



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Oceanografia

Marcos Vinícius Moraes dos Santos

O papel das cadeias vulcânicas na compartimentação, magmatismo e sedimentação da margem Equatorial Brasileira

Rio de Janeiro

2021

Marcos Vinícius Moraes dos Santos

**O papel das cadeias vulcânicas na compartimentação, magmatismo e sedimentação da
margem Equatorial Brasileira**

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Oceanografia Geológica

Orientador: Prof. Dr. Antônio Tadeu dos Reis

Coorientador: Prof. Dr. Cleverson Guizan da Silva

Rio de Janeiro

2021

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

S237 Santos, Marcos Vinícius Moraes dos.
O papel das cadeias vulcânicas na compartimentação, magmatismo e sedimentação da margem Equatorial Brasileira / Marcos Vinícius Moraes dos Santos. – 2021.
177f.: il.

Orientador: Antônio Tadeu dos Reis.
Coorientador: Cleverson Guizan da Silva;
Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Oceanografia.

1. Topografia submarina – Brasil – Teses. 2. Vulcanismo – Brasil - Teses. 3. Plataforma continental – Brasil – Teses. 4. Sedimentação e depósitos – Brasil – Teses. 5. Magmatismo – Brasil – Teses. I. Reis, Antônio Tadeu dos. II. Silva, Cleverson Guizan da. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Oceanografia. IV. Título.

CDU 551.462:551.214(81)

Bibliotecária responsável: Taciane Ferreira da Silva / CRB-7: 6337

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Marcos Vinícius Moraes dos Santos

**O papel das cadeias vulcânicas na compartimentação, magmatismo e sedimentação da
margem Equatorial Brasileira**

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção
do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em
Oceanografia, da Universidade do Estado do Rio de
Janeiro. Área de concentração: Oceanografia Geológica

Aprovada em 26 de Março de 2021.

Orientador: Prof. Dr. Antônio Tadeu dos Reis

Faculdade de Oceanografia – UERJ

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Cleverson Guizan da Silva
Universidade Federal Fluminense

Prof.^a Dra. Josefa Varela Guerra
Faculdade de Oceanografia – UERJ

Prof.^a Dra. Natasha Santos Gomes Stanton
Faculdade de Oceanografia – UERJ

Prof. Dr. André Luiz Ferrari
Universidade Federal Fluminense

Prof.^a Dra. Roberta Mary Vidotti
Universidade de Brasília

Rio de Janeiro

2021

A cada jovem sem oportunidades: que essa tese mostre que é possível.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi parcialmente realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Agradeço à cessão dos dados utilizados nessa tese pelo projeto LEPLAC (Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira), obtidos através do BNDO (Banco Nacional de Dados Oceanográficos) da Marinha do Brasil.

Aos colegas de trabalho Ana Angélica Alberoni, pela revisão e dicas, Lorena Sampaio, com a resolução de inúmeras dúvidas, Rafael Leão, com discussões e a Luiz Torres, pelo apoio.

Agradeço ainda aos queridos professores: Márcia Maia, pela paciência, incentivo e por um olhar mais amplo para este trabalho; à Cleverson Guizan pela orientação, conselhos e revisões e à Tadeu dos Reis, também pela orientação e incentivo.

Agradeço a Marcus Aguiar Gorini, professor, chefe e colega de trabalho, exemplo de entusiasmo e paixão à geologia e à profissão, pelas conversas, motivação e dicas valiosíssimas.

Agradeço aos meus pais, Elisabete e Bartolomeu, pelo amor, esforço e por me mostrarem que a educação é prioridade e que através dela eu poderia trilhar meu caminho.

Aos meus sogros, Gilson e Jane, pelo suporte durante este período e o carinho sempre.

Por fim, por acreditar em mim mesmo quando eu já não acreditava, por me dar forças quando quis desistir, por me acompanhar em todos os altos e baixos, por dar um sentido ao meu esforço e à minha caminhada, agradeço de todo coração à minha amiga, companheira e esposa amada Carol. Sem sombras de dúvidas esse trabalho não existiria sem ti.

A enorme e triangular ilha de *Trinacris* (Sicília) jaz empilhada sobre o corpo do gigante Tifão (...). Frequentemente, ele se esforça para se levantar novamente, mas ao levantar sua mão direita (*Pelorus*) ou a sua esquerda (*Pachynum*), *Lilybaeum* esmaga suas pernas e Etna pesa em sua cabeça, e então, com o rosto voltado para cima, vomita cinzas e chamas pela sua feroz garganta. Frequentemente, restringe sua força para lançar o peso da terra de lado, para rolar para longe da cordilheira e das cidades populosas. Então a terra estremece e até mesmo *Rex Silentum* (o rei que governa a terra do silêncio – Hades) estremece com medo de que o solo em fendas se abra e o dia flua para baixo e aterrorize os trêmulos *Umbræ* (Sombras).

Adaptado e traduzido de Metamorphoses, ano 8 d.C., escrito por Ovídio (disponível em Metamorphoses: A new translation by A.D. Melville, 2009)

RESUMO

SANTOS, Marcos Vinicius Moraes dos. *O papel das cadeias vulcânicas na compartimentação, magmatismo e sedimentação da margem Equatorial Brasileira*. 2021. 177 f. Tese (Doutorado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

A Cadeia Norte Brasileira (CNB) e a Cadeia Fernando de Noronha (CFN) são feições vulcânicas que se estendem entre as bacias de Barreirinhas e Potiguar, principalmente ao longo da porção mais profunda. Mesmo que constituam feições imponentes e imponham notável fator de controle na compartimentação e arquitetura sedimentar da Margem Equatorial Brasileira, diversos fatores permanecem desconhecidos, como a origem do vulcanismo e sua interação com a deposição sedimentar. Para tal, por meio da análise de dados sísmicos e batimétricos oriundos do Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC), o presente estudo visa analisar indícios sobre a origem dessas cadeias e como afetaram a margem ao longo da história geológica. Com isso, revelam-se informações inéditas sobre a margem equatorial brasileira e bacia oceânica adjacente. A morfologia da margem indica como as cadeias funcionam segmentando a margem, impondo distintos padrões batimétricos entre suas porções, o que indica, juntamente com os mapas de topo do embasamento e de isópacas sedimentares, que as cadeias constituem pedestais, ao menos relativamente, contínuos em subsuperfície. Além disso, foram identificados corpos vulcânicos, associados às cadeias, datados com base nos horizontes cronoestratigráficos, os quais indicam que ambas as cadeias apresentam uma origem comum e uma evolução gradual, com idades decrescentes de oeste da CNB a leste da CFN, a uma taxa e trajeto compatível com o estimado para a placa Sul-Americana. Tais características, além da correlação espacial de estruturas do embasamento a supostas estruturas pré-existentes às cadeias, nos levam a propor que a hipótese mais aceita para a origem e evolução da CNB e da CFN seja a ocorrência de uma pluma mantélica, que gerou magmatismo que se aproveitou de estruturas litosféricas profundas pré-existentes: a zona de fratura de São Paulo e de Romanche (segmentos norte e sul da CNB), a Zona de Fratura de Chain (CFN), e um *ridge-jump* (segmento central da CNB).

Palavras-chave: Vulcanoestratigrafia. Evolução de montes submarinos. Compartimentação estrutural. Zonas de fratura oceânica. Plumas mantélicas.

ABSTRACT

SANTOS, Marcos Vinicius Moraes dos. *The role of volcanic ridges in the compartmentalization, magmatism and sedimentation of the Brazilian Equatorial margin*. 2021. 177 f. Tese (Doutorado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

The North Brazilian Ridge (NBR) and the Fernando de Noronha Ridge (FNR) are volcanic features that extend between the Barreirinhas and Potiguar basins, mainly along its deepest portion. Even though they constitute significant features and impose a notable control factor in the compartmentalization and sedimentary architecture of the Brazilian Equatorial Margin, several factors remain unknown, such as the origin of the volcanism and its interaction with marine sedimentation. For this, through the analysis of seismic and bathymetric data from the LEPLAC project (Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira), this current study aims to analyze evidence about the origin of these submarine ridges and how they affected the margin throughout its geological history. The morphology of the margin indicates how the ridges segment the margin, imposing distinct bathymetric patterns, which indicates, together with the maps of basement top and sedimentary isopachs, that the ridges, even though presenting morphological expression of isolated seamounts, are constituted by, at least relatively, a continuous pedestal/barrier in subsurface. In addition, volcanic bodies, associated laterally with the ridges have been identified and dated based on chronostratigraphic horizons, indicate that both ridges show a common and gradual evolution, with decreasing ages from west of NBR to east of FNR, at an average rate and a offset compatible with the estimated by the South American plate. Such characteristics, in addition to the spatial correlation with basement structures and probable pre-existing structures associated with the ridges, lead us to propose that the most accepted hypothesis for the origin and evolution of NBR and FNR is the presence of a mantle plume, which generated the magmatism, that then used of pre-existing structures: the fracture zone of São Paulo and Romanche (northern and southern segments of the NBR), the Chain Fracture Zone (FNR), and a ridge-jump (central segment of the CNB), deep listospheric structures.

Keywords: Vulcanoestratigraphy. Evolution of seamounts. Structural compartmentation. Fracture zones. Mantle plumes.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa batimétrico do Oceano Atlântico Equatorial e da área de estudo.....	18
Figura 2 –	Acervo de dados batimétricos utilizados para confecção do Modelo Digital de Terreno (MDT) desenvolvido pelo projeto LEPLAC / DHN.....	21
Figura 3 –	Mapa de localização dos perfis sísmicos utilizados neste estudo.....	22
Figura 4 –	Dados geofísicos utilizados por Cruz (2018) e os dados utilizados por este trabalho.....	23
Figura 5 –	Relação entre o polígono e a área de um monte submarino e uma circunferência.....	25
Figura 6 –	Metodologia para mapeamento da dimensão do monte submarino, representado em perfil e em planta.....	26
Figura 7 –	Esquema de uma margem transformante.....	29
Figura 8 –	Estágios evolutivos de uma margem transformante.....	31
Figura 9 –	Perfis topográficas transversais de zonas de fraturas.....	34
Figura 10 –	<i>Cross-section</i> exibindo as fontes das LIPS e hot spots e a subducção litosférica.....	37
Figura 11 –	Configurações esquemáticas das LIPs.....	37
Figura 12 –	Esquema de uma margem vulcânica.....	40
Figura 13 –	Exemplos sísmicos de sills.....	42
Figura 14 –	Perfil sísmico e dados de poços (raios gama) intersectando depósito vulcânica.....	43
Figura 15 –	Exemplo de interação entre eventos vulcânicos e fácies sísmicas adjacentes.	43
Figura 16 –	Iteração entre hotspot, eixo de espalhamento e montes submarinos.....	49
Figura 17 –	Relação entre a forma, altura e a evolução dos montes submarinos.....	50
Figura 18 –	Formação de novos montes submarinos por meio de diversos eventos vulcânicos.....	51
Figura 19 –	Modelo simplificado de crescimento de montes submarinos e calhas associadas.....	52

Figura 20 – Perfis geológicos mostrando a diversidade entre a relação montes submarinos, arcos, calhas e estruturas subcrustais.....	53
Figura 21 – Perfil estratigráfico sintético de uma calha (fosso) associado à uma cadeia vulcânica e seus estágios de evolução sedimentar.....	54
Figura 22 – Mapas paleogeográficos das fases de abertura do Atlântico Central.....	58
Figura 23 – Distribuição das Províncias Ígneas, super províncias e plumas mantélicas no Gondwana, segundo Segev (2010).....	62
Figura 24 – Distribuição geográfica do CAMP.....	63
Figura 25 – Modelo de formação de uma litosfera enriquecida por meio de uma placa litosférica continental subductada.....	64
Figura 26 – Magmatismo da margem continental brasileira (Campos et al., 1974).....	65
Figura 27 – Principais corpo magmáticos onshore e offshore da margem nordeste brasileira e seta indicando suposta movimentação da placa Sul americana, durante o Cenozóico, sobre o inferido hotspot de Fernando de Noronha.....	65
Figura 28 – Estrutura sísmica de elevações do Atlântico Central e Equatorial (Jones et al., 2015).....	66
Figura 29 – Configuração estrutural das bacias marginais brasileiras e lineamentos continentais.....	68
Figura 30 – Limites crustais da margem equatorial brasileira segundo diversos autores...	69
Figura 31 – Carta estratigráfica das bacias sedimentares costeiras da margem Equatorial Brasileira.....	70
Figura 32 – Distribuição de amostras dragadas na Zona de Fratura de Romanche.....	73
Figura 33 – Mapa fisiográfico da Cadeia Norte Brasileira e região adjacente.....	76
Figura 34 – Mapa de localização e exemplos dos perfis sísmicos estudados por Hayes & Ewing (1970).....	77
Figura 35 – Mapa fisiográfico do Atlântico Equatorial, por Damuth (1975).....	77
Figura 36 – Mapa de localização e perfis sísmicos de refração utilizados por Houtz (1977).....	78
Figura 37 – Testemunho coletado sobre a CNB (Hayes e Ewing, 1970).....	79
Figura 38 – Reconstrução Paleogeográfica para 80 Ma (Le Pichon e Hayes, 1971) e 84	

	Ma (Moulin et al., 2010).....	83
Figura 39 –	Cadeia Fernando de Noronha, com detalhe para o Arquipélago Fernando de Noronha (modificado de Almeida, 2006).....	86
Figura 40 –	Mapa do nordeste brasileiro mostrando as datações (em Ma) dos fluxos de lavas Cenozóicos e rochas intrusivas, em amostras datadas pelo autor (40Ar/39Ar) e por outros autores, com idades envolvidas em caixas (Guimarães et al., 2020).....	87
Figura 41 –	Domínios morfológicos da Margem Equatorial Brasileira e região adjacente	90
Figura 42 –	Mapa de gradiente morfológico da área de estudo (em graus).....	91
Figura 43 –	Orientações da linha de costa da área de estudo.....	92
Figura 44 –	Domínio Morfológico do Cone do Amazonas.....	94
Figura 45 –	Domínio Morfológico do Platô Norte Brasileiro.....	95
Figura 46 –	Domínio Morfológico Fernando de Noronha e Platô do Rio Grande do Norte.....	95
Figura 47 –	Modelo 3D da morfologia da Margem Equatorial Brasileira.....	98
Figura 48 –	Mapa com intervalos de alturas dos montes submarinos da Margem Equatorial.....	100
Figura 49 –	Mapa com intervalos de relevos relativos dos montes submarinos da Margem Equatorial.....	100
Figura 50 –	Perfis batimétricos da Cadeia Fernando de Noronha e na Cadeia Norte Brasileira.....	101
Figura 51 –	Mapa intervalar da área dos montes submarinos da Margem Equatorial.....	102
Figura 52 –	Mapa intervalar do perímetro dos montes submarinos da Margem Equatorial.....	103
Figura 53 –	Mapa de volume intervalar de montes submarinos da Margem Equatorial Brasileira.....	104
Figura 54 –	Grau de circularidade dos montes submarinos que compõem a Margem Equatorial Brasileira.....	105
Figura 55 –	Razão entre raio/altura dos montes submarinos que compõem a Margem Equatorial Brasileira.....	106

Figura 56 – Mapa de distribuição de números de picos dos montes submarinos da Margem Equatorial Brasileira.....	107
Figura 57 – Mapa de orientação dos montes submarinos da Margem Equatorial Brasileira.....	108
Figura 58 – Mapa de profundidade do embasamento, em tempo duplo de reflexão (two-way travel time - twtt).....	110
Figura 59 – Modelos 3D do topo do embasamento acústico (s -twtt).....	112
Figura 60 – Mapa de espessura sedimentar, em tempo (s - twtt), confeccionado com base na interpretação de perfis sísmicos.....	114
Figura 61 – Exemplo de seção sísmica mapeada com horizontes sísmicos utilizados.....	115
Figura 62 – Perfis esquemáticos dos horizontes cronoestratigráficos da margem equatorial brasileira nos distintos compartimentos estruturais mapeados através de perfis sísmicos.....	116
Figura 63 – Mapa de espessuras sedimentares anteriores a 66,0 Ma.....	118
Figura 64 – Mapas de espessuras sedimentares depositadas entre 66,0 e 38,0 Ma.....	119
Figura 65 – Mapas de espessuras sedimentares depositadas entre 38,0 e 14,9 Ma.....	119
Figura 66 – Mapa de espessuras sedimentares depositadas entre 14,9 e 5,5 Ma.....	120
Figura 67 – Mapa de espessuras sedimentares depositadas entre 5,5 e 2,0 Ma.....	120
Figura 68 – Mapa sedimentar depositada após os 2,0 Ma.....	121
Figura 69 – Exemplos de MTDs da área de estudo.....	123
Figura 70 – Mapa de ocorrência dos MTDs ao longo da margem.....	124
Figura 71 – MTDs depositados durante o intervalo de 66,0 a 38,0 Ma.....	125
Figura 72 – MTDs depositados durante o intervalo de 38,0 a 14,9 Ma.....	126
Figura 73 – MTDs depositados durante o intervalo de 14,9 a 5,5 Ma.....	126
Figura 74 – MTDs depositados durante o intervalo de 5,5 a 2,0 Ma.....	127
Figura 75 – MTDs depositados posteriormente à 2,0 Ma.....	127
Figura 76 – MTDs com origem associada às cadeias e montes submarinos.....	128
Figura 77 – Exemplo de perfil sísmico e sequência magmática associada.....	131
Figura 78 – Exemplo de perfil sísmico e sequência magmática associada.....	132
Figura 79 – Exemplo de perfil sísmico e sequência magmática associada.....	133

Figura 80 – Exemplo de corpos vulcânicos transparentes da margem Equatorial.....	134
Figura 81 – Exemplo de corpos vulcânicos com refletores internos na margem Equatorial.....	135
Figura 82 – Exemplo de sucessivos corpos vulcânicos intercalados com sedimentos na Margem Equatorial.....	136
Figura 83 – Mapa de ocorrência dos eventos vulcânicos.....	137
Figura 84 – Mapa de espessura magmática total (s twtt) da área de estudo.....	139
Figura 85 – Mapa de espessura magmática depositada anteriormente a 66,0 Ma.....	139
Figura 86 – Mapa de espessura magmática depositada entre 66,0 e 38,0 Ma da área de estudo.....	140
Figura 87 – Mapa de espessura magmática depositada entre 38,0 a 14,9 Ma da área de estudo.....	140
Figura 88 – Mapa de espessura magmática depositada entre 14,9 a 5,5 Ma da área de estudo.....	141
Figura 89 – Mapa de espessura magmática depositada entre 5,5 a 2,0 Ma da área de estudo.....	141
Figura 90 – Mapa de espessura magmática depositada após os 2,0 Ma da área de estudo..	142
Figura 91 – Mapa de ocorrência dos eventos vulcânicos.....	142
Figura 92 – Cunha sedimentar em crescimento associada à CNB.....	144
Figura 93 – Padrão sísmico de subsidência, magmatismo e MTDs.....	145
Figura 94 – Expressão sísmica do Canal Oceânico Meso Equatorial.....	150
Figura 95 – Mapa de espessura sedimentar pé 38 Ma.....	152
Figura 96 – Correlação entre montes submarinos, magmatismo e compartimentação da margem Equatorial Brasileira.....	153
Figura 97 – Mapa estrutural da Margem Equatorial brasileiro, mapeado por meio de dados sísmicos e gravimétricos, conforme mapa da Figura 98.....	154
Figura 98 – Mapa gravimétrico ar-livre da porção sul americana do Atlântico Equatorial	155
Figura 99 – Correlação entre os derrames vulcânicos identificados neste estudo, juntamente com idades de rochas vulcânicas descritas na literatura.....	157
Figura 100– Magmatismo mapeado e estimativas de trajeto do hotspot Fernando de	

	Noronha, utilizando diferentes modelos de movimentação de placas.....	158
Figura 101–	Modelo evolutivo da interação entre uma pluma mantélica e as fraturas pré-existentes.....	161
Figura 102–	Esquema de rotação de placas litosféricas na margem Equatorial Brasileira..	162
Figura 103–	Hipótese de magmatismo gerado pela sedimentação anômala entre as distintas porções de cadeias submarinas.....	164

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Características sísmicas das principais unidades vulcânicas.....	41
Tabela 2 –	Características sísmicas dos corpos magmáticos analisados.....	130

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	17
1	OBJETIVOS	19
2	BASE DE DADOS E METODOLOGIA	20
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	27
3.1	Margens Transformantes	27
3.1.1	<u>Zonas de Fratura e Cadeias Transversais</u>	32
3.2	Origem e evolução de eventos magmáticos	34
3.2.1	<u>Magmatismo em zonas de fratura</u>	38
3.2.2	<u>Assinatura geofísica de eventos magmáticos</u>	39
3.3	Montes e Cadeias Submarinas	44
4	GEOLOGIA REGIONAL	55
4.1	Geodinâmica	55
4.1.1	<u>Magmatismo do Atlântico Equatorial e região onshore</u>	59
4.2	Configuração tectônica e estrutural da margem Equatorial Brasileira	66
4.2.1	<u>Zonas de fratura equatoriais</u>	70
4.3	A Cadeia Norte Brasileira	74
4.3.1	<u>Origem da Cadeia Norte Brasileira</u>	80
4.4	A Cadeia Fernando de Noronha	84
4.4.1	<u>Origem da Cadeia Fernando de Noronha</u>	87
5	RESULTADOS	90
5.1	Aspectos morfológicos da margem	90
5.1.1	<u>Região de Plataforma Continental</u>	91
5.1.2	<u>Domínio de sedimentação continental</u>	92
5.1.3	<u>Planície Abissal</u>	96
5.1.4	<u>Domínio Morfológico de Zonas de Fratura e Cordilheira Meso Atlântica</u>	96
5.2	Morfologia das cadeias e montes submarinos	96
5.2.1	<u>Profundidade do topo e altura relativa dos montes submarinos</u>	98
5.2.2	<u>Perímetro, Área e Volume Aflorante</u>	102

5.2.3	<u>Grau de Circularidade</u>	104
5.2.4	<u>Razão entre raio e altura</u>	105
5.2.5	<u>Número de Picos</u>	106
5.2.6	<u>Orientação</u>	107
5.2.7	<u>Correlação entre as variáveis morfológicas</u>	108
5.3	Interpretação Sísmica	109
5.3.1	<u>Embasamento</u>	109
5.3.2	<u>Preenchimento Sedimentar</u>	113
5.3.2.1	Espessura Sedimentar.....	113
5.3.2.2	Intervalos Cronoestratigráficos.....	114
5.3.2.3	Mapeamento de depósitos de transporte de massa.....	121
5.3.3	<u>Magmatismo e Vulcanoestratigrafia</u>	129
5.3.4	<u>Subsidência</u>	143
6	DISCUSSÃO	146
	CONCLUSÃO	165
	REFERÊNCIAS	167

INTRODUÇÃO

A Margem Equatorial Brasileira é caracterizada por notáveis feições morfológicas e estruturais, tais como o Leque Submarino do Amazonas, a Planície Abissal do Ceará, a Elevação do Ceará e uma série de montes submarinos fisiograficamente conectados ou isolados. Estes montes submarinos, em geral, se alinham na direção E-W, ou na direção NW-SE, formando a Cadeia Norte Brasileira e a Cadeia Fernando de Noronha (Figura 1).

Apesar de diversos trabalhos anteriores se dedicaram ao estudo da evolução estrutural da margem equatorial como um todo (e.g., Gorini, 1977; Moulin, 2010, Soares Jr. et al., 2008; Jones et al., 2015), poucos trabalhos se dedicaram ao estudo dessas cadeias, de sua natureza petrográfica, ou da gênese dos processos vulcânicos associados (e.g., Bryan et al., 1972; Houtz et al., 1977; Hayes & Ewing, 1970, na Cadeia Norte Brasileira; e e.g., Mizusaki et al., 2002; Ernesto, 2006; Ulbrich et al., 2004, para a Cadeia Fernando de Noronha). Com isso, a influência e papel das cadeias vulcânicas na evolução, estruturação e sedimentação da margem, foco deste trabalho, ainda constitui uma questão quase que intocada.

A Cadeia Norte Brasileira e a Cadeia Fernando de Noronha, possuem forte influência na margem equatorial entre as bacias do Pará-Maranhã e Potiguar (área de estudo do presente trabalho; Figura 1), constituindo um fator fundamental na compartimentação e arquitetura sedimentar da Margem Equatorial Brasileira. O papel dessas cadeias na evolução tectono-sedimentar da Margem Equatorial Brasileira, ponto central deste estudo, constitui assim uma questão central para a compreensão de como a sedimentação terrígena vinda do continente se organiza nessa porção da margem equatorial e se dispersa para regiões mais profundas. Além disso, o estudo da ocorrência de eventos magmáticos, outro objetivo deste trabalho, constitui ainda um fator chave para o entendimento da estruturação e do desenvolvimento geodinâmico de uma margem continental, aspectos importantes para a exploração petrolífera das margens passivas (Planke et al., 2005). Para realizar tais estudos, o presente trabalho utilizará principalmente dados batimétricos e sísmicos mono e multicanal, localizados ao longo de toda a área de estudo.

Vale salientar, por fim, que a área de estudo, a Margem Equatorial Brasileira, constitui possivelmente um dos setores mais carente de estudos da nossa margem, mesmo que seja considerada como a próxima fronteira exploratória brasileira, alvo na última década de leilões de

1 OBJETIVOS

A presente tese possui como objetivo principal caracterizar as cadeias Norte Brasileira e Fernando de Noronha, além de compreender o papel destas na compartimentação e evolução da margem equatorial, na região das bacias sedimentares de Pará-Maranhão a Potiguar e região oceânica adjacente. Para tal, através principalmente da interpretação de dados sísmicos e batimétricos, disponibilizados pelo projeto LEPLAC (Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira, fases I e II), este trabalho visa investigar:

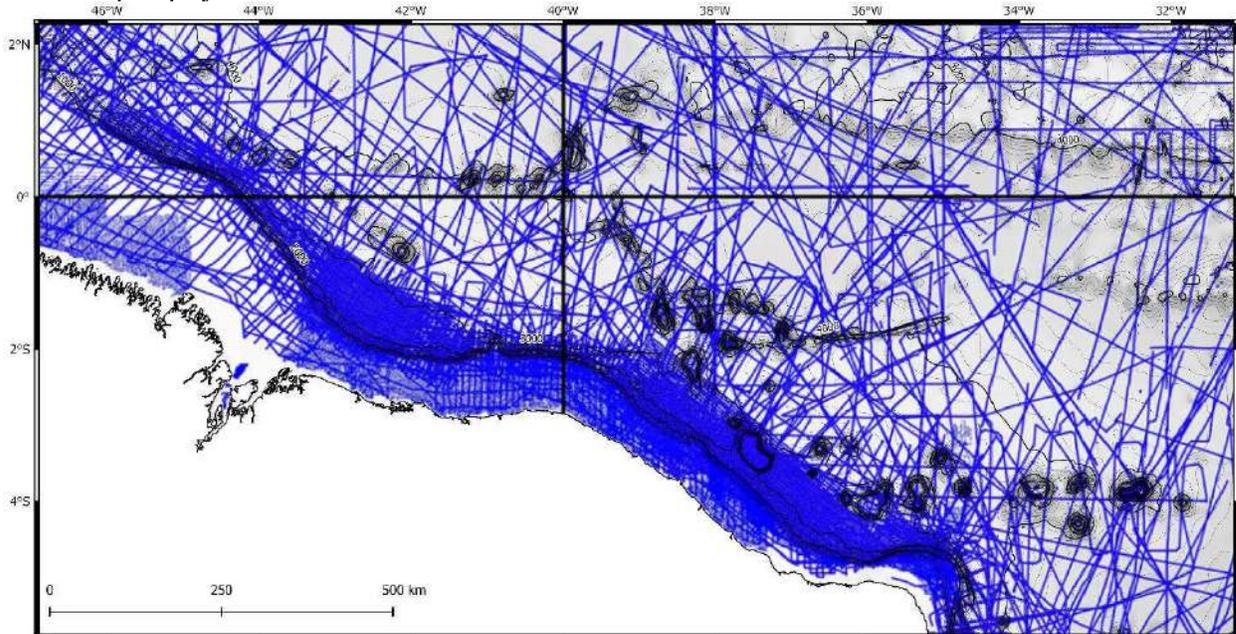
- a) os principais fatores morfológicos da área de estudo e dos montes submarinos associados, buscando informações relevantes à segmentação da margem e aos processos responsáveis pela formação/evolução desses montes submarinos;
- b) a estrutura da cadeia e região adjacente e como as cadeias vulcânicas (Cadeia Norte Brasileira e Cadeia Fernando de Noronha) influenciam na configuração espacial e compartimentação do embasamento na margem brasileira e bacia oceânica adjacente, ao longo da história geológica da margem;
- c) o padrão espacial, temporal e sismoestratigráfico de ocorrência de corpos magmáticos associados às cadeias vulcânicas e interdigitados à sedimentação na área de estudo;
- d) como os processos sedimentares pós-rifte se distribuem e preenchem a área de estudo.

2 BASE DE DADOS E METODOLOGIA

Os dados utilizados no presente estudo são, em sua maioria, provenientes do projeto LEPLAC (Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira), obtidos através do BNDO (Banco Nacional de Dados Oceanográficos) da Marinha do Brasil. O projeto LEPLAC conta com uma gama de dados geofísicos que se estendem, em geral, da quebra da plataforma continental até cerca de 350 M, cerca de 650 km. Tais dados foram adquiridos em 17 etapas entre 1987 e 1996, no chamado LEPLAC fase I, e em 2009 no LEPLAC fase II.

Para realizarmos as análises batimétricas, a base batimétrica utilizada foi o Modelo Digital de Terreno (MTD) desenvolvido pelo projeto LEPLAC / Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN – Marinha do Brasil) disponível na página <https://www.marinha.mil.br/dhn/?q=node/249>. Segundo Alberoni et al. (2019) o MTD utilizou principalmente dados adquiridos pelo projeto LEPLAC fase I e fase II e integrou dados provenientes da DHN, Petrobras e da ANP (Agência Nacional do Petróleo), além de dados provenientes das instituições estrangeiras SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine – França) e Ifremer (Institut Français de Recherche Pour Exploitation de la Mer – França), dados públicos single-beam e multi-beam disponíveis do banco de dados GEODAS (Geophysical Data System – NGDC/NOAA), e por fim, dados de satélite SRTM30_plus também foram integrados ao Grid elaborado pela DHN, nas regiões mais distais (Figura 2). Ainda segundo Alberoni et al. (2019), esses dados batimétricos, geraram um *grid* utilizando o método de mínima curvatura e tamanho de célula de 1.500 m. As isóbatas utilizadas nos mapas e análises deste trabalho são espaçadas a cada 50 ou 100 m e foram extraídas do MTD LEPLAC da margem equatorial brasileira.

Figura 2 - Acervo de dados batimétricos utilizados para confecção do Modelo Digital de Terreno (MDT) desenvolvido pelo projeto LEPLAC / DHN.



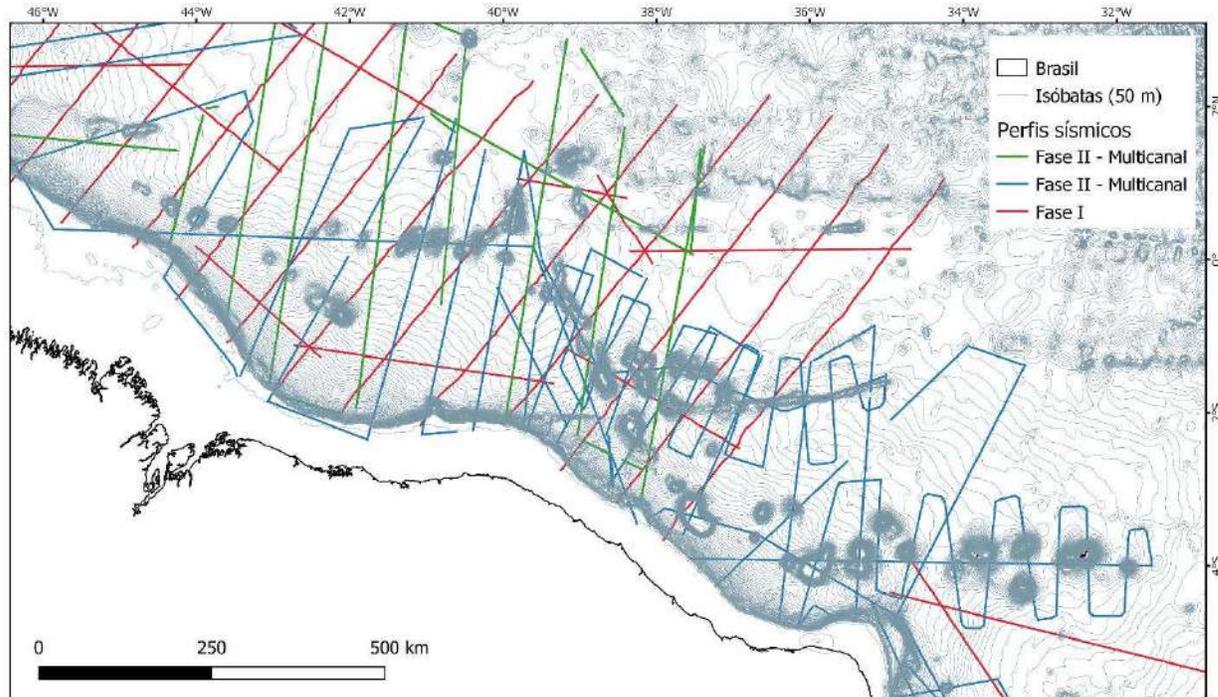
Legenda: Perfis batimétricos (em azul) utilizados para a construção do mapa batimétrico utilizado.
 Fonte: Modificado de Alberoni et al. (2019).

Para este trabalho, utilizamos ainda perfis sísmicos monocalal LEPLAC fase I, além de perfis sísmicos multicanal e monocanais adquiridos para a fase II, situados na nossa área de estudo (Figura 3).

Os perfis sísmicos LEPLAC Fase 1 foram adquiridos em sistema multicanal com no máximo 120 canais (cerca de 3.000 m de cabo) e fonte com volume operacional máximo de 4.000 polegadas³. Em relação à Fase 2, as linhas sísmicas de monocalal foram adquiridas com uma fonte de 270 polegadas³, 24 canais, 300 m de cabo e intervalo de tempo de registro de 10 s, enquanto as linhas multicanais foram adquiridas com fontes de 1.950 polegadas³, um *streamer* de 480 traços, comprimento de cabo de 6.000 m e intervalo de tempo de registro de 16 s.

Tais perfis sísmicos foram carregados em um projeto único no software SMT Kingdom 8.8, analisados e interpretados. A interpretação sísmica visou identificar as características principais das bacias e suas características internas, baseada nos conceitos clássicos da estratigrafia sísmica, como descrito, dentre outros, pelos trabalhos de Mitchum et al (1977); Mitchum & Vail (1977); Vail et al. (1977), correlacionando a continuidade lateral dos refletores sísmicos, superfícies limitantes e padrão interno das camadas com as principais mudanças no ambiente de sedimentação, tais como variações de nível do mar, aporte sedimentar e litologia, por exemplo.

Figura 3 - Mapa de localização dos perfis sísmicos utilizados neste estudo.



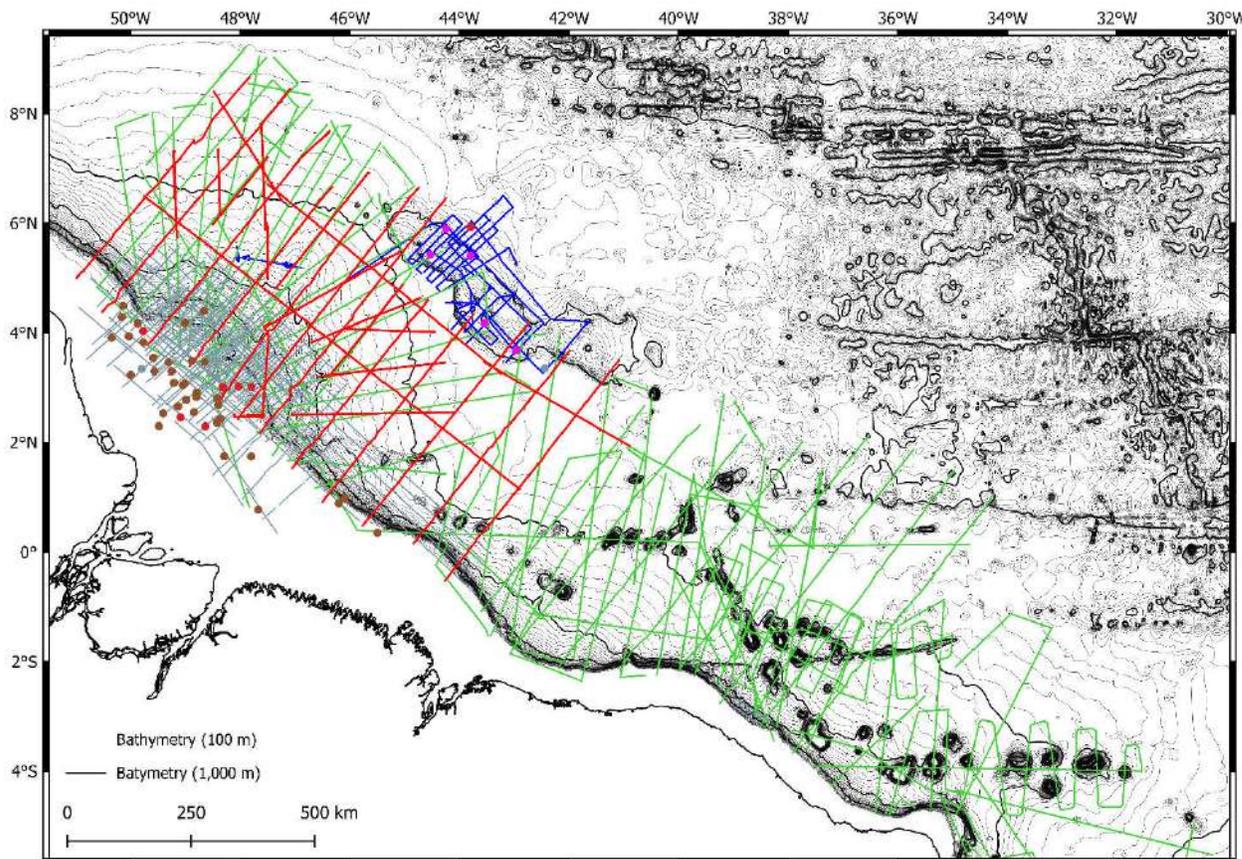
Legenda: Mapa mostrando os perfis sísmicos LEPLAC utilizados no trabalho, sob mapa batimétrico cedido pela DHN, elaborado principalmente com dados LEPLAC.

Fonte: O autor, 2021.

Com a finalidade de realizarmos a correlação cronoestratigráfica das sessões sísmicas analisadas, utilizamos para tal o trabalho de Cruz (2018), onde o autor interpretou um extenso conjunto de dados sísmicos e de poços na Bacia do Foz do Amazonas e identificou horizontes estratigráficos relativos às idades estimadas de 2,0 Ma, 5,5 Ma, 14,9 Ma, 38,0 Ma e 66,0 Ma. Para o seu trabalho, Cruz (2018), buscando o melhor entendimento temporal e espacial da sucessão estratigráfica pós-rifte da Bacia do Foz do Amazonas, realizou uma análise multidisciplinar integrando interpretações sísmica, dados de poços e cronoestratigrafia, possibilitando o aprimoramento das estimativas das idades e, conseqüentemente, aprimorando o conhecimento anteriormente estabelecido. O autor utilizou para o seu trabalho uma ampla gama de perfis sísmicos disponíveis (Figura 4): Perfis LEPLAC fase I, da base BDEP (Banco de Dados de Exploração e Produção – ANP) e da base do NGDC (National Geophysical Data Center – NOAA), além de 40 poços exploratórios disponibilizados pelo BDEP e de 7 poços adquiridos e disponibilizados pelo *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) e o *Ocean Drilling Program* (ODP), que contêm informações biocronoestratigráficas, cronoestratigráficas genéricas e outras descrições litológicas. Para este trabalho, nos foi fornecido as interpretações relativas aos perfis Leplac fase I e os horizontes

cronoestratigráficos escolhidos (2 Ma, 5.5 Ma, 14.9 Ma, 38 Ma e 66 Ma), foram traçados continuamente a oeste, servindo como base para nosso controle cronoestratigráfico.

Figura 4 - Dados geofísicos utilizados por Cruz (2018) e os dados utilizados por este trabalho



Legenda: Localização dos poços (pontos) e dos perfis sísmicos (NGDC em linhas azuis, BDEP em cinza e LEPLAC fase I, comum a este trabalho, em vermelho) utilizados por Cruz (2018), com os demais perfis sísmicos disponíveis e utilizados neste trabalho (em verde).

Fonte: O autor, 2021.

Adicionalmente aos horizontes cronoestratigráficos, interpretou-se o horizonte sísmico atribuído ao embasamento cristalino, fundo submarino, e a ocorrência de corpos turbidíticos, além de topo e base de diversos depósitos magmáticos adjacentes aos montes. Em suma, a análise de dados sísmicos visa a análise de:

- a) embasamento cristalino;
- b) depósitos gravitacionais;

- c) evidências de movimentação vertical e outras características associadas à evolução das cadeias vulcânicas (estratos característicos de sessões pré, sin e pós implantação/movimentação destas cadeias);
- d) derrames magmáticos que preenchem as bacias;
 - Detalhar a cronoestratigrafia dos derrames vulcânicos;
 - Detalhar o mapeamento da distribuição dos derrames vulcânicos.
- e) a relação estratigráfica entre os corpos magmáticos e as sucessões sedimentares siliciclásticas, e definir se constituem intrusões magmáticas ou eventos vulcânicos;
- f) correlacionar seções estratigráficas em expansão (*expanded growth sections*) com eventuais períodos subsidência e/ou soerguimento das cadeias vulcânicas.

Vale salientar que os mapas que exibem o traçado dos eventos magmáticos, assim como mapas que exibem a área de ocorrência dos depósitos de transporte de massa, foram traçados por meio de interpolação visual, tendo como base dados de ocorrência desses em perfis sísmicos.

Outro ponto crucial desse trabalho, que utiliza uma metodologia desenvolvida especificamente para ele, diz respeito à caracterização e classificação de montes submarinos. Na seção V.1 (Aspectos morfológicos da margem) usaremos a metodologia descrita a seguir.

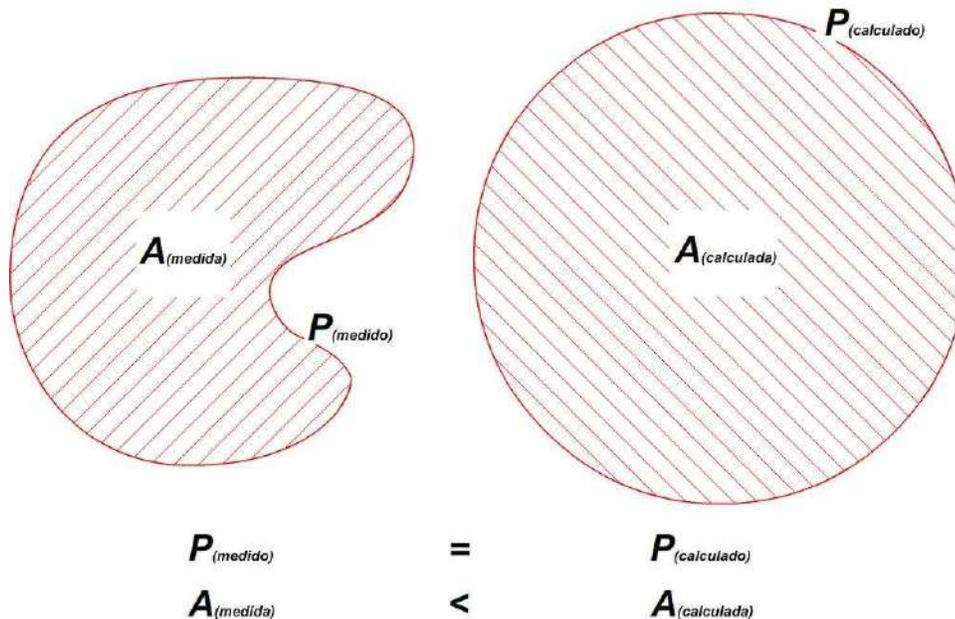
Embora a Comissão Oceanográfica Intergovernamental (COI), defina um monte submarino como uma elevação discreta grande e isolada, caracteristicamente cônica, com mais de 1.000 m de relevo acima do fundo do mar, o trabalho aqui desenvolvido levará em consideração como monte submarino uma característica topográfica isolada, de gradiente relativamente íngreme e fora da plataforma continental. Outra premissa relevante para o entendimento desse trabalho, é que montes submarinos claramente associados ao domínio da cordilheira meso-oceânica não foram analisados. A desassociação de um relevo mínimo acima do assoalho oceânico como relevante para a classificação de um monte submarino se deve pelo fato de que na área de estudo há uma notável espessura sedimentar, o que faz com que muitas vezes o parâmetro de relevo relativo não corresponda à real magnitude dos montes.

Como montes submarinos não possuem formas circulares perfeitas e, conforme será descrito, a classificação de como a sua forma difere desta forma ideal, de círculo, constitui um fator chave para identificarmos alguns parâmetros relativos à evolução desses montes. Para realizarmos

tais estimativas, elaborou-se uma metodologia própria que correlaciona o perímetro de um monte submarino com um círculo de perímetro equivalente ao medido. Com isso, ao delimitarmos uma feição, com perímetro e área conhecidos, podemos utilizar esses parâmetros para estimarmos como essas feições se diferenciam de um círculo (Figura 5).

Ao utilizarmos a fórmula do perímetro de um círculo (Perímetro = $2 \cdot \pi \cdot \text{Raio}$), utilizando o perímetro do monte submarino medido, obtemos um raio calculado “ideal”, que por sua vez fornece uma área calculada “ideal” para um círculo com aquele mesmo perímetro (utilizando a fórmula $\text{Área} = \pi \cdot \text{Raio}^2$). A razão entre essas duas áreas (área medida do monte / área calculada do círculo), nos fornece um número entre 0 e 1 que indica o quanto essa forma difere de um círculo, sendo que quanto mais próxima de 1 mais circular é sua forma e quanto mais próxima de 0 mais anguloso e diferente de um círculo é este monte submarino.

Figura 5 - Relação entre o polígono e a área de um monte submarino e uma circunferência.



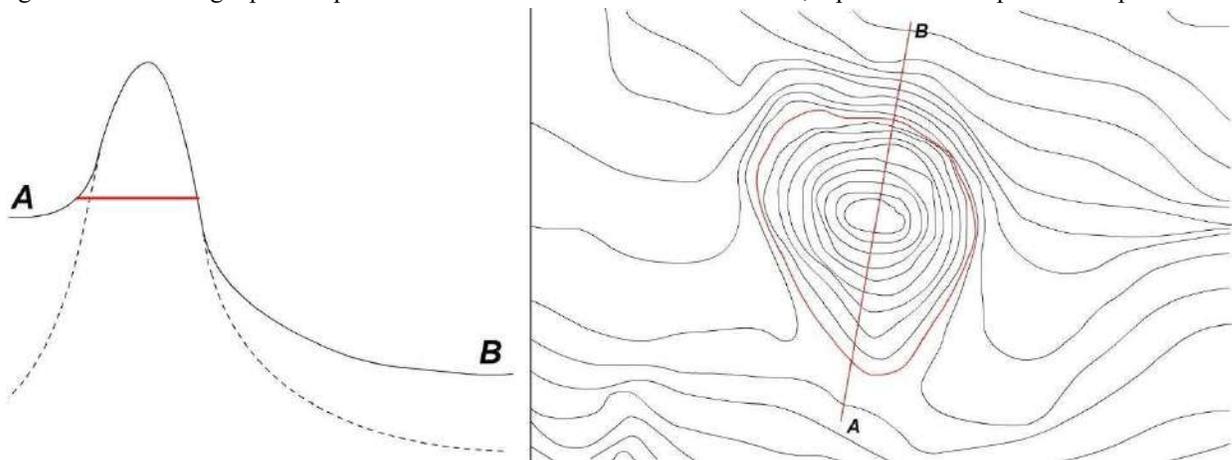
Legenda: A área de um polígono qualquer é tão inferior quando comparada a área de uma circunferência com o mesmo perímetro desse polígono, quanto este polígono é irregular e se afasta de uma circunferência.

Fonte: O autor, 2021.

Outra convenção importante neste trabalho se refere aos critérios que regem a delimitação um monte submarino, como a maior isolinha batimétrica que individualiza (circunda) essa feição (Figura 6). Esta metodologia é importante para determinarmos além da altura relativa deste monte, todas as medidas referentes à sua forma, como a área, perímetro, orientação etc., tentando obter

uma medida o mais “independente” da coluna estratigráfica possível e o mais perpendicular à feição. Esta decisão, apesar de “rejeitar” parte da expressão morfológica do monte, visa a maior precisão da forma deste, a menor subjetividade do intérprete e a menor alteração gerada pela influência do pacote sedimentar que circunda e suaviza essa feição. Caso as medidas não fossem tomadas em “planta”, algumas correlações como perímetro e altura dos montes, não seriam fidedignas e nem correlacionáveis, pois estaríamos utilizando valores correspondentes à diferentes porções do monte. A única exceção à essa metodologia ocorreu no segmento mais distal do segmento sul da CNB, na chamada Cadeia Parnaíba, onde a delimitação deste monte por uma isolinha que circundasse e individualizasse todo o setor não se mostrou eficiente e fidedigna, subdividindo o monte em 3 montes de expressão irrisória (tanto em área, como em altura).

Figura 6 - Metodologia para mapeamento da dimensão do monte submarino, representado em perfil e em planta.



Legenda: Montes submarinos neste trabalho foram delimitados através da maior isolinha batimétrica que circunda essa feição, nesta figura representada pela linha contínua vermelha. Na imagem linha preta contínua representa a batimetria (em perfil à esquerda e em isolinhas à direita), enquanto que a linha pontilhada representa o embasamento.

Fonte: O autor, 2021.

Por fim, vale salientar, que o sistema de referência e *datum* geodético adotada para o decorrente trabalho foi o WGS84. A projeção adotada foi a *Equatorial Mercator* (falso Norte = 0; falso Leste = 0, latitude de origem = 0, longitude de origem = 0 e fator de escala = 1).

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Margens Transformantes

As margens continentais transformantes, descritas por Mascle (1976), são carentes de estudos, quando comparadas aos outros tipos de margens continentais (divergentes e convergentes), mesmo constituindo uma notável fração do relevo oceânico: Segundo Mericet de Lépiney et al. (2016), existem 78 margens transformantes ao redor do globo, totalizando 16% das margens continentais e 31% das margens não convergentes (Figura 7).

