

**RELAÇÃO ENTRE MORFOLOGIA E GEOQUÍMICA DA CORDILHEIRA
MESO ATLÂNTICA SUL DE 1°S A 33°S**

Niterói (RJ), 2017





**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO
MESTRADO ACADÊMICO EM
DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA**

**RELAÇÃO ENTRE MORFOLOGIA E GEOQUÍMICA DA CORDILHEIRA
MESO ATLÂNTICA SUL DE 1°S A 33°S**

por

Yael Cremonini Baptista

Dissertação apresentada como requisito parcial à
obtenção do grau de Mestre em Dinâmica dos
Oceanos e da Terra

Orientadora: Susanna Eleonora Sichel, Doutora
Coorientadora: Thaís Vargas, Doutora

Niterói
2017

Yael Cremonini Baptista

**RELAÇÃO ENTRE MORFOLOGIA E GEOQUÍMICA DA CORDILHEIRA
MESO ATLÂNTICA SUL DE 1°S A 33°S**

Dissertação de autoria de Yael Cremonini Baptista submetida ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, da Universidade Federal Fluminense como parte dos requisitos exigidos para obtenção do título de Mestre em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, ênfase em Geologia Marinha e Geofísica.

Aprovado em: ___/___/2017

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dra. Susanna Eleonora Sichel (Orientadora)

Prof. Dra. Thais Vargas (Co-Orientador)

Prof. Dra. Isa Brehme (Avaliadora)

Prof. Dr. Thomas Campos. (Avaliador)

Niterói RJ
2017

FICHA CATALOGRÁFICA

Baptista, Yael Cremonini.

Relação entre a morfologia e geoquímica da Cordilheira Mesoatlântica sul de 1°S a 33°S/ Yael Cremonini Baptista
116f.

Dissertação (Mestrado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra) –
Universidade Federal Fluminense, 2017.

Orientadora: Susanna Eleonora Sichel
Coorientadora: Thais Vargas

*“Se cheguei até aqui foi porque me apoiei no ombro de gigantes”
Isaac Newton.*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente e em especial, gostaria de agradecer a minha orientadora, amiga e quase uma segunda mãe a Dra Susanna Eleonora Sichel por toda atenção, ensinamento, carinho e paciência que teve comigo nessa jornada, fora as caronas. Palavras jamais serão suficientes para esboçar a minha gratidão. Se o Brasil tivesse mais pessoas como você tenho certeza que viveríamos em um país muito melhor.

A minha mãe Cláudia e aos meus irmãos Daniel, Rafael e Gabriel e principalmente as minhas irmãs Raquel e Mabel por todas palavras de força e incentivo.

A minha coorientadora Dra Thaís Vargas por todo carinho, calma e paciência que teve comigo nesta dissertação.

Ao mestre e amigo Kenji Motoki por toda paciência, ensinamento e parceria que mantivemos durante essa trajetória. Muito obrigada mais uma vez.

Ao meu companheiro, amigo, cúmplice e maior incentivador Victor Dias. Sem seu apoio, amor e carinho em todos os momentos essa caminhada teria sido muito mais difícil e provavelmente impossível. Obrigada por tudo mais uma vez meu amor. Essa conquista é tão minha quanto sua e apenas só mais um passo nessa nossa caminhada.

A CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão da bolsa de estudo.

Á todos do Lagemar-UFF, meninas da secretaria, coordenação, professores e em especial aos amigos Ezequiel Bastos, Livia Pessanha e Vinícius Jantorni pela alegria do dia a dia.

Enfim, obrigada a todos meus “gigantes” por ter mostrado que o difícil é também possível

SUMÁRIO

SUMÁRIO	7
1. Introdução	1
2. Objetivo.....	3
3. Material e Métodos.....	4
4. Contexto Geológico.....	9
4.1 Cordilheira Meso Oceânicas	9
4.1.1 Cordilheira Meso Atlântica Sul.....	15
4.1.2 Petrologia e Mineralogia dos Basaltos Meso Oceânicos (MORB)	15
4.2 Crosta Oceânica.....	16
4.2.1 Composição do Manto e Geração de Magmas	21
4.2.2 Fusão Parcial	24
4.2.3 Câmara Magmática	25
4.3 Pontos-quentes na Cordilheira Meso-Atlântica Sul	27
4.4 Zonas de Fraturas Oceânicas e Falhas Transformantes.....	28
5. Resultados	29
5.1 Segmento A- 1° - 3° S.....	32
5.2 Segmento B- 3° - 5° S	36
5.3 Segmento C- 5° - 7°	39
5.4 Segmento D 7°S – 12°S	42
5.5 Segmento E 12°S – 14°S.....	49
5.6 Segmento F 14°S – 16°S.....	52
5.7 Segmento G 16°S – 17°S	56
5.8 Segmento H 17,6°S – 18,8°S	59
5.9 Segmento I 18,8°S- 20°S	62
5.10 Segmento J 20°S- 23°S	65
5.11 Segmento K 23°S- 26°S.....	69
5.12 Segmento L 26°S- 28°S	73
5.13 Segmento M 28,1°S- 29 °S	76
5.14 Segmento N 29°S- 32,2 °S.....	78
6. Discussão.....	82
7. Conclusões	89
8. Referências	91
9. Anexos.....	97
9.1 Anexo 1 – Fotomicrografias das lâminas	97

9.2	Anexo 2- Tabelas com características batimétricas e químicas das amostras.....	99
-----	--	----

LISTA DE FÍGURAS

Figura 1- Gravimetria Ar-livre global (TOPEX, 2016)	4
Figura 2- Batimetria Predita Global (TOPEX, 2016).....	5
Figura 3- Ilustração do fundo oceânico e Sistema de Cordilheiras Meso Oceânicas global (tracejado branco). (Fonte:NGDC).	9
Figura 4-Esquema ilustrando a variação da topografia axial em função da taxa de expansão. (Modificado de Macdonald; 1982).....	10
Figura 5- Modelo esquemático ilustrando onde as segmentações das cordilheiras podem estar relacionadas a pequenos eventos magmáticos. O magma originário do manto migra ao longo do eixo da cordilheira do centro em direção aos extremos. A escala de profundidade aplicada somente para o perfil de profundidade axial. Os outros números indicam as descontinuidades de 1ª a 3ª ordem de acordo com sua influência na morfologia da cordilheira. A descompressão por fusão parcial da atesnofera ocorre entre 300-600m de profundidade abaixo da cordilheira. (Modificado de Macdonald, 1989).....	12
Figura 6- Exemplo de uma Dorsal Rápida para relação da segmentação das cordilheiras com a distribuição do extravasamento de magma. Em um centro de acreção rápida (Dorsal rápida) as descontinuidades geoquímicas de 4ª ordem são devidos ao estreitamento local da câmara magmática. (Modificado de Macdonald, 1989).	12
Figura 7-Exemplo de uma Dorsal Lenta para relação da segmentação das cordilheiras com a distribuição do extravasamento de magma. Em um centro de acreção lenta (Dorsal lenta) as descontinuidades de 4ª ordem são causadas pelos diáprios ascendentes do manto, uma vez que não se desenvolve uma câmara magmática. (Modificado de Macdonald, 1989).....	13
Figura 8- Esquema estrutural do interior da Terra, mostrando as estruturas concêntricas obtidas a partir das velocidades das ondas sísmicas (modificado de Pacca e McReath, 2000).....	17
Figura 9- Perfil esquemático da crosta oceânica no Atlântico Equatorial. (Imagens obtidas pelo Submersível Nautile).(Fonte: Hekiniam; 2000)	19
Figura 10- Perfil esquemático de um ofiolito representante da crosta oceânica, onde o tamanho do cristal aumenta segundo a direção da seta amarela.	19
Figura 11- Arquipélago São Pedro e São Paulo que representa o único afloramento de manto oceânico acima do nível do mar. Fonte:Motoki K. F.....	21
Figura 12- Fusão parcial de um manto lherzolítico por descompressão adiabática. O magma segrega do manto na posição A' e ascende rapidamente a superfície. (Modificado de Wilson, 1989).	23
Figura 13- Mapa Morfológico Geral.....	31
Figura 14-Mapa morfológico Segmento A	32
Figura 15-Perfil Morfológico Segmento A. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul- Amostras; Roxo-Descontinuidade de 2ªordem; Marrom- Descontinuidade de 3ªordem.....	33
Figura 16-Gráfico da concentração dos elementos Terras Raras normalizados para padrões condritos (McDonough, W.F. and Sun, S.S; 1995). obtidas na análise geoquímica das amostras do Segmento A.....	35
Figura 17-Mapa morfológico Segmento B.....	36
Figura 18-Perfil Morfológico Segmento B. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul tracejado- Zona de Fratura sugerida; Azul claro- Amostras; Marrom- Descontinuidade de 3ªordem.	37
Figura 19- Gráfico da concentração dos elementos Terras Raras normalizados para padrões condritos (McDonough, W.F. and Sun, S.S; 1995). obtidas na análise geoquímica das amostras	

do Segmento B, mostrando que ambas as amostras possuem o mesmo padrão de Elemento de Terras Raras.	38
Figura 20- Mapa morfológico do Segmento C.....	39
Figura 21-Perfil Morfológico Segmento C. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Roxo Descontinuidades de 2ªordem Marrom- Descontinuidade de 3ª ordem Azul – Descontinuidade de 4ªordem.....	40
Figura 22- Mapa morfológico Segmento D com a localização das amostras dragadas	42
Figura 23- Perfil Morfológico Segmento D. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Roxo-Descontinuidades de 2ªordem; Roxo tracejado -Descontinuidades de 2ªordem também Barreira Geoquímica (BG) Marrom- Descontinuidade de 3ªordem.....	44
Figura 24- Gráfico latitude versus razão La/Sm em relação as amostras dragadas no Atlântico Sul. O segmento D é enriquecido em elementos raros leves, sendo a amostra EN61-11 a qual sofre maior influência do Ponto-quente de Ascensão.	45
Figura 25- Gráfico latitude versus razão Nb/Zr em relação as amostras dragadas no Atlântico Sul.A amostra EN61-011 a qual sofre maior influência do Ponto-quente de Ascensão.	45
Figura 26- Gráfico latitude versus teor de Ni das amostras dragadas no Atlântico Sul. O segmento D é empobrecido em Ni.	46
Figura 27- Gráfico da concentração dos elementos Terras Raras normalizados para padrões condritos (McDonough, W.F. and Sun, S.S; 1995)obtidas na análise geoquímica das amostras do Segmento D.....	47
Figura 28-Mapa Morfológico do Segmento E	49
Figura 29- Perfil Morfológico Segmento E. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Roxo-Descontinuidades de 2ª ordem.....	50
Figura 30- - Gráfico da concentração dos elementos Terras Raras normalizados para padrões condritos (McDonough, W.F. and Sun, S.S; 1995) obtidas na análise geoquímica das amostras do Segmento E.	51
Figura 31- Mapa Morfológico Segmento F.....	52
Figura 32-Perfil Morfológico Segmento F. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Roxo Descontinuidades de 2ªordem; Marrom- Descontinuidade de 3ªordem	53
Figura 33- Gráfico da concentração dos elementos Terras Raras normalizados para padrões condritos (McDonough, W.F. and Sun, S.S; 1995) obtidas na análise geoquímica das amostras do Segmento F.....	54
Figura 34-Gráfico latitude versus razão Nb/Zr em relação as amostra dragadas no Atlântico Sul.	55
Figura 35-Gráfico latitude versus razão Nb/Zr em relação as amostras dragadas no Atlântico Sul	55
Figura 36- Mapa morfológico Segmento G	56
Figura 37- Perfil Morfológico Segmento G Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Roxo Descontinuidades de 2º grau.	57
Figura 38- Mapa Morfológico Segmento H.....	59
Figura 39-Perfil Morfológico Segmento H. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Roxo Descontinuidades de 2ªordem.....	60
Figura 40- Mapa morfológico Segmento I.....	62
Figura 41-Perfil Morfológico Segmento I. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Roxo Descontinuidades de 2ªordem; Marrom- Descontinuidade de 3ª ordem	63
Figura 42- Mapa Morfológico Segmento J	65
Figura 43 -Perfil Morfológico Segmento J. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras	67
Figura 44- -Perfil Morfológico Segmento J. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras	67

Figura 45- Gráfico da concentração dos elementos Terras Raras normalizados para padrões condritos (McDonough, W.F. and Sun, S.S; 1995). obtidas na análise geoquímica das amostras do Segmento J.	68
Figura 46- Mapa Morfológico Segmento K.....	69
Figura 47- Perfil Morfológico Subsegmento K_1.....	71
Figura 48- Perfil Morfológico Subsegmento K_2.....	71
Figura 49- Mapa Morfológico Segmento L.....	73
Figura 50- Perfil Morfológico Segmento L. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Roxo-Descontinuidades de 2ª ordem Roxo tracejado- atual descontinuidade de 2ªordem	74
Figura 51- Mapa Morfológico Segmento M.....	76
Figura 52- Perfil Morfológico Segmento N. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Marrom-Descontinuidades de 3ºgrau;	77
Figura 53- Mapa Morfológico Segmento N.....	78
Figura 54- Perfil Morfológico Subsegmento N_1. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras;Roxo-Descontinuidades de 2ºordem	79
Figura 55- Perfil Morfológico Subsegmento N_2. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras;Roxo-Descontinuidades de 2ºordem.	80
Figura 56- Gráfico Temperatura de erupção versus latitude das amostras dragadas em toda área de estudo com todas as Zonas de Fraturas da área, Barreiras Térmicas – BT e Barreiras Geoquímicas- BQ)	83
Figura 57- Gráfico Profundidade versus latitude de toda área de estudo.....	84
Figura 58- Profundidade versus temperatura das amostras dragadas na área de estudo. CC=coeficiente de correlação entre a variáveis.	84
Figura 59- Gráfico de correlação entre as razões de Zr/Y e Nb/Y das amostras da área de estudo.	85
Figura 60- Variação dos elementos incompatíveis Nb/Zr vs Latitude.....	86
Figura 61- Variação dos elementos incompatíveis La/Sm Vs Latitude	86
Figura 62- Gráfico dos segmento da Cordilheira Meso Atlântica Sul em relação sua profundidade. Onde é possível observar que os segmentos que sofre influência dos Ponto-Quente de Ascensão e Santa-Helena (Segmento D e F respectivamente) apresentam profundidade menores em relação aos outros.	87
Figura 63- Gráfico dos segmento da Cordilheira Meso Atlântica Sul em relação ao comprimento individual de cada segmento. Onde é possível observar que quatro grandes anomalias, sendo três positivas (segmentos maiores D, K e L) e uma negativa (menor segmento da área (segmento M))......	88
Figura 64- Fotomicrografia em luz polarizada, amostra EN61 25, matriz vítrea muito escura e fenocristais de plagioclásio com microinclusões sólidas e fluídas, NC, 25X	97
Figura 65- Fotomicrografia em luz polarizada, amostra EN61 22 fenocristal de plagioclásio geminado carlsbad, com esferulito de vidro em matriz vítrea, NC, 50X.	97
Figura 66- Fotomicrografia em luz polarizada, amostra EN061 23 6, destaque para o fenocristal de plagioclásio, com microinclusões sólidas de mineral opaco, NC, 50X.....	98
Figura 67- Fotomicrografia em luz polarizada, amostra EN61-23, fenocristais de plagioclásio com geminação carlsbad, com microinclusões sólidas.	98

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Classificação das Cordilheiras Meso Oceânica em relação à taxa de expansão modificado de (Macdonald; 1992; 2001).	10
Tabela 2- Classificação e Características das descontinuidades de 1ª, 2ª, 3ª e 4ª ordens e centro de espalhamento lento, segundo Macdonald et al; (2001).	29
Tabela 3- Segmentos definidos nesta dissertação com seus comprimentos e profundidade média axial	87
Tabela 4- Amostras e características morfológicas e temperatura das amostras	99
Tabela 5 – Concentrações do elementos maiores e traços das amostras	100
Tabela 6-Concentrações do Elementos Terras Raras Leves presentes nas amostras normalizadas pelos valores de condrito de McDonough (1995)	101

RESUMO

O objetivo desta dissertação consiste na análise morfo-geoquímica da Cordilheira Meso Atlântica Sul desde a latitude de 1°S até a 33°S, no que diz respeito à sua variação ao longo e transversalmente ao eixo da referida dorsal, correlacionando-se os dados das análises geoquímicas das amostras dragadas nesta área e com as idades do assoalho oceânico.

Os dados de satélite usados nesta dissertação foram obtidos através do banco de dados TOPEX, do Instituto de Oceanografia da Universidade da Califórnia San Diego (USC-SIO), os dados de batimetria foram do banco “Global Topography 1 minute resolution v. 17,1” e os de gravimetria ar-livre do “Gravity Anomaly v.231”. Foi utilizado também os *grids* de idade que são baseados nas isócronas magnéticas, as quais são linhas de contorno que delimitam rochas de mesma idade, esta idade pode ser determinada a partir de dados de reversão magnética e de fósseis obtidos nas perfurações de mar profundo. Por sua vez os dados geoquímicos dos basaltos foram compilados de Sichel (1990) e “*Petrologica database of Ocean Floor*” e normalizados para padrões condritos (McDonough, W.F. and Sun, S.S; 1995).

Esta dissertação encontra-se dividida em três principais etapas:

a) Análise morfológica geral da área de estudo, observando as descontinuidades de primeira ordem existente e dividindo a área em segmentos de acordo com as zonas de fraturas observadas;

b) Análise morfológica individualizada por segmento, observação de descontinuidades de menores ordens (2ª e 3ª ordem) correlacionando com a análise química das amostras encontradas em cada segmento;

c) Correlacionamento dos dados da segunda etapa com as análises químicas dos segmentos vizinhos. De modo a se verificar a existência de possíveis influências de Pontos Quentes e descontinuidades geológicas, tais como barreiras termais e/ou químicas.

Os nossos resultados demonstram que a Cordilheira Meso Atlântica Sul não possui uma clara correlação entre a morfologia e temperatura de erupção. Contudo, muitas das temperaturas elevadas encontradas estão correlacionada aos altos estruturais da Cordilheira Meso Atlântica Sul. Algumas descontinuidades de primeira e segunda ordem representam barreiras químicas, nomeadamente: descontinuidade de 2ª ordem da latitude 4°S, Zona de Fratura de Ascensão, Zona de Fratura Rio de Janeiro, Zona de Fratura Rio Grande 2, Zona de Fratura Rio Grande 3 (ZFRG3),, descontinuidade de 2ª

ordem de Moore , descontinuidade de 2ª ordem da latitude 27,96°S, descontinuidade de 2ª ordem da latitude 31,24°S. A descontinuidade Zona de Fratura Rio Grande 3 além de ser uma barreira termal também pode se apresentar como uma barreira química com base nos valores TiO_2 , Na_2O , K_2O e elementos de Terras Raras.

Os Pontos-quentes de Ascensão e Santa Helena. influenciam a geoquímica da cordilheira, no que diz respeito ao enriquecimento das razões La/Sm e Nb/Zr.

A correlação entre morfologia, geoquímica, temperatura de erupção, proximidades de pontos quentes e gravimetria foram os parâmetros utilizados nesta dissertação para a interpretação da dinâmica da Cordilheira Meso Atlântica Sul (1°S a 33°S).

Quando se considera a escala global, não existe uma correlação entre a latitude com os demais parâmetros analisados, mas em escala menor, identificou-se a existência de correlações entre a latitude com os demais parâmetros, o que sugere que o Manto Oceânico no Atlântico Sul possui heterogeneidade geofísico-química.

Palavras-chave: Cordilheira Meso Atlântica Sul, basaltos e Zonas de Fratura.

ABSTRACT

The main goal of this dissertation consists in the morpho-geochemical analysis of the South Mid Ocean Ridge from latitude 1°S to 33°S , regarding to its variation along the axis and across the axis, correlating the data of the geochemical analyzes of the dredged samples in this area with the ocean floor age.

The satellite data used in this dissertation were obtained through the TOPEX data base, from the University of San Diego Oceanography Institute (USC-SIO), the bathymetry data were from the “Global Topography 1 minute resolution v. 17,1” data base and the gravimetric from the “Gravity Anomaly v.231”. It was also used grids of age that are based on the Magnetic isochrones, which are contour lines that define rocks of the same age, this age can be determined from magnetic reversion data and fossils obtained in the deep sea drillings.

In turn, the basalts geochemical data were compiled from Sichel (1990) and “Petrological database of Ocean Floor” and normalized to chondrine patterns (McDonough, W.F. and Sun, S.S; 1995).

This dissertation is divided into three main steps:

a) General morphological analysis of the studied area, referring the existent first order discontinuities and dividing the area into segments according to the fracture zones observed.

b) Morphological analysis individualized by segment, observation of discontinuities of lower orders (2nd and 3rd) correlating to the chemical analysis of the samples found in each segment;

c) Correlation of the data from the second step with the chemical analysis of the neighboring segments. In order to verify the existence of possible influences of Hot-Spots and discontinuities like thermal barrels and/or chemical.

Our results demonstrated that the South Mid Ocean Ridge does not have a clear correlation between the morphology and the eruption temperature in a regional scale. However, many of the high temperatures found are correlated to the Hot-Spots of the South Mid Ocean Ridge. Some discontinuities of first and second order represent the

chemical barriers, in particular: 2nd order discontinuity of the 4°S latitude, Fracture Zone of Ascensão, Fracture Zone of Rio de Janeiro, Fracture Zona of Rio Grande 2, Fracture Zona of Rio Grande 3 (FZRG3), 2nd order discontinuity of Moore , 2nd order discontinuity of the 27,96°S latitude, 2nd order discontinuity of the 31,24°S latitude. The Fracture Zona Rio Grande 3 discontinuity discontinuity, besides of being a thermal barrier, it can also be presented as a chemical barrier based in the TiO₂, Na₂O, K₂O concentrations and Rare Earth elements.

The Ascension and Santa Helena Hot-Spots influence the ridge geochemistry, regarding to the enrichment in the La/Sm e Nb/Zr ratios.

The correlation between morphology, geochemistry, eruption temperature, proximity of hot spots and gravimetry were the standards used in this dissertation to the dynamic interpretation of the South Mid Ocean Ridge (1°S to 33°S).

When considering the global scale, it does not exists a correlation between the latitude with the other analyzed parameters, but in a lower scale, it was identified the existence of correlations between the latitude with the other parameters, which suggests that the oceanic mantle in the South Atlantic has a chemical-geophysical heterogeneity.

Key words: South Mid Ocean Ridge, basalts and fracture zones.

1. Introdução

As cordilheiras Meso Oceânicas são as regiões com vulcanismo mais ativo do planeta Terra. Elas constituem uma cadeia de montanhas submarinas que se estende linearmente por mais de 70.000 km ao redor do nosso planeta (Macdonald et al; 1991) e corresponde aproximadamente 1/3 do piso oceânico. Esta cadeia é resultado do espalhamento do assoalho oceânico. Aproximadamente 60% do fluxo magmático terrestre ocorre ao longo dos limites divergentes das placas tectônicas, o que equivale a cerca de 21km³/ano de magmatismo (Perfit 2001).

Ao longo do eixo das cordilheiras meso oceânicas o fundo oceânico encontra-se em constante expansão, através da erupção de magma proveniente do manto superior, formando uma nova crosta oceânica (Mackenzie e Bowin, 1976). Por conta disso, as cordilheiras meso oceânicas também são denominadas de centro de expansão.

A topografia e o vulcanismo são notavelmente simétricos bilateralmente (Heeze et al., 1959) nas proximidades dos eixos das cadeias meso oceânicas, contudo segmentos assimétricos não são incomuns. Estudos gravimétricos mostram que essas cadeias de montanhas estão sobretudo em equilíbrio isostático o que nos permite concluir que a elevação das cadeias é resultante da expansão termal (Cochran; 1979). Imediatamente que a placa litosférica se distancia da crista da cadeia, ela se resfria, contraindo-se e entrando em subsidência.

A morfologia das cordilheiras meso oceânicas, em escala regional, é controlada pela taxa de expansão oceânica, ou seja, pela velocidade relativa que uma nova crosta oceânica está sendo gerada, a qual influencia no espaço e tempo os processos tectônicos, magmáticos e vulcânicos. (Macdonald; 1982 e Macdonald et al; 1988).

Fox et al; (1991), sugere que a morfologia da cordilheira não pode ser controlada apenas pela taxa de expansão, existem outros fatores que também devem influenciar na morfologia, podendo ser: proximidade de pontos quentes ao eixo de acreção e heterogeneidades da composição do manto

De acordo com Macdonald (1982), os centros de expansão lentos geralmente possuem uma morfologia rugosa característica a qual é oriunda de intensas falhas originadas no vale central (limitado lateralmente por cristas de montanhas, a porção mais rasa do eixo).

Segundo Smith e Cann (1990) é nestes vales centrais que o magmatismo dá origem aos vulcões em cadeias ou isolados, lagos de lavas e lavas alfomafadadas.

No geral, o eixo axial das cordilheiras é deslocado por descontinuidades, estas descontinuidades são classificadas de acordo com os aspectos tectônicos, hierárquico e morfológico. Nesta dissertação utilizamos o modelo de Macdonald (2001) como base para classificar essas descontinuidades, tema este que será detalhado no capítulo 4.

A variação na composição química dos basaltos ao longo da Cordilheira Meso Atlântica reflete diferentes processos de fusão e/ou contaminação pelo qual o magma foi produzido. Destaca-se alguns desses processos, são eles: grau de fusão, cristalização fracionada, mistura de magmas, efeito das zonas de fraturas e proximidade com pontos quentes(Fox et al; (1991).

2. Objetivo

Esta dissertação visa análise morfológica da Cordilheira Meso Atlântica Equatorial e Sul (1°S a 33°S), e sua relação com a geoquímica e temperatura de erupção dos basaltos toleíticos.

As segmentações de primeira ordem, falhas transformantes, serão caracterizadas como sendo ou não barreira termal e/ou geoquímica. A variação da temperatura de erupção assim como a concentração dos elementos maiores, traços e Terras Raras, são analisados em relação a batimetria e gravimetria da área estudada.

Este estudo visa uma reanálise tanto morfológica como geoquímica do Atlântico Sul baseado na batimetria e gravimetria obtidas pelo banco de dados TOPEX e as análises químicas de Sichel (1990) as obtidas no *Earthchem* do banco mundial de dados geoquímicos "*Petrological Database of Ocean Floor.*"

O objetivo final foi a caracterização da variação geoquímica em relação a profundidade, proximidade das descontinuidades de primeira, segunda e terceira ordem, presença ou não de pontos quentes. De modo a se entender melhor a dinâmica da Cordilheira Meso Atlântica Sul.

3. Material e Métodos

Para o presente trabalho foram utilizados os dados de satélite (gravimetria anomalia ar-livre e batimetria) e dados químicos das amostras de basaltos dragados na área de estudo.

Os dados de satélite usados nesta dissertação foram obtidos através do banco de dados TOPEX, do Instituto de Oceanografia da Universidade da Califórnia San Diego (USC-SIO), os dados de gravimetria ar-livre “*Gravity Anomaly v.23.1*”, similar usado em Motoki (2013), (Figura 1) e os dados de batimetria do banco “*Global Topography 1 minute resolution v. 18.1* (Figura 2).

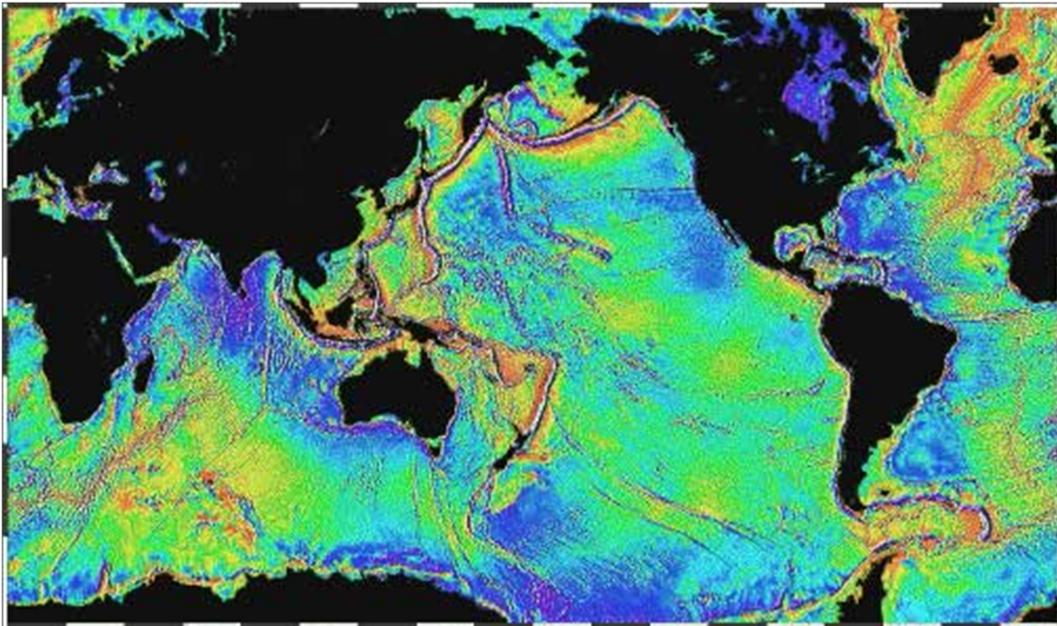


Figura 1- Gravimetria Ar-livre global (TOPEX, 2016)

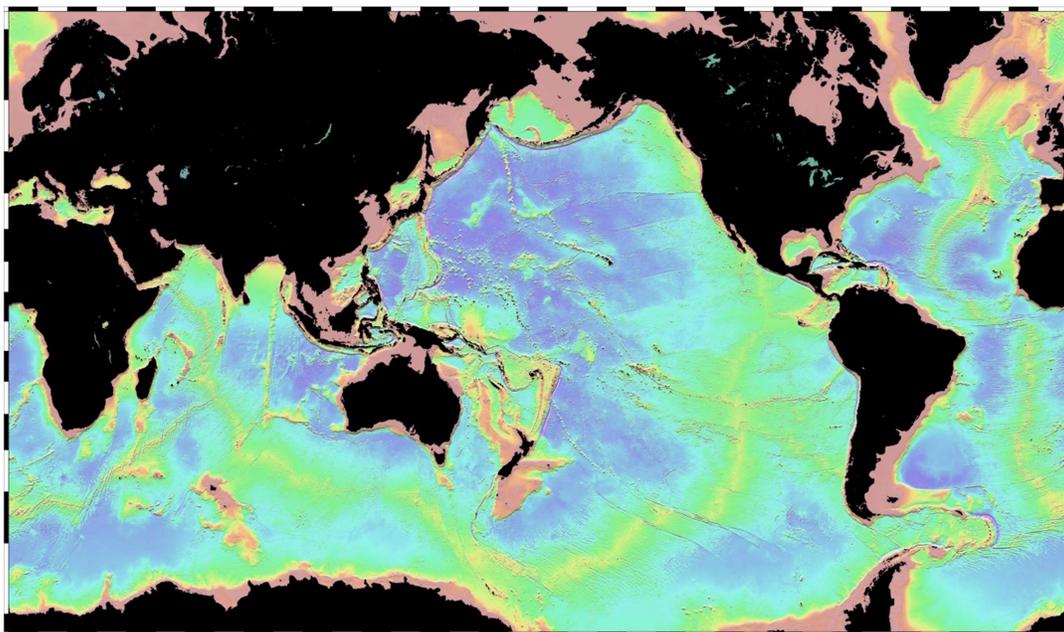


Figura 2- Batimetria Preditada Global (TOPEX, 2016)

Os dados de satélites artificiais os quais fornecem dados de vários tipos que são enviados para intuições que os armazenam em computadores. Os diversos tipos de dados recebidos podem ser tratados em programas gerando diversos produtos. Entre estes dados estão os de gravimetria anomalia ar-livre e imagens de superfície. A associação dos dados de anomalia ar-livre e os dados conhecidos de batimetria convencional por navios que Segundo Smith e Sandwell (1994), formam batimetria predita, possibilitaram a confecção de mapa batimétrico em escala mundial.

Os dados de satélite geralmente apresentam problemas em relação às diferenças entre a resolução de anomalia ar-livre e da topografia, que em algumas ocorrências originam falsos picos e vales no mapa batimétrico e estes problemas dificilmente ocorrem em dados obtidos através de navio oceanográficos os quais são evidentemente superiores aos obtidos pela anomalia de ar-livre.

Uma das possibilidades para a correção destes problemas é a aplicação de um filtro local, para suavizar esses possíveis ruídos, porém para desfrutar de maior confiabilidade dos resultados optou-se por usar a técnica manual e eliminação dos mesmos substituindo-os por interpolação.

Os dados de anomalia de ar-livre e batimétrico do banco de dados TOPEX/Poseidon e SRTM30 (Shuttle Remote Topographic Map) aqui usados apresentam-se com uma resolução aparente de 1.800m a 900m.

A partir de 2005 o banco de dados TOPEX começou a incorporar um vasto número de dados obtidos através de navios oceanográficos. Apesar da técnica anomalia ar-livre não retratar uma resolução de detalhes similar aos dados de coletados por navio, elas possuem algumas vantagens como por exemplo a possibilidade de cobrir uma enorme área sendo ideal para estudos regionais.

As técnicas acima citadas foram aplicadas na área de estudo dessa dissertação possibilitando a criação de mapas de gravimetria de ar livre e batimetria.

A batimetria predita foi de essencial importância para esta dissertação, em razão da maior facilidade de visão e nitidez das estruturas tectônicas da Cordilheira Meso Atlântica Sul e de suas estruturas transversais, como as zonas de fraturas e outras descontinuidades identificadas nos mapas topográficos utilizados. (Smith e Sandwell; 1994).

Foram utilizados também *grids* de idade que são baseados nas isócronas magnéticas, as quais são linhas de contorno que delimitam rochas com mesma idade, esta idade podem ser determinadas tanto a partir de dados de reversão magnética como pela datação de fósseis obtidos durante as perfurações de mar profundo (Muller ; 2008).

Nesta dissertação o mapa de isócronas magnéticas foi utilizado tanto para analisar o comportamento e as diferenças de idades das zonas de fratura, como para auxiliar na classificação das descontinuidades observadas na área estudada.

No mapa de isócronas magnéticas, as zonas de fraturas são particularizadas por deslocamentos estruturais do eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul. Segundo Cox (1986), tais deslocamentos podem ser atribuídos à atuação das falhas transformantes no seguimento ativo das zonas de fraturas. É possível também observar inflexões nas direções das zonas de fratura durante a sua evolução ao longo dos anos. Nesta dissertação o mapa de isócronas magnéticas foi utilizado também como auxílio na classificação das descontinuidades.

Os dados de isócronas magnéticas, disponíveis TOPEX e NOAA, consistem em um gride com resolução de 2 minutos, foram determinados por uma interpolação linear entre as anomalias magnéticas mais antigas da crosta oceânica e da crosta continental. A análise das morfológicas da Cordilheira Meso Atlântica Sul teve como base os mapas de isócronas proveniente de (Muller ; 2008)

Foram utilizados os seguintes softwares para o preparo desta dissertação,: *Oasis Montaj* designado para o processamento dos dados batiméticos, gravimétricos; *ArcGis* para a análise dos dados processados anteriormente; confecção de mapas e perfis da área de estudo.

Após aquisição e processamento dos dados este estudo foi dividido em três principais etapa, são elas:

- a) Análise morfológica geral da área de estudo, observando as descontinuidades de primeira ordem existente e dividindo a área em segmentos de acordo com as zonas de fraturas observadas.
- b) Análise morfológica individualizada por segmento, observação de descontinuidades de menores ordens (2ª e 3ª ordem) correlacionando com a análise química das amostras encontradas em cada segmento.
- c) Interação da segunda etapa com uma análise química do segmentos vizinhos para a verificação de possíveis influências de Pontos Quentes e também determinação de descontinuidades como barreiras termais e/ou químicas.

Durante as três etapas citadas acima foi elaborado perfis de cada segmento e um total da área estudada a fim de observar a possíveis correlações entre a batimetria da área e a análise geoquímica das amostras e as temperaturas de erupção das amostras.

Os dados geoquímicos foram compilados de Sichel (1990) e “*Petrological Database of Ocean Floor*” e normalizados para padrões de condrito de (McDonough, W.F. and Sun, S.S; 1995).

