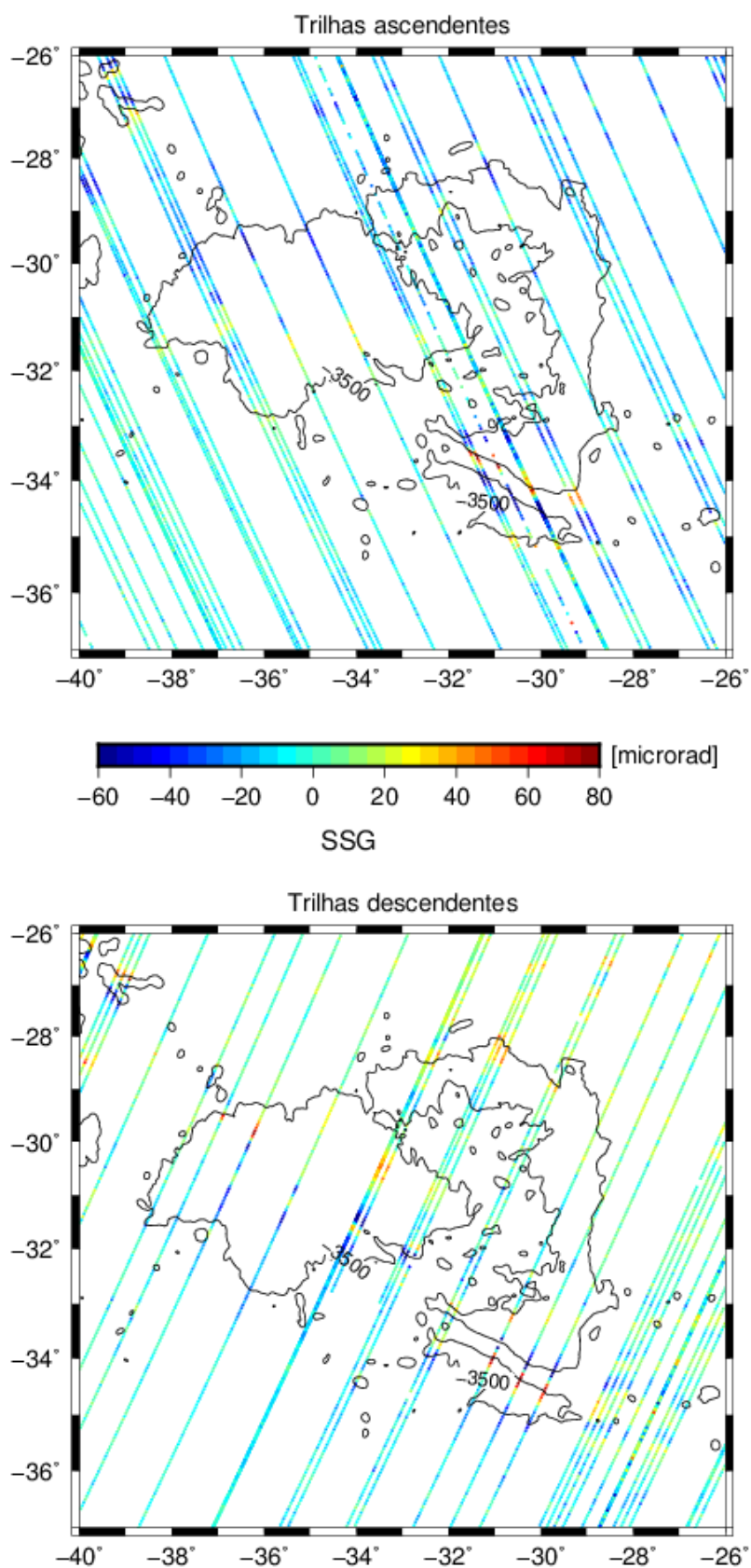
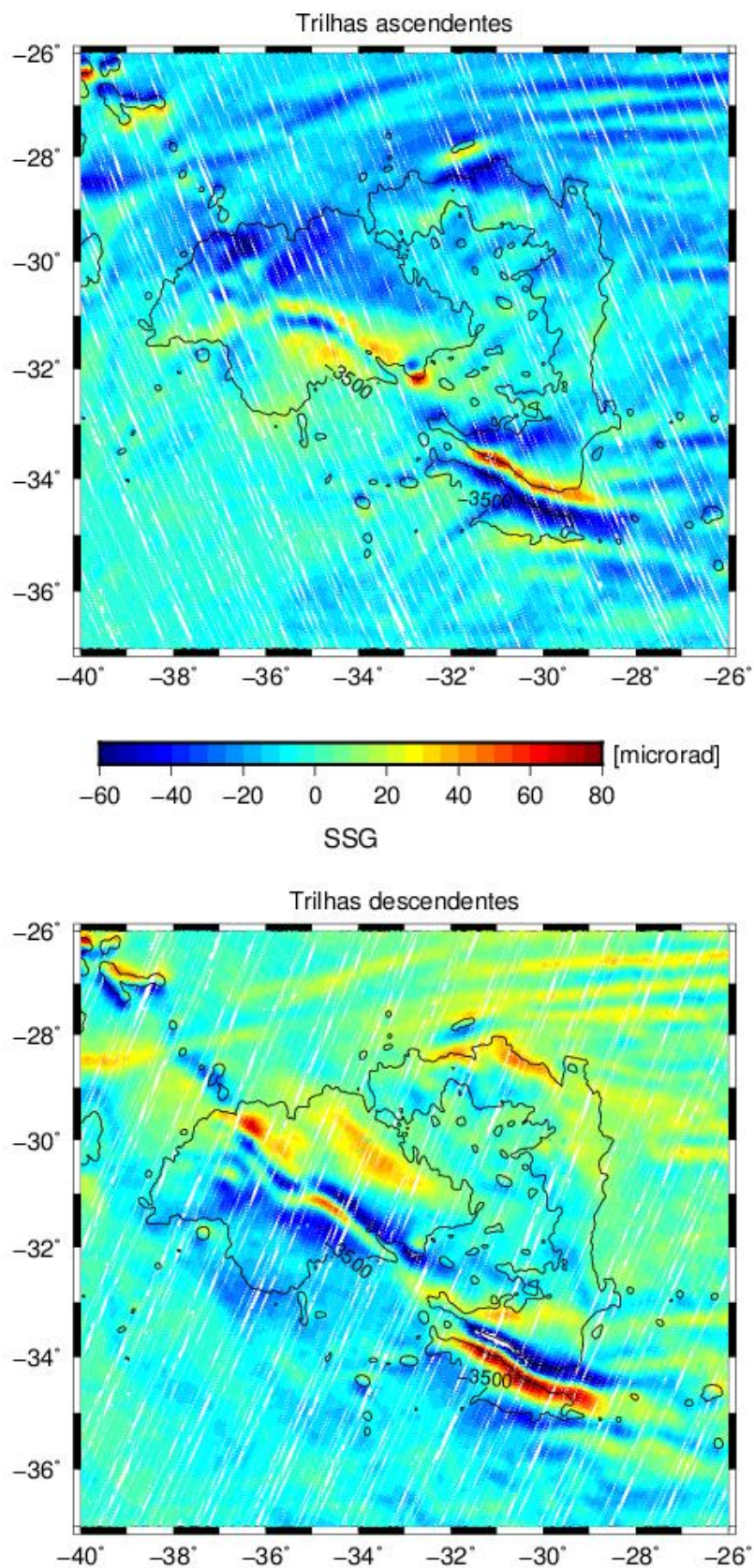


Figura 13 – Valores filtrados das derivadas direcionais de SSH ao longo das trilhas de satélite ascendentes e descendentes das três missões.

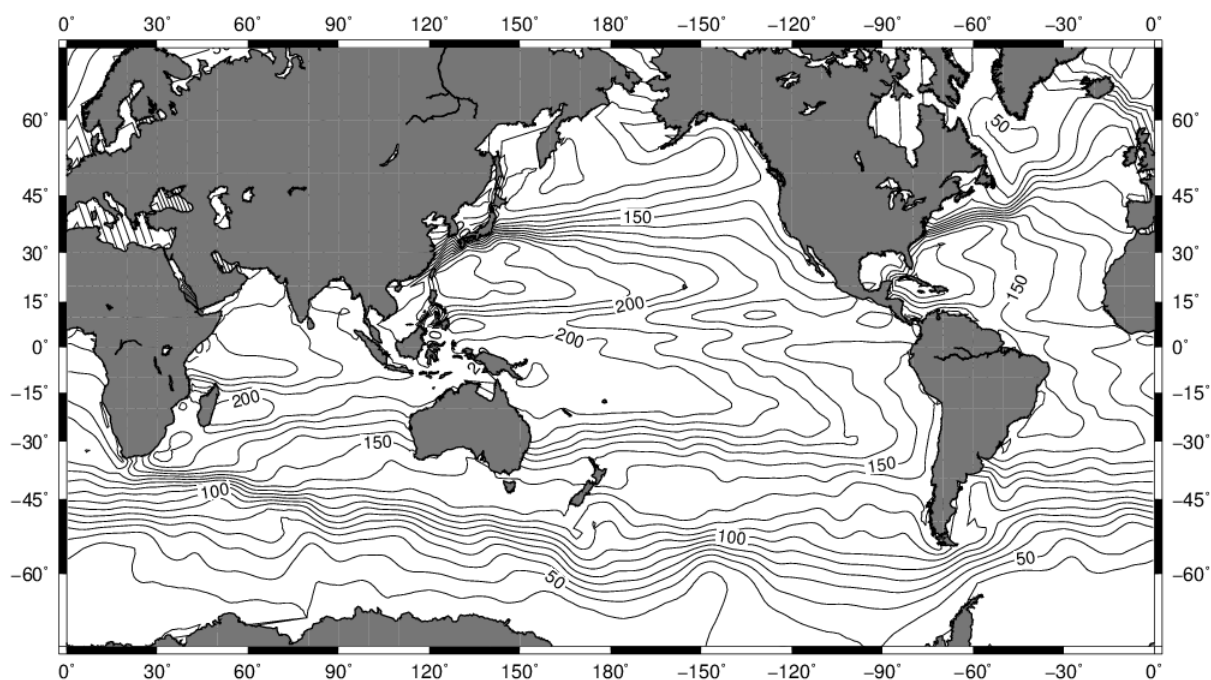


5.5 Altura geoidal e ângulo de desvio da vertical

Para calcular a altura geoidal deve-se remover da SSH as componentes quasi-estacionária e dependente do tempo da SST. A componente dependente do tempo é reduzida filtrando-se a altura da superfície do mar com um filtro gaussiano de 7, 7 e 5 km para os satélites Seasat, ERS1-GM e Geosat-GM, respectivamente (Hwang et al., 2002).

Para a remoção da componente quasi-estacionária da topografia dinâmica foi adotado o modelo de Levitus et al. (1997) (Figura 14).

Figura 14 – Topografia da superfície do mar quasi-estacionária de Levitus et al. (1997), com intervalo de contorno de 10 cm.



O gradiente da altura geoidal ou desvio da vertical (DOV) é calculado da mesma forma que o gradiente da superfície do mar, através da inclinação da reta entre dois pontos consecutivos. Por fim, é aplicado o mesmo filtro gaussiano de 40 km para atenuar ruídos. A Figura 15 apresenta os valores filtrados do desvio da vertical para as trilhas ascendentes e descendentes.

Diferentes tipos de feições tectônicas têm assinaturas características nos gradientes de altura geoidal e de superfície do mar. A SSG possui uma assinatura

muito semelhante à do desvio da vertical para as estruturas do assoalho oceânico (Figura 16). Dessa forma, as respostas do DOV para as diversas feições podem ajudar na interpretação dos resultados da SSG.

Figura 15 – Valores filtrados das derivadas direcionais da altura geoidal (desvio da vertical - DOV) ao longo das trilhas de satélite ascendentes e descendentes das três missões.