No que tange a nomenclatura, Basile (2015) afirma que a terminologia “Margens Transformantes” se baseia principalmente em características associadas à dinâmica litosférica, e não em características geográficas ou fisiográficas, sendo, portanto, associada a processos geodinâmicos transformantes, possuindo características estruturais, sedimentares e batimétricas típicas. Ainda segundo o autor, vários termos distintos já foram utilizados para descrever margens continentais transformantes:

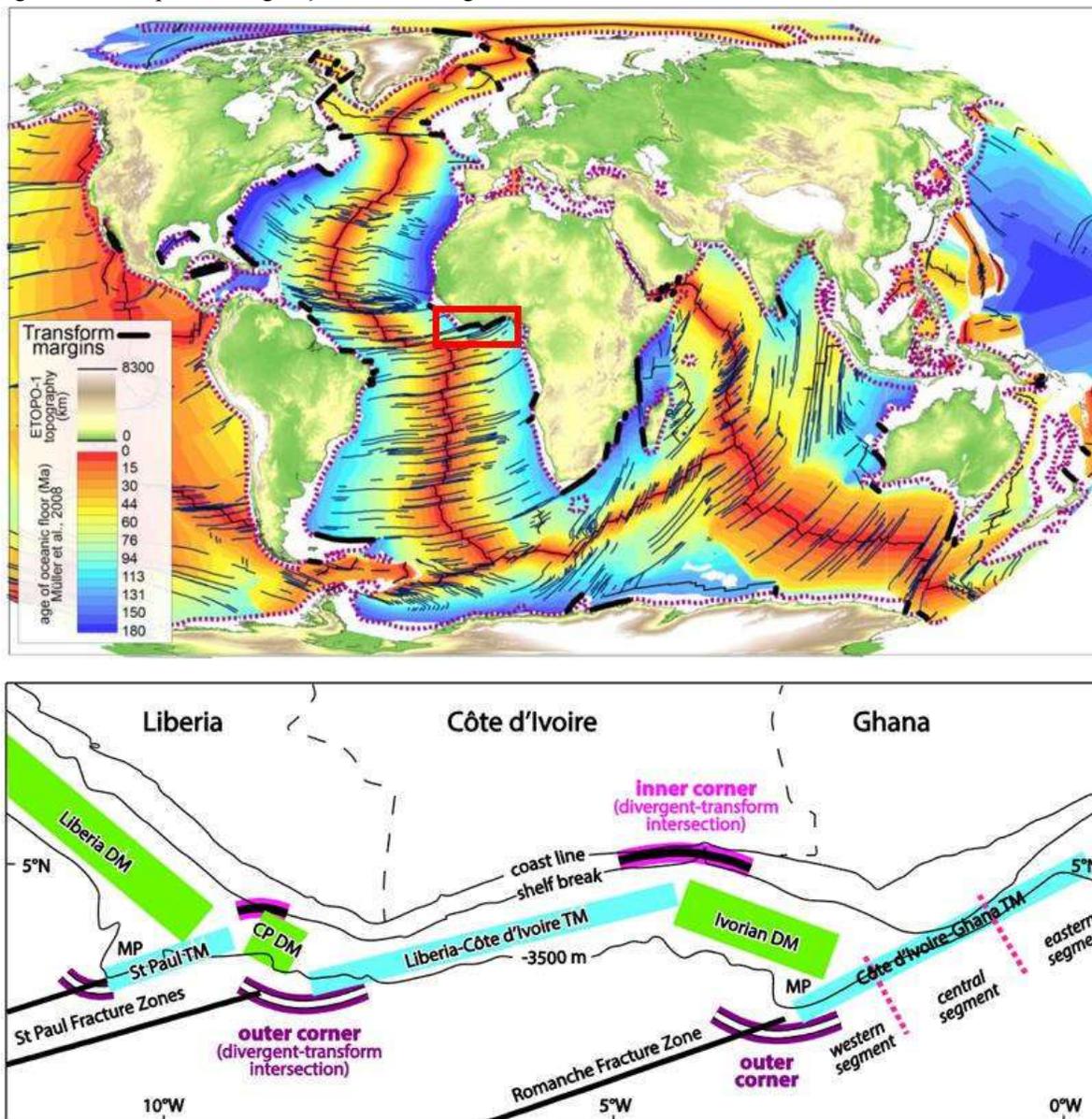
- a) *transform fault* (falha transformante), conforme proposto por Wilson (1965), utilizado pela primeira vez no domínio oceânico;
- b) “*transform faulted or strike-slip margin*”, conforme proposto por Mascle (1976), onde distinguia os segmentos da margem associadas a falhas transformantes (em oposição às margens divergentes e convergentes);
- c) *strike-slip margin, shear margin* - margem cisalhante e *transform margin*.

Entretanto, Basile (2015) conclui que dentre esses termos, margens transformantes, parece ser o mais representativo para relacionar essas margens aos processos que controlavam sua formação. O autor defende que enquanto “*strike-slip*” se relacione corretamente à movimentação relativa dessas margens, este não vincula escala específica (como crosta superior, crustal ou litosférica) e termos como “cisalhante” relacionam-se à processos mais genéricos (pois o cisalhamento é o principal processo tectônico de uma margem, podendo apresentar diversas geometrias, o termo “transformante” é específico e representa algo que ocorre em uma escala

litosférica (Freund, 1974), configurando a nomenclatura mais adequada para nomear uma margem caracterizada pela transição continente-oceano oriunda de um limite de placa transformante.

No que diz respeito à sua origem, as margens transformantes guardam características particulares e continuam constituindo uma questão em aberto. A maior parte dos estudos sobre a origem dessas margens assumem que as falhas transformantes reativam estruturas continentais mais antigas, o que é corroborado por alguns exemplos de estruturas tectônicas *onshore* alinhadas a zonas de fratura oceânicas (como mostrado, segundo Basile, 2015, nos trabalhos de Wilson, 1965; Wright, 1976; Mascle, 1976; Sibuet e Mascle, 1978, Bellahsen et al., 2013), mesmo que por vezes falhas transformantes cortem estruturas antigas (como por exemplo no Atlântico Equatorial, segundo Basile et al., 2005). Estudos recentes, entretanto, analisando bacias de retroarco (*back-arc*), deduzem que falhas transformantes se formam após o início da acreção oceânica para conectar os eixos de propagação oceânica, ou seja, as falhas transformantes só apareceram quando a acreção oceânica já se iniciou (Taylor et al., 2009, apud. Basile, 2015). Ainda segundo Basile (2015) é possível pensarmos o início de uma margem transformante em uma escala regional de limite de placa: na litosfera oceânica as falhas transformantes, assim como os eixos de espalhamento oceânico, acomodam o *stress* oriundo da obliquidade entre a direção do deslocamento relativo e a direção do limite da placa. Neste cenário os eixos de menor velocidade de espalhamento, tendem a ser desprovidas de falhas transformantes, sendo essas acomodadas tanto pelo rifteamento oblíquo quanto pela sobreposição *échelon* de segmentos de riftes.

Figura 7 - Exemplo e configuração de uma margem transformante.



Legenda: Topo – margens transformantes, marcadas pelas espessas linhas pretas (modificada de Lépinay et al., 2016); e Base – exemplo de sucessão de margens transformantes (TM na imagem), e margens divergentes (DM), na costa da Libéria à Gana (Basile, 2015), em detalhe delimitado pela área do polígono vermelho, no mapa do topo desta imagem.

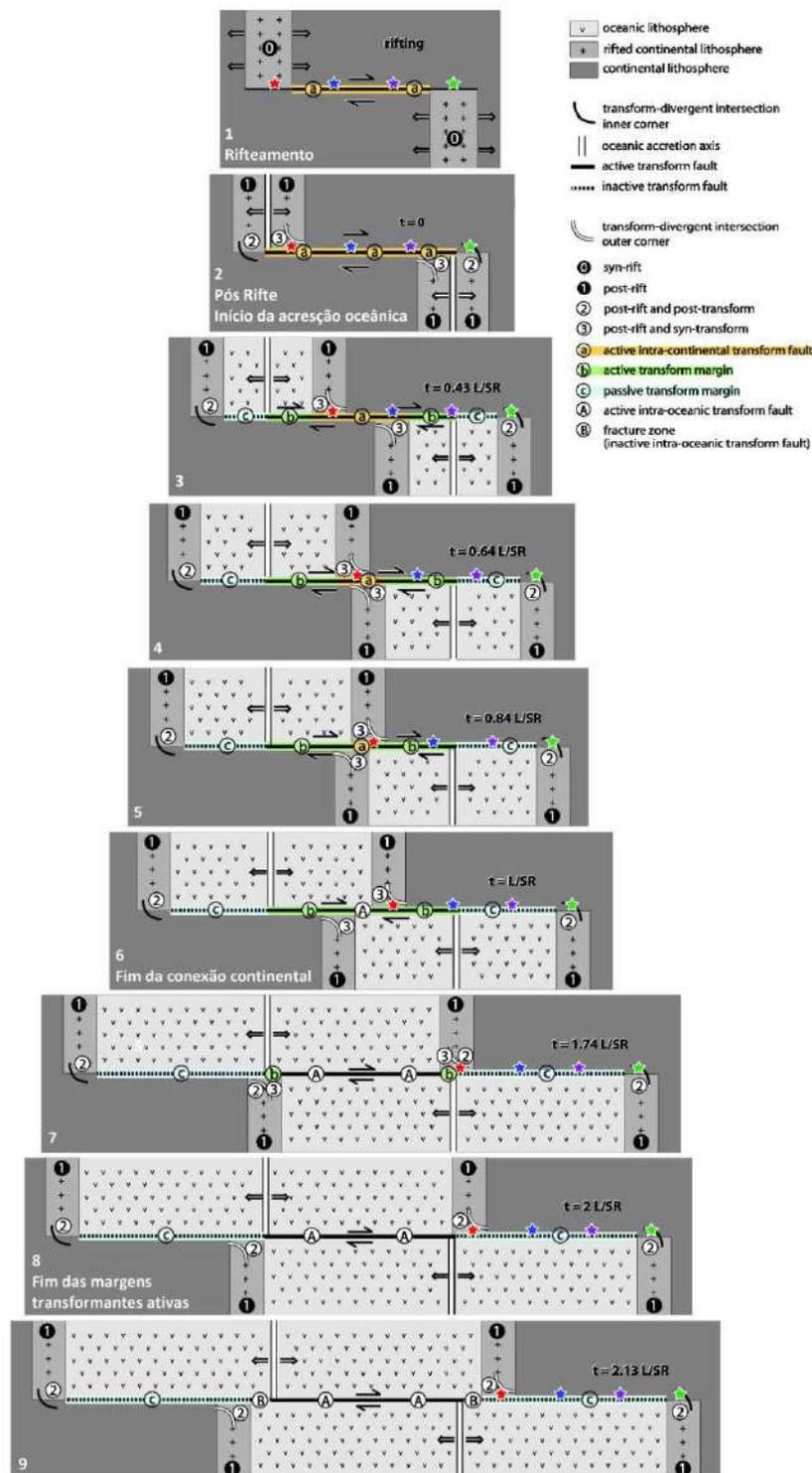
Fonte: O autor, 2021.

Segundo Mascle e Blarez (1987) a evolução de uma margem transformante ocorre em três fases, em função da posição da sua falha transformante ativa e da natureza da litosfera em seus lados:

- a) falha transformante intracontinental (Figura 8-1 a 8-3) – Ocorre até que a falha transformante, até então intracontinental, conecta litosfera continental estirada;
- b) margem transformante ativa (Figuras 8-4 a 8-6) – A litosfera continental não estirada encontra-se em contato com a litosfera oceânica, até que o eixo de acreção oceânica ultrapasse a margem transformante;
- c) margem transformante passiva (Figura 8-7 a 8-9) – A margem transformante passa à configuração intraplaca.

Por fim, com base em suas formas, algumas feições morfológicas e estruturais também diferenciam as margens transformantes das demais. Além de uma série de zonas de fratura, apresentando amplas cadeias e calhas associadas, como será discutido na seção a seguir, segundo Nemcock et al. (2016) as cadeias marginais configuram uma das feições mais características das margens transformantes, na porção referente ao *outer corner*, paralela à falha transformante, onde a margem transformante sofreu a duração máxima da deformação *strike-slip*. Essas cadeias marginais, ainda conforme o autor, podem estar relacionadas à variações da espessura crustal (geradas por uma “lasca” de crosta continental transportada no interior da falha transformante, ou ainda pelo espessamento crustal ocasionado pela transpressão na zona transformante intracontinental); pelo aquecimento e soerguimento local (causado pela transferência de calor litosférico lateral pela falha transformante (o contato da litosfera oceânica contra a continental resulta em uma litosfera continental aquecida); ou ainda pela resposta de flexão litosférica ao alívio isostático gerado pela erosão ao longo da falha transformante.

Figura 8 - Estágios evolutivos de uma margem transformante.



Legenda: Estágios evolutivos de uma margem transformante, onde as estrelas vermelhas simbolizam o *outer corner* e a verde o *inner corner*.

Fonte: Modificado de Basile, 2015.

3.1.1 Zonas de Fratura Oceânicas e Cadeias Transversais

A crosta oceânica guarda diversos segmentos axiais de cordilheira, deslocados entre si pelas falhas transformantes (Wilson, 1965). Gomes (2005) afirma que em decorrência a isso, porções crustais de diferentes idades, que evoluem de forma distinta em termos de resfriamento e subsidência, são justapostas lado a lado por meio das zonas de fratura oceânicas. Associadas a essas mudanças de profundidade regional do embasamento, encontramos alinhamentos de elevações (cadeias) vulcânicas submarinas, que cuja morfologia possibilita que estas estruturas atuem como barreiras no processo de sedimentação na margem continental/bacia oceânica.

A origem, configuração e evolução de uma margem transformante, como já mencionado na seção anterior, acarretam em características morfológicas distintas para este tipo de margem. As zonas de fratura oceânicas, feições morfológicas características de uma margem transformante, são estruturas tectônicas que resultam do movimento diferencial entre os segmentos das dorsais oceânicas (Gorini, 1977). Estas zonas de fratura são caracterizadas morfolologicamente pela alternância batimétrica de picos (*transverse ridges/cadeias transversais*) e depressões (calhas) geralmente delimitando lateralmente regiões de distintas profundidades. As cadeias transversais e calhas são feições lineares do embasamento que se apresentam desde o eixo da cordilheira meso-oceânica até, em geral, serem enterradas por sedimentos, na proximidade da margem.

Zonas de fratura oceânicas são melhores descritas como cinturões do que como feições puramente lineares. Segundo Gorini (1977) esta noção facilita o mapeamento e o entendimento das características geomorfológicas, geofísicas e geológicas, associadas a estas, tais como:

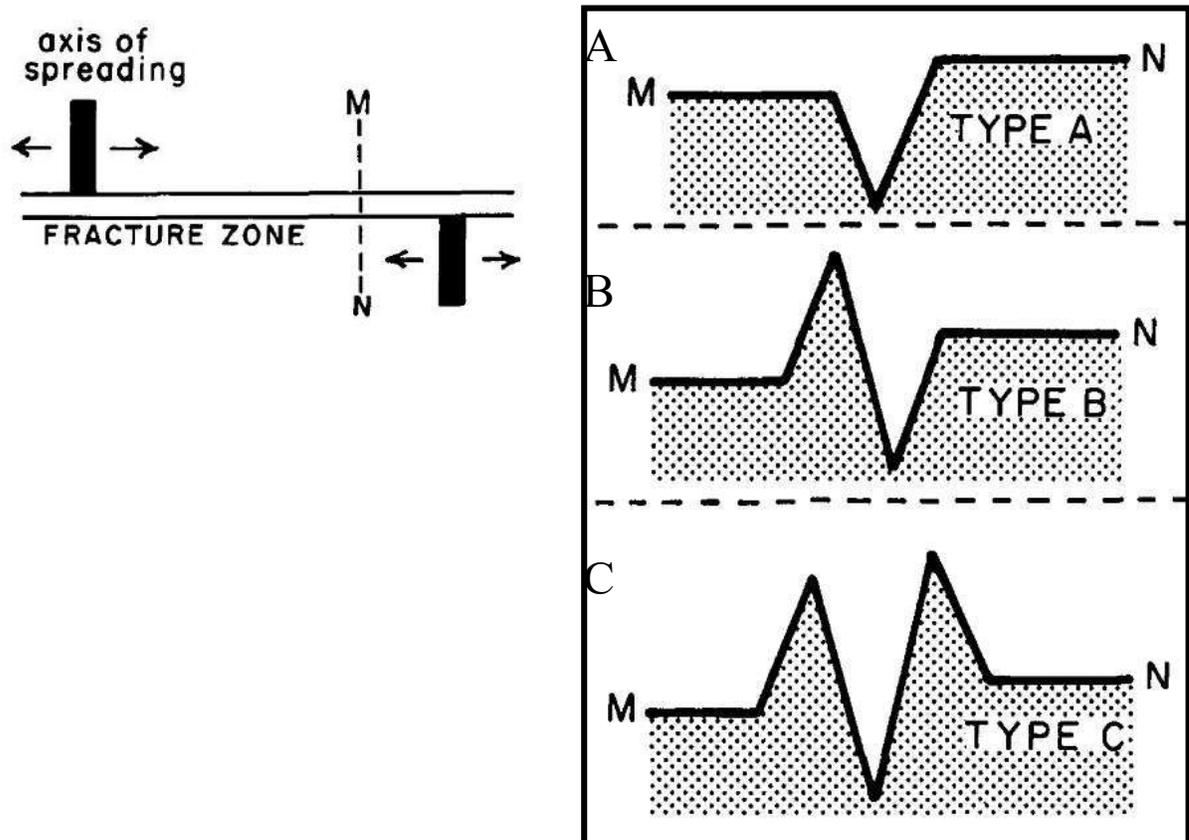
- a) existência de escarpas íngremes e linearmente alongadas;
- b) fossas estreitas e profundas;
- c) zonas de ruptura do relevo submarino;
- d) existência de cadeias de montes submarinos (cadeias transversais);
- e) existência de offsets e rupturas de camadas crustais;
- f) típicas anomalias gravimétricas e magnéticas;
- g) sismicidade;
- h) linearidade com zonas de cisalhamento conhecidas;
- i) zonas de intrusões ultrabásicas;

j) observação direta de tectonismo resgatado do fundo marinho.

Ainda com respeito à caracterização morfológica, Bonatti (1978) discorre sobre a natureza das zonas de fratura. Caso estas sejam unicamente vestígios de falhas transformante, e/ou fissuras de contração térmicas das placas, perfis topográficos transversais do tipo A, como mostrado na Figura 9, seria esperado. Entretanto este tipo de perfil é raramente observado, ocorrendo parcialmente somente em algumas zonas de fratura no Pacífico. Perfis do tipo B e C, também mostrados na Figura 9, ou algo intermediário, são comumente observados, com relevo anômalo em uma ou duas porções do vale da zona de fratura, formando cadeias elevadas (cadeias transversais) que acompanham paralelas as zonas de fratura. Cadeias transversas são particularmente proeminentes no Atlântico Equatorial, onde ocorre a predominância de estruturas E-W do embasamento, paralelas a zonas de fratura.

O tectonismo vertical pode ser causado em uma zona de fratura por inúmeros fatores relacionados com a estrutura, dinâmica e petrologia de zonas de fratura. Bonatti (1978) associa essa movimentação vertical à condução termal, esforço compressional/tensional, e/ou diapirismo ultramáfico ao longo das zonas de fratura.

Figura 9 - Perfis topográficas transversais de zonas de fraturas.



Legenda: Esquema de diferentes tipos de morfologia do embasamento em seções de zonas de fratura.
 Fonte: Bonatti, 1978

3.2 Origem e evolução de eventos magmáticos

Para Perfit & Davidson (2015) existem duas maneiras principais de se formar magma: pela descompressão do material mantélico, ou ainda pela redução da temperatura de fusão mantélica através da adição de voláteis.

Grande parte das feições oceânicas ainda, tanto sobrejacendo crosta continental ou oceânica, possuem sua origem intimamente relacionada à eventos magmáticos, oriundos de episódios pontuais ou contínuos. Este magmatismo, quando persistente pode ter sua gênese atribuída, à grandes províncias ígneas (*Large Igneous Provinces* – LIP), que podem gerar feições batimétricas desassociadas com típicos centros de espalhamentos oceânicos. Segundo Coffin & Eldholm (1994), essas províncias ígneas são contínuos e volumosos corpos de rochas, compostas

predominantemente de ferro e magnésio, que formam derrames basálticos, associações de rochas intrusivas, margens vulcânicas passivas, platôs vulcânicos, cadeias submarinas, grupos de montes submarinos, e derrames basálticos de bacia oceânica (*ocean basin flood basalts*), com espessura crustal por volta de 20 a 40 km.

A formação das LIPs é comumente atribuída a plumas mantélicas ou *hotspots*. Plumias mantélicas são fenômenos geológicos que consistem na ascensão de um grande volume de magma desde as regiões mantélicas até as subcrustais, enquanto que, Wilson (1963), observando alinhamentos de ilhas vulcânicas não associadas a fronteiras de placas, descreve *hotspots* como zonas relativamente pequenas, persistentes e excepcionalmente quentes que existem sob a litosfera, consistindo em uma fonte de calor e de vulcanismo contínuo (por isso designadas como *hotspots* - pontos quentes). As ilhas e estruturas formadas por estas, portanto, devem ser progressivamente mais antigas, mais dissecadas e mais erodidas à medida que a distância ao *hotspot* aumenta. Choudhri & Nemcok (2017) definem ainda, uma pluma mantélica como uma ressurgência flutuante de rocha anormalmente quente, enquanto que *hotspot* são feições superficiais caracterizadas pelo excesso de vulcanismo, supostamente alimentado pelo manto anormalmente quente.

Coffin & Eldholm (1994) analisando dados sismológicos, geocronológicos, geoquímicos e isotópicos, atribuem a origem das LIPS à modelos complexos de circulação mantélica. As maiores províncias ígneas originam-se possivelmente na base mantélica, camada D (Figura 10), enquanto plumas menores possivelmente originam-se na transição entre o manto inferior e superior. Além disso, LIPs podem alterar ocasionalmente bacias oceânicas, margens e geometrias continentais e afetam a química e física dos oceanos e atmosferas com potenciais impactos ambientais.

Segundo Coffin et al. (2006) as porções mais elevadas das crostas constituintes da LIP são sustentadas por uma crosta média intrusiva, que por sua vez é alimentada por corpos crustais inferiores (*lower crustal body*). Diques e *sills* (soleiras) portanto, são esperados na crosta superior e média (Figura 10). As velocidades da onda sísmica (7,0–7,6 km/s) sugerem que a crosta média é possivelmente gabrítica, e que a crosta inferior é máfica a ultramáfica, talvez metamórfica.

Se uma LIP se formar em um eixo de espalhamento do fundo marinho, a seção crustal inteira pode apresentar feições de LIP (Figura 11). Por outro lado, se formarmos um cenário intraplaca ou em um rompimento continental, a crosta preexistente deve ser alterada por magmas provenientes da LIP (Figura 11). Para ser caracterizada como uma margem passiva vulcânica, esta

deve ser formada por magmatismo excessivo durante a quebra continental ao longo de ambas as margens formadas.

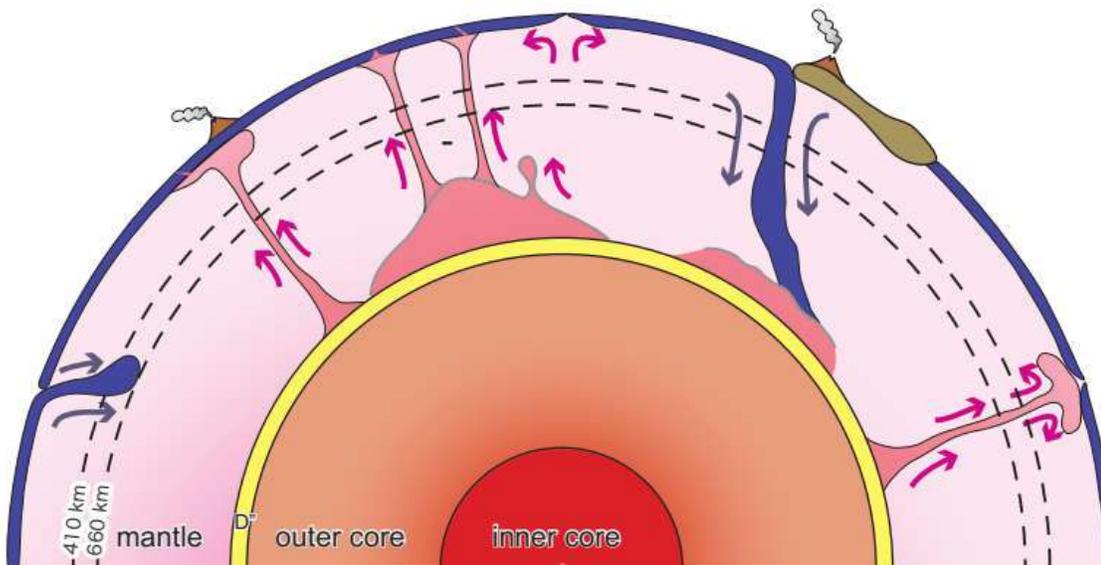
As bacias oceânicas profundas podem conter três tipos feições associados à LIPs (Coffin et al., 2006):

- a) os platôs oceânicos, são largos e normalmente possuem topo plano, situados geralmente em profundidades mais rasas que 2.000 m. Podem formar-se em junções triplas, cadeias meso-oceânicas, ou em configurações intraplaca;
- b) as cadeias submarinas são elevações alongadas e íngremes do fundo do mar. Algumas podem ser formadas ao longo dos limites das placas transformantes (por exemplo, partes do *Ninetyeast Ridge*, *Mascarene Plateau*);
- c) os basaltos de inundação da bacia oceânica consistem em extensos fluxos submarinos e soleiras, que não formam planaltos topográficos.

Segundo Planke et al. (2000) depósitos magmáticos subaéreos, caracterizados por derrames basálticos, são predominantemente lavas que se originaram em fissuras que fluíram gradiente abaixo podendo atingir centenas de quilômetros, individualmente compostas por uma crosta superior vesicular, um núcleo de lava regularmente articulado e uma base rica em vidro (Self et al., 1997). Em ambiente marinho, as erupções dão origem a fluxos que podem se sobrepor em idades distintas por pelo menos 100 quilômetros, conforme documentado no Haváí (Gregg & Fink, 1995).

Além disso, segundo Infante-Paez & Marfurt (2017) os corpos ígneos podem afetar quase todos os elementos dos sistemas petrolíferos, podendo afetar a maturidade da rocha-fonte, movendo-a para a janela de petróleo, ou ainda, servindo como armadilhas estruturais (dobras forçadas), vias de migração do resfriamento e colapso do edifício vulcânico (falhas radiais) ou da migração ascendente que quebra a rocha hospedeira. Rochas vulcânicas, incluindo rochas piroclásticas, podem até formar reservatórios.

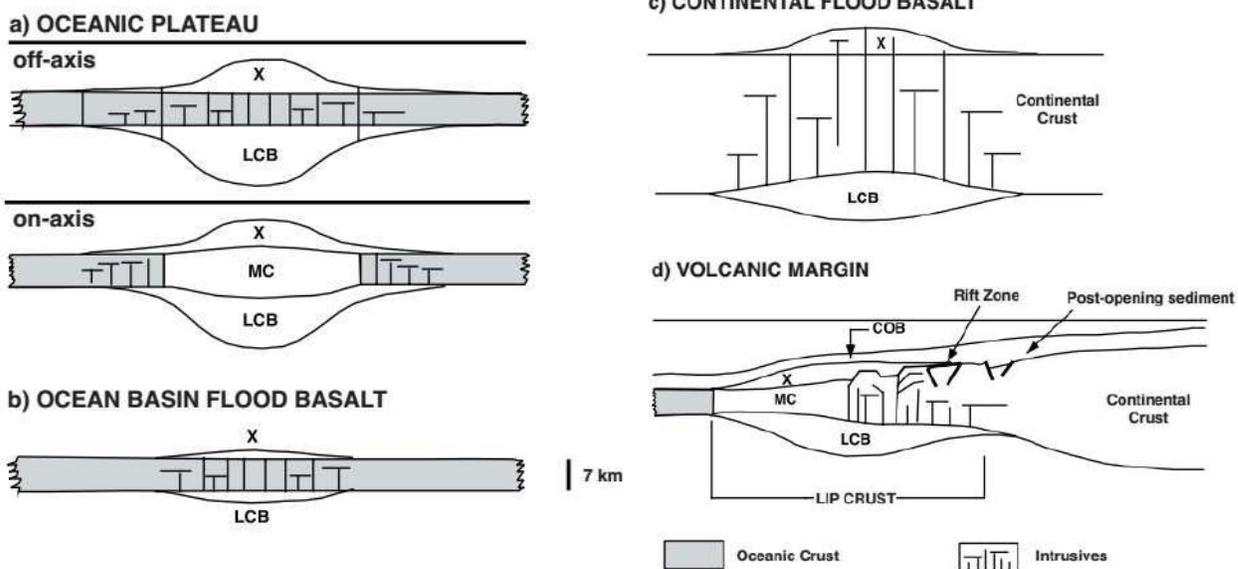
Figura 10 - *Cross-section* exibindo as fontes das LIPs e hot spots e a subducção litosférica.



Legenda: Esquema de plumas mantélicas e sua interação com a deriva continental, segundo Coffin e Fitton (2006).

Fonte: Coffin e Fitton (2006).

Figura 11 - Configurações esquemáticas das LIPs



Legenda: LIPs caracterizada pela estrutura crustal de três camadas consideráveis: Crosta superior extrusiva (X), crosta intermediária (MC) e corpo crustal inferior (LCB), crosta oceânica normal, com 7 km de espessura (cinza).

Fonte: Coffin et al., 2006.

3.2.1 Magmatismo em zonas de fratura oceânicas

Asmus (1978) afirma que mesmo que não seja conhecida a relação causa/efeito entre zonas de fratura e a atividade magmática associada a elas, cabe ressaltar, que em alguns casos, as zonas de fratura podem ser conectadas a lineamentos antigos, possivelmente pré-Cambrianos.

Segundo Vogt (1974) zonas de fratura podem se comportar como zonas de fraqueza, como é demonstrado pela morfologia de alguns vulcões originários em hotspot que mostram o controle do vulcanismo ao longo de zonas de fratura, servindo como conduto para magmatismo. Segundo Lowrie et al. (1986) estas “falhas eruptivas” podem ser formadas como resultado de stress termoelásticos, de ambientes de stress de placas. Ainda, segundo os autores, não está claro se tais falhas permitem o vulcanismo, pois são facilmente distendidas, ou se o aumento do magma causa enfraquecimento local. O fato de que muitas zonas de fratura apresentarem rochas ultramáficas serpentinizadas, que são relativamente fracas, favorece a criação de novos condutos vulcânicos. Uma vez formado, edifícios vulcânicos próximos e dentro de zonas de fratura sobrecarregam a litosfera, sendo esperado, portanto, que essa carga adicione estresse à zona de fratura.

Walcott (1976), baseado na observação de cadeias vulcânicas, aventou um interrelacionamento de zona de fratura oceânica e vulcanismos, segundo o qual fraturas oceânicas se propagam como resultado dos esforços gerados dentro das placas litosféricas pela carga das cadeias de montes submarinos. O autor defende que cargas estreitas e intensas, pontuais ou lineares, impõem uma deformação flexural à litosfera, capaz de se estender muito além da própria carga. Dependendo da disponibilidade de magma, a ruptura gerada terá condições de se transformar em sede de vulcanismo, com desenvolvimento do monte submarino, até que este atinja altura suficiente para abafar o fluxo de magma, criando então um mecanismo auto propagador da cadeia, cuja velocidade de avanço limita-se pela velocidade de formação da carga (taxa de vulcanismo).

3.2.2 Assinatura geofísica de eventos magmáticos

Rochas magmáticas, em geral, são conhecidas por apresentarem uma assinatura geofísica bem característica, principalmente quando estudamos esses depósitos em sistemas sedimentares. Construções magmáticas possuem distintas morfologias e propriedades geofísicas em função do ambiente de erupção e/ou colocação. A presença e a quantidade de água são alguns dos fatores mais importantes, que juntamente com o tipo e composição do magmatismo, configuração local da bacia, erosão e ressedimentação determinam a geometria geral dessas construções, suas características físicas e, conseqüentemente, suas respostas aos diferentes métodos geofísicos.

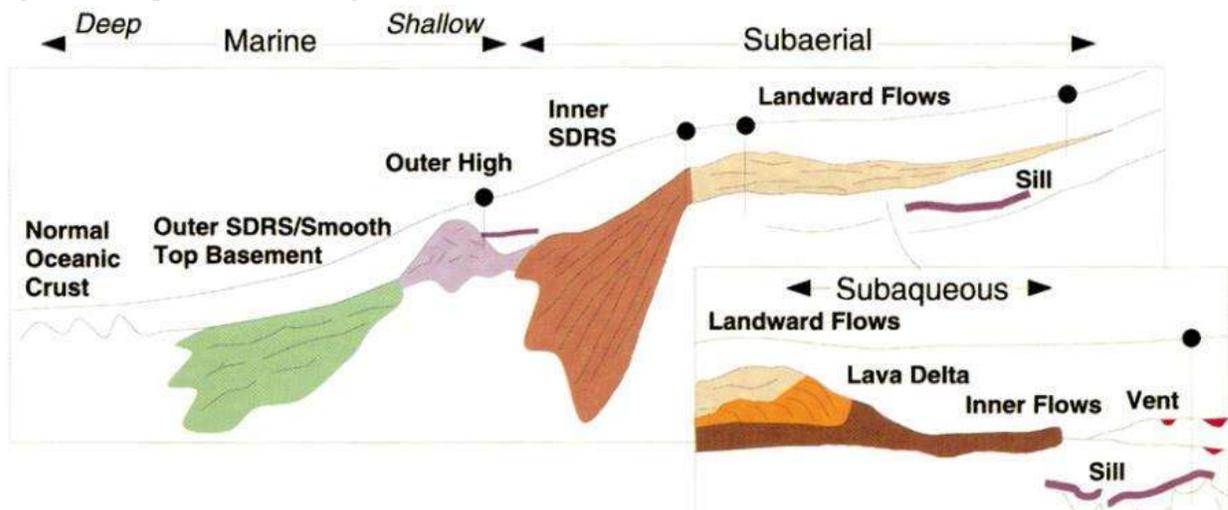
A vulcanoestratigrafia sísmica, por exemplo, é o subconjunto da estratigrafia sísmica, dedicado ao estudo da natureza e história geológica de rochas vulcânicas e seu ambiente de colocação a partir de dados sísmicos (Planke et al., 2000). Utilizando este conceito, Rey et al. (2008) identificaram três unidades principais de fácies sísmicas vulcânicas relacionadas com o vulcanismo extrusivo: fluxos em direção ao continente (*landward flows*), refletores mergulhantes em direção ao mar (*seaward dipping reflectors* - SDR), e protrusões vulcânicas. Além disso, os autores identificaram quatro unidades de fácies sísmicas relacionadas com as configurações e a evolução tectonomagmática de uma margem: domos, descontinuidade de *Mohorovicic*, top *underplating* e intrusões de *sill* (Figura 12 e Tabela 1). Aiello et al. (2012) reafirma que os corpos vulcânicos (fluxos de lava, domos e intrusões, por exemplo) são acusticamente transparentes, enquanto que as fácies sísmicas dos edifícios piroclásticos e/ou depósitos piroclásticos enterrados podem ser detectadas, devido à sua estratificação interna. Para Infante-Paez & Marfurt (2017) entretanto, fácies mais caóticas de amplitude moderada caracterizam o interior desses corpos magmáticos.

Segundo Planke et al. (2005) a interpretação de intrusões de *sills* (ou soleiras) difere dos métodos convencionais para mapeamento de horizonte temporal. Os *sills* podem se dividir em várias unidades ou várias unidades podem se fundir em uma, além disso, podem transgredir (ou seja, ascender ou descender na sequência estratigráfica) ou conter gaps. Estes *sills*, ainda segundo os autores, podem ser caracterizados pelos seguintes eventos sísmicos: alta amplitude; transgressão local; forma de pires (*saucer-shape*); e terminações abruptas (Figura 13), além de inibir o imageamento sísmico profundo.

Com relação à caracterização geofísica de eventos vulcânicos, Infante-Paez & Marfurt (2017) analisando primeiramente a configuração sedimentar acima desses depósitos magmáticos, afirmam que as terminações em *onlap* dos sedimentos denotam que a atividade vulcânica ocorreu anteriormente à deposição dessa sedimentação, caracterizando, portanto, a natureza extrusiva (vulcânica) e não intrusiva. Altas amplitudes ainda caracterizam limite entre o topo da sequência vulcânica e a sedimentação, o que ocorre devido ao alto contraste de impedância entre esses dois meios (Figura 14). Diferentes depósitos sedimentares e, conseqüentemente, fácies sísmicas podem encontrar-se associadas aos corpos vulcânicos, como depósitos vulcanoclásticos, depósitos de transporte de massa e depósitos de transporte de massa vulcânicos (Figura 15).

Outras características podem ser observadas como efeitos inerentes pelo magmatismo, como eventos de subsidência, por exemplo. Shi et al. (2005) afirmam que intrusões episódicas podem estar relacionadas a eventos de rápida subsidência. Modelos gravitacionais, indicam que no embasamento, há uma zona mais densa que a rocha circundante em cerca de 100-200 kg/m³. Os modelos térmico e de subsidência indicam que uma intrusão mais quente pode causar uma subsidência significativa imediatamente após a intrusão. A taxa de subsidência diminui com o resfriamento, segundo Shi et al. (2005).

Figura 12 - Esquema de uma margem vulcânica.



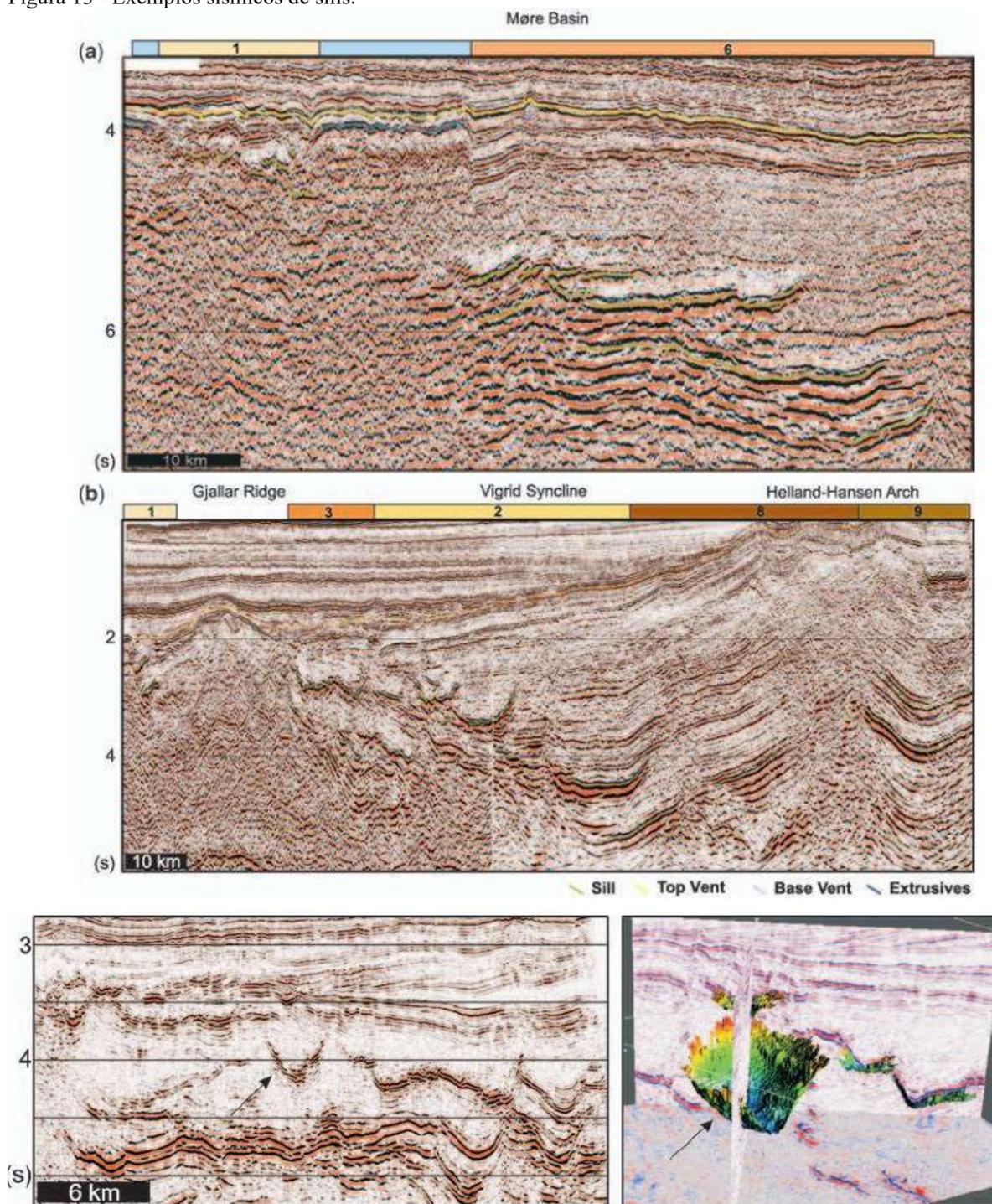
Legenda: Configuração das unidades vulcânicas e características sísmicas associadas em uma margem vulcânica
Fonte: Rey et al., 2008.

Tabela 1 - Características sísmicas das principais unidades vulcânicas.

Face sísmica	Característica de Reflexão			Interpretação	Fonte
	Forma	Limites	Padrão Interno		
SDR	Cunha	Topo: Amplitudes altas ou intermediárias ou com pseudoescarpamentos Base: Raramente definidas	Arqueado divergente ou planar, truncamentos não sistemáticos.	Preenchimento submarino de fluxos de basaltos com finas camadas sedimentares	Rey et al. (2008)
Fluxos Landward	Camadas	Topo: Altas amplitudes, suaves a irregulares, localmente falhadas. Sobrepondo terminações onlap ou concordantes. Base: baixas amplitudes, perturbadas.	Paralelo a subparalelo, com altas amplitudes e perturbados.	Depositados em baixos estruturais em subsidência. Subaéreo ou fluxos marinhos rasos de basaltos colocados em uma planície ou em uma ampla bacia.	Rey et al. (2008)
Protusões vulcânicas	Montes	Topo: Altas amplitudes, suaves ou irregulares. Base: Raramente definidas.	Caótico à subparalelo (curto), com amplitudes baixas a intermediárias.	Basaltos massivos em ambientes submarinos (possivelmente fluxos hialoclastitos) de fissuras vulcânicas	Rey et al. (2008)
Domos	Domos	Topo: Amplitudes altas a intermediárias Base: Raramente identificável	Paralelo a subparalelo	Estrutura de deformação. Formada devido ao soerguimento (underplating) ou stress compressional.	Rey et al. (2008)
Intrusões de Sills	Reflexões Simples	Altas amplitudes, estratos frequentemente transgressivos e transversais aos estratos. Muitas vezes inibem a geração de imagens de eventos mais profundos.		Intrusões de sills basálticos.	Rey et al. (2008)
Moho	Banda	De altas amplitudes, reflexões simples a fracas bandas.	Bandas de reflexões	Límite crosta-manto.	Rey et al. (2008)
Topo de Underplating	Banda	Topo: Altas amplitudes, reflexões de baixa-frequência.	Bandas de reflexões	Topo de corpo magmática colocado abaixo da crosta continental	Rey et al. (2008)
Delta de lava	Bancos	Topo: Altas amplitudes, ou reflexões em truncamento. Base: Reflexões em truncamento	Clinoforme progradante. Perturbada.		Planke et al. (2000)
Fluxos internos	Camadas (<i>sheet</i>)	Topo: Altas frequências, perturbadas, sobrepondo: conformante ou <i>onlap</i> . Base: Polaridade negativa, mas frequentemente obscurecida.	Caótica ou perturbada, subparalela.		Planke et al. (2000)

Fonte: Modificado de Rey et al. (2008) e Planke et al. (2000).

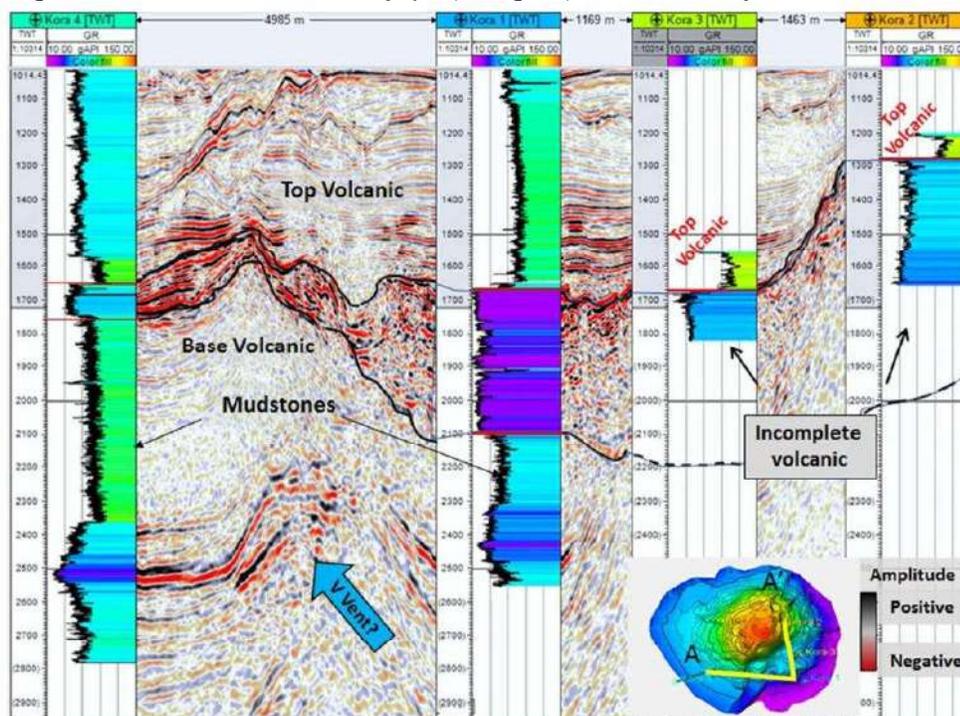
Figura 13 - Exemplos sísmicos de sills.



Legenda: (a) e (b) perfis sísmicos que mostram complexos de *sills* e suas fácies sísmicas, nas bacias de Møre e Vøring respectivamente. Note o claro aumento do tamanho com a profundidade, os *sills* mais rasos são menores e mais irregulares, enquanto os mais profundos são mais contínuos e suaves. Na base perfis sísmico de um complexo de *sill* e sua visualização 3D.

Fonte: Planke et al. (2005).

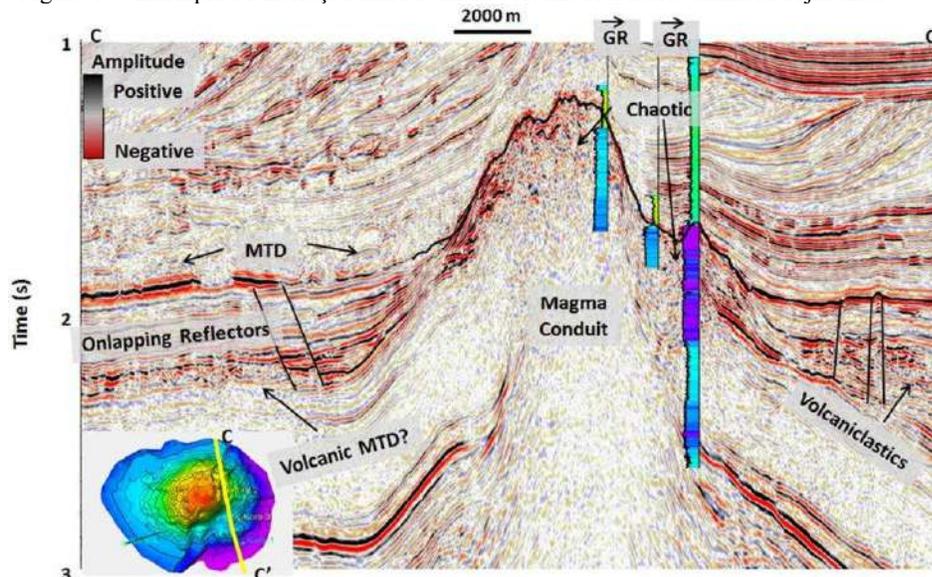
Figura 14 - Perfil sísmico e dados de poços (raios gama) intersectando depósito vulcânica.



Legenda: Perfil sísmico mostrando boa correlação com dados de radiação gama com as altas amplitudes sísmicas associadas aos derrames vulcânicos

Fonte: Infante-Paez & Marfurt, 2017.

Figura 15 - Exemplo de interação entre eventos vulcânicos e fácies sísmicas adjacentes.



Legenda: Perfil sísmico e perfil de raios gama (GR), exibindo a interação entre um corpo vulcânico e as fácies sísmicas adjacentes, inclusive depósitos de transporte de massa (MTD)

Fonte: Infante-Paez & Marfurt, 2017.

3.3 Montes e Cadeias Submarinas

Usualmente encontramos na bibliografia os termos montes submarinos (*seamount*), vulcão submarino (*submarine volcano*) e edifício vulcânico (*volcanic edifice*) para denotar montes submarinos, guyots e ilhas vulcânicas. Genericamente o termo monte submarino é utilizado para se referir a qualquer característica topográfica isolada, fora da plataforma continental, ou ainda a qualquer característica vulcânica cônica ou íngreme, vulcanicamente ativa ou não. Há ainda um tipo especial de monte submarino, o guyot, que segundo descrito inicialmente por Hess (1946), representa um alto batimétrico de topo plano, de origem vulcânica, nivelado pela erosão das ondas e que posteriormente sofreu subsidência para abaixo da zona fótica.

Iyer et al. (2012), afirmam que nenhum mecanismo poderia explicar isoladamente a produção e a disposição de montes submarinos, exibindo uma variedade de formas de lavas, que podem consistir de rochas ultrabásicas / ultramáficas a silícicas, em contraste com a cordilheira meso-oceânica, onde o basalto é predominante.

No que diz respeito a sua formação, Iyer et al. (2012), afirmam que montes submarinos intraplacas se formam geralmente a partir da fusão parcial de uma pluma ascendente ou a partir de tensões que fraturam a litosfera e permitem que o magma ascenda; ou ainda pela combinação desses processos. Das et al. (2007) propuseram que a formação de cadeias submarinas por fraturas tridimensionais, se dá ainda pela abertura das fraturas propagativas em uma crosta relativamente mais antiga, o que explica a formação de pequenos e médios montes submarinos, em vez de grandes, o que pressupõe que o magma ascendido tenha pouco tempo para interagir com a rocha circundante, levando a um armazenamento de magma de vida curta e superficial. A altura variável dos montes submarinos, mesmo dentro de uma única cadeia, pode indicar ainda que a região foi submetida a diferentes estágios de atividade vulcânica. Isso sugere que vários montes submarinos provavelmente compartilharam uma fonte magmática comum.