As temperaturas de erupção foram calculadas a partir do conteúdo de Mg nas Olivinas e de Ca nos plagioclásios (Sichel, 1990) e *Earthchem* e os elementos de Terras Raras Leves foram normalizados para condritos segundo McDonough, W.F. and Sun, S.S; (1995).

Foram utilizadas 46 análises geoquímicas das amostras de vidros vulcânicos, extraídos das crostas existentes no basaltos almofadados, para a análise de elementos maiores e traços, pois somente os vidros vulcânicos representam a composição exata do magma.

As análises químicas dos basaltos toleíticos e fases minerais (olivina, plagioclásio, clinopiroxênio) e inclusões de magma trapeadas nos fenocristais de olivina e plagioclásio foram realizadas através de microsonda eletrônica (Sichel, 1990).

O anexo 2 mostra a composição química dos basaltos amostrados entre de 0°S a 32°S ao longo do eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul.

Os dados de temperatura de erupção utilizados nesta dissertação (Sichel; 1990) foram calculados a partir do geotermômetro de olivina nas amostras que possuem vidro vulcânico, pois os basaltos da Cordilheira Meso Atlântica Sul contém olivina em todas as amostras dragadas. (vide anexo 2)

A temperatura de erupção esta diretamente relacionada com a partição dos cátions de Mg e Fe entre cristais e líquidos, e foi calculada da seguinte maneira e depois convertida para graus centígrados:

$$\text{Log}_{10}(X_i^{\text{TLT}}/X_i^{\text{L}}) = A/T + B, \text{ onde:}$$

T= Temperatura em graus Kelvin;

X_i^{TLT} = Porcentagem em peso do elemento i no cristal;

X_i^{L} = Concentração do elemento i no líquido.

A e B= Constantes de regressão de resultados experimentais.

Para o conhecimento do equilíbrio do magma foi utilizado o coeficiente de distribuição (KD) entre olivina e líquido cujo formula utilizada foi:

$$K_D^{\text{Fe/Mg}} = (\text{FeO/MgO})_{\text{OL}} / (\text{FeO/MgO})_{\text{Liq}}$$

De acordo com Roeder e Emslie, 1970 o valor esperado para rochas basálticas é de $0,30 \pm 0,003$.

4. Contexto Geológico

4.1 Cordilheira Meso Oceânicas

A síntese científica que conduziu a teoria sobre a movimentação das placas tectônicas deu-se no início do século XX, com a teoria Deriva Continental proposta por Wegner (1915), contudo, esta teoria só ganhou força depois a Segunda Guerra Mundial, com a poderosa exploração do fundo oceânico.

Expedições oceânicas continuaram a mapear o assoalho oceânico Atlântico utilizando novos equipamentos e coletando milhares de amostras de rochas. Esses trabalhos permitiram cartografar um sistema de cadeias de montanhas submarinas, denominadas de Dorsal ou Cadeia Meso-Oceânicas, que constituíam um sistema contínuo ao longo de toda a Terra, estendendo-se por aproximadamente 70000 km (Macdonald et al., 1991) e apresentando uma largura na ordem de 1000 km; no eixo dessas montanhas constatou-se a presença de vales de 1 a 3 km, associado a um sistema de riftes, indicando a presença de um regime tensional, figura 3.

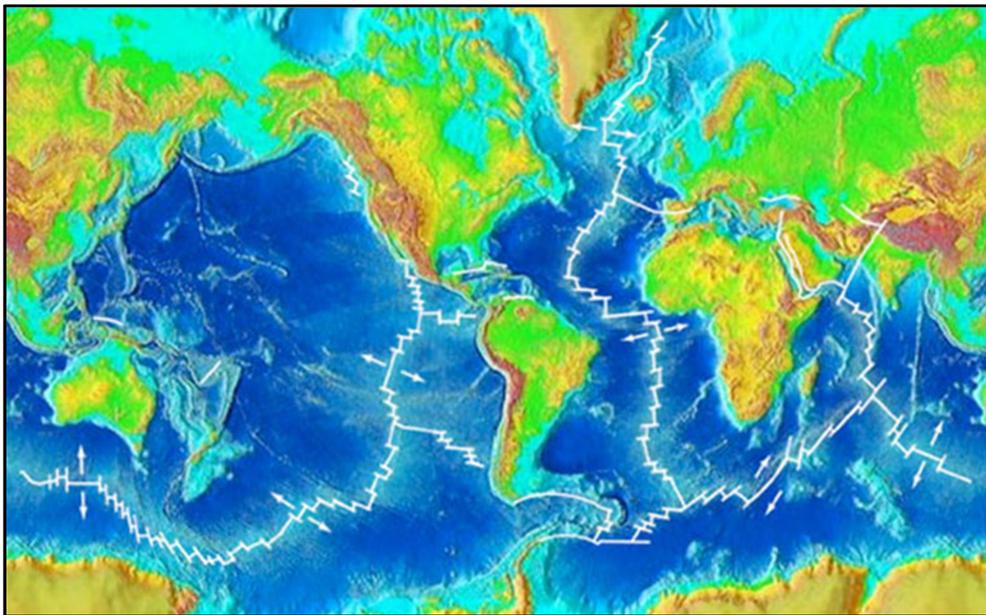


Figura 3- Ilustração do fundo oceânico e Sistema de Cordilheiras Meso Oceânicas global (tracejado branco). (Fonte:NGDC).

As regiões com maior atividade vulcânica do nosso planeta são concentradas ao longo dos eixos das cordilheiras e são fruto de uma complexa interação entre o tectonismo e magmatismo.

O fundo oceânico encontra-se em expansão ao longo do eixo da CMA através do extravasamento de magma proveniente do manto superior (fusão parcial do manto) dando assim origem à formação de uma nova crosta oceânica. Por isso, as cordilheiras meso oceânicas também são chamadas de centro de expansão ou de espalhamento.

A taxa de expansão não é a mesma para todos os segmentos das cadeias meso-oceânicas, variam de acordo com a tabela 1 e figura 4.

Classificação da Cordilheira Meso Oceânica	Taxa de expansão (mm/a)	Profundidade do Rift
Rápida	>90	-
Intermediária	40 a 90	50 a 200m
Lenta	10 a 40	1000 a 3000 m

Tabela 1- Classificação das Cordilheiras Meso Oceânica em relação à taxa de expansão modificado de (Macdonald; 1992; 2001).

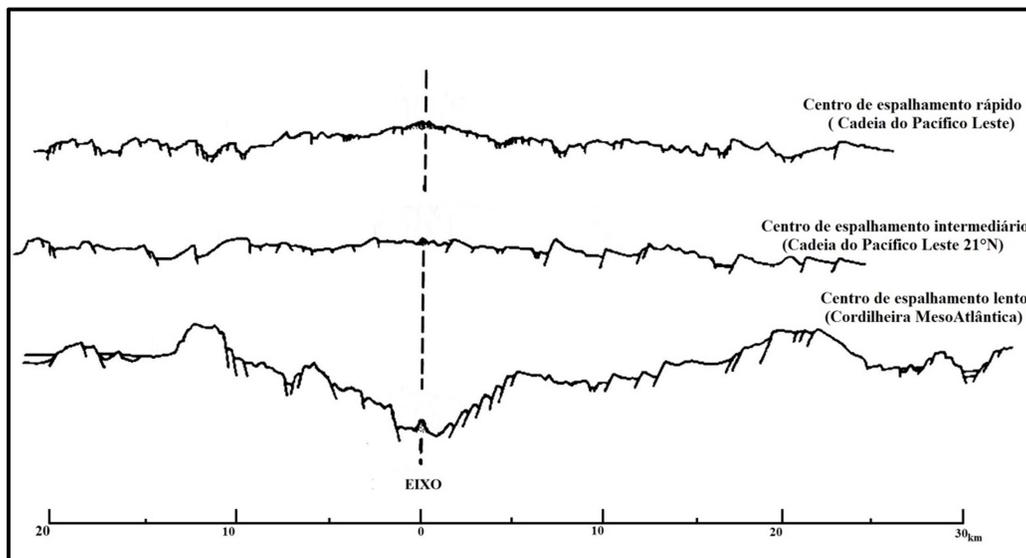


Figura 4-Esquema ilustrando a variação da topografia axial em função da taxa de expansão. (Modificado de Macdonald; 1982).

Foi notado que as maiores diferenças da morfologia e da escala do magmatismo ao longo da Cadeia Meso-Oceânica variam de acordo com a taxa de espalhamento, ou seja, pela velocidade relativa na qual nova crosta oceânica está sendo criada no limite

divergente de placas litosféricas, a qual pode variar de 10-50 mm/ano em centros de espalhamentos lentos como é o caso do Atlântico Sul, 50-90mm/ano em centros de espalhamentos intermediários e acima 90mm/ano para centros de espalhamento rápido. (Menard,1967; Macdonald, 1982).

Os locais onde a taxa de espalhamento é lenta são dominadas por falhas e tectonismo e/ou regiões de afloramento do manto levando ao menor volume de vulcanismo devido à temperatura mais baixa. Os locais de espalhamento rápido são controlados pelo principalmente pelo vulcanismo refletindo em uma temperatura mais elevada(Perfit, 2001), vide figura 4.

De acordo com Macdonald (1982), a taxa de espalhamento pode inclusive influenciar a continuidade no tempo e no espaço dos processos tectônicos e magmáticos, além de também influenciar na amplitude dos falhamentos.

Os centros de expansão lentos e intermediários apresentam um considerável vale axial bem definido, cuja profundidade relativa a este vale varia de 1500 a 3000m para centros de expansão lentos e de 50 a 200m para os intermediários. Em alguns sistemas de cordilheira esse vale central é substituído por uma suave depressão de algumas dezenas a centena de metros localizados sobre um largo domo axial.

A topografia do vale central é resultado da intercalação de duas vertentes, são elas: tempo e espaço e também de dois processos geológicos: magmatismo e tectonismo. Foi observado que nas regiões centrais mais elevadas dos segmentos da cordilheira os processos magmáticos acrecionais são mais intensos e focalizados, ocasionando uma menor densidade da crosta e do manto, e uma maior espessura crustal. Já próximo as descontinuidades, o magmatismo é reduzido, e o tectonismo é mais intensificado podendo assim ser observado um aprofundamento do eixo e um afinamento crustal (Lin et al; 1990; Kuo e Forsyth; 1988).

Macdonald et al; (1988) sugeriram um modelo de suprimento magmático ao longo do eixo da cordilheira a partir de observações nas cordilheiras ao redor do planeta. Este modelo ilustra a relação entre a segmentação tectônica e magmática, figuras. 5, 6 e 7.

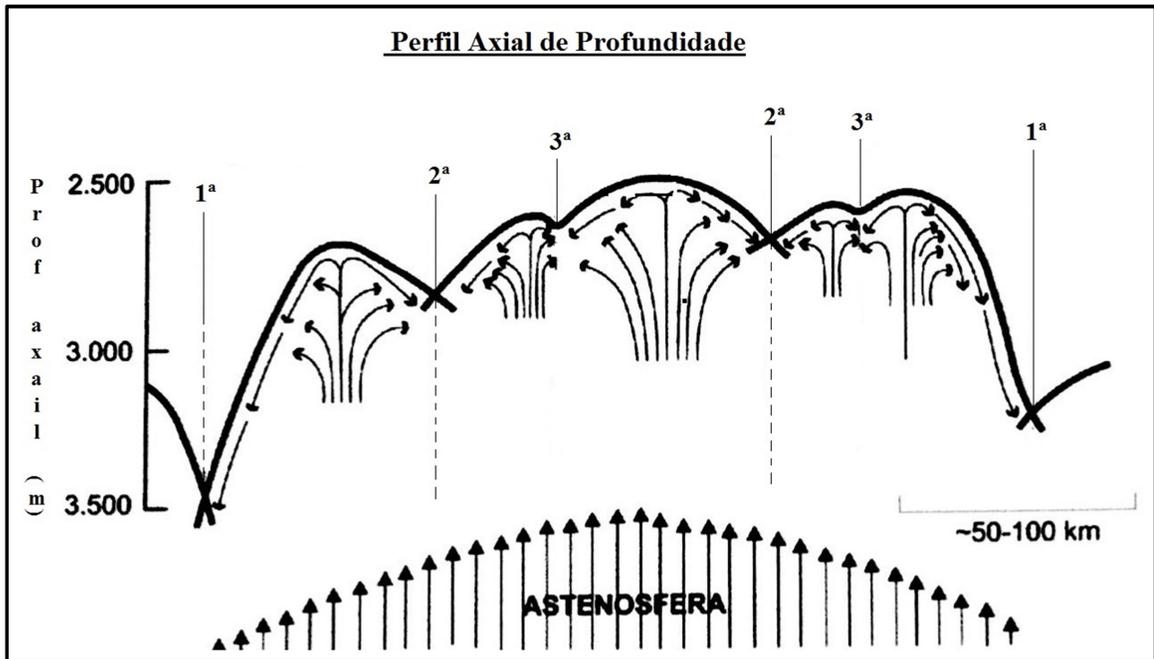


Figura 5- Modelo esquemático ilustrando onde as segmentações das cordilheiras podem estar relacionadas a pequenos eventos magmáticos. O magma originário do manto migra ao longo do eixo da cordilheira do centro em direção aos extremos. A escala de profundidade aplicada somente para o perfil de profundidade axial. Os outros números indicam as descontinuidades de 1ª a 3ª ordem de acordo com sua influência na morfologia da cordilheira. A decompressão por fusão parcial da atesnofera ocorre entre 300-600m de profundidade abaixo da cordilheira. (Modificado de Macdonald, 1989).

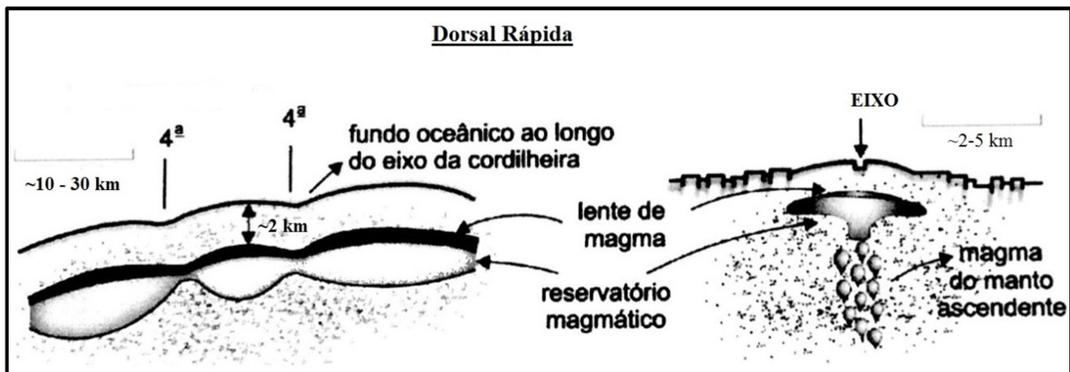


Figura 6- Exemplo de uma Dorsal Rápida para relação da segmentação das cordilheiras com a distribuição do extravasamento de magma. Em um centro de acreção rápida (Dorsal rápida) as descontinuidades geoquímicas de 4ª ordem são devidos ao estreitamento local da câmara magmática. (Modificado de Macdonald, 1989).

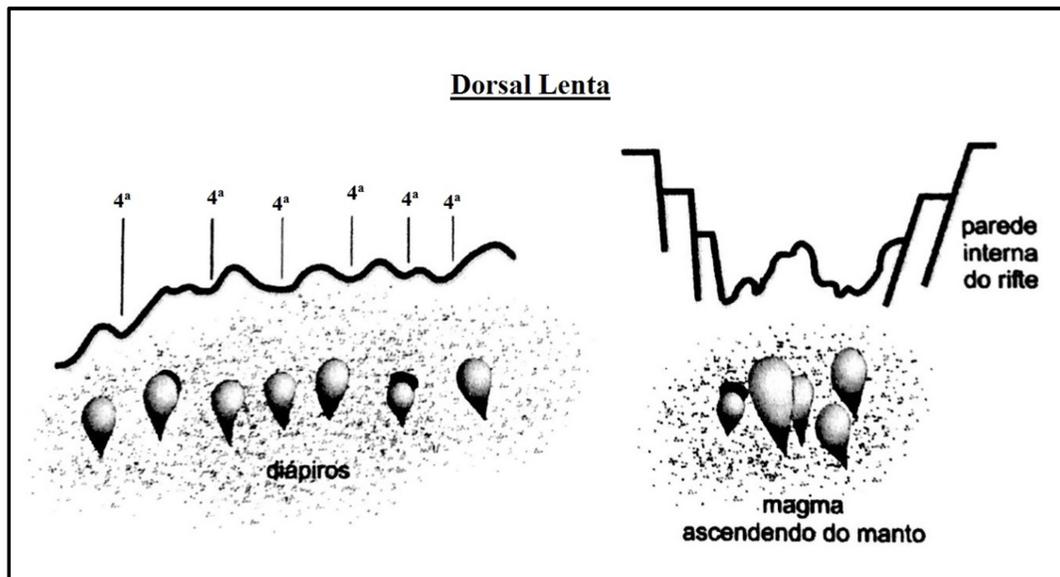


Figura 7-Exemplo de uma Dorsal Lenta para relação da segmentação das cordilheiras com a distribuição do extravasamento de magma. Em um centro de acreção lenta (Dorsal lenta) as descontinuidades de 4ª ordem são causadas pelos diápiros ascendentes do manto, uma vez que não se desenvolve uma câmara magmática. (Modificado de Macdonald, 1989)

Estudos gravimétricos mostram que as Cadeias Meso-Oceânicas estão em equilíbrio isostático, assim podemos concluir que a elevação das cadeias é resultante da expansão termal. Concomitantemente ao afastamento da crosta em relação a dorsal a placa litosférica arrefece e sofre a contração volumétrica, o que lhe faz aumentar a sua densidade. Fato esse que leva o processo de subsidência em relação a crosta litosférica menos densa e mais jovem existente junto a dorsal. Segundo Parker e Oldenberg, (1979) a quantidade de subsidência em qualquer ponto do flanco distante da cadeia tem sido colocada como sendo proporcional à idade da rocha naquele ponto. Sendo assim a taxa de subsidência está relacionada com o calor condutivo perdido, que é proporcional à idade medida.

Parsons e Sclater (1977) sugerem que a topografia das cordilheiras meso oceânicas, que varia regional e localmente, é dependente da estrutura termal do manto subjacente. A profundidade ao longo do eixo varia em função da diferença da espessura crustal e da temperatura do manto (Lin et al., 1990; Lin e Phipps Morgan, 1992), provocando variações nos processos de acreção crustal.

Em escala regional, as Cordilheiras Meso-oceânicas apresentam uma notável simetria bilateral (Heezen et al., 1959). Entretanto de pontos-quentes a Cordilheiras

Meso-oceânicas pode mostrar uma assimetria local como, por exemplo, a existente na latitude 10°S da Cordilheira Meso Atlântica Sul (Capítulo 5.4).

As variações de pequena escala na morfologia da cordilheira mostram que esta não pode ser controlada apenas pela taxa de expansão (Fox et al; 1991). Outros fatores possivelmente influenciam a morfologia da cordilheira, como a presença de Pontos-quentes próximo ou sob o eixo de acreção, ou ainda a heterogeneidade na composição do manto. Nestes casos, a composição e o volume da crosta oceânica formada são distintos (Schilling,1983; Schilling et al; 1985), e sua assinatura batimétrica e gravimétrica refletem os processos magmáticos, que foram intensificados e localizados sob o eixo (Bunch e Kennet; 1980; Ritzert; 1985). Na Cordilheira Meso Atlântica Sul isto é também observado no segmento entre a Zona de Fratura Ascensão e a Zona de Fratura Bode Verde, onde Ponto-Quente (Ilha de Ascensão) influenciou tanto na geoquímica como na morfologia deste segmento.

Macdonald (1988) classificou de acordo com a classe tectônica as descontinuidades que deslocam lateralmente o eixo da cordilheira, tema que será abordado no item 4.3.

4.1.1 Cordilheira Meso Atlântica Sul

Fox et al; (1991) sugere que em pequena escala a morfologia das cordilheiras não são controladas apenas pela taxa de expansão, mas também pela presença de câmara magmática e de Pontos-Quentes. Isto pode ser observado na Cordilheira Meso Atlântica Sul nas latitudes 10°S e 12°S, influenciados pelos Pontos-quentes de Ascensão e Santa Helena.

A morfologia da Cordilheira Meso Atlântica Sul varia em escala regional e local, o que de acordo com Cande et al; (1988) possui uma taxa de expansão média de 35mm/a a qual permanece constante e é maior do que a observada no Atlântico Norte. Apresenta-se bem segmentada com um vale central de aproximadamente 3000-3500 m de profundidade na sua porção central.

São observados seis principais Pontos-quentes próximo ao eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul, são eles: Ascensão, Santa Helena, Tristão da Cunha, Gough, Discovery e Shona.

4.1.2 Petrologia e Mineralogia dos Basaltos Meso Oceânicos (MORB)

Os basaltos de cadeia meso oceânicas denominados MORB (Mid-Ocean Ridge Basalts) são volumetricamente consideradas as rochas ígneas mais importantes da superfície terrestre.

Os basaltos aí gerados são formados a partir da fusão parcial do manto superior de composição peridotítica, empobrecidos em elementos incompatíveis e precisamente na área do ponto eutético, onde inicia-se a fusão de dois ou mais componentes, local de menor temperatura do sistema e sensível a pressão.

Perfit (2001), sugere que lava extravasada na Cordilheira Meso Oceânica são basaltos toleíticos (basaltos ricos em fenocristais de olivina e em plagioclásio e em menor quantidade em espinélio e clinopiroxênio, de baixa concentração de potássio) cuja a composição pode variar de Basaltos Picríticos (uma variedade de basalto olivínico de alto teor de Mg) e Fe-Ti basaltos de baixa concentração de MgO e alta concentração de FeO e TiO₂.

Embora MORB sejam petrologicamente similar a basaltos extravasados em Ilhas Oceânicas (OIB), são facilmente distinguidos baseados na comparação em baixas concentrações de íons alcalinos (K, Rb, Ba, Cs) e elementos de Terras Raras Leves (Th, U, Nb, Ta e Pb). A concentração de elementos incompatíveis está inversamente relacionada com a porcentagem de fusão parcial do manto.

Com isso, os MORB mais primitivos (com maior concentração de MgO) formados por maior porcentagem de fusão parcial possuem composição mais próxima do manto do qual foram formados. Através das análises químicas dos basaltos das cadeias meso-oceânicas é possível se estimar a composição do manto superior.

Em suma, um típico MORB é um olivina toleítico, que apresenta baixas concentrações de K_2O (<0,2%) e de TiO_2 (<2%) quando comparados a maioria dos outros basaltos. Isto faz com o que os MORBs sejam quimicamente distintos a partir dos basaltos de outras fontes.

De acordo com a composição química em relação aos elementos incompatíveis os basaltos MORBs são classificados em três principais tipos, são eles: Normais (N-MORB), enriquecidos (E-MORB) e de pluma (P-MORB).

Os minerais cristalizados a partir dos magmas MORB não são somente dependentes da composição do magma mas também da temperatura e pressão presentes durante a cristalização. A maioria dos magmas de MORB apresentam a composição de elementos maiores similar, provavelmente a cristalização inicia dentro da parte superior do manto e da crosta oceânica (onde a pressão é inferior a 0,3 Gpa) logo eles possuem uma mineralogia similar (Winter; 2010).

É comum a presença de fenocristais de plagioclásios (figuras do anexo 1) olivinas clinopiroxênio ricos em Ca e Spinélio como fenocristais e micro cristais. O Clinopiroxênio espinélio ocorrem em menores quantidades.

4.2 Crosta Oceânica

A estrutura e litologia do fundo oceânico é o foco de diversas investigações científicas, as quais realizam mapeamento de morfoestruturas (através de ecobatímetro),

mapeamento magnético e gravimétrico e também perfisagens sísmicas, pois são poucos locais que é possível a investigação por métodos diretos, como é o caso da Islândia e o Rift Vale do Leste Africano.

A estrutura da Terra é subdivida em porções que se baseia essencialmente em medidas indiretas obtidas como o valor da gravidade e a propagação das ondas sísmicas P e S pelo interior do planeta, vide figura 8.

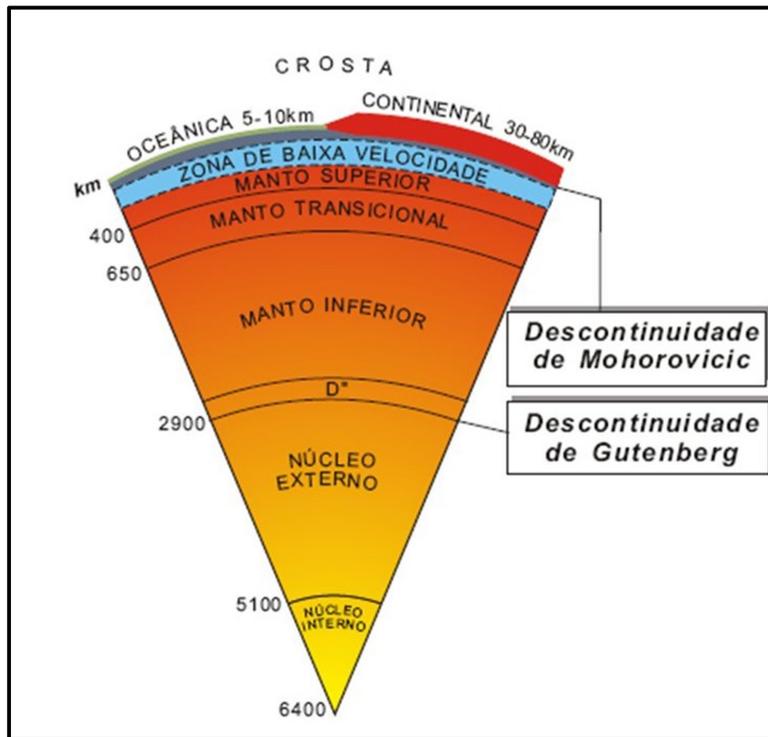


Figura 8- Esquema estrutural do interior da Terra, mostrando as estruturas concêntricas obtidas a partir das velocidades das ondas sísmicas (modificado de Pacca e McReath, 2000).

A porção, mas superficial da Terra sólida é a crosta terrestre. De acordo com os dados geológicos e geofísicos, a crosta pode ser subdividida em continental e oceânica.

A crosta continental apresenta espessura bem variável de 30-40 km nas regiões sísmicas estáveis mais antigas (os crátons) e até 60-80 km nas cadeias de montanhas, como os Andes e Himalaia. É constituída principalmente por rochas ígneas de composição evoluída (granitos, pegmatitos), sedimentos e rochas metamórficas.

Já a crosta oceânica é mais fina com espessura que varia de 5-8 km e é basicamente composta por basaltos e gabros.

A crosta oceânica é formada nos limites divergentes de placas litosféricas, mais especificamente nas cordilheiras meso-oceânicas. Estes limites são os locais onde o magma basáltico ascende do manto, formando uma nova crosta oceânica.

A transição crosta-manto é marcada pela descontinuidade de Mohorovicic (Moho), a qual representa uma descontinuidade sísmica além de distinguir a crosta do manto superior, podendo também representar a base da câmara magmática. Sabemos que o Moho não está à profundidade constante por toda Terra, mas a cerca de 5-10 km nas áreas oceânicas e a 30-80 km nos continentes, variando com o relevo, em função do equilíbrio isostático.

Através da correlação dos dados geológicos e geofísicos obtidos em diversas investigações científicas comparado com sequências de ofiolitos chegou-se ao consenso de uma seção típica da crosta oceânica seja construída, do topo para a base, por: lavas basálticas, diques de diabásio, gabros e rochas ultramáficas (peridotíticas) as quais representam os precipitados dos cristais de olivina e de piroxênio (mais densos que o magma). A descontinuidade entre o gabro e o peridotito na crosta oceânica é denominada de Moho petrológico, figuras 9 e 10.

Segundo Queiroga et al (2012), ofiolitos são fragmentos de antigas litosferas oceânicas formados em margens de placas construtivas ou divergentes transformantes. Por meio de extensos falhamentos de empurrão, esses corpos ou parte deles são colocados na crosta continental, dentro de pacotes de rochas dos cinturões orogênicos, em estado sólido, mas podendo estar, ainda, relativamente quentes.

Há aproximadamente 150 complexos de ofiolito, cujos dados (geológicos e geofísicos) demonstram que a estrutura geral da crosta oceânica é proposta em quatro camadas ou leitos com características distintas, que são elas (em relação da base para o topo).

Uma sequência completa de ofiolitos é representada da seguinte maneira, em relação da base para o topo. (Figuras 10)

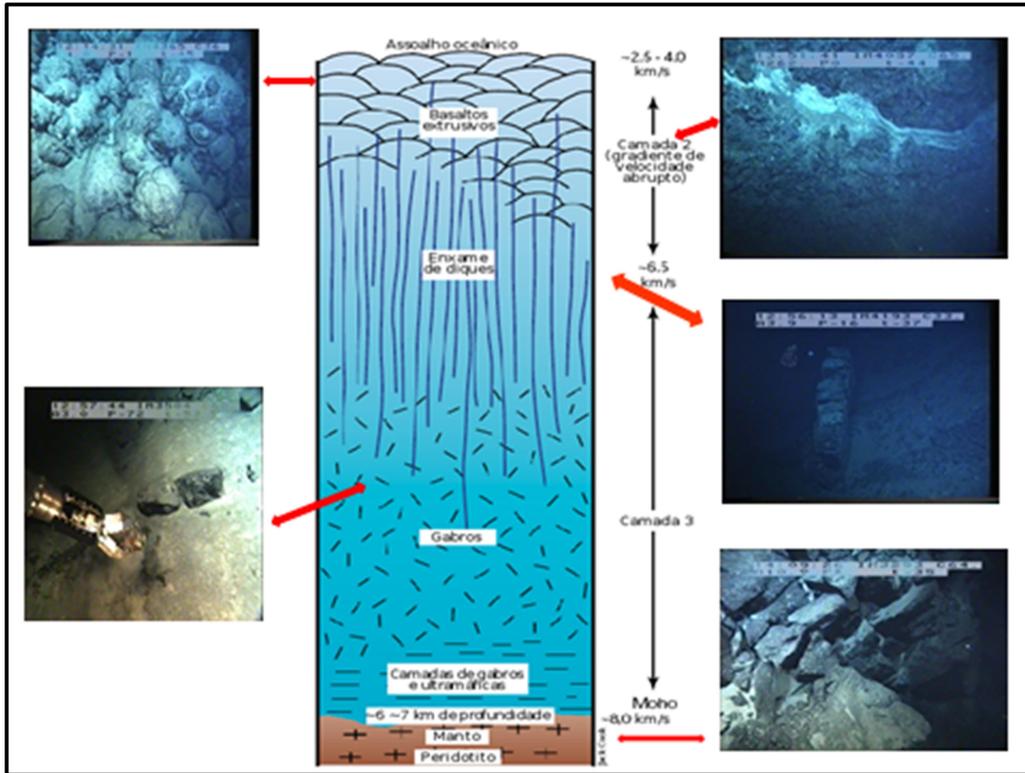


Figura 9- Perfil esquemático da crosta oceânica no Atlântico Equatorial. (Imagens obtidas pelo Submersível Nautilo). (Fonte: Hekinian; 2000)

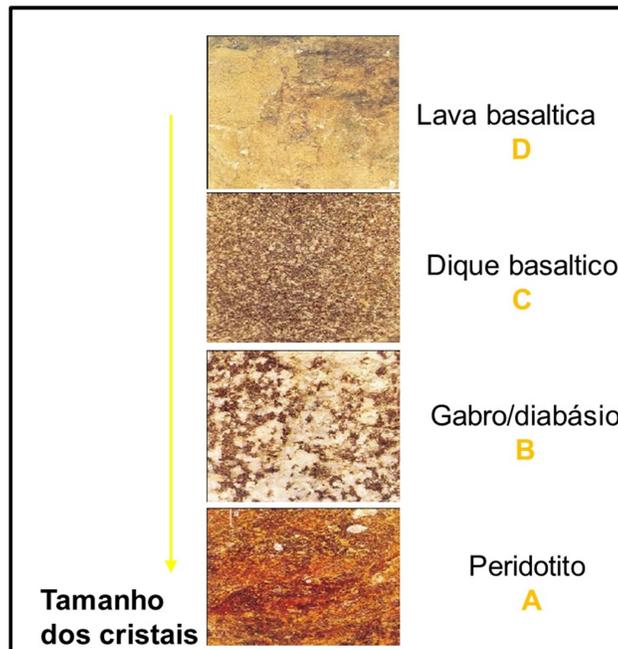


Figura 10- Perfil esquemático de um ofiolito representante da crosta oceânica, onde o tamanho do cristal aumenta segundo a direção da seta amarela.

Camada A: é composta por sedimentos e cobre o embasamento basáltico, praticamente não existe na zona central da cordilheira, principalmente pela idade muito jovem da crosta oceânica. A crosta oceânica em direção ao continente é progressivamente mais profunda em virtude ao esfriamento da litosfera, resultando num aumento de densidade em função também da idade. A cobertura sedimentar também sofre aumento proporcional com o afastamento do eixo das cordilheiras meso oceânica, sendo assim mais espessa em direção aos continentes.

Camada B: é conhecida como embasamento oceânico representa a crosta oceânica superior, de composição basáltica. É evidenciada por um aumento repentino no gradiente de velocidade das ondas P que passam de 2,7 a 6,3km/s.

Camada C: possui uma espessura média de 4-5 km, com uma velocidade das ondas P de 6,4km/s. Representa a câmara magmática solidificada, que é localizada na crosta oceânica inferior. É caracterizada por um gradiente suave nas ondas sísmicas.

Camada D: é composta por peridotitos laminados, que de acordo com o ponto de vista petrológico representa a base da câmara magmática, onde os minerais mais densos se separam da fusão magmática durante o seu resfriamento. Possui a mesma velocidade sísmica ($V_p > 8 \text{ km}^{-1}$) que os peridotitos e dunitos não estratigráficos do manto superior, podemos assim evidenciar que a base da camada D representa uma descontinuidade litológica e não sísmica.

As camadas descritas acima puderam ser observadas e estudadas no Atlântico Equatorial local onde o manto oceânico aflora no arquipélago de São Pedro-São Paulo (ASPSP), observou-se através de mergulhos profundos (Hekiniam 2000, Sichel 2008) toda a estrutura da crosta e do manto, figura 9 e 11.

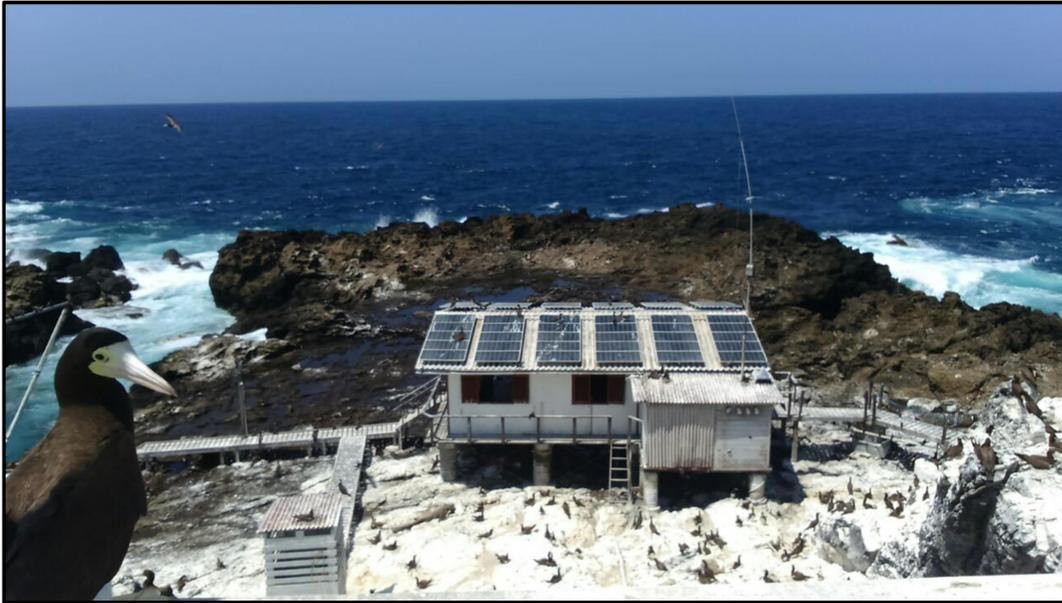


Figura 11- Arquipélago São Pedro e São Paulo que representa o único afloramento de manto oceânico acima do nível do mar. Fonte: Motoki K. F.