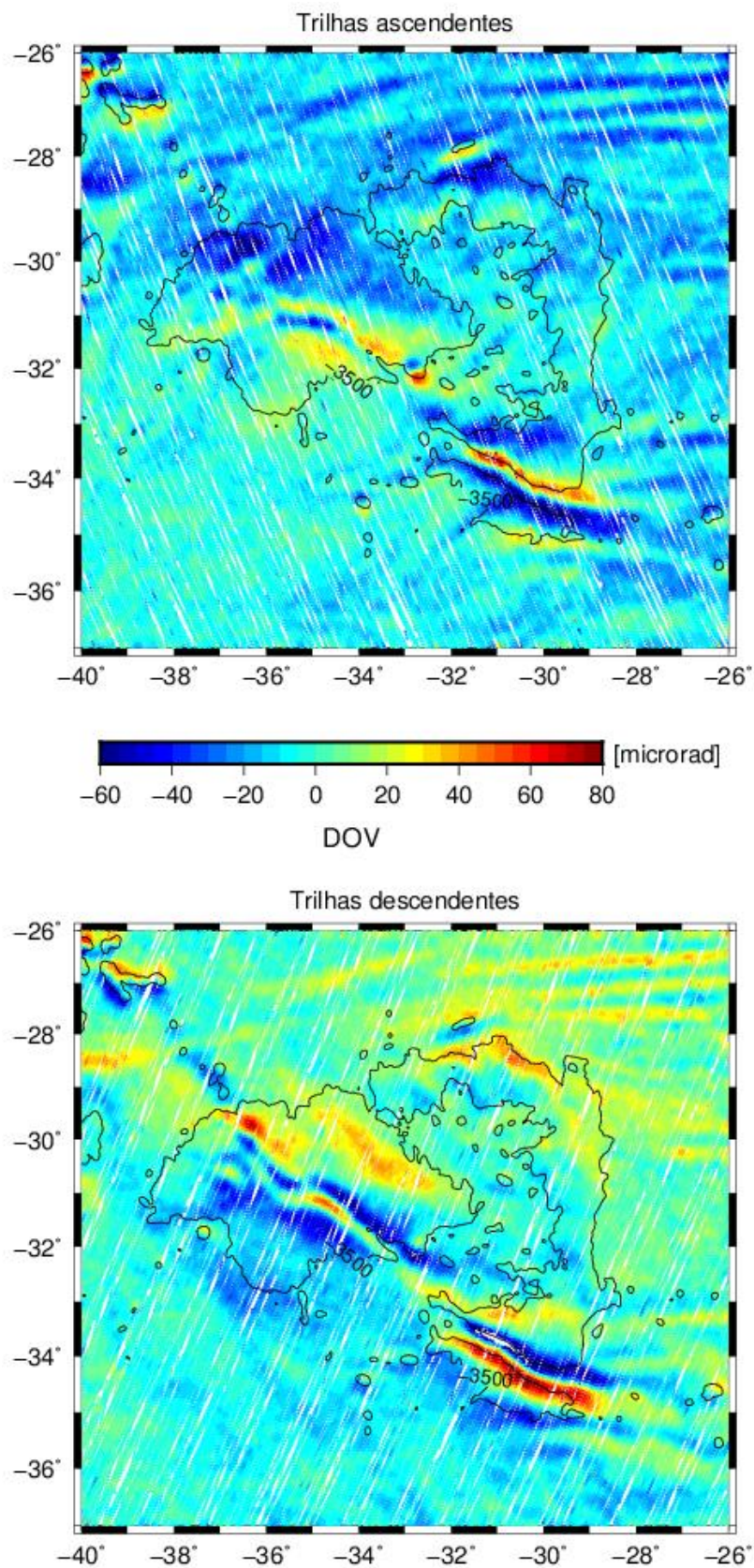
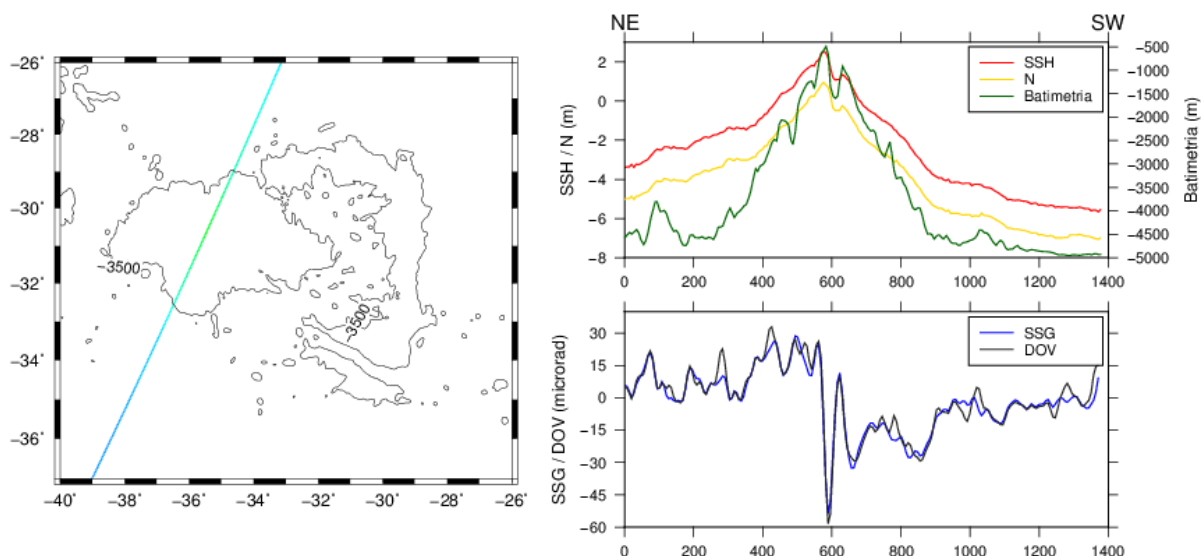


Figura 16 – Trilha descendente do Geosat-GM (esquerda). SSH, altura geoidal (N) e batimetria ao longo da trilha (direita acima). SSG e desvio da vertical (DOV) ao longo da trilha (direita abaixo).



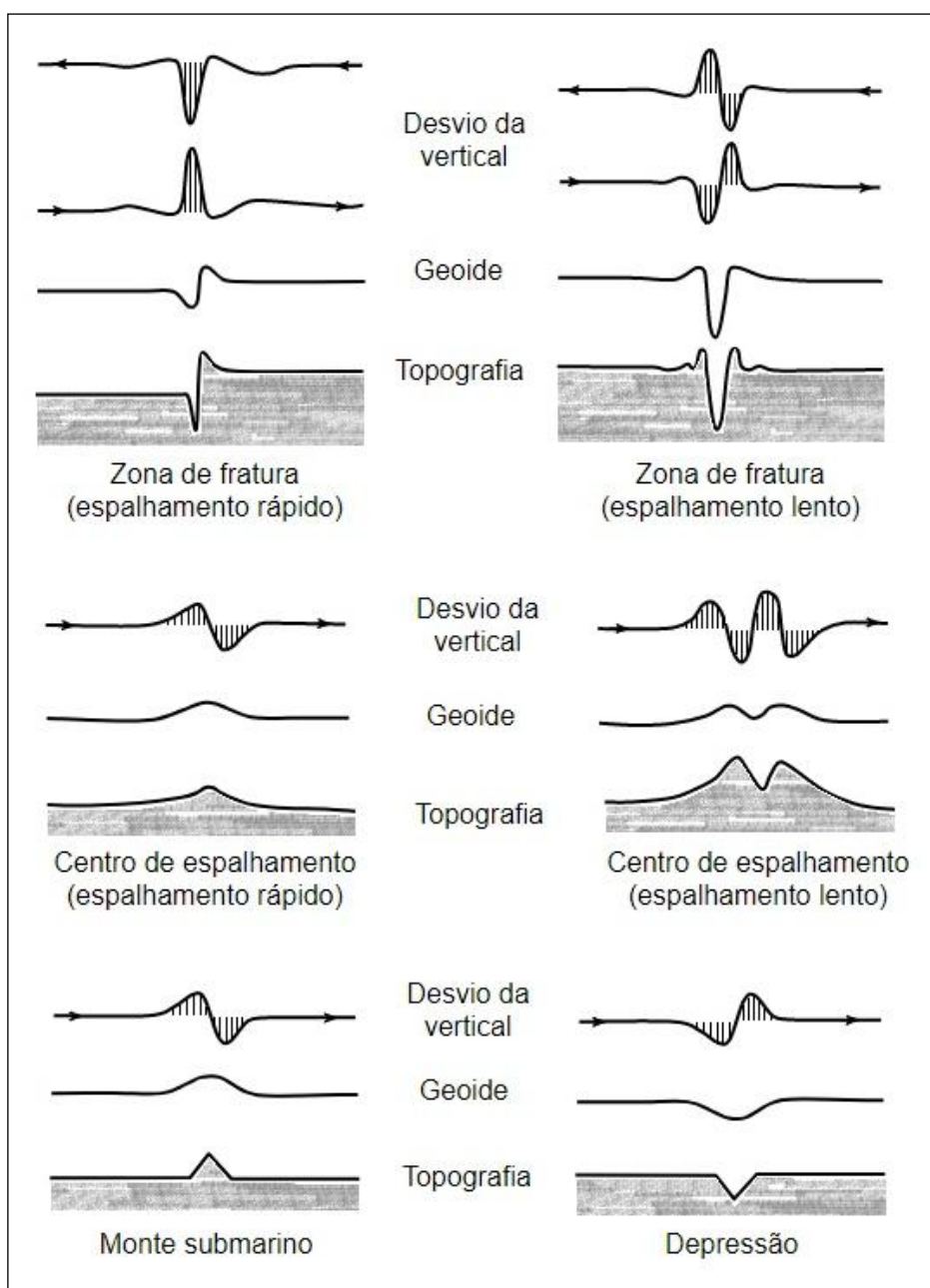
5.5.1 Assinaturas das feições tectônicas do assoalho oceânico

A maioria das feições do assoalho oceânico, dependendo da sua extensão, possui uma assinatura reproduzível numa série de perfis paralelos dos gradientes horizontais do campo de gravidade, tornando possível identificá-las (Royer et al., 1989). A assinatura de uma zona de fratura, por exemplo, depende principalmente de sua taxa de espalhamento. Montes submarinos são reconhecidos por dois picos, um positivo e outro negativo, de mesma amplitude. As cordilheiras assísmicas (como a elevação do Rio Grande) e platôs são de fácil identificação, porém dependendo da sua largura e altura em relação às bacias adjacentes pode ser difícil diferenciá-los.

Outros fatores como a direção das trilhas do satélite e a orientação das feições tectônicas em relação à trilha também podem interferir na assinatura da feição, que pode ser idêntica ou reversa nos conjuntos de trilhas ascendentes e descendentes. Em geral, estruturas de orientação Norte-Sul irão apresentar as mesmas respostas, e feições orientadas Leste-Oeste terão assinaturas reversas (Royer et al., 1989).

A Figura 17 mostra diversas assinaturas de feições tectônicas do fundo oceânico no desvio da vertical (outras assinaturas podem ser encontradas em Royer et al., 1989).

Figura 17 – Assinaturas do geóide e do ângulo do desvio da vertical associadas a algumas feições tectônicas do assoalho oceânico: zona de fratura, centro de espalhamento, monte submarino e depressão. As setas indicam o sentido do satélite ao longo da trilha.



Fonte: adaptado de Royer et al. (1989)

6. ANÁLISE DOS RESULTADOS

6.1 Altura da superfície do mar (SSH)

As variações da altura da superfície do mar revelam apenas algumas feições do assoalho oceânico, em geral, aquelas de maior porte, como o *rift* de direção NW-SE e a Zona de Fratura Rio Grande. Alguns montes submarinos, com maior dimensão, também podem ser observados nos conjuntos de trilhas ascendentes e descendentes. As Figuras 18 e 19 mostram os valores de SSH plotados perpendicularmente às trilhas de satélite ascendentes e descendentes, respectivamente (amplitudes positivas para o Norte).

As estruturas identificadas neste trabalho estão posicionadas corretamente em relação à batimetria da região. Entretanto, após a análise dos resultados, foi observado que, nas trilhas ascendentes do Geosat, a altura da superfície do mar apresenta uma discrepância (*shift*) em relação às dos outros satélites. O mesmo ocorre com as trilhas descendentes do ERS1. No entanto, isso não afeta os gradientes de superfície do mar devido à diferenciação contínua ao longo das trilhas (Sandwell e Smith, 1997). Dessa forma, a análise das variações de SSH foi realizada para as missões ERS1 e Geosat separadamente, para evitar “sombras” ou “fantasmas” que não correspondem a estruturas. Como a missão Seasat não apresenta trilhas suficientes para caracterizar estruturas oceânicas na região de estudo, elas não foram analisadas. Porém, os dados de todas as missões foram utilizados no cálculo da SSG.

Na Figura 20 estão indicadas as feições identificadas nas trilhas de satélite da SSH das missões ERS1 e Geosat. Considerando as trilhas ascendentes, as respostas do ERS1 estão posicionadas corretamente em relação à batimetria. As principais estruturas que podem ser destacadas nesse conjunto de trilhas são a Zona de Fratura Rio Grande e três montes submarinos. Apesar do formato da elevação do Rio Grande não ser muito visível, as curvas de SSH têm seus valores negativos correspondendo à depressão do *rift*.