Iyer et al., (2012), salientam ainda que zonas de fratura oceânicas podem controlar os locais de montes submarinos oriundos ou não de *hotspots*. Kopp et al. (2003) afirmam ainda que uma mudança na direção de espalhamento pode induzir extensão ao longo dessas zonas de fratura, onde o magma pode ascender à superfície.

Segundo Fornari et al. (1987) esta origem preferencial dos montes submarinos perto das zonas de fratura oceânica, assim como em falhas transformantes e centros de espalhamento sobrepostos (*overlapping spreading center*) apoia a ideia de que a origem dos montes

submarinos está associada a processos petrológicos e tectônicos próximos ao eixo de espalhamento. É possível que nestas regiões, onde a crosta é comumente fraturada por mais de um conjunto de fraturas, haja maior disponibilidade de condutos magmáticos.

Kopp et al. (2003) ao analisar a Cadeia dos Músicos, sugerem a expressão direta da interação pluma-cadeia, formada por vulcanismo fora do eixo por meio de um canal astenosférico que se estende do *hotspot* até o centro de espalhamento (Figura 16).

Para entender o papel da tensão regional na formação e orientação dos montes e cadeias submarinos, Das et al. (2007) afirmam que estresse regional é claramente importante no controle da geometria inicial dos condutos, mas à medida que os vulcões crescem e se tornam maiores, a isostasia da crosta oceânica se torna um fator importante para influenciar a forma e o tamanho do vulcão.

No que tange a morfologia dos montes submarinos, Fornari et al. (1987), afirmam que os seguintes fatores a condicionam:

- a) forma, tamanho e as relações geométricas dos condutos magmáticos: Uma fonte pontual de magma pode construir uma pilha cônica de lava, enquanto que uma físsura eruptiva longa geralmente produz algo semelhante a uma cadeia, com taxa de extrusão variando ao longo de seu comprimento, se iniciando ao longo de todo o seu comprimento e se concentrando ao longo de um segmento curto à medida que a erupção progride, dando origem a formas vulcânicas complexas;
- b) taxa de erupção, distância da chaminé e viscosidade do magma: Controla a produção de uma ampla variedade de formas de fluxo submarino;
- c) topografia preexistente e tensões regionais.

Além desses, diversos outros fatores exercem uma forte influência na morfologia de um vulcão submarino: composição química do magma e cenário tectônico (Wood, 1984); potencial hidráulico e vazão (Das et al., 2007); idade da litosfera subjacente, espessura de cobertura sedimentar e padrões de fraturamento crustal e litosférico (Batiza e Vanko, 1983); composição química e propriedades físicas do magma - viscosidade, taxa de fluxo e força gravitacional (Iyer et al., 2012).

Segundo Fornari et al. (2012), em fluxos individuais é de se esperar que a geometria do conduto, a taxa de erupção, a viscosidade e a topografia pré-erupção exerçam grandes controles sobre a morfologia de um monte submarino. À medida que os fluxos individuais se acumulam para formar pequenos montes, a estabilidade temporal de condutos / respiradouros individuais

também se torna importante. O estresse tectônico regional é claramente importante no controle da geometria inicial dos condutos, mas à medida que os vulcões crescem, os esforços gravitacionais dentro do edifício também se tornam fatores importantes no controle da forma do vulcão.

Montes submarinos podem crescer em altura quando sua subestrutura é invadida por *sills* e seus flancos se tornam mais íngremes e mais instáveis, podendo colapsar causando fluxos de massa clásticos que ampliam a base do monte submarino, assim como o vulcanismo explosivo, segundo Iyer et al. (2012). Ainda segundo os autores, uma tendência na forma de vulcões submarinos é a evolução de sua forma através de seus estágios evolutivos: após a formação de pequenos vulcões cônicos (inferiores a 1 km de altura) com uma base circular, ou elíptica, as suas formas podem ser modificadas por crescimento posterior causado por erupções alimentadas por diques que produzem uma base em forma de estrela, podendo ou não, apresentar múltiplos picos, resultando em um complexo de montanhas submarinas. Segundo Chouldri e Nemcok (2017), em geral, montes submarinos de formas arredondadas suaves são produzidos por erupções no cume, enquanto cadeias complexas são produzidas por erupções no flanco, nas zonas de fenda laterais, desenvolvendo formas alongadas ou de estrela do mar. Esta mudança de uma forma arredondada para uma estrelada depende de vários fatores.

Segundo Vogt et al. (1984) montes submarinos e guyots dispostos em ordem crescente de volume podem representar uma sequência evolutiva na qual cada tamanho de elemento representa um estágio de evolução. Esta hipótese é ilustrada esquematicamente na Figura 17, que correlaciona o tamanho do edifício e o desenvolvimento de fendas. Este modelo, segundo os próprios autores, provavelmente não está estritamente correto. Por exemplo, edifícios produzidos por hotspots mais "potentes" como o Havaí podem crescer a uma taxa mais rápida e ser compostos por lavas toleíticas menos viscosas, irrompendo rapidamente com maior frequência e em maior volume por fluxo, em comparação com um edifício produzido por um hotspot mais fraco, entretanto esse modelo pode ser uma boa aproximação em uma primeira análise.

Chouldri et al. (2017) também afirmam que a altura do edifício vulcânico é uma das variáveis mais importantes para o desenvolvimento de montes submarinos de formas estreladas, sendo necessário uma altura do edifício de aproximadamente 3 km, com um intervalo de 2 a 4 km, para a transição de circular para estrelada. Esta morfologia acentuada, segundo os autores, possibilita a ascensão por flutuabilidade da câmara magmática, que emerge por se tornar menos densa que o material circundante, onde passam a alimentar os sulcos radiais do flanco com mais eficiência do que as câmaras de magma em profundidade. Além da colocação de diques laterais

de câmaras de magma rasas, essas intrusões promovem o colapso do flanco pelo aquecimento das águas subterrâneas ou pelo aumento excessivo da inclinação, enquanto que, a erupção de câmaras de magma profundas por diques verticais é menos eficiente, devido ao caminho mais longo, trabalho contra a gravidade, bem como eliminação de volátil e, conseqüente, redução de densidade, o que provoca uma ascensão mais acentuada e erupção ao invés de uma intrusão lateral.

Vale salientar, entretanto que existem características lineares que podem ser confundidas com essas fendas laterais em montes submarinos, produzidas por diversos processos, como: erosão / deposição sedimentar; canais detríticos sedimentares ou vulcanoclástico e até mesmo outro monte submarino menor.

Para Das et al. (2007) o magma fornecido a partir de um único conduto forma montes cônicos com flancos que podem ter crescido como um fruto do conduto principal, embora a uma altura mais baixa, enquanto que montes submarinos com picos múltiplos são construídos a partir de múltiplos alimentadores que surgiram diretamente da câmara principal de magma ou dos ramos subsidiários que estavam interconectados ao conduto principal.

Chouldri e Nemcok (2017) afirmam que a maioria dos montes submarinos pequenos é provavelmente monogenética (montes submarinos inferiores a 1.400 m são quase todos criados em menos de 5 Ma) enquanto que montes submarinos maiores crescem por um longo período de tempo, com uma história complexa de erupção e deformação, mostrando uma maior faixa de idades, de modo que a complexidade morfológica também pode ser resultado de diferentes idades do edifício. Entretanto, ainda segundo os autores, o tempo necessário para o crescimento de um monte submarino é relativamente curto. Um exemplo do Havaí documenta uma taxa de erupção de $0,05 \text{ km}^3/\text{ano}$, indicando um tempo de aproximadamente 2,3 Ma para formação de uma ilha (o volume total acima e abaixo do nível do mar é de $1,13 \times 10^5 \text{ km}^3$). Carracedo et al. (2015) analisando as erupções submarinas no Arquipélago das Ilhas Canárias, que se iniciaram em 2011, através de 7 levantamentos de dados batimétricos, realizados entre outubro de 2011 e fevereiro de 2012, analisaram a evolução de um edifício vulcânico e seu aumento de 272 m de relevo relativo (Figura 18), o que mostra a capacidade de construção de edifícios vulcânicos.

Existe ainda uma forte correlação entre a altura e o raio basal dos montes submarinos, em uma proporção média da altura representando cerca de um quinto (Smith, 1988) à um sétimo (Das et al., 2007) do raio basal. Segundo Das et al. (2007), uma disparidade muito grande dessa proporção provavelmente reflete que uma vez atingida uma altura crítica, as erupções subseqüentes localizadas (intraplaca) resultam em um aumento basal dos montes.

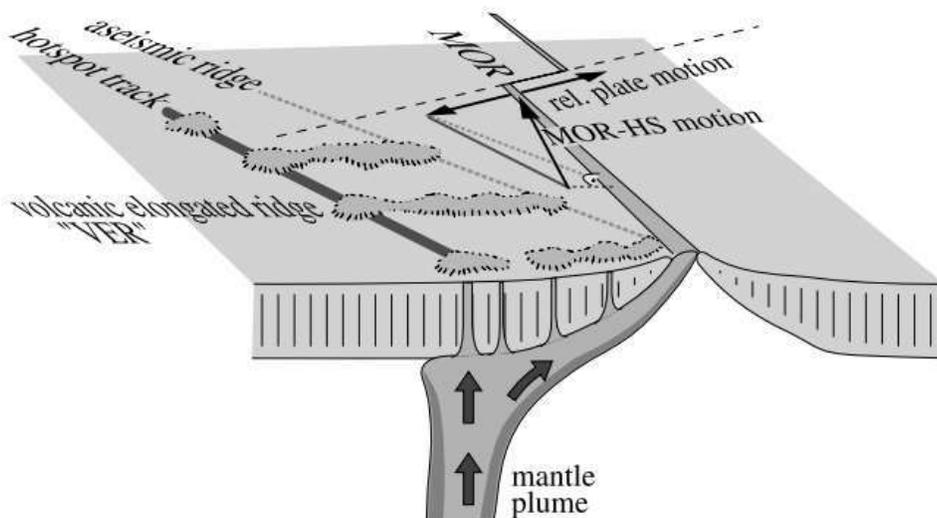
O edifício vulcânico representa uma carga sobre a crosta oceânica, que se rebaixa sob seu peso (Figura 19). À medida que a região é preenchida, o volume de material vulcânico necessário para a construção do edifício é maior que o volume acima do fundo do oceano. Segundo Chouldri et al. (2017) a consequente flexura nas montanhas submarinas, causada pela carga distribuída no interior de uma placa oceânica, dá origem à fossos ou calhas flexurais, depressões em forma de vale que se formam em torno de grandes montes ou cadeias submarinas (Figura 20). A geometria do fosso depende do tamanho da carga vulcânica e da resistência da litosfera subjacente, representada por sua espessura elástica.

Segundo Rees et al. (1993) modelos reológicos simples da litosfera oceânica sugerem um rápido enfraquecimento da litosfera em um curto período de tempo (em cerca de 10^4 a 10^5 anos) imediatamente após a inserção da carga, com o fosso sendo formado no primeiro 10^6 ano. À medida que cada nova ilha é formada, ela afeta o histórico de subsidência das ilhas mais antigas adjacentes.

Deslizamentos submarinos também ocorrem frequentemente como um dos elementos principais de preenchimento dessas calhas (Figura 21), podendo ultrapassar os 100.000 km^2 de extensão, como ocorre nas Ilhas do Havaí, onde individualmente excedem os 200 km de extensão e possuem volumes estimados que superam os 5.000 km^3 . Rees et al. (1993) destacam que a calha flexural havaiana é preenchida com uma seção sedimentar bem estratificada, com até 2,2 km de espessura, caracterizada por quatro grandes unidades litoestratigráficas: uma camada basal de espessura relativamente constante que precede a formação do fosso flexural (26A); uma série de depósitos de escorregamento que engrossam em direção às ilhas e se sobrepõem ao arco (26B); uma unidade de horizontes contínuos altamente reflexivos que se sobrepõem ao arco de flexão e inclinam-se para as ilhas (26C); e uma sequência fina e em camadas, que é armazenada na parte mais profunda da calha (26D). Essa estratigrafia distinta em termos dos efeitos competitivos do fluxo de sedimentos para o fosso e a subsidência flexional ocorre à medida que cada nova ilha começa a se formar, e consequentemente, a subsidência flexural excede o influxo de sedimentos.

Por fim, a relação entre montes submarinos e a idade litosférica implica em um limite superior na altura do monte submarino que depende da disponibilidade do material fundido, da pressão de condução do magma e da espessura da placa (Clouard et al., 2000). As tensões de compressão diretamente abaixo do monte submarino, como consequência da resposta flexural da litosfera a carga, podem eventualmente exceder a pressão de acionamento do magma e impedir que o magma surja, limitando assim o crescimento do monte submarino.

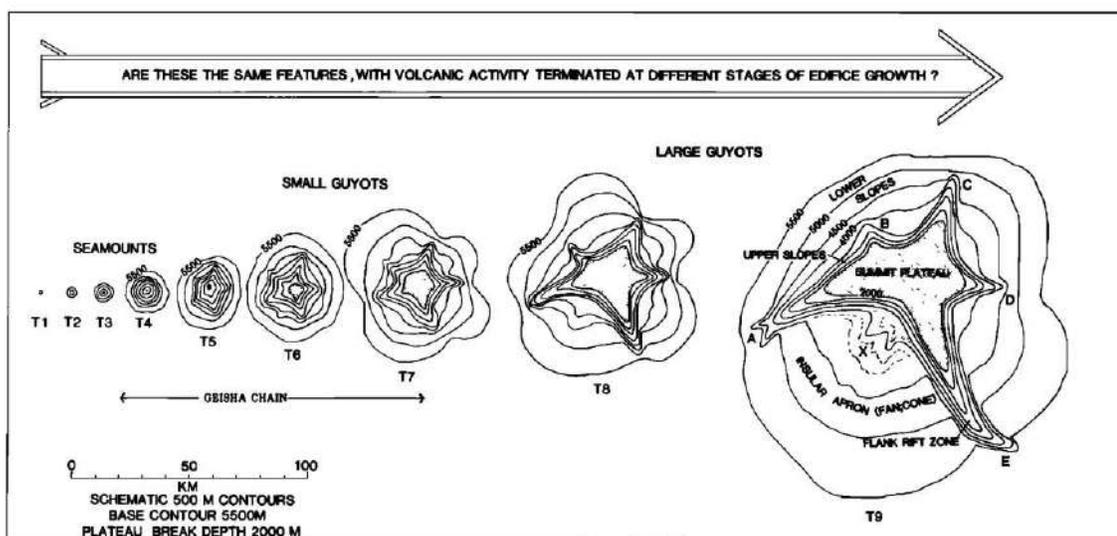
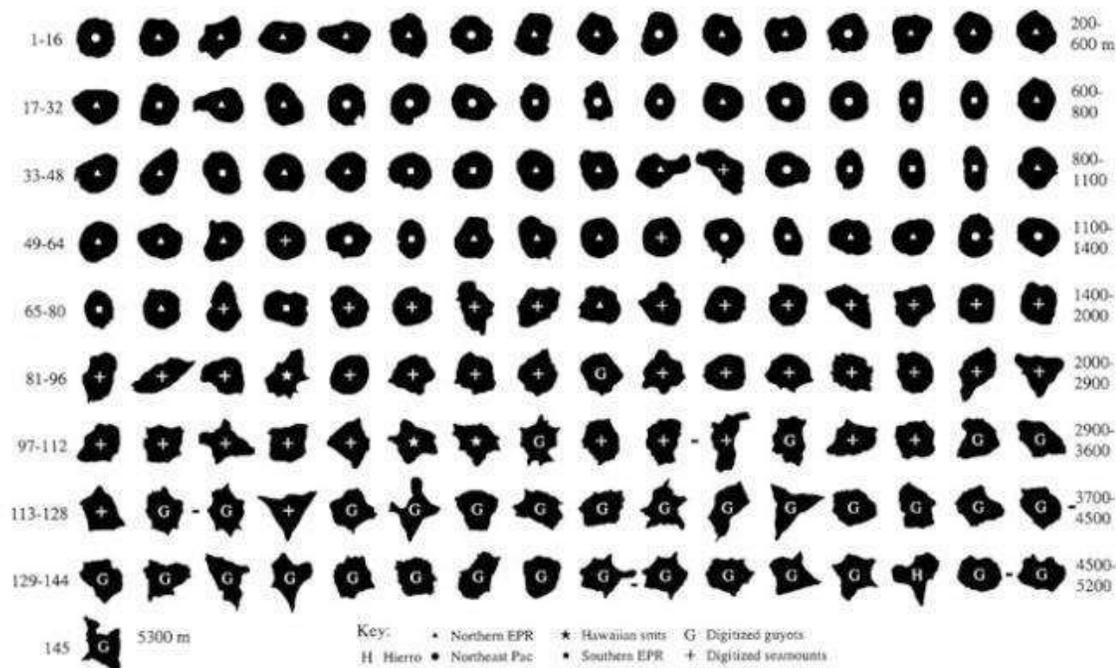
Figura 16 - Iteração entre hotspot, eixo de espalhamento e montes submarinos.



Legenda: Modelo de formação de montes submarinos, mostrando a interação entre um hotspot, eixo de espalhamento e cadeias/montes submarinos (Kopp et al., 2003). Quando o hotspot está próximo o suficiente da cadeia a fusão astenosférica pode ser canalizada sob a litosfera, para o centro de espalhamento, alimentando-o, desenvolvendo cadeias alongadas no topo desse canal. A orientação dessas é perpendicular ao eixo de espalhamento e, portanto, difere do azimute de uma cadeia assísmica originada no eixo de espalhamento.

Fonte: Kopp et al. (2003)

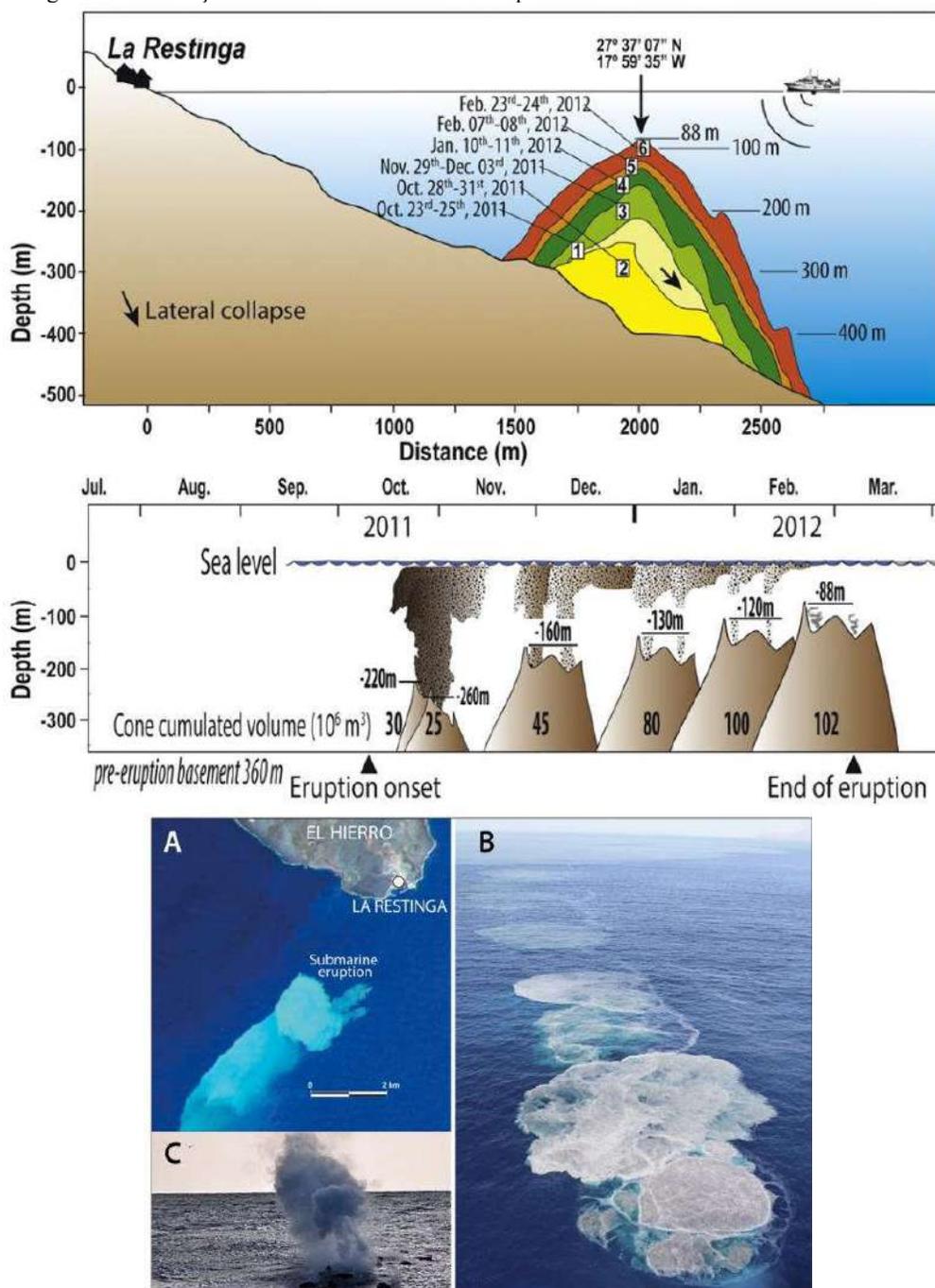
Figura 17 - Relação entre a forma, altura e a evolução dos montes submarinos.



Legenda: Compilação de montes submarinos organizados em razão de sua altura média, mostrando a correlação desta medida com a sua forma (Mitchell, 2011 - acima) e detalhe da evolução proposta da forma dos montes submarinos (Vogt & Smoot, 1984 - abaixo).

Fonte: Mitchell (2011) e Vogt & Smoot, 1984

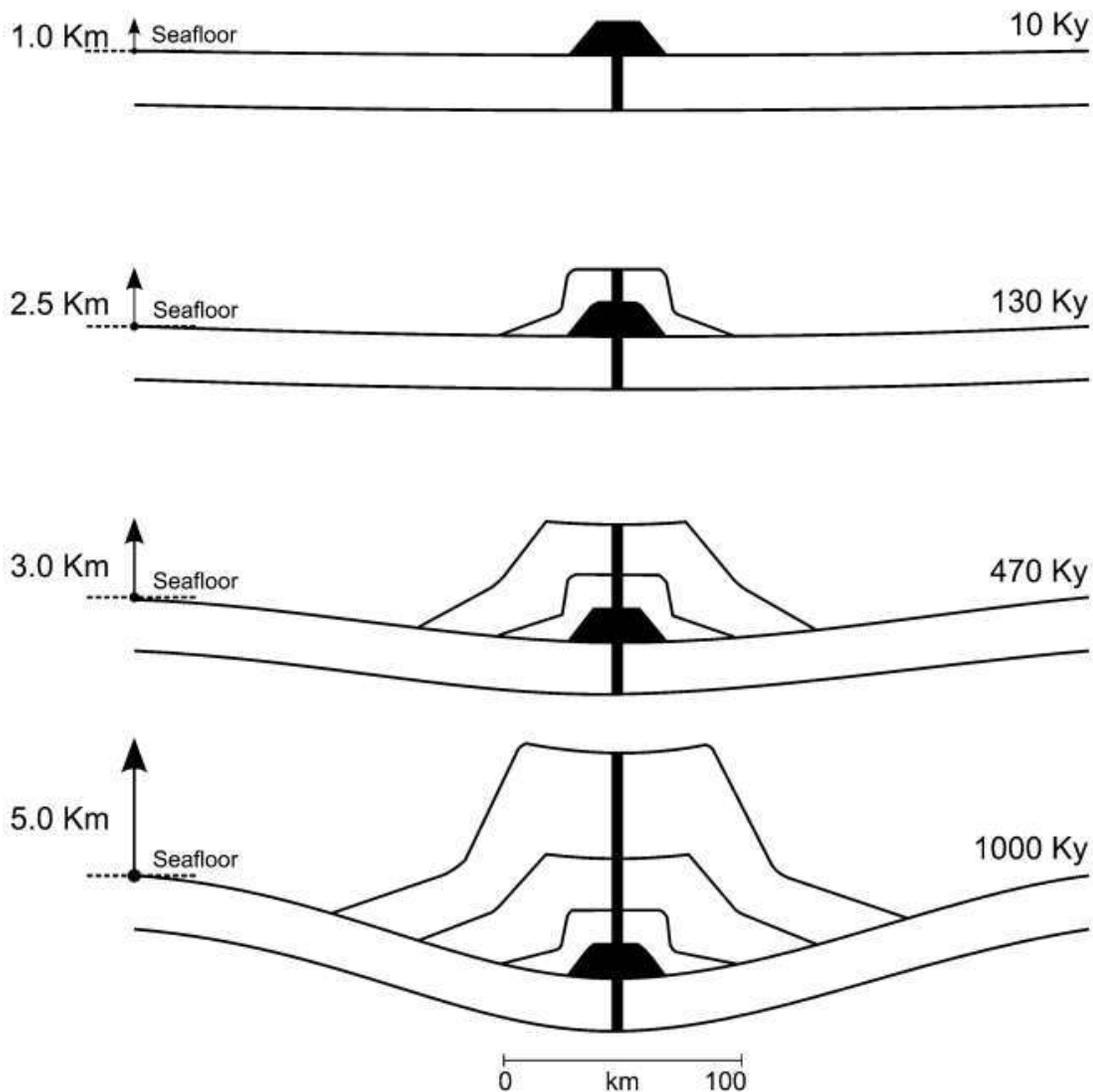
Figura 18 - Formação de novos montes submarinos por meio de diversos eventos vulcânicos.



Legenda: Construção de cone vulcânica, na região proximal às ilhas Canárias, mostrando esquema de crescimento de outubro de 2011 à fevereiro de 2012 (topo e centro) e a expressão dos gases expelidos na superfície do mar (base).

Fonte: Carracedo et al. (2015).

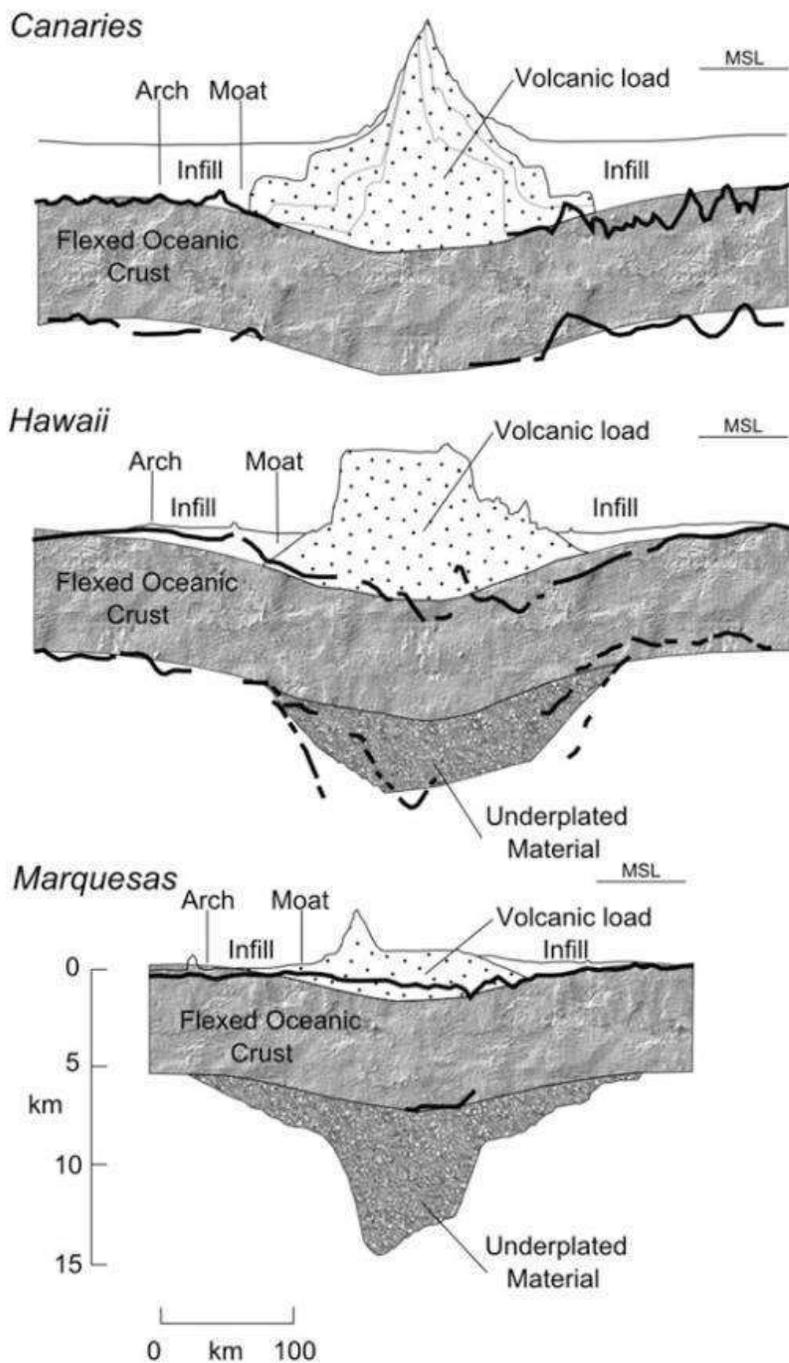
Figura 19 - Modelo simplificado de crescimento de montes submarinos e calhas associadas.



Legenda: Modelo simplificado do crescimento de um monte submarino, assumindo um modelo de placa viscoelástica (Watts, 2001). Neste modelo um monte submarino de 5 km de relevo relativo, construído por erupções em seu cume é construído em cerca de 1 Ma. Inicialmente, a placa permanece rígida e o vulcão se acumula rapidamente, atingindo 50% de sua altura máxima em 130.000 anos. À medida que a carga aumenta, a placa viscoelástica se enfraquece, a subsidência aumenta e outros 870.000 anos decorrem até que o monte submarino para atingir a altura final.

Fonte: Watts (2001)

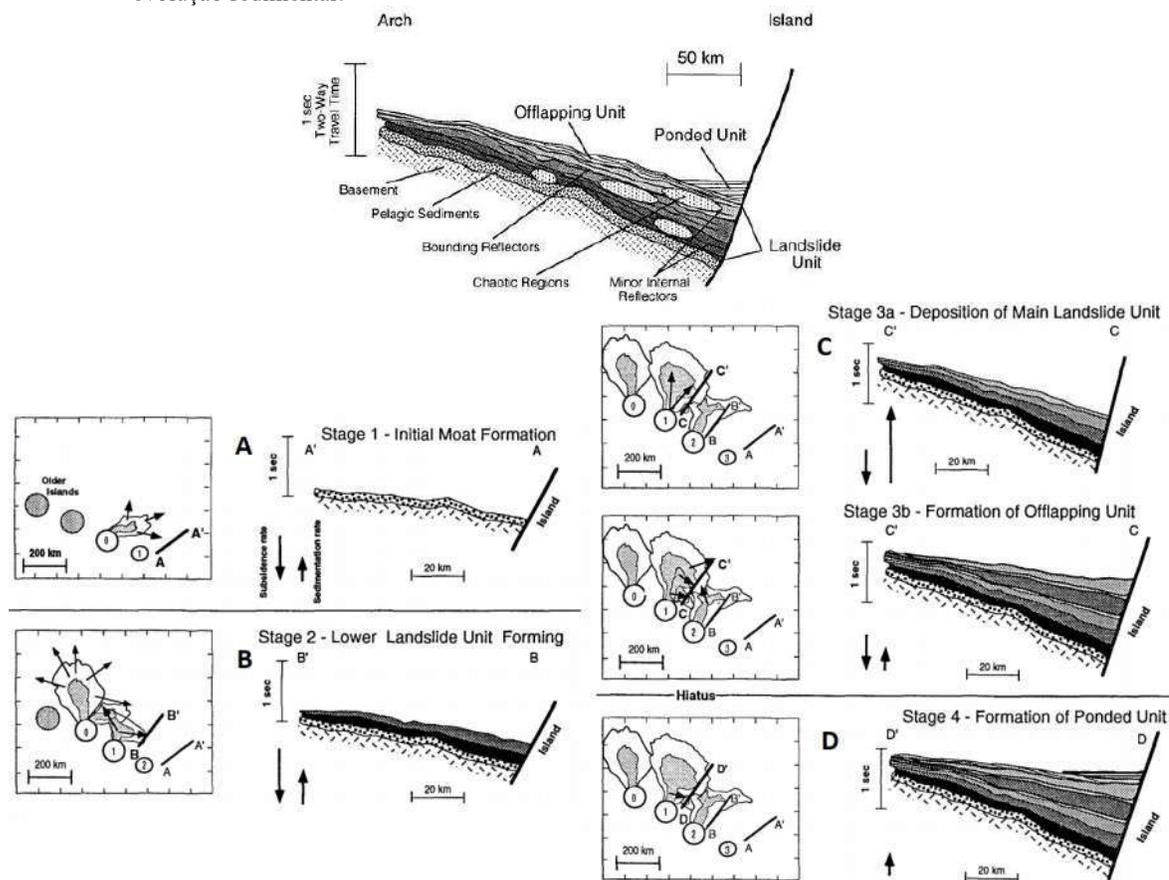
Figura 20 - Perfis geológicos mostrando a diversidade entre a relação montes submarinos, arcos, calhas e estruturas subcrustais.



Legenda: Perfil esquemático de montes submarinos das ilhas Canárias, Havá e Marquesas, mostrando a fossa flexural, a flexura crustal e o seu equilíbrio isostático.

Fonte: Choudhuri & Nemcok, 2017.

Figura 21 - Perfil estratigráfico sintético de uma calha (fosso) associado à uma cadeia vulcânica e seus estágios de evolução sedimentar.



Legenda: (Topo) Padrão de preenchimento no interior de uma calha flexural. (Base) Esquema de evolução de uma calha flexural onde os círculos numerados nos mapas mostram os vulcões individuais, assim como as setas no mapa representam os locais principais para deslizamentos de massa, e polígonos cinza representam deslizamentos anteriores que não afetam mais esta parte da calha. (A) Estágio 1: Início da formação da calha, subsidência significativamente aumentada com a sedimentação. (B) Estágio 2: Início do preenchimento da calha com material transportado ao longo do eixo da calha. A subsidência permanece excedendo o fluxo sedimentar. (C) Estágio 3a: Grande escala de deslizamentos de massa e início do rápido preenchimento da calha, com grande volume de rochas vulcânicas massivas ou pobremente acamadadas. Estágio 3b: Há a progressão erosiva dos deslizamentos de massa das ilhas adjacentes que gradualmente reduz o aporte de material carreado a calha, formando unidades em *offlapping*. A subsidência regional excede o influxo sedimentar. (D) Estágio 4: Subsidência da calha cessa efetivamente. Rejuvenescimento da sedimentação após o hiato causa a formação de uma unidade coberta na parte mais profunda da calha. (ambas as figuras modificadas de Rees et al., 1993)

Fonte: Modificado de Rees et al., 1993.

4 GEOLOGIA REGIONAL

O Atlântico Equatorial (Figura 01) localiza-se entre os seus vizinhos, os oceanos Atlântico Central (ao norte) e Sul (ao sul). Seus limites a oeste e a leste correspondem às margens continentais da América do Sul e África Ocidental. A borda a oeste se estende da bacia de Demerara, costa da Guiana Francesa, ao leste extremo do Brasil, enquanto o limite africano vai da plataforma continental da Libéria até a região sul do Golfo da Guiné. Segundo Azevedo (1991), essa grande região (da ordem de 8×10^6 km²) compreende importantes feições geológicas como as zonas de fraturas de São Paulo e de Romanche, as duas maiores e mais largas falhas transformantes dos oceanos, o Delta do Niger, uma importante província petrolífera Terciária, e o Leque Submarino do Amazonas, um dos maiores leques submarinos atuais no mundo, com potencial petrolífero ainda desconhecido.

4.1 Geodinâmica

A configuração atual do continente emerso, adjacente à margem equatorial, é fruto de distintos episódios de sutura, tafrogênese e rifteamento, apresenta importantes feições tectônicas e estruturais, que possuíram papel ativo na abertura do Oceano Atlântico e configuração da margem continental brasileira como conhecemos.

Basile et al. 2005 afirma que o entendimento da evolução do Oceano Atlântico Equatorial é dificultado devido à descontinuidade, ou baixa intensidade, de grande parte dos lineamentos magnéticos do assoalho oceânico, o que é explicado devido às baixas latitudes (que tipicamente possuem menores taxas de intensidade magnética) e ao período em que ocorreu a ruptura crustal / início da criação de crosta oceânica (coincidente com o período de quietude magnética). Em decorrência a isso, as reconstruções paleogeográficas no Atlântico Equatorial são realizadas, em grande parte, pela observação de zonas de fraturas oceânica, aspectos estruturais e sedimentares encontrados em crosta continental e bacias associadas ao processo de criação de crosta oceânica (Gorini, 1977).

Segundo diversos autores (e.g., Azevedo, 1991; Soares Júnior et al., 2008 e Bizzi et al., 2003, dentre outros), a margem Atlântica Equatorial foi formada por três importantes episódios

tectônicos distensivos que afetaram o leste do continente sul americano desde o Mesozoico Inferior.

Segundo Soares Junior (2008), a propagação do evento distensivo do Atlântico Central alcançou a parte Norte da placa Sul-americana em torno de 200 Ma, possivelmente formando o gráben Calçoene (Figura 22 A). O segundo esforço distensivo data do período anterior ao Barremiano (130 a 125 Ma) até o Albiano (112 a 99,6 Ma) e foi responsável pela formação de um rifte que viria a se tornar a Bacia do Marajó. Essa bacia foi conectada à Bacia do Foz do Amazonas através do Gráben de Cassiporé, pela propagação de falhas em direção ao Sul (Figura 22 B).

A bacia de Marajó é composta por um sistema de quatro sub-bacias com depocentros alongados em direções distintas: Mexiana (NE-SW), Limoeiro (NW-SE), Cameté (WNW-ESE) e Mocajuba (NNW-SSE), todos seguindo antigos cinturões de dobramentos. A partir da sub-bacia de Mexiana, as falhas se propagaram para o interior do continente, formando as outras sub-bacias (Figura 22 C e 22 D).

Os aulacógenos de Potiguar e de Benue (África) são os grábens posicionados mais a leste da margem equatorial. Essas bacias formaram um sistema de junção tríplice (Cadeia-Cadeia-Cadeia), sendo o rifte de Benue abortado e os riftes que hoje constituem as bacias de Potiguar – Keta-Togo-Benin e as bacias de Pernambuco/Paraíba – Afikpo/Cabo evoluídas até as bacias oceânicas atuais (Gorini, 1977).

A Bacia de Potiguar possui papel chave na evolução geodinâmica da margem, contrabalanceando o campo de forças distensivas do Atlântico Central e do Atlântico Sul. Para Azevedo (1991), a margem transformante na região equatorial foi um requisito cinemático necessário para se aliviar as tensões distensivas do Atlântico Central e do Atlântico Sul, explicando o motivo da não utilização das zonas de fraqueza hercinianas do embasamento pelos riftes.

O período Aptiano (125 – 112 Ma) marcou o fim do segundo dos três pulsos distensivos que afetaram a região equatorial (Soares Junior, 2008). O final desse pulso permitiu a formação de novas falhas normais sintéticas nas bacias do Amazonas e do Marajó, que contribuíram em aumentar a bacia (Figura 22 E e F).

O terceiro e último evento distensivo afetou a região da bacia de Potiguar, e migrou rapidamente para Oeste através da Bacia do Ceará. No entanto, não prosseguiu através do gráben de Ilha Nova. O sistema de falhas normais seguiu para E-W e NW-SE contornando a Plataforma de Ilha de Santana, talvez pelo efeito do cráton São Luiz, e individualizando as bacias marginais de Barreirinhas e Pará-Maranhão (Figura 22 G e H).

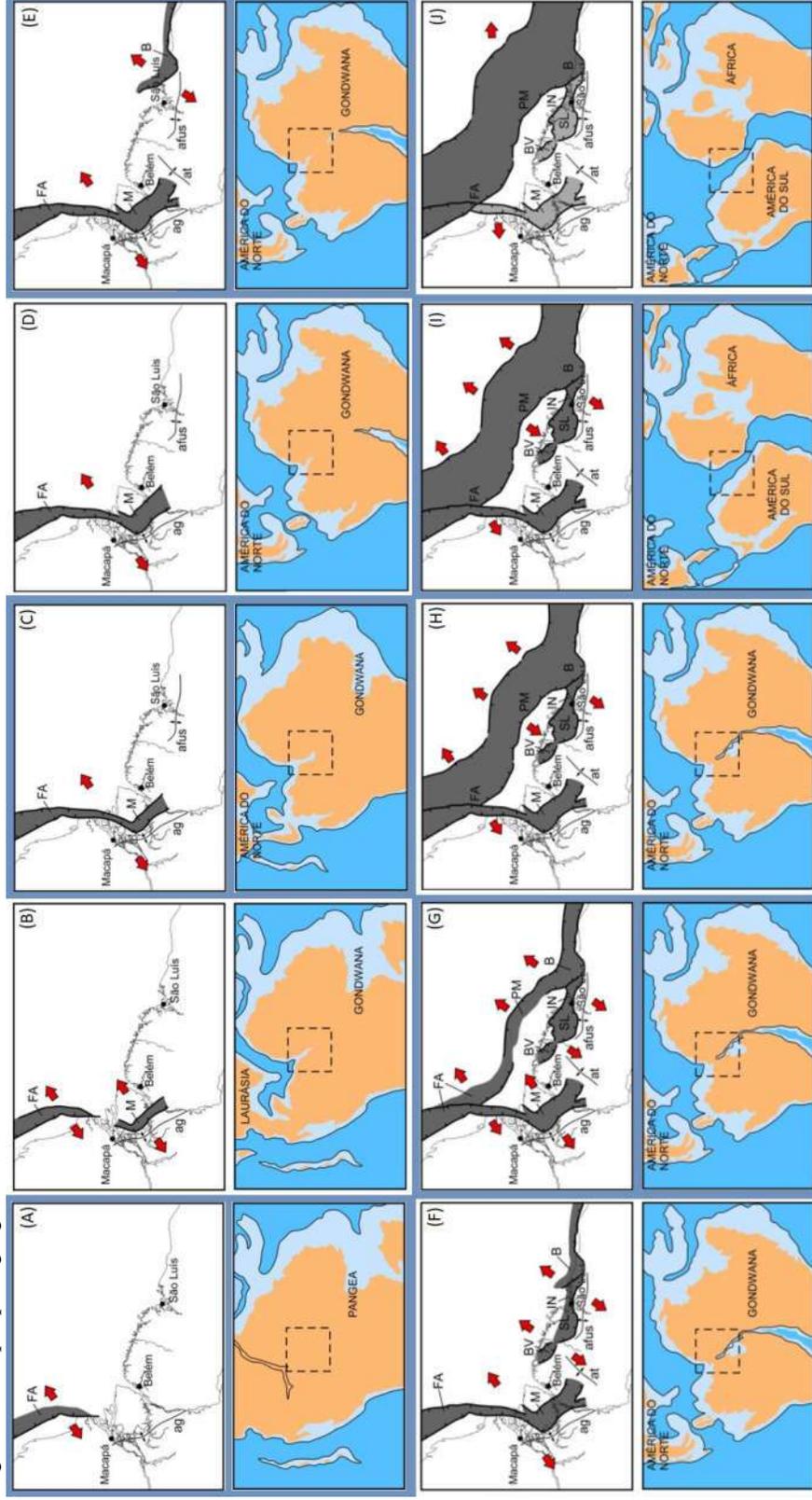
Portanto, o quadro geodinâmico da implantação do sistema de riftes na margem equatorial brasileira mostra-se complexo, constatando-se a sobreposição de eventos distensivos: o primeiro que se inicia no Neo-Triássico e se encerra no Eo-Jurássico, em resposta ao tectonismo do Atlântico Central; outro atribuído ao período pré-Barremiano até o Albiano, marcado pelo início da tectônica transtensiva; e o último de idade Albiana.

Segundo Soares Júnior et al., (2011), ainda no final do Albiano ocorreu a ligação entre os oceanos Atlântico Equatorial e Central, através do contínuo desenvolvimento na direção NW da bacia Pará Maranhão através de rotação anti-horária da placa africana em relação à americana, gerando nova fase de rifteamento e a entrada do mar na Bacia da Foz do Amazonas (Figura 22 I). Este novo único sistema de grábens, conectado ao Atlântico Central, era dominado por sistemas marinhos, com profundidades superiores a 2.000 m e taludes bem desenvolvidos.

Desde final do Albiano, segundo Soares Júnior et al. (2011) houve o fim da movimentação extensional no interior do continente Sul-Americano (cessando a fase rifte nas bacias de Marajó, Grajaú e Sistemas de Grábens Gurupi), concentrando todo o esforço extensional no Atlântico Equatorial nas bacias da Foz do Amazonas, Pará Maranhão e Barreirinhas, que evoluíram para bacias de margem passiva (Figura 22 J). Com o início da deriva continental começou a atuação de falhas transcorrentes de direção NE-SW em todo o conjunto de riftes na região, impondo compartimentação dos depocentros.

Outro evento importante ocorreu no Eoceno-Oligoceno com a colisão da placa Sul-Americana e a placa de Nazca, geração da cadeia Andina, e conseqüente mudança dos cursos fluviais do páleo-Amazonas e do páleo-Solimões, que passaram a se dirigir para o Atlântico.

Figura 22 - Mapas paleogeográficos das fases de abertura do Atlântico Central.



Legenda: (a) Neo-Triássico; (b) Eocretáceo (Barriasiense); (c) Valanginiense; (d) Barremiano; (e) início do Aptiano (112 Ma); (f) final do Aptiano (112 Ma); (g) início do Albiano; (h) final do Albiano; (i) final do Albiano; (j) Neocretáceo (Turoniano - 93,5-89,3 Ma). FA – Bacia da Foz do Amazonas; M – Bacia de Marajó; B – Bacia de Barreirinhas; BV – Bacia de Bragança – Viseu; SL – Bacia de São Luís; IN – Bacia de Ilha Nova; PM – Bacia do Pará – Maranhão; ag – Arco de Tocantins; at – Arco de Tucantins.

Fonte: Soares Junior, 2011.

4.1.1 Magmatismo do Atlântico Equatorial e região onshore

Para Segev (2000), através de datações radiométricas (principalmente de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) é possível mapearmos 17 grandes eventos magmáticos globais síncronos, ocorridos nos últimos 205 Ma, incluindo derrames basálticos. As idades iniciais desses eventos são: 202, 190, 184, 169, 160, 145, 138, 125, 112, 97, 83, 69, 56, 44, 32, 17 e 5 Ma, e correspondem à ciclos magmáticos de curto prazo com cerca de 13 Ma (Figura 23). Estes 17 eventos magmáticos foram marcados por sincronismo de maior ou menor extensão, todos os quais se encaixam bem com os limites de período ou eras geológicas

Estes eventos magmáticos são reflexos da ascensão contínua de plumas mantélicas, provenientes do manto inferior, que duravam cerca de 60 Ma, que coincidiam, ao menos em parte, com períodos de: *supercron* geomagnético de polaridade normal, altas taxas de produção global de crosta oceânica e consequente aumento das alterações do nível do mar (Segev, 2000). O magmatismo periódico, que sucedeu o rompimento e a quebra do Gondwana, sugere um cenário evolutivo para o desenvolvimento de centros de espalhamento oceânico pela subida de uma ou mais grandes cabeças de pluma através do manto superior.

Segundo Nomade et al. (2007), a Província Magmática do Atlântico Central (*Central Atlantic Magmatic Province - CAMP*) ocorrida em aproximadamente de 200 ± 4 Ma está preservado em quatro continentes, cobrindo uma área de aproximadamente 5.000 km de comprimento e 2.000 km de largura (Figura 24). Entretanto, o CAMP possui volume preservado de apenas 10^6 km³; representado principalmente por diques e sills no nordeste do Brasil, oeste e centro da África e no sudeste dos Estados Unidos.

Para White e Mackenzie (1989) o rifteamento continental envolve magmatismo, bem como falhas que refletem a deformação e a descompressão mantélica, entretanto a origem e o momento desse magmatismo permanecem controverso, com dois modelos principais propostos: o rift ativo ou passivo. Neste contexto o rifteamento do Atlântico Central/Equatorial, pode ter ocorrido como um processo de rifteamento ativo, através de uma anomalia térmica (em forma de pluma), associada ao *CAMP*, e responsável pela geração de grande volume de magma e pelo rifteamento (Courtilot et al., 1999), ou como um processo de rifte passivo, em que o *CAMP* foi iniciado pelo próprio processo de quebra da placa litosférica (McHone, 2000).

Puffer (2003) afirma que a composição da maioria dos basaltos do *CAMP*, é diferente dos tipos de magma *OIB*, pluma, *hotspot*, *NMORB* ou *E-MORB*, mas se assemelha, em particular, ao típico basalto relacionado à arcos e à basaltos de bacias de retroarco em particular.

A composição uniforme do basalto do *CAMP* indica que o fracionamento e a contaminação desempenharam apenas papéis menores e que o magma do *CAMP* foi rapidamente gerado e extravasado durante o rompimento do Pangea. A composição do basalto *CAMP* também se assemelha às vulcânicas paleozóicas da América do Norte Oriental extrudidas em bacias de arcos e retroarcos. O manto enriquecido envolvido no magmatismo paleozoico, ainda segundo Puffer (2003), permaneceu preso sob a sutura Laurentiana - Gondwana até o início do tectonismo Jurássico (Figura 25).

Após o *CAMP*, houveram episódios magmáticos pós rifte, que conservam características marcantes do Atlântico Equatorial e margem continental adjacente.

Segundo Campos et al. (1974) o magmatismo acompanhou a evolução tectônica da margem continental brasileira principalmente em dois picos principais de atividade ígnea: um Cretáceo Precoce, há 110-140 Ma, e um Cretáceo Superior a Terciário inferior, há 50-80 Ma (Figura 26). O magmatismo cretáceo primitivo, síncrono com a reativação Wealdiana, é mais presente nas bacias intracratônicas da Amazônia, Parnaíba e Paraná (onde apresenta fluxos de lava basáltica superiores a 1.500 m). Ainda segundo os autores, a atividade ígnea submarina, possivelmente associada a zonas de fratura oceânica, persistiu intermitentemente até o Mioceno, com um pico entre o Cretáceo Superior e o Terciário Superior, entre 80 e 50 Ma. O arquipélago de Abrolhos e os bancos submarinos vulcânicos ao largo da Bacia do Espírito Santo foram construídos principalmente durante esta época.