Nos locais onde as zonas de fraturas interceptam as cordilheiras meso oceânicas a espessura da crosta oceânica é reduzida, sugerindo assim uma diminuição na produção do magma. Este declínio magmático pode refletir em um efeito térmico, resultante da presença de uma litosfera mais fria e antiga localizada ao longo das zonas de fraturas, ou ainda na posição mais afastada do centro do segmento, onde ocorre a maior concentração de atividade magmática.

As zonas de fraturas, principalmente na porção transformante, representam local de maior exibição do manto superior. Onde é possível correlacionar diretamente o manto que deu origem ao basalto formado na cordilheira meso oceânica, e estimar assim a porcentagem da fusão parcial, profundidade de fusão e composição do manto. As zonas de fraturas correspondem a uma seção contínua da litosfera oceânica, que representa aproximadamente a espessura total da crosta oceânica, podendo ser considerada como uma janela para o manto.

4.2.1 Composição do Manto e Geração de Magmas

Os magmas gerados nas Cordilheiras Meso-Atlânticas representam 75% de todo o volume terrestre. Restando 20% gerados em zonas de subducção e 5% intraplaca, representando os Pontos-quentes.

Nas Cordilheiras Meso-Atlânticas a geração dos magmas é dominada pela ressurgência do manto astenosférico.

Os magmas que constituem a crosta oceânica são formados no manto. A temperatura do manto aumenta de acordo com a profundidade. Ao que tudo indica a fusão no manto não é uma decorrência de um aquecimento gradual, mas sim resultado do decréscimo na pressão, devido a ascensão de uma porção do manto sob forma de domo. A subida do domo mantélico é por fluatibilidade, a diferença de densidade entre o manto sólido e o domo parcialmente fundido.

A temperatura de fusão de uma rocha é proporcional a sua profundidade no manto, sendo assim é possível afirmar que a temperatura de fusão aumenta com o aumento da pressão. A fusão do manto pode ser obtida através das três seguintes maneiras:

1. Adicionando calor ao manto, mantendo a pressão constante-(em Pontos quentes);
2. Por alívio de pressão de partes do manto e mantendo a temperatura constante-(MORB);
3. Alterando a composição do manto por adição de fluidos metassomáticos-(Zona de Subducção).

A maior parte dos vulcões ocorre nos limites divergentes das placas tectônicas, onde o manto é fundido por descompressão. Quando o manto ascende corta a curva Solidus a cerca de 100 km de profundidade abaixo da cordilheira meso oceânica. A fusão continua com a ascensão do manto (figura 12)

As duas considerações fundamentais para o entendimento da geração de magma nas cordilheiras meso atlânticas, são:

O Solidus, que representa a curva de fusão mínima para o manto astenosférico, e necessita que o aumento da temperatura seja diretamente proporcional ao aumento da pressão (profundidade), figura 12.

A curva de distribuição de temperatura no manto com a profundidade, denominada como geoterma, é muito menos sensível a mudança na temperatura (menos inclinação) do que a curva do solidus.

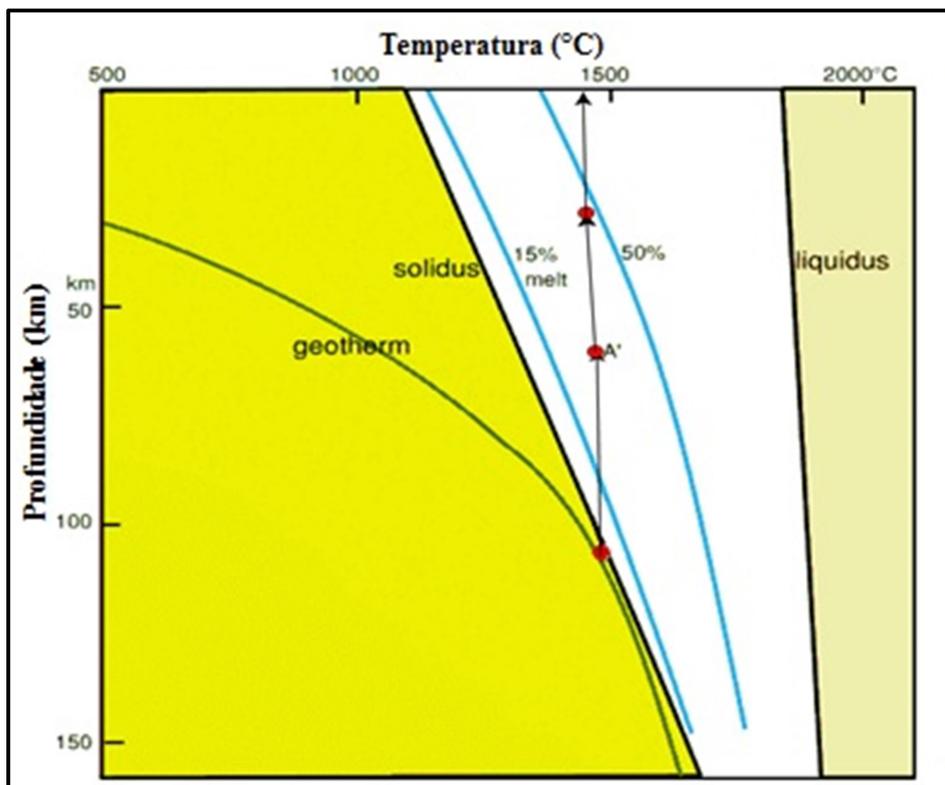


Figura 12- Fusão parcial de um manto lherzolítico por decompressão adiabática. O magma segrega do manto na posição A' e ascende rapidamente a superfície. (Modificado de Wilson, 1989).

Ainda de acordo com a figura 12, pode-se explicar que em profundidades de 30-60 km abaixo das cordilheiras meso oceânicas, à medida que a pressão decresce o manto ascendente corta a curva solidus dando início à fusão parcial do manto peridotítico, a uma temperatura entre 1300-1400°C. Ou seja, o processo de fusão parcial no manto não é devido ao aumento de temperatura, e sim uma consequência do alívio da pressão. A medida que o domo mantélico ascende, a porcentagem de fusão parcial aumenta a temperatura constante.

No ponto eutético é encontrada a menor temperatura da curva sólidas, é neste instante que se inicia o processo de fusão parcial do manto. O primeiro magma a se formar terá a composição do ponto eutético. Sendo assim, a maioria dos basaltos meso oceânicos (MORB) apresenta semelhança em termo de elementos maiores.

Como já visto o grau de percentagem (%) de uma fusão parcial do manto peridotítico é controlado, em sua maior parte, por quatro fatores: temperatura, composição química, presença ou não de líquido e profundidade.

Após iniciar o processo de fusão parcial o manto residual se torna deficiente nos componentes químicos que formam os basaltos, sendo designado de manto empobrecido.

Em suma, o magma é formado pela fusão parcial do manto peridotítico e ascendem devido à diferença de densidade do manto peridotítico e o magma basáltico.

Os peridotitos, conforme o manto, são classificados em dois principais grupos: Lherzolitos e Harzburgitos.

Os lherzolitos são compostos por olivina, ortopiroxenio, clinopiroxenio e espinélio. Correspondem ao manto fértil e por fusão parcial geraram magmas basálticos. Os lherzolitos são a fonte da maioria dos magmas e são conhecidos também como manto primordial ou manto fértil.

Foi observado que os lherzolitos obedecem a proporção quanto maior for o conteúdo de clinopiroxênio mais magma basáltico poderá ser extraído por fusão parcial. Isto se deve ao conteúdo de Ca que no manto está presente neste mineral.

A composição mineralógica dos lherzolitos altera de acordo com sua profundidade no manto, devido à transformação de fase mineral com o aumento da pressão. O alumínio presente, em pressões intermediária e profundidade de (30-70 km) é encontrado no espinélio, já em baixas pressões e profundidade menor que 30 km o alumínio se estabiliza no plagioclásio, conforme ilustrado na figura 12.

O harzburgito é um manto empobrecido nos componentes basálticos devido à extração de magma. Harzburgito é a classificação da rocha peridotítica com a composição de clinopiroxênio inferior a 5%, este baixo teor na rocha fonte às temperaturas mantélicas normais impede a produção de magma basáltico. Grandes quantidades de harzburgito são encontradas no manto depletado. Acredita-se que os harzburgitos formam a parte inferior da litosfera.

4.2.2 Fusão Parcial

A fusão parcial do manto peridotítico ocorre no local em que o manto sólido emergente numa corrente de convecção toca a linha Sólidus. Neste local inicia-se a fusão parcial do manto, resultando em uma mistura de cristal e magma, figura 12.

Na Cordilheira Meso-Atlântica é provável que a fusão parcial se inicia na área em que o alumínio deixa de ser estável no espinélio e passa a ser estável no plagioclásio na a 33 km de profundidade e 10 kbar. Esta profundidade também corresponde à zona de baixa velocidade sísmica que é interpretada como contendo líquido intragranular, ou seja, é a zona inicial formação do magma basáltico de Cordilheira Meso Oceânica.

Quando a fusão parcial do manto é >10% o magma basáltico se separa e ascende para a superfície. Essa segregação é devido a diferença de densidade entre os magmas ($2,92\text{g/cm}^3$) e o peridotítico mantélico ($3,3\text{g/cm}^3$).

O magma ascendente atinge uma zona de baixa densidade (na base da crosta). Nesta região o magma tem uma flutuabilidade neutra, o que dificulta a sua ascensão até a superfície.

Uma crosta oceânica formada a cerca de 4,5 bilhões de anos já retornou ao manto, possivelmente mais de uma vez, devido ao processo de subducção no passado. Porém uma pequena parte da crosta oceânica não sofreu esse processo, ou seja, se manteve preservada no continente, como por exemplo, os cinturões de rochas verdes (Green Stone belts) de idade Arqueana, e nos complexos ofiolíticos.

Como a litosfera está em constante reciclagem o manto superior não possui a mesma composição nos tempos geológicos.

Podemos citar como exemplo, no Arqueano a composição da lava formada a partir do manto era mais ultramáfica, denominada de Komatiitos (onde o teor de MgO era aproximadamente de 40%) já os basaltos toleíticos dos dias atuais apresentam apenas 8% de teor de MgO.

Esta mudança se deve, possivelmente, pelo fluxo de calor. A porcentagem de fusão parcial do manto peridotítico era maior no Arqueano e Proterozóico do que nos dias atuais.

4.2.3 Câmara Magmática

O magma ascendente do manto pode extravasar das seguintes maneiras: direto no assoalho oceânico (em forma de lavas almofadas e lagos de lava) ou acumulando em

reservatórios dentro da crosta, denominadas de Câmara Magmáticas extravasando ou não posteriormente.

A câmara magmática é representada pelos gabros isotrópicos, e os complexos de diques diabásicos (o topo dessas câmaras). Esses diques diabásicos formam condutos que transportam a lava da câmara magmática para a superfície (figura 9).

Os magmas que não são “armazenados” em câmara magmática, geralmente, são os magmas primitivos, os quais não sofrem mudança da sua composição química por resfriamento e precipitação de cristais ou interação com outros magmas dentro do reservatório magmático.

Dentro deste reservatório de magma ocorre a perda de calor por circulação hidrotermal resultando na cristalização dos minerais de alta temperatura presentes no magma. A cristalização desses minerais se dá principalmente no topo e nas paredes das câmaras magmáticas, local onde o resfriamento é mais rápido e ocorre a precipitação de cristais mais densos que o líquido, como a olivina formando os dunitos. É possível também a ocorrência de flutuabilidade de minerais menos densos que o líquido como os plagioclásios. A cristalização fracionada e separação dos cristais do líquido resultam em uma alteração na composição química do magma na câmara magmática.

Além da cristalização fracionada também possível o processo de mistura de magmas, o que corresponde a inserções subsequentes de um magma diferente a reservatórios já existentes.

Em Cordilheiras Meso Oceânicas de expansão lenta como é o caso da área de estudo resulta em uma maior diversidade de magmas. Grandes partes dos magmas nas câmaras magmáticas das CMO cristalizam-se nas paredes ou acumulam como uma mistura de líquido e cristal na base, formando os gabros e as rochas ígneas ultramáficas.

A presença de câmara magmática é função da taxa de expansão das cordilheiras meso oceânicas, pois são elas que determinam o suprimento de magma. Nos centros de expansão rápido como no caso da Cordilheira do Pacífico Leste o fluxo magmático oferecido pelo manto é alto, proporcionando uma câmara magmática estável dentro da crosta oceânica. Já em centros de expansão lento como a Cordilheira Meso Atlântica a razão do suprimento magmático é menor. O magma ascendente é extravasado

diretamente na superfície, ou forma câmara magmáticas temporárias as quais se solidificam entre os episódios de suprimento mantélico.

4.3 Pontos-quentes na Cordilheira Meso-Atlântica Sul

Em várias regiões da Terra são observadas diversas anomalias térmicas localizadas no manto, anomalias essas denominadas de Pontos-quentes (mais conhecida como Hot Spot). Grande parte desses Pontos-quentes situam-se no limite entre o núcleo e o manto em grandes profundidades, e alguns parecem ser formados a profundidade menores, na zona de baixa velocidade sísmica.

A força de ascensão do manto não pode ser associada à divergência das placas como é o caso das Cordilheiras Meso Oceânicas. A causa da ascensão do magma nos Pontos-quentes pode ser atribuída a anomalias químicas e térmicas que ocorrem no manto profundo. A influência de um Ponto-quente pode estender-se por uma região de centenas de quilômetro, devido as correntes de convecções mantélicas.

A presença de Pontos-quentes próximos ao eixo da cordilheira influencia na temperatura de erupção e na geoquímica dos basaltos ali coletados. Schilling (1985) sugere que os Pontos-quentes os quais influenciam nos aspectos citados acima se encontram a uma distância menor do que 800 km até o eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul.

Os magmas produzidos por Pontos-quente são em sua maioria basáltico, porém são distinguidos dos basaltos das Cadeias Meso Oceânicas (MORB) pelos elementos traços. Acredita-se que os Pontos-quentes não afetaram a geoquímica dos basaltos primitivos, os quais apresentam $MG\# > 64$ em termos de elementos maiores e elementos traços.

Observa-se seis Pontos-quentes no Atlântico Sul são eles: Ascensão, Santa Helena, Tristão da Cunha, Gough, Discovery e Shona. Na área de estudo desta dissertação os Pontos-Quentes estudados são: Ascensão e Santa Helena cuja distanciam em aproximadamente entre 100-200 km e 400-600m km respectivamente e ambos apresentam influência na geoquímica das amostras dragadas na Cordilheira Meso Atlântica Sul como será descrito no capítulo 5.

4.4 Zonas de Fraturas Oceânicas e Falhas Transformantes

Há diversas definições para Zonas de Fraturas devido ao fato de ter sido estudada por diferentes autores em diferentes momentos científicos. Menard (1954) define como estreitas e longas faixas de topografia irregular, cadeias lineares e escarpas, delimitando províncias topográficas de diferentes profundidades regionais.

Wilson (1965) e Le Pichon (1968) sugerem que a origem das zonas de fraturas está relacionada com o deslocamento dos centros de expansão de crosta oceânica nas primeiras etapas do processo de abertura dos oceanos e seus traçados cortam as bacias oceânicas desde a cordilheira Meso Oceânicas até a margem continental, descrevendo o movimento relativo das placas tectônicas.

Heirtzler et al., (1959) definem zonas de fraturas oceânicas como zonas de fraquezas litosférica, geralmente, perpendiculares ao eixo da cordilheira Meso Oceânicas.

Genericamente, zona de fratura é um termo utilizado para indicar tanto a falha de deslocamento direcional ativa - falha transformante - quanto suas extensões inativas. Também podem ser consideradas em toda sua extensão, cicatrizes produzidas pela falha transformante (Wilson; 1965 e Sandwell; 1989).

Na região localizada entre as duas porções deslocadas do eixo da cordilheira observa-se a parte ativa das zonas de fraturas que Wilson (1965) denominou de falha ou zona transformante. Neste local é notória a concentração de pontos de intensa atividade sísmica proveniente de esforços cisalhantes entre as duas placas litosféricas limitantes, que se movem em sentido opostos. No exterior da zona transformante as zonas de fraturas são sísmicamente inativas (ou possuem sísmicidade reduzida)

As falhas transformantes estão no topo da escala de classificação utilizada por Macdonald, descontinuidade de 1ª ordem que deslocam o eixo em até 1.000km, e sua continuação fora o eixo da cordilheira é denominado de zona de fratura (ZF), e pode se estender por milhares de quilômetros, ilustrando a história do movimento relativo entre as placas litosféricas (Le Pichon e Hayes, 1971). As descontinuidades de 2ª ordem são menores e mais suaves que as falhas transformantes, deslocam o eixo da cordilheira em até 30 km acarretando em um menor contraste de idade entre as placas. A sua

continuação fora do eixo da cordilheira é chamada de zona discordante (ZD) (Macdonald et al, 1998). Tabela 2

Descontinuidade	1ª ordem	2ª ordem	3ª ordem	4ª ordem
Comprimento do segmento	600 +/- 300 km	140 +/- 90 km	20 +/- 10 km	7 +/- 5 km
Longevidade do segmento	> 5 Ma	0,5 - 1 Ma	~ 10 - 100 Mil anos	< 1000 anos
Tipo de descontinuidade	Transformante	Discordante	Discordante	-
Deslocamento do eixo (km)	> 30 km	2-30 km	0,5 -2 km	< 1 km
Anomalia de profundidade	300 - 600 m	100 - 300 m	30 - 100 m	0 - 50 m

Tabela 2- Classificação e Características das descontinuidades de 1ª, 2ª, 3ª e 4ª ordens e centro de espalhamento lento, segundo Macdonald et al; (2001).

Macdonald et al; (1998); Fox et al; (1991); Grindlay et al; (1991, 1992) afirmaram que as diversas descontinuidades presentes interrompem a linearidade do eixo e delimitam segmentos individuais (unidades tectono-magmáticas independentes).

Porém, nas províncias da margem costeira, a definição de uma zona de fratura é dificultada pela sedimentação confinada, especialmente quando esta cobertura sedimentar é muito espessa (Guazelli e Carvalho; 1981).

Parson e Sclater (1977) sugerem que no processo de expansão do assoalho oceânico à distância ao eixo da Cordilheira Meso Oceânica (CMO) e a idade são proporcional ao resfriamento da litosfera e por consequência ao aumento da densidade. De maneira que o local de contato entre seções litosféricas estiver mais próximo ao eixo da CMO é mais nova e menos densa e, por isso, mais elevada que a porção mais afastada do eixo.

Zonas de Fraturas mostram assinaturas batimétricas, magnetométricas e gravimétricas bem marcadas como verificaremos no próximo capítulo.

5. Resultados

O mapeamento das principais zonas de fratura do Atlântico Sul de 1°S a 32° S e a caracterização morfológica possibilitaram a identificação de 14 segmentos tectônicos nomeados aqui de A a N. A descrição morfológica mais detalhada e a análise química das amostras de cada segmento será descrita nos próximos subitens, figura 13.

Para a realização dessa análise de maior detalhe foram confeccionados mapas batimétricos individualizados de cada um dos 14 segmentos tectônicos a fim de possibilitar melhor visualização da topografia.

Os segmentos foram descritos a partir da observação de seus centros acrecionais, geralmente situados na porção central do segmento. Foram elaborados perfis do eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul na área de cada segmento os quais permitiram a observação e avaliação da variação morfológica de todo o sistema e também de cada segmento individualmente.

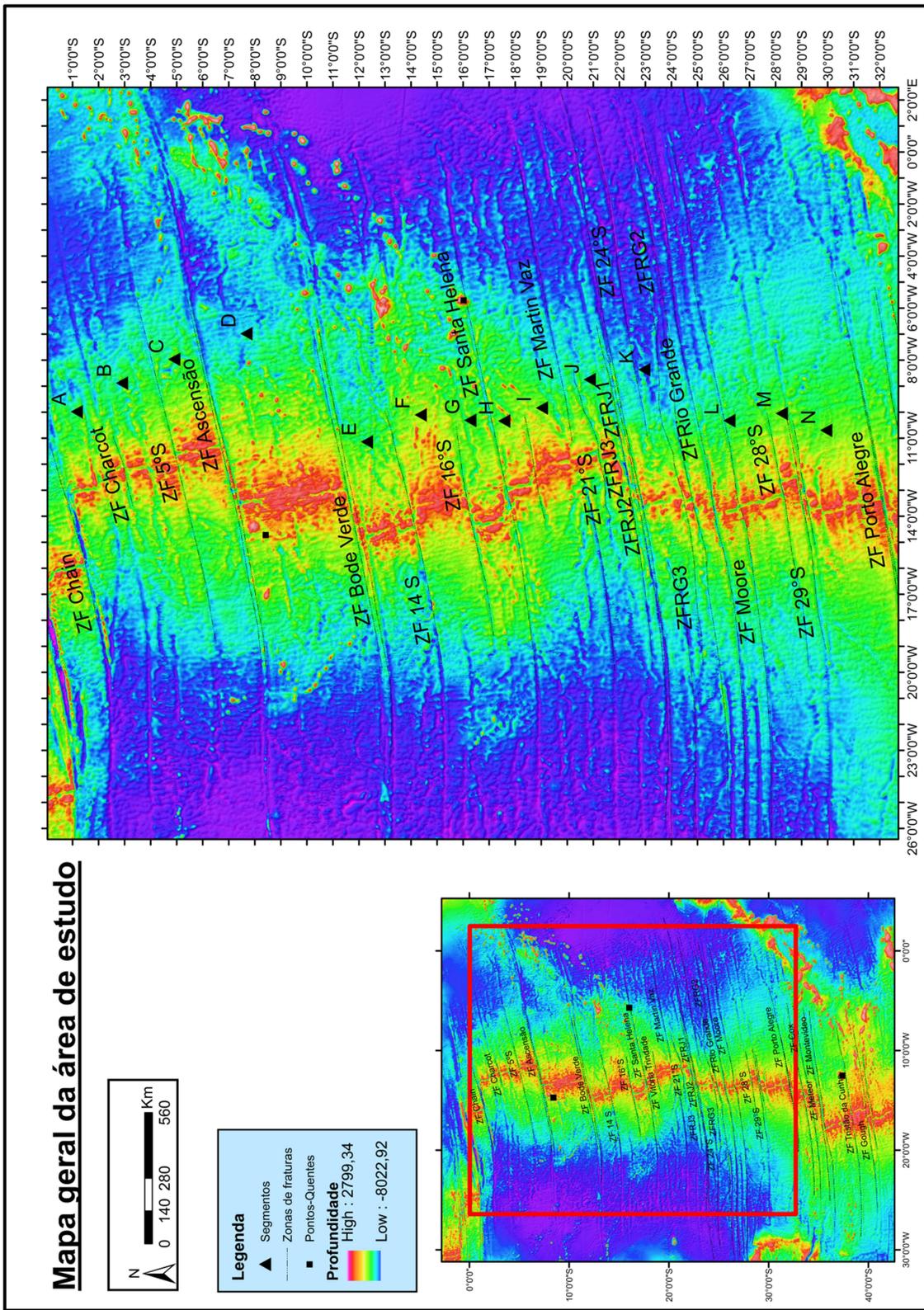


Figura 13- Mapa Morfológico Geral.

5.1 Segmento A- 1° - 3° S

O segmento denominado A localiza-se entre as zonas de fraturas Chain, limite Norte e Charcot o Sul, conforme ilustrado na figura 14.

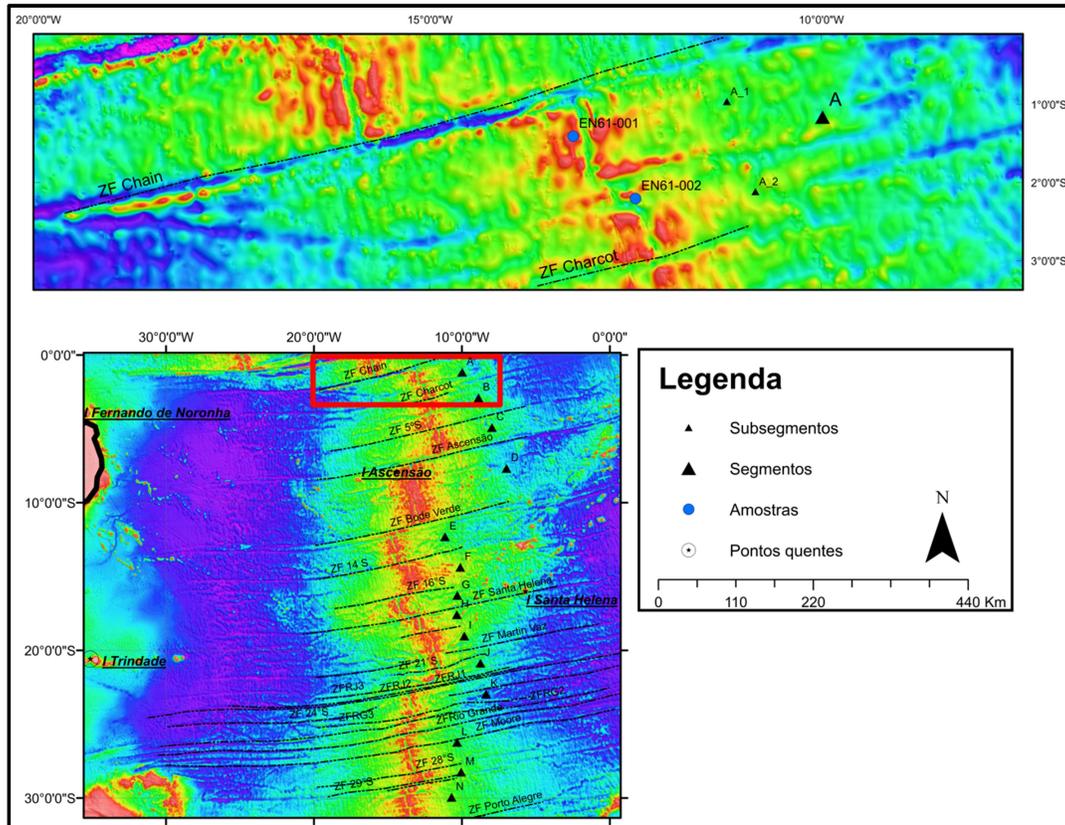


Figura 14-Mapa morfológico Segmento A

Este segmento possui 220 km de extensão e sua profundidade varia entre 4836m na latitude 0,8°S e 3300 m na latitude 2,6°S. É o segmento que apresenta maior profundidade pontual no Atlântico Sul. Sua profundidade média axial é de aproximadamente 3359 m, conforme é ilustrado na figura 15.

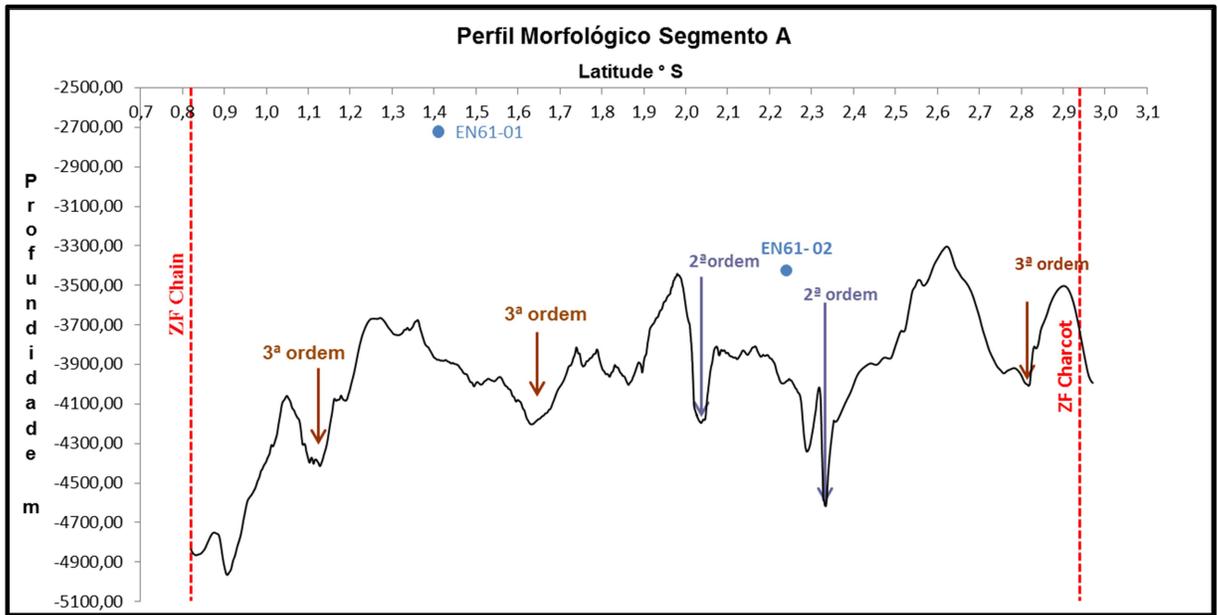


Figura 15-Perfil Morfológico Segmento A. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul- Amostras; Roxo-Descontinuidade de 2ª ordem; Marrom- Descontinuidade de 3ª ordem.

A transformante de Chain mostra um deslocamento do eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul de 320 km, implicando uma diferença de idade entre as placas de 15Ma.

A transformante Charcot apresenta um deslocamento de aproximadamente 40 km, a qual implica em uma diferença de idade entre as placas de aproximadamente 1,7Ma calculada com base no mapa de isócronas magnéticas de Muller; 2008. Entretanto seu traço pode ser observado até 11Ma, aonde a zona de fratura parece ter sido 30' a norte e sua cicatriz pode ser seguida de maneira constante até 70Ma, figura 14. A Zona de Fratura Charcot atualmente não possui características típicas de descontinuidade de 1ª ordem, devido a sua pouca profundidade em relação as demais descontinuidades deste segmento.

O segmento A apresenta três altos batimétricos representando regiões de maior vulcanismo, sendo o da porção central localizado em um alto estrutural, o qual pode ser traçado por até 350 km pelo flanco Leste (figura 14) Utilizando a taxa de expansão de 1,9 cm/ano por (Dickson 1968) sugere que esta descontinuidade de segunda ordem é observada até aproximadamente 17Ma. Já no flanco Oeste esta descontinuidade não é tão nítida, sugerindo um espalhamento assimétrico, figuras 14 e 15.

Como é possível observar nas figuras 14 e 15, o segmento é dividido na latitude 2°S por uma descontinuidade de 2ª ordem, gerando assim duas subdivisões no segmento denominadas aqui de A_1 e A_2.

São observadas duas amostras neste segmento, são elas: EN61-01 e EN61-02, vide figura 14. Estas amostras foram coletadas no flanco E e W da Cordilheira Meso Atlântica Sul, respectivamente e não no vale axial, por este motivo a figura 15 possui escala de profundidade.

De acordo com os dados obtidos das análises químicas nas amostras deste segmento, constatamos que a amostra EN61-01 possui temperatura de erupção mais baixa (1174°C) do que a amostra EN61-02 (1184°C) provavelmente devido a sua proximidade com a zona fria da transformante de Chain.

O enriquecimento da razão Nb/Zr e La/Sm na amostra EN61-01 em relação à amostra EN61-02 pode ser explicado devido a uma menor porcentagem de fusão parcial consequência da temperatura de erupção.

A amostra EN61-02 localizada em um baixo estrutural apresenta maior temperatura de erupção. Esta maior temperatura reflete o alto teor de Mg na inclusão de um magma boninitico trapeada em um fenocristal de plagioclásio (figura anexo 1). A classificação boninito também se dá pelo enriquecimento de Terras Raras Leves o que poderia estar relacionado a uma zona de subducção pretérita (Sichel; 1995). O magma de composição boninitico (alta MgO, SiO₂ e enriquecimento de elementos terras raras leves) só foi observado em inclusões de magma retidas em fenocristais de plagioclásio. O magma representante da matriz mostra uma composição toleítica. O fenocristal de plagioclásio representa um cristal relicto de uma fusão parcial de uma zona de subducção pretérita (Sichel et al ,2008), que ocorreu no Atlântico Equatorial cerca de 500 Ma (figura 64- anexo 1).

Ambas as amostras apresentam o padrão esperado para basalto toleítico, sendo a amostra EN61-01 ligeiramente mais enriquecida em elementos de Terras Raras Leves em relação a amostra EN61-02, vide figura 16. Ambas as amostras evidenciam através da anomalia negativa de Eu, cristalização de plagioclásio. O plagioclásio é enriquecido em Eu, portanto sua cristalização acarreta num empobrecimento de Eu do magma.

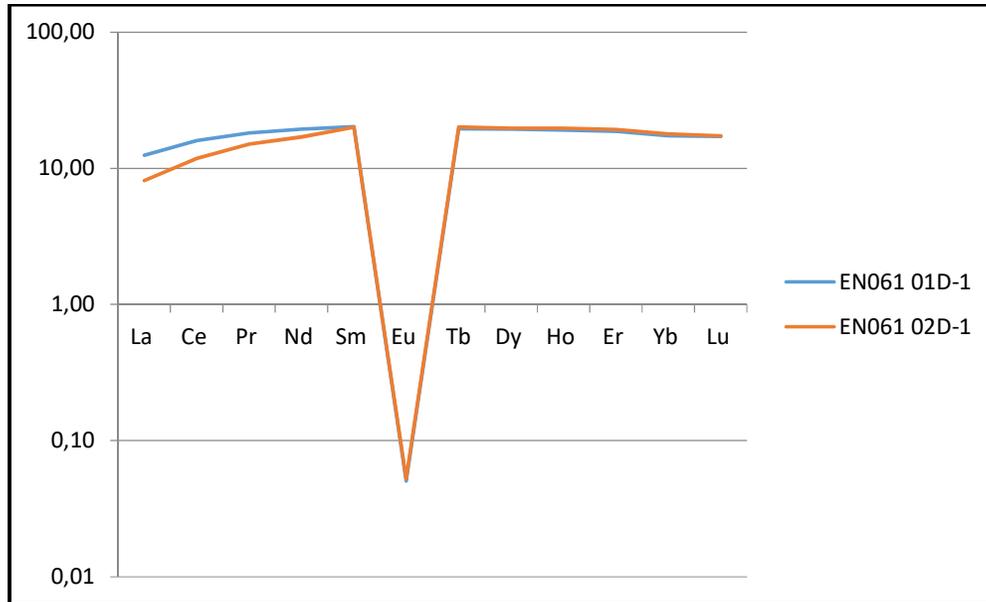


Figura 16-Gráfico da concentração dos elementos Terras Raras normalizados para padrões condritos (McDonough, W.F. and Sun, S.S; 1995). obtidas na análise geoquímica das amostras do Segmento A.

5.2 Segmento B- 3° - 5° S

O segmento denominado B localiza-se entre as zonas de fraturas Charcot, limite Norte e 5°S ao Sul, conforme ilustrado na figura 17.