Já nas trilhas descendentes, o Geosat apresenta valores de altura da superfície do mar que se correlacionam com a topografia oceânica. É possível

localizar facilmente as duas unidades da elevação. Os dois flancos e a depressão central, que formam o seu *rift*, correspondem a valores positivos e negativos de SSH, respectivamente. A zona de fratura é também observada neste conjunto de trilhas e são identificados dois montes submarinos, com destaque para a feição positiva (27° S e 38° W) que corresponde a um monte submarino do conjunto de montes submarinos Jean Charcot. Adjacente a esta feição, há uma série de trilhas cujos valores de SSH apresentam respostas similares a de montes submarinos, que não são encontrados no mapa batimétrico. Dessa forma, é possível que haja outros montes submarinos de tamanho similar ou menor àquele caracterizado (Jean Charcot) nesta região.

Figura 18 – Mapa batimétrico da região de estudo (acima) e altura da superfície do mar (SSH) plotada perpendicularmente às trilhas ascendentes das três missões (abaixo). A escala de amplitude da SSH é de 6 m por grau de longitude.

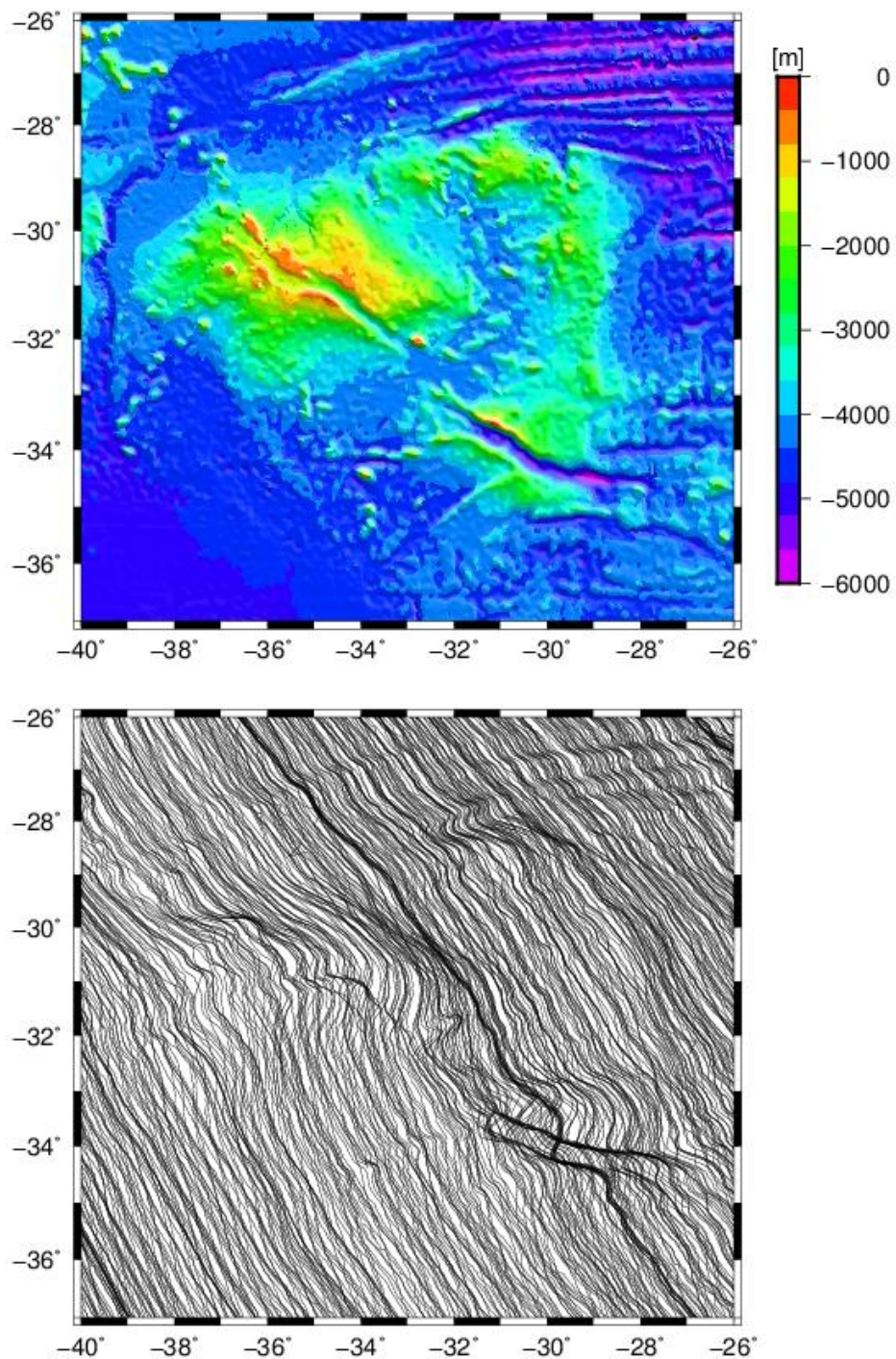


Figura 19 – Mapa batimétrico da região de estudo (acima) e altura da superfície do mar (SSH) plotada perpendicularmente às trilhas descendentes das três missões (abaixo). A escala de amplitude da SSH é de 6 m por grau de longitude.

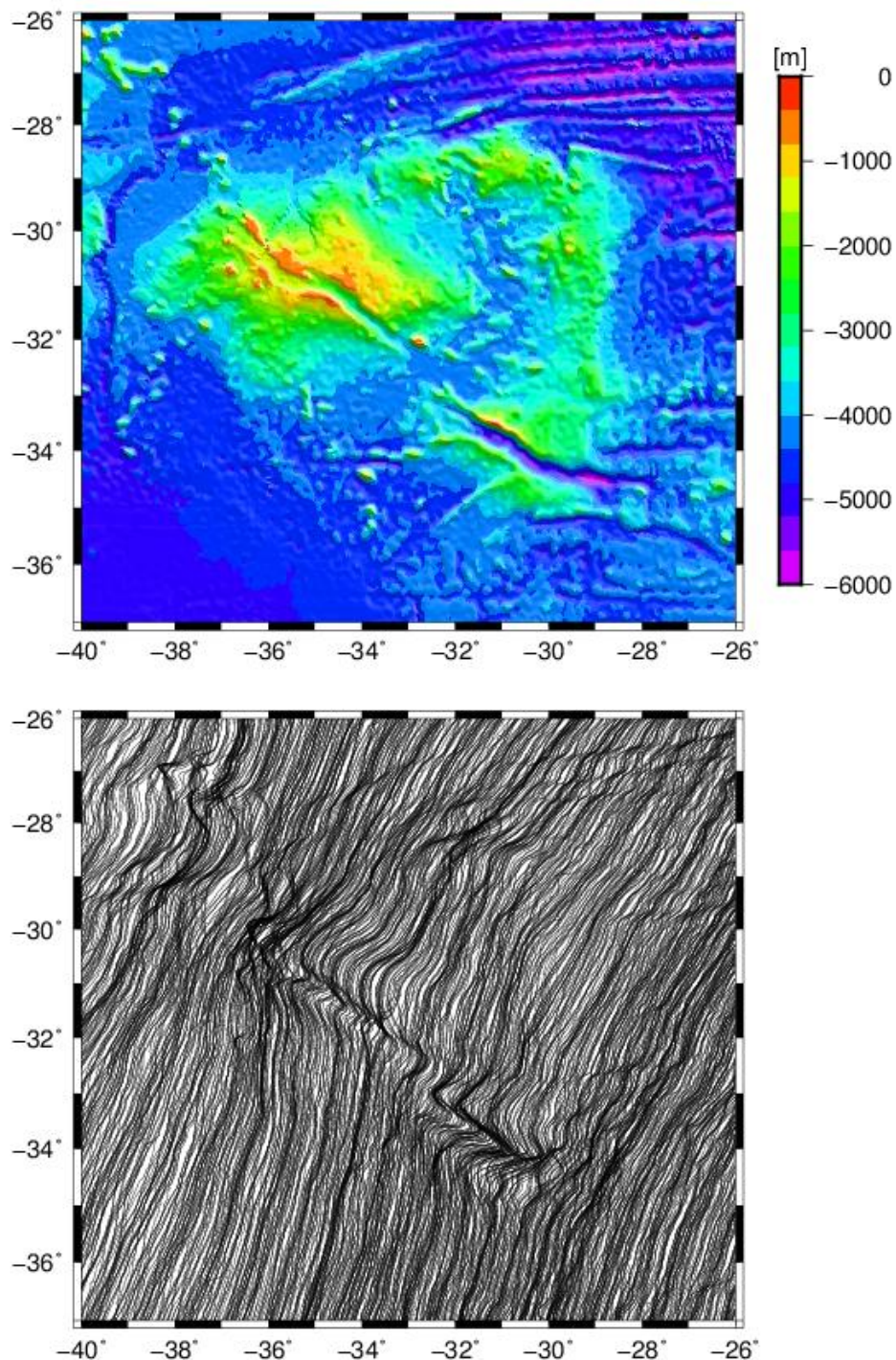
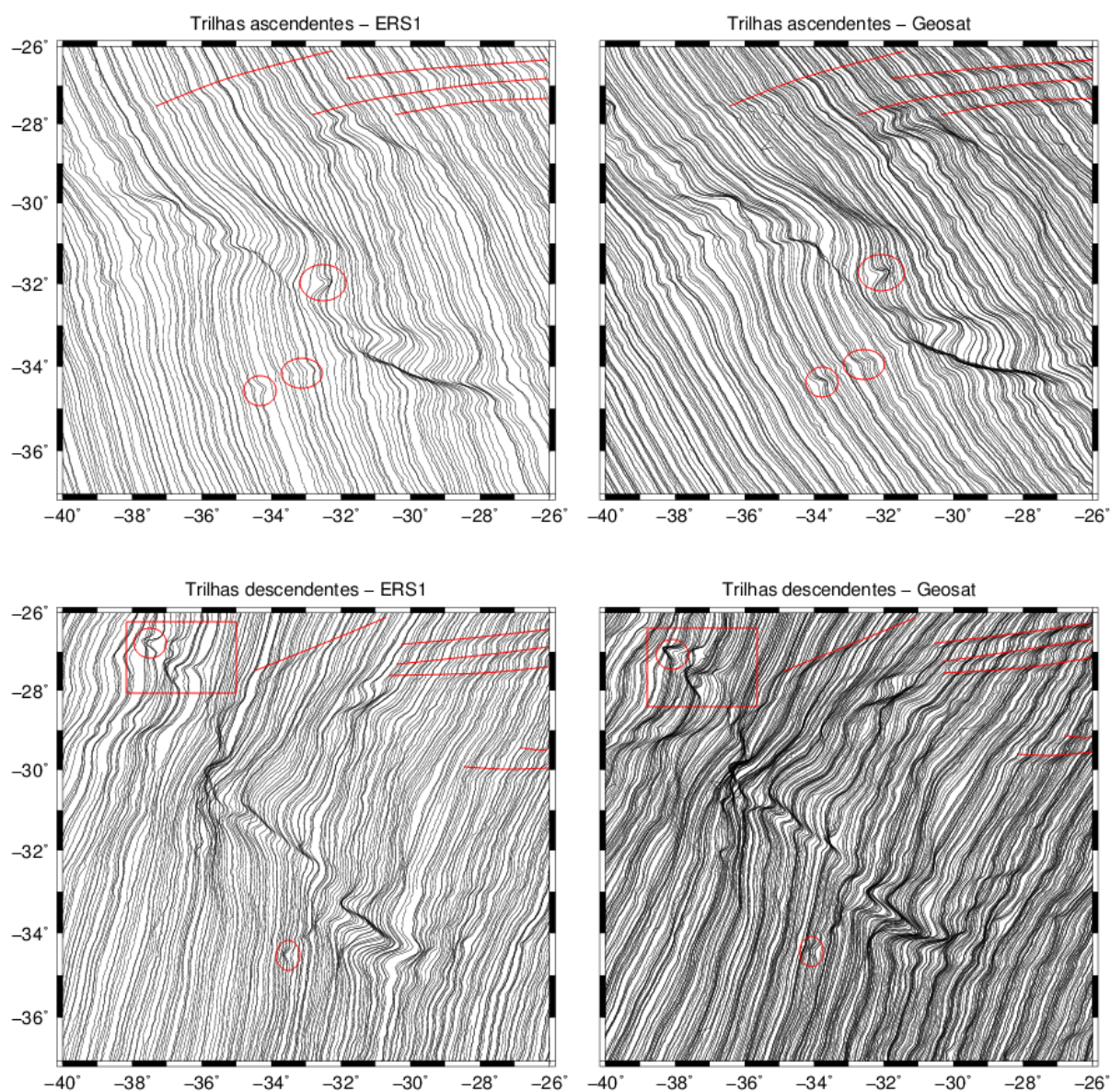


Figura 20 – Trilhas ascendentes e descendentes da altura da superfície do mar (SSH) das missões ERS1 e Geosat. Linhas vermelhas indicam as zonas de fratura identificadas e círculos vermelhos denotam montes submarinos. O retângulo indica as feições que não mostram equivalente na batimetria. A escala de amplitude da SSH é de 6 m por grau de longitude.