O evento magmático Cenozóico da Província Borborema, no nordeste do Brasil, é de natureza alcalina e manifesta-se como derrames e plugs com ocorrência distribuída entre a borda leste da Província Parnaíba e o Rio Grande do Norte, o norte de Pernambuco, além da área da margem continental onde inclui o vulcanismo do Alto do Ceará, da Plataforma de Fortaleza, o da porção profunda da Bacia Potiguar e o do Arquipélago de Fernando de Noronha. Ocorrências conhecidas na área emersa incluem as de Mecejana, no Ceará, e as de Macau e Cabugi, no Rio Grande do Norte, além de pequenos corpos distribuídos pelo interior do Rio Grande do Norte e de Pernambuco (Figura 27). Portanto, a porção continental próxima à área de estudo deste trabalho registra eventos vulcânicos terciários de Mecejana, próximo à cidade de Fortaleza, com as idades estimadas entre 36 ± 2 a $29,9 \pm 0,9$ Ma, conferindo idade Eoceno Superior a Oligoceno Superior (segundo Cordani, 1970; Guimarães et al., 1982; Guimarães et al., 2020). Há ainda a presença do o lineamento vulcânico Macau-Queimadas com idades que variam de 33.99 a 12.39 Ma (Guimarães et al., 2020), mas que pode apresentar ainda eventos magmáticos datados em 83 ± 03 Ma, possivelmente associados ao pulso magmático que

acompanhou a reativação tectonomagmática da separação final entre a América do Sul e África (há 90 Ma, no Cenomaniano/Turoniano, segundo Misuzaki, 1998).

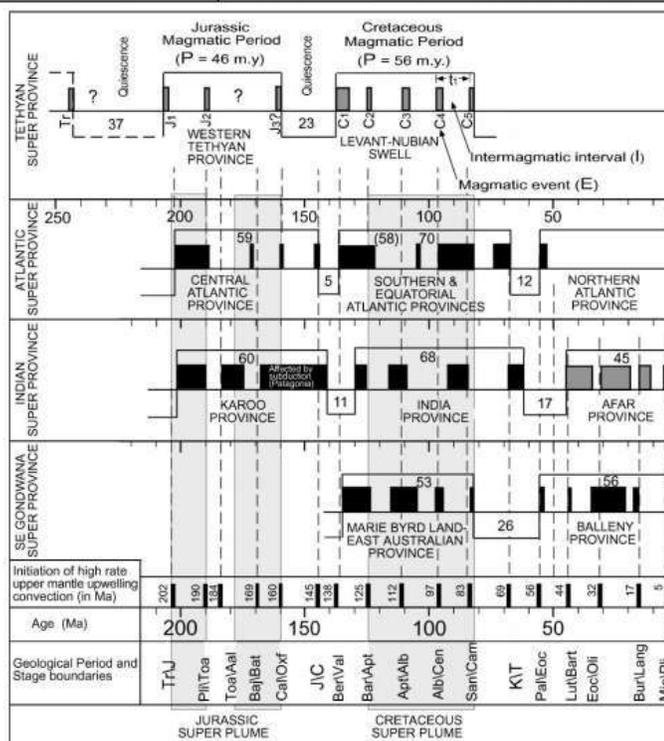
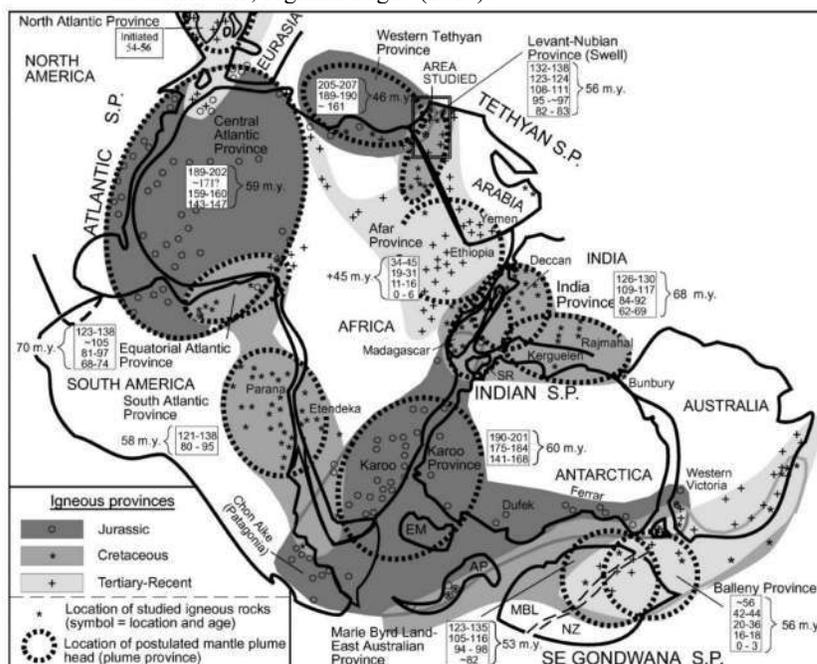
No que diz respeito às feições magmáticas submarinas, Jones et al. (2015), através de dados sísmicos de grande ângulo observam uma crosta anormalmente espessa, de cerca de 16 a 20 km, de elevada velocidade (maior que 7,3 km/s) sob a Elevação de Serra Leoa (uma feição entre a plataforma de Cabo Verde e o lineamento vulcânico de Camarões, Figura 28). A detecção de material de 7,3 a 7,5 km/s abaixo de vulcões espessos e de baixa velocidade sugere que ocorreu uma crosta magmática *underplating*. A mudança proeminente no gradiente de velocidade 10 - 12 km abaixo do nível do mar pode marcar a transição para o material *underplated* implantado durante o final do Cretáceo – Cenozóico inicial. Uma mudança pronunciada na profundidade de Moho está alinhada a uma longa zona de fratura oceânica deslocada que se estende da margem africana, implicando que o *underplating* foi influenciado por uma descontinuidade pré-existente na litosfera. Outras linhas sísmicas mostram um embasamento de 7,0 a 7,2 km/s acima da zona *underplated*, estendendo-se para profundidades de quase 5 km. Esta é provavelmente a base intrusiva da crosta inicial sobre um ponto quente do manto.

Ainda segundo Jones et al. (2015), com um núcleo de embasamento com velocidades superiores a 7,3 km/s, a Elevação de Serra Leoa mostra semelhanças com as plataformas vulcânicas do Havá e das Marquesas no Pacífico e Kerguelen, Reunião e *Ninetyeast Ridge* no Oceano Índico. As velocidades apontaram para uma camada *underplating* de material puramente intrusivo ou uma mistura de intrusões e embasamento preexistentes.

A possível feição conjugada da Elevação de Serra Leoa no Atlântico ocidental, a Elevação do Ceará, segundo Houtz et al. (1977), possui na parte superior do embasamento ígneo uma sequência de vulcânicas de baixa velocidade aproximadamente iguais em espessura àquelas encontradas sob a Elevação de Serra Leoa (Figura 28). Abaixo está uma camada de 6,8 km/s de espessura indeterminada.

Segundo O'Connor e Duncan (1990), com base na perfuração oceânica e em sua distância do eixo de espalhamento, estima-se que o surgimento da Elevação do Ceará se originou em conjunto com a Elevação da Serra Leoa, em aproximadamente 80 Ma.

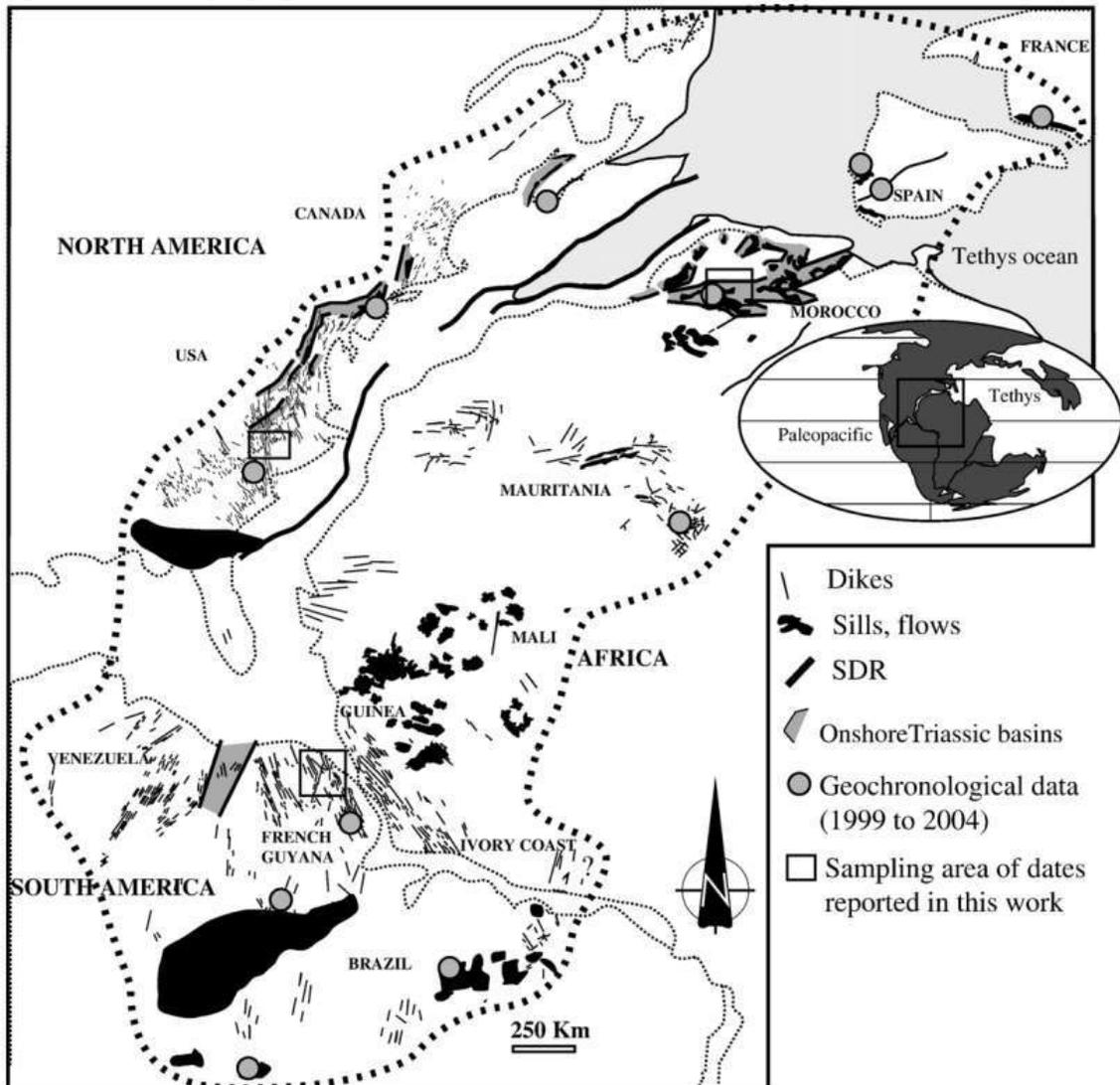
Figura 23 - Distribuição das Províncias Ígneas, super províncias e plumas mantélicas no Gondwana, segundo Segev (2010).



Legenda: Configuração para o Gondwana estimada em 220 Ma., com idades dos eventos magmáticos. No mapa: EM: *Ellsworth Mountains*; AP: *Antarctic Peninsula*; MD: *Madagascar*; SR: *Sri Lanka*; SEY: *Seychelles*; MBL: *Marie Byrd Land*; NZ: *New Zealand*.

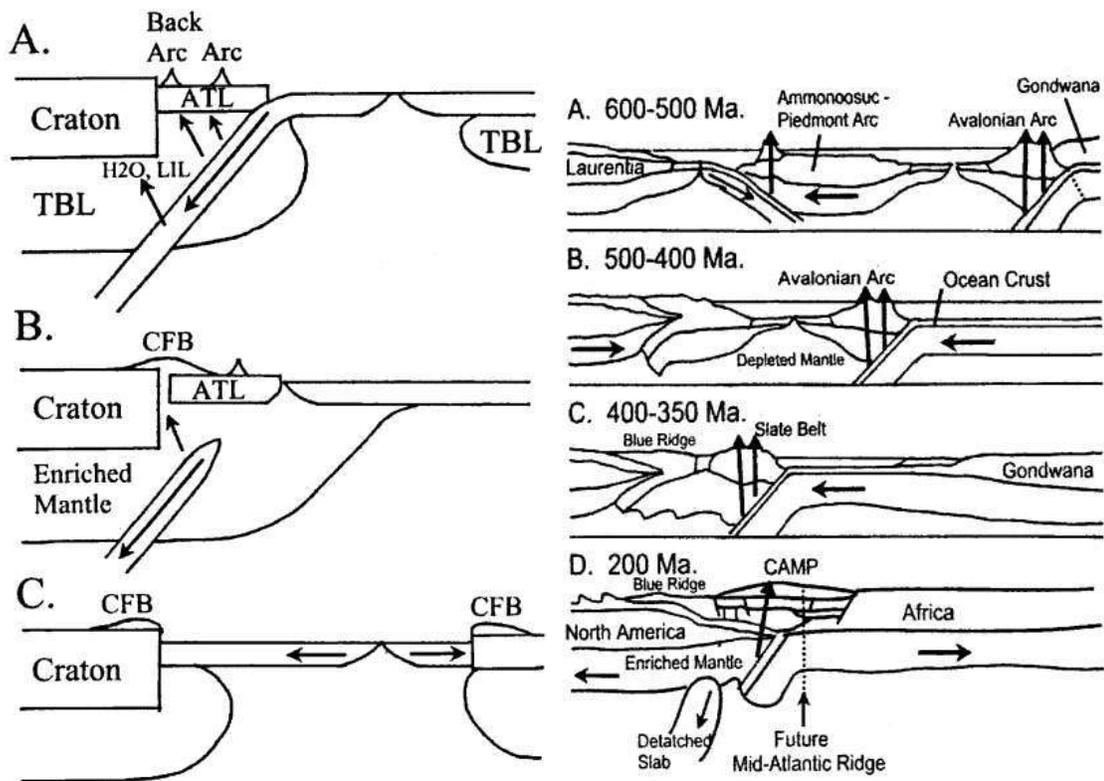
Fonte: Segev, 2010.

Figura 24 - Distribuição geográfica do CAMP.



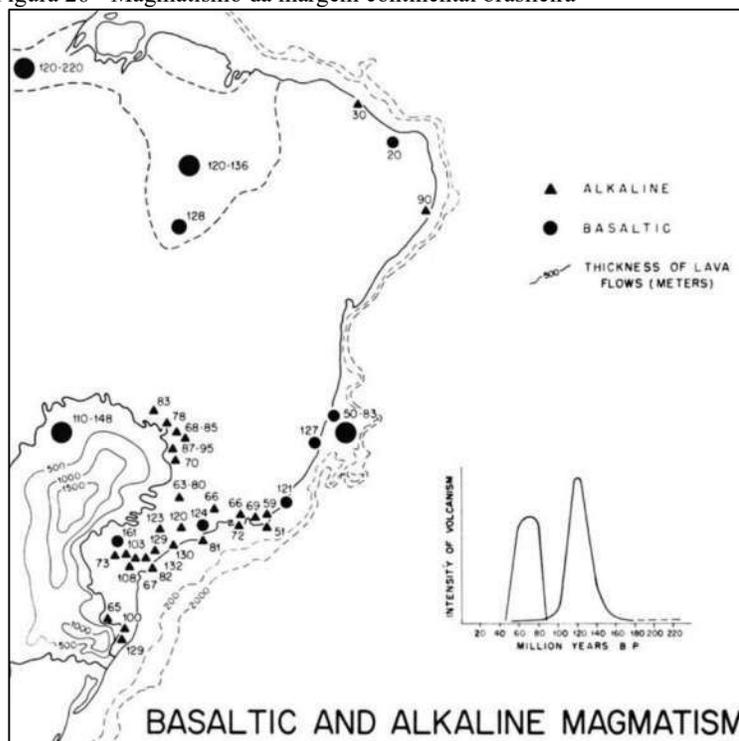
Legenda: Figura de Nomade et al., 2007, mostrando a localização de estudos geocronológicos do CAMP.
 Fonte: Nomade et al., 2007

Figura 25 - Modelo de formação de uma litosfera enriquecida por meio de uma placa litosférica continental subductada



Legenda: Modelo de enriquecimento mantélico causado por uma placa litosférica subductada (à esquerda) e modelo associado ao desenvolvimento da fonte basáltica do CAMP (à direita), segundo Puffer (2003).
 Fonte: Puffer, 2003.

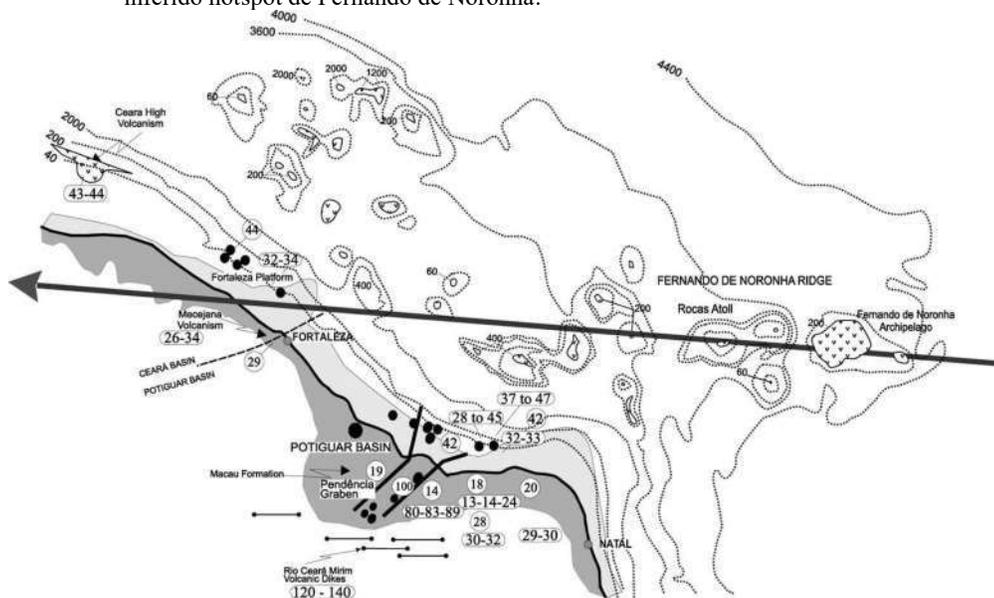
Figura 26 - Magmatismo da margem continental brasileira



Legenda: Distribuição dos principais eventos magmáticos basálticos e alcalinos da margem continental brasileira, ocorridos principalmente durante o Cretáceo Precoce (110-140 Ma), e um Cretáceo Superior a Terciário Inferior (50-80 Ma).

Fonte: Campos et al., 1974.

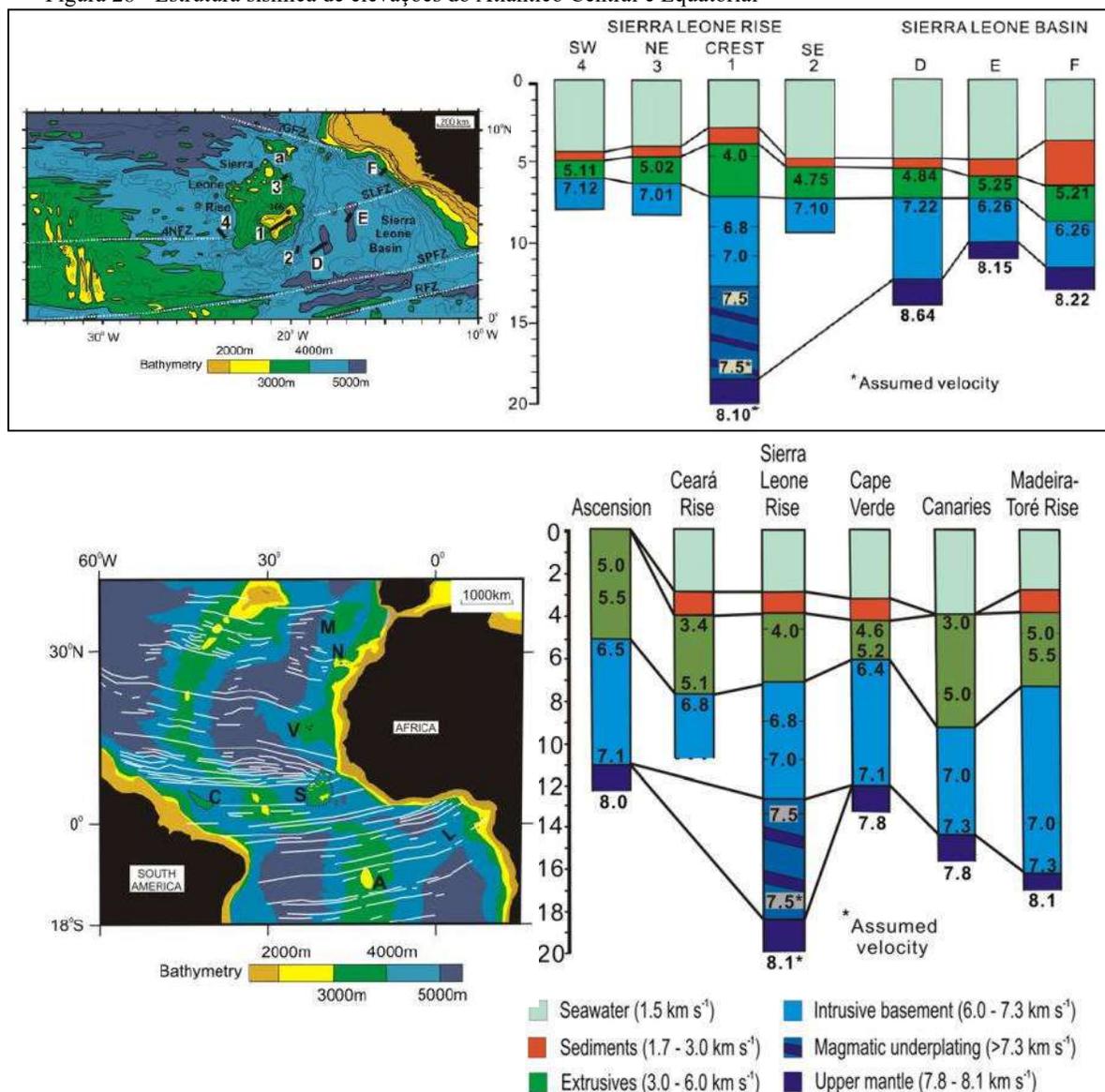
Figura 27 - Principais corpo magmáticos onshore e offshore da margem nordeste brasileira e seta indicando suposta movimentação da placa Sul americana, durante o Cenozóico, sobre o inferido hotspot de Fernando de Noronha.



Legenda: Eventos vulcânicos do Eocretáceo, (Enxame de Diques do Rio Ceará Mirim), com 140-120 Ma, do Cretáceo Superior, com 100-80 Ma, na bacia Potiguar, e o Cenozóico, com 44-2 Ma, de natureza alcalina, do qual faz parte o Arquipélago de Fernando de Noronha.

Fonte: Mizusaki et al., 2002.

Figura 28 - Estrutura sísmica de elevações do Atlântico Central e Equatorial



Legenda: Estrutura sísmica da Elevação de Serra Leoa (no topo, destacado pelo retângulo de borda preta) e de outras estruturas do Atlântico, como a Plataforma de Cabo Verde e o Lineamento Vulcânico de Camarões apresentando crosta oceânica normal elevada; a Elevação Madeira-Toré e as Canárias marcadas por crosta oceânica espessa, similares possivelmente à Elevação do Ceará.

Fonte: Jones et al., 2015.

4.2 Configuração tectônica e estrutural da margem Equatorial Brasileira

Segundo Campos et al. (1974), lineamentos pré-Cambrianos do embasamento impuseram forte controle tectônico no padrão estrutural de blocos escalonados, *horsts* e grábens que compõem a tendência estrutural de toda a margem continental brasileira. As falhas reversas

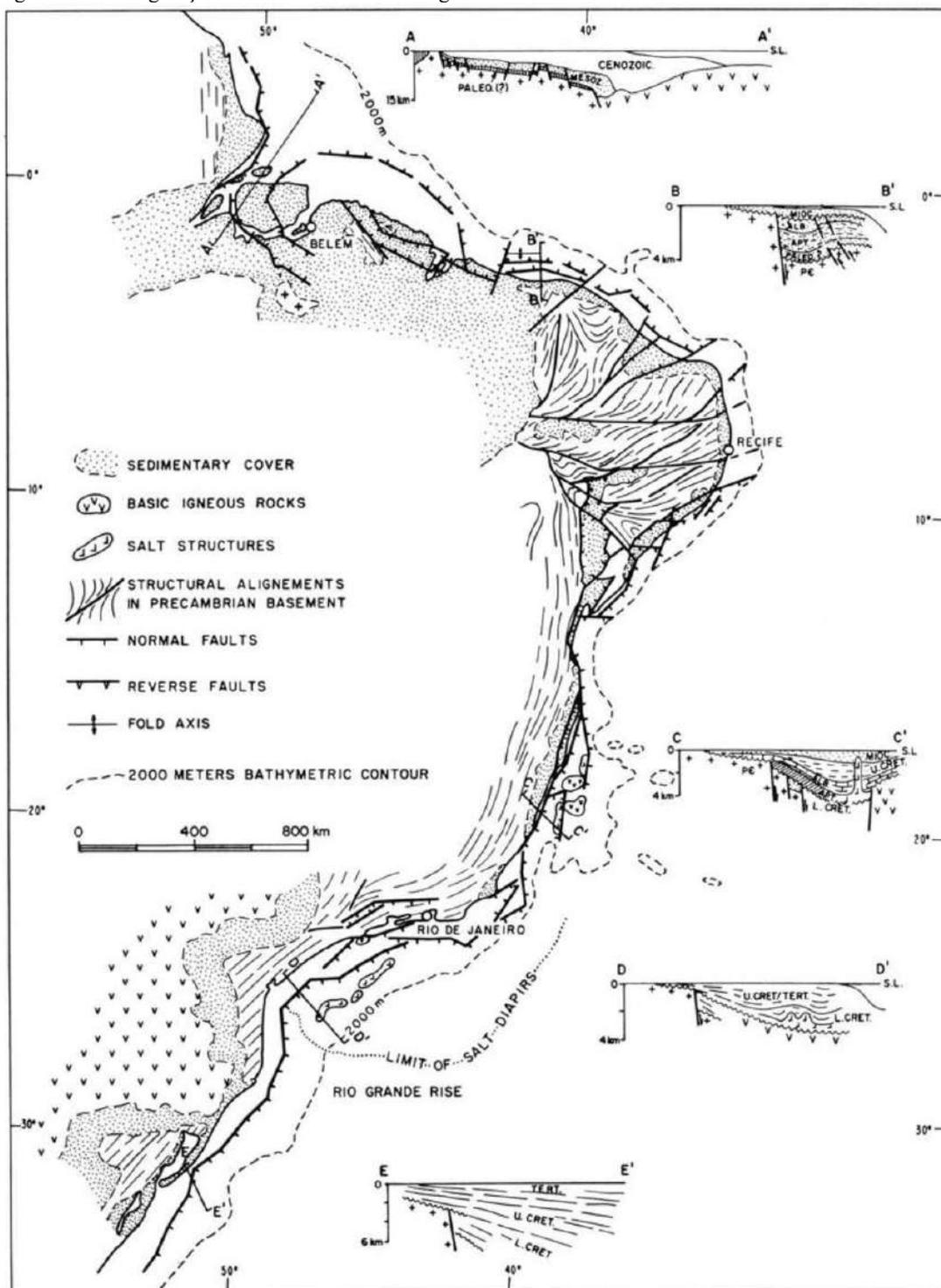
e cinturões compressivos pré-Cambrianos Cretácicos, na margem continental equatorial, são as únicas características anômalas conhecidas sobrepostas a esse estilo estrutural tafrogênico.

As linhas de fraqueza crustal pré-cambrianas, reativadas por forças distensivas desenvolveram um padrão estrutural com falhas de gravidade, construindo o assoalho dos riftes e bacias costeiras. Apesar da linha de costa equatorial cortar transversalmente os lineamentos pré-cambrianos, as bacias costeiras equatoriais exibem em sua configuração estrutural um forte controle dos lineamentos do embasamento (Figura 29).

O limite crustal da margem equatorial brasileira parece obedecer claramente a esse controle dos lineamentos do embasamento, e conseqüentemente os diferentes domínios distensivos / transtensivos (Figura 30).

Desde final do Albiano, houve diminuição dos movimentos extensionais, resultando em uma menor taxa de subsidência das bacias, cessando os deslocamentos das falhas normais (sintéticas e antitéticas), com a parada da movimentação extensional no interior do continente Sul-Americano, concentrando todo o esforço extensional no Atlântico Equatorial nas bacias da Foz do Amazonas, Pará Maranhão e Barreirinhas, que evoluíram para bacias de margem passiva (Soares Júnior et al., 2011). Com o início da deriva continental começou a atuação de falhas transcorrentes de direção NE-SW em todo o conjunto de riftes na região, impondo compartimentação dos depocentros. Esta complexa evolução resultou em uma margem transformante e oblíqua multissegmentada em diversos estágios, com uma série de bacias Mesozóicas-Cenozóicas (Matos, 2000), conforme indicado pelas sessões estratigráficas da Figura 31. Os principais estágios da evolução tectônica das bacias equatoriais brasileiras estão bem documentados na coluna estratigráfica, composta basicamente por dois intervalos: um intervalo continental mais baixo, correspondente ao estágio de ruptura continental Neocomiano-Barremiano e um intervalo marinho superior, correspondente ao estágio da bacia costeira (Campos et al., 1974).

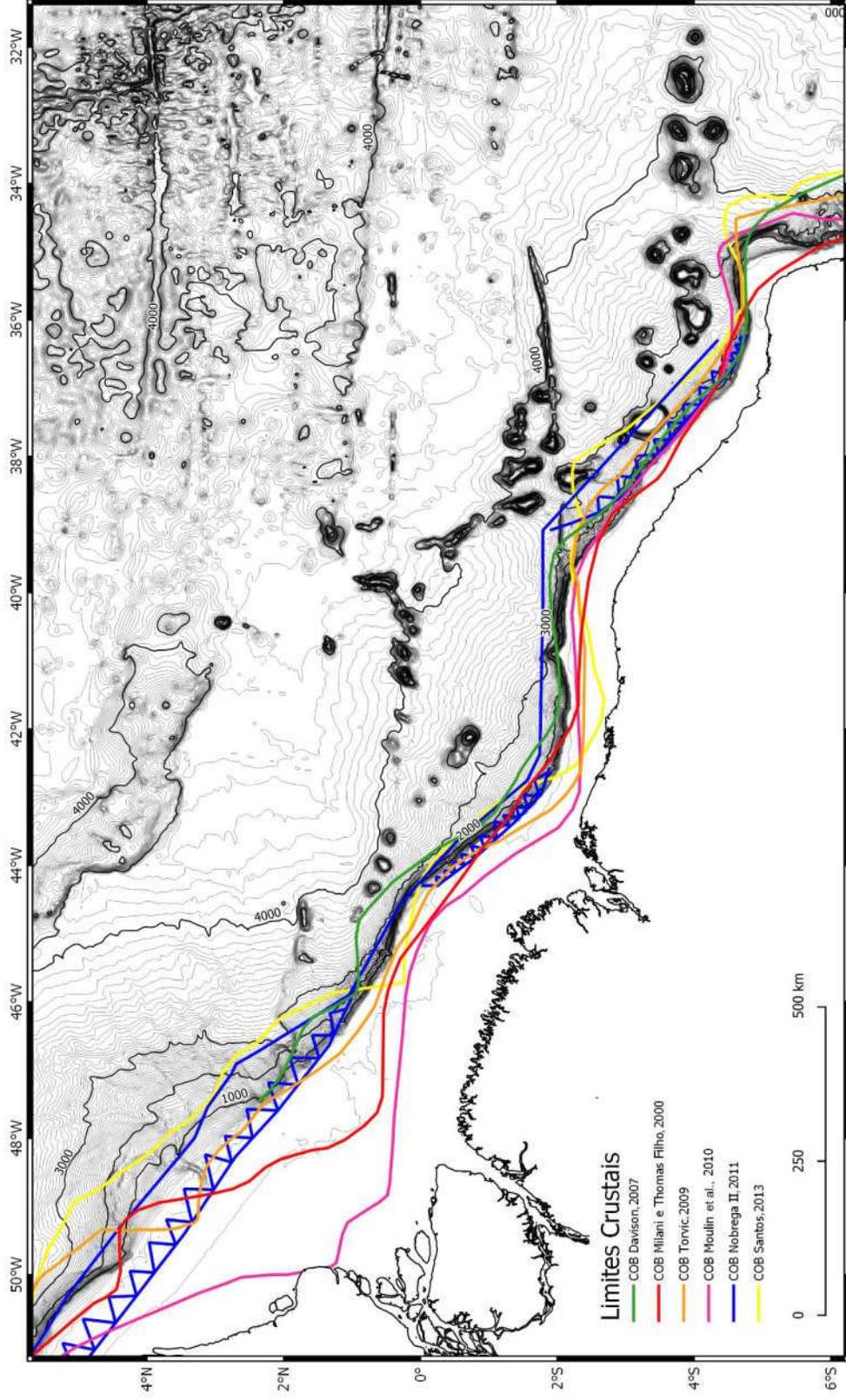
Figura 29 - Configuração estrutural das bacias marginais brasileiras e lineamentos continentais



Legenda: Perfis transversais esquemáticos mostrando as principais diferenças estruturais das bacias e principais lineamentos estruturais.

Fonte: Campos et al., 1974.

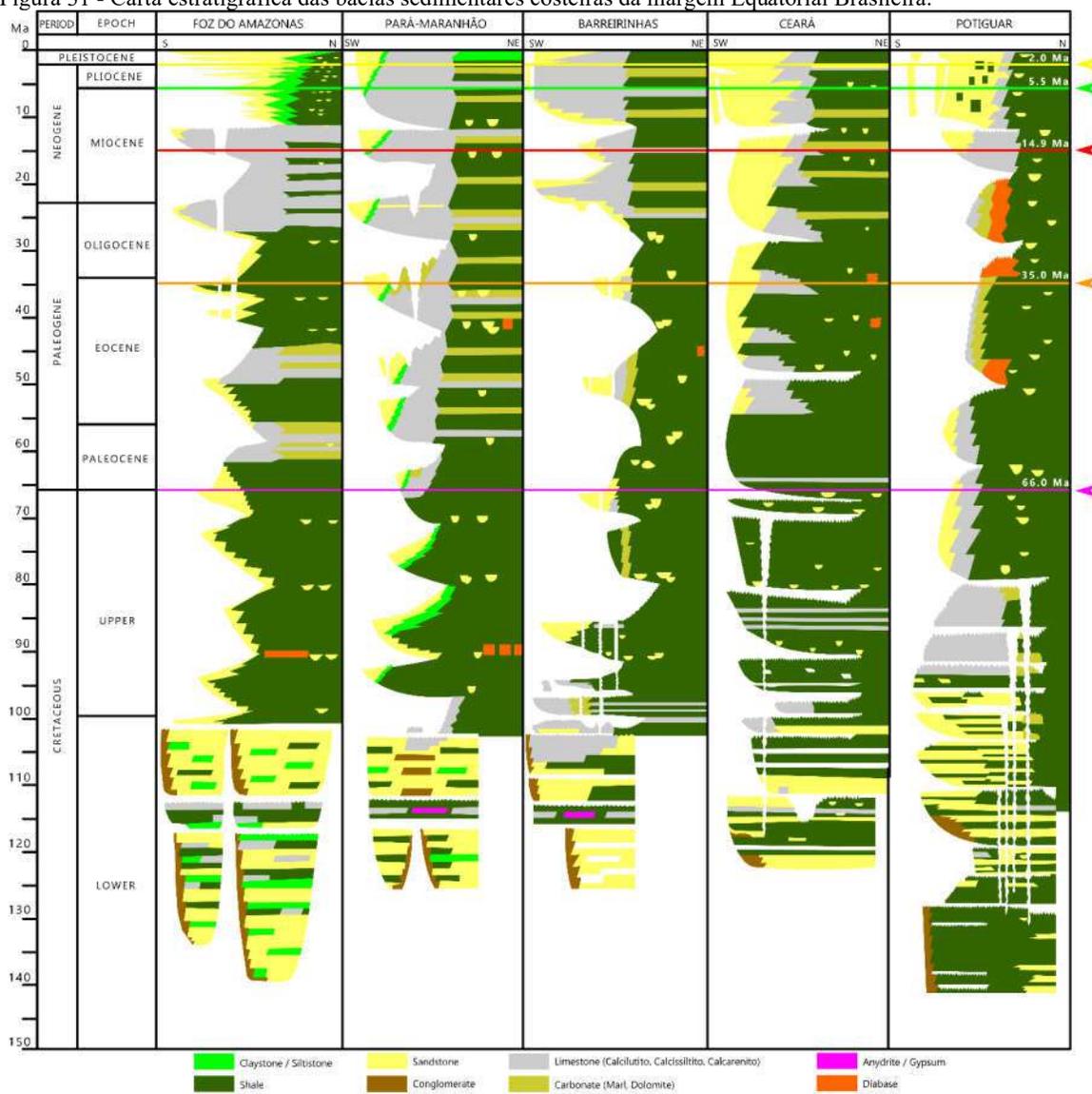
Figura 30 - Limites crustais da margem equatorial brasileira segundo diversos autores.



Legenda: Observe a correlação entre os limites crustais estimados e a orientação da quebra da plataforma continental e os diferentes domínios distensivos / transpressivos.

Fonte: O autor, 2021.

Figura 31 - Carta estratigráfica das bacias sedimentares costeiras da margem Equatorial Brasileira.



Legenda: Carta estratigráfica demonstrando a distribuição temporal e espacial dos sedimentos da área de estudo (modificado de Milani et al., 2007). Horizontes cronoestratigráficos utilizados neste trabalho (de 2.0, 5.5, 14.9, 35.0 e 66.0 Ma, representados na figura respectivamente pelas linhas e setas amarela, verde, vermelha, laranja e rosa).

Fonte: Modificado de Milani et al., 2007.

4.2.1 Zonas de fratura oceânicas equatoriais

Segundo Azevedo (1991) a Zona de Fratura de São Paulo e a Zona de Fratura de Romanche, possuem estrutura geomorfológica complexa, consistindo de uma alternância entre cadeias e calhas localizadas entre dois níveis distintos de topografia do assoalho oceânico. Uma

diferença significativa, no entanto, é que a Zona de Fratura de São Paulo se alarga ao se aproximar das margens continentais. Esta observação é extremamente relevante porque, segundo o autor, sugere que nos primeiros estágios de desenvolvimento dessa zona de fratura oceânica, este foi um local de grandes esforços extensionais entre as duas placas. Falhas transformantes múltiplas correlacionam-se com zonas de fratura que apresentam grandes deslocamentos. No caso da Zona de Fratura de São Paulo, ao menos duas transformantes ativas podem ser observadas, deslocando a Cordilheira Meso-oceânica por pelo menos 600 km.

Segundo Azevedo (1991), a projeção africana do flanco mais ao sul da Zona de Fratura de São Paulo fica subjacente ao norte da margem da Bacia da Costa do Marfim. Seu limite ao norte, quando projetado para o escudo liberiano, é colinear com o arcabouço estrutural do Pré-cambriano. Na porção brasileira, seu limite ao sul marca o setor a oeste da bacia Pará-Maranhão (sub-bacia Tromai). A zona de fratura oceânica desaparece por completo em direção à bacia da Foz do Amazonas, sendo soterrada pelos sedimentos oriundos do Leque Submarino do Amazonas. Entre aproximadamente 40° e 43° W, o flanco sul da zona de fratura é marcado pelo norte do segmento E – W da Cadeia Norte Brasileira. Le Pichon & Hayes (1971) afirmam que a zona de fratura de São Paulo, se estende a leste na porção E-W da Cadeia Norte Brasileira e à oeste para dentro da margem africana através de cadeias marginais.

Os Arquipélago São Pedro e São Paulo (antigo Rochedo de São Pedro e São Paulo) constituem parte da maior anomalia topográfica localizada ao longo da Zona de Fratura de São Paulo. Os rochedos são o cume da cadeia transversal que acompanha paralelamente a zona de fratura oceânica. A petrologia do maciço de São Paulo (Milonito ultramáfico e rochas gabróicas) indica claramente que este maciço não é vulcânico, mas sim um bloco tectonicamente elevado do manto superior e crosta inferior (Melson et al., 1972).

Já a Zona de Fratura de Romanche é o reflexo da mais longa transformante ativa dentre todo o sistema de cadeias meso-oceânicas, com deslocamento do eixo de cerca de 950 km (Bonatti et al. 1994). Segundo Azevedo (1991) a morfologia da Zona de Fratura de Romanche aproxima-se do tipo padrão de pico duplo (Tipo C, Figura 9). Um sistema de cadeias transversais limita o vale transformante sismicamente ativo da falha transformante de Romanche e se estende além da zona transformante cadeia-cadeia, para a margem africana e brasileira.

Analisando amostras dragadas coletadas na Zona de Fratura de Romanche, Bonatti & Honnorez (1976) evidenciam uma petrologia extremamente variada, constituída de peridotitos serpentinizados, serpentinitos, metaserpentinitos, metabasaltos, gabros, metagabros, milonitos e rochas sedimentares, conforme Figura 32. Peridotitos serpentinizados, serpentinita e

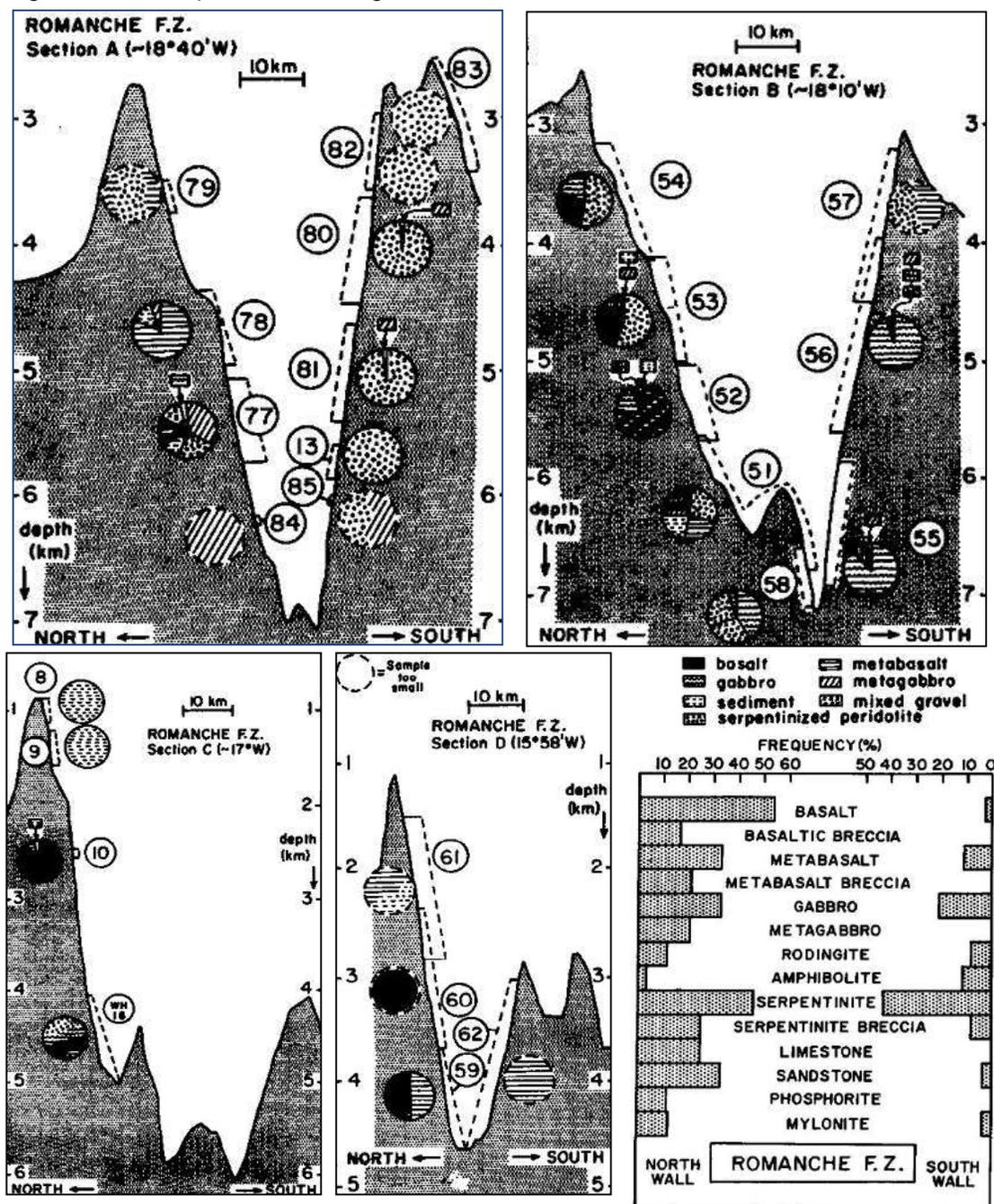
metaserpentina são as rochas mais abundantes, e aumentavam de proporções entre as profundidades de 1.300 m a 5.900 m. Amostras de dragagens analisadas pelos autores ao longo da Zona de Fratura de São Paulo, recuperaram lherzolitos serpentinizados com graus variáveis de milonitização, em 2 amostras localizadas a profundidades entre 2.800 a 3.000 m e 900 a 1.100 m, enquanto alcalibalsaltos vesiculares foram encontrados numa terceira dragagem retirada entre 2.950 a 1.975 m de profundidade.

A presença de serpentinitos nas zonas de fratura oceânica, associadas a um grande número de rochas básicas e rochas milonitizadas podem ser utilizadas para apontar:

- a) o caráter intrusivo dos serpentinitos (Bonatti, 1976; 1978);
- b) que os movimentos tectônicos verticais foram muito importantes no desenvolvimento da zona de fratura (Bonatti et al., 1977; Bonatti, 1978);
- c) que existe uma dissociação entre a tectônica das zonas de fratura oceânica e os processos da Cordilheira Meso-oceânica.

Segundo Azevedo (1991), a abundante recuperação de peridotitos serpentinizados, gabros e metagabros indicam que esta cadeia não foi formada por vulcanismo, mas representam um soerguimento do manto superior e de porções de crosta oceânica. A presença de milonitos e a intensa tectonização da maioria das rochas plutônicas sugerem uma colocação tectônica desses blocos.

Figura 32 - Distribuição de amostras dragadas na Zona de Fratura de Romanche.



Legenda: Locais de obtenção de amostras petrográficas dragadas ao longo da Zona de Fratura de Romanche e gráficos de distribuição associados.

Fonte: Bonatti & Honnorez, 1976.

4.3 A Cadeia Norte Brasileira

A Cadeia Norte Brasileira (CNB) possui expressão batimétrica de cerca de 1.300 km de extensão e aproximadamente 40 km de largura (exceto na maior parte da sua porção E-W inferior, caracterizada por picos duplos, onde possui aproximadamente 75 km, conforme Hayes & Ewing, 1970). Possui relevo relativo que varia de 300 a 4.000 m, com picos pouco espaçados, geralmente ultrapassando os 3.500 m (Houtz et al., 1977). Localiza-se entre 150 a 200 km a partir do talude continental (Figura 33). Segundo Azevedo (1991), a cadeia é composta por:

- a) Um segmento de orientação E–W que coincide com a provável extensão do flanco mais ao sul da Zona de Fratura de São Paulo;
- b) Um setor intermediário de orientação N30°W, que conecta a Zona de Fratura de São Paulo à Zona de Fratura de Romanche;
- c) Um segmento de orientação E–W, coincidente possivelmente com a borda mais ao sul da Zona de Fratura de Romanche.

Hayes & Ewing (1970), afirmaram que a Cadeia Norte Brasileira é uma feição estrutural e topográfica contínua. Tal continuidade foi suposta pelos autores, ao observar a diferença batimétrica entre as duas porções da Cadeia Norte Brasileira que varia cerca de 0,3 a 1,0 segundos em tempo de reflexão (cerca de 225 m a 750 m), formando o denominado Platô Norte Brasileiro (Figura 34).

Observando ainda perfis sísmicos de reflexão, é notável, uma diferença de no mínimo 1 s twtt (segundo em tempo duplo de reflexão), entre a profundidade do embasamento nas duas porções da cadeia (Bryan et al., 1972). Os autores, afirmam que este afundamento de 1,0 a 2,0 km entre as porções distais e proximais da cadeia não pode ser atribuída unicamente pelo acúmulo sedimentar.

Em contrapartida, Damuth (1975), encontrou evidências de grandes gaps na Cadeia Norte Brasileira. De acordo com este autor, a CNB é uma feição contínua entre as longitudes de 35° W e 39° W, com lacunas que se ampliam em direção oeste (Figura 35).

A análise de dados sísmicos de refração próximos à Cadeia Norte Brasileira (Figura 36), revelou uma típica seção oceânica na porção proximal da cadeia (Houtz et al., 1977). A profundidade mantélica ao longo de alguns perfis estudados na porção mais proximal da cadeia (a cerca de 12,5 a 13,0 km de profundidade) é ligeiramente mais profundo que o medido mais distalmente, com profundidade mantélica de 11,0 e 10,5 km. Além disso, sonobóias localizadas

na porção proximal da Cadeia Norte Brasileira exibem uma maior espessura sedimentar, de pelo menos de 1,5 km, se comparada à sonobóias na porção mais distal da cadeia.

A velocidade sísmica de refração de 7,5 km/s, representa o material aflorante que forma este alto estrutural (Figura 36). Bryan et al. (1972), analisando dados de sonobóias, sugerem que estas zonas de fratura foram intrudidas por material de altas velocidades. Cochran (1973) propôs que esta intrusão de rochas ultramáficas ao longo das zonas de fratura oceânica, com déficit de densidade de 0,3 g/cm³, pode ser capaz de gerar altos topográficos, uma positiva anomalia gravimétrica ar-livre (mais de 100 mGal) e esta variação de velocidade sísmica observada.

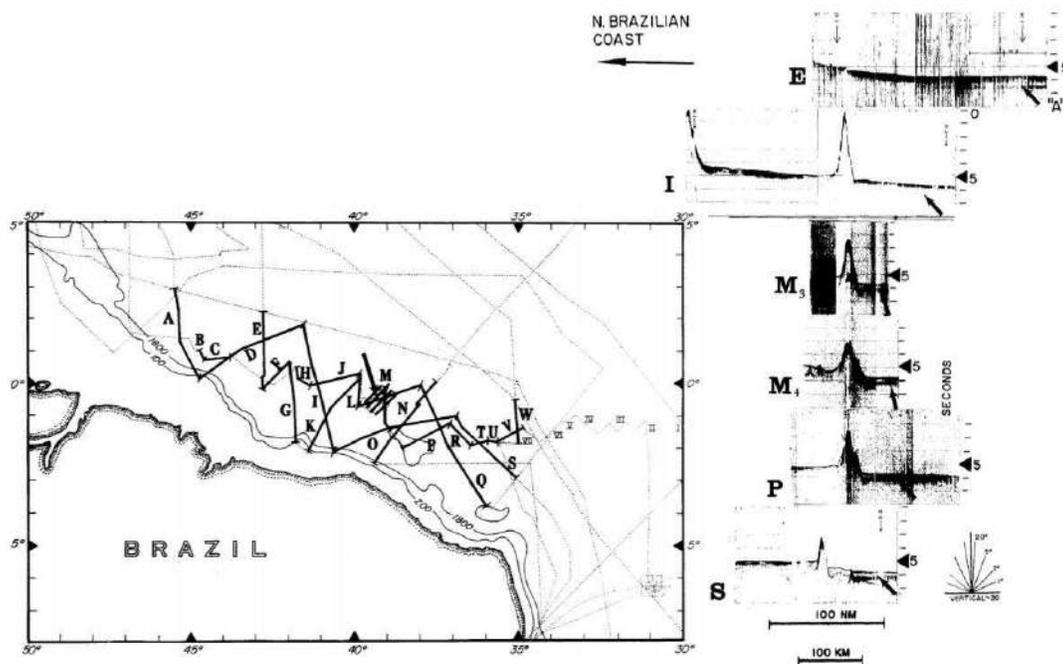
O caráter da assinatura magnética associada a CNB, não é uniforme e parece variar aleatoriamente. Valores inferidos da magnetização efetiva da cadeia são baixos, na ordem de 0,001 emu. Segundo Hayes e Ewing (1970), estas baixas amplitudes e o caráter randômico das anomalias magnéticas, podem estar associados à própria natureza do basalto. Ainda segundo os autores, outra relevante hipótese pode estar associada ao fato de que rochas oceânicas são conhecidas por perder muito de sua magnetização remanescente quando submetidas a qualquer espécie de metamorfismo termal, ou ainda este padrão randômico pode ser obtido por uma série de fluxos que transgrediu mais do que um período de polaridade magnética.