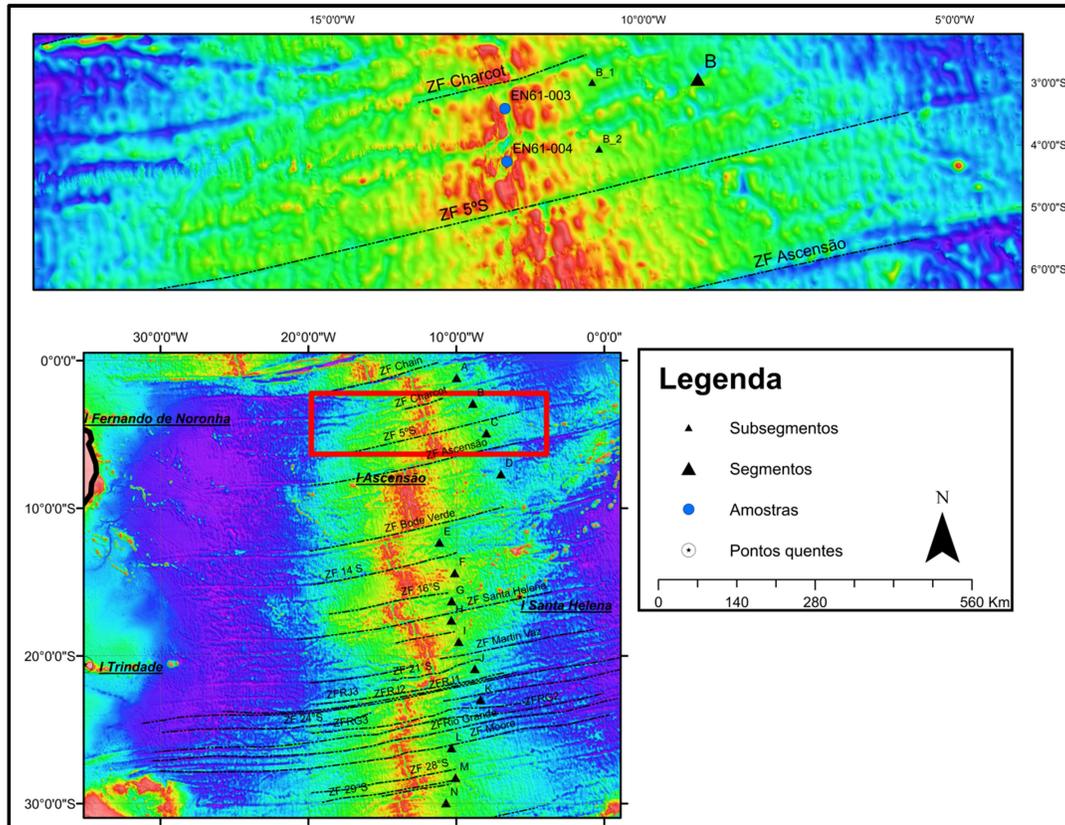


Figura 17-Mapa morfológico Segmento B.

Este segmento possui aproximadamente 225 km de extensão e uma profundidade média axial de 3576 m.

Como já citado a Zona de Fratura Charcot desloca o eixo da Cordilheira Meso-Atlântica Sul em aproximadamente 40 km, enquanto a Zona De Fratura 5°S, (denominada por Stanton 2004) descola o eixo em cerca de 78 km na direção Leste.

Neste segmento foram observadas uma descontinuidade de 2ª ordem localizada nas latitudes 4°S e duas de 3ª ordem nas latitudes 3,6°S e 4,4°S, perfil morfológico da figura 18.

A descontinuidade localizada na latitude 4°S (na porção central do segmento) sugere uma possível evolução para uma zona de fratura (descontinuidade de 1ª ordem) pois apresenta uma longevidade de 25 Ma, a qual de acordo com a classificação de Macdonald 2001 caracteriza-se com uma zona da transformante (figura 18).

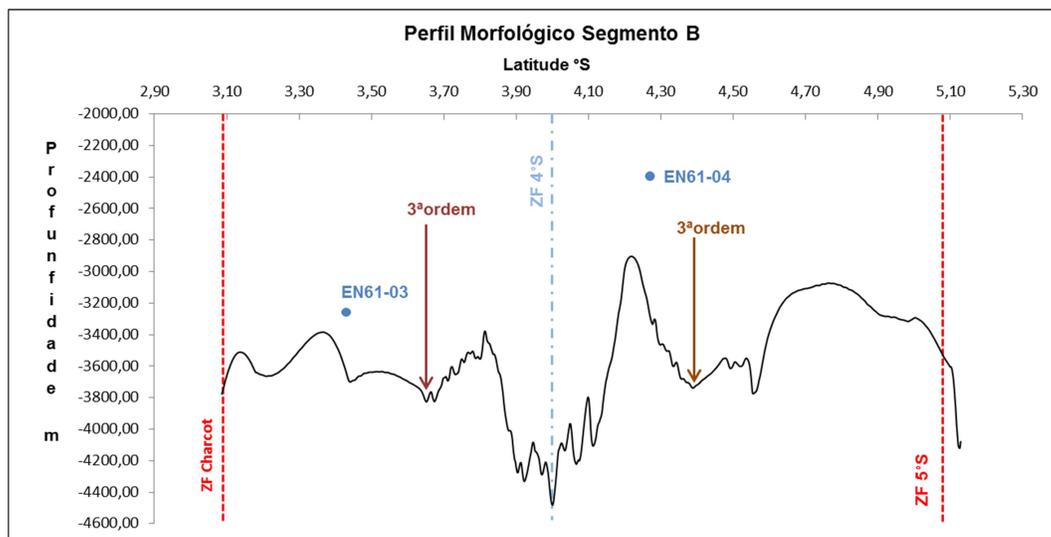


Figura 18-Perfil Morfológico Segmento B. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul tracejado- Zona de Fratura sugerida; Azul claro- Amostras; Marrom- Descontinuidade de 3ª ordem.

Foram analisadas duas amostras das dragagens realizadas neste segmento, são elas: EN61-003 e EN61-004.

De acordo com os dados de temperatura de erupção das amostras deste segmento, sugerimos que a descontinuidade 4°S representa uma barreira termal, onde a diferença de temperatura de erupção é de 12°C. Esta barreira termal divide este segmento em dois subsegmentos, são eles: B1 e B2.

O magma do subsegmento norte (B1) possui características de um magma mais primitivo que o magma do subsegmento ao sul (B2).

A amostra EN61-03 apresenta o Mg#65,6 considerado um magma primário o qual ainda não sofreu cristalização de olivina. Já a amostra EN61-04 apresenta o Mg#63,3 representando um magma pouco diferenciado, onde a cristalização de olivina diminuiu o conteúdo de MgO e aumentou o de FeO. As análises de Terras Raras, figura 19, mostram um enriquecimento relativo na EN61-04 corroborando para um magma

formado a partir de menor percentagem de fusão parcial do manto em relação a amostra EN61-03.

O conteúdo de CaO nos basaltos dragados neste segmento mostra que o plagioclásio teve uma cristalização similar. A anomalia negativa de Eu sugere o fracionamento de plagioclásio, vide figura 19.

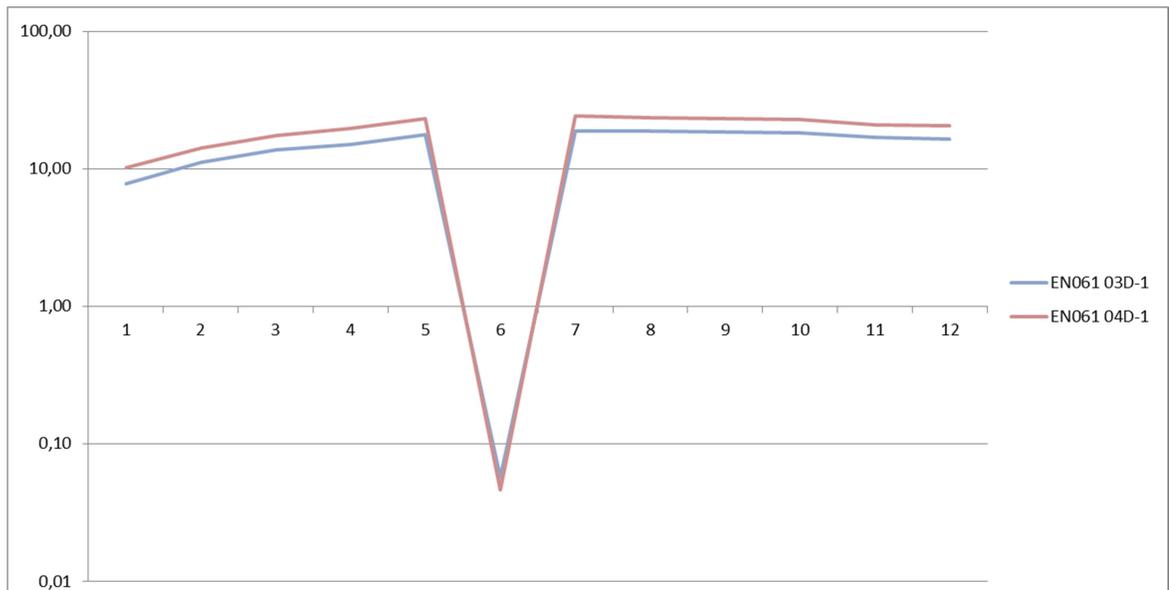


Figura 19- Gráfico da concentração dos elementos Terras Raras normalizados para padrões condritos (McDonough, W.F. and Sun, S.S; 1995). obtidas na análise geoquímica das amostras do Segmento B, mostrando que ambas as amostras possuem o mesmo padrão de Elemento de Terras Raras.

A amostra EN61-04 possui menor concentração de Ni, o que corrobora com a menor percentagem de fusão parcial do manto evidenciado pelo valor Mg#.

5.3 Segmento C- 5° - 7°

O segmento denominado C localiza-se entre as Zonas De Fraturas 5°S, limite Norte e Ascensão ao Sul, conforme ilustrado na figura 20.

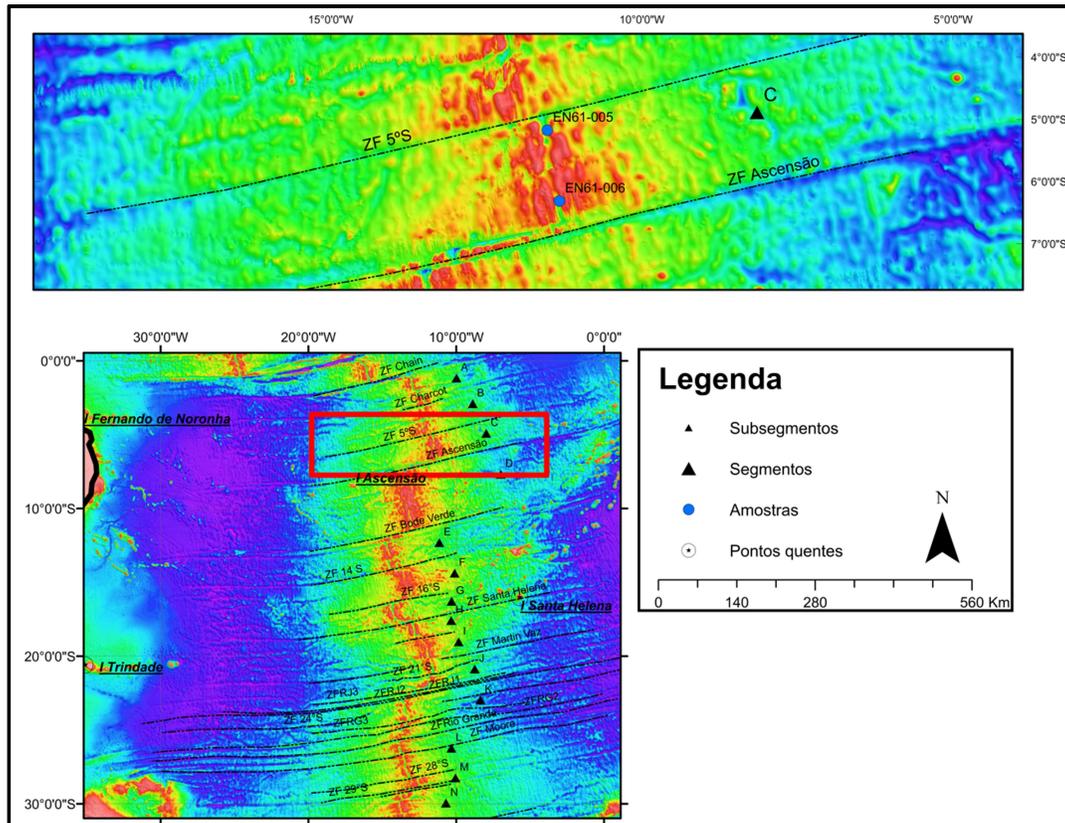


Figura 20- Mapa morfológico do Segmento C

Como já citado a zona de Fratura 5°S descola o eixo em cerca de 78km na direção Leste enquanto a Zona de Fratura de Ascensão (ZFA) desloca o eixo da cordilheira em aproximadamente em 271 km na direção Oeste.

A Zona de Fratura de Ascensão (ZFA) na área da Cordilheira Meso Atlântica Sul apresenta-se como uma zona de fratura dupla (Palma et al; 1984) constituída por duas calhas suavemente sinuosas, praticamente contínuas, afastadas por um alto estrutural (Ridge Reverse). Apresenta um segmento de cordilheira intratransformante de 23 km de extensão (figura 20).

A ZFA destaca-se como a primeira descontinuidade de 1ª ordem ao Sul das ZFs equatoriais, cujo deslocamento axial aparentemente é dextral. Sua estrutura morfológica na porção Sul do segmento C é definida por três descontinuidades de 3ª ordem representando desníveis topográficos, (Figura 21).

Foram observadas duas descontinuidades de 2ª ordem localizadas em 5,4°S e 5,8°S, três descontinuidades de 3ª ordem e uma de 4ª ordem, como ilustrado na figura 21. Também observa-se algumas descontinuidades de 4ª ordem na porção sul próxima a ZFA. É observado um segmento intratransformante da ZF Ascensão de 23 km com a profundidade axial máxima de 5280 m. (Figura 20).

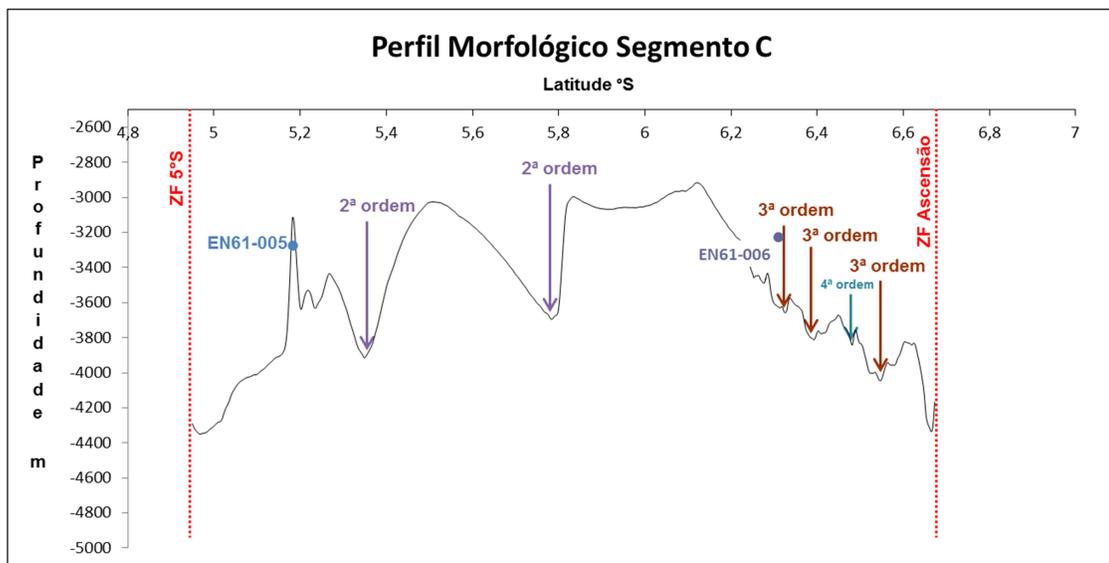


Figura 21-Perfil Morfológico Segmento C. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Roxo Descontinuidades de 2ª ordem Marrom- Descontinuidade de 3ª ordem Azul – Descontinuidade de 4ª ordem.

Este segmento possui aproximadamente 210 km de extensão, com uma profundidade média axial de 3506m. Apresenta dois altos topográficos localizados em 5,5°S e 6,1°S, separados pela segunda descontinuidade de 2ª ordem, conforme observado na figura 21.

Foram coletadas duas amostras neste segmento, são elas: EN61-05 e EN61-06, vide figura 21. As amostras apresentam a mesma temperatura de erupção de olivina (1183°C). A amostra EN61-05 é ligeiramente enriquecida em La/Sm em relação à amostra EN61-06, porém não é observado nenhum Ponto-quente ou Montes

Submarinos nas proximidades para que possam influenciar na geoquímica das amostras neste segmento.

A amostra EN61-06 apresenta o Mg#65,03 representando um magma primitivo.

5.4 Segmento D 7°S – 12°S

Este segmento é limitado pelas Zonas de Fraturas: Ascensão ao Norte e Bode Verde ao Sul possui 435 km de extensão e uma profundidade axial média de 2831 m. Ambas zonas de fraturas são duplas. A ZF de Ascensão desloca o eixo da cordilheira em aproximadamente em 271 km e a Bode Verde 230 km.

Foram realizadas oito dragagens e analisadas uma amostra de cada draga, que são elas: EN61-07, EN61-08, EN61-09, EN61-010, EN61-011, EN61-012, EN61-013, EN61-014, conforme ilustrado na figura 22.

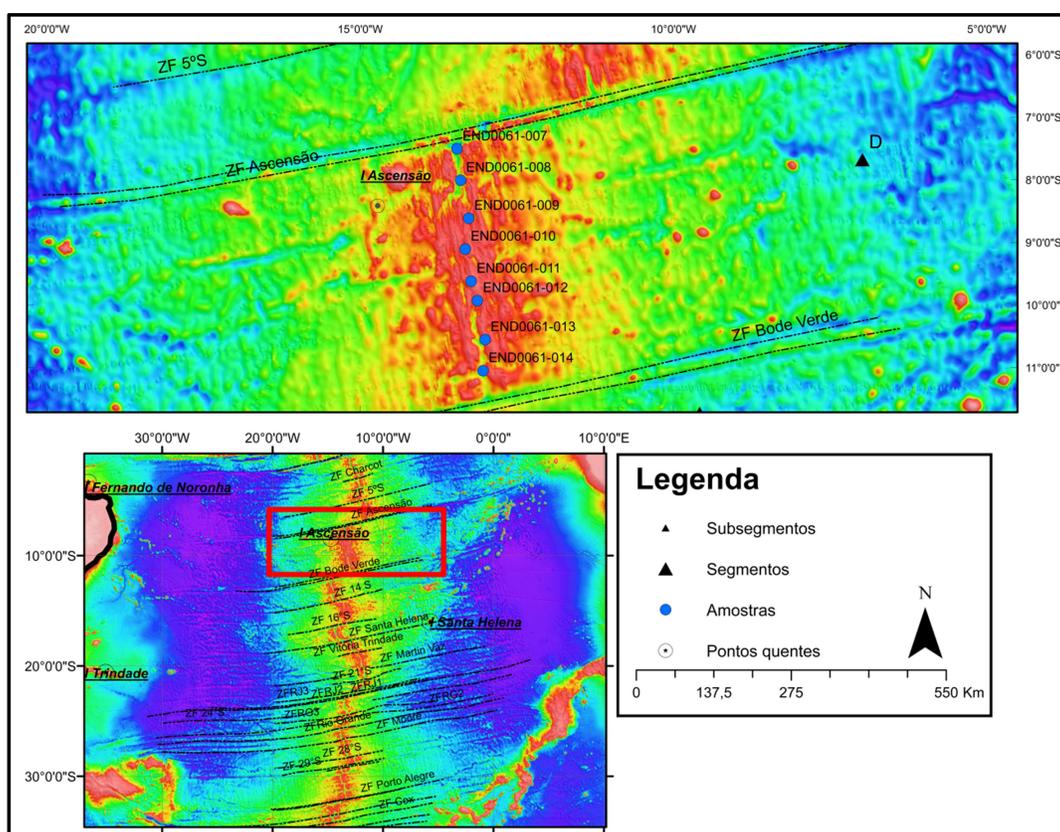


Figura 22- Mapa morfológico Segmento D com a localização das amostras dragadas

A Zona de Fratura dupla de Bode Verde, limite sul deste segmento é constituída por duas calhas que se distanciam por 30 km.

A morfologia do eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul neste segmento é complexa, revelando uma grande variação morfológica. Nas extremidades do segmento D o eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul apresenta-se de maneira definida, já a

porção central do segmento mostra o eixo menos definido revelando uma maior quantidade de vulcanismo.

A amostra EN61-09 apresenta o menor teor de SiO_2 (47,89) de todo o Atlântico Sul, o que reflete a influência de magma de Ponto-quente, no caso o de Ascensão, cuja a distância entre a ilha e a amostra EN61-09 é de aproximadamente 120km. O teor de K_2O e Na_2O também refletem a influência do Ponto-quente de Ascensão.

A temperatura de erupção das amostras dragadas neste segmento varia de 1125°C a 1182°C , havendo uma variação de 57°C . Não foi calculada a temperatura de erupção nas amostras EN61-09 e EN61-10, pois não apresentam vidro vulcânico, o qual representa a composição do magma.

Neste segmento da Cordilheira Meso Atlântica Sul foram registradas grandes variações de temperatura, sendo duas de alta temperatura que correspondem as amostras EN61-08 e EN61-14, e duas de baixas temperaturas correspondentes as amostras EN61-11 e EN61-12.

Foram observadas cinco descontinuidades de 2ª ordem nas latitudes $8,33^\circ\text{S}$, $9,26^\circ\text{S}$, $10,12^\circ\text{S}$, $10,62^\circ\text{S}$ e $10,85^\circ\text{S}$, vide figura 23. A descontinuidade de 2ª ordem da latitude $10,12^\circ\text{S}$ representa uma barreira geoquímica (BG), pois aparentemente as amostras ao Sul desta descontinuidade não sofrem influência do Ponto Quente de Ascensão. Essa barreira geoquímica é marcada pelo no enriquecimento em Ti, K, Na e nas razões La/Sm e Nb/Zr em adição ao menor conteúdo de MgO e Ni das amostras ao norte desta descontinuidade na latitude $10,12^\circ\text{S}$. (figuras 23, 24 e 25).

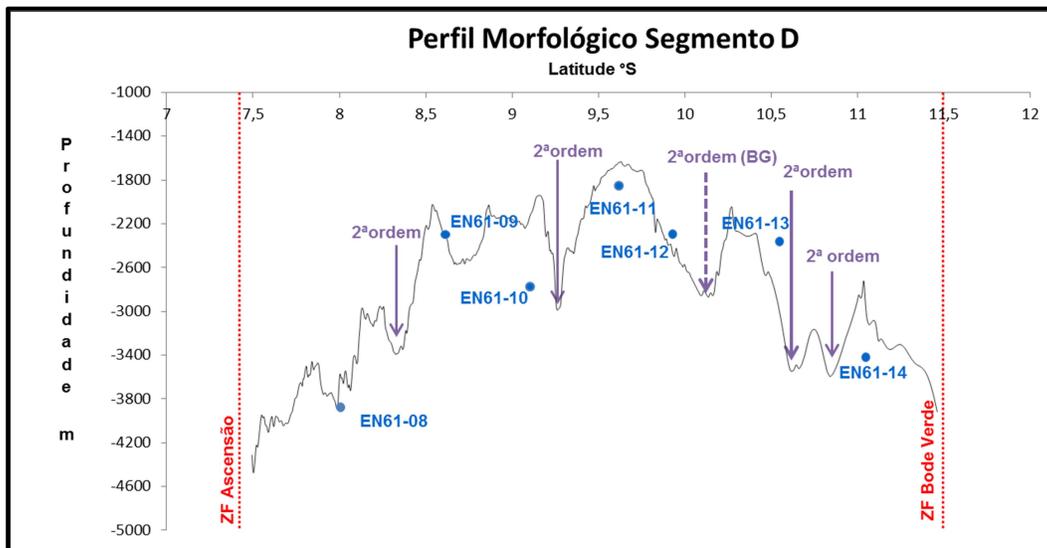


Figura 23- Perfil Morfológico Segmento D. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Roxo- Descontinuidades de 2ª ordem; Roxo tracejado -Descontinuidades de 2ª ordem também Barreira Geoquímica (BG) Marrom- Descontinuidade de 3ª ordem

Como visto anteriormente a Zona de Fratura de Ascensão (ZFA) representa uma barreira termal, pois apresenta uma diferença de temperatura de aproximadamente 30°C. O segmento ao Sul da ZFA (segmento D) apresenta-se mais frio, porém sofre influência do ponto quente Ilha de Ascensão.

Este segmento é geoquimicamente anômalo, com a razão La/Sm e Nb/Zr alta também devido à influência do Ponto quente de Ascensão (Schilling et al; 1985). As amostras deste segmento são mais enriquecidas em Elementos Terras Raras Leves e empobrecidas em Ni quando comparadas com as do Atlântico Sul (0 – 33°S), como pode ser observado nos gráficos das figuras 24 ,25 e 26 e Anexo 2.

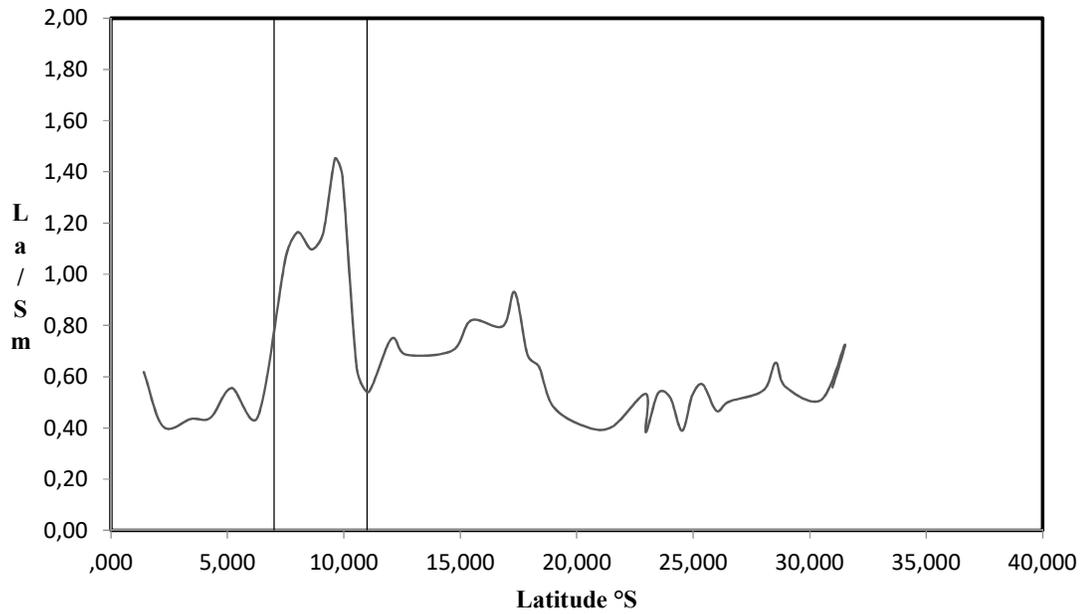


Figura 24- Gráfico latitude versus razão La/Sm em relação às amostras dragadas no Atlântico Sul. O segmento D é enriquecido em elementos raros leves, sendo a amostra EN61-11 a qual sofre maior influência do Ponto-quente de Ascensão.

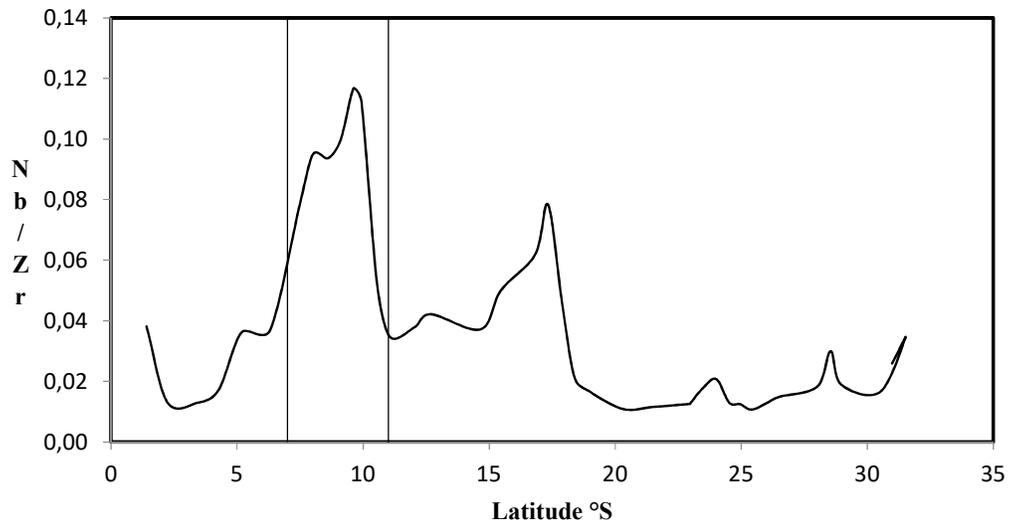


Figura 25- Gráfico latitude versus razão Nb/Zr em relação às amostras dragadas no Atlântico Sul. A amostra EN61-011 a qual sofre maior influência do Ponto-quente de Ascensão.

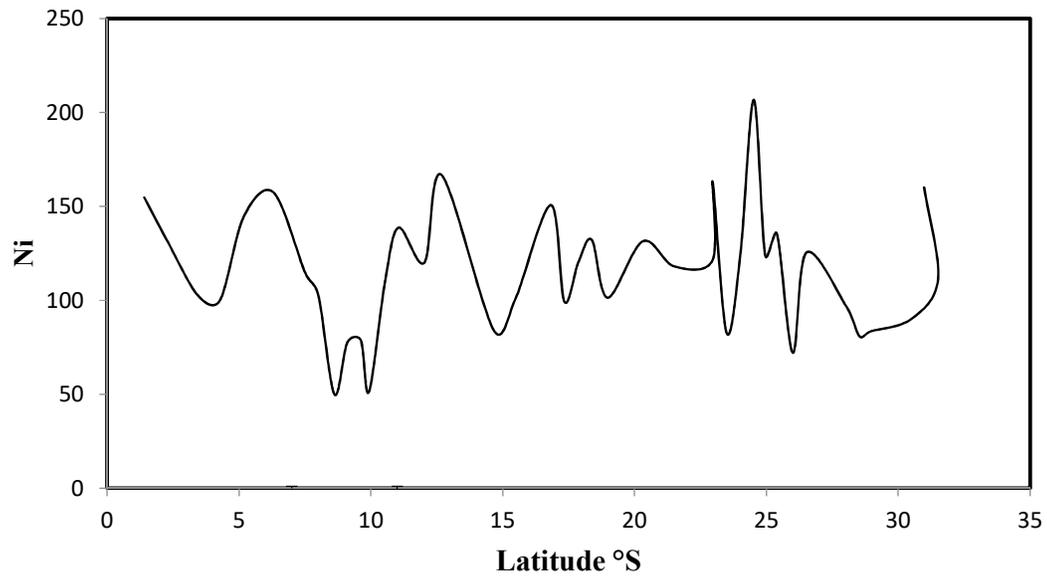


Figura 26- Gráfico latitude versus teor de Ni das amostras dragadas no Atlântico Sul. O segmento D é empobrecido em Ni.

O Atlântico Sul possui três anomalias negativas de temperatura (figura 26) sendo a amostra EN61-11 uma delas, a amostra em questão é a mais enriquecida em elementos Terras Raras Leves, possui maior concentração de TiO_2 além de apresentar a maior anomalia negativa de Eu (vide figura 27).

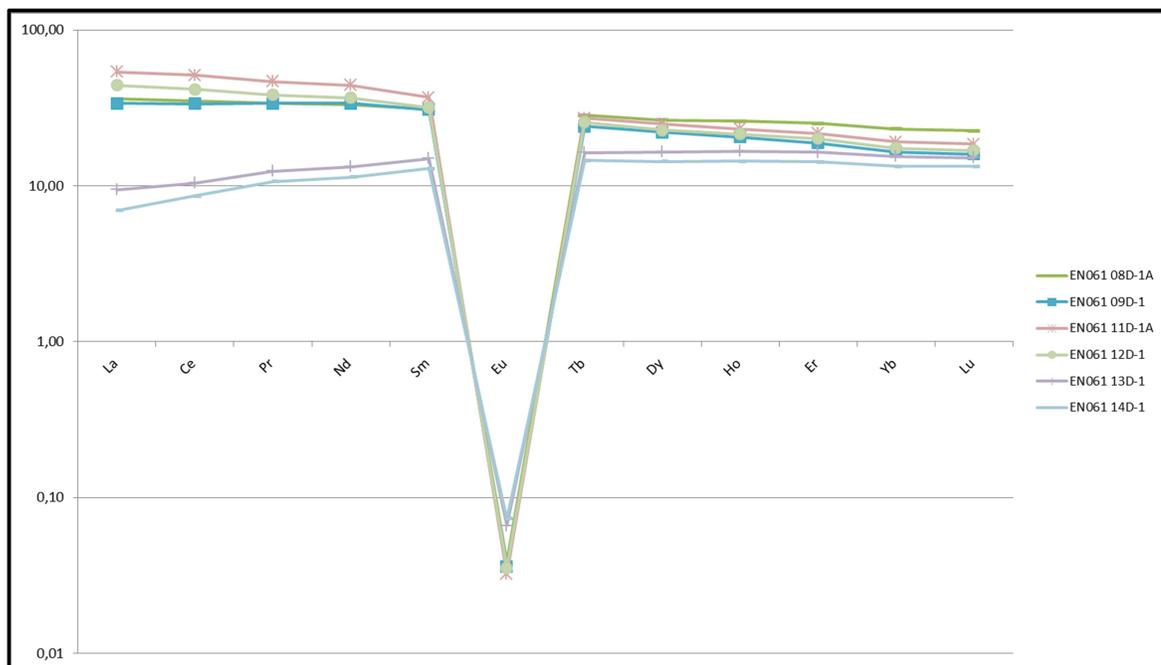


Figura 27- Gráfico da concentração dos elementos Terras Raras normalizados para padrões condritos (McDonough, W.F. and Sun, S.S; 1995) obtidas na análise geoquímica das amostras do Segmento D.

Aparentemente os dados geoquímicos sugerem que as amostras EN61-11 e EN61-12 são as que sofreram maior influência do Ponto-quente de Ascensão mesmo estando a uma distância maior do que as amostras EN61-07, EN61-08, EN61-09 e EN61-10. Essas duas amostras (EN61-11 e EN61-12) se encontram em uma menor profundidade (localizado na região no alto morfológico), conseqüentemente sofreram maior influência do vulcanismo. A região que sofreu maior influência do Ponto-quente de Ascensão se encontra na porção central do segmento D, esta região é limitada por duas descontinuidades de 2ª ordem. (figura 23)

De acordo com as análises dos dados geoquímicos, aparentemente o magma da porção Norte deste segmento pode ser representado por um magma mais primitivo (em termos de conteúdo de Mg, razão Nb/Zr, Na, K e Ti) em relação ao magma da porção Sul, ou seja, o magma da porção Norte deste segmento é formado por uma maior fusão parcial do manto do que o magma da porção Sul deste segmento.

Ainda de acordo com as análises geoquímicas, este segmento sofre influência do Ponto-quente de Ascensão até a descontinuidade de segunda ordem da latitude 10,12°S, a qual classificada aqui como barreira geoquímica.

O espalhamento da Cordilheira Meso Atlântica Sul é levemente assimétrico neste segmento. A porção Leste mostra um vulcanismo mais característico de centro de espalhamento rápido, o qual apresenta maior vulcanismo.

Em suma, o segmento D entre as ZF Ascensão e ZF Bode Verde ambas sendo duplas, mostra o eixo Cordilheira Meso Atlântica Sul com um espalhamento assimétrico, com maior vulcanismo no flanco Leste. O alto estrutural na parte central desde segmento tem mais afinidade química a um magmatismo de Ponto Quente correlacionado com a Ilha de Ascensão (maior Na, K, Ti e menor Mg). Neste segmento também são observadas duas anomalias negativas de temperatura nas latitudes 9,62°S e 9,93°S.

5.5 Segmento E 12°S – 14°S

Este segmento denominado de Segmento E é limitado pela Zona De Fratura dupla Bode Verde ao Norte e ao Sul pela Zona de Fratura 14°S, vide figura 28.