6.2 Gradiente da superfície do mar (SSG)

Os gradientes de superfície do mar fornecem mais detalhes das estruturas do assoalho oceânico por ressaltarem os curtos comprimentos de onda. Além das feições já observadas com a SSH, diversos montes submarinos ficam mais visíveis nas curvas de SSG. O posicionamento das estruturas é bastante preciso, porém a proximidade de algumas feições pode influenciar a resposta dos gradientes, bem como a posição do satélite e a direção das trilhas em relação a estas feições.

A Figura 21 apresenta os mapas das trilhas ascendentes e descendentes com os valores filtrados de SSG, onde estão indicadas algumas das estruturas identificadas. É possível ver que a SSG destaca melhor as zonas de fratura ao redor da elevação do Rio Grande. Dessa forma, é possível identificar a Zona de Fratura Rio Grande e uma estrutura linear localizada abaixo da OERG que corresponde ao Lineamento Chuí.

A depressão do *rift* central da elevação é marcada por valores positivos e negativos de SSG nas trilhas ascendentes e descendentes, respectivamente. Uma estrutura de orientação norte-sul que não está visível nos mapas dos gradientes de superfície do mar é o Canal de Vema. Como não há diferença significativa nos valores de SSG entre o canal e seu entorno, ele não se destaca nestes dados.

Para analisar as respostas dos gradientes de acordo com as assinaturas características das feições tectônicas (conforme a Figura 17), foram plotados os valores de SSG ao longo das trilhas de satélite ascendentes e descendentes (Figura 22, amplitude positiva para o Norte). No geral, observa-se que ambos os conjuntos de trilhas marcam as mesmas feições do assoalho oceânico, porém algumas estruturas são identificadas em apenas um dos mapas, devido à posição dessas estruturas em relação aos satélites. Dessa forma, é importante realizar uma análise conjunta dos dois grupos de trilhas de SSG, pois eles se complementam.

Figura 21 - Trilhas ascendentes e descendentes das três missões altimétricas com os valores filtrados dos gradientes de superfície do mar (SSG). Linhas pretas indicam as estruturas identificadas.

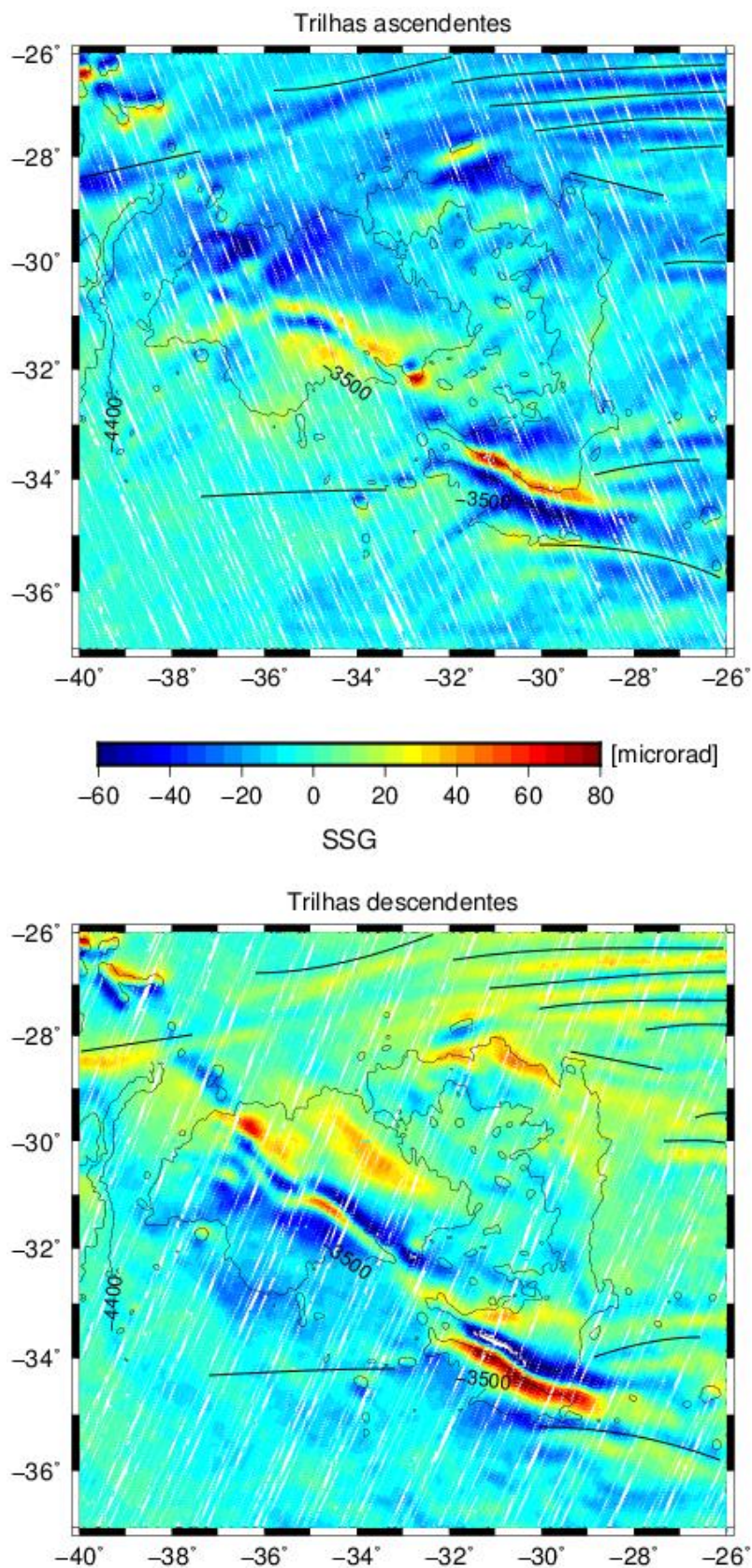
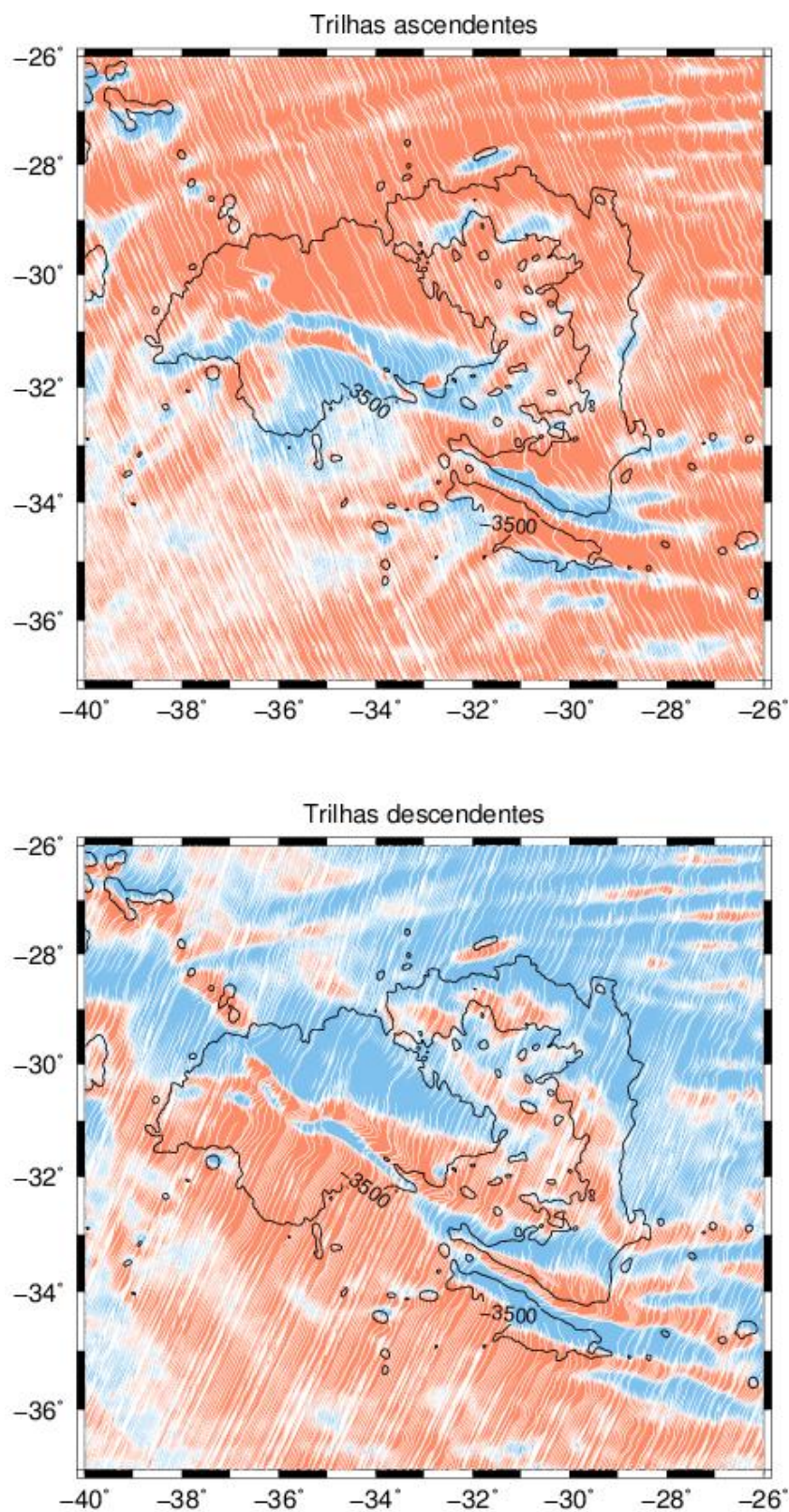


Figura 22 – Gradientes da superfície do mar (SSG) plotados perpendicularmente às trilhas ascendentes e descendentes das três missões. Valores de SSG positivos em relação à trilha estão representados em azul, e valores negativos em vermelho. A escala de amplitude da SSG é de 250 μ rad por grau de longitude.



A análise conjunta das trilhas dos satélites das três missões geodésicas é importante, pois torna os dados mais densos, fornecendo uma informação mais completa da região de interesse. Porém, a análise das trilhas separadamente pode tornar alguns detalhes mais visíveis. Portanto, os conjuntos de trilhas ascendentes e descendentes de cada missão foram separados em subconjuntos, procurando manter a mesma distância entre trilhas para cada satélite. Para a missão ERS1-GM, foram criados 8 subconjuntos, para o Geosat-GM, 24, e para o Seasat, 5.

As Figuras 23 a 28 mostram alguns dos subconjuntos de trilhas ascendentes e descendentes de cada satélite. É importante notar a diferença de inclinação das trilhas entre a missão geodésica ERS1 e as demais. Isso é um dos fatores que torna possível uma feição do fundo oceânico ser identificada por um satélite e não por outro, ou ser caracterizada de formas distintas por dois satélites. Torna-se mais fácil visualizar, principalmente, os montes submarinos pequenos, utilizando uma escala de amplitude menor diferente da utilizada no restante da região.

Figura 23 – Exemplo de subconjuntos de trilhas ascendentes para o satélite da missão ERS1-GM. A escala de amplitude da SSG é de 100 μ rad por grau de longitude.