Bryan et al. (1972), analisando os testemunhos da área, afirma que os sedimentos presentes nas duas porções da cadeia são similares em pelo menos nos 5 a 10 metros superficiais; isto indica que os sedimento na porção anterior a cadeia, pelo menos atualmente, não estão isolados dos sedimentos posteriores a cadeia.

A idade da implantação da Cadeia Norte Brasileira ainda não foi determinada com exatidão. No entanto, Hayes e Ewing (1970), através da extrapolação da taxa de sedimentação obtida no testemunho 25-25A do JOIDES, sugeriram a idade entre 80 - 100 Ma (Figura 37). A presença de fragmentos de carbonatos limonitizados, a topografia de topo achatado e fragmentos de limonita sugerem a exposição subaérea e intemperismo, indicando que ao menos neste local da sondagem houve mais de um ciclo de soerguimento e subsidência. Ainda segundo Hayes e Ewing (1970) a cadeia subsidiu cerca de 2.000 m desde o Mioceno Médio, pelo menos, na proximidade do testemunho JOIDES 25-25A.

Gorini (1977), analisando a datação e profundidade dessas amostras, assumindo que a subsidência tenha se iniciado no Mioceno, estima que a taxa de subsidência da Cadeia Norte Brasileira possua uma variação entre 8,5 e 9,1 cm/10³ anos, calculadas considerando que calcários desse tipo se desenvolvem em profundidades entre 0 e 140 m.

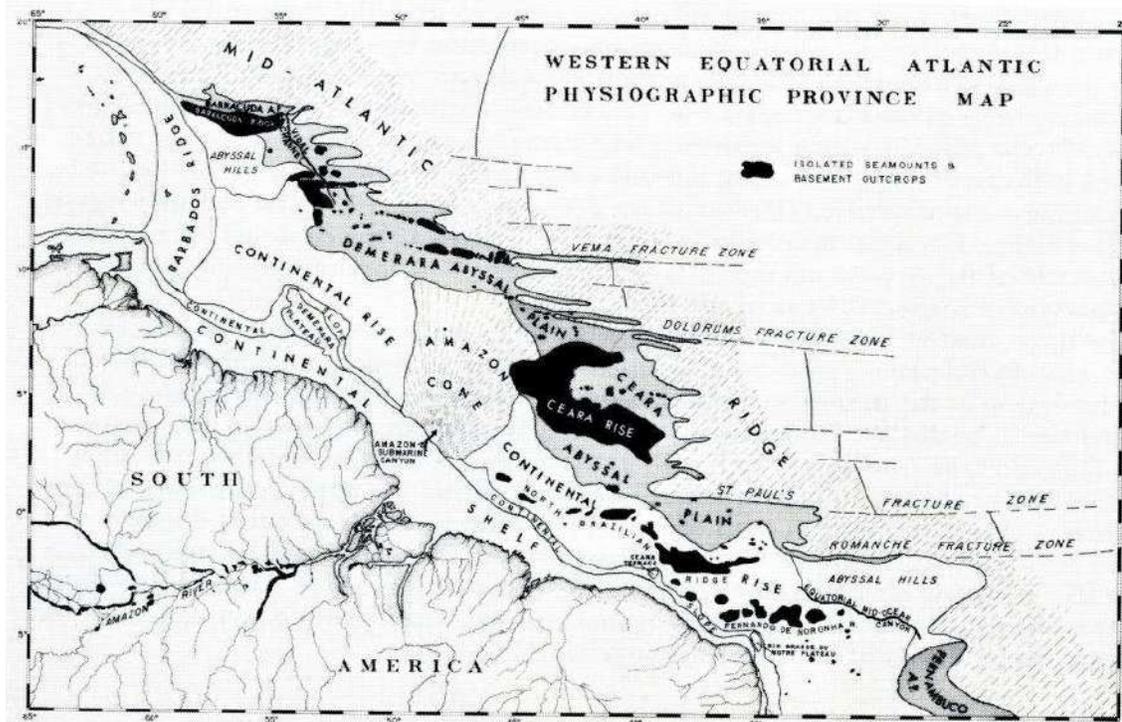
Figura 34 - Mapa de localização e exemplos dos perfis sísmicos estudados por Hayes & Ewing (1970).



Legenda: Direita perfis sísmicos selecionados transversos à Cadeia Norte Brasileira, mostrando a desnível e barragem sedimentar imposta pela cadeia (à esquerda).

Fonte: Hayes & Ewing (1970).

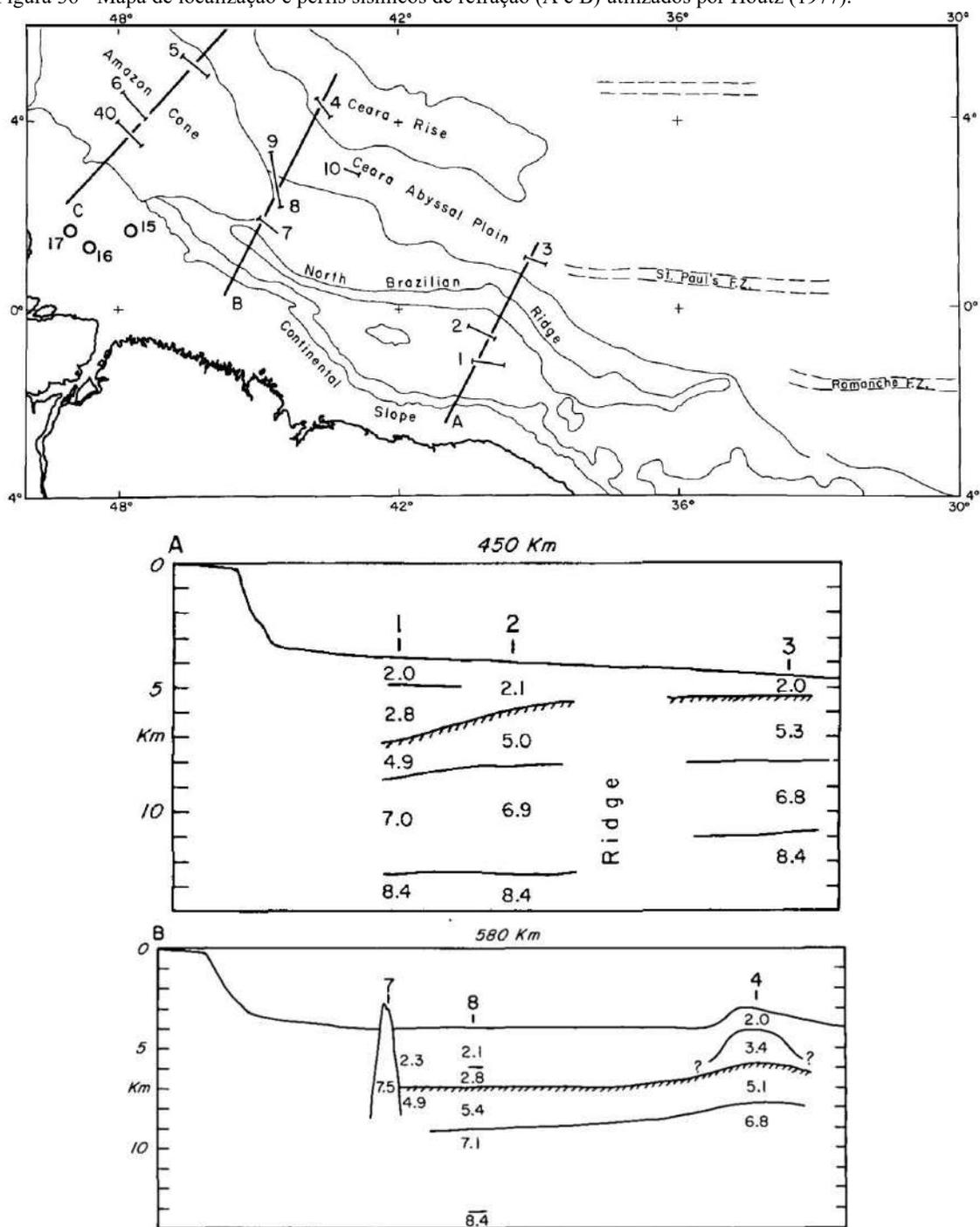
Figura 35 - Mapa fisiográfico do Atlântico Equatorial, por Damuth (1975).



Legenda: Para Damuth (1975) a CNB era uma feição contínua apenas entre as longitudes 35° W e 39° W, com lacunas que aumentavam em direção oeste.

Fonte: Damuth, 1975.

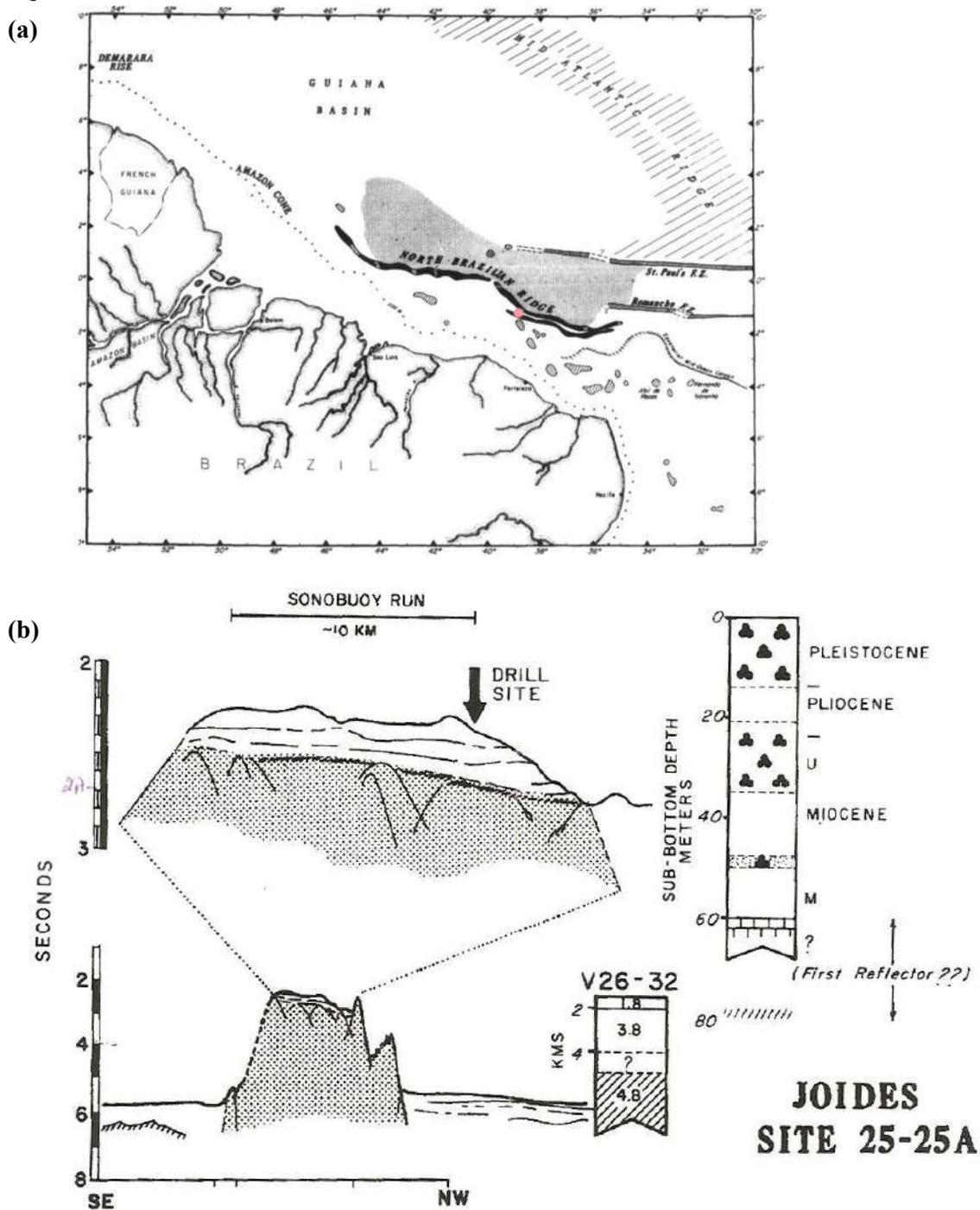
Figura 36 - Mapa de localização e perfis sísmicos de refração (A e B) utilizados por Houtz (1977).



Legenda: Seções sísmicas de refração que, supostamente, intersectam a Cadeia Norte Brasileira, com velocidades das diversas camadas obtidas.

Fonte: Houtz (1977).

Figura 37 - Testemunho coletado sobre a CNB



Legenda: (a) Cadeia Norte Brasileira, segundo Hayes e Ewing (1970), e principais elementos fisiográficos relacionados a ela. O Ponto em rosa marca a localização aproximada do perfil de refração V 26-32 e do furo de sondagem JOIDES 25-25^a. (b) Dados de refração e sondagem sobre o segmento central da Cadeia Norte Brasileira. No testemunho, que atingiu a profundidade de 60 metros, foram obtidas vazes de foraminíferos do Mioceno Médio, sobre camadas de algas calcárias, não datadas. Os dados de refração inferiram uma velocidade de 1,8 km/s para a camada superior de vazes de foraminíferos e algas calcárias e determinaram uma espessura de cerca de 300 metros para esses sedimentos.

Fonte: Hayes e Ewing (1970).

4.3.1 Origem da Cadeia Norte Brasileira

Hayes & Ewing (1970) discutem sobre os processos responsáveis pela formação de estruturas de cadeias submarinas assísmicas. Os autores relatam como características de tais cadeias, a presença de um ou mais dos seguintes processos:

- a) falhamentos (grábens, falhas antitéticas);
- b) dobras compressivas;
- c) soerguimento regional e/ou subsidência diferencial;
- d) intrusões plutônicas anômalas;
- e) construção vulcânica;
- f) crescimento de corais.

A formação de cadeias por dobramentos compressivos, a princípio, é considerada improvável, no contexto da Cadeia Norte Brasileira, devido ao campo de tensão extensional associado com a abertura dos continentes e ausência de feições tectônicas (ex.: falhas de empurrão, *nappes*).

A formação da Cadeia Norte Brasileira unicamente por crescimento de recifes é improvável devido a baixas velocidades sísmicas associadas com a maior parte das cadeias recifais. Além disso, o furo JOIDES 25-25 A, como já citado, demonstrou a presença de calcário de mar-baixo na cadeia apenas para os primeiros metros da seção. É válido salientar que a formação de recifes pode iniciar e se manter apenas em profundidades muito pequenas (até cerca de 140 m).

Vulcanismo fornece um modelo de origem para a cadeia mais consistente com as propriedades conhecidas. A grande objeção a esta proposta, ainda segundo Hayes e Ewing (1970), são as baixas amplitudes e o caráter randômico da orientação das anomalias magnéticas associadas com a cadeia. Entretanto, como já falado, este padrão magnético pode estar associado à própria natureza do basalto, à perda de magnetização remanescente quando submetida a metamorfismo termal, ou ainda por uma série de fluxos que ocorreu por mais do que um período de polaridade magnética.

Ainda segundo Hayes e Ewing (1970) o baixo ângulo dos flancos da cadeia é tipicamente similar com os flancos associados a cadeias vulcânicas e montes submarinos conhecidos. A presença de ilhas vulcânicas na região (como por exemplo Fernando de Noronha) confirmam a importância de processos vulcânicos próximos à margem continental. A assinatura

gravimétrica da Cadeia Norte Brasileira é consistente com a assinatura de feições associadas a montes submarinos de origem vulcânica, com extensões e tamanhos equivalentes (Hayes & Ewing, 1970).

A pronunciada subsidência sugerida pelo testemunho JOIDES 25-25A, como já mencionado, requer que a cadeia estivesse próxima ao nível do mar aproximadamente do Mioceno Médio e possivelmente também no Eoceno Superior (devido à similaridade da litologia interna dos refletores). Uma explicação seria a subsidência gradual causada pela carga do hipotético cone vulcânico. Não há evidências da subsidência nas bacias sedimentares adjacentes à cadeia, e segundo Hayes e Ewing (1970), não existe qualquer desenvolvimento topográfico de uma calha estrutural adjacente à cadeia.

Miura & Barbosa (1973) propuseram que a cadeia Norte Brasileira é uma fraqueza estrutural, marcando o limite crustal continente-oceano. Cochran (1973) através da análise da expressão topográfica e gravimétrica da Cadeia Norte Brasileira, afirma que esta cadeia não coincide com o segmento Leste-Oeste da cadeia associadas com a Zona de Fratura de São Paulo (Le Pichon e Hayes, 1971). Há também uma diferença de 15 a 20 mGal nos valores gerais das anomalias gravimétricas em cada porção da cadeia, com anomalias sendo menores na porção proximal da cadeia. Na região proximal a CNB, em sua porção continental, valores baixos de gravimetria ar-livre, podem ser observados como aparentemente contínuos com a zona de fratura de Romanche. Cochran (1973) afirma que é possível que as seções da Cadeia Norte Brasileira representem um escarpamento marginal similar ao examinado na costa da Noruega e da África do Sul (caracterizadas por uma anomalia isostática na porção *landward* e interpretada como sendo o limite crosta continental/oceânica). Entretanto, perfis de sísmica de refração, na porção proximal da cadeia, revelaram como já citado, típicas seções oceânicas na porção proximal da Cadeia Norte Brasileira (Houtz et al., 1977).

Gorini (1977) e Azevedo (1991), ao caracterizarem uma típica crosta oceânica adjacente nas porções distais e proximais da Cadeia Norte Brasileira, presumem que a cadeia pode representar uma antiga posição do rift-valley meso-oceânico que pode ter “pulado” para outra longitude durante um antigo episódio tectônico. Esta mudança do eixo de espalhamento é um mecanismo muitas vezes invocado para explicar mudanças bruscas nos padrões magnéticos zebrados do fundo marinho.

Bonatti (1978), sugeriu que uma cadeia assísmica como esta poderia ter sido produzida por tectonismo vertical, o que é razoável de se esperar em cadeias alinhadas com zonas de fratura oceânica, mas provavelmente não ocorre em cadeias paralelas com centros de espalhamento.

Por outro lado, Le Pichon e Hayes (1971) sugerem que possivelmente a cadeia resultou na maior mudança de polo de rotação entre a África e a América do Sul.

O desnível crustal de cerca de 1 km, observado nos dados de refração, pode ser também o resultado de um ajuste isostático diferenciado, entre a porção externa e interna da cadeia, em função do contraste de espessura sedimentar entre esses setores, como sugerido por Gorini (1977). Essa hipótese sugere que a Cadeia Norte Brasileira pode sofrer ciclos de reativações associados a pulsos de sedimentação e posterior reajustamento isostático, promovendo subsidência e soerguimento da cadeia.

Valores atuais medidos de fluxo de calor em toda a área estão dentro da média dos valores das bacias oceânicas ou levemente superiores. A cadeia não serve como barreira para delimitar diferentes províncias caloríficas. A expansão térmica causada por fusão parcial é um fator difícil de se avaliar, mas pode ser responsável por parte da elevação da Cadeia Norte Brasileira. Depois de vulcanismo ativo, resfriamento e contração poderiam explicar a subsidência da cadeia (ou parte dela).

Segundo Azevedo (1991) baseado em: características de pico duplo (cadeia cujo perfil transversal apresenta 2 picos consecutivos, como observado no segmento sul da CNB), provável origem vulcânica da cadeia, natureza de crosta oceânica de ambas as porções da cadeia, idade presumida de 80-100 Ma, é razoável pensar em:

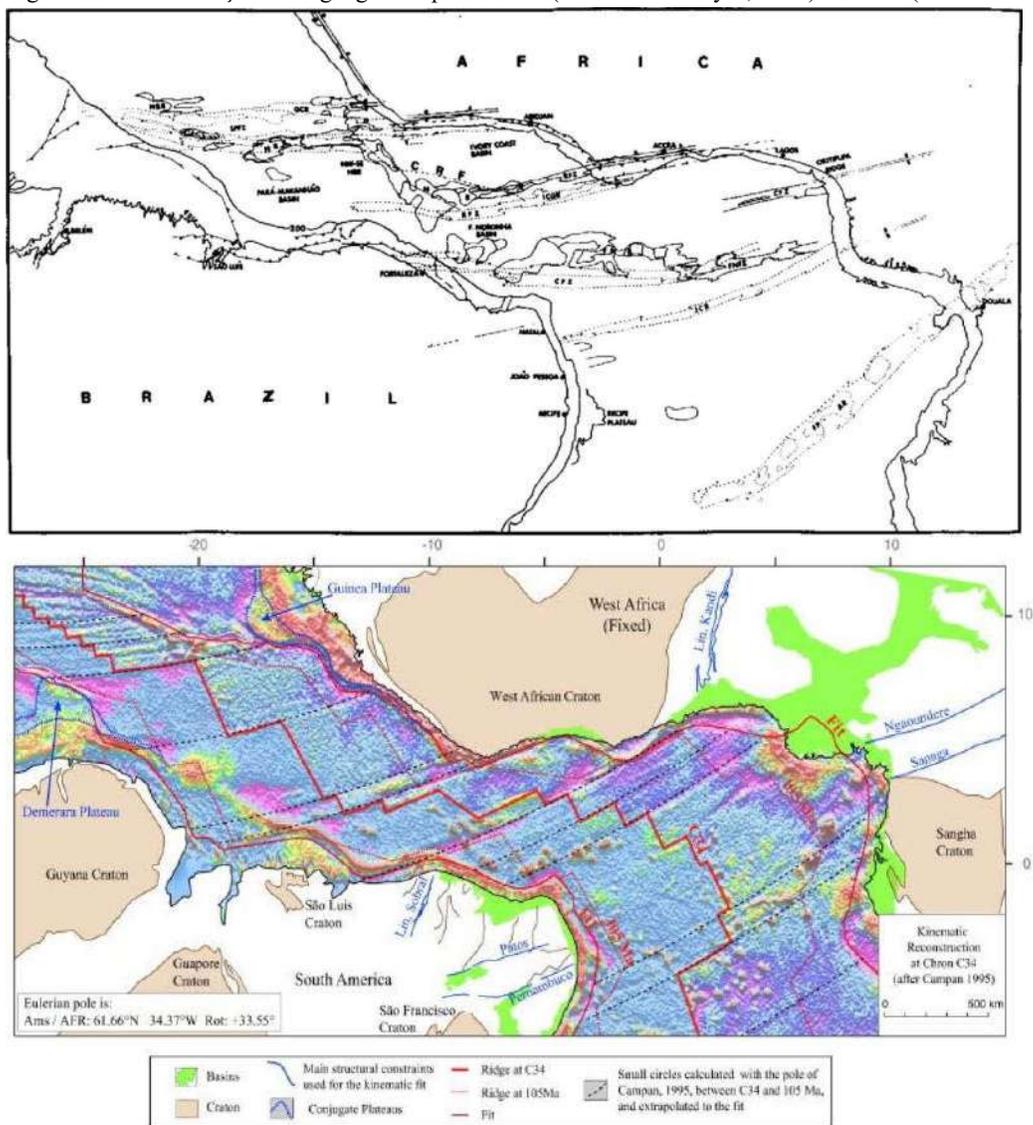
- a) a orientação NW-SE representa a antiga posição de um antigo centro de espalhamento;
- b) os setores E-W foram produzidos em antigas zonas de falhas transformantes por cisalhamento de duas placas recém desconectadas.

Esta hipótese sobre a origem da Cadeia Norte Brasileira, que a associa com uma dorsal oceânica abortada (segmento NW-SE) e a zonas de fratura oceânica (segmentos E-W), é sustentada por reconstruções realizadas por Le Pichon & Hayes (1971), na qual o segmento NW-SE da cadeia mostra-se coincidente com a *Continental Rise Fault* (CRF) da bacia da Costa do Marfim, assumida como limite crosta continental – crosta oceânica (Figura 38). Considerando-se que os picos da Cadeia Norte Brasileira jazem em sua maior parte sobre crosta oceânica e admitindo-se a coincidência do segmento NW-SE da cadeia com o limite de crosta continental oceânica da porção africana (CRF) sugere-se que a porção NW-SE seja produto de um antigo centro de espalhamento oceânico, e que os segmentos E-W estejam associados a zonas de fratura oceânica. Esta hipótese é também sustentada pelas evidências de mudanças de

polo de rotação próximo ao período sugerido para implantação da cadeia há 80 Ma (Rabinowitz e La Brecque, 1979; Moulin et al., 2010).

Outros autores ainda associam a origem e evolução da CNB à presença de uma pluma mantélica. O'Connor e Duncan (1990), defendem que o trajeto previsto da placa africana sobre a pluma de Fernando de Noronha sugere de que esta pode ser responsável pelo surgimento das elevações do Ceará e da Serra Leoa, formadas simultaneamente a cerca de 80 Ma, e posteriormente à Cadeia Norte Brasileira e à Cadeia Fernando de Noronha.

Figura 38 - Reconstrução Paleogeográfica para 80 Ma (Le Pichon e Hayes, 1971) e 84 Ma (Moulin et al., 2010).



Legenda: Observe na reconstrução paleogeográfica do topo da figura a sobreposição do segmento NW-SE da Cadeia Norte Brasileira com o Continental Rise Fault, provável limite crustal da bacia de *Ivory Coast*, na placa africana (Le Pichon e Hayes, 1971). Compare com a reconstrução mais atual realizada por Moulin et al. (2010).

Fonte: Le Pichon e Hayes (1971) e Moulin et al. (2010)

4.4 A Cadeia Fernando de Noronha

A Cadeia Fernando de Noronha, segundo Almeida (2006), é uma elevação do embasamento presumivelmente magmática, sob crosta oceânica, sob a Zona de Fratura de Fernando de Noronha, contraparte da Zona de Fratura Jean Charcot (Figura 39). Segundo Gomes (2005), entretanto, com o advento da gravimetria GEOSAT (e seus mapas confeccionados a partir de dados de satélites), foi possível observarmos que a Cadeia Fernando de Noronha se conecta à Zona de Fratura Jean Charcot, cerca de 80 km ao sul da Zona de Fratura Fernando de Noronha, como anteriormente proposto por Bryan et al. (1972). Ainda segundo o autor, as zonas de fratura desta região sofrem uma inflexão curva para sudoeste na direção da margem continental, como resultado da dinâmica global implementada durante a abertura do Atlântico Sul, conectando-se, portanto, às feições estruturais posicionadas mais ao sul.

Esta cadeia, segundo Almeida (2006), é formada por feições tectônicas e produtos de vulcanismo alcalino, que se inicia ainda na margem continental com o chamado Guyot do Ceará, de 2.000 m de relevo relativo, com topo que atinge 300 a 250 m de profundidade.

Segundo Almeida (2006) a expressão da Cadeia Fernando de Noronha, na margem emersa, o domo fonolítico de Caruru, a leste de Mecejana, datado por Cordani (1970) em $29,9 \pm 0,9$ Ma, possui seu magmatismo de origem, o vulcanismo Mecejana, associada à Cadeia Fernando de Noronha. Esta feição foi incluída por Almeida (1955, apud. Almeida 2006) como parte da CFN. Estas ocorrências alcalinas se dispersam à SW de Fortaleza, constituindo uma dezena de *plugs* e domos de rochas alcalifonolíticas, tefríticas e fonotefríticas, além de piroclastos locais e numerosos diques de alcalinas, de idades entre 36 ± 2 a $29,9 \pm 0,9$ Ma, conferindo idade Eocênica Superior a Oligocênica Inferior (segundo Cordani 1970, Teixeira et al. 1978, Braga et al. 1981, Guimarães 1982).

Sob esse entendimento, a Cadeia Fernando de Noronha e sua continuidade continental, possui cerca de 750 km e é marcada ainda pelo Atol das Rocas e o Arquipélago Fernando de Noronha, com notáveis expressões morfológicas aflorantes (Figura 39).

Segundo Pereira (2008), o Atol das Rocas encontra-se a 145 km a oeste do Arquipélago Fernando de Noronha, sendo uma construção holocênica, edificada predominantemente por algas coralinas sobre pequena parte da extensa plataforma cimeira, em um guyot semelhante a outros grandes bancos da cadeia, situada entre 20 a 40 m de profundidade, cuja idade relativamente nova e subsidência suficientemente lenta permitiram a sobrevivência da flora de algas calcária, de cerca de 11,7 m de espessura que o recobrem, sem nenhuma rocha vulcânica

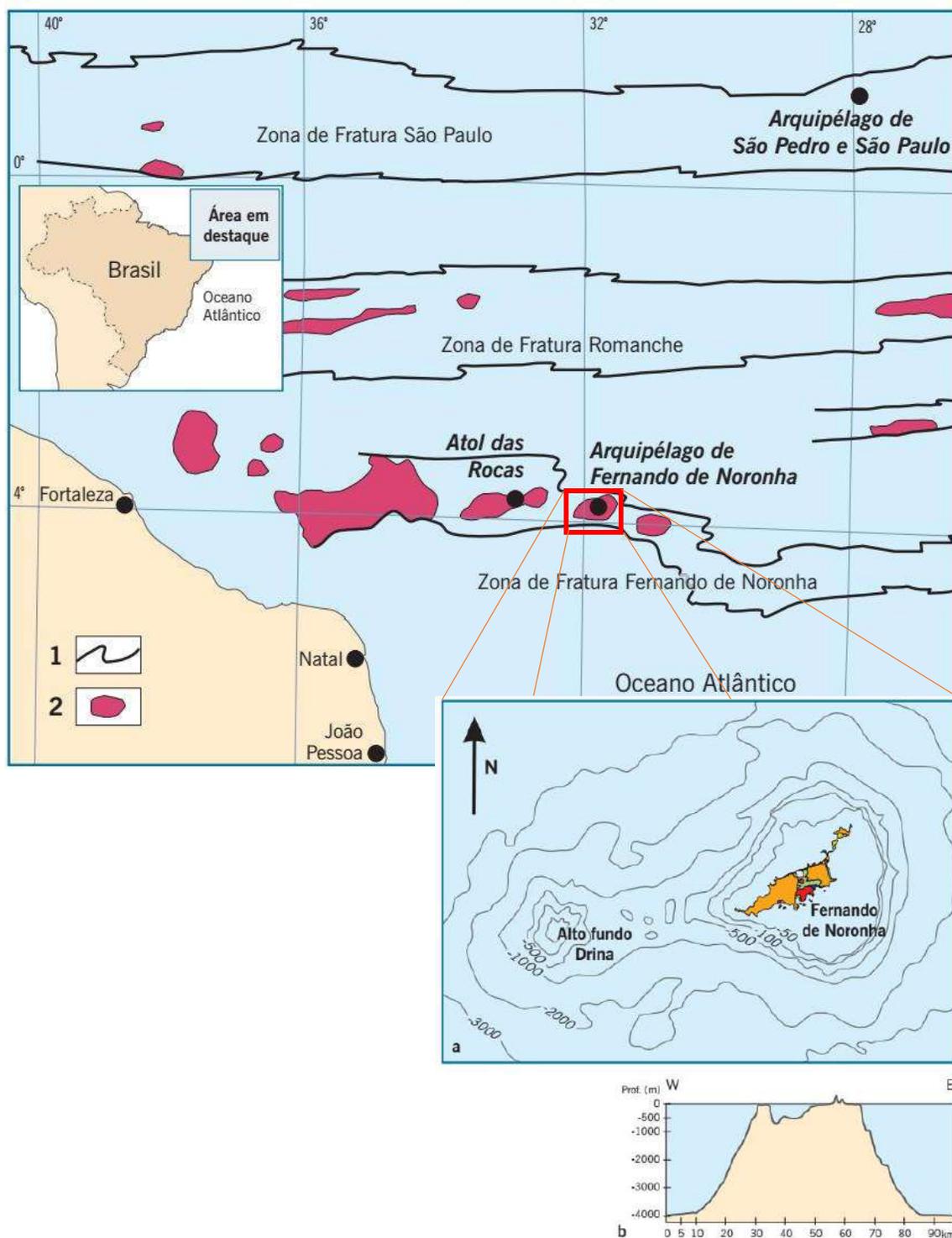
exposta. Localizado em 03° 50' 30" S e 033° 49' 29" W, o Atol das Rocas é formado quase que exclusivamente por algas coralíneas, constituindo uma feição alongada na direção E-W como o monte vulcânico que o suporta, possuindo somente 7,5 km² e 3,7 km de comprimento.

Por sua vez, o arquipélago Fernando de Noronha, localizado a 350 km da cidade de Natal – Rio Grande do Norte em 3° 51' S e 32° 25' W, formado por 21 ilhas, possui extensão total de cerca de 26 km², cuja principal ilha, homônima ao arquipélago, possui cerca de 16,4 km² e se eleva a cerca de 4,200 m acima do assoalho oceânico. A ilha de Fernando de Noronha (detalhe da Figura 39) apresenta relevo modesto para uma ilha vulcânica oceânica, com uma região central que apresenta um baixo platô a cerca de 30 a 45 m acima do nível do mar causada pela erosão de tufos e brechas vulcânicas em condições subaéreas. Além disso, elevam-se morros de rochas fonolíticas dos quais o mais elevado é o do Pico (321 m). O arquipélago tem população de pouco menos de 3.000 habitantes, concentrados na ilha principal. Além disso, este arquipélago constitui a pequenina parte emersa de um grande monte submarino vulcânico com aproximadamente 75 km de maior diâmetro na base alongada E-W.

As rochas do arquipélago, segundo Almeida (2006), são vulcânicas e subvulcânicas subsaturadas, acentuadamente sódico-alcálicas e representam dois episódios vulcânicos separados por um hiato erosivo: o mais antigo datadas do Mioceno Médio, ± 12 Ma (Cordani, 1970), formada por piroclastos, maioritariamente ligados ao vulcanismo fonolítico, penetrados por diques, plugs e domos de fonolito, álcali-basalto, traquiandesito e outras rochas básicas e ultrabásicas; após erosão durante fase de quietude vulcânica, que destruiu a maior parte das rochas efusivas equivalentes a essas intrusivas e expôs em relevo os grandes corpos fonolíticos, seus restos foram recobertos por novos eventos vulcânicos de 6,64 a 1,81 Ma (Cordani, 1970), correspondentes ao Mioceno Superior a final do Plioceno, constituída de derrames e piroclastos de composição ankaratrítica.

Guimarães et al. (2020) reúne os principais eventos vulcânicos intraplacas da margem equatorial onshore e offshore brasileira, na chamada província magmática Cenozoica do Nordeste Brasileiro, com eventos magmáticos que se iniciaram após os 40 Ma da separação continental, datando idades ⁴⁰Ar/³⁹Ar de amostras inéditas e coletando dados presentes na bibliografia (Figura 40).

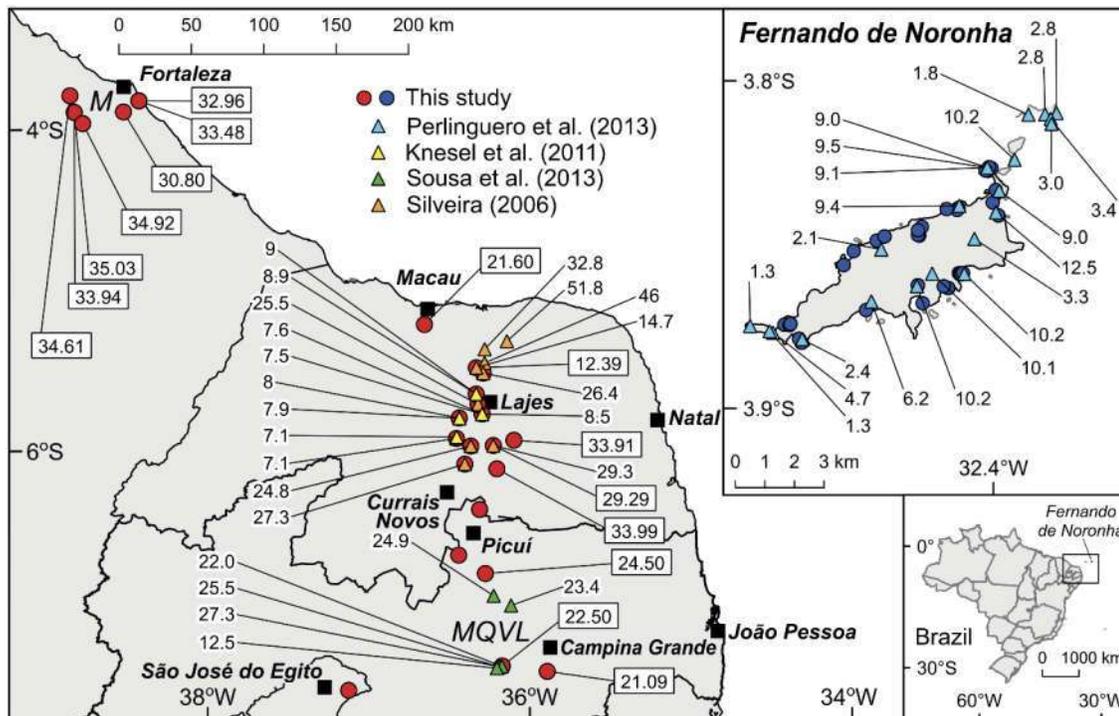
Figura 39 - Cadeia Fernando de Noronha, com detalhe para o Arquipélago Fernando de Noronha



Legenda: Região da Cadeia Fernando de Noronha, associando-a à Zona de Fratura Fernando de Noronha. Zonas de fratura oceânica delimitadas pelas linhas pretas e rochas magmáticas pelos polígonos magenta. Detalhe: Mapa batimétrico da região do Arquipélago Fernando de Noronha (a) e perfil batimétrico W-E do monte submarino (b).

Fonte: Modificado de Almeida (2006).

Figura 40 - Mapa do nordeste brasileiro mostrando as datações (em Ma) dos fluxos de lavas Cenozóicas e rochas intrusivas, em amostras datadas pelo autor ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) e por outros autores, com idades envolvidas em caixas.



Legenda: Amostras coletadas por Guimarães et al., são representadas pelos círculos vermelhos e azuis, M - Mecejana; MQVL - lineamento vulcânico Macau-Queimadas.

Fonte: Guimarães et al.(2020).

4.4.1 Origem da Cadeia Fernando de Noronha

A origem de ilhas oceânicas intraplaca, como o arquipélago de Fernando de Noronha, tem sido um tema amplamente discutido, portanto a presença de feições tão notáveis fornece informações importantíssimas para o estudo da Cadeia Fernando de Noronha, onde está inserida. Como já discorrido na seção *IV.3.1 Hipóteses para a origem da Cadeia Norte Brasileira*, a hipótese que associa a natureza geológica das cadeias oceânicas da área de estudo à construção vulcânica, é a hipótese mais plausível e aceita para feições como a Cadeia Fernando de Noronha, tendo em consideração suas especificidades, localização e contexto geológico.

Existem duas hipóteses principais para a origem da Cadeia Fernando de Noronha: magmatismo associado a zonas de fratura oceânicas ou *hot spot*.

A primeira, proposta por Almeida, (1956) apud. Ulbrich et al (2004), baseia-se no fato de que a CFN está situada, segundo esta hipótese, coincidentemente com a Zona de Fratura de Fernando de Noronha associada à um extenso vulcanismo alcalino, que se estende de oeste para leste, da Formação Mecejana, até a Ilha de Fernando de Noronha. Pequenos deslocamentos nestas zonas de fraturas, resultantes da acomodação da litosfera oceânica criada na dorsal, podem ser suficientes para, segundo Almeida (1956), por alívio de pressão, causar fusão de baixo grau no manto, explicando assim a formação da CFN, do arquipélago, bem como sua natureza alcalina.

Na segunda hipótese, mais aceita e divulgada no meio científico, associa o arquipélago e a CFN às últimas fases de evolução de uma pluma mantélica do mesmo nome. O deslocamento da placa Sul-Americana sobre essa anomalia térmica teria sido responsável pela formação da Cadeia Submarina de Fernando de Noronha e pelo magmatismo terciário que ocorre no norte do Ceará, ou ainda pela formação das elevações do Ceará e da Serra Leoa, a cerca de 80 Ma, pela CNB e CFN, segundo O'Connor e Duncan (1990).

Almeida (2006) ressalta que apesar desta hipótese de pluma mantélica também correlacionar basaltos alcalinos de áreas continentais com lavas formadoras do arquipélago Fernando de Noronha, com a passagem da placa Sul americana à Pluma Fernando de Noronha, uma pluma mantélica de procedência profunda (como proposto por Morgan, 1971), vem sendo recentemente questionada. Ernesto (2006), reconstituiu a posição da América do Sul para 130, 80 e 50 Ma passados, levando em consideração a posição aparente dos polos magnéticos com base nas rochas alcalinas, assim como as anomalias magnéticas de crosta oceânica e a suposta área de atuação da pluma de Fernando de Noronha e destacou impossibilidade de relacionar o vulcanismo associado ao arquipélago e ao magmatismo da área emersa. Anderson (2000), por sua vez, julgou desnecessária a relação de plumas mantélicas profundas com hotspots, pois diversos fatores geofísicos podem causar elevações locais de temperatura, de 150 a 200° C abaixo das placas litosféricas, o que pode originar hotspots no manto superior. Courtillot et al. (2003), adicionalmente associou essas plumas do manto superior como formas de rompimento litosférico. Almeida (2006), por fim supõe que as rochas que compõem o arquipélago Fernando de Noronha sejam desse tipo.

Adicionalmente a isso, Almeida (2006) sugere que durante o Eoceno um hotspot teria surgido na região de Fortaleza, ao longo da borda afinada e fraturada da crosta continental em contato com a oceânica, causado por uma anomalia térmica astenosférica. O *hotspot* teria produzido o vulcanismo representado pelas rochas alcalinas que se expõem nessa região. Com o prosseguir da deriva da placa para oeste esse *hotspot* teria dado origem à cadeia vulcânica

marinha, com a infiltração do magma em fraturas litosféricas presentes na Zona de Fratura Fernando de Noronha, que adentra a margem continental emersa na região de Fortaleza. Estas fraturas possivelmente foram reativadas com a alteração do eixo de rotação, fenômeno que, segundo o autor, certamente produziu deformações na placa.

Considerando-se a distância de cerca de 750 km do distrito alcalino continental à ilha Fernando de Noronha e a idade mais antiga conhecida das alcalinas desta é possível deduzir a velocidade média de 23,4 km/Ma para o deslocamento para oeste da placa Sul-Americana na região equatorial, entre o Eoceno Médio e o Mioceno Médio, valor compatível com a taxa de expansão média da placa (Ferrari e Riccomini 1999).

Segundo Weaver (1990), as vulcânicas de Fernando de Noronha e Trindade são altamente alcalinas e fortemente subsaturadas em relação às de outras ilhas do Oceano Atlântico Sul, como Ascensão, Bouvet, Santa Helena, Gough e Tristão da Cunha, que são apenas levemente ou moderadamente subsaturada. Não há evidência isotópica para fontes de manto fundamentalmente diferentes para os magmas de Fernando de Noronha ou Trindade em comparação com os pontos críticos do Atlântico Sul, como Ascensão ou Bouvet. Segundo o autor, o magmatismo altamente subsaturado de Fernando de Noronha e Trindade é mais simplesmente relacionado a um menor grau de fusão parcial do que está envolvido na gênese dessas outras suítes OIB do Oceano Atlântico Sul.

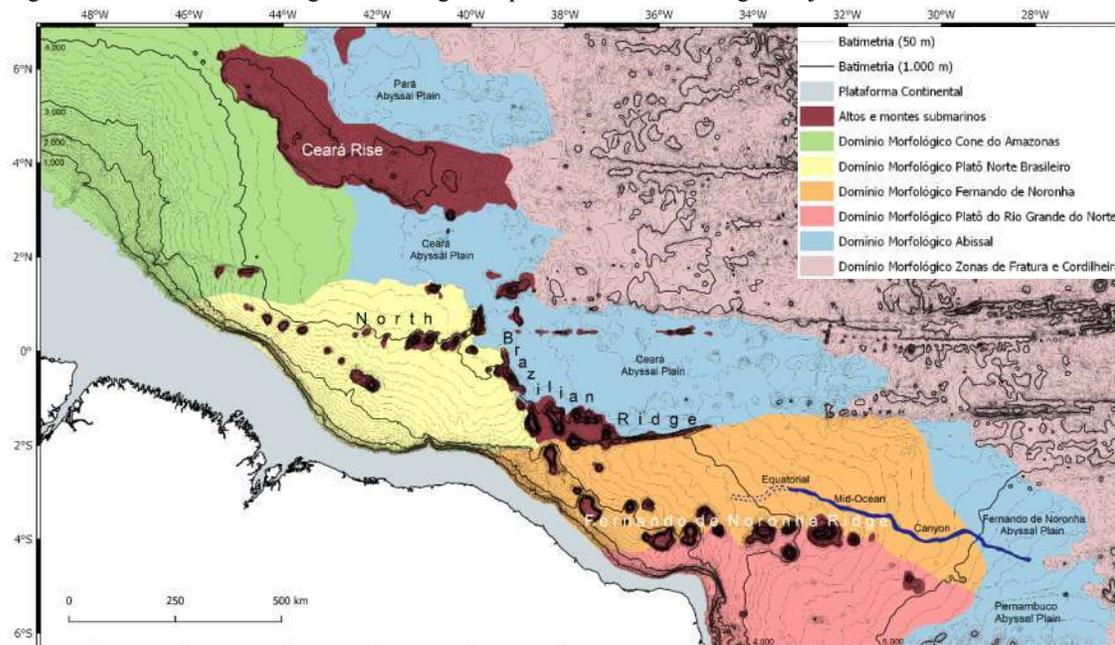
Segundo Gerlach et al. (1987), o enriquecimento em Nb e Ta, além das assinaturas isotópicas St, Nd e Pb das amostras coletadas na CFN mostra-se consistente com o esperado para amostras provenientes de uma fonte de OIB "típica" em vez de "fonte anômala" que deu origem ao vulcanismo de Gough e Tristão da Cunha. Isso está de acordo com o que também é observado nas vulcânicas de Ascensão e Bouvet. No entanto, a heterogeneidade isotópica de escala fina reconhecida entre as vulcânicas de Fernando de Noronha, sugere a mistura de talvez três fontes de manto isotopicamente discretas, uma das quais pode ser semelhante à fonte de Santa Helena HIMU.

5 RESULTADOS

5.1 Aspectos morfológicos da margem

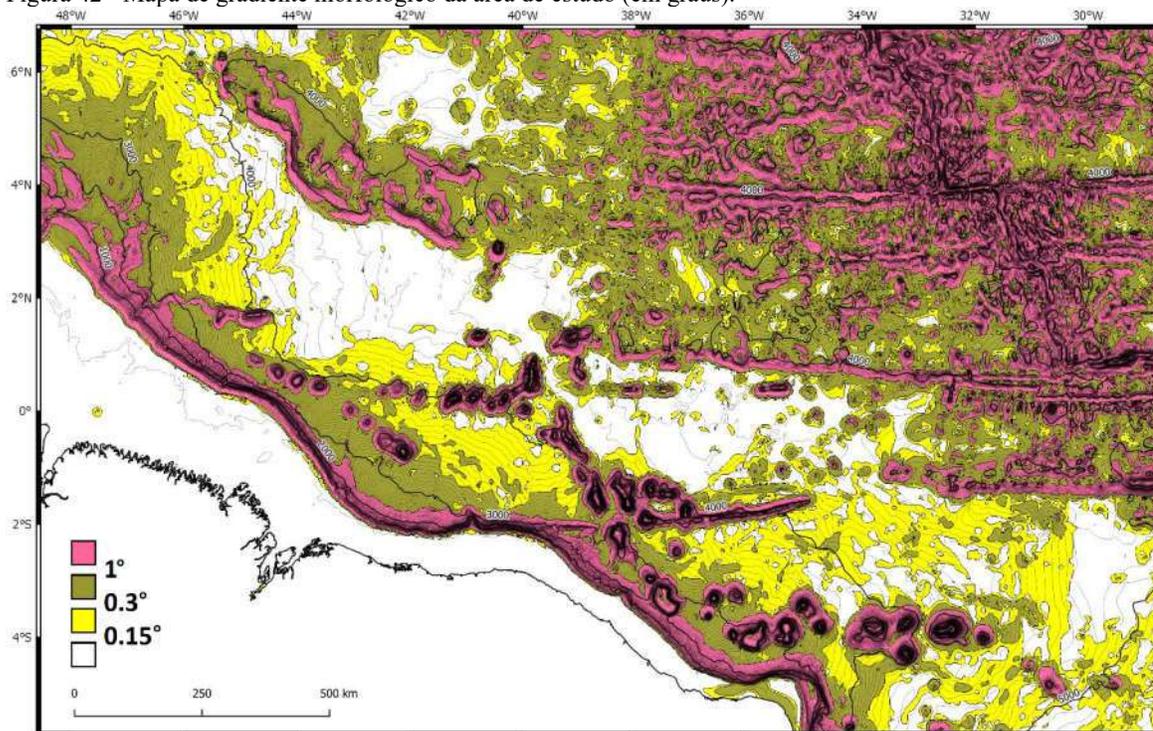
A análise morfológica da área de estudo nos revela, além da presença de uma série de montes submarinos (cujos principais montes possuem relevo relativo superior a 2.000 m e que até mesmo excede 4.550 m), distintos domínios morfológicos frutos da interação entre o aporte sedimentar e fatores estruturais, principalmente impostos pelas cadeias vulcânicas (Figura 41). Estes diferentes domínios morfológicos, mapeados com base nas distintas características batimétricas, convexidade/concavidade de isolinhas e distintos intervalos de gradiente batimétrico (Figura 42), são denominados neste trabalho em: domínio de plataforma continental; domínio sob predominância de sedimentação continental, com forte influência de altos estruturais e cadeias submarinas; domínio de planície abissal; e, por fim, um amplo domínio afetado principalmente por zonas de fratura oceânica e pela Cordilheira Meso-Atlântica.

Figura 41 - Domínios morfológicos da Margem Equatorial Brasileira e região adjacente.