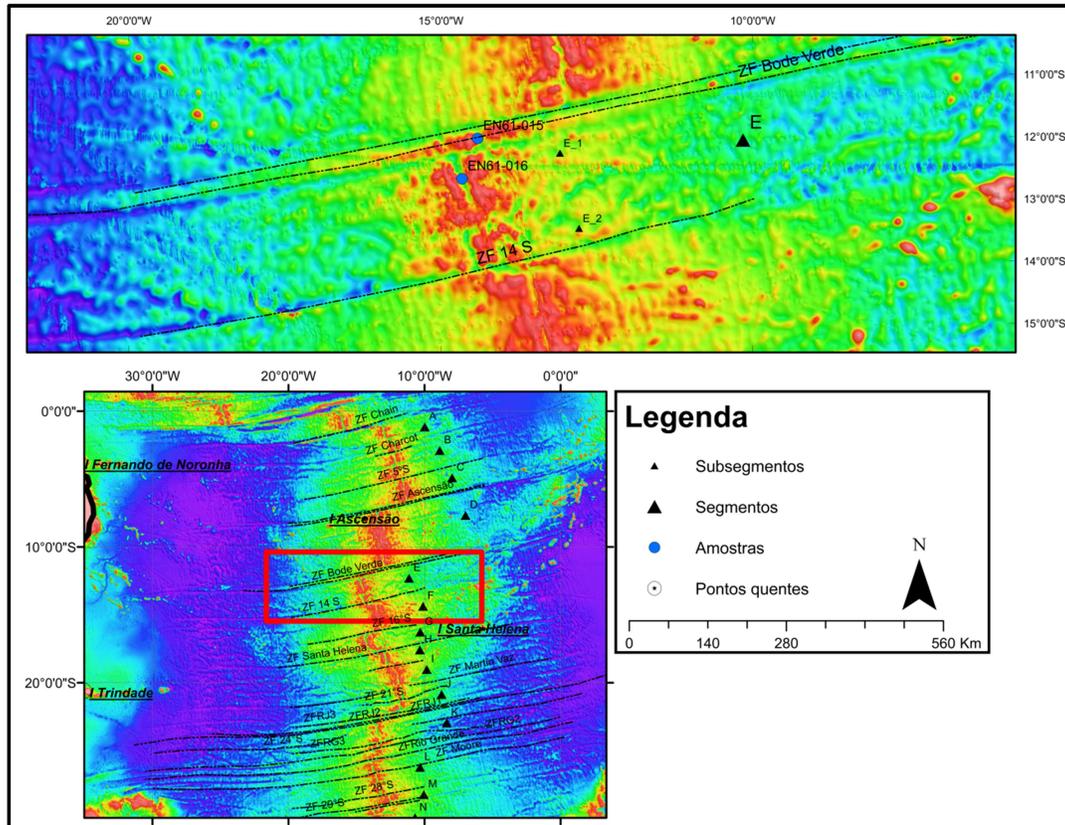


Figura 28-Mapa Morfológico do Segmento E

Este segmento possui aproximadamente 245 km de extensão e sua profundidade varia entre 4293m na latitude 12,33°S e 2552m na latitude 13,25°S, com a profundidade média axial é de aproximadamente 3783m, conforme é ilustrado na figura 28.

A transformante dupla de Bode Verde mostra um deslocamento sinistral de 230 km no eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul enquanto a transformante 14°S apresenta um deslocamento de aproximadamente 95 km.

Foram observadas duas descontinuidades de 2ª ordem localizadas nas latitudes 13,4°S e 13,9°S(figura 29). Também observa-se algumas pequenas descontinuidades de 4ª ordem por todo o segmento.

A descontinuidade de 2ª ordem localizada entre a latitude 13,1°S e 13,4°S desloca o eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul em aproximadamente 25km a oeste, dividindo este segmento em dois subsegmentos: E1 e E2, figuras 28 e 29.

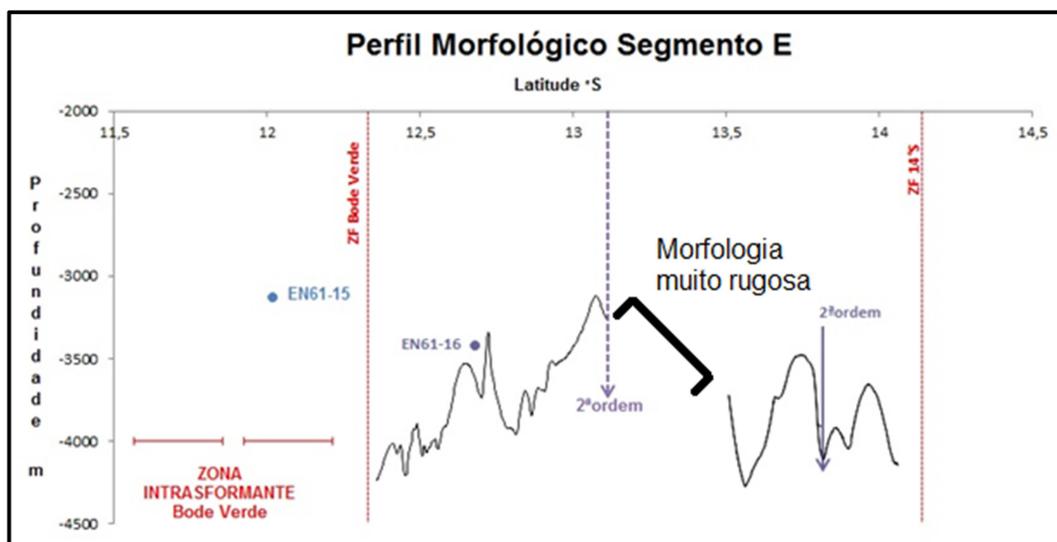


Figura 29- Perfil Morfológico Segmento E. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Roxo- Descontinuidades de 2ª ordem.

Foram recolhidas duas amostras neste segmento: EN61-015 e EN61-016 vide figuras 29. A amostra EN61-15 encontra-se na área da intratransformante de Bode Verde, deixando assim o segmento E propriamente dito com apenas uma amostra (EN61-16).

De acordo com os dados obtidos das análises químicas dos basaltos deste segmento a temperatura de erupção das duas amostras são similares.

A amostra EN61-015 localiza-se na área da transformante dupla de Bode Verde fora do eixo visível da cordilheira Meso-Atlântica, já a amostra EN61-016 localiza-se muito próxima ao eixo da CMA e apresenta maior Mg#.

Ambas as amostras são de magma primitivos (cujo o Mg# é >64), onde ocorreu pouca cristalização de olivina, provavelmente houve ausência de câmara magmática neste segmento.

As amostras do segmento E possuem concentração de TiO₂, FeO e Na₂O menores que as amostras do segmento (F) ao Sul ilustrando uma composição mais primitiva.

As amostras do segmento (F) são mais evoluídas, as quais apresentam $Mg\# < 60$, corroborando com a teoria que o segmento E seja um segmento mais primitivo.

As amostras do segmento E apresentam o padrão esperado para um basalto toleítico, sendo a amostra EN61-16 ligeiramente mais enriquecida em elementos de Terras Raras, vide figura 30. Ambas as amostras evidenciam através da anomalia negativa de Eu, uma cristalização de plagioclásio. O plagioclásio é enriquecido em Eu, portanto sua cristalização acarreta num empobrecimento de Eu do magma.

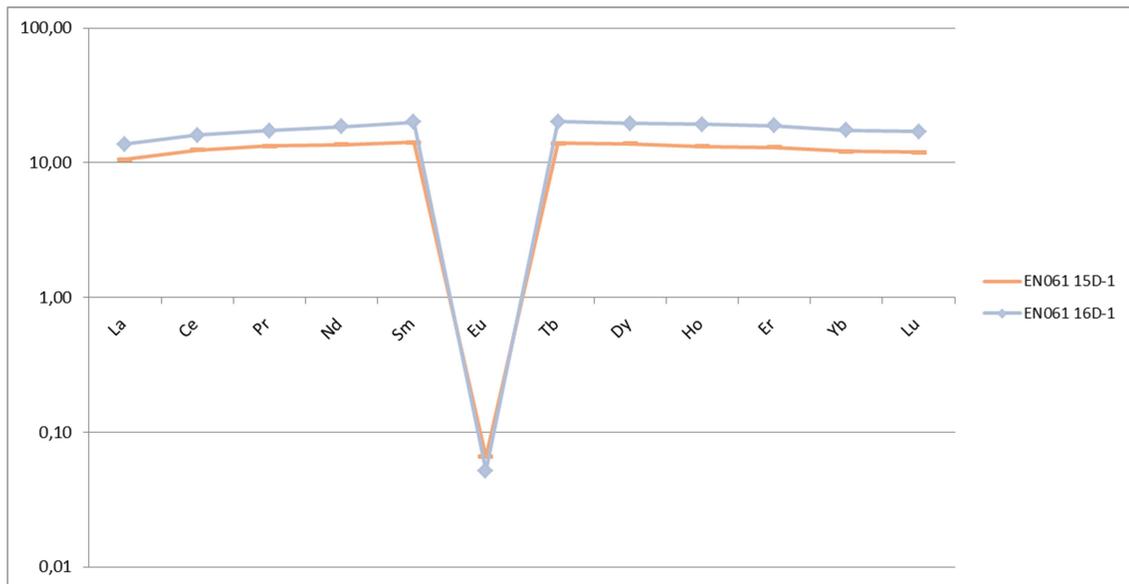


Figura 30- - Gráfico da concentração dos elementos Terras Raras normalizados para padrões condritos (McDonough, W.F. and Sun, S.S; 1995) obtidas na análise geoquímica das amostras do Segmento E.

De acordo com os dados da razão La/Sm e Nb/Zr ilustrado nas figuras 24 e 26 não foram observados pontos quentes ou montes submarinos que possam influenciar na geoquímica das amostras recolhidas neste segmento.

5.6 Segmento F 14°S – 16°S

O segmento F é limitado pelas Zonas De Fraturas 14°S ao Norte e 16°S ao Sul, vide figura 31

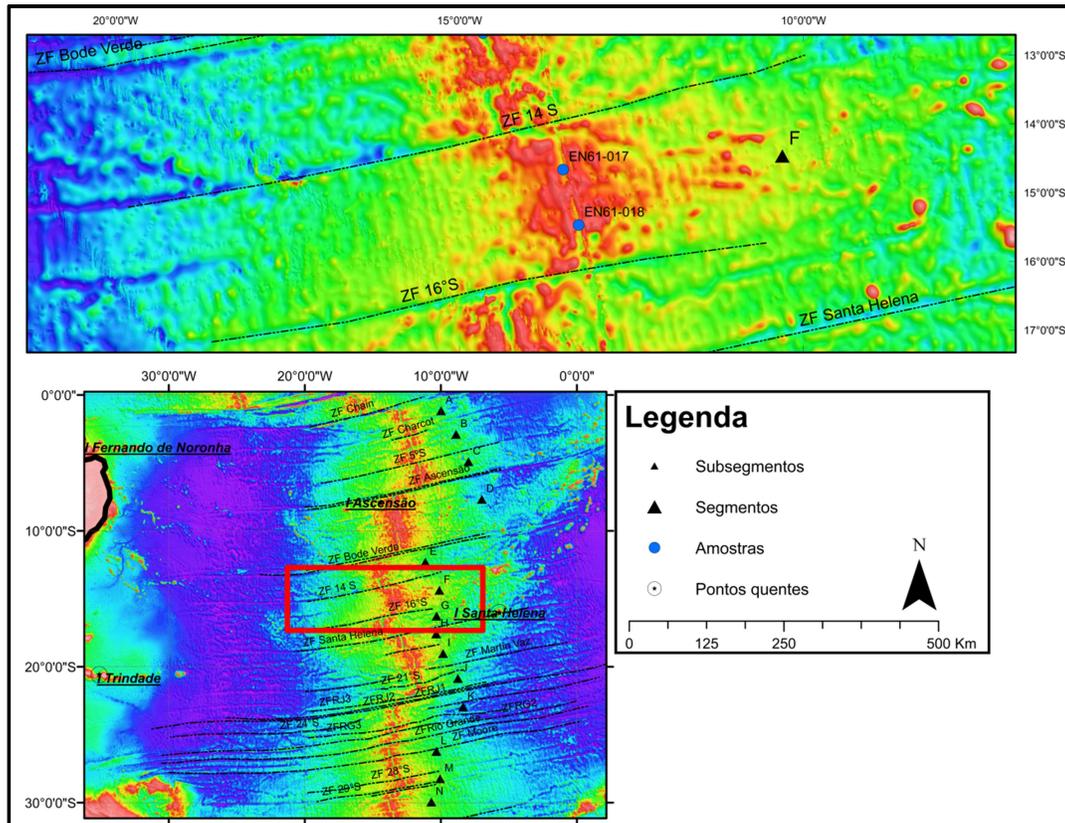


Figura 31- Mapa Morfológico Segmento F

O segmento F possui aproximadamente 244 km de extensão e sua profundidade varia entre 4210m na latitude 14,09°S e 2395m na latitude 15°S, cuja profundidade média axial é de aproximadamente 3245m, sendo assim menos profundo que o segmento anterior, conforme é ilustrado nas figuras 31 e 32.

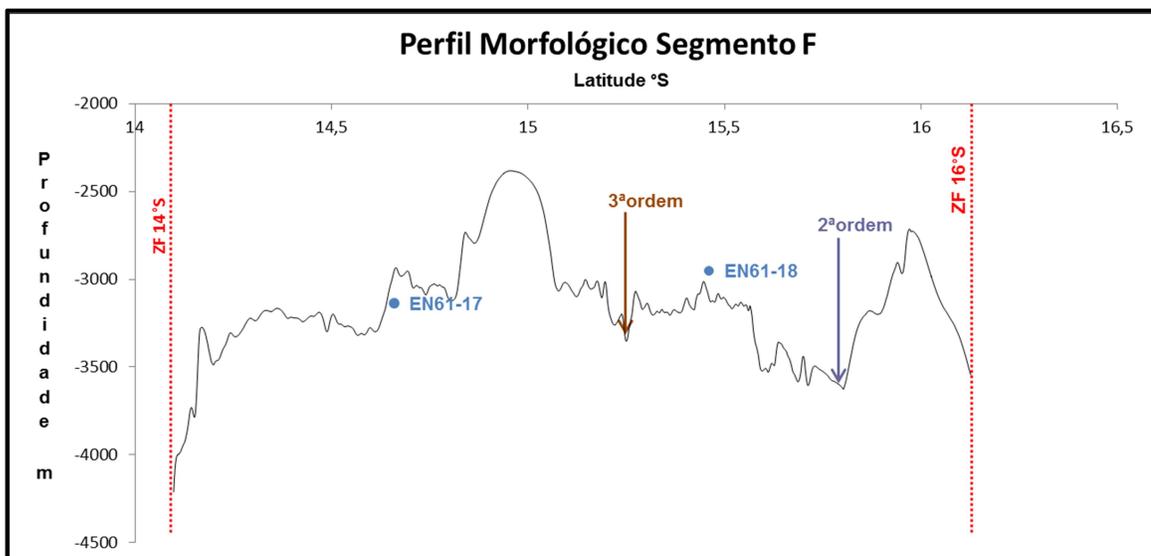


Figura 32-Perfil Morfológico Segmento F. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Roxo Descontinuidades de 2ª ordem; Marrom- Descontinuidade de 3ª ordem

A transformante 14°S apresenta um deslocamento dextral do eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul de aproximadamente 95 km já a transformante 16°S apresenta um deslocamento sinistral de aproximadamente 118 km.

Foi observada uma descontinuidade de 2ª ordem e uma de 3ª ordem localizada em 15,8°S e 15,25°S respectivamente, como ilustrado na figura 32.

O perfil morfológico mostra a região do segmento F com uma topografia mais suave e elevada dos que os outros segmentos, tendo a porção central como a região mais rasa do segmento F o que poderia ser justificado por um magmatismo mais intenso característico de centros de expansão intermediário.

Foram recolhidas duas amostras neste segmento, são elas: EN61-17 e EN61-18, vide figuras 31 e 32.

De acordo com os dados obtidos nas análises químicas das amostras deste segmento, a amostra EN61-18 possui temperatura de erupção mais baixa (1121°C) de todas as outras amostras dragadas no Atlântico Sul.

Ainda de acordo com os dados geoquímicos, a amostra EN61-18 apresenta uma afinidade química a um magmatismo de Ponto-quente (maior Na, K, Ti e menor Mg) e também mais baixo teor em SiO₂, ou seja, a amostra EN61-018 possivelmente sofre

influência do ponto quente de Santa Helena (Schilling et al; 1985) apesar da distância entre eles ser de 400-600km (Brozena e White; 1990).

As amostras deste segmento são mais enriquecidas em Elementos Terras Raras Leves quando comparadas com as do Atlântico Sul (1°S – 33°S) (figura 33).

Como já dito o Atlântico Sul possui três anomalias negativas de temperatura sendo a amostra EN61-18 uma delas, a amostra em questão é enriquecida em elementos de terras raras e possui maior concentração de NaO₂.

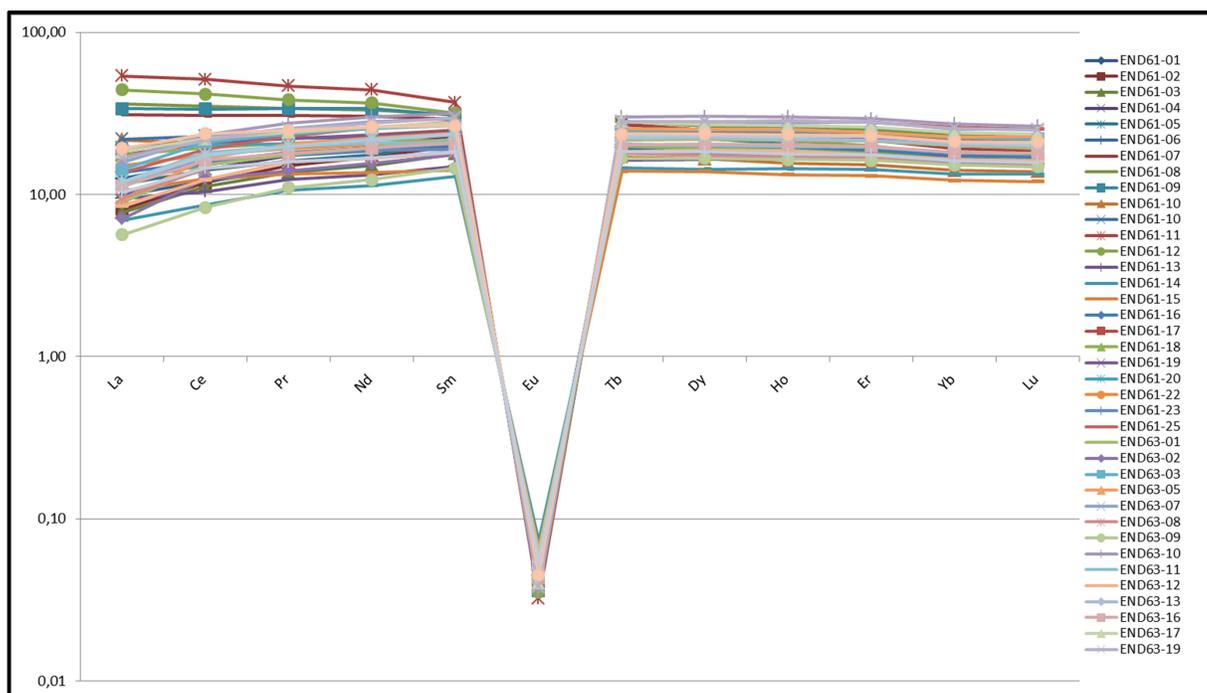


Figura 33- Gráfico da concentração dos elementos Terras Raras normalizados para padrões condritos (McDonough, W.F. and Sun, S.S; 1995) obtidas na análise geoquímica das amostras do Segmento F.

Assim como as amostras do segmento D, o qual sofre influência do Ponto-quente de Ascensão, as amostras do presente Segmento (F) também revelam anomalia nas razões de La/Sm e Ni/Zr, vide figura 34 e 35 devido à influência do Ponto-quente de Santa Helena.

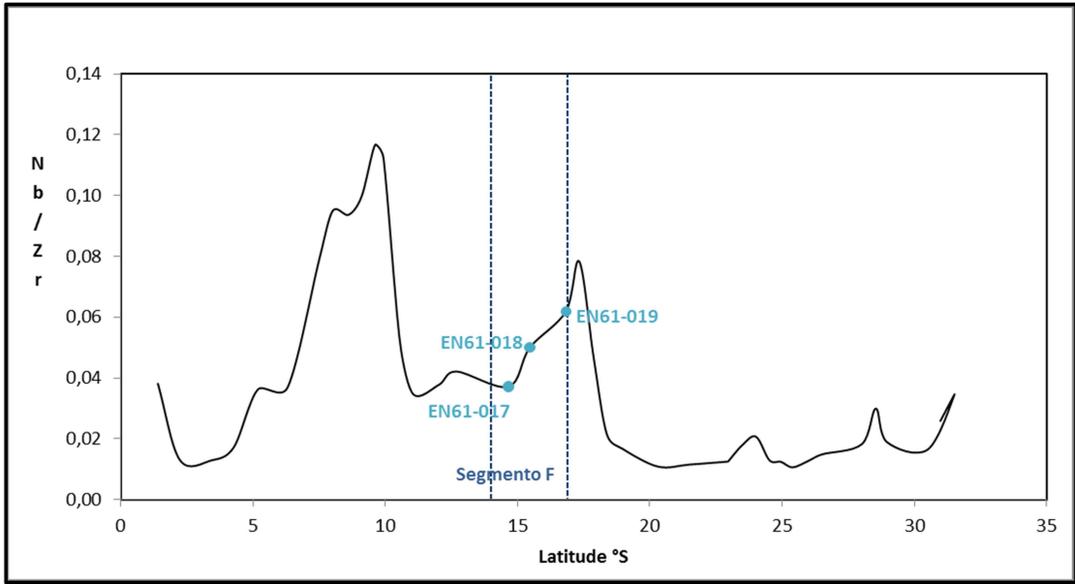


Figura 34-Gráfico latitude versus razão Nb/Zr em relação às amostras dragadas no Atlântico Sul.

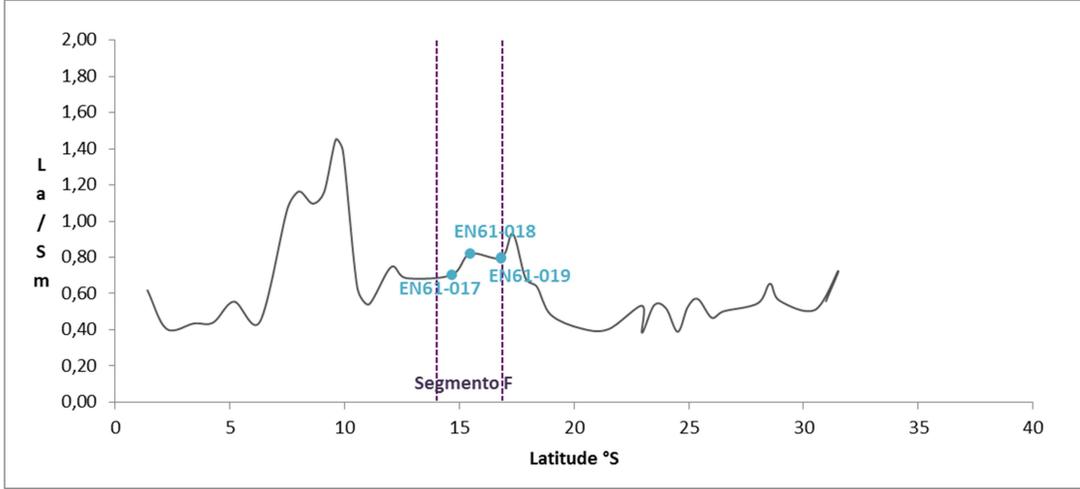


Figura 35-Gráfico latitude versus razão Nb/Zr em relação às amostras dragadas no Atlântico Sul

5.7 Segmento G 16°S – 17°S

O segmento denominado G localiza-se entre as Zonas De Fraturas 16°S , limite Norte e Santa Helena ao Sul, conforme ilustrado na figura 36.

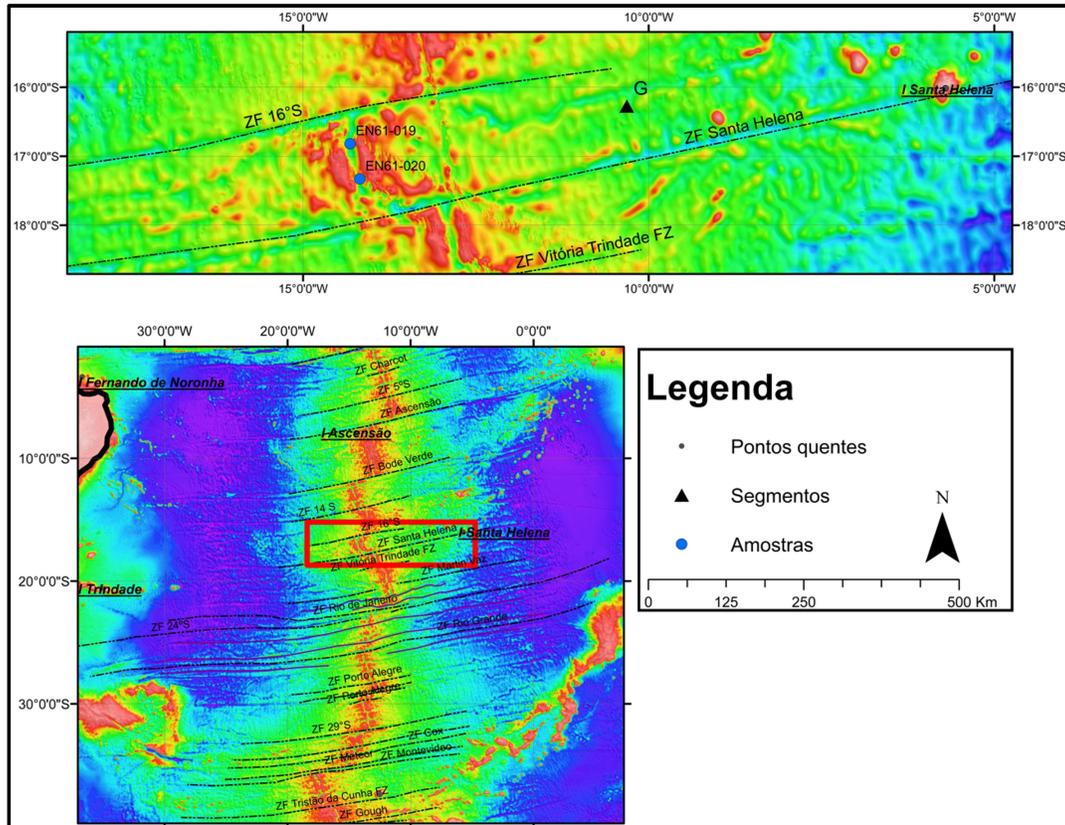


Figura 36- Mapa morfológico Segmento G

Este segmento é mais curto que os anteriores e possui aproximadamente 178 km de extensão. Sua profundidade varia entre 4350 na latitude 16,37°S e 3317m na latitude 17,62°S, cuja profundidade média axial é de aproximadamente 3373m conforme é ilustrado na figura 37.

A transformante 16°S apresenta um deslocamento sinistral de aproximadamente 118 km, enquanto a transformante de Santa Helena apresenta um deslocamento dextral de aproximadamente 65km assumindo suavemente formato de “L”.

Foram observadas três descontinuidades de segunda ordem localizadas em 16,6°S; 16,9°S e 17,45°S respectivamente, como ilustrado na figura 37

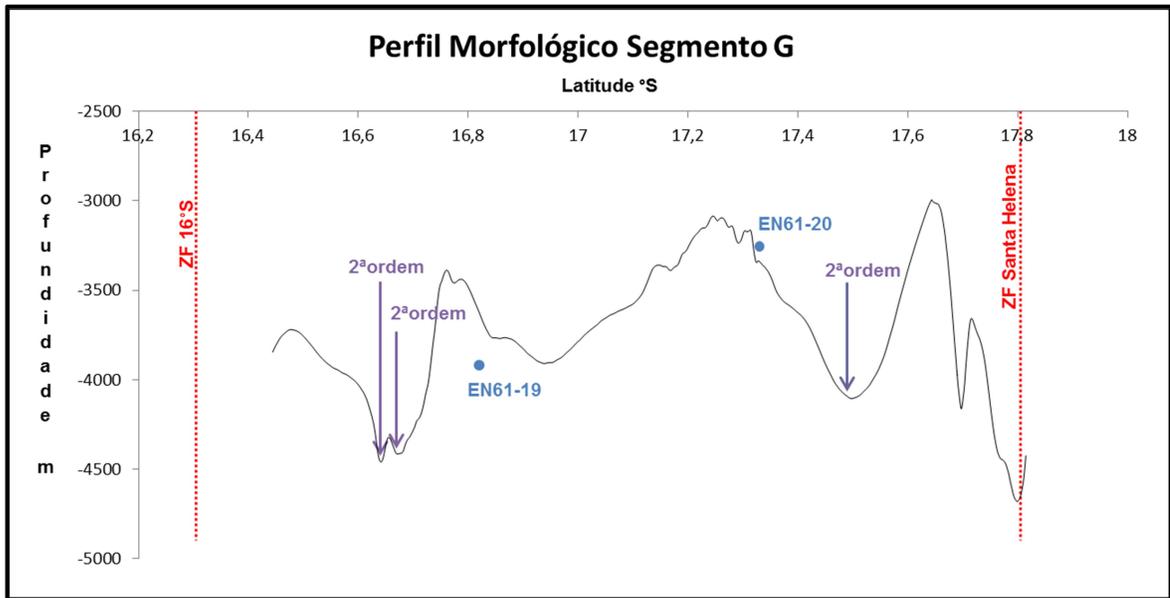


Figura 37- Perfil Morfológico Segmento G Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Roxo Descontinuidades de 2º grau.

O perfil morfológico mostra que a região do segmento G além de ser um segmento curto apresenta uma topografia mais profunda dos que os outros segmentos anteriores, tendo na porção central um vale bem definido, sugerindo maior influência do tectonismo sobre o vulcanismo. Ao longo deste segmento é notório um desnível topográfico. Na latitude 16,6°S atinge aproximadamente 4429 m de profundidade, o mais profundo do Atlântico Sul.

A topografia axial neste segmento é bem irregular, mostrando grandes desníveis de profundidade.

Foram recolhidas duas amostras neste segmento, são elas: EN61-19 e EN61-20, vide figuras 36 e 37.

As duas amostras localizam praticamente no eixo da CMA neste segmento e entre duas descontinuidades de 2ª ordem, a amostra EN61-20 localiza-se no alto topográfico do segmento G enquanto a amostra EN61-19 localiza-se em declive.

Ambas amostras EN61-19 e EN61-20 são geoquimicamente similares, tanto em elementos maiores, elementos traços e elementos de Terras Raras. O segmento ao norte (segmento F) mostra uma temperatura de erupção menor (1121°C) do que o segmento G (1161°C). Sugerindo assim a Zona de Fratura 16°S uma possível barreira termal.

Ainda de acordo com os dados geoquímicos, constatamos que a Transformante Santa Helena, limite Sul do segmento G, não representa uma barreira térmica expressiva pois é pequena a sua variação de temperatura.

Alves (2002), sugere com base na classificação de Grindlay et al; (1991) e Sempéré et al. (1993) que a Zona de Fratura de Vitória-Trindade corresponde atualmente a uma descontinuidade de 2ª ordem ou uma zona discordante.

O eixo axial do segmento ao Sul da Transformante de Vitória Trindade não é bem definido, devido a maior quantidade de vulcanismo, em consequência não foi possível a verificação precisa do deslocamento do eixo axial pela transformante Vitória Trindade. Com base no mapa gravimétrico aqui usado, calculamos este deslocamento em 12km porém segundo Alves (2002) este deslocamento é de 6 km.

O segmento H possui aproximadamente 131 km de extensão e sua profundidade varia entre 4266 m na latitude 17,6°S e 3241 m na latitude 18,75°S (figura 39), cuja profundidade média axial é de aproximadamente 3787 m, sendo assim menos profundo que a maioria dos segmentos anteriores provavelmente por influência do ponto quente Ilha de Santa Helena.

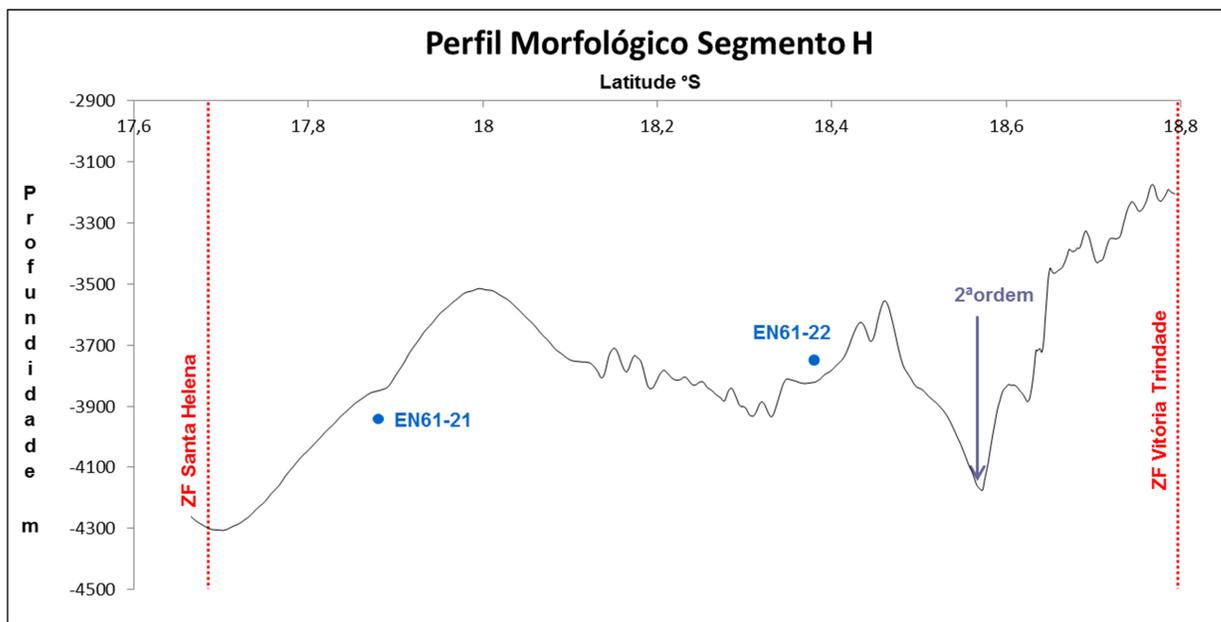


Figura 39-Perfil Morfológico Segmento H. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Roxo Descontinuidades de 2ª ordem

O perfil morfológico mostra a região do segmento H além de ser um segmento curto apresenta uma topografia profunda, apresentando pequenos altos topográficos na porção central, figura 39.

Foram dragadas duas amostras neste segmento, são elas: EN61-21 e EN61-22, vide figuras 38 e 39.

Ambas as amostras localizam-se próximas ao eixo da CMA neste segmento, antes da única descontinuidade de segunda ordem observada. Esta descontinuidade representa a parte mais profunda do segmento, cuja a distância para a ZFVT é de aproximadamente 25km, o que não deixa claro se realmente é uma descontinuidade de segunda ordem independente ou se pertence a ZFVT.

De acordo com os dados obtidos nas análises químicas deste segmento, as amostras possuem temperatura de erupção muito próximas, sendo a da amostra EN61-22 ligeiramente mais baixa (1167°C) que a amostra EN61-021(1169°C).

5.9 Segmento I 18,8°S- 20°S

O segmento denominado I localiza-se entre Zona de Fratura Vitória Trindade (Antiga Hotspur), limite Norte e ao Sul a Zona de Fratura Martim Vaz, conforme ilustrado na figura 40.