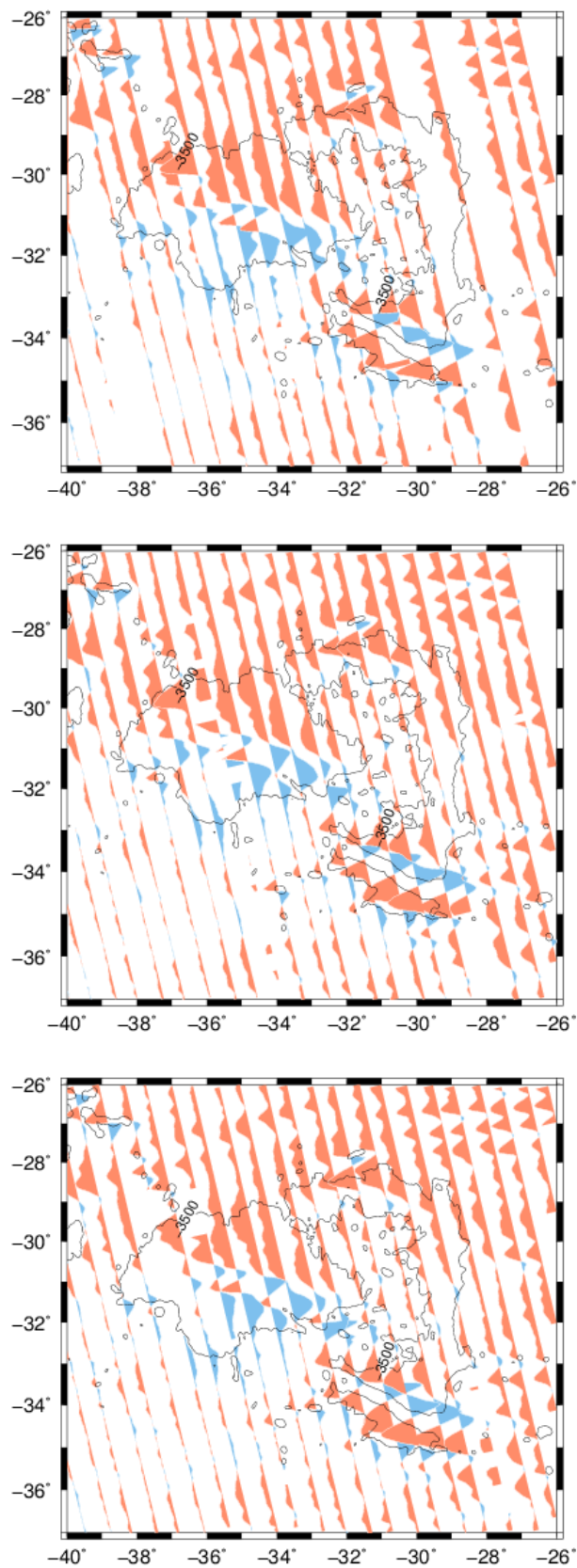


Figura 24 – Exemplo de subconjuntos de trilhas ascendentes para o satélite da missão Geosat-GM. A escala de amplitude da SSG é de 100 μ rad por grau de longitude.

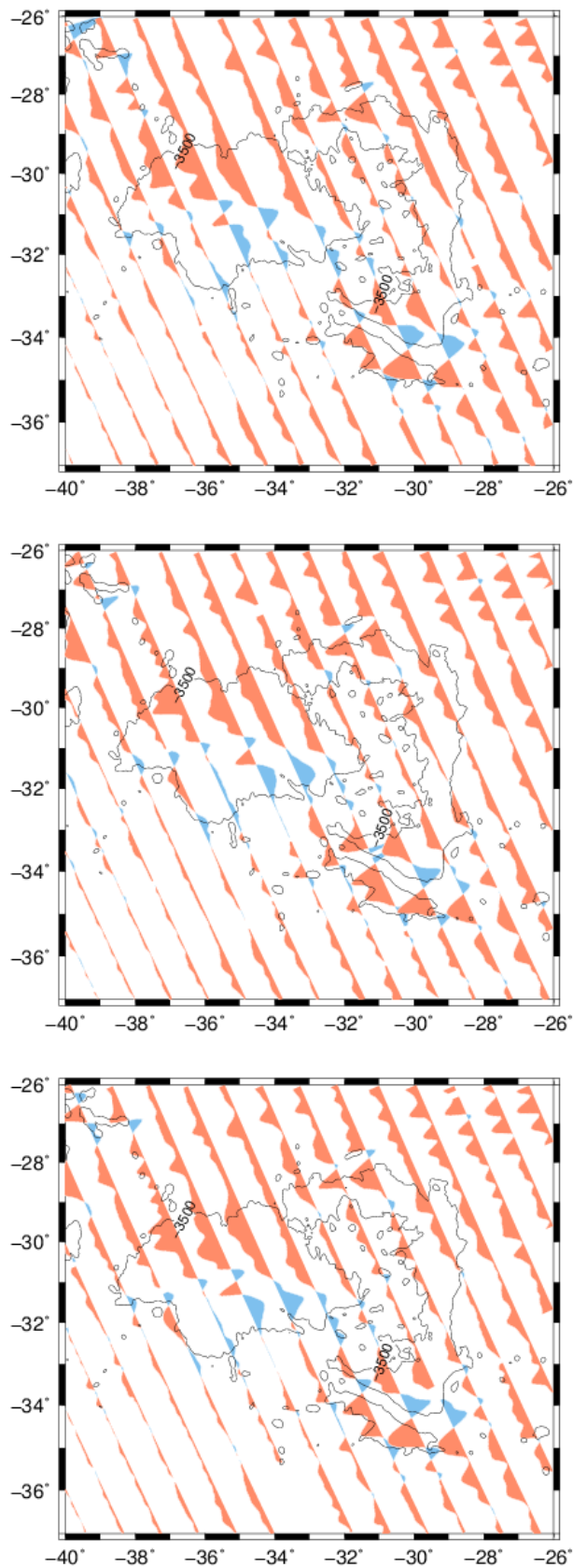


Figura 25 – Exemplo de subconjuntos de trilhas ascendentes para o satélite da missão Seasat. A escala de amplitude da SSG é de $100 \mu\text{rad}$ por grau de longitude.

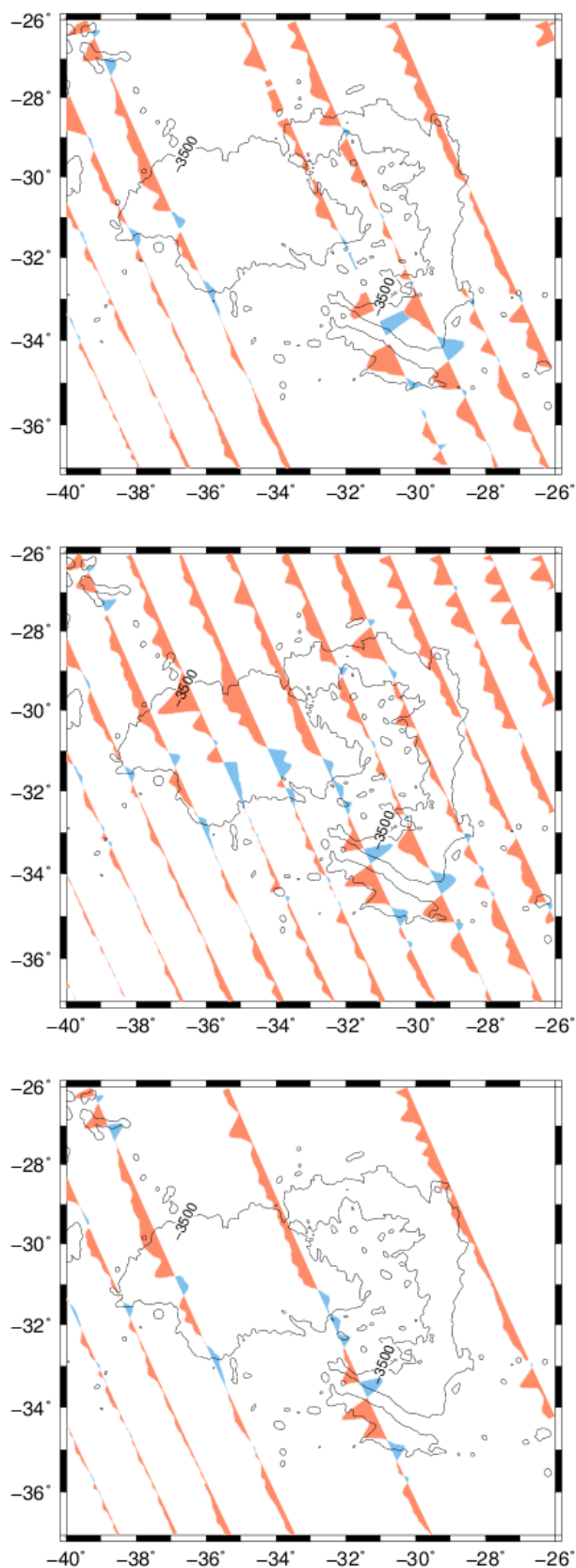


Figura 26 - Exemplo de subconjuntos de trilhas descendentes para o satélite da missão ERS1-GM. A escala de amplitude da SSG é de 100 μ rad por grau de longitude.

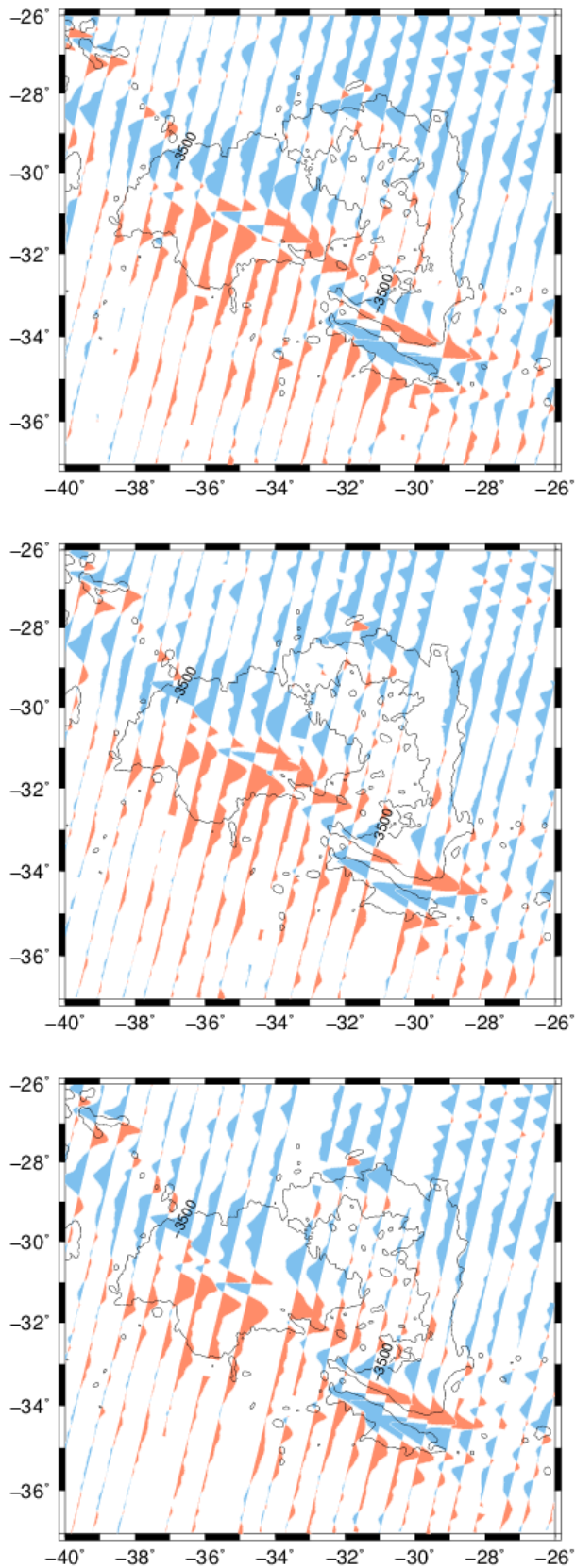


Figura 27 - Exemplo de subconjuntos de trilhas descendentes para o satélite da missão Geosat-GM. A escala de amplitude da SSG é de 100 μ rad por grau de longitude.