Legenda: Observe a importância das cadeias submarinas no limite entre os distintos domínios. Cânion Oceânico Meso-Equatorial mapeado por Damuth e Gorini (1976), onde a porção pontilhada indica the buried extension of cânion. Mapa batimétrico base LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros. Fonte: O autor, 2021.

Figura 42 - Mapa de gradiente morfológico da área de estudo (em graus).

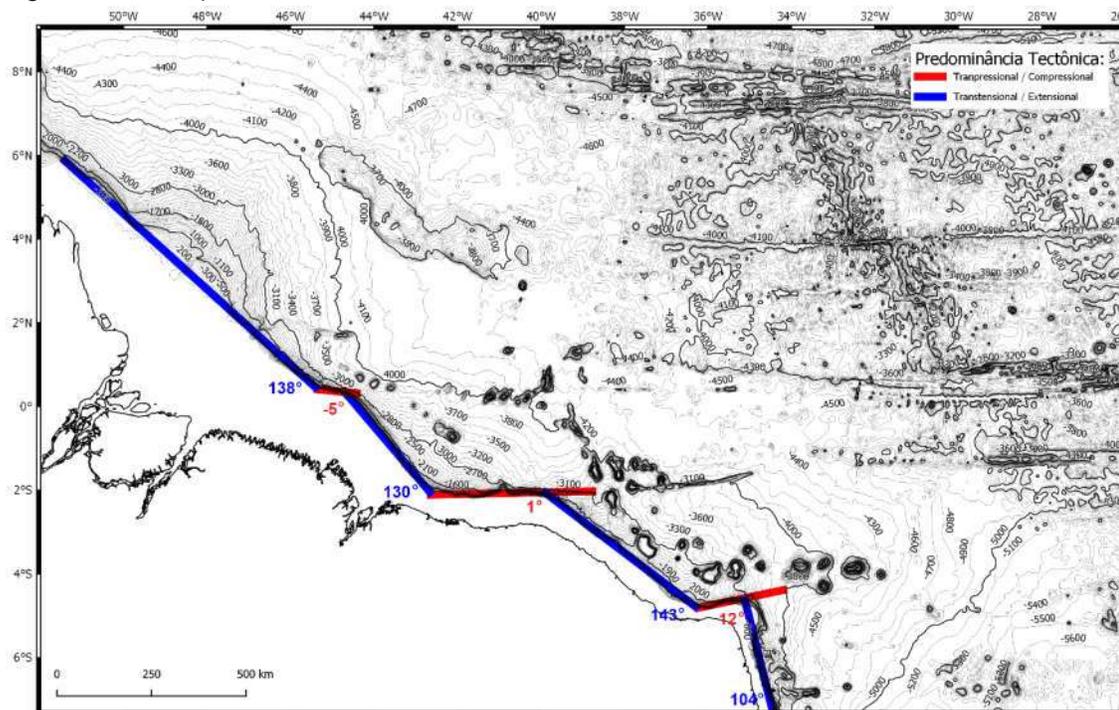


Legenda: Observe a variação de gradientes entre os distintos domínios morfológicos demarcados na Figura 41.
 Fonte: O autor, 2021.

5.1.1 Região de Plataforma Continental

O domínio de plataforma continental, se estende desde a linha de costa até cerca de 100 a 200 m. É uma região relativamente plana, com largura que varia de 22 km, a oeste do Platô do Rio Grande do Norte, até cerca de 280 km, na região da foz do Rio Amazonas. Seu limite externo, a quebra da plataforma continental, apresenta alternâncias de direções aproximadamente NW-SE com direções E-W, o que está correlacionado com o regime tectônico distensivo/transformante, o que, além da geomorfologia da plataforma continental, afeta toda a margem continental e bacia adjacente, desde os diferentes domínios morfológicos à configuração litosférica (Figura 43).

Figura 43 - Orientações da linha de costa da área de estudo.



Legenda: Ângulos em graus (°) com relação ao eixo E-W. Observe a correlação entre a linha de costa, as cadeias submarinas e a dorsal meso-oceânica. Dados batimétricos proveniente da base de dados LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros (base).

Fonte: O autor, 2021.

5.1.2 Domínio de sedimentação continental

A porção dominada por sedimentação continental é marcada por curvas batimétricas convexas, características da progradação sedimentar continente – oceano profundo, se estendendo desde a quebra da plataforma continental até, em geral, o domínio morfológico abissal, em profundidades que médias que excedem os 4.500 m. Ao longo da margem, este domínio subdivide-se em distintos compartimentos morfológicos (denominados neste trabalho em Cone do Amazonas, Platô Norte Brasileiro, Fernando de Noronha e Rio Grande do Norte) em função da mudança de direção das isolinhas e do gradiente morfológico, sugerindo mudança da fonte do aporte sedimentar, influenciados diretamente pelos altos estruturais e cadeias submarinas, que em sua maioria restringem esses domínios morfológicos, com exceção ao domínio Morfológico Platô Norte Brasileiro, que ultrapassa a barreira imposta pelo segmento norte da CNB.

a) Domínio Morfológico do Cone do Amazonas (Figura 44)

Localiza-se ao largo do Cânion do Amazonas e se estende por até cerca de 710 km, desde a quebra da plataforma continental, entre 100 a 200 m de profundidade até cerca de 4.300 a 4.700 m de profundidade, quando se encontra com a planície abissal do Pará e região associada à cordilheira Meso Atlântica, no extremo nordeste, a Elevação do Ceará, ou ainda a Planície Abissal do Ceará. Limita-se lateralmente, a sul, com o domínio Morfológico do Platô Norte Brasileiro, marcado pela mudança de orientação das isolinhas batimétricas, o que indica a notável mudança da direção do aporte sedimentar. Apesar de apresentar gradientes suaves no seu término, a forma convexa de suas curvas batimétricas denota origem continental dos sedimentos que formam a morfologia de fundo. Além da progradação sedimentar, as isolinhas revelam uma série de canais submarinos, radiais ao Cânion do Amazonas, escarpas e outras feições erosivas.

b) Domínio Morfológico do Platô Norte Brasileiro (Figura 45)

Marcado pela presença de curvas batimétricas convexas, denotando a sedimentação terrígena progradante. Se estende até a profundidade de 4.500 m (a norte), onde ultrapassa os montes submarinos que compõem o segmento norte da Cadeia Norte Brasileira, até se encontrar com o Domínio Morfológico do Cone do Amazonas e a planície abissal do Ceará, quando a convexidade das curvas batimétricas se encerra; e até a profundidade de 3.600 m (a leste), onde é barrado pelo segmento central da Cadeia Norte Brasileira, mais contínuo nesta porção da margem. Este domínio possui um desnível de cerca de 500 m, na transição com a sua porção leste, em seu contato com a planície abissal do Ceará, caracterizando esta feição como um platô. Possui uma forma aproximadamente losangular com dimensões de cerca de 400 km por 520 km.

c) Domínio Morfológico Fernando de Noronha (Figura 46)

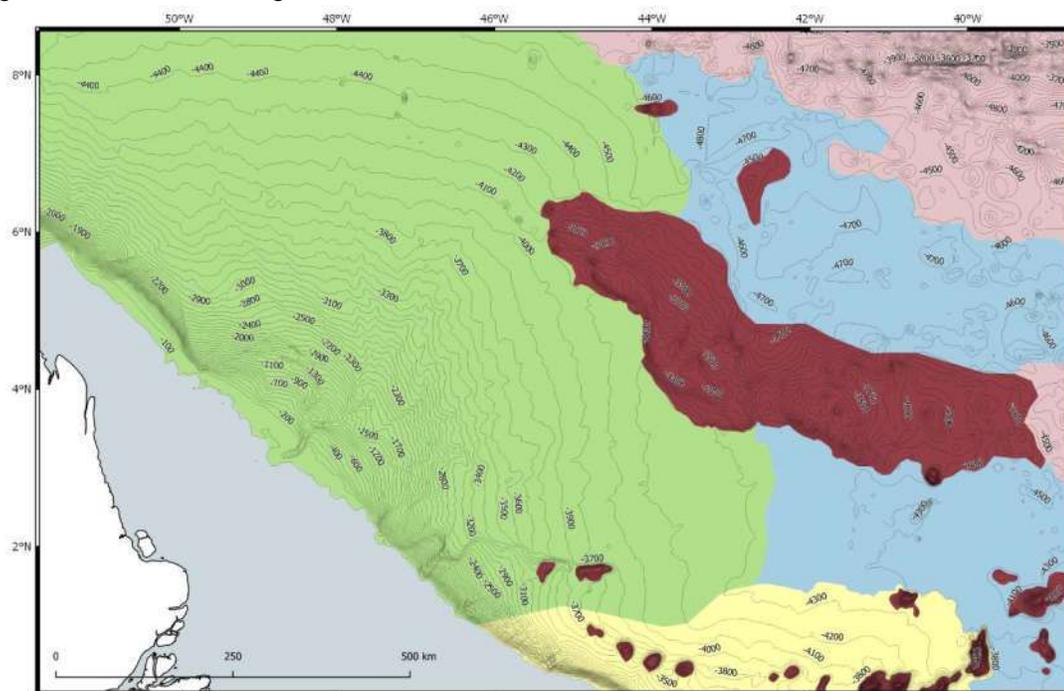
Estende-se até a profundidade de 4.850 m, onde encontra-se com a Planície Abissal Fernando de Noronha, à cerca de 1.000 km da quebra da plataforma continental. Possui largura de cerca de 250 km de largura, limitando-se a norte pelo segmento sul da Cadeia Norte Brasileira e sua extensão, e a sul pela Cadeia Fernando de Noronha. É importante salientar a presença do Cânion Oceânico Meso-Equatorial, uma notável feição morfológica paralela a Cadeia Fernando de Noronha (Figura 41), que atualmente transporta sedimentos terrígenos até a planície abissal e os contrafortes do domínio morfológico da cadeia meso-oceânica e zonas

de fratura oceânicas, sendo responsável pela grande extensão deste domínio e pela convexidade das isolinhas.

d) Domínio Morfológico Platô do Rio Grande do Norte (Figura 46)

Ao sul da Cadeia Fernando de Noronha, ao largo do Platô do Rio Grande do Norte, se estendendo por cerca de 600 km. É a região do domínio de sedimentação continental, que apresenta a menor convexidade das isolinhas, denotando possivelmente a menor taxa de aporte sedimentar, decorrente da ausência de grandes bacias de drenagem e ainda à uma predominância de processos erosivos.

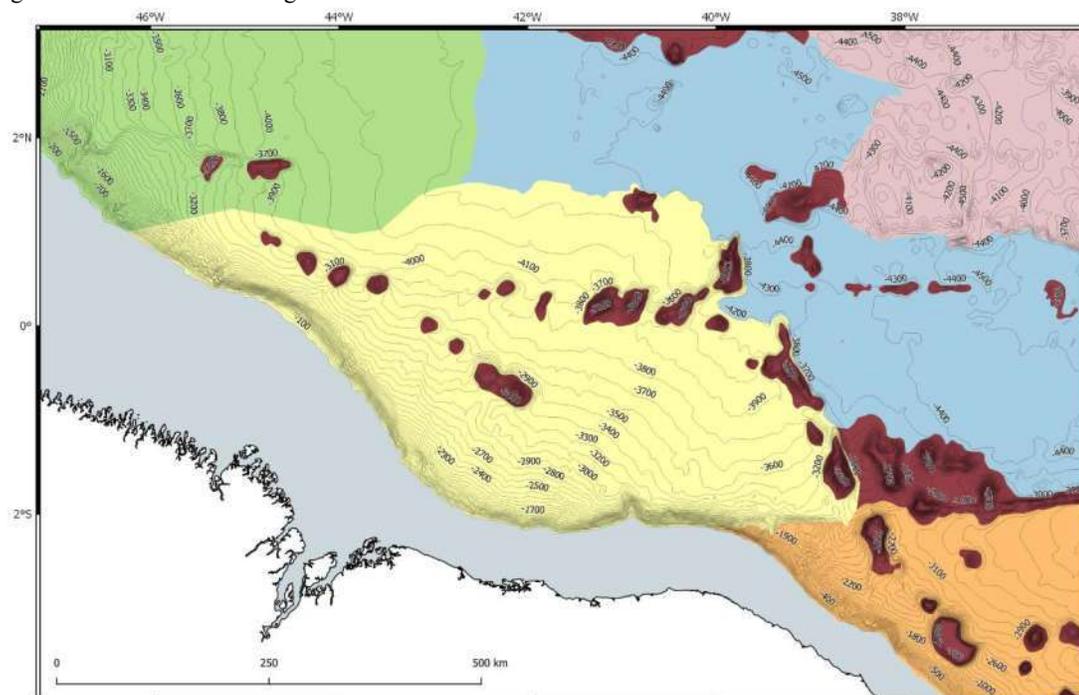
Figura 44 - Domínio Morfológico do Cone do Amazonas.



Legenda: Dados batimétricos proveniente da base de dados LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros (base).

Fonte: O autor, 2021.

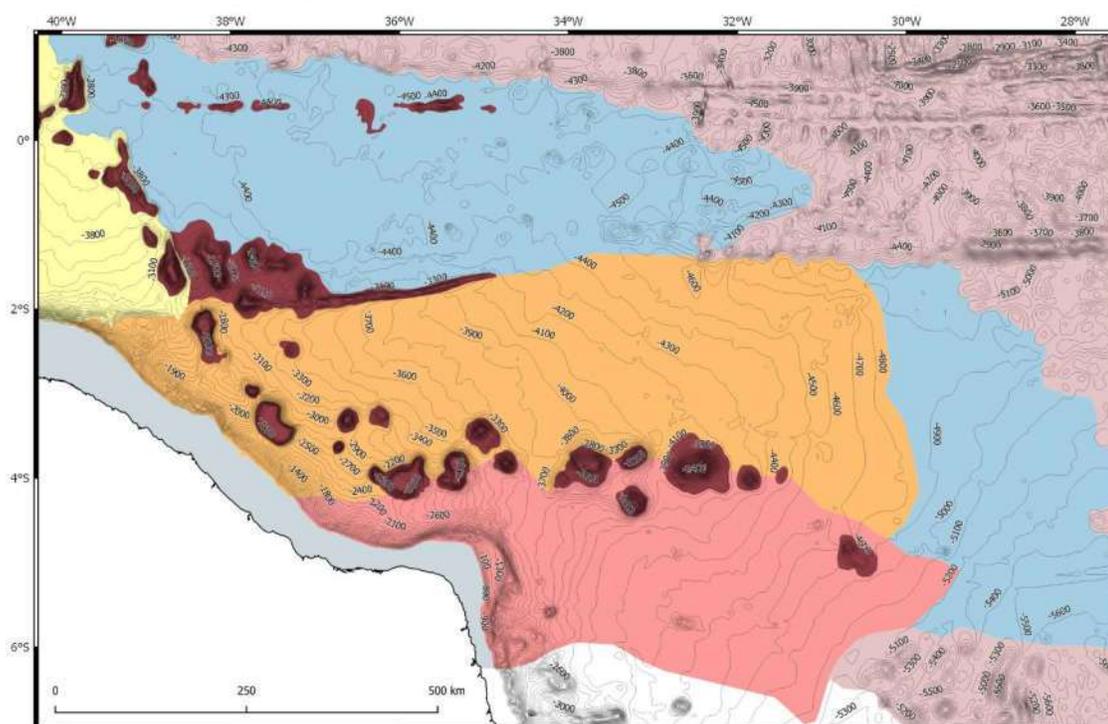
Figura 45 - Domínio Morfológico do Platô Norte Brasileiro.



Legenda: Dados batimétricos proveniente da base de dados LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros (base).

Fonte: O autor, 2021.

Figura 46 - Domínio Morfológico Fernando de Noronha e Platô do Rio Grande do Norte.



Legenda: Dados batimétricos proveniente da base de dados LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros (base).

Fonte: O autor, 2021.

5.1.3 Planície Abissal

O domínio de planície abissal caracteriza-se por gradientes relativamente planos, com ausência de isolinhas convexas (o que é esperado devido a menor influência do aporte de sedimentação terrígena e consequente predominância de sedimentação pelágica). Na área de estudo a planície abissal subdivide-se nas conhecidas: Planície Abissal do Pará, a noroeste, basicamente localizada na profundidade de 4.700 m; Planície Abissal do Ceará, a maior planície abissal da região, contornando o Platô Norte Brasileiro, se estendendo de 4.200 à aproximadamente 4.500 m; e, por fim, as planícies Abissais Fernando de Noronha e Pernambuco, a sudeste, se estendendo de aproximadamente 4.850 – 5.200 m até cerca de 5.000 m – 5.600 m de profundidade.

5.1.4 Domínio Morfológico de Zonas de Fratura Oceânicas e Cordilheira Meso Atlântica

Amplo domínio morfológico, apresentando uma tendência de curvas batimétricas mais caóticas/aleatórias, circulares, fruto das menores taxas sedimentares e do relevo irregular de montes e cadeias submarinas originárias da cordilheira meso oceânica. Eleva-se até profundidades de cerca de mais rasas do que 1.700 m, nos eixos das cordilheiras, e até mesmo aflorar no arquipélago de São Pedro e São Paulo em contraste com os vales axiais que podem ultrapassar os 5.400 m

5.2 **Morfologia das cadeias e montes submarinos**

As Cadeias Norte Brasileira e Fernando de Noronha, são formadas por uma série de montes submarinos com distintas dimensões (Figura 47), o que impõem distintas características ao transporte sedimentar, e consequentemente à morfologia da margem, como discorrido na seção interior.

A análise morfológica das cadeias e montes submarinos da área de estudo incluiu a avaliação individual do grau de circularidade de cada uma destas feições, suas alturas relativas

(desnível batimétrico aproximado entre seu pico menos profundo e a porção do assoalho oceânico mais próximo, como descrito em *II. Base de Dados e Metodologia*), orientações, número de picos e a sua razão entre raio e altura medida. O objetivo desta análise é classificar os montes submarinos e correlacionar tais diferenças com possíveis eventos relacionados com a sua origem/evolução e, inclusive, possíveis pulsos de reativações e eventos magmáticos.

Antes de iniciar a análise das propriedades morfológicas destes montes submarinos, vale a pena subdividi-los em diferentes grupos que agregam características morfológicas e, possivelmente, genéticas semelhantes (Figura 47).

A Cadeia Fernando de Noronha é composta por 14 montes submarinos isolados (ou semi-isolados) que possuem profundidades médias de cerca de 550 m, aflorando no Arquipélago Fernando de Noronha e no Atol das Rocas, e relevo relativo médio de cerca de 2.500 m, espaçados entre si por cerca de 10 a 60 km, se estendendo por cerca de 520 km.

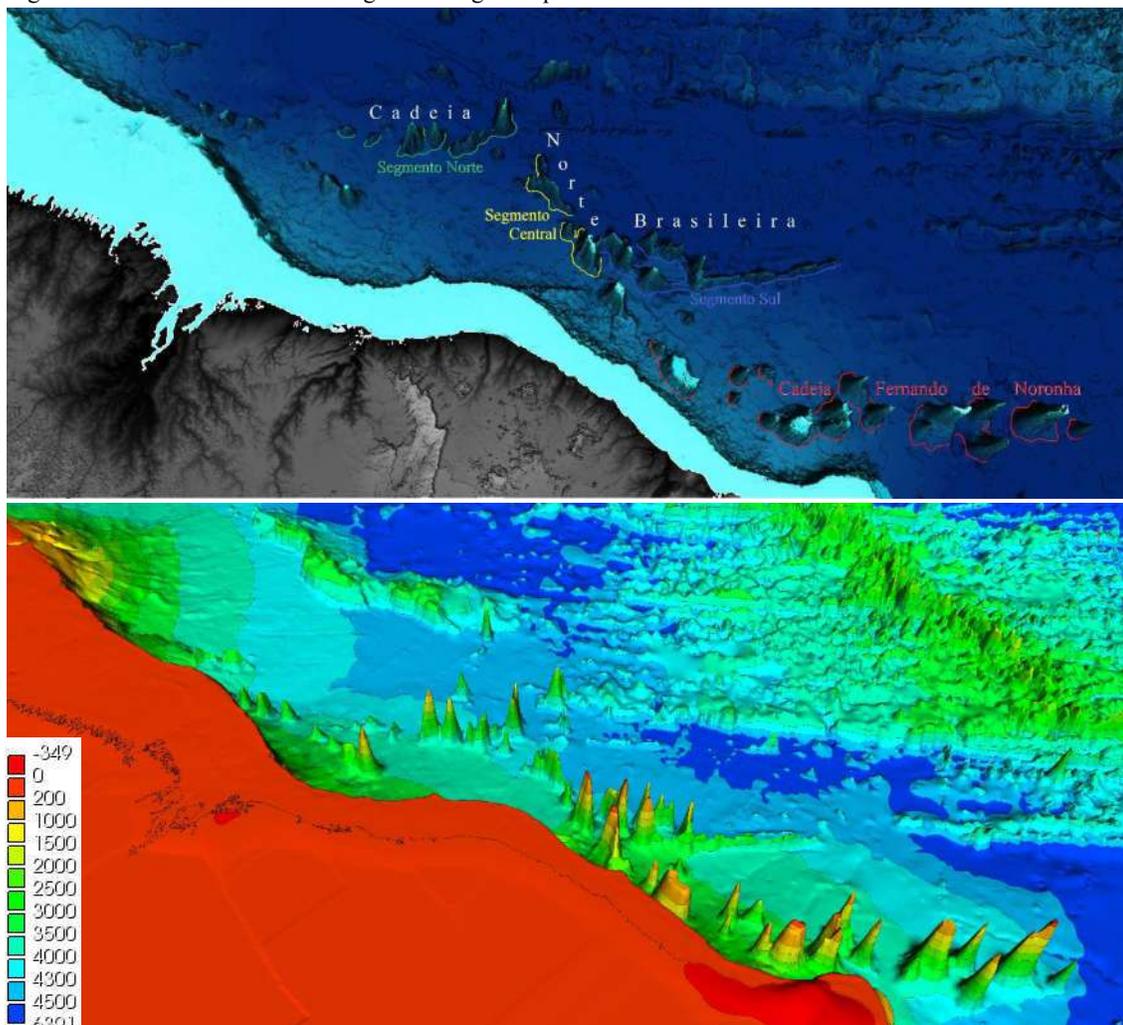
Há 100 km ao norte do Platô do Ceará, encontra-se o segmento sul da Cadeia Norte Brasileira (Figura 1), formada continuamente pelos Montes Submarinos do Ceará e pela Cadeia Parnaíba, com clara orientação E-W, e profundidade de seus topos que varia de 50 a 2.700 m (com média de cerca de 975 m) e relevo relativo médio de 2.575 m. Marca um desnível batimétrico médio de cerca de 900 m (desníveis que superam os 1.000 m na porção mais proximal e em 200 m em média na sua porção mais distal).

Por sua vez, o segmento central (Figura 47) é constituído por quatro montes submarinos, de profundidades que variam de 50 à 3.300 m (com média de cerca de 1.910 m) e relevo relativo que varia de 650 a 3.200 m (com média de 1.750 m). Assim como o segmento sul, o segmento central marca um desnível batimétrico de cerca de 500 m (com a profundidade de cerca de 4.200 m na porção mais distal e variando entre 4.000 a 3.500 m na região mais proximal, no chamado Platô Norte Brasileiro).

Por fim, o segmento norte (Figura 47), morfológicamente isolado do segmento central por um gap de cerca de 100 km, é composto por 7 montes submarinos, sendo 4 de grandes dimensões e complexidade geomorfológica (com médias de profundidade de 1.687 m e relevo relativo de 2.750 m) e 3 de menores dimensões (com médias de 3.150 m de profundidade e relevo relativo médio de 650 m).

Vale salientar que tanto a CFN, como os segmentos norte e sul da CNB, possuem orientação E-W, enquanto que o segmento central da CNB, possui orientação NW-SE. Outro lineamento NW-SE relevante é constituído pelos Montes Submarinos do Maranhão, formado por 3 montes submarinos que se estendem por cerca de 160 km.

Figura 47 - Modelos 3D da morfologia da Margem Equatorial Brasileira.



Legenda: Modelos batimétrico (m) realizado com dados de batimetria por satélite ETOPO.

Fonte: O autor, 2021.

5.2.1 Profundidade do topo e altura relativa dos montes submarinos

A profundidade dos topos submarinos (Figura 48) varia desde montes com relevo aflorante, de altura superior a 300 m acima do nível do mar, no arquipélago Fernando de Noronha, à montes cujos topos estão a profundidades superiores à 4.000 m de lâmina d'água, a leste do segmento norte da Cadeia Norte Brasileira.

Basicamente os montes principais que constituem a CNB e a CFN estão à profundidades mais rasas do que 2.000 m de profundidade, e juntamente com o Guyot de São Luiz, possuem profundidades médias de 674 m. Na Cadeia Norte Brasileira, as menores profundidades são

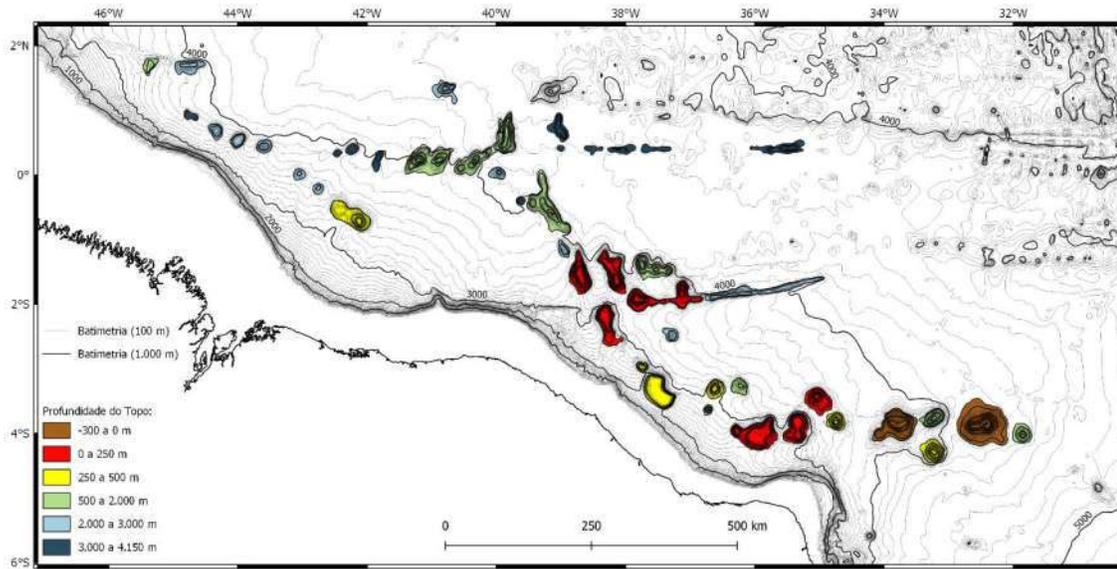
encontradas nos quatro montes que intersectam o seu segmento central ao sul, nos chamados Montes Submarinos Ceará, com profundidades na ordem de 50 m, enquanto que na Cadeia Fernando de Noronha, há dois montes submarinos aflorantes, onde encontramos o Atol das Rocas e o Arquipélago Fernando de Noronha.

Excetuando-se os montes de maior expressão batimétrica que constituem a CNB e a CFN, adicionalmente ao Guyot de São Luiz, os demais montes submarinos são mais profundos do que 2.000 m, com profundidade média de seus topos de 3.014 m.

Ao analisarmos a altura relativa dos montes (Figura 49), encontramos seus maiores valores no monte submarino onde aflora o Arquipélago Fernando de Noronha, com relevo relativo de aproximadamente 4.550 m, enquanto que a Cadeia Norte Brasileira apresenta seu relevo relativo máximo por volta de 3.250 m. Os principais montes submarinos que constituem a CNB e CFN, em conjunto com o Guyot de São Luiz, possuem média de relevo relativo de 2.400 m, enquanto que os demais montes submarinos possuem uma expressão morfológica médio de 961 m. Vale salientar ainda, que esta medida de altura relativa leva em consideração apenas o “afloramento” do monte submarino, ou seja a porção que excede a coluna sedimentar, o que pode não se mostrar tão representativo e acarretar alguns enganos quando comparamos montes distintos, em diferentes configurações e espessuras sedimentares.

É notável que tanto as alturas como o relevo relativo dos montes submarinos que constituem as cadeias oceânicas da margem equatorial não obedecem, em geral, a uma tendência óbvia entre si e nem uma relação evidente com os seus montes adjacentes e demais montes das cadeias em que estão associados (Figura 50).

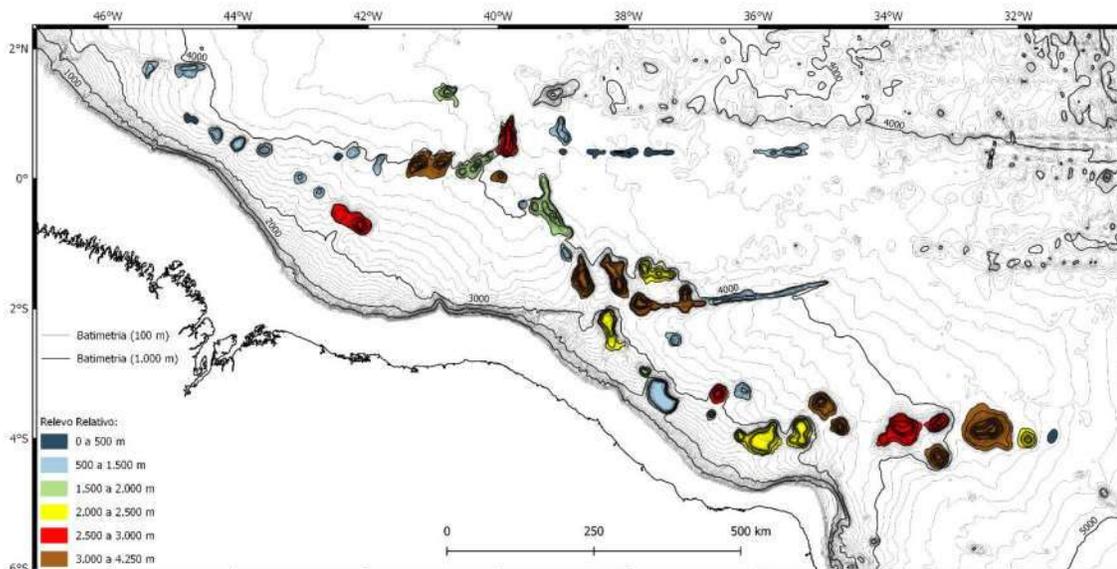
Figura 48 - Mapa com intervalos de alturas dos montes submarinos da Margem Equatorial.



Legenda: Dados batimétricos proveniente da base de dados LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros (base).

Fonte: O autor, 2021.

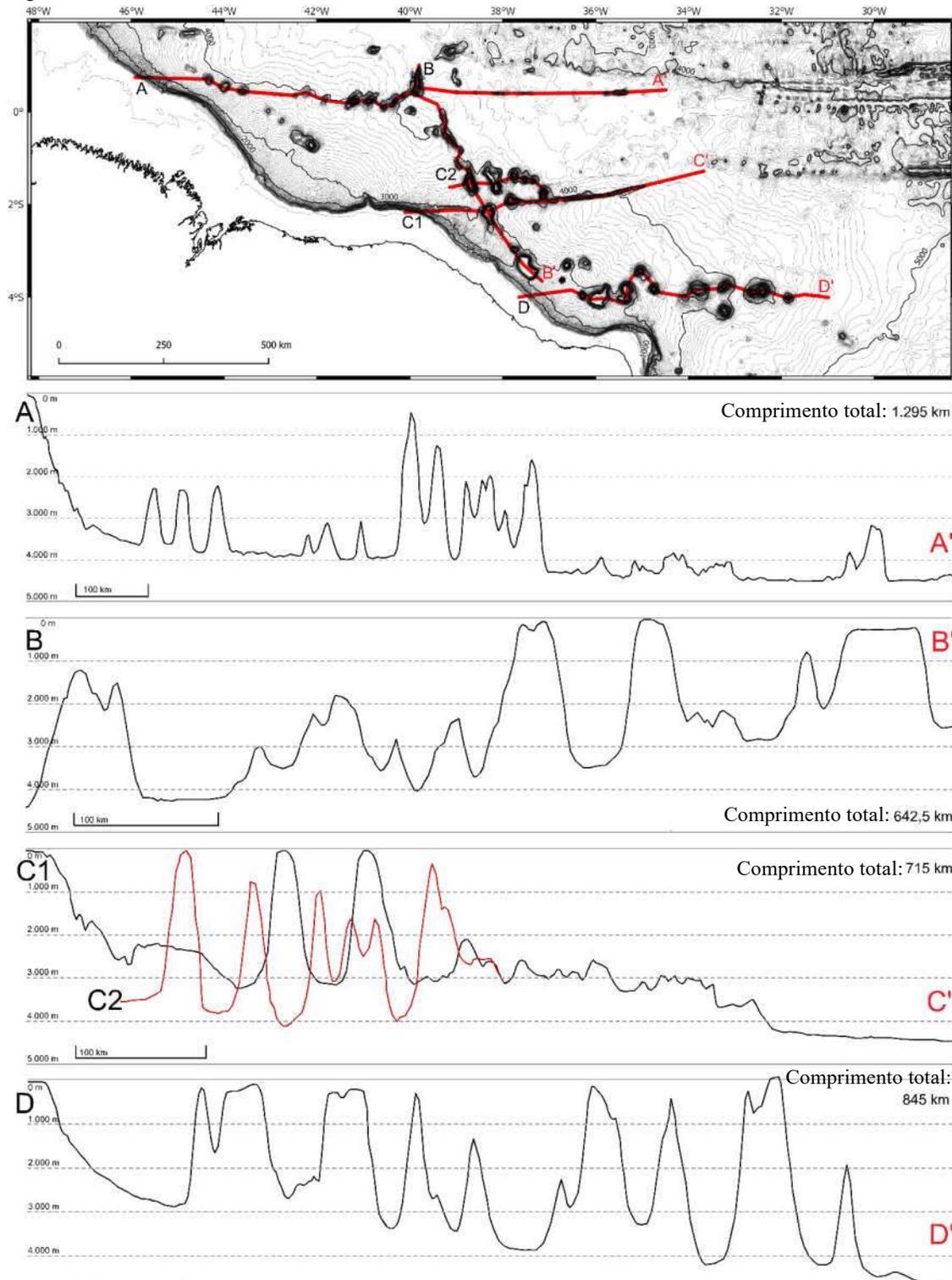
Figura 49 - Mapa com intervalos de relevos relativos dos montes submarinos da margem Equatorial.



Legenda: Dados batimétricos proveniente da base de dados LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros (base).

Fonte: O autor, 2021.

Figura 50 - Perfis batimétricos da Cadeia Fernando de Noronha e na Cadeia Norte Brasileira.



Legenda: Perfis batimétricos A-A' segmento norte, B-B' segmento central e C-C' segmento sul da CNB e D-D' sobre a CFN. Extraídos do MTD LEPLAC Dados batimétricos proveniente da base de dados LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros (base).

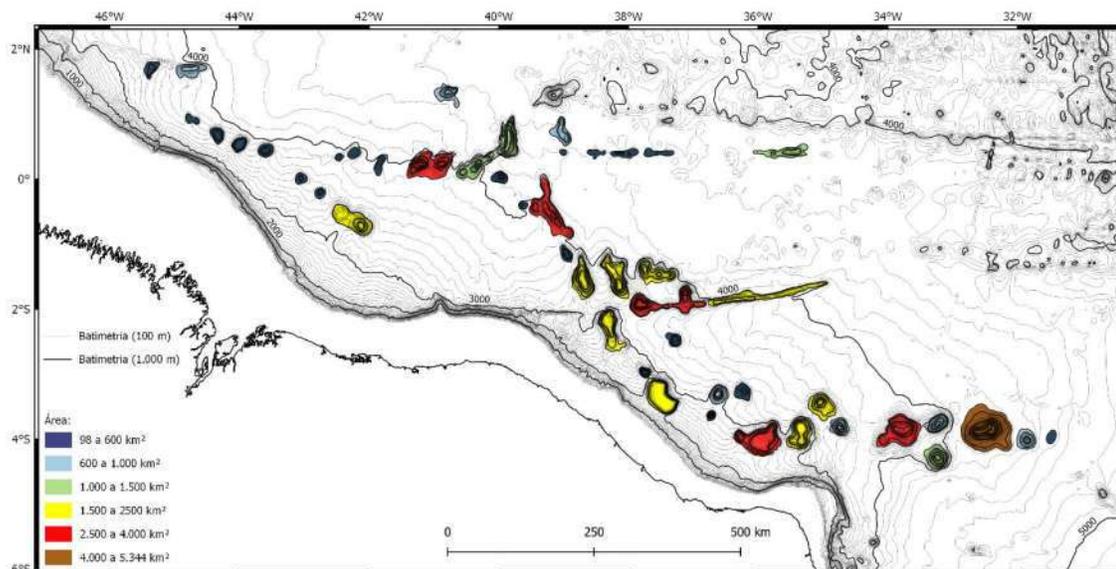
Fonte: O autor, 2021.

5.2.2 Perímetro, Área e Volume Aflorante

Os montes de menor relevo relativo, geralmente também são simultaneamente os menores valores de área (Figura 51) e perímetro (Figura 52), dentre os quais podemos destacar os montes a oeste do segmento norte da CNB. Em contrapartida, os maiores valores de perímetro e de área não encontram necessariamente correlação. Enquanto o maior perímetro está no segmento sul da CNB, a maior área corresponde ao monte onde o arquipélago Fernando de Noronha aflora, por exemplo. Os montes principais que constituem a CNB e a CFN, em geral possuem valores médios a acima da média, tanto em suas áreas, como de perímetro.

Vale salientar, entretanto, que a comparação entre a razão perímetro e área de diferentes montes submarinos é uma medida relativa que também pode ser usada para a determinação relativa (portanto não absoluta) da circularidade destas feições.

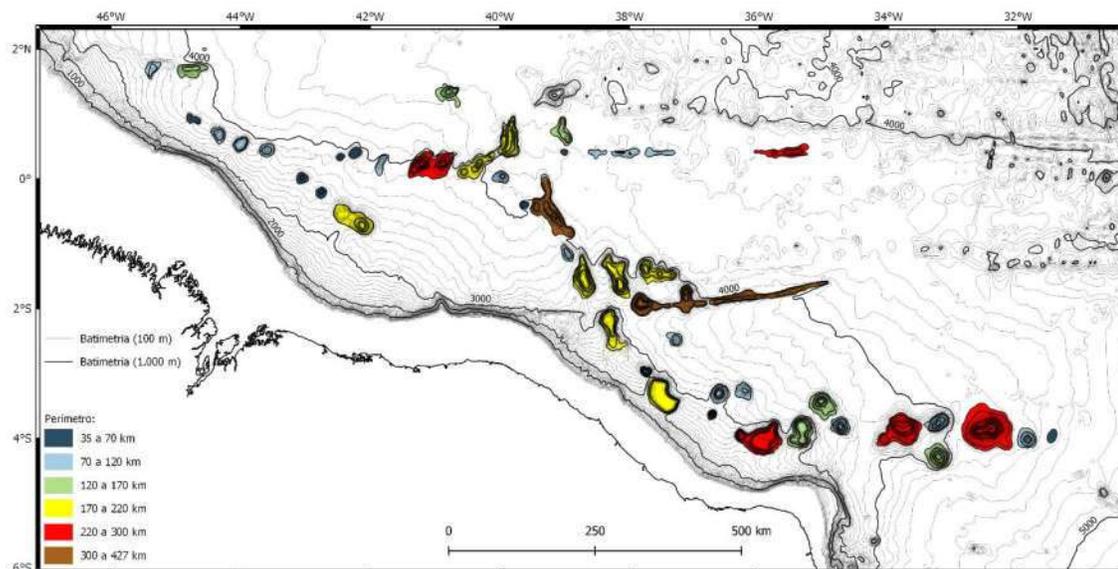
Figura 51 - Mapa intervalar da área dos montes submarinos da Margem Equatorial.



Legenda: Dados batimétricos proveniente da base de dados LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros (base).

Fonte: O autor, 2021.

Figura 52 - Mapa intervalar do perímetro dos montes submarinos da Margem Equatorial.



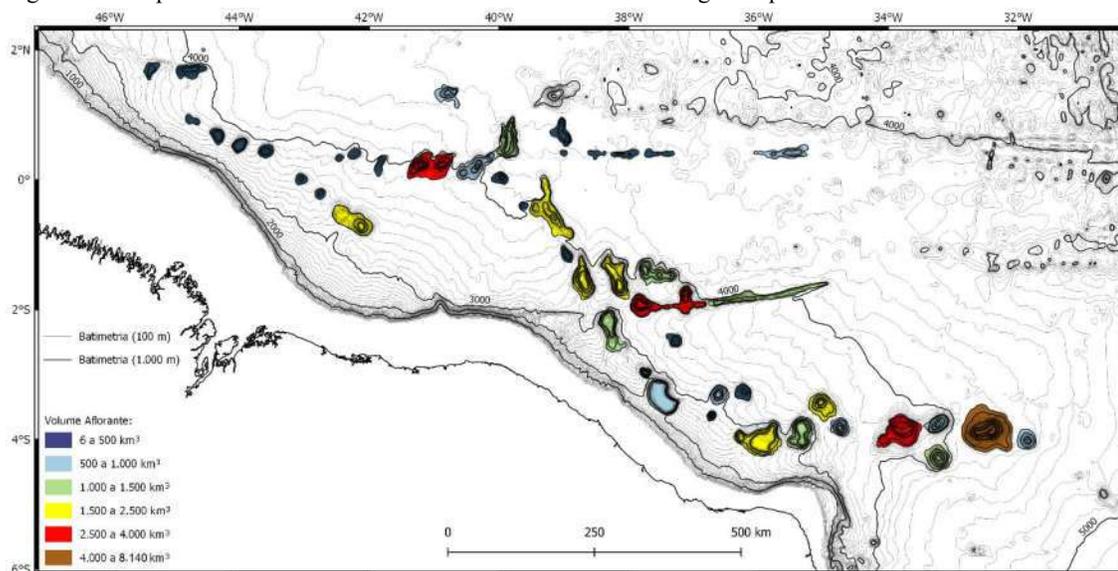
Legenda: Dados batimétricos proveniente da base de dados LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros (base).

Fonte: O autor, 2021.

O volume aflorante (Figura 53), é uma estimativa do volume do monte submarino totalmente acima da coluna sedimentar, sendo, portanto, outra medida da dimensão de um monte submarino como basicamente uma função da área da sua base aflorante e sua altura. Os montes submarinos não apresentam uma tendência de volume clara, com o maior volume de monte submarino onde o arquipélago Fernando de Noronha aflora.

Vale salientar ainda a predominância de montes submarinos com volume inferior a 500 km^3 (23 dos 47 montes analisados).

Figura 53 - Mapa de volume intervalar de montes submarinos da Margem Equatorial Brasileira.



Legenda: Volume estimado, utilizando uma aproximação ao volume de um cone. Dados batimétricos proveniente da base de dados LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros (base).

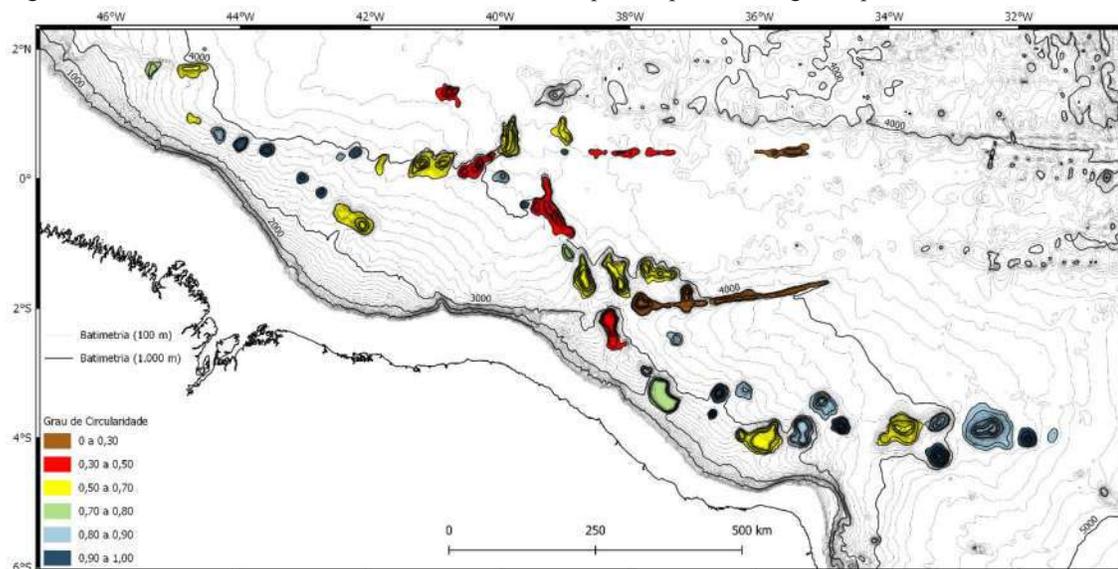
Fonte: O autor, 2021.

5.2.3 Grau de Circularidade

Os montes submarinos que mais se aproximam de uma forma circular, estão localizados na Cadeia Fernando de Noronha e, principalmente, à montes submarinos nos arredores do Guyot de Gurupi (Figura 54). A CNB, entretanto, apresenta os montes submarinos que mais destoam de uma forma predominantemente circular, se aproximando a formas alongadas ou formas de estrela, como por exemplo, os principais montes submarinos que compõem o setor central e sul da CNB.

Com isso, enquanto o grau de circularidade média dos principais montes submarinos da Cadeia Fernando de Noronha é de 0,853, o índice de circularidade média para os montes submarinos principais que constituem a Cadeia Norte Brasileira é de 0,503. Vale salientar, que segundo a metodologia desenvolvida neste estudo, quanto mais próximo de 1, maior será a sua afinidade morfológica com formas circulares.

Figura 54 - Grau de circularidade dos montes submarinos que compõem a Margem Equatorial Brasileira.



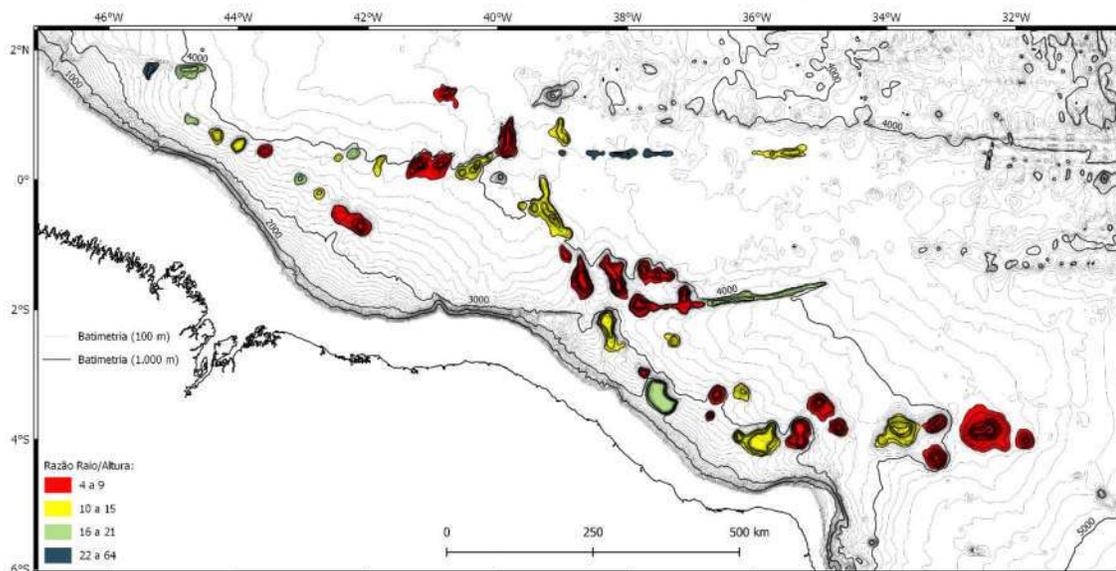
Legenda: Dados batimétricos proveniente da base de dados LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros (base).

Fonte: O autor, 2021.

5.2.4 Razão entre raio e altura

Na área de estudos os valores entre a razão raio/altura superiores a 16 ocorrem em montes com relevos relativos inferiores à 1.000 m (Figura 55), com exceção do Platô do Ceará, que apresenta essa razão de aproximadamente 18. Em contrapartida os montes submarinos que formam a maior parte dos montes que compõem a CNB e a CFN possuem média entre esta razão de 11,5. Por sua vez, a exceção a isso é a porção mais distal do segmento sul da CNB, de razão 16. Os montes submarinos com razão raio/altura, inferior a 9, tidos como normais pela bibliografia, são principalmente os mais distais à CFN, 3 montes imediatamente ao norte do Platô do Rio Grande do Norte, os montes submarinos Ceará, e os maiores montes do segmento norte da CNB, além do Guyot de São Luiz.

Figura 55 - Razão entre raio/altura dos montes submarinos que compõem a Margem Equatorial Brasileira.



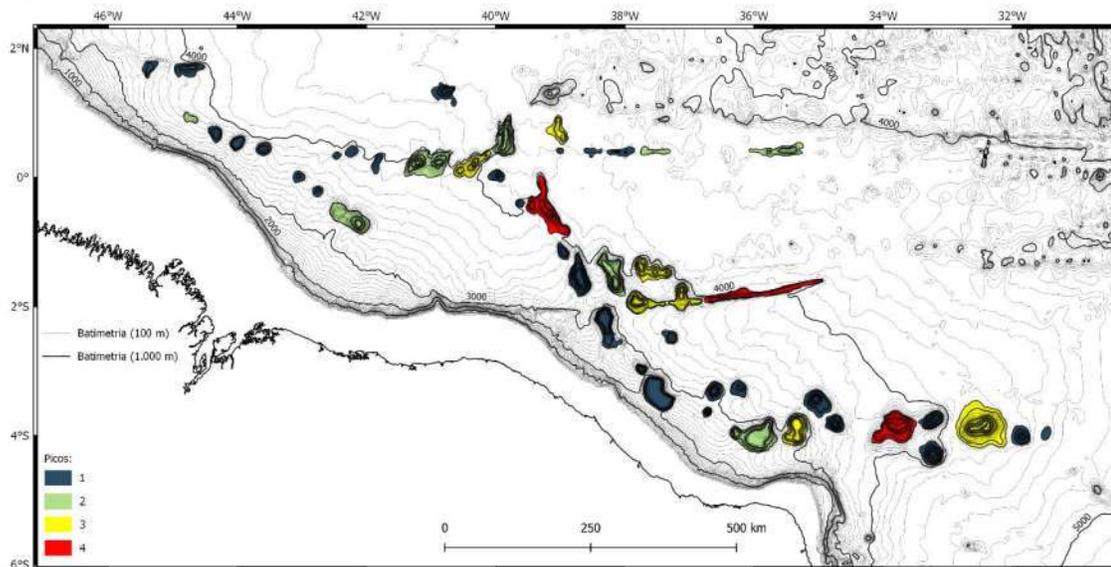
Legenda: Dados batimétricos proveniente da base de dados LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros (base).

Fonte: O autor, 2021.