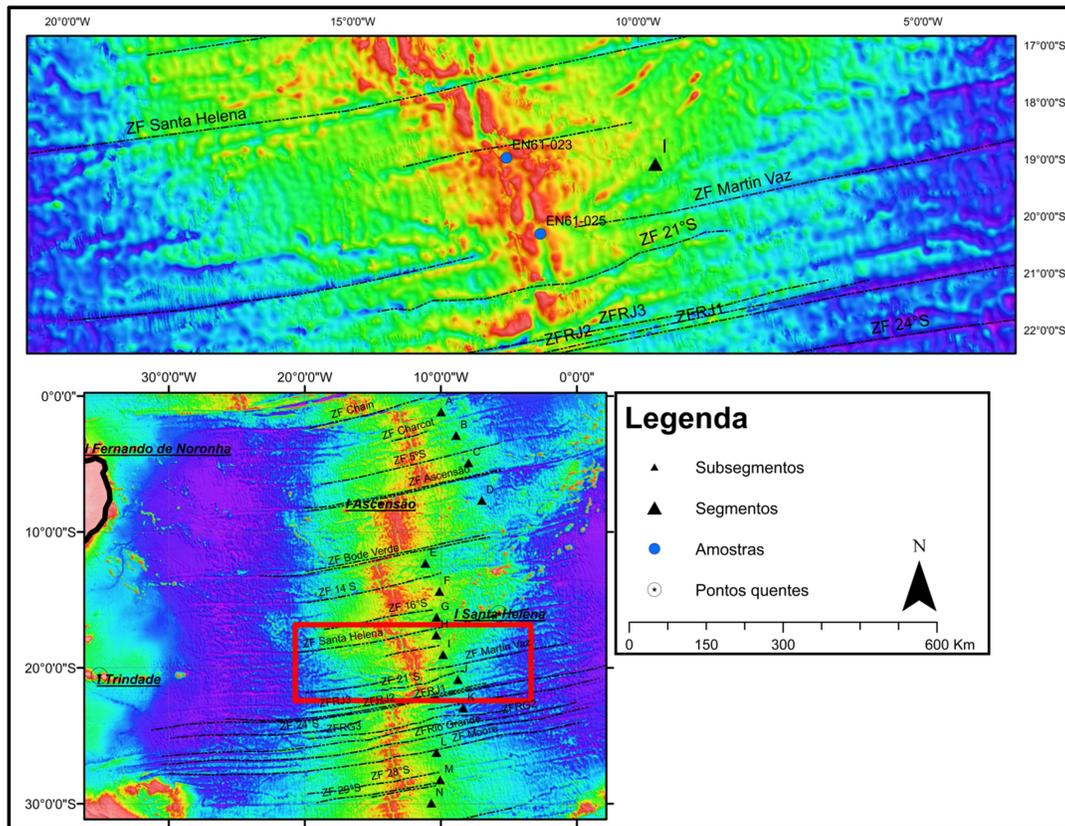


Figura 40- Mapa morfológico Segmento I

Como já citado, não foi possível calcular de maneira precisa o deslocamento axial da transformante Vitória Trindade, já a transformante Martim Vaz atualmente não apresenta nenhum deslocamento axial.

Apesar da transformante de Martin Vaz atualmente não apresentar nenhum deslocamento axial possui uma forte assinatura, a qual é praticamente contínua e bem marcada ao longo de todo o assoalho oceânico do Atlântico Sul até aproximadamente 72 Ma.

O segmento I apresenta um vale central profundo e a profundidade média axial de 3222 m.

Foram observadas uma descontinuidade de 2ª ordem e três descontinuidades de 3ª ordem localizadas em 19,9°S; 18,9°S; 19,03°S; e 19,46°S respectivamente, como ilustrado na figura 41.

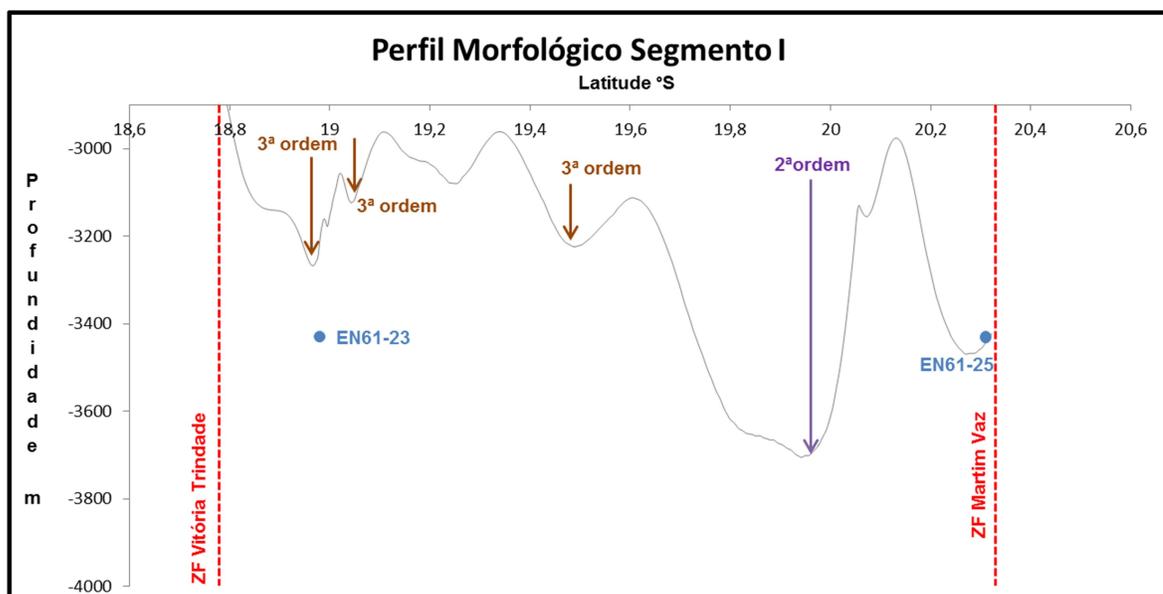


Figura 41-Perfil Morfológico Segmento I. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Roxo Descontinuidades de 2ª ordem; Marrom- Descontinuidade de 3ª ordem

A topografia axial neste segmento é bem irregular, mostrando grandes desníveis de profundidade, porém apresenta o eixo axial menos visível do segmento anterior (Segmento H, entre as Zonas de Fratura Vitória Trindade e Martin Vaz) devido a maior quantidade de vulcanismo.

Este segmento localiza-se entre duas transformantes cujo os deslocamentos são menores de 12km, as quais podem ser consideradas como descontinuidades de 2ª ordem.

Foram recolhidas duas amostras: EN61-23 e EN61-25, vide figuras 40 e 41.

As duas amostras localizam próximas ao eixo da CMA neste segmento, a amostra EN61-25 localiza-se mais precisamente na área da transformante de Martin Vaz.

De acordo com os dados obtidos nas análises químicas amostras deste segmento, a amostra EN61-23 apresenta uma temperatura de erupção (1166°C) a qual é mais alta

do que a amostra EN61-25 apresenta (1154°C), devido ao contato desta última a região mais fria da ZF Martim Vaz.

Ambas amostras são geoquimicamente similares, tanto em elementos maiores, elementos traços e Elementos de Terras Raras. Entretanto a amostra EN61-25 localizada na transformante de Martim Vaz apresenta menor temperatura de erupção e menor Mg# quando comparada a outra amostra deste segmento. Estes dados sugerem uma menor fusão parcial do manto devido uma região mais fria, também a uma proximidade a zona de uma Transformante.

Ao Sul do segmento J o deslocamento axial é segmentado pelo Sistema de Zona de Fratura do Rio de Janeiro (SZFRJ) , cujo o deslocamento axial total é de aproximadamente 260 km. Na latitude 21°S ocorre outra descontinuidade, com deslocamento de 142 km sendo aqui considerada uma Transformante segundo a classificação de Macdonald (1991), a qual pode ser considerada típica de um centro de expansão lenta onde o tectonismo predomina sobre o vulcanismo. A descontinuidade localizada na latitude 21°S possui seu prolongamento nos últimos 17 Ma, o que corrobora para classificação de uma Zona de Fratura, , figura 44 e 45.

O Segmento J foi aqui dividido em dois subsegmentos (J1 e J2) separados pela Transformante 21°S.

O subsegmento J1 mostra uma morfologia mais suave em relação ao subsegmento J2, figuras 43 e 44.

O eixo axial neste segmento é bem marcado ao Norte, junto à transformante de Martim Vaz e apresenta-se fortemente deformado ao longo de todo o segmento possivelmente por causa das interseções com as outras zonas de fraturas que compõem o SZFRJ.

Além da deformação axial as zonas de fraturas do SZFRJ influenciam também na profundidade média axial (~3760 m).

Foram dragadas duas amostras neste segmento, são elas: EN63-01 e EN63-02, vide figuras 42, 43 e 44.

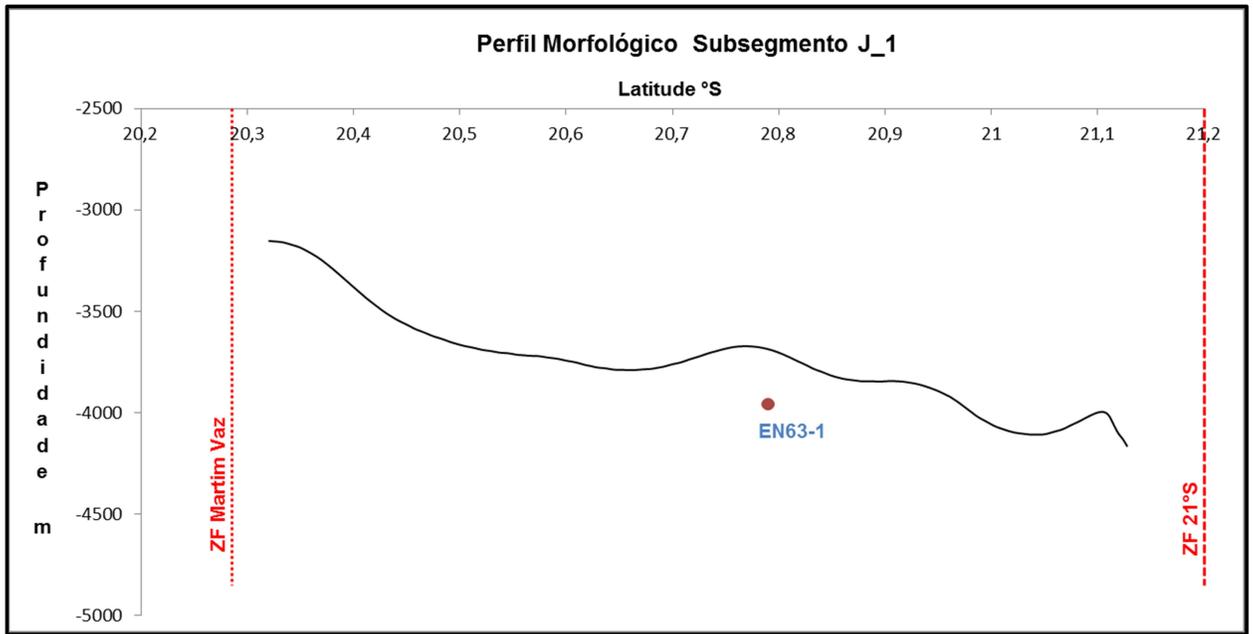


Figura 43 -Perfil Morfológico Segmento J. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras

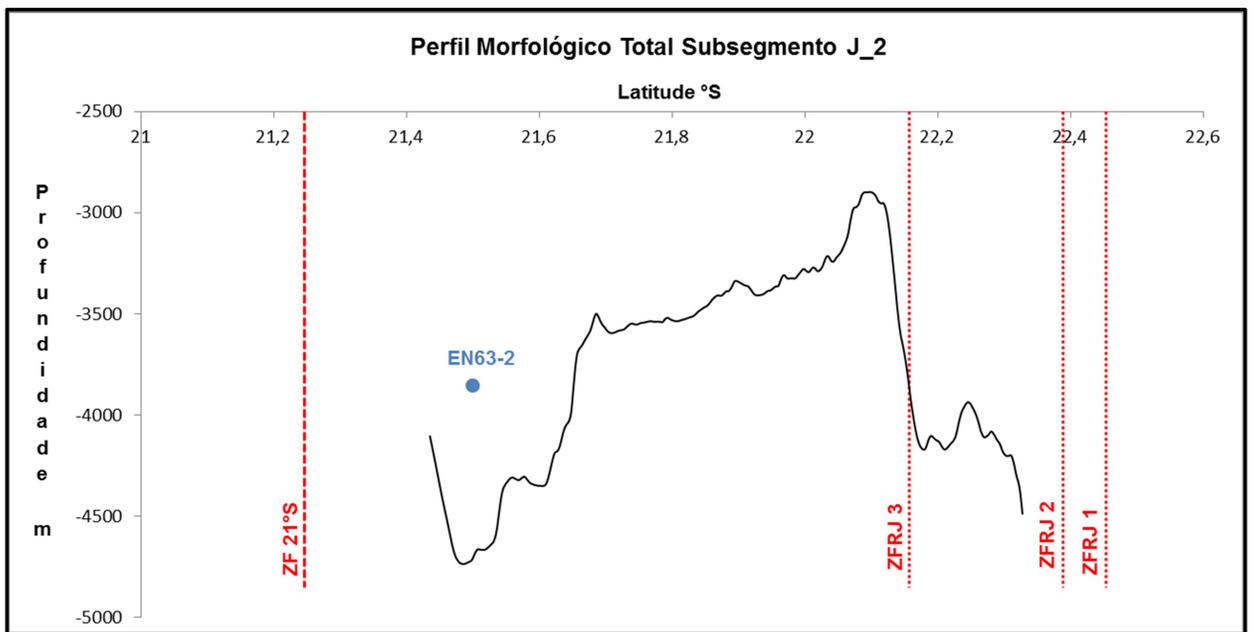


Figura 44- -Perfil Morfológico Segmento J. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras

Ambas as amostras localizam-se próximas ao eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul neste segmento.

De acordo com os dados obtidos nas análises químicas das amostras deste segmento, a amostra EN63-01 apresenta temperatura de erupção de 1172°C e a amostra

EN63-02 1144°C, mostrando uma variação de 28°C o que sugere que a ZF 21°S seja uma possível barreira termal.

Ambas amostras EN63-01 e EN63-02 são geoquimicamente similares, tanto em elementos maiores, elementos traços. Já nos elementos de Terras Raras a amostra EN63-01 é ligeiramente mais enriquecida, vide figura 45

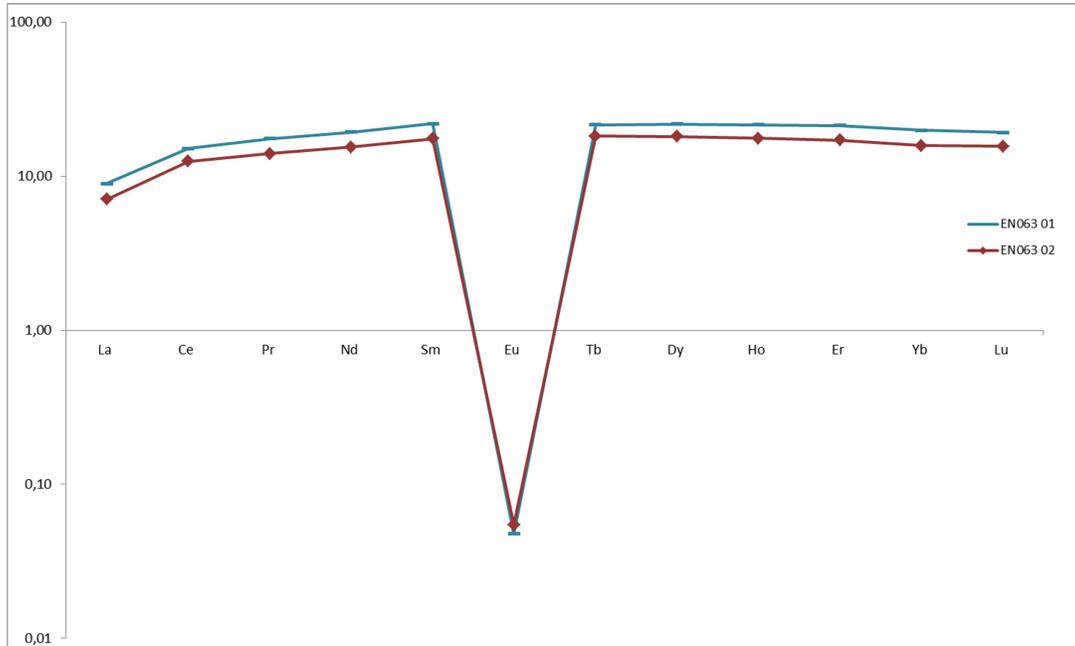


Figura 45- Gráfico da concentração dos elementos Terras Raras normalizados para padrões condritos (McDonough, W.F. and Sun, S.S; 1995). obtidas na análise geoquímica das amostras do Segmento J.

Ambas as amostras apresentam o padrão esperado para um basalto toleítico e também evidenciam através da anomalia negativa de Eu, uma cristalização de plagioclásio.

5.11 Segmento K 23°S- 26°S

O segmento denominado K localiza-se entre dois grandes sistemas de fraturas e engloba também a Zona De Fratura 24°S. O limite Norte é feito pelo Sistema de Fratura do Rio de Janeiro (SZFRJ) e ao Sul pelo sistema de fratura do Rio Grande (SZFRG), figura 46

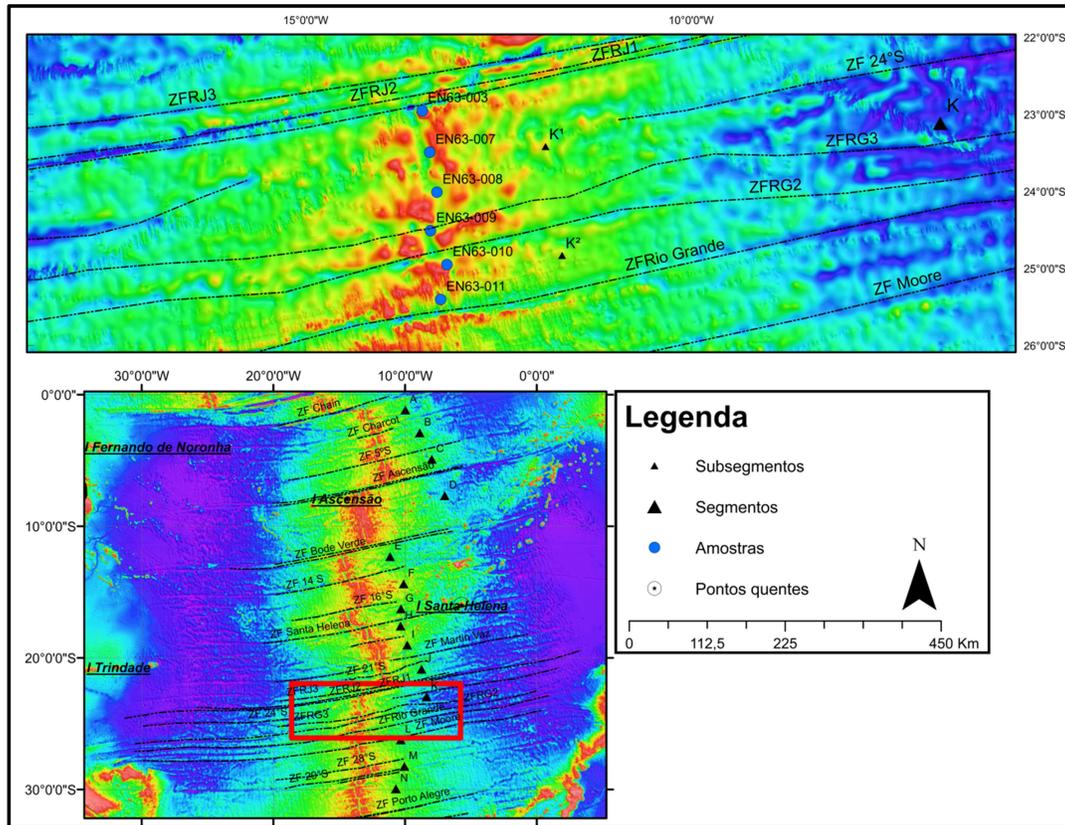


Figura 46- Mapa Morfológico Segmento K

De acordo com o mapa gravimétrico o limite Norte deste segmento (SZFRJ) desloca aparentemente o eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul em 90km a Oeste.

A ZFRG sugere ser uma Zona de Fratura simples no eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul na latitude 25,5°S, conforme ilustrado na figura 46.

O lineamento chamado por Alves (2002) de ZFRG3 observado a 117 km ao Norte da Zona de Fratura Rio Grande aqui é interpretado como uma descontinuidade de segunda ordem.

A descontinuidade na latitude 24,8°S, denominado por Alves (2002) como ZFRG2, tem um deslocamento de 50 km com longevidade de 78Ma, podendo ser considerada uma descontinuidade de primeira ordem, segundo a classificação de Macdonald (2001). Classificamos a ZFRG2 como sendo uma zona de fratura independente denominada de Zona de Fratura 24,8°S e não fazendo parte do Sistema de Zona de Fratura do Rio Grande devido ao fato de apresentar um segmento de 80 km no eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul entre a ZFRG2 e ZFRG1. Já a descontinuidade ZFRG3 com base na classificação de Macdonald (2001) aqui interpretada como uma descontinuidade de 2ª ordem.

Entretanto, Stanton (2004), classificou a ZFRG como sendo quádrupla e Alves (2002) classificou a ZFRG como sendo variável temporalmente de quádrupla a simples. Neste trabalho foi considerada simples, porém o segmento K apresenta uma descontinuidade de segunda ordem ZFRG3(latitude 24,4 °S) e uma descontinuidade na latitude 24,8°S(ZFRG2).

Como neste segmento o eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul é deslocado pela descontinuidade de primeira ordem ZFRG2 determinou-se assim subsegmentos cada segmento a cada deslocamento, resultando em: K_1 e K_2, vide figura 46.

O segmento K total compreende em uma região tectonicamente deformada, que abrange cerca de 300 km de extensão.

No subsegmento K1 que é limitado pela SZFRJ ao Norte e pela descontinuidade de primeira ordem SZFRG2 ao sul, o eixo axial apresenta-se bem marcado e profundo, cujo a profundidade média axial é de 3822 m. Neste subsegmento foi observada uma descontinuidade de 2ª ordem (ZFRG3) e três de 3ª ordem, figura 47.

No subsegmento K2 que é limitado pela SZFRG2 ao Norte e pela descontinuidade de primeira ordem ZF Rio Grande ao Sul, o eixo axial apresenta-se bem marcado e profundo, cujo a profundidade média axial é de 3517 m. Neste subsegmento foi observada uma descontinuidade de segunda ordem, figura 48.

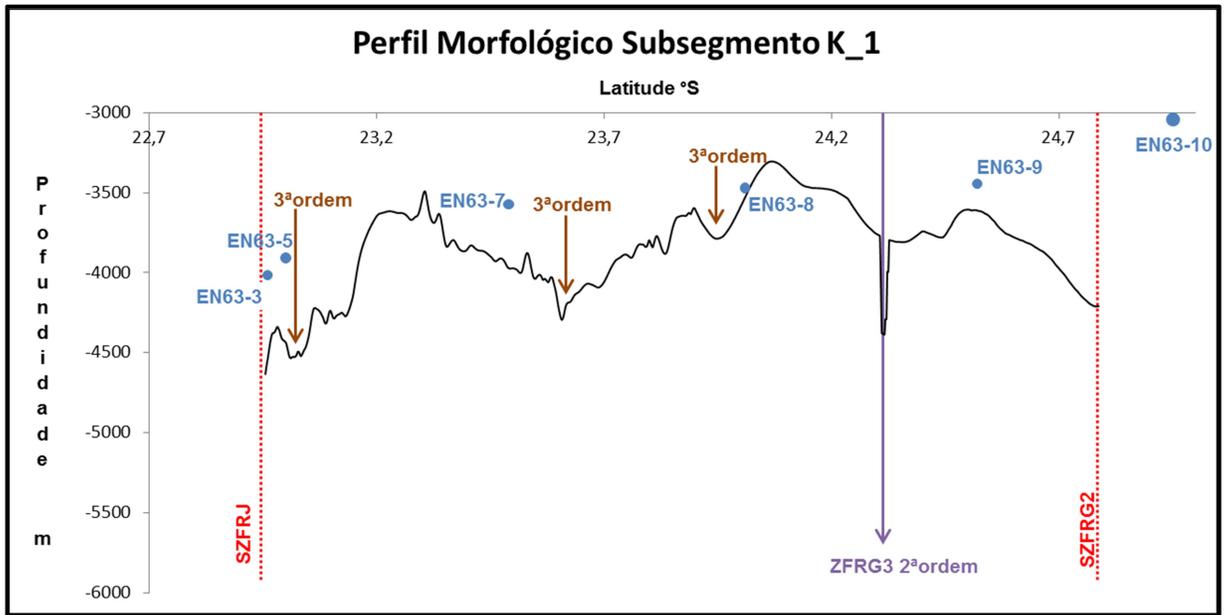


Figura 47- Perfil Morfológico Subsegmento K_1

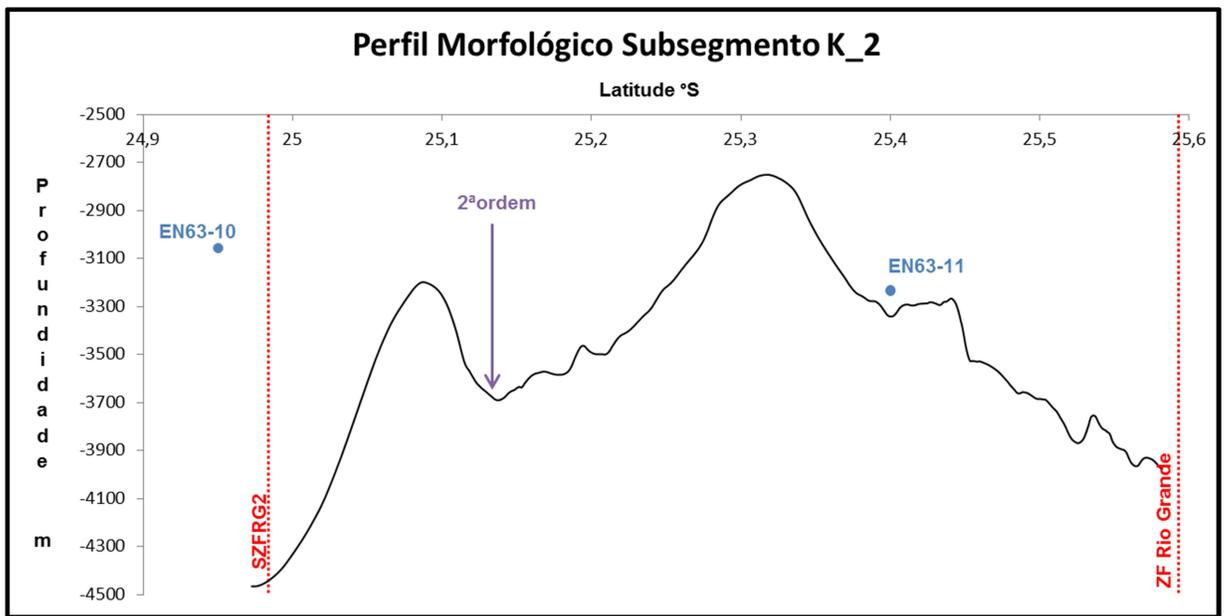


Figura 48- Perfil Morfológico Subsegmento K_2.

Foram dragadas neste subsegmento cinco amostras, são elas: EN63-03; EN63-05; EN63-07; EN63-08, EN63-09, EN63-10 e EN63-11, vide figuras 46, 47 e 48.

Todas as amostras localizam-se próximas ao eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul neste segmento, exceto a amostra EN63-10 que se localiza em alto estrutural afastado do eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul.

De acordo com os dados obtidos nas análises químicas das amostras deste segmento, a amostra EN63-03 representa a temperatura (1105°C) de erupção mais baixa de todo o Atlântico Sul. Como pode ser visto nas figuras 47 e 48, esta amostra (EN63-03) localiza-se próxima ao contato da transformante Rio de Janeiro, revelando uma variação de temperatura de 39°C em comparação ao segmento anterior. Sendo assim, concluímos que a ZF Rio de Janeiro é uma barreira termal. (Tabela 1e Figura 56)

As amostras EN63-08 e EN63-09 localizam-se próximas ao eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul e são separadas pela descontinuidade de 2ª ordem 24,4°S (ZFRG3). A amostra EN63-08 apresenta a temperatura de erupção de 1169°C enquanto a amostra EN63-09 1181°C evidenciando assim que a descontinuidade de 2ª ordem 24,4°S (ZFRG3) represente uma barreira termal além de representar também uma barreira química como é possível observar nas concentrações de TiO₂, Na₂O, K₂O e elementos de Terras Raras.

A descontinuidade de 1ª ordem 24,8°S (ZFRG2) possivelmente também representa uma barreira termal.

Em termos de variação geoquímica o segmento K exibe uma variação tanto nos elementos maiores como nos elementos traços e de Terras Raras.

Em suma, neste segmento são observadas três barreiras termais (Zona de Fratura Rio de Janeiro); 24,8°S (ZFRG2) e 24,4°S (ZFRG3) sendo a ZFRG3 uma barreira termal e química.

5.12 Segmento L 26°S- 28°S

O segmento denominado L localiza-se entre Zona de Fratura Rio Grande (limite Norte) e Zona de Fratura 28°S (limite Sul) e abrange na sua porção central a Zona de Fratura Moore, figura 49.

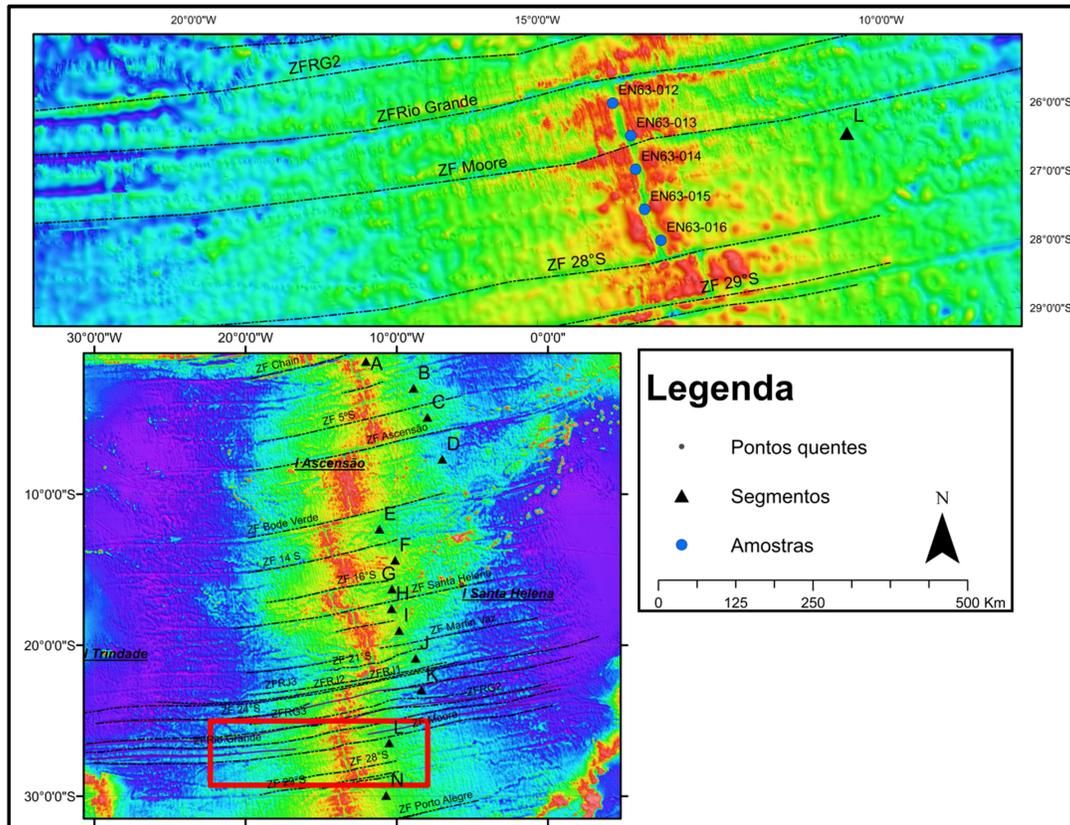


Figura 49- Mapa Morfológico Segmento L

A Zona de Fratura Moore atualmente não apresenta um deslocamento axial representativo, esta Zona de Fratura segundo Gridlay et al (1991) corresponde atualmente a uma descontinuidade de 2ª ordem a qual segundo Cande et al (1987) evoluiu a partir de uma Zona de Fratura que há 60Ma apresentava deslocamento axial na ordem de 100km, por esse motivo que denominamos o segmento L entre a ZFRG e a Zona de Fratura 28°S.

A Zona de Fratura 28°S denominada por Stanton (2004), representa uma descontinuidade de primeira ordem que desloca o eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul em aproximadamente 50 km a direita.

O segmento L possui aproximadamente 305 km de extensão e apresenta uma topografia rugosa, onde são observadas algumas descontinuidades de 4ª ordem. Na porção Norte foi observado um alto estrutural bem marcado (latitude 26°S) cujo a profundidade é de 2695 m, figura 50.

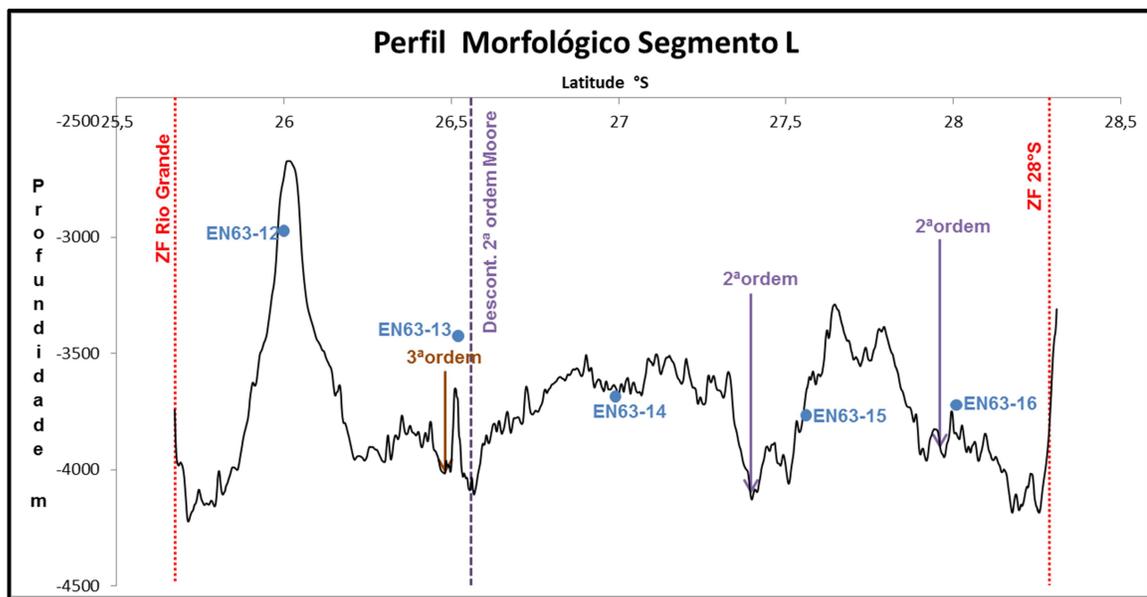


Figura 50- Perfil Morfológico Segmento L. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Roxo- Descontinuidades de 2ª ordem Roxo tracejado- atual descontinuidade de 2ª ordem

Nesta região da Cordilheira Meso Atlântica Sul foram observadas duas descontinuidades de 2ª ordem em adição a Moore localizadas nas latitudes 27,4°S e 27,97°S, e uma descontinuidade de 3ª ordem, localizada na latitude 26,5°S

A profundidade média axial da Cordilheira Meso Atlântica Sul na região L é de 3744 m, sendo assim um dos segmentos mais profundos do Atlântico Sul. Sua profundidade máxima é de 4222 m.

Foram dragadas cinco amostras nesta região, são elas: EN63-12 , EN63-13, EN63-14;EN63-15 e EN63-16.

A amostra EN63-12 localizada no alto estrutural, não possui valores de temperatura de erupção definidos devida a ausência de vidro vulcânico.

De acordo com os dados obtidos nas análises químicas das amostras deste segmento, a amostra EN63-13 apresenta a mais alta temperatura de erupção da área de estudo (1198°C) e localiza-se na descontinuidade de segunda ordem de Moore. Esta amostra apresenta uma variação de 32°C para a amostra mais ao Sul (EN63-14) 1155°C, sugerindo que a descontinuidade de segunda ordem Moore seja uma possível barreira termal.