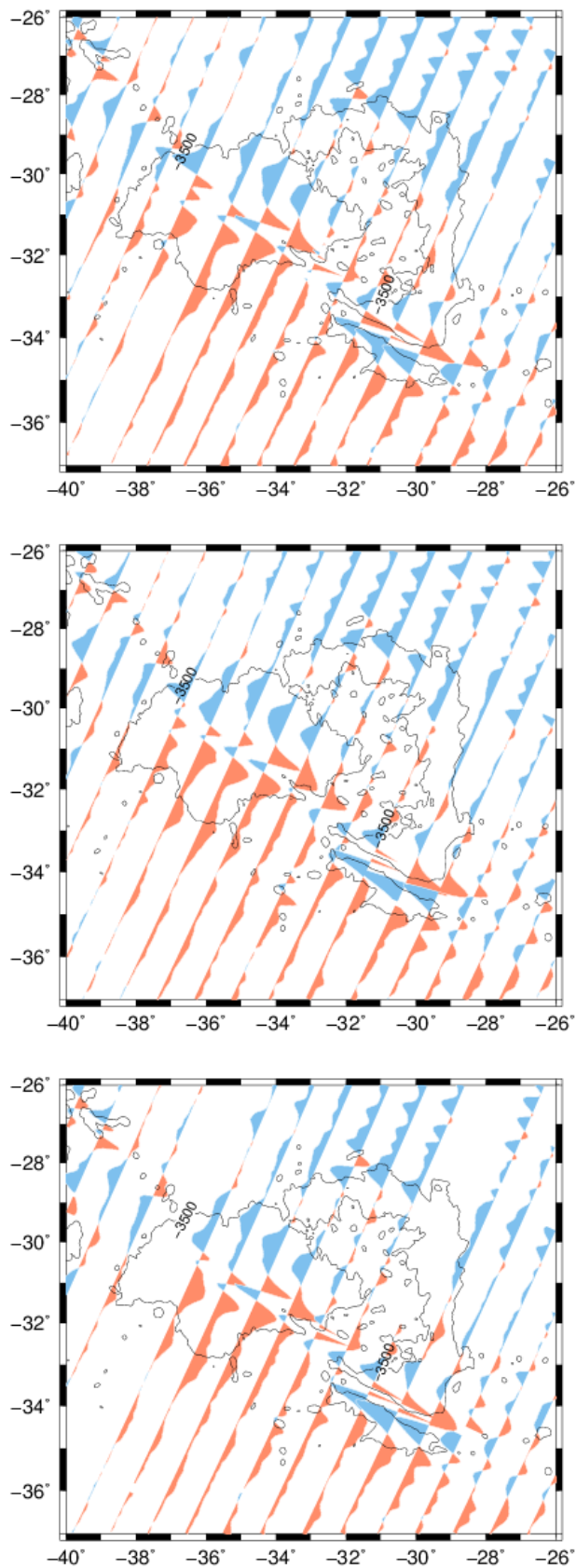
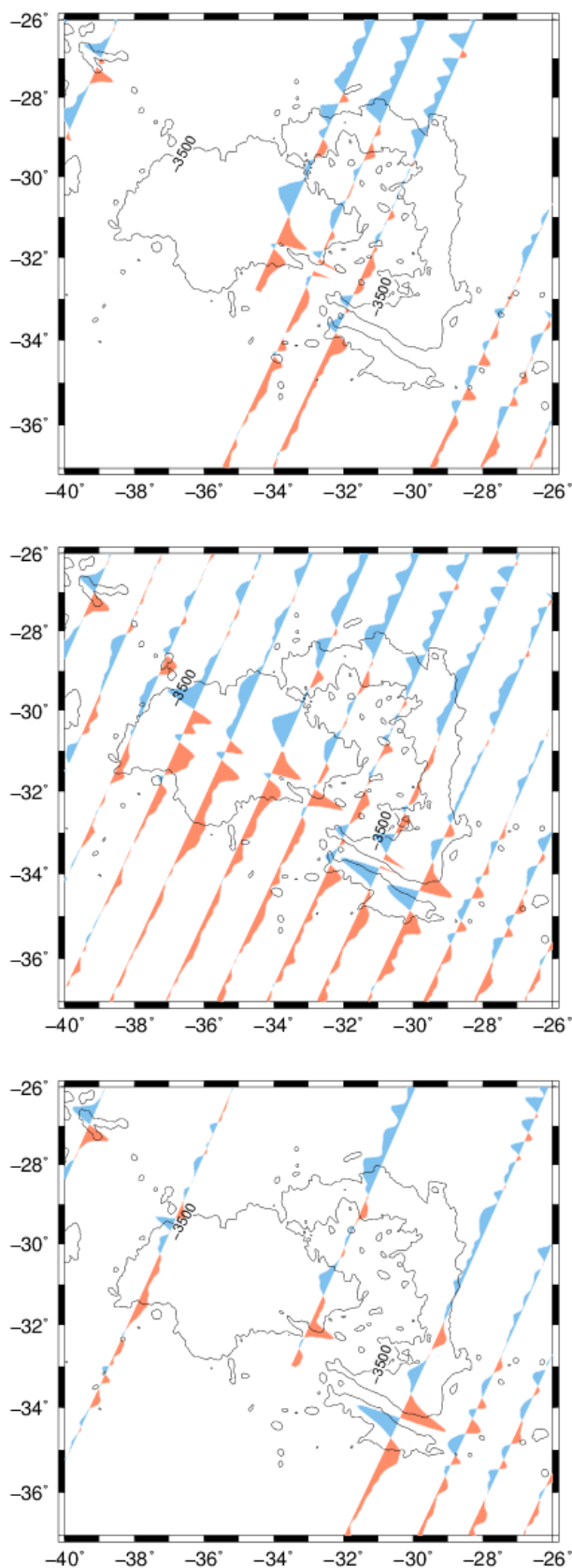


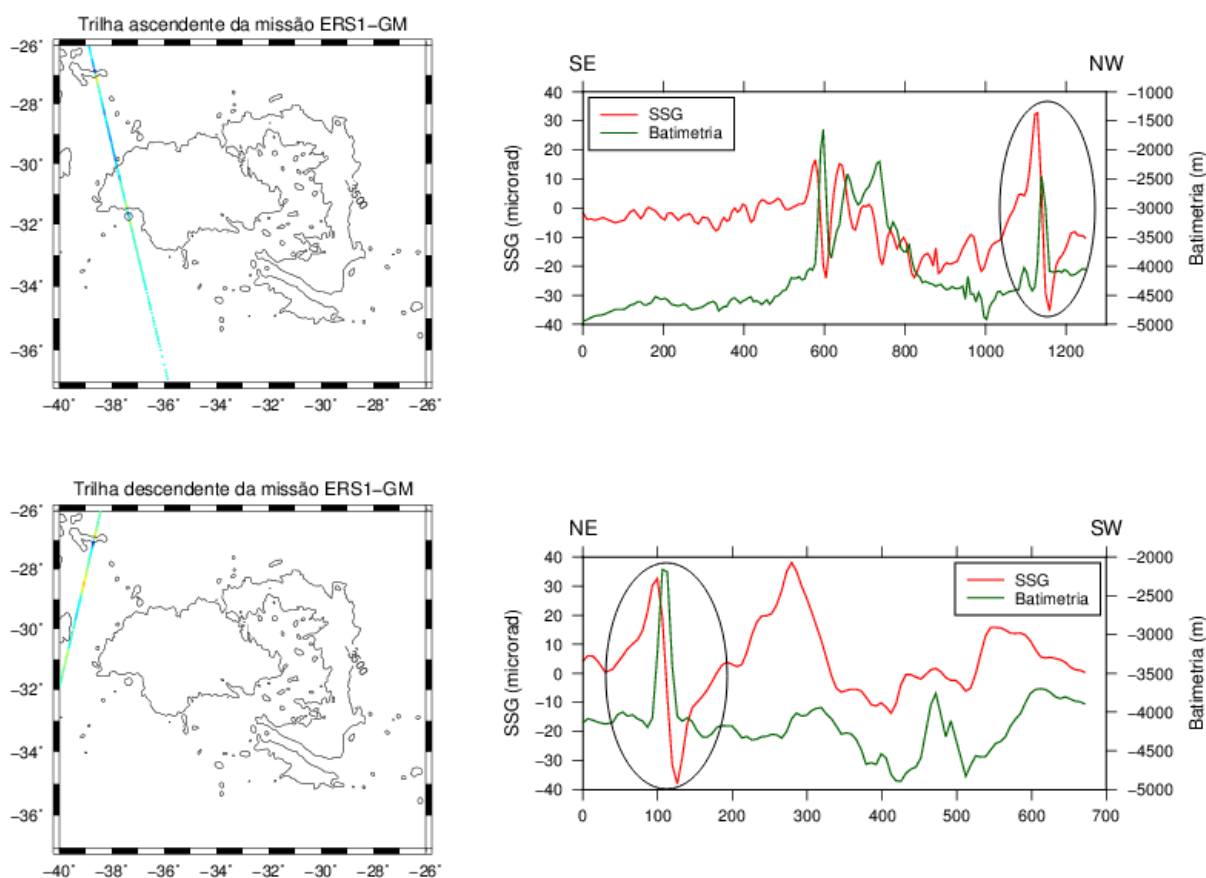
Figura 28 - Exemplo de subconjuntos de trilhas descendentes para o satélite da missão Seasat. A escala de amplitude da SSG é de $100 \mu\text{rad}$ por grau de longitude.



6.2.1 Montes submarinos e *guyots*

Os diversos montes submarinos e *guyots* podem ser observados relacionando a resposta obtida pela SSG com a curva de contorno batimétrica de 3500 m. Como mencionado no Capítulo 5.5.1, os montes submarinos são caracterizados por dois picos opostos de mesma amplitude na assinatura da SSG. Dessa forma, o centro do monte submarino está posicionado entre os dois picos (Figura 29). A amplitude dos dois picos poderá não ser a mesma quando houver outras estruturas próximas do monte e ele for muito pequeno.

Figura 29 – Localização geográfica de duas trilhas de satélite (esquerda). Distribuição dos valores de batimetria e SSG ao longo das trilhas (direita). Os montes submarinos estão envolvidos pela linha preta.



Nas Figuras 30 e 31 estão destacados todos os montes submarinos identificados na região de estudo, que apresentaram relação com a batimetria. As respostas de SSG para as trilhas ascendentes e descendentes se diferenciam, sendo que um conjunto não apresenta necessariamente os mesmos montes e *guyots* apontados no outro. As possíveis feições caracterizadas pela SSH com assinaturas de montes submarinos não são identificadas nas curvas dos gradientes.

Figura 30 – Montes submarinos identificados nas trilhas ascendentes de SSG dos satélites das três missões. As linhas pretas marcam o centro do monte submarino nos quadros **a**, **b**, **c**, **d** e **e**. A escala de amplitude da SSG é de $90 \mu\text{rad}$ por grau de longitude para **a**, **b**, **d** e **e**, e $70 \mu\text{rad}$ por grau de longitude para **c**.