5.2.5 Número de Picos

Os montes submarinos da área de estudo possuem no máximo quatro picos/cumes (Figura 56). Os montes de menor expressão morfológica e maior grau de circularidade tendem a apresentar apenas um pico, enquanto os montes de forma mais complexa e menos circulares tendem a apresentar um número superior de picos. A média do número de picos dos principais montes submarinos que compõem a CNB e CFN, além do Guyot de São Luiz, que possuem seu pico a profundidades de até 2.000 m, é de 1,85, enquanto que os demais é de 1,38.

Figura 56 - Mapa de distribuição de números de picos dos montes submarinos da Margem Equatorial Brasileira.



Legenda: Dados batimétricos proveniente da base de dados LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros (base).

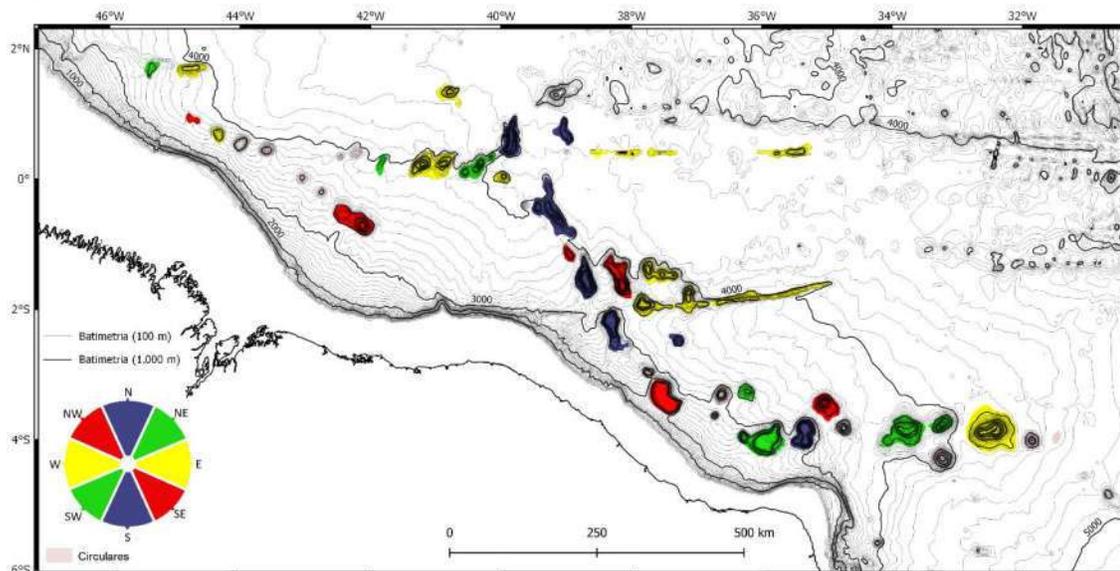
Fonte: O autor, 2021.

5.2.6 Orientação

Na nossa área de estudo, podemos observar facilmente a predominância de montes submarinos alongados na direção E-W no segmento sul da CNB e da projeção a leste do setor norte da CNB, em direção à Zona de Fratura de São Paulo (Figura 57). A orientação aproximada N/S predomina no segmento central da CNB, enquanto que em seu setor norte predomina as direções E-W e NW-SE. Em contrapartida, vale salientar que aparentemente a CFN não apresenta um padrão na orientação dos seus montes.

Para essa análise, desprezamos os montes submarinos com grau de circularidade maior do que 0,9, pois em função da circularidade de suas formas, estes constituem dados inconclusivos.

Figura 57 - Mapa de orientação dos montes submarinos da Margem Equatorial Brasileira.



Legenda: Dados batimétricos proveniente da base de dados LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros (base).

Fonte: O autor, 2021.

5.2.7 Correlação entre as variáveis morfológicas

Podemos notar que algumas características morfológicas dos montes submarinos aqui analisadas se correlacionam. Quanto mais picos um monte submarino possui, há uma maior tendência deste possuir maiores dimensões, havendo a tendência portanto de apresentar maiores valores para o seu perímetro, relevo relativo e volume, além disso, a profundidade de seu topo tende a ser menor e o monte tende a ter a forma menos circular.

Outras correlações menos óbvias ficaram ainda evidentes, tal como: Quanto maior o relevo relativo de um monte submarino, há a tendência deste de possuir menores taxas de raio/altura. Além disso, quanto maior o seu grau de circularidade, há uma tendência decrescente de seu perímetro e de seu número de picos.

Por fim, com relação à orientação dos montes submarinos, observou-se que na área de estudo os montes orientados E-W, tendem a ser menos circulares, enquanto que montes de orientação NE-SW e SE-NW tendem a ser mais circulares.

5.3 Interpretação Sísmica

5.3.1 Embasamento

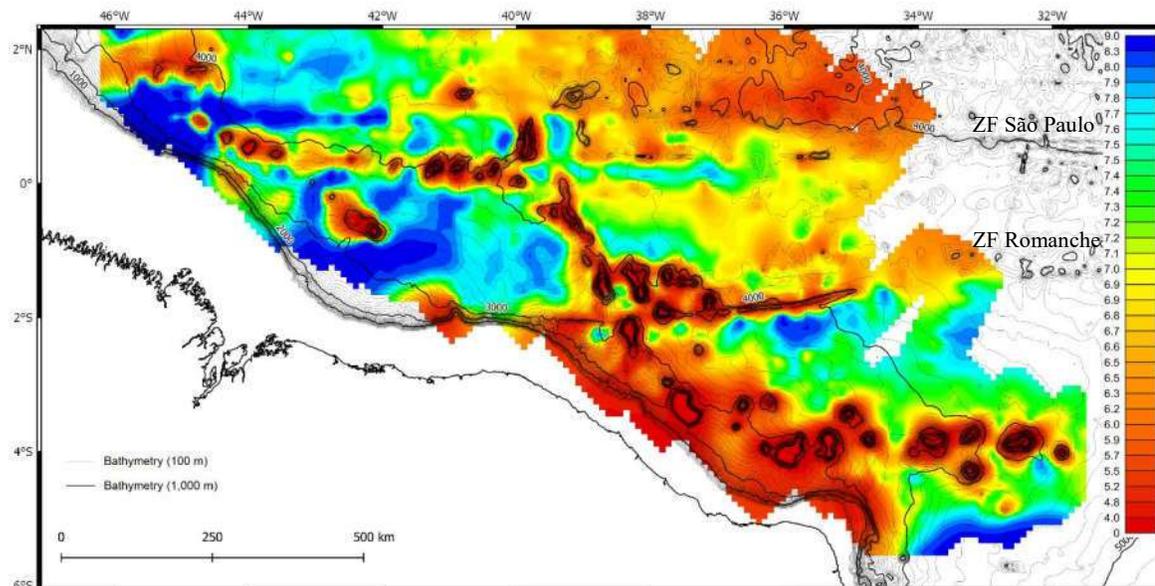
O mapeamento do topo do embasamento cristalino, realizado através da análise de perfis sísmicos, nos revelou a morfologia do topo da camada crustal, seus montes, cadeias, depocentros e baixos associados (Figura 58).

O domínio morfológico do Platô Norte Brasileiro sobrejace as maiores profundidades do topo do embasamento da área de estudo. Ao sul do Guyot de São Luiz, encontramos um baixo estrutural com profundidade que excede os 8,5 s twtt (*two-way travel time*), enquanto que o limite norte deste domínio morfológico coincide com um baixo estrutural retilíneo, de cerca de 30 km de largura e profundidade que excede os 9,0 s twtt, que se estende desde o oeste do Guyot de Gurupi, em direção à Cordilheira Meso Atlântica. Nenhum desses baixos estruturais possuem expressão morfológica, denotando o acúmulo sedimentar anômalo.

Ao sul da porção mais distal do segmento sul da CNB, podemos visualizar outro baixo estrutural relativamente retilíneo que chega próximo de 8,5 s twtt, em contraste com a média de profundidade de 7,25 s twtt na região proximal. Esses baixos retilíneos que se estendem da Cordilheira Meso Atlântica em direção à margem continental, alinhadas com os segmentos E-W da Cadeia Norte Brasileira possivelmente está associada às calhas das Zonas de Fratura de Romanche, mais ao sul, e da Zona de Fratura de São Paulo, ao norte.

O embasamento que subjace o domínio morfológico das distintas planícies abissais, é em geral mais elevado, quando comparado às porções mais proximais, além de possuir uma morfologia irregular, como uma série de pequenos altos do embasamento, em geral sem expressão morfológica. Tais características denotam a natureza associada à Cordilheira Meso Atlântica, recoberta por uma, relativamente fina, camada sedimentar suavizadora de relevo.

Figura 58 - Mapa de profundidade do embasamento, em tempo duplo de reflexão (*two-way travel time - twtt*).



Legenda: Note a considerável continuidade em subsuperfície das cadeias submarinas, e a presença de baixos estruturais retilíneos associados à zonas de fraturas de Romanche (ao sul) e São Paulo (ao norte).

Fonte: O autor, 2021.

5.3.1.1 Continuidade das cadeias vulcânicas

Possivelmente as feições mais marcantes no embasamento da margem Equatorial sejam as cadeias vulcânicas. Mesmo que morfologicamente estas cadeias tenham expressão de montes submarinos isolados ou cadeias menores, o topo do embasamento cristalino nos revela um pedestal contínuo interligando boa parte desses montes, sendo aproximadamente delimitados pela profundidade de 7,0 s twtt. (Figura 59).

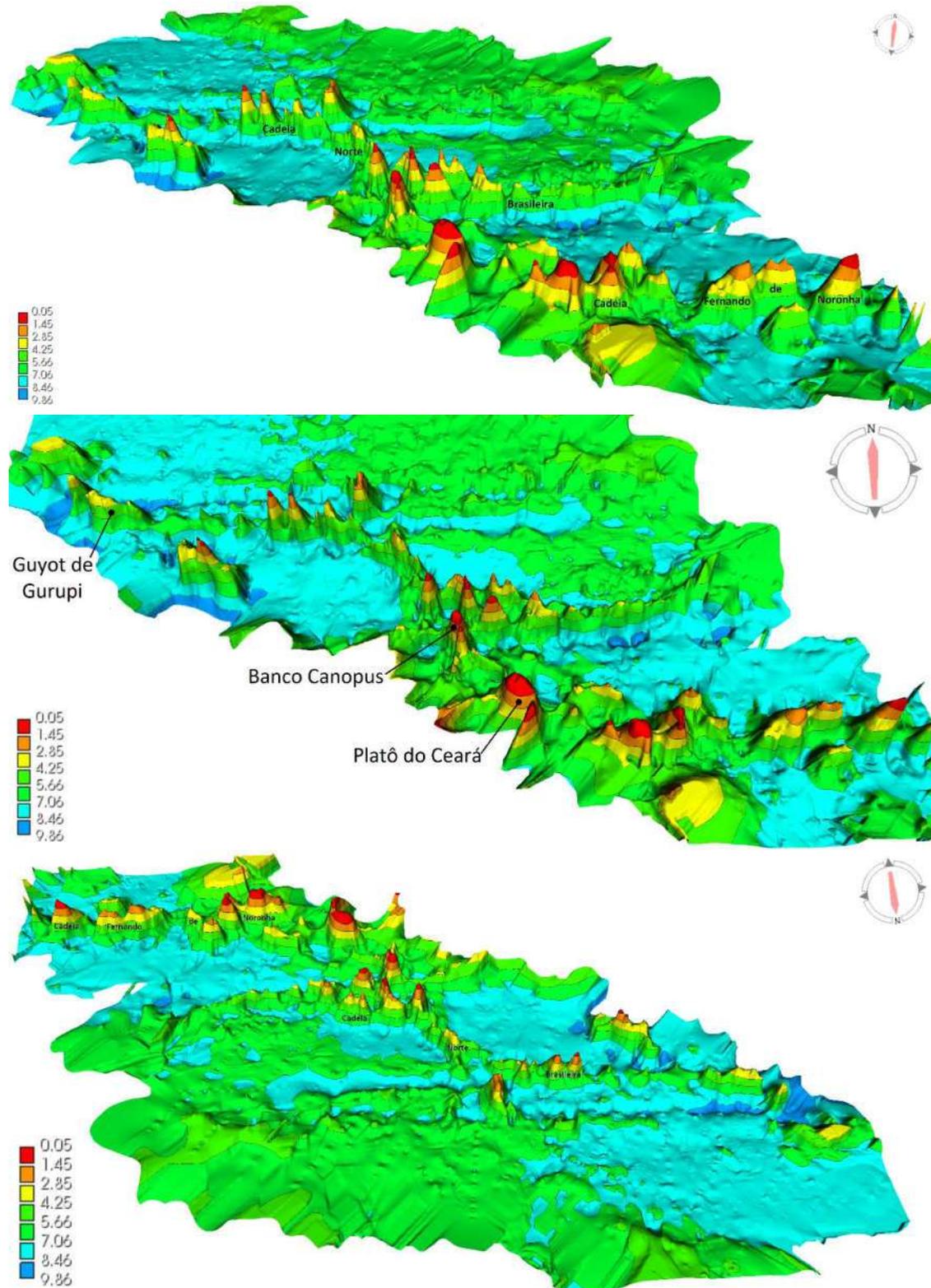
A Cadeia Fernando de Noronha, apresenta um pedestal contínuo em subsuperfície e se conecta aos segmentos sul e central da CNB através do Platô do Ceará e do Banco Canopus. Este segmento, se alonga por cerca de 650 km dos Montes Submarinos Bentes ao Guyot de Iracema.

Por sua vez, o segmento sul da CNB, se estende continuamente, desde o Banco Canopus, diminuindo até se mesclar ao bloco crustal elevado sob influência mais direta da cordilheira meso atlântica, se estendendo por cerca de 440 km. O segmento central da CNB se estende por cerca de 400 km, desde o segmento sul, nos Montes Submarinos do Ceará até um pequeno gap de cerca de 23 km que o separa de seu segmento norte, que se estende por cerca de 310 km, quando encontra um gap e se desconecta de outros blocos elevados do embasamento. A oeste

do segmento norte, encontramos ainda, um bloco crustal associado ao Guyot de Gurupi e montes submarinos anexos à um pedestal do embasamento de cerca de 250 km de extensão.

Vale salientar ainda que a leste do segmento norte da CNB, podemos visualizar cadeias paralelas de menor expressão associadas a Zona de Fratura de São Paulo, como dois segmentos orientados E-W, o mais ao norte com cerca de 200 km de extensão e de maior expressão vertical, e o segundo, mais ao sul, de maior extensão, com 350 km de extensão e menor expressão vertical relativa, separadas por um baixo estrutural também retilíneo E-W, que ultrapassa os 7,8 s twtt de profundidade e se prolonga por cerca de 360 km, possivelmente representando uma calha da Zona de Fratura de São Paulo, cercada por um par de cadeias transversais.

Figura 59 - Modelos 3D do topo do embasamento acústico (s -twtt).



Legenda: Observe como a CFN e os segmentos sul e central da CNB são envoltas e interligadas pela cor verde, de aproximadamente 7,0 s twtt de profundidade.

Fonte: O autor, 2021.

5.3.2 Preenchimento Sedimentar

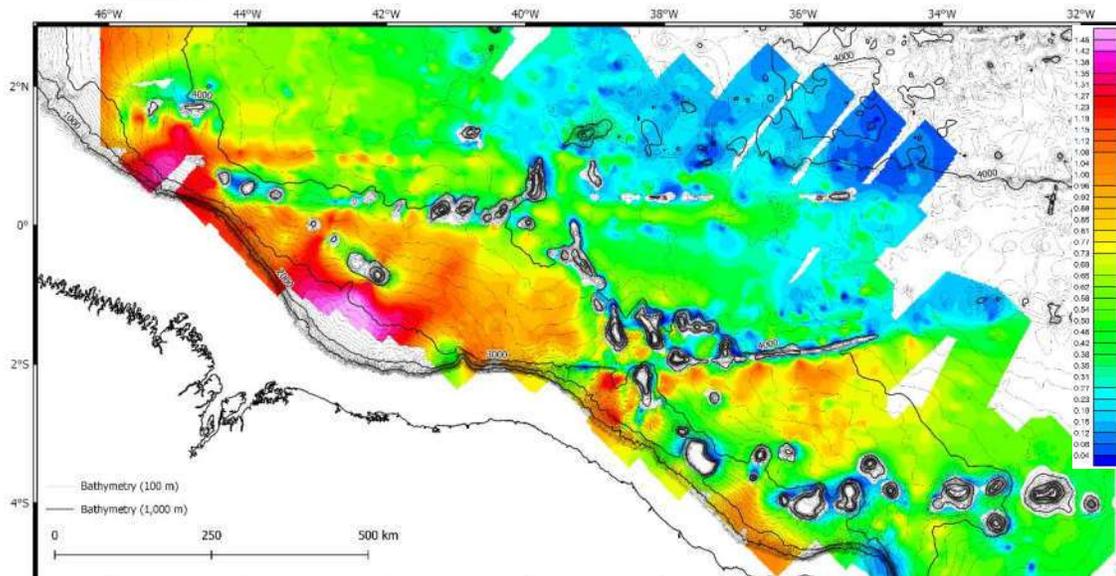
5.3.2.1 Espessura Sedimentar

A análise da espessura sedimentar da margem equatorial nos revela diferentes compartimentos estruturais delineados pelas cadeias submarinas. Diferentes acumulações e espessuras sedimentares ocorrem em diferentes porções da margem, influenciadas diretamente pelas cadeias submarinas, que ao menos durante parte da história geológica isolou estes setores e restringiu a circulação sedimentar nestes.

O setor mais ao norte, referente ao Cone do Amazonas, se estende até o limite da Elevação do Ceará e, ao contrário do Domínio Morfológico Cone do Amazonas, se estende até a Cadeia Norte Brasileira (Figura 60). Outro domínio importante da margem, circundado pela CNB, guarda as maiores espessuras sedimentares da área de estudo, ultrapassando os 4,75 s twtt, na região logo ao sul do Guyot de São Luiz. Outros dois compartimentos estruturais realçados por diferentes acúmulos sedimentares são coincidentes com a Planície Abissal do Ceará, com as menores espessuras da região, comumente inferiores a 1,0 s twtt, além do compartimento delimitado pelo segmento sul da CNB e a CFN, com espessuras entre 2,0 e 3,0 s twtt.

Outras feições características são as anomalias positivas de espessura sedimentar, retilíneas, de orientação E-W que podem ser encontradas ao norte e a leste do segmento norte da CNB e ao sul do segmento sul da CNB, associadas ao preenchimento de calhas estruturais.

Figura 60 - Mapa de espessura sedimentar, em tempo (s - twtt), confeccionado com base na interpretação de perfis sísmicos.



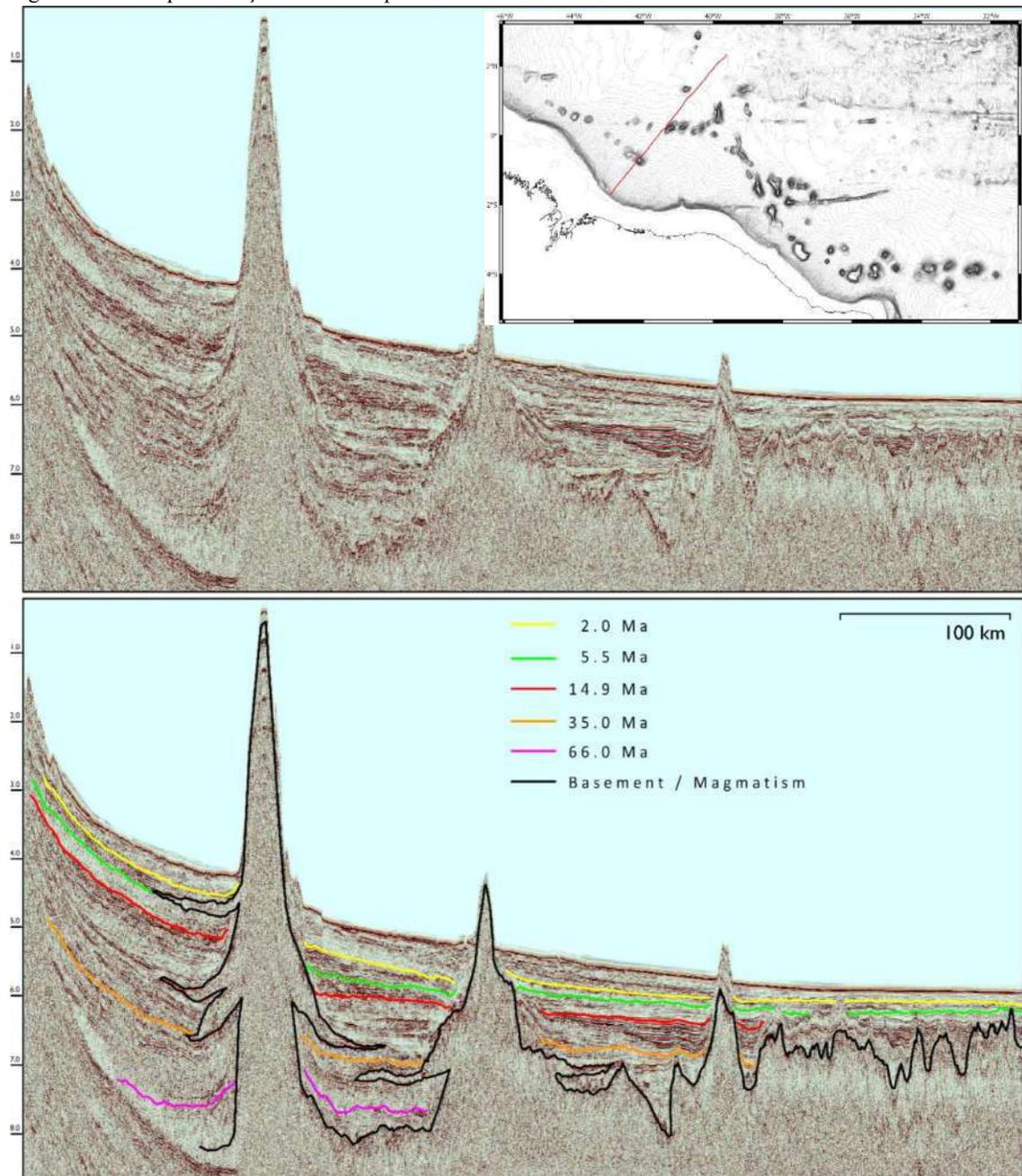
Legenda: Note os diferentes setores da margem: ao norte, influenciado diretamente pelo Cone do Amazonas e se restringe aos contrafortes da Cadeia Norte Brasileira; delimitado pelos segmentos norte e central da CNB, com as maiores espessuras sedimentares da área, na região do Platô Norte Brasileiro; coincidente com a Planície Abissal do Ceará, com as menores espessuras da região, comumente inferiores a 1,0 s twtt; delimitado pelo segmento sul da CNB e a região ao norte da CFN, com espessuras entre 2,0 e 3,0 s twtt; e por fim, ao sul da CFN. Mapa batimétrico base LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros.

Fonte: O autor, 2021.

5.3.2.2 Intervalos Cronoestratigráficos

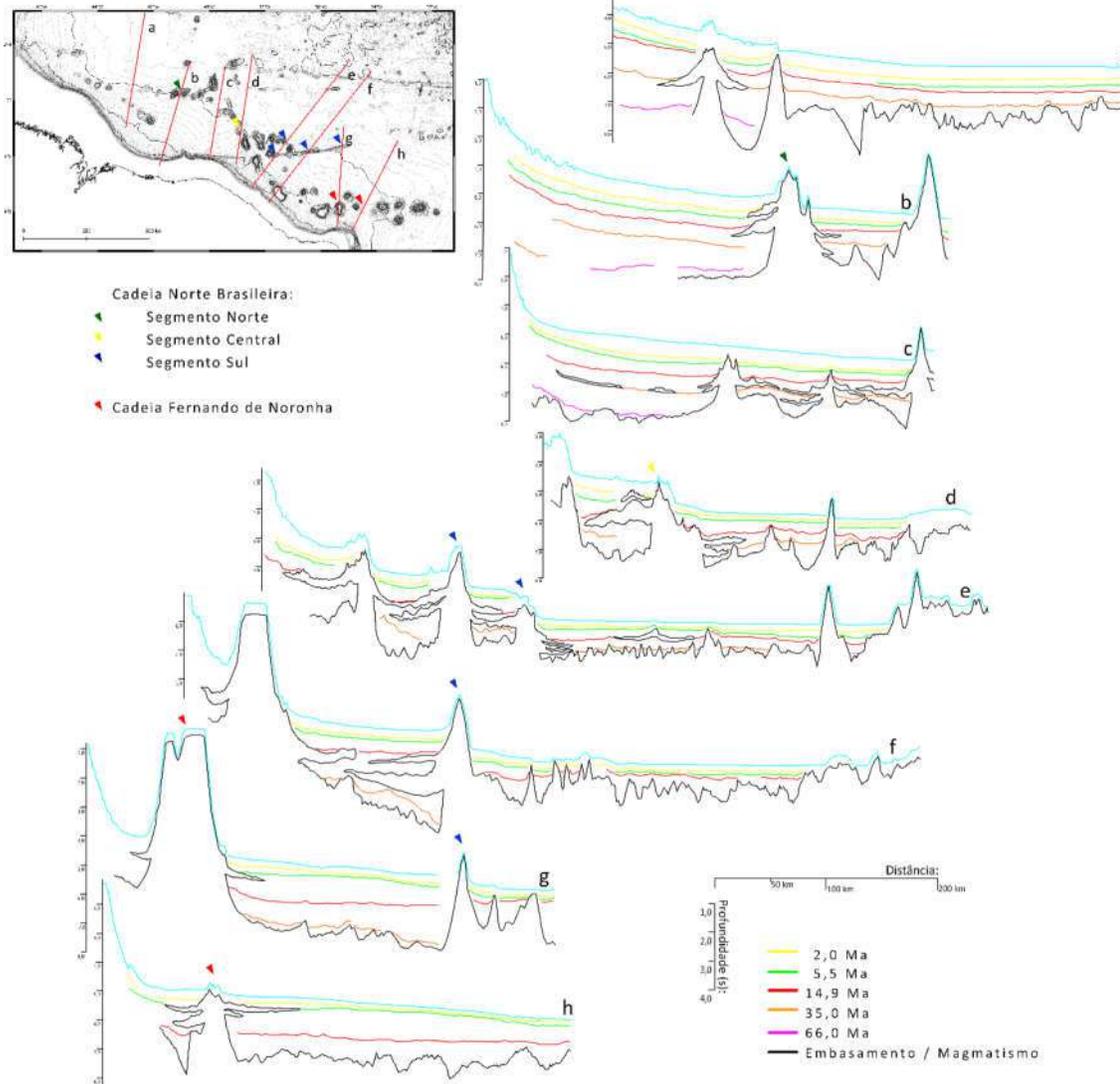
A análise da seção sedimentar em diferentes intervalos cronoestratigráficos, nos revela como os distintos compartimentos estruturais se comportaram e foram preenchidos através da história geológica da margem (Figuras 61 e 62). Vale salientar, entretanto, que a interpretação destes horizontes cronoestratigráficos através dos diferentes compartimentos estruturais por vezes não é possível, o que fica mais evidente nas distintas porções da CFN. A sucessão cronoestratigráfica revelou importantes aspectos da margem, conforme demonstrado nas Figuras 62 a 68 e descrito abaixo:

Figura 61 - Exemplo de seção sísmica mapeada com horizontes sísmicos utilizados.



Legenda: Embasamento sísmico e horizontes cronoestratigráficos mapeados com base nas idades estabelecidas por Cruz (2018), a partir de dados de poços (Figura 4). Perfil sísmico LEPLAC 500 0507 (twtt -s).
 Fonte: O autor, 2021.

Figura 62 - Perfis esquemáticos dos horizontes cronoestratigráficos da margem equatorial brasileira nos distintos compartimentos estruturais mapeados através de perfis sísmicos.



Legenda: Observe a compartimentação da margem, segmentada pelas cadeias e montes submarinos e a consequente variação das espessuras sedimentares parciais ao longo da margem. Observe que mesmo onde não há expressão morfológica dos montes muitas vezes estes possuem expressão em subsuperfície, como mostrado no perfil c, no segmento central da CNB. Observe como as cadeias podem funcionar como uma barreira sedimentar, promovendo o acúmulo nas suas porções mais proximais (como no perfil A, por exemplo) e também como as espessuras mais recentes que 5,5 Ma se afinam em direção ao sudeste.

Fonte: O autor, 2021.

- a) < 66,0 Ma (Figura 63): Apesar do imageamento das seções sísmicas tenha sido viável apenas em uma área muito restrita, foi possível, nesta porção, identificar espessas sequências, de até 2,85 s (twtt), que se acumulam a oeste do Guyot de Gurupi, a sul dos Montes Submarinos de Marajó e à sudoeste do Guyot de São Luís. Além disso, é possível identificarmos um pequeno contraste de espessuras sedimentares entre a região do Platô Norte Brasileiro

e a região mais a norte, onde há um depocentro grosseiramente linear que corresponde à calha da Zona de Fratura de São Paulo;

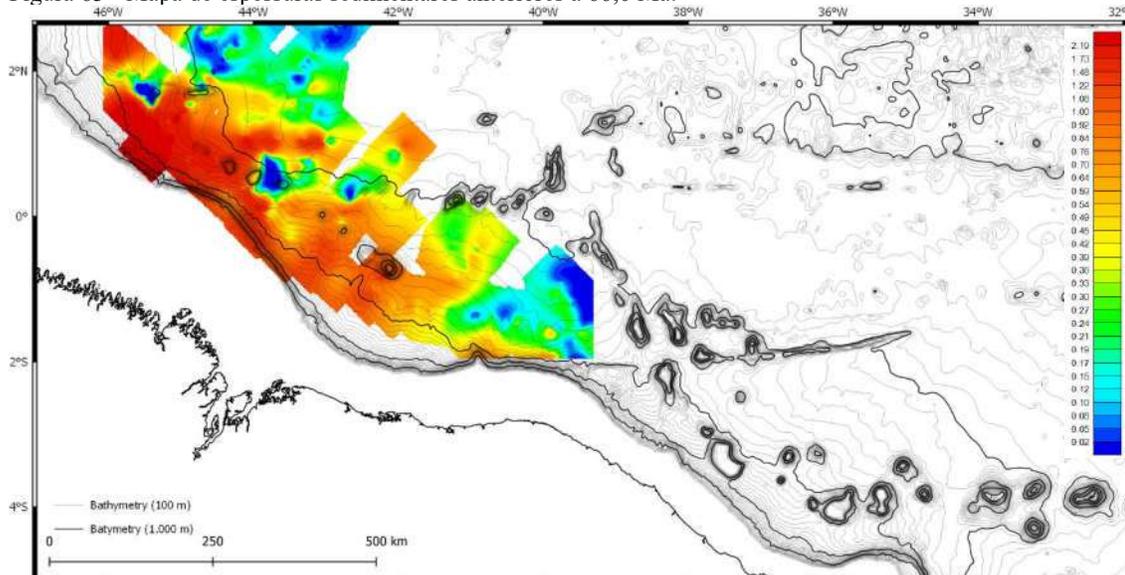
- b) 66,0 a 38,0 Ma (Figura 64): Neste intervalo, as maiores espessuras sedimentares se concentram confinadas na região do Platô Norte Brasileiro, com espessuras que se aproximam de 1,5 s (twtt), além de depocentros lineares localizados nas regiões dos baixos estruturais associados às zonas de fratura oceânica. Podemos identificar acúmulos sedimentares, e conseqüentemente, distintos compartimentos bem delineados já implementados durante este período. Nesse intervalo, a progradação de sedimentos ainda permanece delimitada pela NBR na região do Planalto Norte Brasileiro. A região do Platô Norte Brasileiro possui espessura sedimentar intervalar média de cerca de 1,0 s, bem isolado dos compartimentos ao norte com espessuras de cerca de 0,6 s e a leste, com espessuras médias de cerca de 0,3 s. Ainda podemos destacar o compartimento ao sul do segmento sul da CNB, com médias sedimentares de 0,5 s de espessura;
- c) 38,0 a 14,9 Ma (Figura 65): Dois depocentros distintos marcam essa fase, com maiores espessura na ordem de 1,5 s (twtt). A sedimentação ocorre principalmente restrita na porção oeste do Platô do Norte Brasileiro, e avançando na região do domínio morfológico de Fernando de Noronha, associada ao evento de subsidência diferencial da região associada ao segmento e central sul da CNB, que será abordada no decorrer deste trabalho. A dispersão de sedimentos também ocorreu localmente ao longo das lacunas NBR, avançando sobre a planície abissal;
- d) 14,9 a 5,5 Ma (Figura 66): O depocentro sedimentar no Platô Norte Brasileiro está separado para oeste do talude continental com a orientação NW-SE, sugerindo que a progradação de sedimentos neste intervalo ocorre principalmente da margem orientada E-W meridional. A sedimentação avança ainda através do segmento NW-SE da CNB sobre a planície abissal do Ceará. Intensa progradação e acumulação de sedimentos (> 1,0s twtt) também é observada ao norte da CFN, avançando sobre a planície abissal de Fernando de Noronha;
- e) 5,5 a 2,0 Ma (Figura 67): O acúmulo sedimentar está restrito principalmente ao talude continental proximal e ao Platô Norte Brasileiro, não

ultrapassando 0,7 s (twtt). A dispersão sedimentar também parece ir além do segmento norte da CNB. Há uma clara segmentação entre o Platô Norte Brasileiro e a região mais distal, a leste, com um decréscimo de espessura de cerca de 0,1 s twtt. Ao sul do segmento sul da CNB, encontramos um considerável decréscimo de espessuras sedimentares;

- f) 2,0 Ma a Recente (Figura 68): Ocorreu o maior avanço da progradação de sedimentos no leque amazônico profundo e em todo o Platô Norte Brasileiro, tornando-se morfologicamente conectados. O compartimento mais distal do segmento central da CNB encontra-se isolado dos demais compartimentos pelo segmento central e sul da CNB.

É importante notar que devido à segmentação imposta pelas cadeias vulcânicas e à perda do sinal sísmico em profundidade, a interpretação e correlação dos horizontes sísmicos entre os diferentes setores é dificultada. Este fato fica mais evidente no mapeamento do horizonte cronoestratigráfico mais antigo, referente a 66 Ma, e na região entre as duas porções do CFN, onde apenas perfis sísmicos monocanal estão disponíveis.

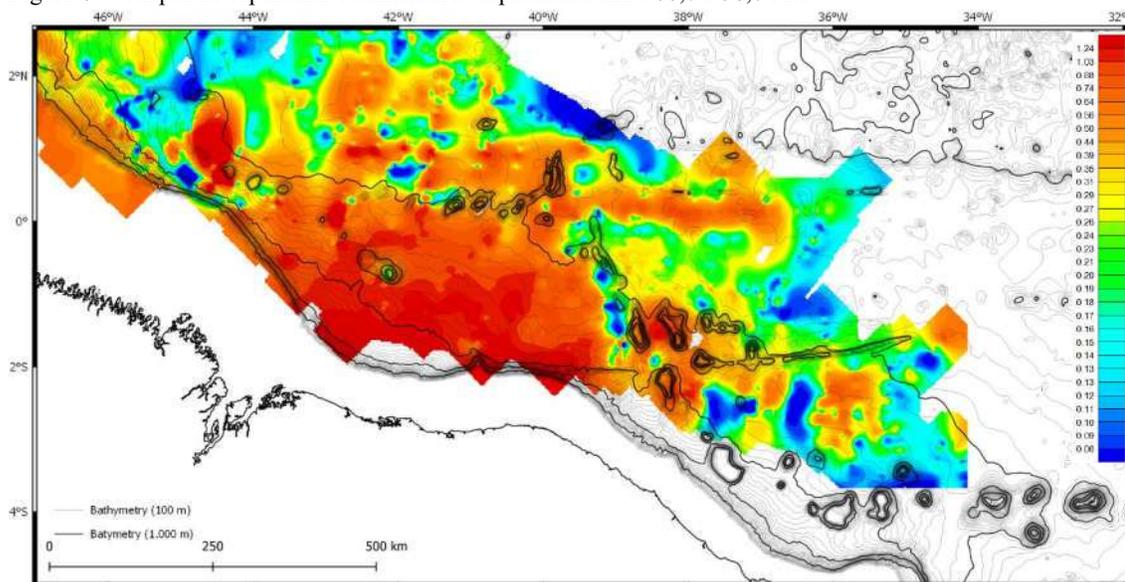
Figura 63 - Mapa de espessuras sedimentares anteriores a 66,0 Ma.



Legenda: Mapa de espessura sedimentar parcial em tempo (s – twtt) sob mapa batimétrico base LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros.

Fonte: O autor, 2021.

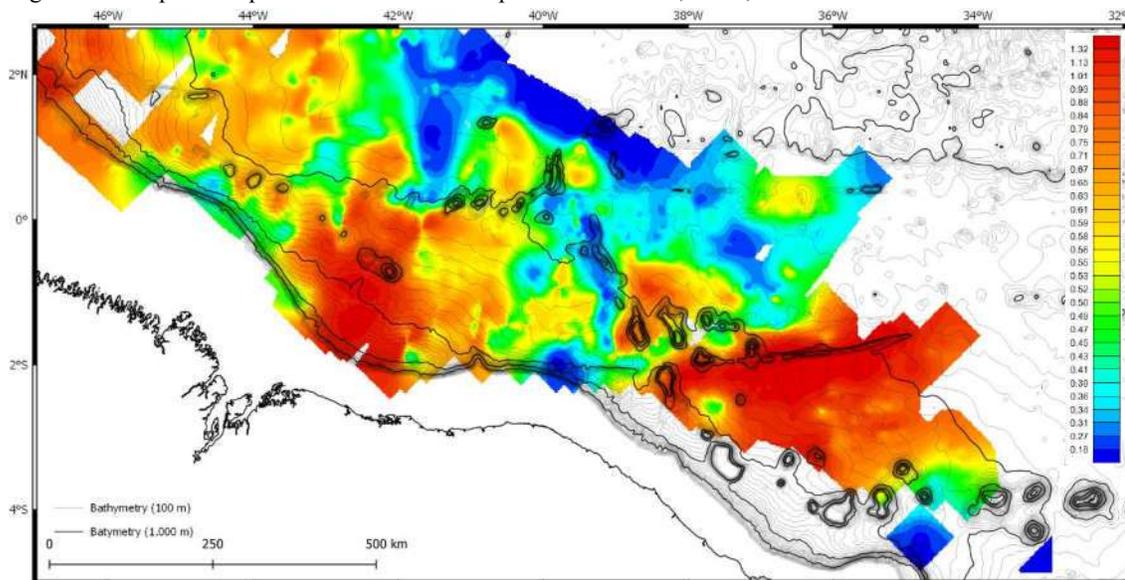
Figura 64 - Mapas de espessuras sedimentares depositadas entre 66,0 e 38,0 Ma.



Legenda: Mapa de espessura sedimentar parcial em tempo ($s - twtt$) sob mapa batimétrico base LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros.

Fonte: O autor, 2021.

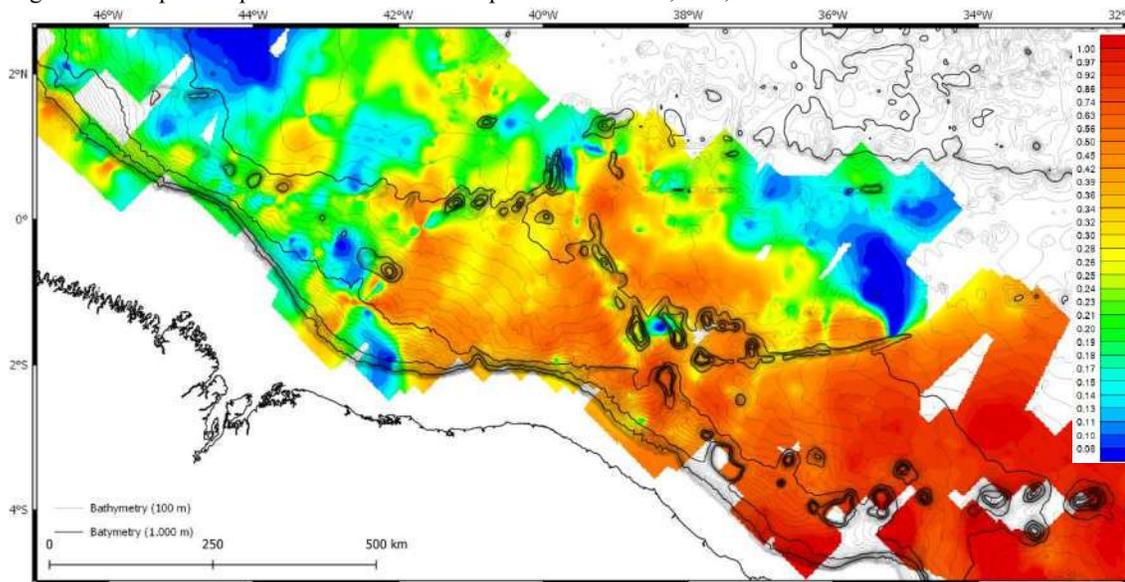
Figura 65 - Mapas de espessuras sedimentares depositadas entre 38,0 e 14,9 Ma.



Legenda: Mapa de espessura sedimentar parcial em tempo ($s - twtt$) sob mapa batimétrico base LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros.

Fonte: O autor, 2021.

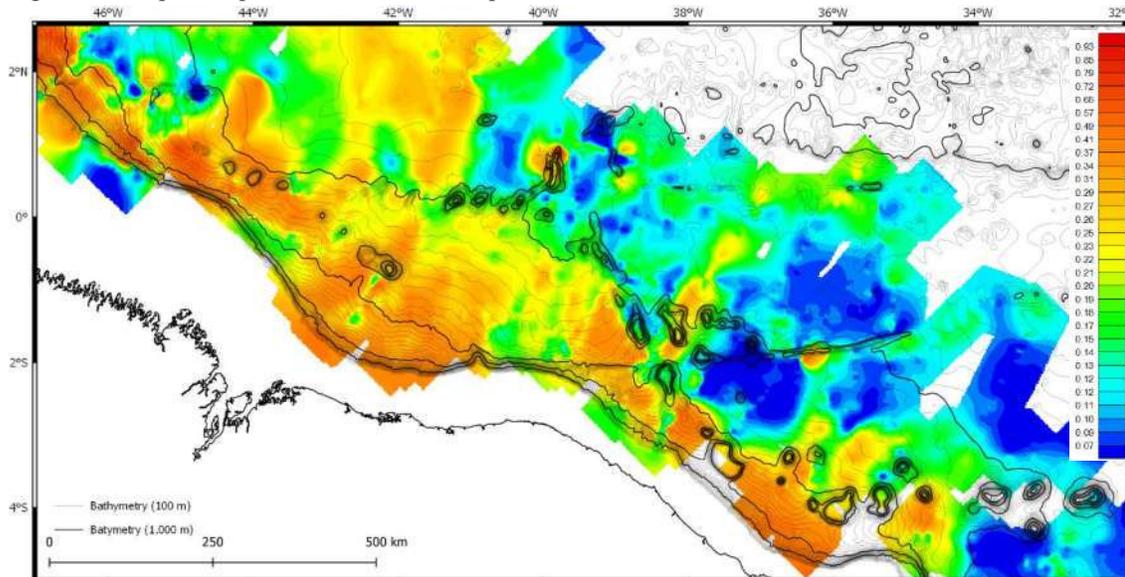
Figura 66 - Mapa de espessuras sedimentares depositadas entre 14,9 e 5,5 Ma.



Legenda: Mapa de espessura sedimentar parcial em tempo (s – twtt) sob mapa batimétrico base LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros.

Fonte: O autor, 2021.

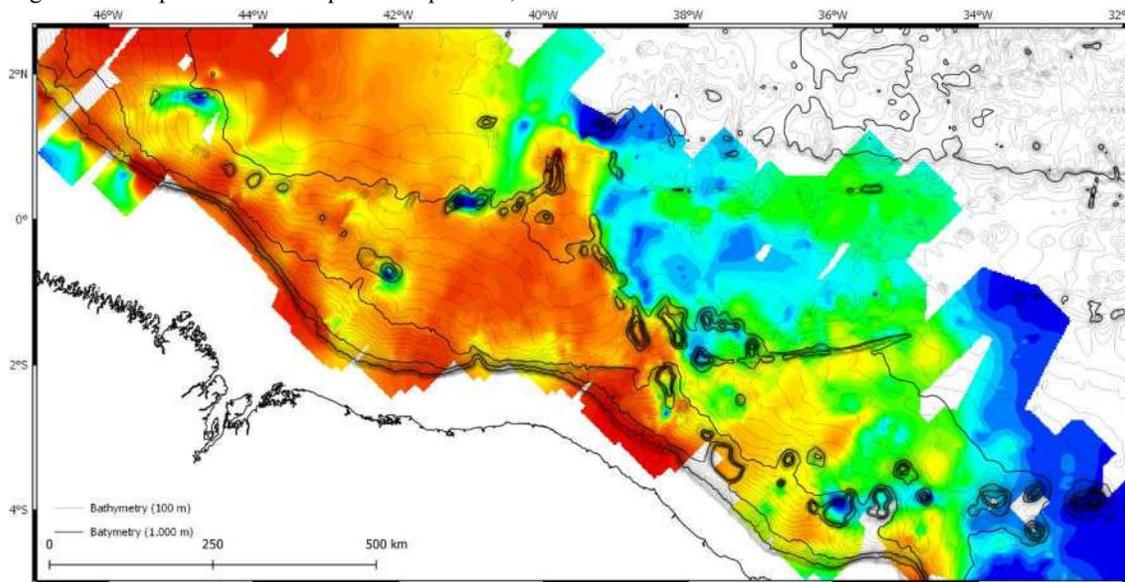
Figura 67 - Mapa de espessuras sedimentares depositadas entre 5,5 e 2,0 Ma.



Legenda: Mapa de espessura sedimentar parcial em tempo (s – twtt) sob mapa batimétrico base LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros.

Fonte: O autor, 2021.

Figura 68 - Mapa sedimentar depositada após os 2,0 Ma.



Legenda: Mapa de espessura sedimentar parcial em tempo (s – twtt) sob mapa batimétrico base LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros.

Fonte: O autor, 2021.

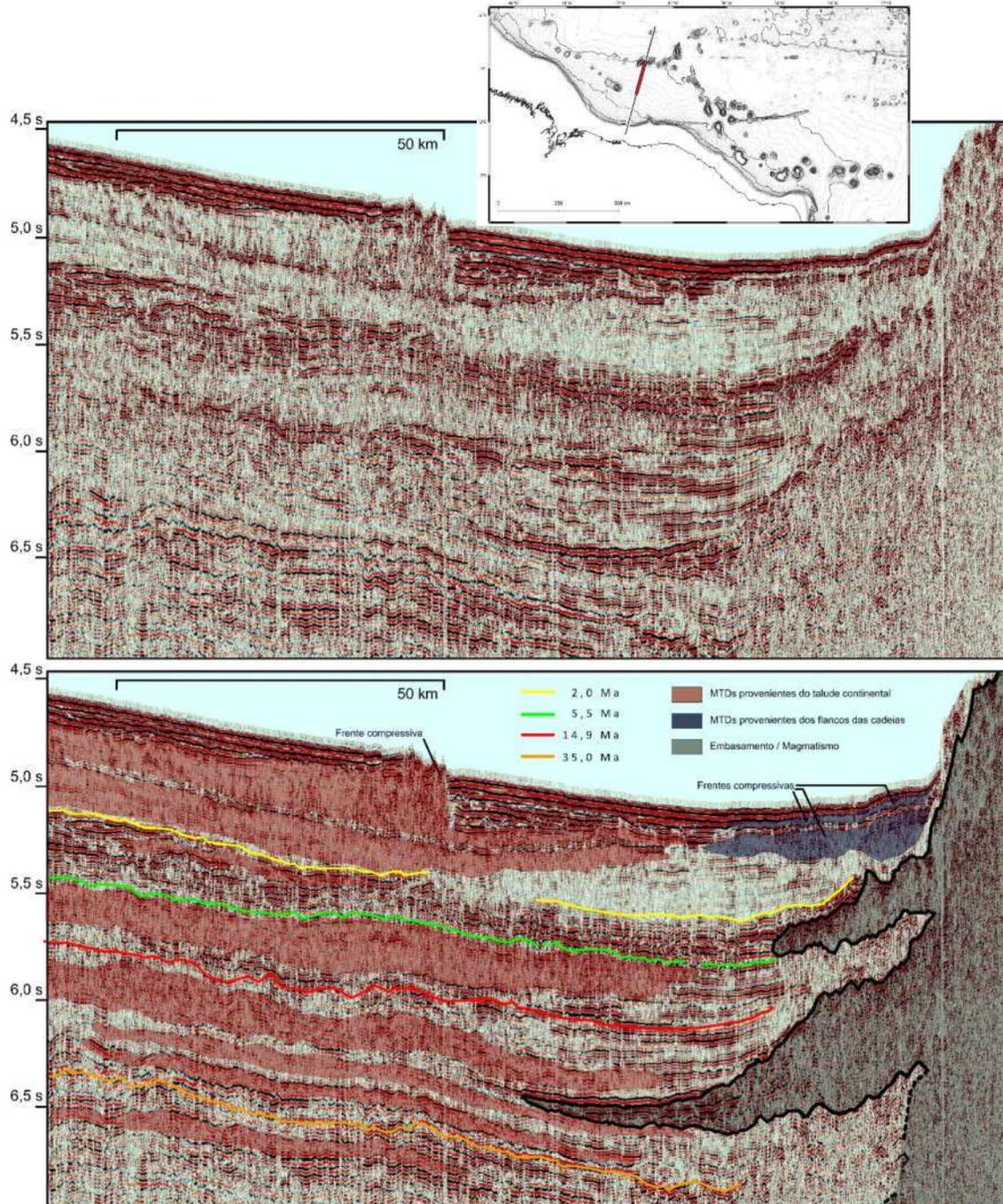
5.3.2.3 Mapeamento de depósitos de transporte de massa

Como mencionado no capítulo III.2.3 Montes e Cadeias Submarinas, depósitos de transporte de massa (denominados aqui por MTDs, proveniente da sua nomenclatura em inglês amplamente utilizada *mass transport deposits*) podem estar associados com a evolução de cadeias submarinas.

O mapeamento dos depósitos gravitacionais possibilitou a visualização da distribuição espaciais de tais processos (ao longo da margem) e cronologicamente (ao longo da coluna estratigráfica). Os MTDs na área de estudo (Figura 69) possuem forma de cunha, interior transparente a caótico, podendo apresentar localmente refletores plano paralelos relativamente intactos, concordando com o que é amplamente discutidos na literatura (Macdonald et al., 1993; Moscarelli & Wood, 2015; Frey-Martinez et al., 2006; Dykstra et al., 2011, dentre outros). Possuem espessuras muito variáveis, tanto comparando distintos corpos deslizados, como ao longo de um mesmo depósito, se apresentando desde finas camadas, à espessos corpos de espessuras superiores à 1 s (twtt). Tendem ainda a migrar de regiões de elevados gradiente a regiões de gradientes suaves.