A alta temperatura de erupção da amostra EN63-13 possivelmente está relacionada a uma porção mais fina da litosfera, sem a presença de câmara magmática. Foi observado que os plagioclásios presentes nesta amostra não apontam para uma mistura de magma, ou seja, o magma extravasou direto, sem ficar retido em uma câmara magmática. Consequentemente não ocorreu perda de temperatura por cristalização.

A composição de An nos plagioclásios é maior na amostra EN63-13 do que na EN63-11 e EN63-14, coerente com a temperatura de erupção. Por consequência a formação desses plagioclásios mais ricos em Ca.

Ainda com base os dados obtidos nas análises químicas das amostras deste segmento, a amostra EN63-16 apresenta temperatura de erupção de 1170°C, a amostra EN63-15 1145°C e a EN63-17 1155°C, mostrando assim uma variação de 25°C, sugerindo que a descontinuidade de segunda ordem na latitude 27,96°S seja também uma barreira termal.

As amostras deste segmento, EN63-12 , EN63-13, EN63-14; EN63-15 e EN63-16. são geoquimicamente similares, tanto em elementos maiores, elementos traços e nos elementos de Terras Raras .(Tabela 1)

Em suma, o segmento L apresenta três barreiras termais em sua área, sendo a Zona de Fratura de Moore aqui considerada como uma descontinuidade de segunda ordem. O segmento L é o mais quente de toda a área de estudo.

5.13 Segmento M 28,1°S- 29 °S

O segmento denominado M localiza-se entre a Zona de Fratura 28°S (limite Norte) e Zona de Fratura dupla 29°S (limite Sul), figura 51.

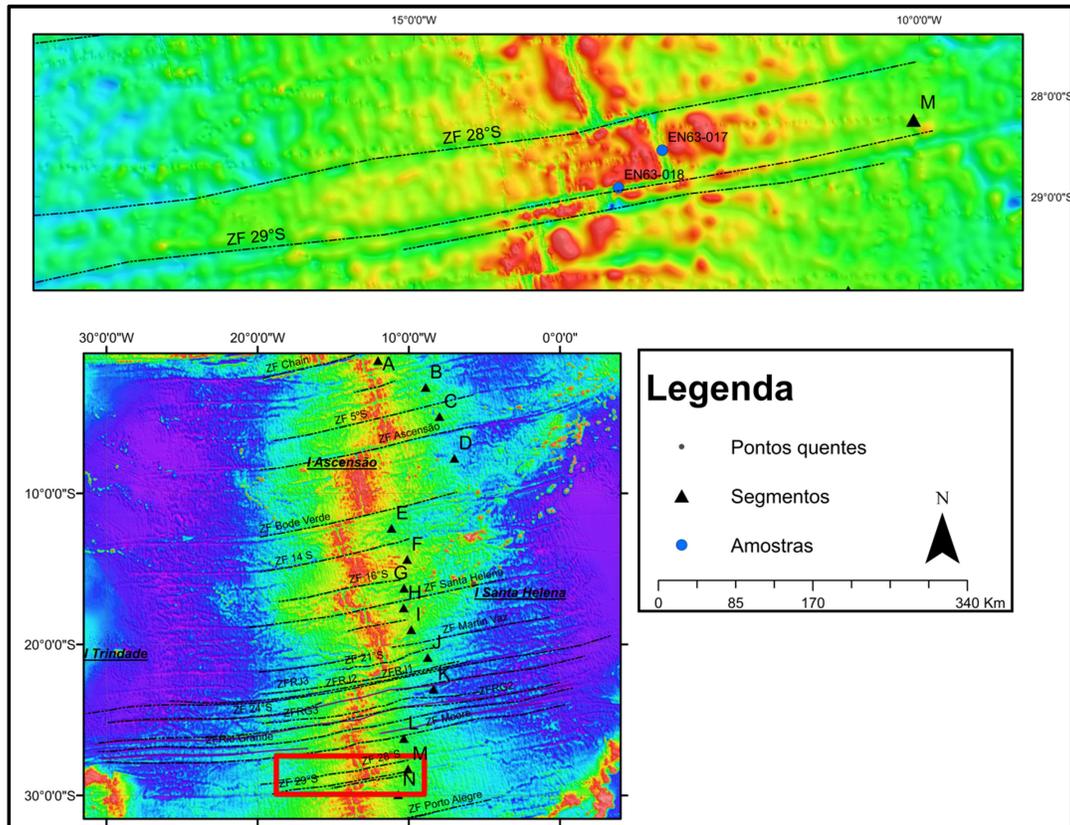


Figura 51- Mapa Morfológico Segmento M

A ZF dupla 29°S desloca o eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul em aproximadamente 140 km para esquerda.

Este segmento é o mais curto da área de estudo, possui aproximadamente 79 km de extensão e apresenta uma topografia menos rugosa do que o segmento anterior com a profundidade média axial de 3808 m.

Foi observado um alto estrutural localizado na latitude 28,4°S e três descontinuidades de 3ª ordem (figura 52).

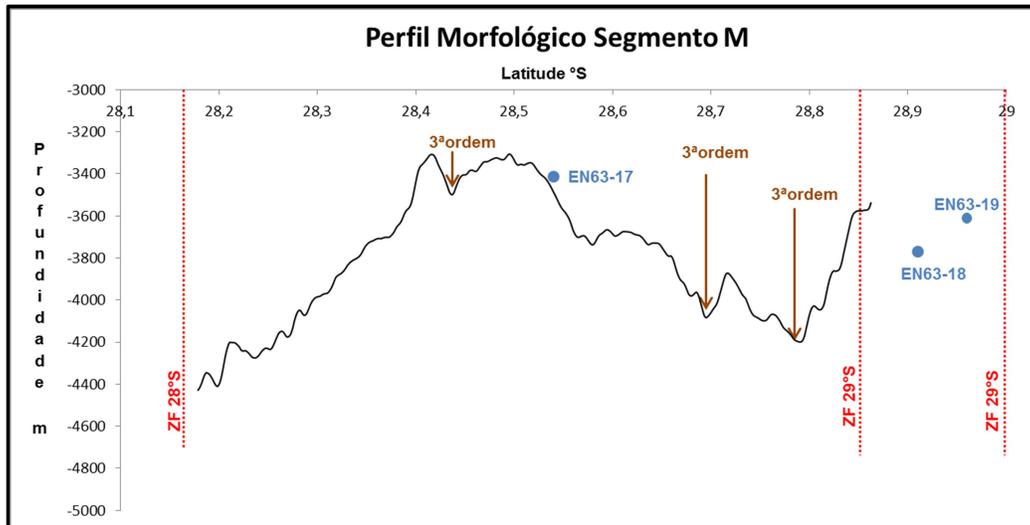


Figura 52- Perfil Morfológico Segmento N. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Marrom-Descontinuidades de 3º grau;

As amostras dragadas nesta área M, são: EN63-17, EN63-18 e EN63-19.

A amostra EN63-17 localiza-se na porção central, após o alto estrutural observado e entre duas descontinuidades de 3ª ordem, já a amostra EN63-18 e EN63-19 encontram-se dentro da área da transformante dupla 29°S, entre as duas calhas.

De acordo com os dados obtidos nas análises químicas das amostras deste segmento, as amostras possuem temperaturas de erupção próximas. A amostra EN63-17 apresenta temperatura de erupção de 1157°C, a amostra EN63-18 1155°C. A amostra EN63-19 não apresenta vidro vulcânico portanto não foi possível calcular a temperatura de erupção.

Ambas amostras EN63-17 e EN63-18 são geoquimicamente similares, tanto em elementos maiores, elementos traços e nos elementos de Terras Raras.

5.14 Segmento N 29°S- 32,2 °S

O segmento denominado N localiza-se entre a Zona de Fratura dupla 29°S (limite Norte) e Zona de Fratura dupla Porto Alegre (limite Sul), figura 53.

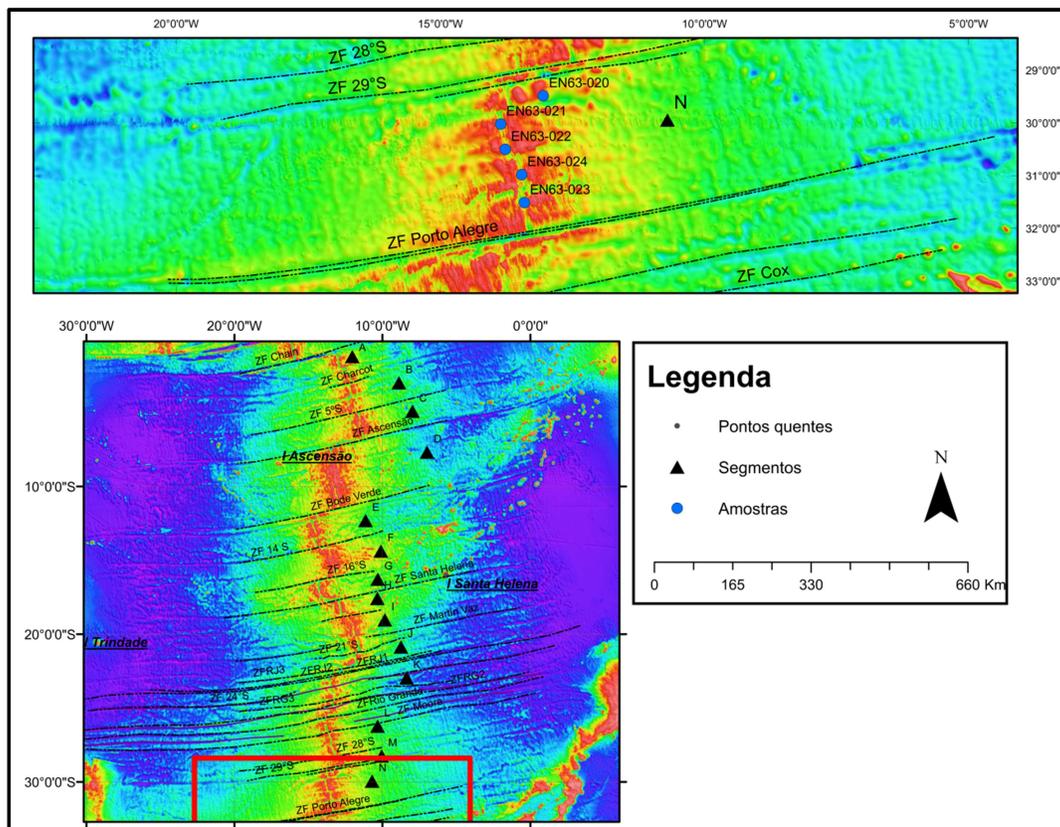


Figura 53- Mapa Morfológico Segmento N

Segundo Bassetto et al., (2000) a ZF Porto Alegre caracteriza-se como uma associação de um par de falhas normais, sendo assim uma Zona de Fratura dupla.

A ZF dupla Porto Alegre desloca o eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul em aproximadamente 100 km.

De acordo com o mapa gravimétrico e pelo batimétrico (figura 53), o eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul na região denominada N é deslocado por aproximadamente 26 km por uma descontinuidade de aparentemente de segunda ordem na latitude 29,7°S, conforme a classificação de Macdonald 2001. Com esta descontinuidade determinamos subsegmentos na região N, sendo eles: N_1, e N_2. (figuras 54 e 55.) A descontinuidade citada apresenta uma divisão topográfica, ou seja, apresenta um relevo suave ao Norte e mais rugoso ao Sul.

O segmento N é o maior da área de estudo, possui aproximadamente 310km de extensão e apresenta uma topografia rugosa, sendo a na porção central com rugosidade mais severa.

O subsegmento N_1 cujo a profundidade média axial é de 3692 m apresenta uma topografia mais regular em comparação ao subsegmento N_2 onde a profundidade média axial é de 3489 m.

Além da descontinuidade de segunda ordem da latitude 29,7°S, foi observado também dois altos estruturais localizado nas latitudes 30,24°S e 31,44°S, duas descontinuidades de segunda ordem e algumas descontinuidades de quarta figura 54 e 55.

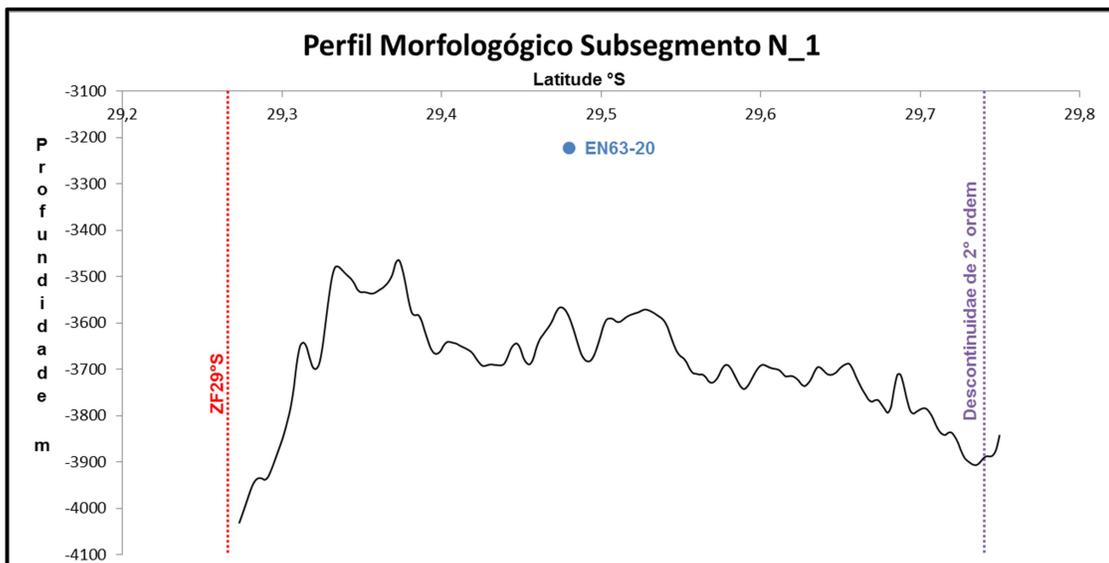


Figura 54- Perfil Morfológico Subsegmento N_1. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Roxo- Descontinuidades de 2º ordem

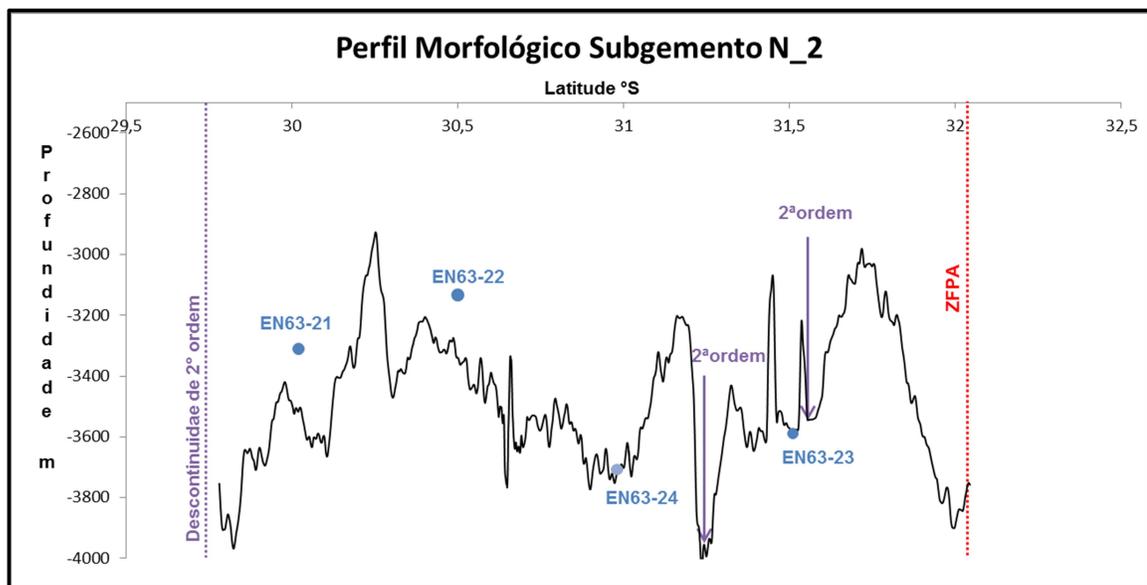


Figura 55- Perfil Morfológico Subsegmento N_2. Vermelho- Zonas de Fraturas; Azul claro- Amostras; Roxo-Descontinuidades de 2º ordem.

Foram recolhidas cinco dragas neste segmento, são elas: EN63-20, EN63-21, EN63-22, EN63-23 e EN63-24, vide figuras 53, 54 e 55.

A amostra EN63-20 é a única que localiza-se no subsegmento N_1, antes da descontinuidade de segunda ordem na latitude 29,7°S . Esta amostra não foi dragada no eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul e sim num alto estrutural.

Todas as outras amostras recolhidas neste segmento (EN63-20, EN63-21, EN63-22, EN63-23 e EN63-24) localizam-se no subsegmento N_2. Sendo as duas primeiras deste subsegmento (EN63-21, EN63-22) próximas ao eixo da Cordilheira Meso Atlântica Sul e as outras duas (EN63-23 e EN63-24) no eixo.

De acordo com os dados obtidos nas análises químicas das amostras deste segmento, o segmento N mostra uma temperatura homogênea entre as amostras, de aproximadamente 1160°C.

A amostra mais ao sul (EN63-23) é a que apresenta a temperatura de erupção mais baixa (1143°C), esta encontra-se separada das demais amostras por uma descontinuidade de segunda ordem localizada na latitude 31,24°S (figura 55).

Esta descontinuidade de 2ª ordem representa uma barreira termal.

Ainda com base nos dados obtidos nas análises químicas das amostras deste segmento, são geoquimicamente similares, tanto em elementos maiores e elementos traços. Nos elementos de Terras Raras a amostra EN63-23 é ligeiramente mais enriquecida em relação as outras.

6. Discussão

Como já citado no capítulo 5, foi elaborado perfis de cada segmento e também total da área de estudo a fim de observar as possíveis correlações entre a batimetria da área e a análise geoquímica das amostras

Numa escala regional foi observado que não há correlação entre a temperatura e latitude assim como profundidade e latitude (figuras 56, 57). A correlação profundidade e temperatura (figura 58) também não mostra uma correlação, entretanto, é possível notar uma fraca correlação em uma menor escala, onde é feita a interpretação dos segmentos individualizados.

Também é possível notar a influência dos Pontos-quentes de Ascensão e Santa Helena no gráfico Temperatura vs Latitude, pois nas latitudes próximas a eles (entre 8°S e 10°S e 14°S e 16°S respectivamente) há um decréscimo da temperatura de erupção das amostras, figura 56 que representa a variação da temperatura de erupção com a latitude.

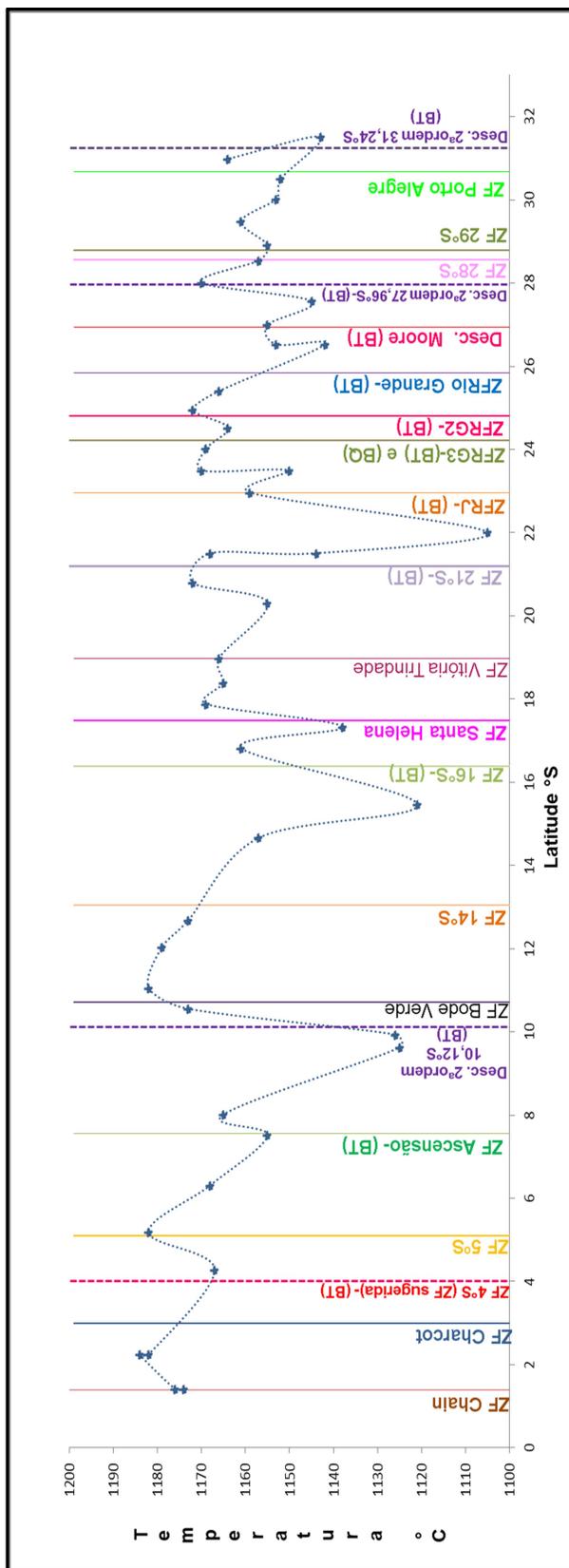


Figura 56- Gráfico Temperatura de erupção versus latitude das amostras dragadas em toda área de estudo com todas as Zonas de Fraturas da área, Barreiras Térmicas – BT e Barreiras Geoquímicas- BQ)

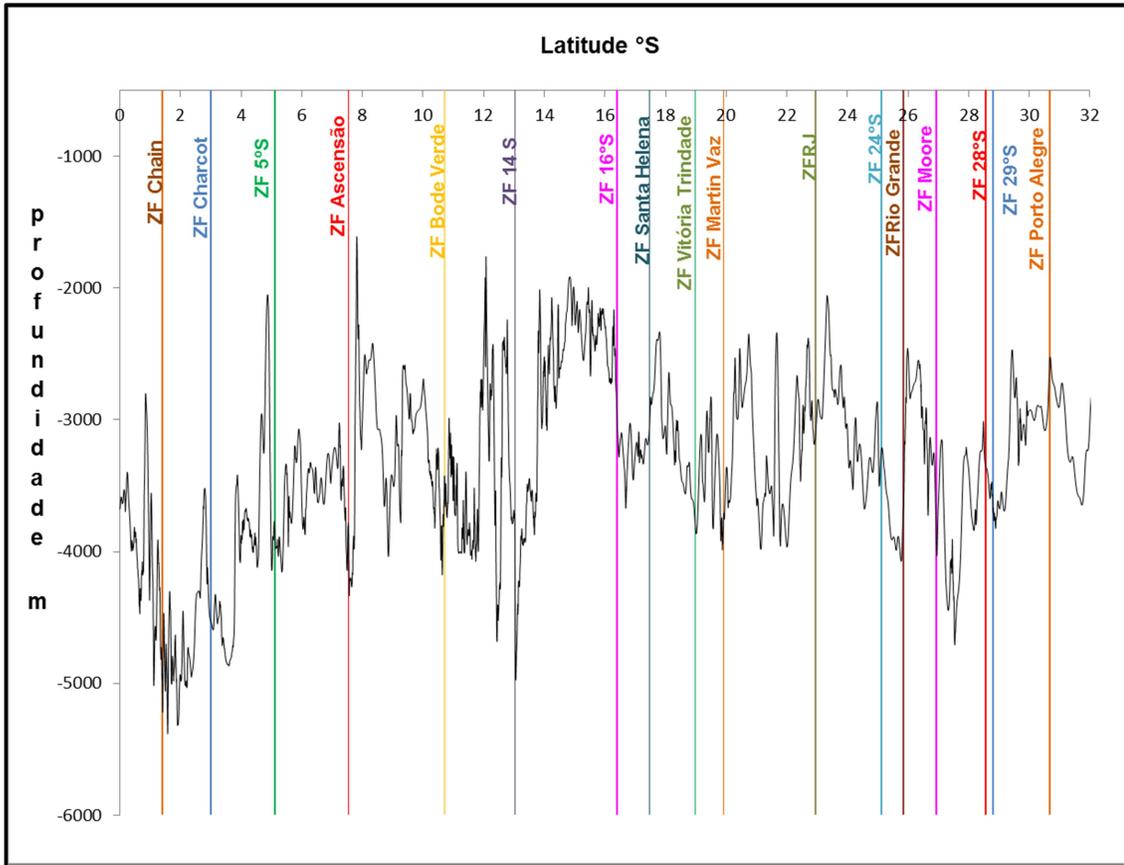


Figura 57- Gráfico Profundidade versus latitude de toda área de estudo.

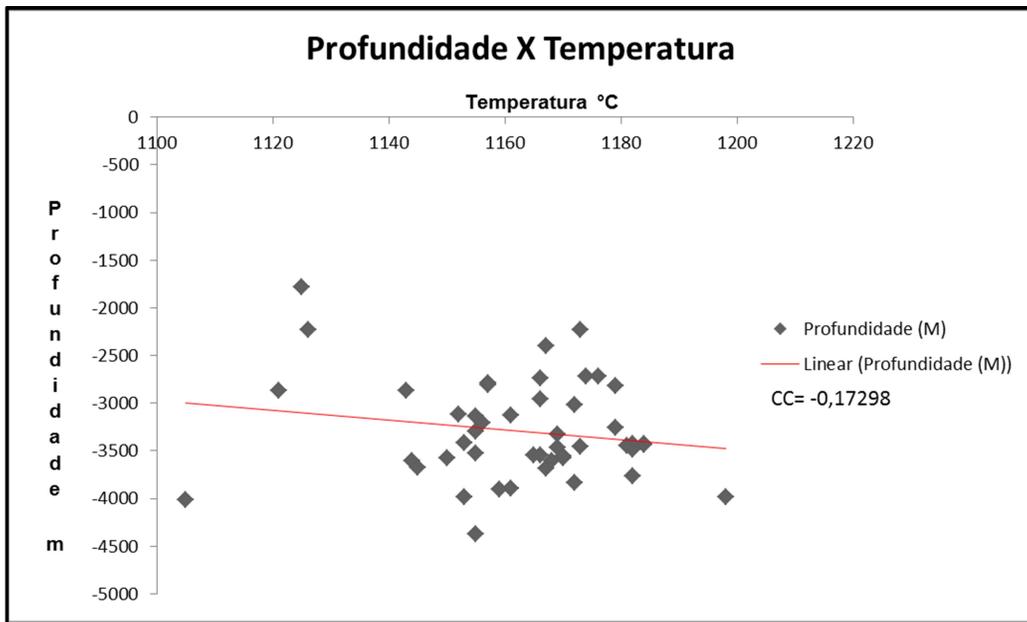


Figura 58- Profundidade versus temperatura das amostras dragadas na área de estudo.
CC=coeficiente de correlação entre a variáveis.

Em relação a geoquímica notamos uma forte correlação entre as razões Nb/Y e Zr/Y cujo o coeficiente é de 0,84 como pode ser visto na figura 59. Foi observado que os picos de Zr/Y representam duas das amostras que sofrem maior influência dos Pontos-quentes (Ascensão e Santa Helena) mesmo não sendo as amostras mais próximas a eles.

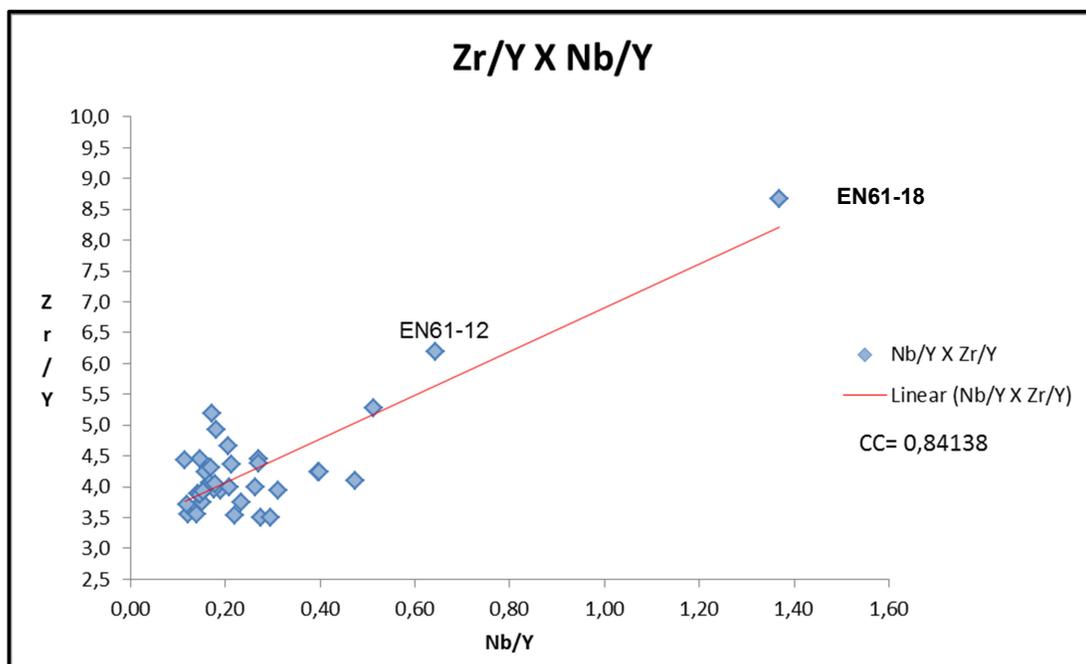


Figura 59- Gráfico de correlação entre as razões de Zr/Y e Nb/Y das amostras da área de estudo.

Ao analisarmos a variação dos elementos químicos representada pelas razões La/Sm e Nb/Zr em relação a latitude verificamos anomalias nos segmentos da cordilheira nas latitudes correspondentes aos Pontos-quentes de Ascensão (e Santa Helena). Corroborando com a análise batimétrica e gravimétrica as quais sugerem um magmatismo mais intensificado sob no Domínio Norte da cordilheira possivelmente associado a um manto regionalmente menos denso e também a influência dos Pontos-quentes de Ascensão e Santa Helena sob as amostras próximas a eles (figuras 60 e 61).

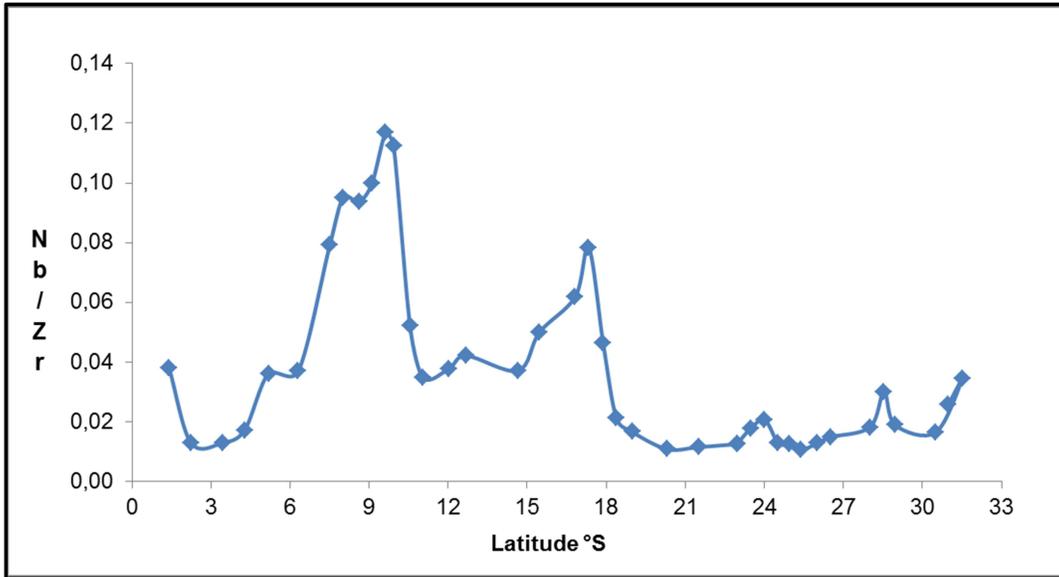


Figura 60- Variação dos elementos incompatíveis Nb/Zr vs Latitude

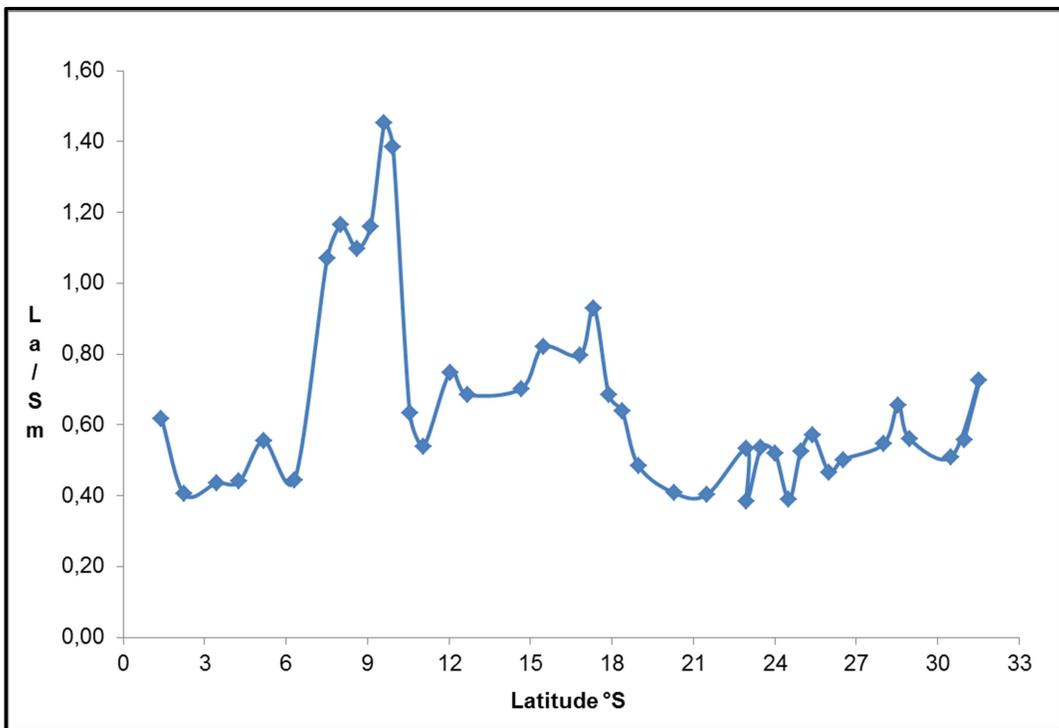


Figura 61- Variação dos elementos incompatíveis La/Sm Vs Latitude

A análise em menor escala nos permitiu a interpretação de 14 segmentos entre as principais Zonas de Fraturas, os quais foram denominados de A a N, cujo a profundidade axial média e o comprimento estão descritos na tabela 2 e figuras 62 e 63.

Segmento	Comprimento (km)	Profundidade média axial (m)
A	220	-3359
B	225	-3576
C	210	-3506
D	435	-2832
E	245	-3783
F	244	-3245
G	178	-3373
H	131	-3787
J	174	-3759
K	383	-3826
L	305	-3744
M	79	-3808
N	310	-3692

Tabela 3- Segmentos definidos nesta dissertação com seus comprimentos e profundidade média axial

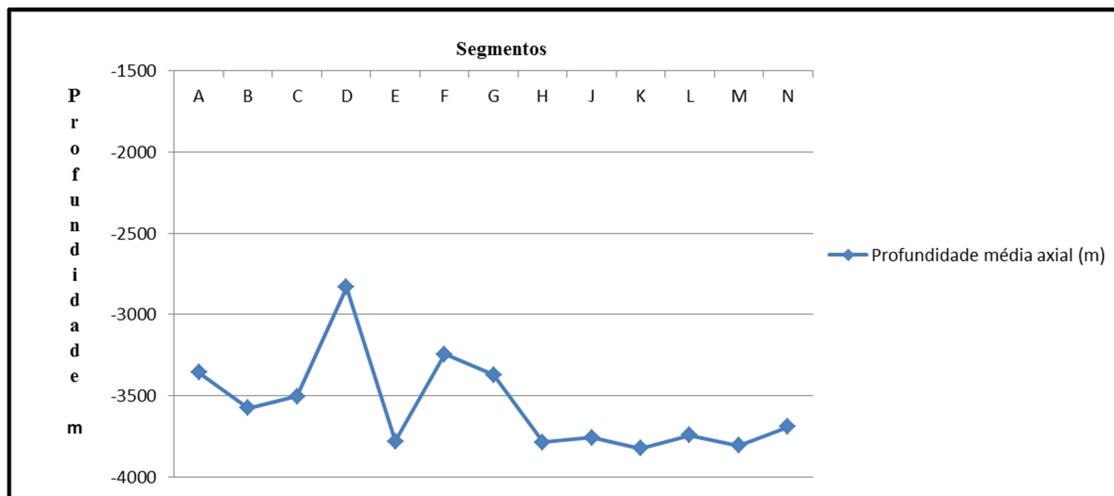


Figura 62- Gráfico dos segmento da Cordilheira Meso Atlântica Sul em relação sua profundidade. Onde é possível observar que os segmentos que sofre influência dos Ponto-Quente de Ascensão e Santa-Helena (Segmento D e F respectivamente) apresentam profundidade menores em relação aos outros.