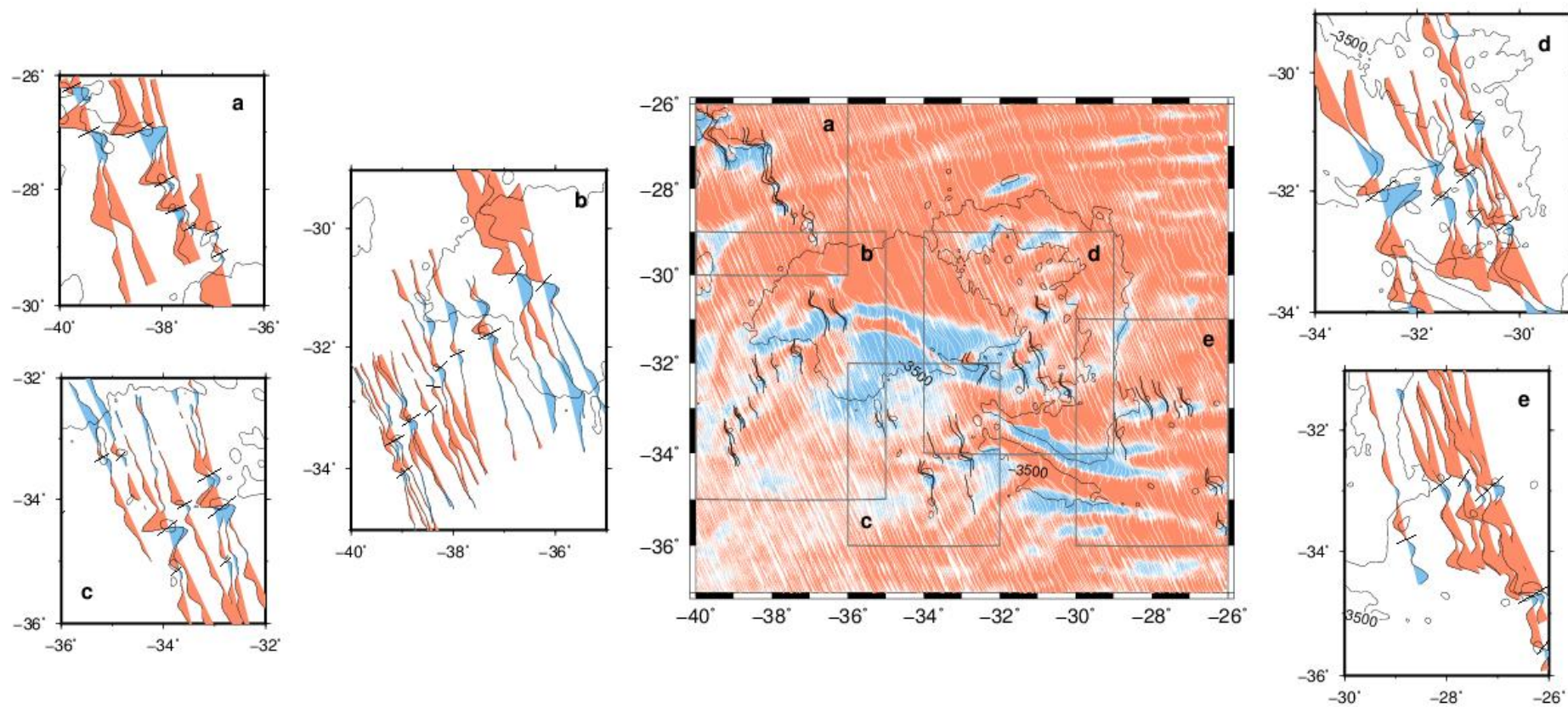
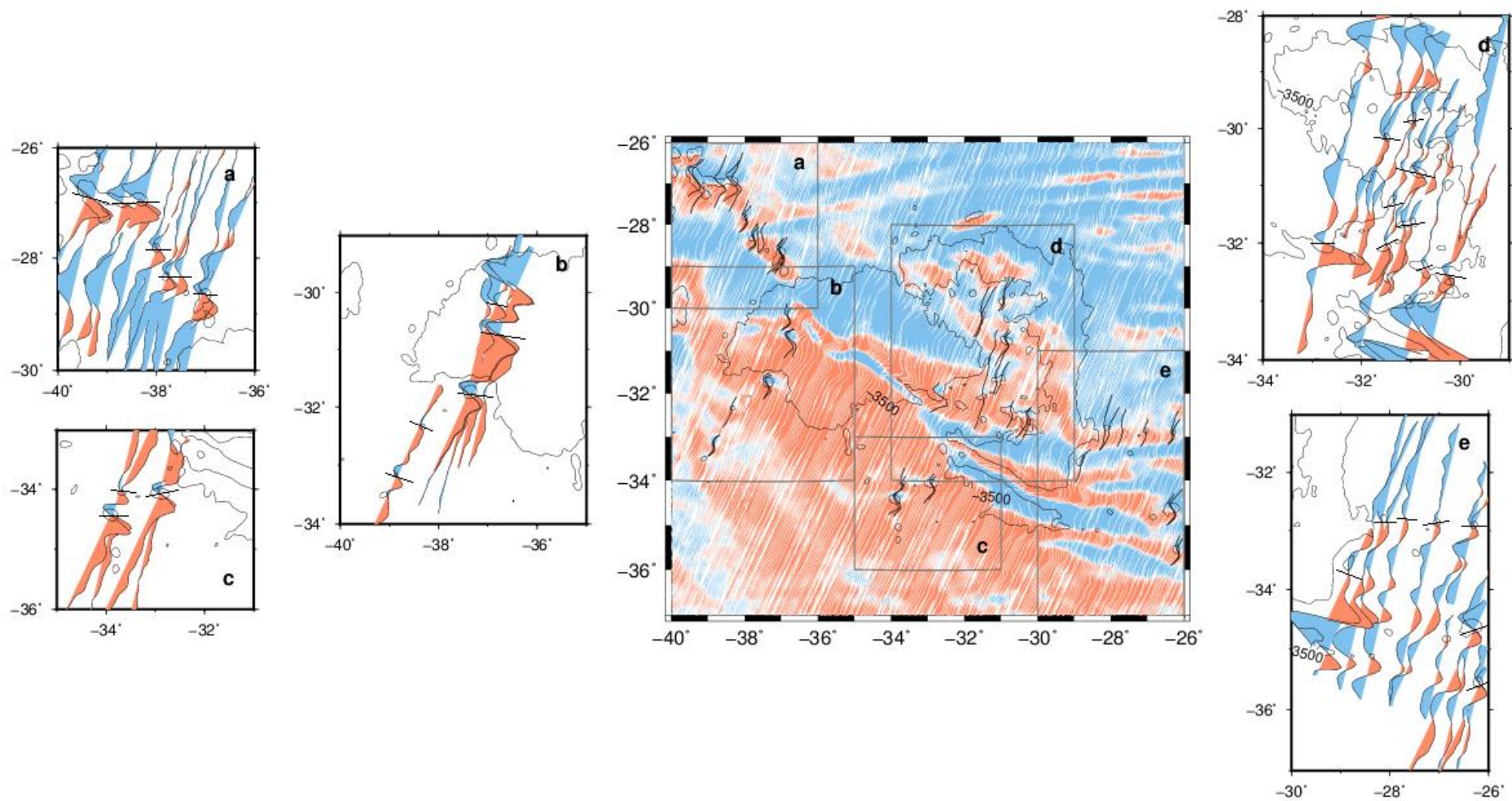


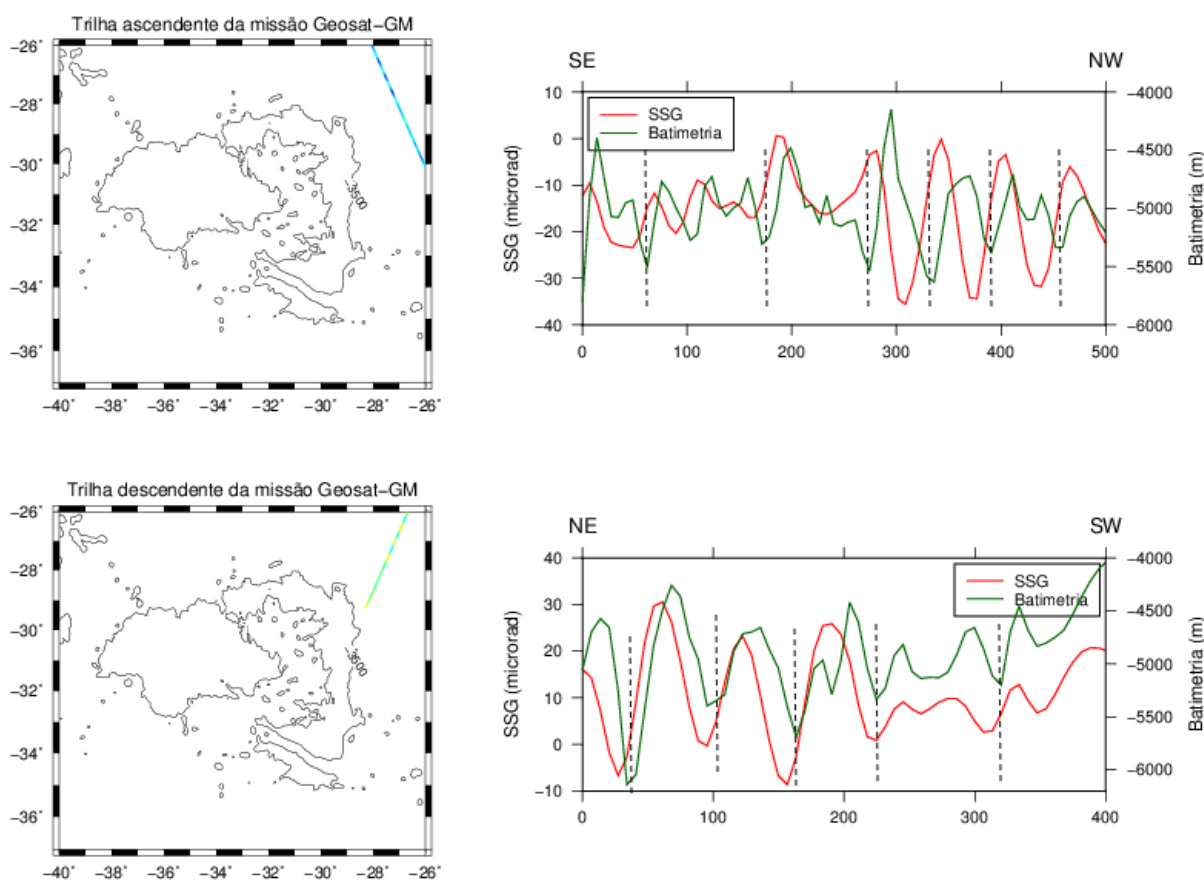
Figura 31 – Montes submarinos identificados nas trilhas descendentes de SSG dos satélites das três missões. As linhas pretas marcam o centro do monte submarino nos quadros **a**, **b**, **c**, **d** e **e**. A escala de amplitude da SSG é de $90 \mu\text{rad}$ por grau de longitude para **a**, **b**, **d** e **e**, e $70 \mu\text{rad}$ por grau de longitude para **c**.



6.2.2 Zona de Fratura

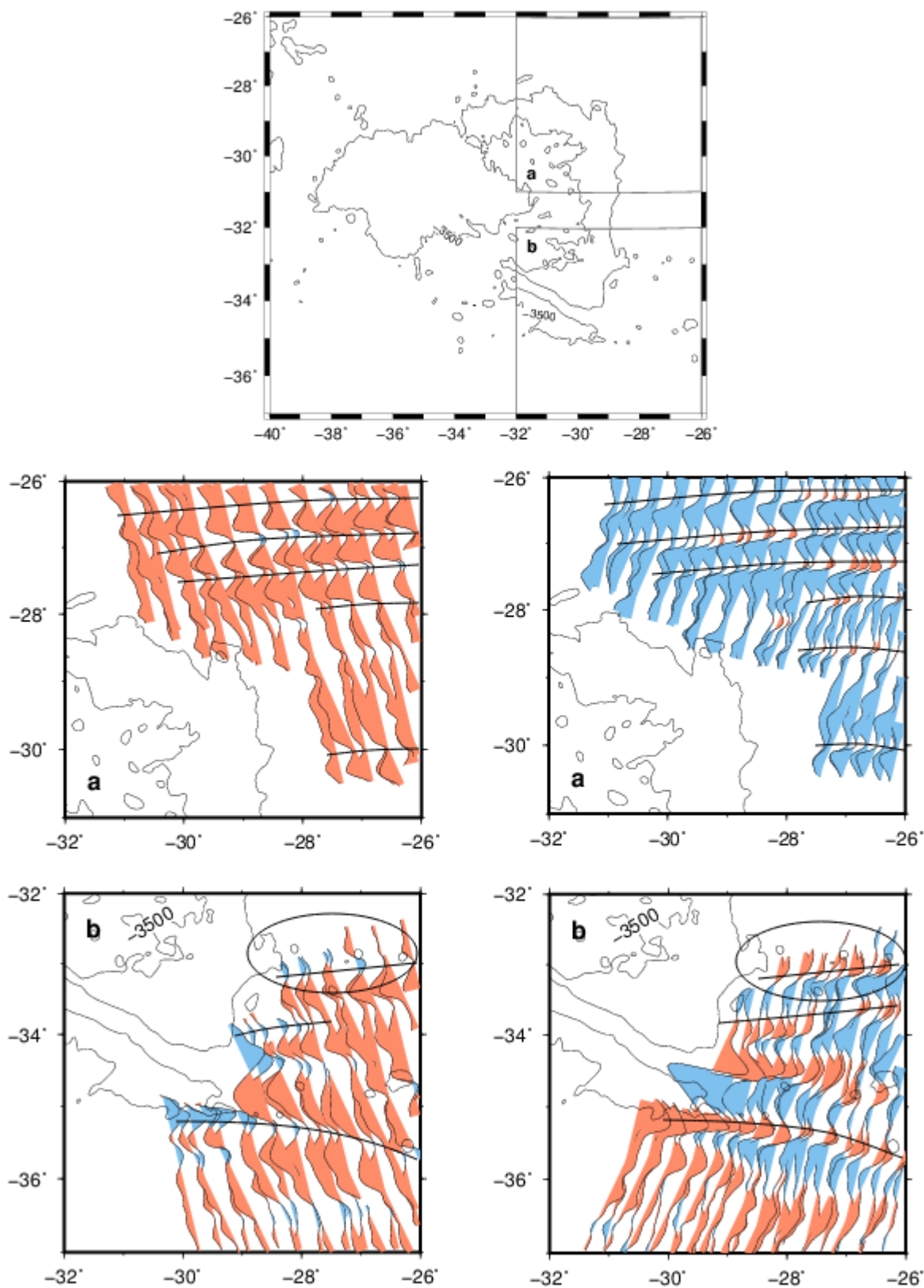
A Zona de Fratura Rio Grande é facilmente identificada no mapa dos gradientes de superfície do mar. Entretanto, não podemos correlacionar os lineamentos nos dados de SSG com a localização batimétrica exata das zonas de fratura, pois as assinaturas da SSG para as zonas de fratura variam com a taxa de espalhamento (Shaw e Cande, 1987). Os dados de altimetria por satélite podem, no entanto, prever a direção do espalhamento, através das linhas de fluxo tectônico que são paralelas às zonas de fratura (Mayes et al., 1990). A Figura 32 mostra a assinatura da SSG característica da Zona de Fratura Rio Grande.