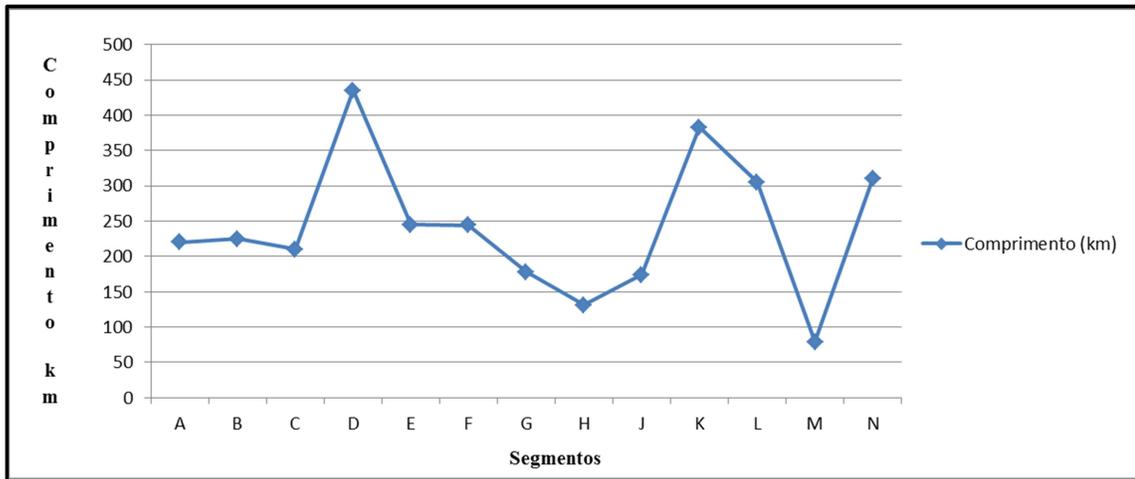


Figura 63- Gráfico dos segmentos da Cordilheira Meso Atlântica Sul em relação ao comprimento individual de cada segmento. Onde é possível observar que quatro grandes anomalias, sendo três positivas (segmentos maiores D, K e L) e uma negativa (menor segmento da área (segmento M)).

Como é ilustrado na figura 63, o segmento K é uma das quatro anomalias de comprimento de todos os 14 estudados nesta dissertação. Isto se deve ao fato de possuir uma descontinuidade de 1ª ordem em seu interior o que nos fez subdividir em dois subsegmentos (K1 e K2) os quais poderiam ser considerados como dois segmentos independentes de 215 km e 80 km, respectivamente.

O Segmento I localiza-se entre duas transformantes as quais podem ser consideradas descontinuidades de 2ª ordem por apresentarem deslocamentos menores de 12 km.

A análise morfológica da Cordilheira Meso Atlântica Sul em grande e pequena escala associado a as análises químicas das amostras coletadas na área estudada permitiu a identificação das seguintes barreiras termais: descontinuidade de 2ª ordem da latitude 4°S (Segmento B), Zona de Fratura de Ascensão (Segmento D), Zona de Fratura Rio de Janeiro (Segmento K), 24,4°S (ZFRG3- Segmento K), 24,8°S (ZFRG2 - Segmento K) descontinuidade de Moore (Segmento L), descontinuidade de 2ª ordem da latitude 27,96°S (Segmento L), descontinuidade de 2ª ordem da latitude 31,24°S (Segmento N). A descontinuidade ZFRG3 além de ser uma barreira termal também apresenta-se como uma barreira química com base nas concentrações TiO_2 , Na_2O , K_2O e elementos de Terras Raras.

7. Conclusões

Analisamos em escala local individualizada e em escala regional cada segmento da Cordilheira Meso Atlântica Sul em relação aos seus dados batimétricos, gravimétrico, análise química e temperatura de erupção dos basaltos a fim de obter correlações e conclusões amplas e detalhadas entre os dados geofísicos e geoquímicos.

Na escala regional, as segmentações de 1ª ordem presentes na área estudada, o que evidenciou uma grande estabilidade temporal das Zonas de Fraturas ao longo do assoalho oceânico, com suas assinaturas batimétricas bem marcadas. É notório o aumento de densidade das Zonas de Fraturas na região do Domínio Central, com a presença de Zonas de Fraturas duplas e triplas.

Foi observada também a correlação das razões La/Sm e Nb/Zr em relação a latitude, verificando-se aumento das concentrações La/Sm e Nb/Zr assim como o decréscimo de temperatura de erupção nas amostras dos segmentos da cordilheira nas latitudes 7°S e 14°S correspondentes aos Pontos-quentes de Ascensão e Santa Helena respectivamente..

Observa-se também a não correlação nos gráficos entre as temperaturas e latitudes das amostras estudadas assim como profundidade e temperatura e profundidade e latitude em escala regional.

Foram observadas três anomalias negativas de temperatura no Atlântico Sul localizadas duas no segmento D (o qual sofre influência do Ponto- quente de Ascensão) e uma no segmento F (o qual sofre influência do Ponto-Quente de Santa Helena).

A anomalia negativa de temperatura encontrada no segmento F (amostra EN61-18) representa a mais baixa temperatura de todo o Atlântico Sul (1121°C) e apresenta uma afinidade química a um magmatismo de Ponto-Quente (maior Na, K, Ti e menos MG) e também mais baixo teor em SiO₂, ou seja, é a amostra que sofre maior influência de Santa Helena apesar de não ser a amostra mais próxima. A anomalia mais alta de temperatura corresponde a amostra EN63-13 (1198°C) e não está relacionada com a profundidade e nem com proximidade de Ponto-Quente. Se encontra próxima a descontinuidade de Moore podendo corresponder a um magma que não ficou retido em câmara magmática.

A amostra EN61-11 é a que apresenta menor profundidade (1783m), esta amostra sofre grande influência do Ponto-Quente de Ascensão.

Já a amostra EN61-7 apresenta maior profundidade de toda a área apesar de se encontrar próxima a Zona de Fratura de Ascensão e não sofre influência do Ponto-Quente de Ascensão.

Nossos estudos revelaram que não ocorre correlação entre temperatura e profundidade com a latitude.

Algumas zonas de fraturas assim como algumas descontinuidades de 2ª ordem são barreiras termais e em alguns casos também barreiras geoquímicas. Os Pontos-quentes de Ascensão e Santa-Helena influenciam quimicamente na composição química dos basaltos da Cordilheira Meso Atlântica Sul.

Algumas amostras mostram através da presença de fenocristais de plagioclásio e olivina a existência de câmara magmática em algumas localidades no Atlântico Sul, enquanto outras amostras sugerem uma ascensão direta do manto (sem passar por câmara magmática).

O fato de não se encontrar uma correlação entre a latitude com os demais parâmetros analisados, quando se considera a escala global, mas, em menor escala, sugere que o Manto Oceânico no Atlântico Sul possui heterogeneidade geofísico-química.

Para um melhor entendimento dos processos envolvidos na formação dos basaltos da Cordilheira Meso Atlântica Sul é necessário uma dragagem de amostra mais detalhada, com maior número de amostras na região. Sugerimos um intervalo de 50km entre as amostras.

8. Referências

ALVES, E. C. Zonas de Fratura Oceânicas e suas Relações com a Compartimentação Tectônica do Sudeste do Brasil. **PhD Tese, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2002.**

ALVES, E. C. Geologia da margem continental sudeste/sul brasileira e das áreas continentais emersas e oceânicas adjacentes. **Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e avaliação do potencial de recursos minerais. Série Projeto REMAC, PETROBRAS/DNPM/CPRM/DHN/CNPq, n. 9, p. 145-170, 1981.**

BATIZA, Rodey. Magmatic segmentation of mid-ocean ridges: a review. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 118, n. 1, p. 103-130, 1996. Bonatti, Enrico. "Not so hot "hot spots" in the oceanic mantle." *Science* 250.4977 (1990): 107-111.

BONATTI, Enrico. Vertical tectonism in oceanic fracture zones. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 37, n. 3, p. 369-379, 1978.

CANDE, S. C.; LABRECQUE, J. L.; HAXBY, W. F. Plate kinematics of the South Atlantic: Chron C34 to present. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 93, n. B11, p. 13479-13492, 1988.

DE MIN, Angelo et al. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil: petrology, geochemistry, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages, paleomagnetism and geodynamic implications. **The central Atlantic magmatic province: insights from fragments of Pangea**, p. 91-128, 2003.

"Petrologica database of Ocean Floor- Acessado pela última vez em 09 de junho de 2016

FAIRHEAD, J. D.; BINKS, R. M. Differential opening of the Central and South Atlantic Oceans and the opening of the West African rift system. **Tectonophysics**, v. 187, n. 1-3, p. 191-203, 1991.

FOX, Paul J.; GRINDLAY, N. R.; MACDONALD, K. C. The Mid-Atlantic Ridge (31 S–34 30' S): Temporal and spatial variations of accretionary processes. **Marine Geophysical Researches**, v. 13, n. 1, p. 1-20, 1991.

FOX, Paul J.; GALLO, David G. A tectonic model for ridge-transform-ridge plate boundaries: Implications for the structure of oceanic lithosphere. **Tectonophysics**, v. 104, n. 3-4, p. 205-242, 1984.

GAMBOA, Luiz Antonio Pierantoni; RABINOWITZ, Philip D. The Rio Grande fracture zone in the western South Atlantic and its tectonic implications. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 52, n. 2, p. 410-418, 1981.

GORINI, Marcus Aguiar; BRYAN, G. M. The tectonic fabric of the equatorial Atlantic and adjoining continental margins; Gulf of Guinea to northeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciencias (Brazil)**, 1976.

GRINDLAY, N. R.; FOX, P. J.; MACDONALD, K. C. Second-order ridge axis discontinuities in the south Atlantic: Morphology, structure, and evolution. **Marine Geophysical Researches**, v. 13, n. 1, p. 21-49, 1991.

GRINDLAY, N. R.; FOX, P. J.; VOGT, P. R. Morphology and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge (25°–27° 30' S) from Sea Beam and magnetic data. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 97, n. B5, p. 6983-7010, 1992.

GROVE, T. Ln; BRYAN, W. B. Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low pressure: an experimental study. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 84, n. 4, p. 293-309, 1983.

JACKSON, Martin PA; CRAMEZ, Carlos; FONCK, Jean-Michel. Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks. **Marine and Petroleum Geology**, v. 17, n. 4, p. 477-498, 2000.

HEEZEN, Bruce C.; THARP, Marie; EWING, Maurice. The floors of the oceans I. The North Atlantic. **Geological Society of America Special Papers**, v. 65, p. 1-126, 1959.

KUO, Ban-Yuan; FORSYTH, Donald W. Gravity anomalies of the ridge-transform system in the South Atlantic between 31 and 34.5 S: Upwelling centers and variations in crustal thickness. **Marine Geophysical Researches**, v. 10, n. 3-4, p. 205-232, 1988.

LE PICHON, Xavier; FOX, Paul J. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the North Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 76, n. 26, p. 6294-6308, 1971.

LIN, Jian; MORGAN, J. Phipps. The spreading rate dependence of three-dimensional mid-ocean ridge gravity structure. **Geophys. Res. Lett**, v. 19, n. 1, p. 13-16, 1992.

LIN, John et al. Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic Ridge. **Nature**, v. 344, n. 6267, p. 627-632, 1990.

MACDONALD, K. C. et al. Mid-ocean ridge tectonics, volcanism and geomorphology. **Encyclopedia of Ocean Sciences**, p. 1798-1813, 2001.

MACDONALD, Ken C. et al. The East Pacific Rise and its flanks 8–18 N: History of segmentation, propagation and spreading direction based on SeaMARC II and Sea Beam studies. **Marine Geophysical Researches**, v. 14, n. 4, p. 299-344, 1992.

MACDONALD, Ken S.; SCHEIRER, Daniel S.; CARBOTTE, Suzanne M. Mid-ocean ridges: Discontinuities, segments and giant cracks. **Science**, v. 253, n. 5023, p. 986, 1991.

MACDONALD, Ken C. et al. A new view of the mid-ocean ridge from the behaviour of ridge-axis discontinuities. **Nature**, v. 335, n. 6187, p. 217-225, 1988.

MACDONALD, Ken C. Mid-ocean ridges: Fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 10, n. 1, p. 155-190, 1982.

MARZOLI, Andrea et al. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. **Science**, v. 284, n. 5414, p. 616-618, 1999.

MCDONOUGH, William F.; SUN, S.-S. The composition of the Earth. **Chemical geology**, v. 120, n. 3-4, p. 223-253, 1995.

MCKENZIE, Dan; BOWIN, Carl. The relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 81, n. 11, p. 1903-1915, 1976.

MENARD, H. W. Sea floor spreading, topography, and the second layer. **Science**, v. 157, n. 3791, p. 923-924, 1967

MINSTER, Bernard et al. Numerical modelling of instantaneous plate tectonics. **Geophysical Journal International**, v. 35, n. 1-3, p. 351-352, 1973.

MOTOKI, Kenji Freire et al. Exumação do manto na cadeia peridotítica de São Pedro e São Paulo, Oceano Atlântico Equatorial: Protursão de serpentina, megamullion ou compressão tectônica?. In: **13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 26–29 August 2013**. Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society, p. 1807-1812, 2013

MÜLLER, R. Dietmar et al. Digital isochrons of the world's ocean floor. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 102, n. B2, p. 3211-3214, 1997.

MÜLLER, R. Dietmar et al. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 9, n. 4, 2008.

NGDC (**National Geophysical Data Center**). Disponível em: .Acesso em: 15 nov. 2016

NETO, J. A. B.; PONZI, Vera Regina Abelin; SICHEL, Susanna Eleonora. Introdução à geologia marinha. **Editora Interciência**, p. 279, 2004.

PACCA, I. G.; MCREATH, I. A. A Composição e o Calor da Terra. **Decifrando a Terra. São Paulo: Oficina de Textos**, p. 83-96, 2000.

PALMA, Jorge Jesus Cunha. **Morfotectônica e gravimetria da falha transformante de Ascensão e crista da Cordilheira Mesoatlântica de 6 GRAUS'20'S a 10 GRAUS'05'S**. 1998. Tese de Doutorado.

PARSONS, Barry; SCLATER, John G. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. **Journal of geophysical research**, v. 82, n. 5, p. 803-827, 1977.

PERFIT, M. R. Mid-ocean ridge geochemistry and petrology. **Encyclopedia of Ocean Sciences**, v. 3, p. 1778-1788, 2001.

PINDELL, James L. et al. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. **Tectonophysics**, v. 155, n. 1-4, p. 121-138, 1988.

ROEDER, P. L.; EMSLIE, RFl. Olivine-liquid equilibrium. **Contributions to mineralogy and petrology**, v. 29, n. 4, p. 275-289, 1970.

QUEIROGA, Gláucia Nascimento et al. Síntese sobre ofiolitos: evolução dos conceitos. 2012.

SCHILLING, Jean-Guy. Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridges. **Nature**, v. 352, p. 397-403, 1991.

SCHILLING, J. G. et al. Hotspot-migrating ridge interaction in the South Atlantic. **Nature**, v. 313, p. 187-191, 1985.

SCHILLING, J. G. et al. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29 degrees N to 73 degrees N. **American Journal of Science**, v. 283, n. 6, p. 510-586, 1983.

SCHILLING, J.-G. Iceland mantle plume: geochemical study of Reykjanes Ridge. **Nature**, v. 242, p. 565-571, 1973.

SICHEL, Susanna Eleonora. **Petrology and geochemistry of South Atlantic Ridge basalts and geochemical variations along the Cameroon Line**. 1990. Tese de Doutorado. University of Rhode Island.

SICHEL, Susanna Eleonora et al. Geophysical and geochemical evidence for cold upper mantle beneath the Equatorial Atlantic Ocean. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 26, n. 1, p. 69-86, 2008.

SMITH, Deborah K.; CANN, Johnson R. Hundreds of Small Volcanoes on the Median Valley Floor of the Mid-Atlantic Ridge at 24-30 (Degrees) N. **Nature**, v. 348, n. 6297, p. 152, 1990.

SMITH, Walter HF; SANDWELL, David T. Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B11, p. 21803-21824, 1994.

SOARES JÚNIOR, Adilson Viana et al. Evolução do rifteamento e paleogeografia da margem Atlântica Equatorial do Brasil: Triássico ao Holoceno. **Geociências**, p. 669-692, 2011.

STANTON, Natasha; MELLO, Sidney LM; SICHEL, Susanna E. Morfoestrutura da Cordilheira Mesoceânica no Atlântico Sul entre 0°S e 50°S. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 24, n. 2, p. 231-241, 2006.

STANTON, Natasha. ‘. 2004. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal Fluminense.

TOPEX, Satellite Geodesy. Acessado pela última vez em: 02/12/2015

WILSON, J. Tuzo. A new class of faults and their bearing on continental drift. **Nature**, v. 207, p. 343-347, 1965.

WILSON, B. Marjorie. **Igneous petrogenesis a global tectonic approach**. Springer Science & Business Media, 2007.

WINTER, John D. **An introduction to igneous and metamorphic petrology**. New York: Prentice Hall, 2010.

9. Anexos

9.1 Anexo 1 – Fotomicrografias das lâminas

Foram realizadas fotomicrografias sob luz polarizada de algumas amostras afim de maior entendimento da geoquímica.



Figura 64- Fotomicrografia em luz polarizada, amostra EN61 25, matriz vítrea muito escura e fenocristais de plagioclásio com microinclusões sólidas e fluídas, NC, 25X

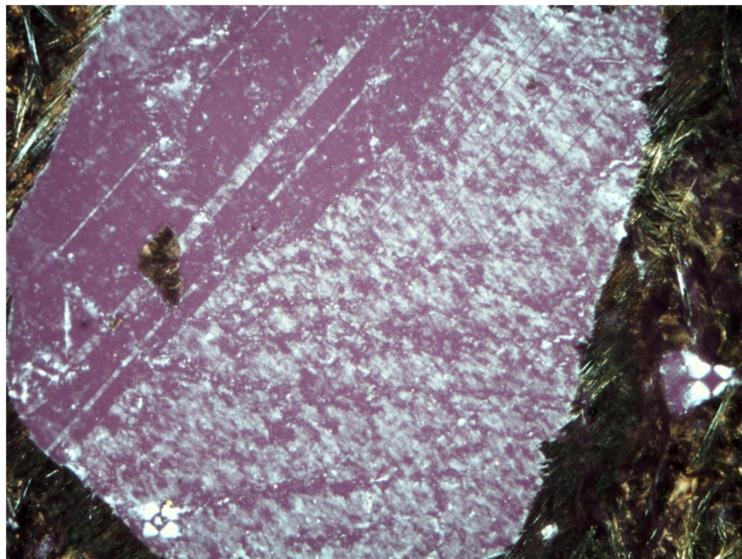


Figura 65- Fotomicrografia em luz polarizada, amostra EN61 22 fenocristal de plagioclásio geminado carlsbad, com esferulito de vidro em matriz vítrea, NC, 50X.

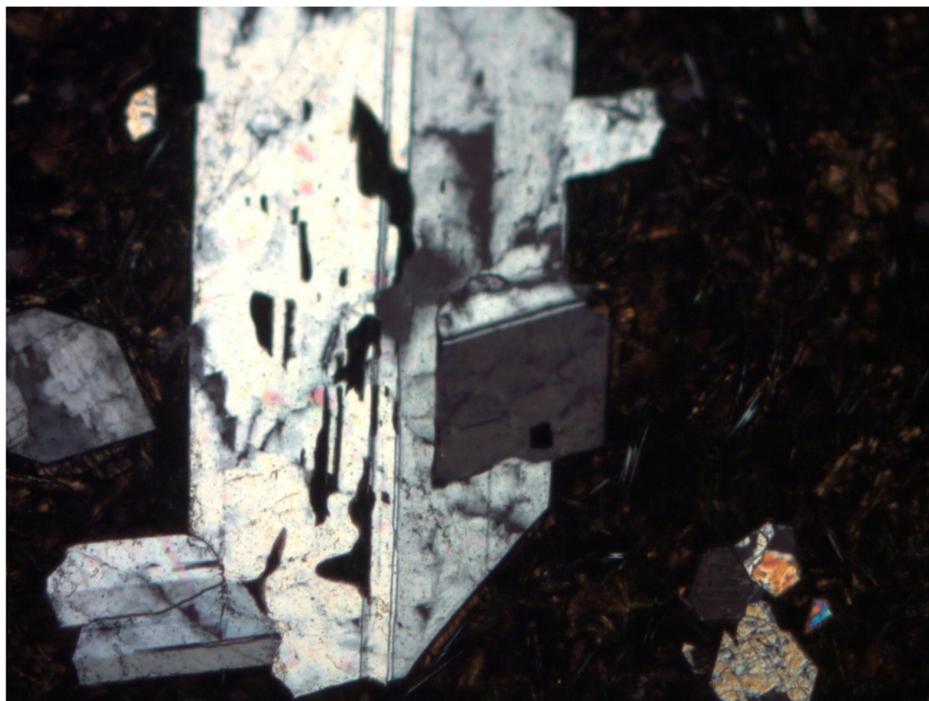


Figura 66- Fotomicrografia em luz polarizada, amostra EN061 23 6, destaque para o fenocristal de plagioclásio, com microinclusões sólidas de mineral opaco, NC, 50X..

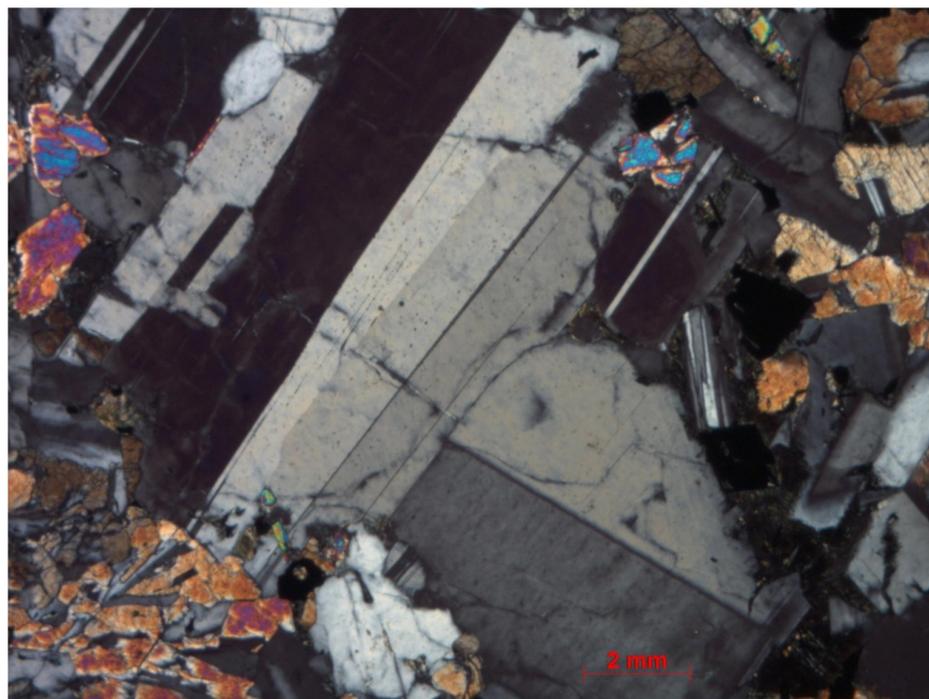


Figura 67- Fotomicrografia em luz polarizada, amostra EN61-23, fenocristais de plagioclásio com geminação carlsbad, com microinclusões sólidas.

9.2 Anexo 2- Tabelas com características batimétricas e químicas das amostras.

Amostra	Latitude (°S)	Temperatura Média de Erupção (olivina) °C	Profundidade (M)
EN61-1	1,41	1174	-2721,41
EN61- 2	2,24	1184	-3424,06
EN61-3	3,43	1179	-3256,87
EN61-4	4,27	1167	-2395,44
EN61-5	5,19	1182	-3761,85
EN61-6	6,31	1184	-3435,39
EN61-7	7,51	1155	-4376,95
EN61-8	8,01	1165	-3549,29
EN61-9*	8,62	Sem Temp	-2476,7
EN61-10*	9,11	Sem Temp	-2244,58
EN61-11	9,62	1125	-1783,89
EN61-12	9,93	1126	-2230,70
EN61-13	10,55	1173	-2234,56
EN61-14	11,05	1182	-3490,94
EN61-15	12,03	1179	-2822,59
EN61-16	12,68	1173	-3457,87
EN61-17	14,66	1157	-2791,92
EN61-18	15,46	1121	-2870,45
EN61-19	16,82	1161	-3890,91
EN61-20	17,33	1156	-3208,21
EN61-21	17,88	1169	-3325,16
EN61-22	18,38	1167	-3681,21
EN61-23	18,98	1166	-2959,54
EN61-25	20,31	1155	-3137,93
EN63-1	20,79	1172	-3832,76
63-2A	21,5	1168	-3607,75
63-2B	21,5	1144	-3607,75
EN63-3	22,96	1105	-4013,87
EN63-5	23	1159	-3907,00
63-7/1	23,49	1150	-3572,95
63-7/2	23,49	1170	-3572,95
EN63-8	24,01	1169	-3469,72
EN63-9	24,52	1181	-3444,69
EN63-10	24,95	1172	-3022,26
EN63-11	25,39	1166	-2743,64
EN63-12	26	Sem Temp	2848,90
EN63-13/1	26,51	1198	-3985,65
EN63-13/2	26,51	1153	-3985,65
EN63-14	26,99	1155	-3525,70
EN63-15	27,56	1145	-3677,98
EN63-16	28,01	1170	-3560,73
EN63-17	28,54	1157	-2811,34
EN63-18	28,91	1155	-3300,54
EN63-19	28,96	Sem Temp	3611,01
EN63-20	29,48	1161	-3125,23
EN63-21	30,02	1153	-3414,65
EN63-22	30,5	1152	-3122,08
EN63-23	31,51	1143	-2866,35
EN63-24	30,98	1166	-3544,89

Tabela 4- Amostras e características morfológicas e temperatura das amostras

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	MgO	Mg#
En61-1A	50,34	1,21	16,13	9,97	0,18	11,74	2,4	0	0,36	9,01	63,05
En61-1B	47,45	1,12	18,25	13,33	0,14	8,56	3,46	0	0,18	6,35	47,35
En61-2A	49,85	1,2	16,7	9,27	0,21	11,67	2,67	0	0,11	8,79	64,16
En61-2B	49,24	1,63	15,94	9,37	0,16	11,68	3,04	0	0,14	8,28	62,52
En61-3	50,37	1,19	16,53	8,71	0,08	11,96	2,88	0,05	0,11	8,79	65,58
En61-4	50,07	1,3	15,92	9,41	0,15	12,32	2,61	0,07	0,12	8,61	63,34
En61-6	50,87	1,19	16,32	9,44	0,2	10,78	2,53	0,11	0,05	8,84	63,87
En61-7	51,49	1,63	14,84	10,43	0,14	10,55	2,45	0,29	0,18	7,81	58,57
En61-8	50,99	2	14,62	11,71	0,19	10,43	2,21	0,31	0,23	7,8	60,45
En61-11	51,82	2,32	14,98	11,09	0,25	9,53	2,77	0,5	0,24	6,04	50,7
En61-14	50,07	0,79	16,05	8,95	0,18	12,7	2,12	0,05	0,09	8,89	65,22
En61-15	Sem essa análise química										
En61-16	49,82	1,41	16,72	9,24	0,18	11,09	2,78	0,11	0,2	8,53	63,54
En61-18	49,82	1,86	17,85	8,58	0,25	10,69	3,39	1,11	0,7	6,59	59,19
EN61-19	49,91	1,32	15,78	10,08	0,16	11,07	2,27	0,12	0,13	9	62,77
En61-21	50,14	1,39	15,78	8,92	0,18	11,74	2,98	0,06	0,14	8,07	63,07
En61-22	50,79	1,4	15,36	9,07	0,16	12,44	2,82	0,11	0,24	8,23	63,14
En63-1	50,52	1,11	16,57	7,94	0,31	12,04	3,05	0,03	0,03	8	65,54
En63-2A	50,66	1,75	16,05	8,94	0,12	11,8	2,68	0,08	0,02	8,27	63,59
En63-2B	51,08	1,51	16,32	8,63	0,17	11,46	2,69	0,05	0,02	8,41	64,79
En63-3	51,47	1,72	15,52	9,55	0,13	10,85	3,09	0,03	0,12	7,99	61,23
En63-5	50,34	1,64	15,36	10,22	0,16	11,09	2,91	0,06	0,09	8,22	60,29
En63-7/1	51	1,46	16,42	8,48	0,04	11,32	3,04	0,06	0,09	8,46	65,32
En63-7/2	50,98	1,26	16,23	8,55	0	12	2,23	0,05	0,33	8,79	66
En68-8	50,7	1,25	16,07	8,16	0,21	12	2,9	0,07	0,07	8,32	65,81
En63-9	50,55	1,07	17,31	7,62	0,21	12,03	2,6	0,05	0	9,21	69,53
En63-13	49,94	1,22	17	8,18	0,19	11,59	2,77	0,08	0,04	9,93	69,62
En63-14	51,68	1,46	15,08	9,31	0,21	11,57	2,9	0,07	0,06	8,03	61,95
En63-15	51,87	1,22	15,91	8,32	0,12	11,99	2,41	0,05	0	8,77	66,56
En63-16	50,97	1,22	15,97	8,34	0,14	11,73	2,46	0,07	0,03	8,9	66,83
En63-17	51,7	1,66	15,23	9,47	0,16	11,18	3,09	0,14	0,11	8,05	61,61
En63-18	50,77	1,55	15,45	9,5	0,1	11,69	3,04	0,09	0,13	7,9	61,09
En63-19	51,04	1,67	15,89	9,48	0,16	12,02	2,41	0,11	0,13	8,01	61,47

Tabela 5 – Concentrações do elementos maiores e traços das amostras

Amostras	La	Ce	Pr	N	Sm	Eu	Tb	Yb	Ho	Er	Yb	Lu
En61 01	12,49	15,95	18,10	19,39	20,20	0,05	19,50	19,35	19,05	18,75	17,33	17,15
En61 02	8,10	11,79	15,09	17,02	20,00	0,05	20,03	19,67	19,69	19,25	17,89	17,36
En61 03	7,76	11,16	13,69	15,14	17,84	0,06	18,78	18,86	18,46	18,31	16,89	16,59
En61 04	10,17	14,27	17,35	19,58	23,11	0,05	24,32	23,46	23,33	22,88	21,06	20,53
En61 05	11,60	14,14	16,06	17,59	20,88	0,05	23,30	23,66	23,86	23,69	22,24	21,87
En61 06	9,83	12,15	13,90	15,36	17,77	0,06	19,00	18,46	-	18,06	16,77	16,30
En61 07	31,14	30,62	30,60	30,48	29,12	0,04	26,95	24,92	24,47	23,63	21,86	21,46
En61 08	36,12	35,01	33,73	33,24	31,01	0,04	28,42	26,34	26,01	25,19	23,17	22,56
En61 09	33,71	33,62	33,73	33,85	30,74	0,04	24,04	21,99	20,48	18,81	16,52	15,93
En61 10	21,65	20,78	20,15	20,28	18,65	0,05	17,01	16,59	15,62	15,19	14,04	13,82
En61 11	53,67	51,32	46,55	44,20	36,96	0,03	27,17	24,88	23,11	21,63	19,07	18,46
En61 12	44,18	41,52	38,25	36,67	31,89	0,04	25,60	22,72	21,45	20,13	17,45	16,87
En61 13	9,45	10,39	12,39	13,26	14,93	0,07	16,32	16,46	16,70	16,44	15,47	15,12
En61 14	6,96	8,61	10,67	11,33	12,91	0,07	14,57	14,31	14,41	14,25	13,35	13,33
En61 15	10,55	12,45	13,36	13,59	14,12	0,07	13,91	13,86	13,26	13,00	12,17	11,99
En61 16	13,71	15,97	17,35	18,60	20,00	0,05	20,14	19,63	19,21	18,88	17,39	16,99
En61 17	17,47	20,70	22,20	23,39	24,86	0,04	24,54	23,74	23,63	23,06	21,30	20,85
En61 18	104,56	80,83	61,96	51,47	35,54	0,03	25,43	22,11	20,62	19,63	17,39	17,07
En61 19	19,28	21,14	22,09	22,98	24,19	0,05	23,80	22,97	22,84	22,44	20,62	20,08
En61 20	19,41	20,26	20,47	20,55	20,88	0,05	20,53	20,08	19,62	19,50	18,07	17,60
En61 22	15,06	17,52	19,18	20,22	21,96	0,05	22,27	21,87	21,63	21,31	19,94	19,23
En61 23	12,07	15,30	17,67	18,77	18,92	0,05	18,48	17,93	17,45	17,00	15,71	15,61
En61 25	13,67	18,87	22,74	25,62	28,24	0,04	27,92	27,76	28,33	27,81	26,02	25,24
En63 01	8,95	15,17	17,56	19,34	21,96	0,05	21,63	21,87	21,58	21,38	19,94	19,31
En63 02	7,09	12,54	14,01	15,51	17,57	0,05	18,23	18,13	17,62	17,19	15,84	15,69
En63 03	14,26	20,93	23,49	25,45	26,76	0,04	24,63	24,80	24,60	24,00	22,24	21,87
En63 05	9,20	16,67	20,47	22,36	23,99	0,04	25,57	25,20	25,20	24,25	22,55	22,80
En63 07	15,78	22,59	25,54	28,07	29,46	0,04	27,73	28,09	27,45	28,00	25,34	25,20
En63 08	9,49	14,40	15,84	16,89	18,31	0,05	18,03	17,36	16,92	16,94	15,22	15,04
En63 09	5,65	8,30	10,99	12,32	14,53	0,06	16,68	16,71	16,43	16,25	15,22	14,76
En63 10	16,58	23,38	27,37	30,04	31,55	0,04	30,17	30,28	30,15	29,38	27,27	26,34
En63 11	11,94	18,06	19,83	20,77	20,95	0,05	20,28	20,00	19,73	19,56	18,07	17,89
En63 12	8,48	12,32	15,95	16,65	18,18	0,06	18,42	18,82	18,53	17,56	16,40	16,02
En63 13	11,77	17,21	19,50	21,55	23,45	0,05	22,02	22,44	21,96	21,56	20,25	19,76
En63 16	11,27	16,30	17,89	19,28	20,61	0,05	20,25	20,41	20,26	19,88	18,14	18,05
En63 17	18,27	22,02	24,14	26,02	27,91	0,04	28,25	26,99	26,61	26,13	24,04	23,62
En63 19	16,67	21,71	25,32	27,64	29,73	0,04	28,25	28,25	28,48	27,94	25,53	25,04
En63 22	12,03	17,65	19,83	21,93	23,58	0,05	22,55	23,01	22,58	22,75	20,87	20,16
En63 23	19,20	23,72	24,89	26,11	26,49	0,04	23,52	23,66	23,39	23,00	21,18	20,98
En63 24	10,30	14,63	15,84	16,87	18,45	0,05	18,31	18,25	17,71	17,63	16,09	15,81

*** Todos os elementos estão normalizados pelos valores de condrito de McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995**

Tabela 6-Concentrações do Elementos Terras Raras Leves presentes nas amostras normalizadas pelos valores de condrito de McDonough (1995)