Figura 32 - Localização geográfica de duas trilhas de satélite (esquerda). Distribuição dos valores de batimetria e SSG ao longo das trilhas (direita). As linhas tracejadas indicam a localização das fraturas na batimetria.



A Figura 33 apresenta algumas das zonas de fratura identificadas na parte leste da elevação. Uma fratura (área circulada), que pode ser observada na batimetria, apresenta uma resposta nos gradientes que se confunde com a de montes submarinos adjacentes, tornando difícil distingui-los com os dados de SSG. Neste caso, a resposta dos gradientes parece estar mais relacionada aos montes submarinos do que à zona de fratura.

Figura 33 – Zonas de fratura identificadas nas trilhas ascendentes (esquerda) e descendentes (direita) de SSG. As linhas pretas marcam as fraturas. A escala de amplitude da SSG é de 100 μ rad por grau de longitude.



7. CONCLUSÕES

A altura da superfície do mar (SSH) e os gradientes da superfície do mar (SSG), provenientes dos dados de altimetria por satélite das missões geodésicas ERS1, Geosat e Seasat, mostraram ser ambos importantes para a identificação e caracterização de estruturas do assoalho oceânico. Enquanto a SSH identifica apenas estruturas de maior porte, a SSG também caracteriza diversos montes submarinos menores, por ressaltar os curtos comprimentos de onda da altura da superfície do mar.

Entre as feições estruturais observadas com os dados de SSH estão a Zona de Fratura Rio Grande, poucos montes submarinos de maior dimensão e a estrutura principal da elevação do Rio Grande, seu *rift* de direção NW-SE que corta as duas unidades da cordilheira.

Os gradientes da superfície do mar revelam as mesmas estruturas oceânicas que a SSH, porém com maiores detalhes, como as fraturas a NE e SE da elevação e os montes submarinos Jean Charcot a NW da ERG, além de diversos outros que não eram visíveis nas curvas de SSH. A própria estrutura principal da elevação apresenta um maior nível de detalhes, como montes submarinos em sua região mais elevada. Também se destaca uma estrutura linear correspondente ao Lineamento Chuí, localizado ao sul da porção oeste da elevação.

Tanto a SSH como a SSG posicionam corretamente as feições identificadas, em relação à batimetria do local. Entretanto, os dados de altura da superfície do mar apresentam discrepâncias relacionadas à posição das estruturas identificadas, para alguns satélites (trilhas ascendentes do Geosat-GM e trilhas descendentes do ERS1-GM). Portanto, quando se pretende analisar as trilhas dos três satélites conjuntamente, é necessário calcular esta discrepância e corrigir os dados de SSH que estão deslocados. Esse erro não afeta os dados de SSG devido ao cálculo da derivada direcional ao longo das trilhas. No caso da SSG, estruturas muito próximas podem dificultar a identificação e caracterização das estruturas. Outros fatores que também influenciam na resposta dos gradientes são a direção das trilhas do satélite e a orientação das feições tectônicas em relação às trilhas. Dessa forma, trilhas ascendentes e descendentes podem apresentar resultados invertidos, ou ainda,

algumas estruturas poderão ser observadas em apenas um dos mapas. Por isso, é fundamental sempre considerar os dois conjuntos de trilhas de diversos satélites.

A divisão das trilhas de cada satélite em subconjuntos, com uma distância maior entre elas na representação gráfica, facilita a visualização de detalhes menores que podem passar despercebidos numa visão geral com todas as trilhas em um só mapa. Principalmente, no caso de montes submarinos, analisar as trilhas “individualmente” torna possível observar sua assinatura característica e melhor identificar as estruturas.

A análise da SSH e SSG mostra a importância da utilização de dados de altimetria por satélite na caracterização de estruturas tectônicas em regiões oceânicas. A grande densidade e disponibilidade dos dados permite a identificação dessas feições com boa precisão e baixo custo, sendo essencial principalmente quando não há dados de navio disponíveis.

O estudo permitiu identificar possíveis estruturas com uma resposta característica de montes submarinos, através da análise das trilhas de altura da superfície do mar, que não foram caracterizados anteriormente na literatura e não possuem correspondente nos modelos topográficos/batimétricos. Apesar de não haver evidência de tais feições nas curvas de SSG, é possível que existam outros montes submarinos próximos aos já identificados do conjunto de montes submarinos Jean Charcot.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Amante, C. and B.W. Eakins. (2009). ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5C8276M.

AVISO. (2014). Altimetry Principle. Centre National d'Etudes Spatiales. Disponível em: https://www.aviso.altimetry.fr/gallery/entry_1_altimetry_principle.html. Acesso em: 19 mai 2017.

Barker, P. F. (1983). Tectonic evolution and subsidence history of the Rio Grande rise. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 72(DEC), 953-976.

Blakely, R. J. (1995). Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge Univ. Press, 441pp., New York.

Chelton, D. B., Ries, J. C., Haines, B. J., Fu, L. L. and Callahan, P. S. Satellite altimetry. In: Fu, L. L. and Cazenave, A. (Eds.). Satellite altimetry and earth sciences: a handbook of techniques and applications. Academic Press, 2001. P. 1-133.

Cheney, R. E., Doyle, N. S., Douglas, B. C., Agreen, R. W., Miller, L., Timmerman, E. L. and McAdoo, D. C. (1991). The complete Geosat altimeter GDR handbook. NOAA Manual NOS NGS, 7, 77.

Constantino, R. R., Hackspacher, P. C., de Souza, I. A. and Costa, I. S. L. (2017). Basement structures over Rio Grande Rise from gravity inversion. Journal of South American Earth Sciences, 75, 85-91.

Dragoi-Stavar, D. and Hall, S. (2009). Gravity modeling of the ocean-continent transition along the South Atlantic margins. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 114(B9).

Dumont, J. P., Ogor, F. and Stum, J. (1995). Quality Assessment of Cersat Altimeter OPR Products: 168-Day Repeat Period. French Processing and Archive Facility, Toulouse, France.

EOPortal Directory. ERS-1. (2002) Disponível em: <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/e/ers-1>. Acesso em: 15 out 2017.

EOPortal Directory. GEOSAT. (2002) Disponível em: <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/g/geosat>. Acesso em: 16 out 2017.

EOPortal Directory. SeaSat. (2002) Disponível em: <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/s/seasat>. Acesso em: 16 out 2017.

Gahagan, L. M., Scotese, C. R., Royer, J. Y., Sandwell, D. T., Winn, J. K., Tomlins, R. L., ... and Lawver, L. A. (1988). Tectonic fabric map of the ocean basins from satellite altimetry data. *Tectonophysics*, 155(1-4), 111-626.

Gamboa, L. A. P. and Rabinowitz, P. D. (1981). The Rio Grande fracture zone in the western South Atlantic and its tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 52(2), 410-418.

Gamboa, L. A. P. and Rabinowitz, P. D. (1984). The evolution of the Rio Grande Rise in the southwest Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 58(1), 35-58.

Heiskanen, W. A. and Moritz, H. (1967). *Physical Geodesy*. W. H. Freeman, New York, NY. 364pp.

Hwang, C. and Parsons, B. (1995). Gravity anomalies derived from Seasat, Geosat, ERS-1 and TOPEX/POSEIDON altimetry and ship gravity: a case study over the Reykjanes Ridge. *Geophysical Journal International*, 122(2), 551-568.

Hwang, C. (1997). Analysis of some systematic errors affecting altimeter-derived sea surface gradient with application to geoid determination over Taiwan. *Journal of Geodesy*, 71(2), 113-130.

Hwang, C., Hsu, H. Y. and Jang, R. J. (2002). Global mean sea surface and marine gravity anomaly from multi-satellite altimetry: applications of deflection-geoid and inverse Vening Meinesz formulae. *Journal of Geodesy*, 76(8), 407-418.

Kim, S. S. and Wessel, P. (2011). New global seamount census from altimetry-derived gravity data. *Geophysical Journal International*, 186(2), 615-631.

Levitus, S., Monterey, G. I. and Boyer, T. (1997). Seasonal variability of dynamic height and its Fourier analysis. NOAA NESDIS Atlas 15, US Government Printing Office, Washington, DC.

Leyden, R., Ludwig, W. J., and Ewing, M. (1971). Structure of continental margin off Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil. *AAPG Bulletin*, 55(12), 2161-2173.

Marks, K. M. and Smith, W. H. (2007). Some remarks on resolving seamounts in satellite gravity. *Geophysical research letters*, 34(3).

Mayes, C. L., Lawver, L. A. and Sandwell, D. T. (1990). Tectonic history and new isochron chart of the South Pacific. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B6), 8543-8567.

Mohriak, W. U., Nóbrega, M., Odegard, M. E., Gomes, B. S. and Dickson, W. G. (2010). Geological and geophysical interpretation of the Rio Grande Rise, southeastern Brazilian margin: extensional tectonics and rifting of continental and oceanic crusts. *Petroleum Geoscience*, 16(3), 231-245.

Molina, E. C. (2009). O uso de dados de missões geodésicas de altimetria por satélite e gravimetria marinha para a representação dos elementos do campo de gravidade terrestre. Tese de livre-docência, Universidade de São Paulo. 105pp.

Moritz, H. (1980). *Advanced Physical Geodesy*. Abacus Press, Cambridge, MA.

O'Connor, J. M. and Duncan, R. A. (1990). Evolution of the Walvis Ridge - Rio Grande Rise Hot Spot System: Implications for African and South American Plate motions over plumes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B11), 17475-17502.

Paolo, F. S. (2009). *Altimetria por satélite e gravimetria marinha na representação integrada do campo de gravidade na região costeira do Brasil*. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo. 73pp.

Paolo, F. S. and Molina, E. C. (2010). Integrated marine gravity field in the Brazilian coast from altimeter-derived sea surface gradient and shipborne gravity. *Journal of Geodynamics*, 50(5), 347-354.

Pessoa, J. C. D. O. (2015). *Estudo mineralógico e geoquímico de crostas polimetálicas (Fe-Mn-Co) das áreas Alpha e Bravo da Elevação do Rio Grande*. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas. 83pp.

Rohde, J. K., van den Bogaard, P., Hoernle, K., Hauff, F. and Werner, R. (2012). Evidence for an age progression along the Tristan-Gough volcanic track from new 40 Ar/39 Ar ages on phenocryst phases. *Tectonophysics*, 604, 60-71.

Royer, J. Y., Sclater, J. G. and Sandwell, D. T. (1989). A preliminary tectonic fabric chart of the Indian Ocean. *Journal of Earth System Science*, 98(1), 7-24.

Royer, J. Y., Gahagan, L., Lawver, L. A., Mayes, C. L., Nurnberg, D., Sandwell, D. T. and Scotese, C. R. (1990). *A Tectonic Chart for the Southern Ocean Derived from Geosat Altimetry Data: Chapter 7*.

Sá, N. C. (2004). *O campo de gravidade, o geoide e a estrutura crustal na América do Sul - novas estratégias de representação*. Tese de livre docência, Universidade de São Paulo. 120pp.

Sandwell, D. T. and Smith, W. H. (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 102(B5), 10039-10054.

Shaw, P. R. and Cande, S. C. (1987). Shape and amplitude analysis of small-offset fracture zone geoid signals. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 68(44), 1462.

De Souza, K. G., Fontana, R. L., Mascle, J., Macedo, J. M., Mohriak, W. U. and Hinz, K. (1993, November). The southern Brazilian margin: an example of a South Atlantic volcanic margin. In 3rd International Congress of the Brazilian Geophysical Society.

Ussami, N., Chaves, C. A. M., Marques, L. S. and Ernesto, M. (2012). Origin of the Rio Grande Rise–Walvis Ridge reviewed integrating palaeogeographic reconstruction, isotope geochemistry and flexural modeling. *Geological Society, London, Special Publications*, 369(1), 129-146.

Wessel, P. and Smith, W. H. (1995). New version Generic Mapping Tools release. *EOS Trans, AGU*.

Wessel, P., Matthews, K. J., Müller, R. D., Mazzoni, A., Whittaker, J. M., Myhill, R. and Chandler, M. T. (2015). Semiautomatic fracture zone tracking. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(7), 2462-2472.