Analisando tais características foi possível ainda distinguirmos a região fonte do deslizamento, ou seja, a região que originou tais depósitos gravitacionais. Facilmente observa-se que os depósitos gravitacionais oriundos da região próxima à quebra da plataforma continental são mais espessos, e concentram-se na sua quase totalidade confinados à região mais interna às cadeias vulcânicas com exceção da região do segmento norte da Cadeia Norte Brasileira, onde há o extravasamento de tais depósitos para a região mais ao norte de ao menos dois desses depósitos. Em contrapartida os MTDs com origens associadas aos elevados gradientes dos montes submarinos, ou ainda a eventos tectônicos de subsidência ou soerguimento associado a estes, são menos numerosos, encontram-se, obviamente associada aos flancos destes, em sua maioria nas regiões mais distais, se estendendo por até cerca de 250 km (Figura 70).

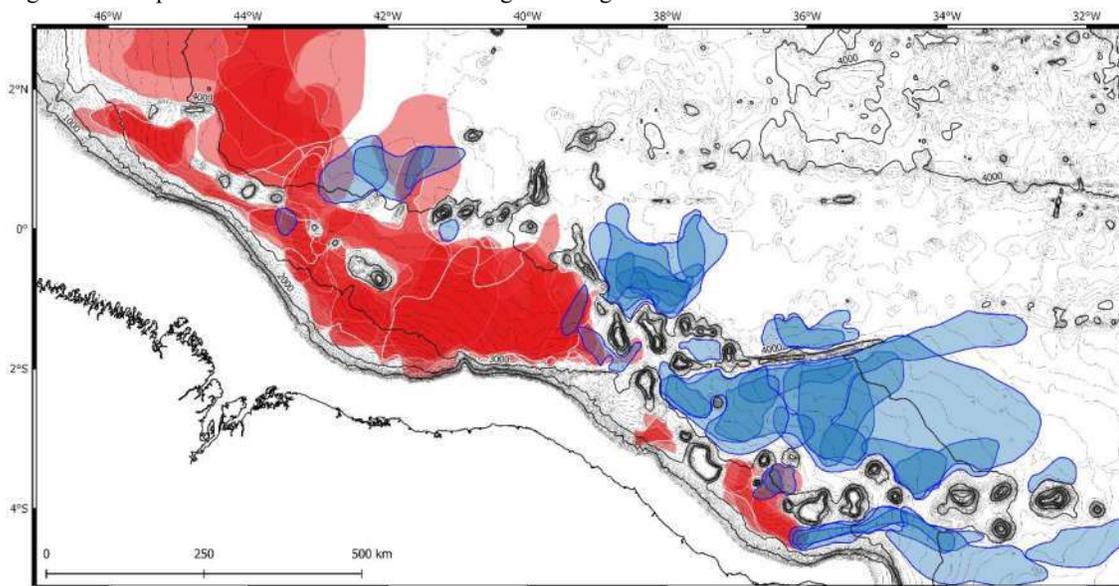
Figura 69 - Exemplos de MTDs da área de estudo.



Legenda: Observe o afinamento dos corpos remobilizados a medida em que se afastam das suas fontes (o que pode ser visto tanto nos corpos provenientes dos altos gradientes do talude continental, em vermelho no exemplo acima, como nos provenientes das cadeias, em azul). Perfil sísmico LEPLAC b11_pt2.

Fonte: O autor, 2021.

Figura 70 - Mapa de ocorrência dos MTDs ao longo da margem.



Legenda: Principais MTDs provenientes da região do talude continental representados em vermelho, enquanto que os provenientes dos flancos e pela movimentação das cadeias, representados em azul. Mapa batimétrico base LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros

Fonte: O autor, 2021.

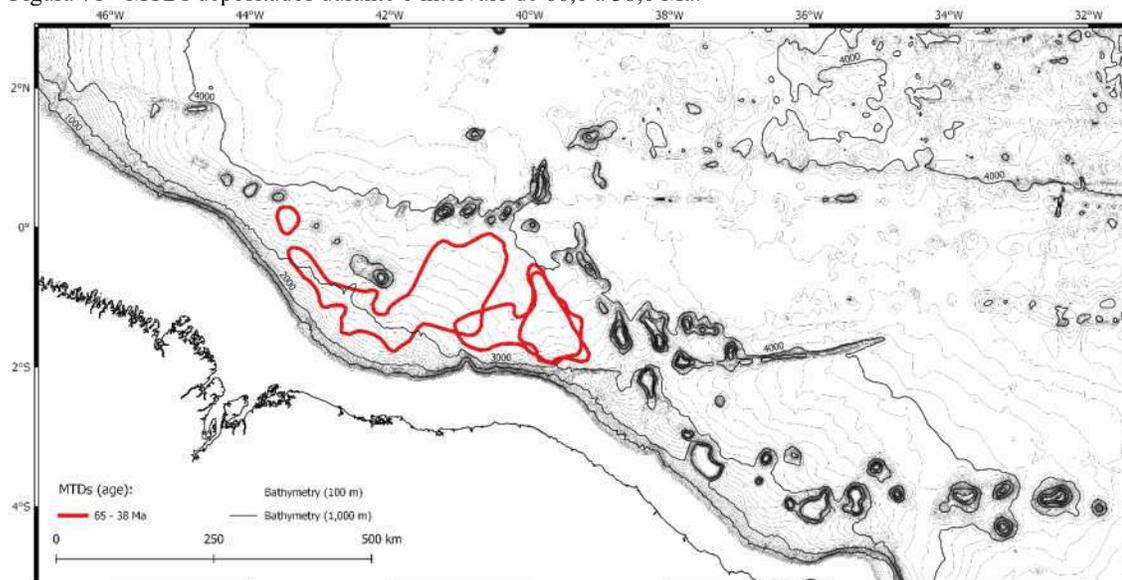
Também é possível classificarmos os MTDs quanto à sua idade de ocorrência, em função do intervalo estratigráfico que se encontra.

- a) 66,0 a 38,0 Ma (Figura 71): Os MTDs (04) localizam-se apenas na região do Platô Norte Brasileiro;
- b) 38,0 a 14,9 Ma (Figura 72): Ocorrem principalmente na região do Platô Norte Brasileiro. Ocorre também na região mais a norte, ao sul dos Montes Submarinos de Marajó, e na região mais ao sul entre o segmento sul da CNB e a CFN;
- c) 14,9 a 5,5 Ma (Figura 73): Neste período fica evidente a contribuição dos deslizamentos oriundos da região proximal ao Leque Submarino do Amazonas. Além disso ocorrem amplamente também na região do Platô Norte Brasileiro, e pontualmente a leste do segmento central e ao sul do segmento sul da CNB, além da região mais proximal da CFN;
- d) 5,5 a 2,0 Ma (Figura 74): Ocorre principalmente na forma de depósitos isolados, ainda segmentados pelas cadeias vulcânicas. Exibe depósitos provenientes do Cone do Amazonas; na região do Platô Norte Brasileiro, até o sul dos Montes Submarinos de Marajó; a leste do segmento central da

CNB; a sul do segmento sul da CNB, se estendendo até a região de influência da cordilheira meso-oceânica; e ao sul da CFN;

- e) 2,0 Ma a Recente (Figura 75): Numerosos depósitos majoritariamente de grandes extensões e pequenas espessuras relativas, ocorrendo em todas as regiões da margem, transpassando inclusive a região delimitada pelo segmento norte da CNB e a CFN.

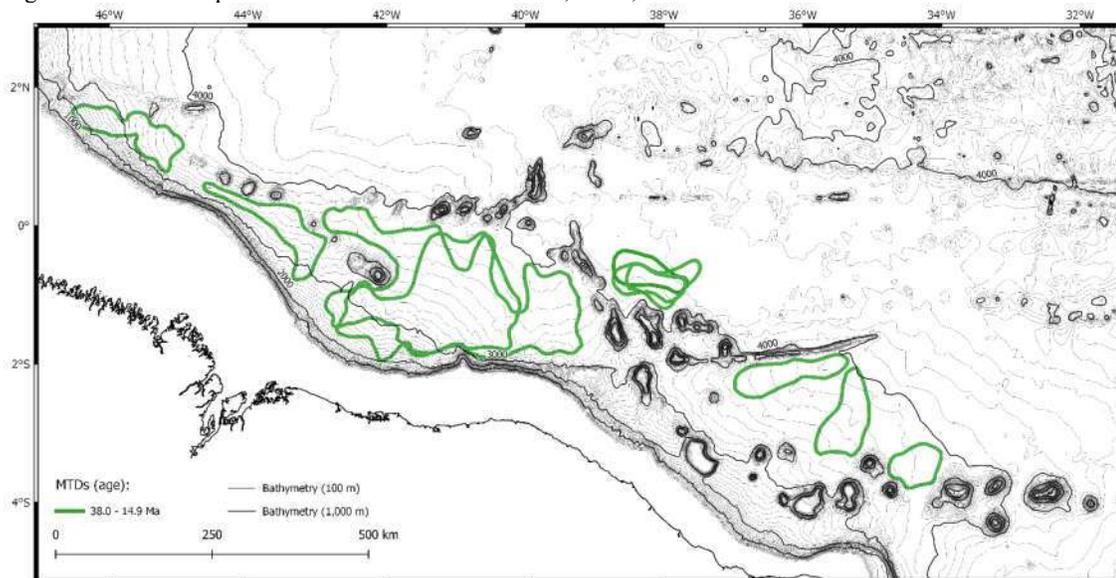
Figura 71 - MTDs depositados durante o intervalo de 66,0 a 38,0 Ma.



Legenda: Distintos MTDs mapeados como depositados durante o intervalo de 66,0 a 38,0 Ma delimitados pelos polígonos vermelhos. Mapa batimétrico base LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros.

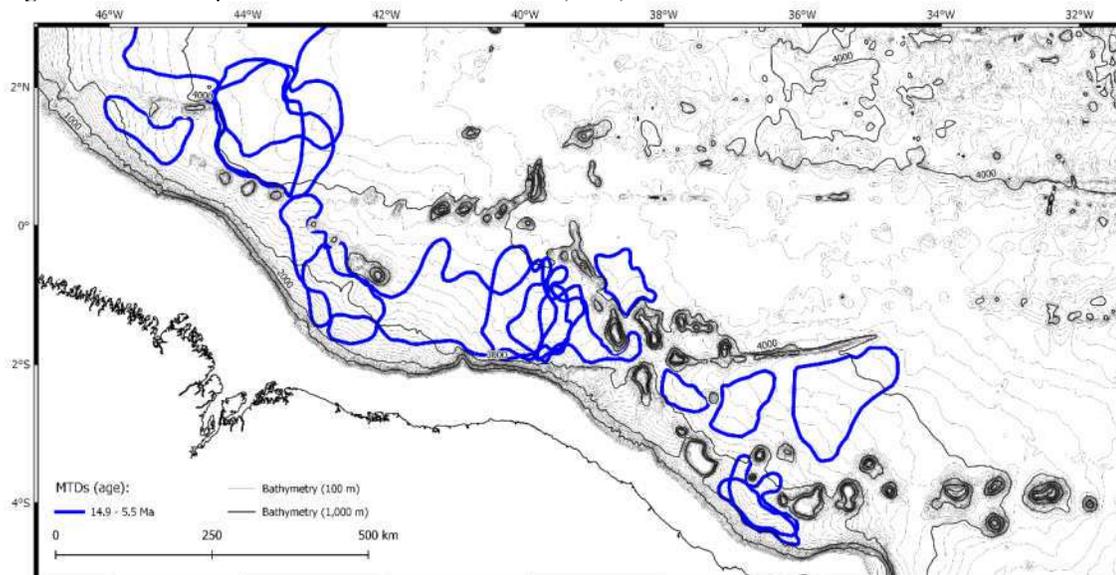
Fonte: O autor, 2021.

Figura 72 - MTDs depositados durante o intervalo de 38,0 a 14,9 Ma.



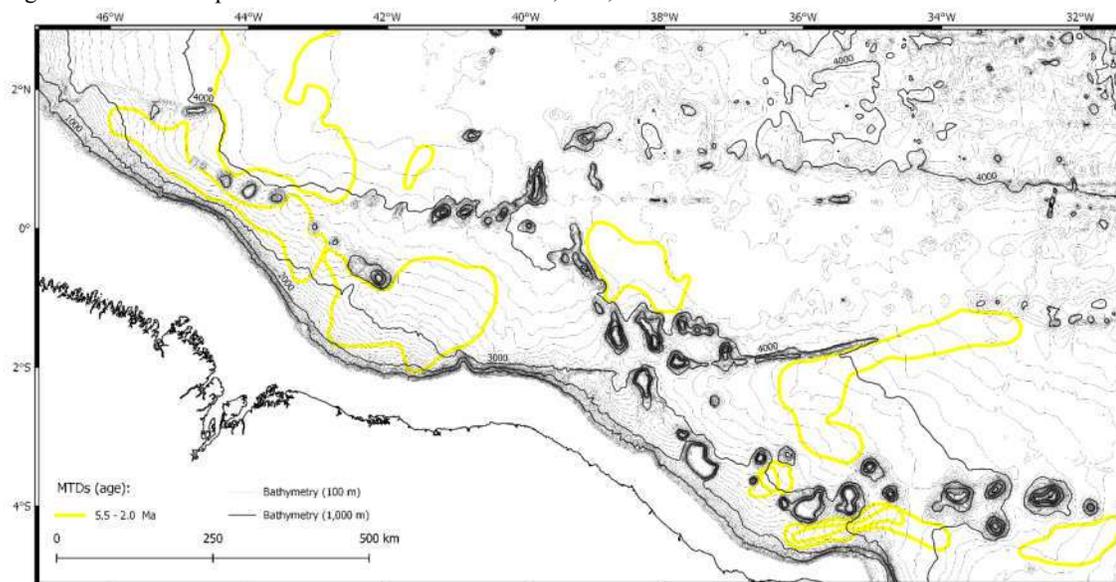
Legenda: Distintos MTDs mapeados como depositados durante o intervalo de 38,0 a 14,9 Ma delimitados pelos polígonos verdes. Mapa batimétrico base LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros. Fonte: O autor, 2021.

Figura 73 - MTDs depositados durante o intervalo de 14,9 a 5,5 Ma.



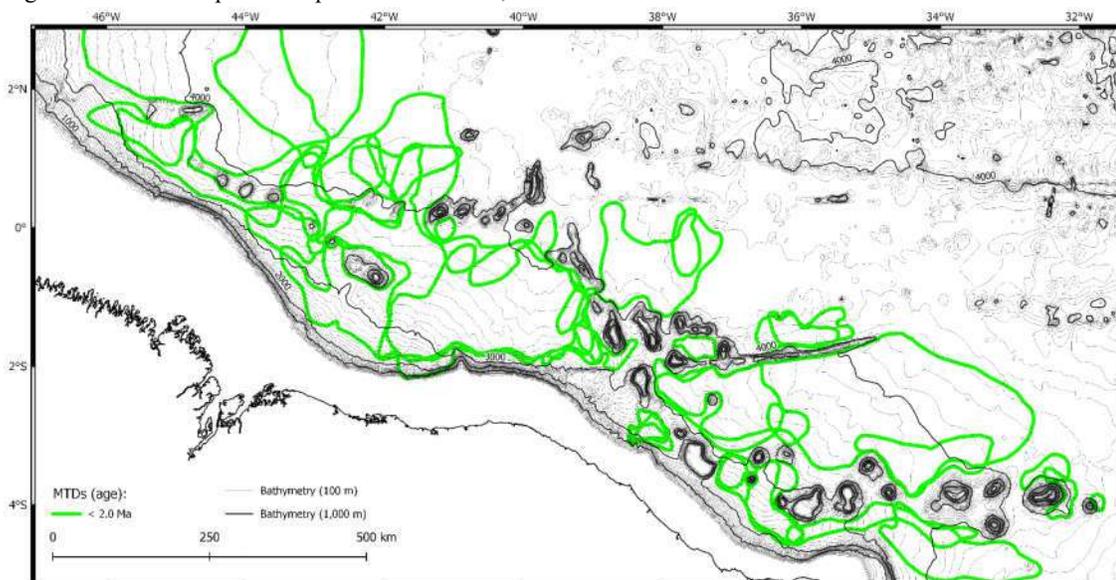
Legenda: Distintos MTDs mapeados como depositados durante o intervalo de 14,9 a 5,5 Ma delimitados pelos polígonos azuis. Mapa batimétrico base LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros. Fonte: O autor, 2021.

Figura 74 - MTDs depositados durante o intervalo de 5,5 a 2,0 Ma.



Legenda: Distintos MTDs mapeados como depositados durante o intervalo de 5,5 a 2,0 Ma delimitados pelos polígonos amarelos. Mapa batimétrico base LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros. Fonte: O autor, 2021.

Figura 75 - MTDs depositados posteriormente à 2,0 Ma.

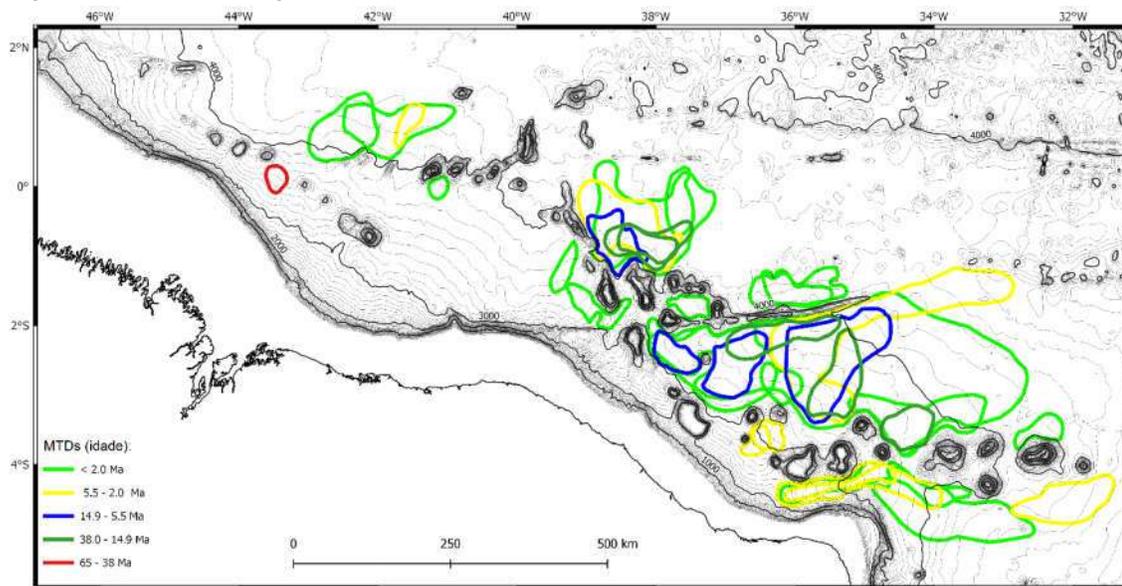


Legenda: Distintos MTDs mapeados depositados mais recente que 2,0 Ma delimitados pelos polígonos verdes. Mapa batimétrico base LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros. Fonte: O autor, 2021.

Ao considerarmos apenas os depósitos gravitacionais com origem associada a cadeias submarinas observamos eventos mapeados entre 66,0 a 38,0 Ma ao sul do Guyot de Gurupi; entre 38,0 a 14,9 Ma, semelhante com os depósitos ocorridos entre 14,9 a 5,5 Ma, que ocorrem a leste do segmento central da CNB e ao sul do segmento sul da CNB (vale salientar, no entanto,

que observamos ainda um evento datado entre 38,0 a 14,9 Ma associada a região central da CFN). Entre 5,5 a 2,0 Ma observamos depósitos bem espaçados desde o norte do segmento norte da CNB, leste do segmento central da CNB, sul do segmento sul da CNB, até a quase a totalidade da CFN, enquanto que os depósitos mais recentes, são bem amplos e ocorrem nos arredores das cadeias vulcânicas (Figura 76).

Figura 76 - MTDs com origem associada às cadeias e montes submarinos.



Legenda: Observe que aparentemente não há uma gradação ou correlação clara entre a idade de ocorrência dos MTDs, representados neste mapa pelos polígonos de diferentes cores. Mapa batimétrico base LEPLAC 2019, com isóbatas com intervalos de 100 metros.

Fonte: O autor, 2021.

Apesar da associação com as cadeias e montes, verificamos que estes ocorrem, em sua maioria, dos flancos destes montes e cadeias em direção a gradientes mais suaves, não tendo associação direta, ao menos não identificado neste trabalho, com eventos que denotem a evolução da cadeia, como eventos de soerguimento ou subsidência. A exceção ocorre nos eventos mapeados durante o intervalo de 38,0 a 14,9 Ma, a leste do segmento central e a sul do segmento sul da CNB, onde os depósitos gravitacionais estão associados à eventos de subsidência, como sugerido pela Figura 65. Estes depósitos serão melhores explicados a seguir.

5.3.3 Magmatismo e Vulcanoestratigrafia

Foram identificadas fácies sísmicas características associadas lateralmente aos montes submarinos, ao longo de quase toda a extensão da CNB e CFN, interpretadas como corpos magmáticos, com características comuns, como descrito na Tabela 2 e exemplificadas nas Figuras 77, 78 e 79.

A sedimentação predominantemente siliciclásticas apresenta relações de terminações em onlap sobre os corpos magmáticos, o que indica, como sugerido por Infante-Paez & Marfurt (2017) a deposição de derrames vulcânicos sobre o paleoleito marinho seguida por deposição sedimentar. A presença de múltiplos refletores sísmicos internos contínuos ou semicontínuos, de altas refletividades visualizadas em alguns dos corpos magmáticos observados, indica ainda que esses corpos possivelmente se originaram através de episódios vulcânicos recorrentes.

Os corpos magmáticos subaquáticos mapeados, apresentam espessuras que podem atingir 1,5 s (twtt), algo entre 2.250 a 4.500 m. Tais corpos se afinam à medida que se distanciam de sua fonte, se estendendo em média por 50 km a partir dos montes submarinos. Os padrões de ocorrência e frequência dos derrames variam entre a CNB e CFN (Figuras 80 a 82). Podem ocorrer como um corpo magmático isolado transparente, com relativa ausência de horizontes internos, denotando um corpo individualizado, originado de forma catastrófica, em um tempo geológico relativamente instantâneo (Figura 89); como um único corpo magmático, apresentando refletores internos ao menos parcialmente contínuos, o que possivelmente caracteriza sucessivos derrames vulcânicos ao longo de um curto período geológico (Figura 90); ou ainda múltiplos corpos magmáticos, apresentando ou não horizontes internos, intercalados por espessuras variáveis de sedimentos, denotando reativações vulcânicas separadas por milhões de anos (Figura 82).

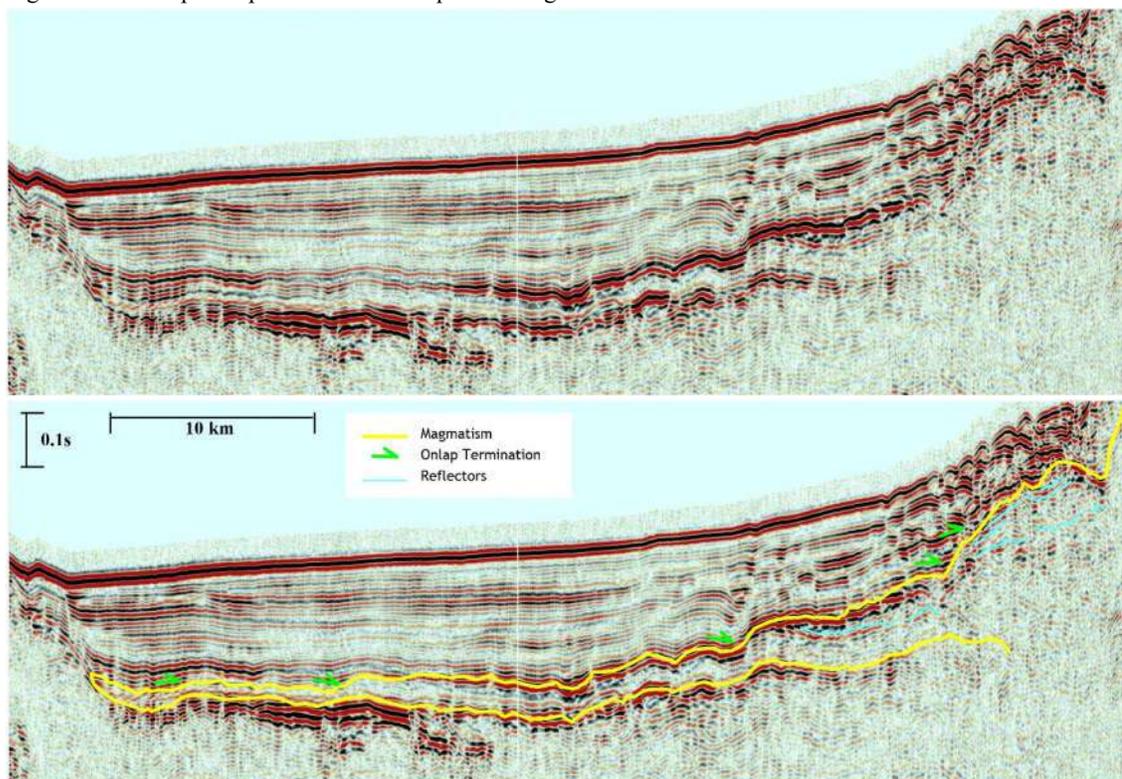
Observamos a ocorrência de tais corpos conectados aos edifícios vulcânicos que constituem a CNB e a CFN, além de montes submarinos isolados. A área de ocorrência do magmatismo ultrapassa em dezenas de quilômetros a expressão morfológica dos montes submarinos e até mesmo a projeção dos altos do embasamento cristalino (Figura 83).

Tabela 2 - Características sísmicas dos corpos magmáticos analisados.

	Padrão Sísmico	Interpretação
Topo	Refletores contínuos, de alta amplitude e elevado nível de refletividade, com morfologia regular a ondulada, apresentando hipérbolos localizadas e padrão mergulhante	Refletor de grande contraste de impedância acústica, gerado pelo contato entre sedimentos (sobrejacente) e rochas magmáticas (subjacente)
Interior	Fácies sísmicas caóticas/transparentes, podendo ou não se alternar com refletores paralelos, contínuos e de alta refletividade	Refletores caóticos ou transparentes remetem à pulsos únicos ou indivisíveis, enquanto que refletores contínuos podem representar diferentes derrames vulcânicos intercalados, com ou sem a presença de sedimentos
Base	Refletores contínuos de morfologia plana, ou levemente ondulada, por vezes não identificável nas porções mais espessas dos corpos, em regiões que há perda de visualização das camadas sedimentares abaixo	Refletor de grande impedância acústica, formada pelo contato entre rochas cristalinas (sobrejacente) e sedimentos (subjacente). A alta refletividade da camada magmática e consequente dispersão do sinal acústico, mais perceptível nas porções mais espessas dos corpos magmáticos explicam a não visualização dos refletores base em determinados seguimentos
Forma	Forma de cunhas, mais espessas perto do edifício vulcânico (capaz de exceder 1,5 s twtt), afinando lateralmente a partir dele, com seção transversal em forma de lente	Corpos magmáticos originados do edifício vulcânico ao qual estão espacialmente conectados, diminuindo de espessura à medida que se afastam de seu local de origem
Padrão das camadas Sedimentares	Depósitos sedimentares sobrejacentes com terminações em <i>onlap</i> de encontro aos corpos magmáticos	Sedimentação, predominantemente siliciclástica, intercalada aos corpos magmáticos, de natureza vulcânica, depositados em forma de derrames sobre o leito submarino e posteriormente recobertos em <i>onlap</i> por sedimentos

Fonte: O autor, 2021.

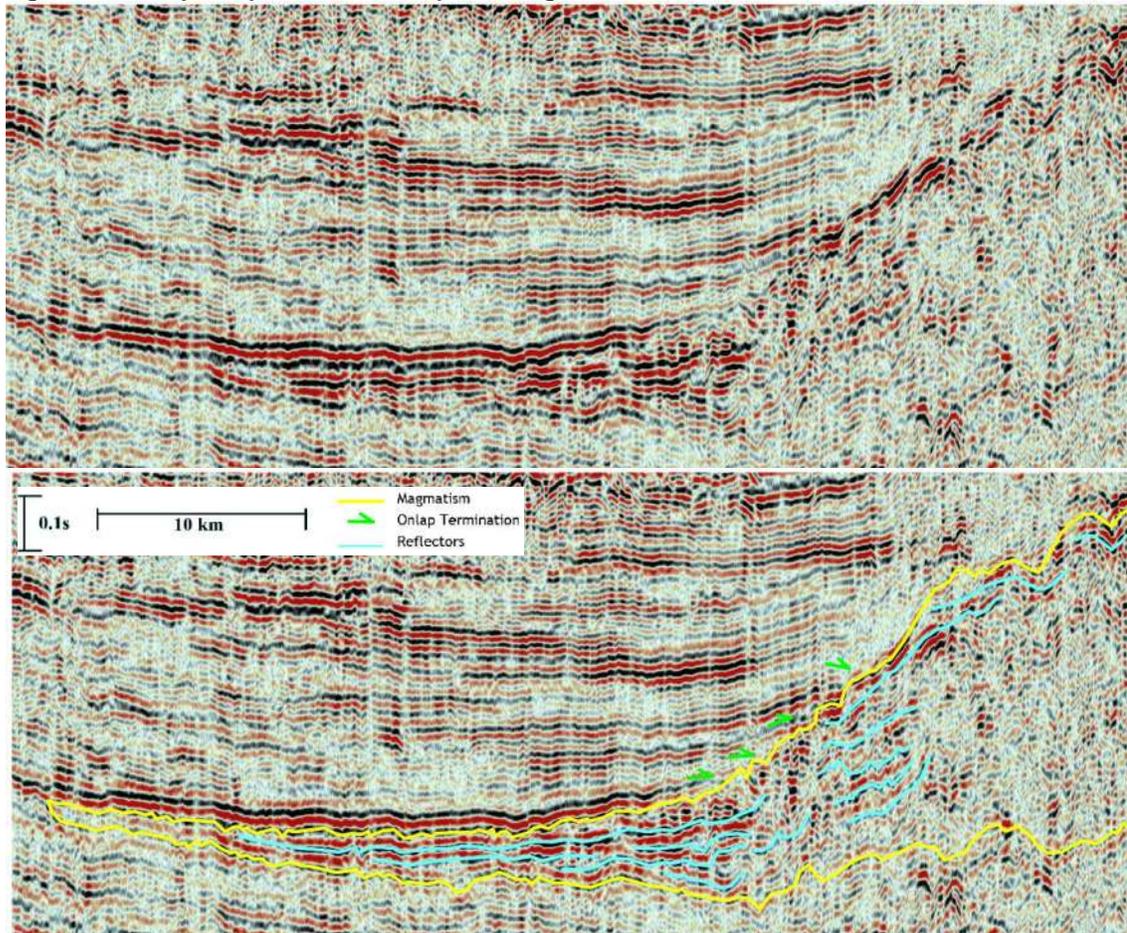
Figura 77 - Exemplo de perfil sísmico e sequência magmática associada.



Legenda: Note o corpo magmático composto por seu topo de alta amplitude, o interior transparente apresentando alguns refletores internos contínuos localizados e base exibindo uma alta amplitude na porção de menor espessura do pacote e desaparecendo na região de maior espessura do pacote. Essas indicações nos levam a crer que este corpo magmático foi depositado anteriormente à deposição da sedimentação logo acima, praticamente por meio de um único episódio vulcânico. Perfil sísmico LEPLAC b26_h.

Fonte: O autor, 2021.

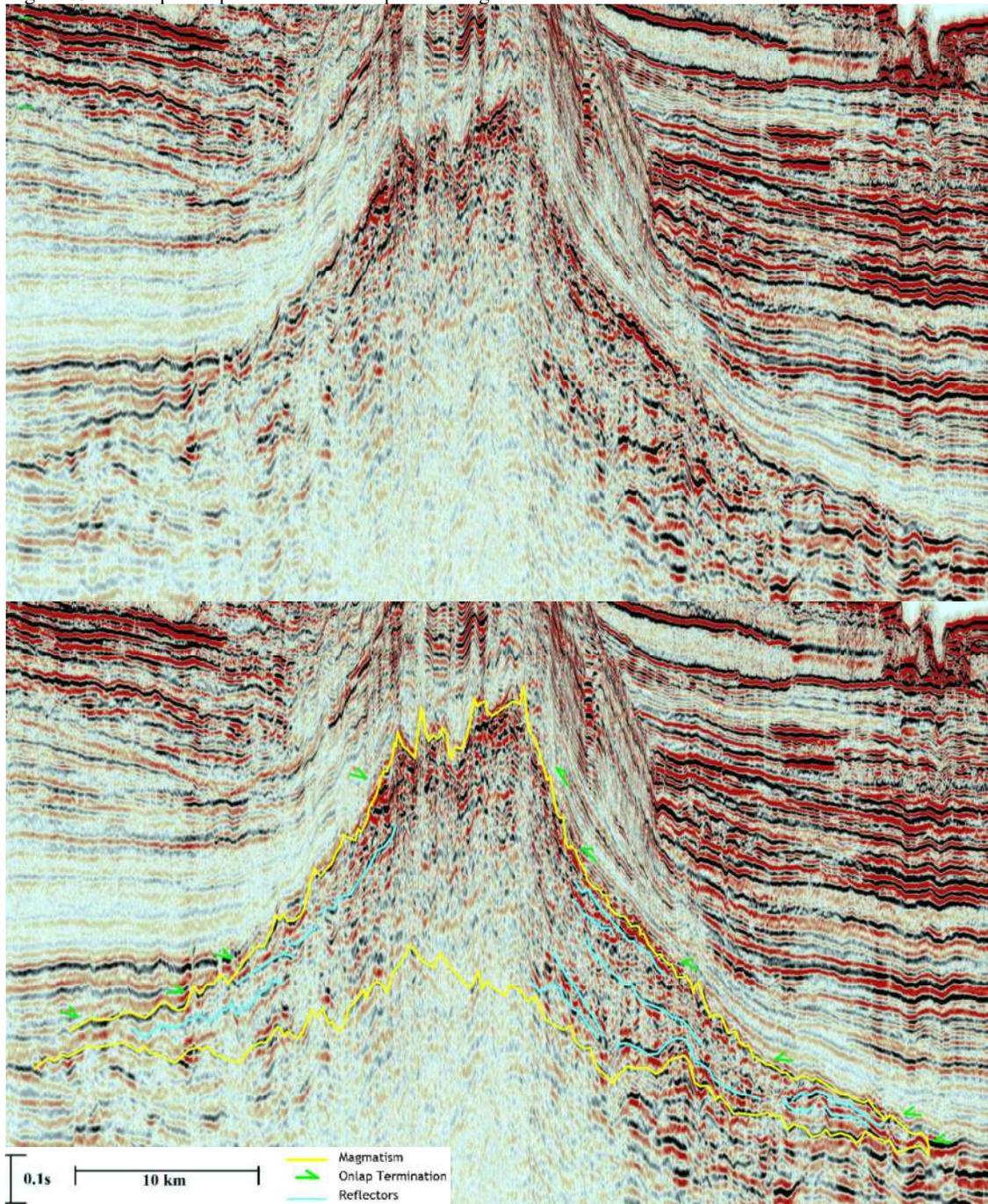
Figura 78 - Exemplo de perfil sísmico e sequência magmática associada.



Legenda: Observe que diferentemente do exemplo anterior (Figura 76), este derrame vulcânico apresenta diversos refletores paralelos em seu interior, o que denota sucessões de episódios vulcânicos ao longo de um intervalo de tempo relativamente curto. Note também a presença de um topo mais irregular do corpo magmático. Perfil sísmico LEPLAC 501 0029.

Fonte: O autor, 2021.

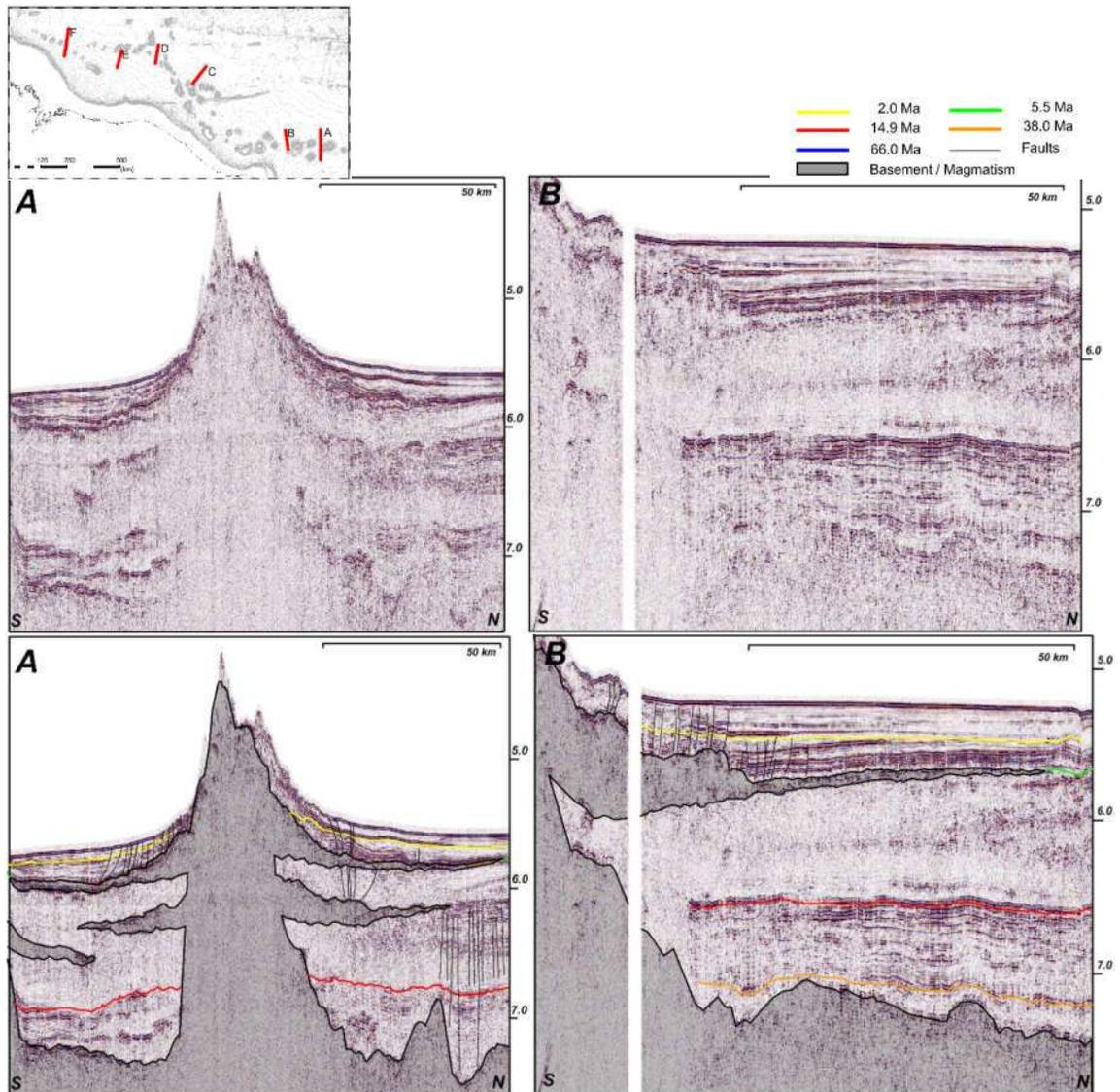
Figura 79 - Exemplo de perfil sísmico e sequência magmática associada.



Legenda: Neste exemplo, observamos a forma de lente característica do corte transversal do corpo magmático. Observe a forma da sua base (e camadas sobrejacentes) aparentemente elevadas (*pull up*), possivelmente em decorrência das relativamente altas velocidades sísmicas características dos depósitos magmáticos, que no exemplo atinge espessura máxima de cerca de 0,65 s twtt. Perfil sísmico LEPLAC s3.

Fonte: O autor, 2021.

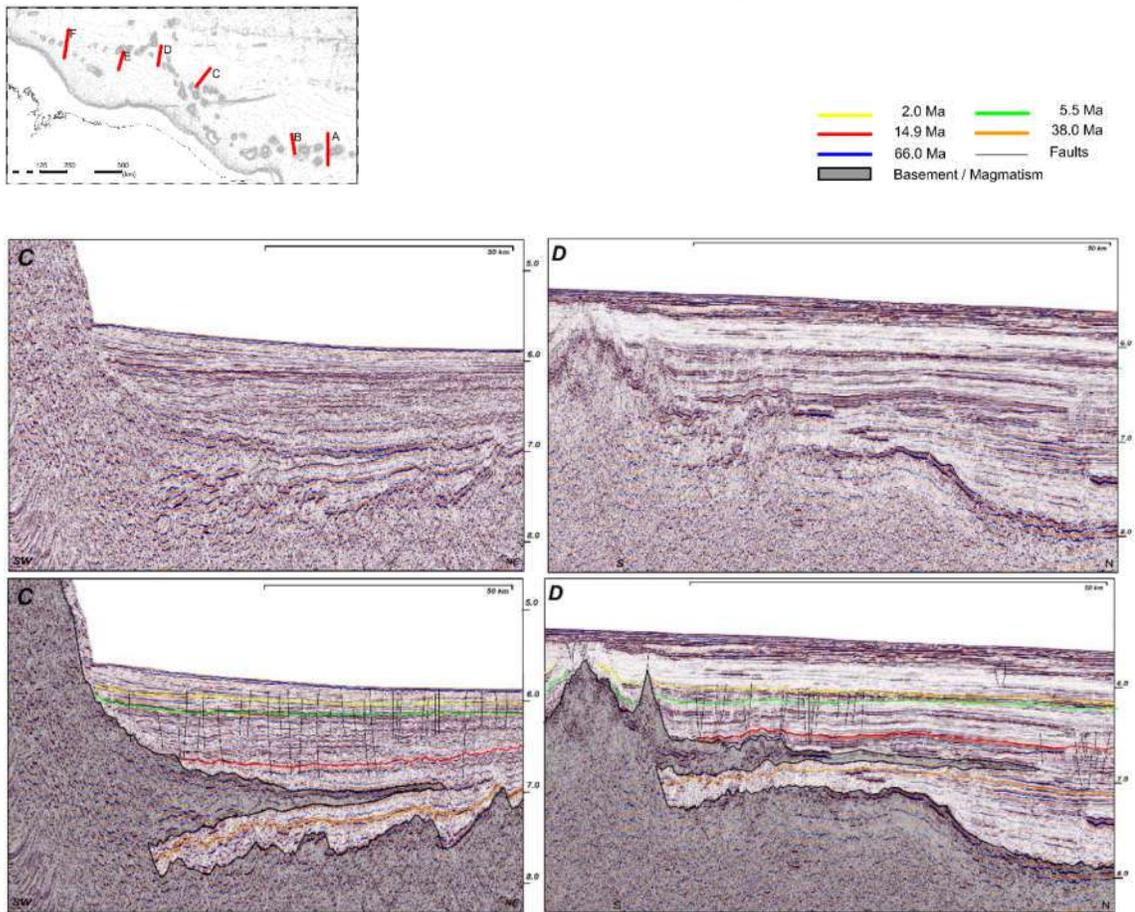
Figura 80 - Exemplo de corpos vulcânicos transparentes da margem Equatorial.



Legenda: Exemplos de corpos vulcânicos da área de estudo nos perfis sísmicos LEPLAC b26_h (A) e b26_e (B). Observe a ausência de horizontes internos dos depósitos vulcânicos mapeados denotando que individualmente cada um dos corpos vulcânicos possivelmente aconteceu de forma geologicamente instantânea, mesmo que seja possível que eventos com esse padrão instantâneo ocorram repetidamente ao longo da história geológica, conforme vemos na figura A.

Fonte: O autor, 2021.

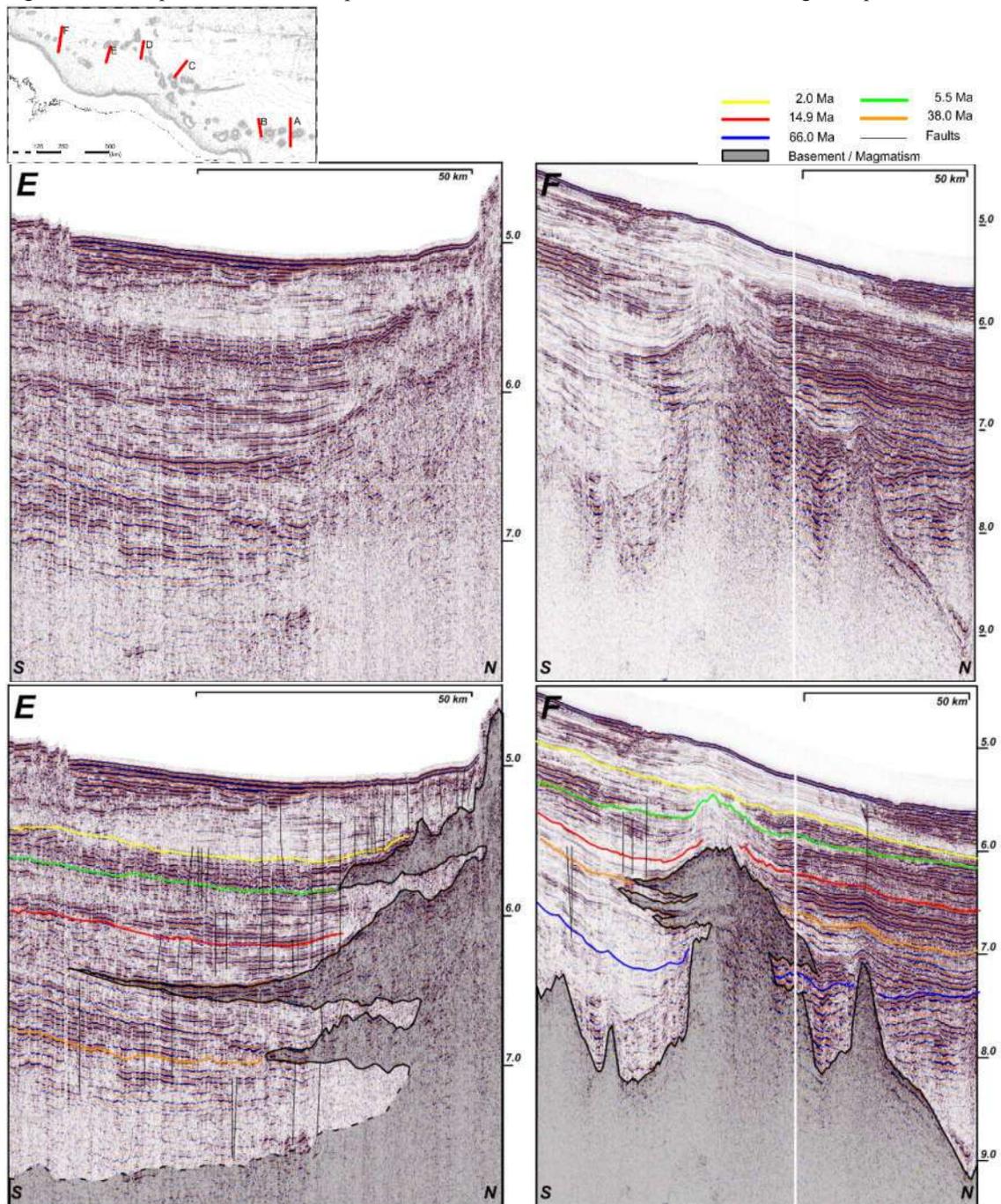
Figura 81 - Exemplo de corpos vulcânicos com refletores internos na margem Equatorial.



Legenda: Exemplos de corpos vulcânicos da área de estudo nos perfis sísmicos LEPLAC 500 0503 (C) e s6 (D).
 Observe que o interior dos copos vulcânicos apresenta uma série de horizontes internos grosseiramente contínuos, o que nos leva a supor a ocorrência de uma série de fluxos vulcânicos sob o paleoleito marinho em um curto período de tempo geológico, entremeados ou não por uma fina camada sedimentar.

Fonte: O autor, 2021.

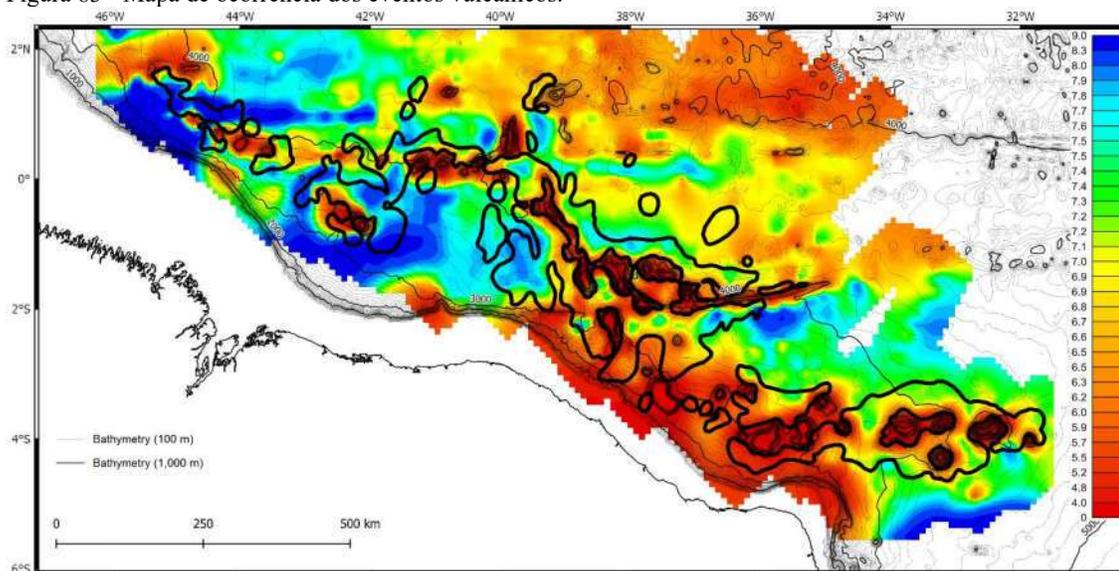
Figura 82 - Exemplo de sucessivos corpos vulcânicos intercalados com sedimentos na Margem Equatorial.



Legenda: Exemplos de corpos vulcânicos na área de estudo nos perfis sísmicos LEPLAC b11_pt2 (E) e seq375_s2 (F). Observe que distintos corpos vulcânicos sobrepostos se encontram separados por espessuras sedimentares variáveis, o que corresponde à distintos eventos de reativações que variam entre frações a dezenas de milhões de anos.

Fonte: O autor, 2021.

Figura 83 - Mapa de ocorrência dos eventos vulcânicos.



Legenda: Mapa de profundidade do topo do embasamento (s - twtt) e extensão lateral, em subsuperfície, dos derrames magmáticos (linha preta espessa). Verifica-se que a extensão do magmatismo ultrapassa a lateralidade dos montes submarinos que compõem as cadeias submarinas. Batimetria base LEPLAC 2019, isóbatas com intervalos de 100 metros.

Fonte: O autor, 2021.

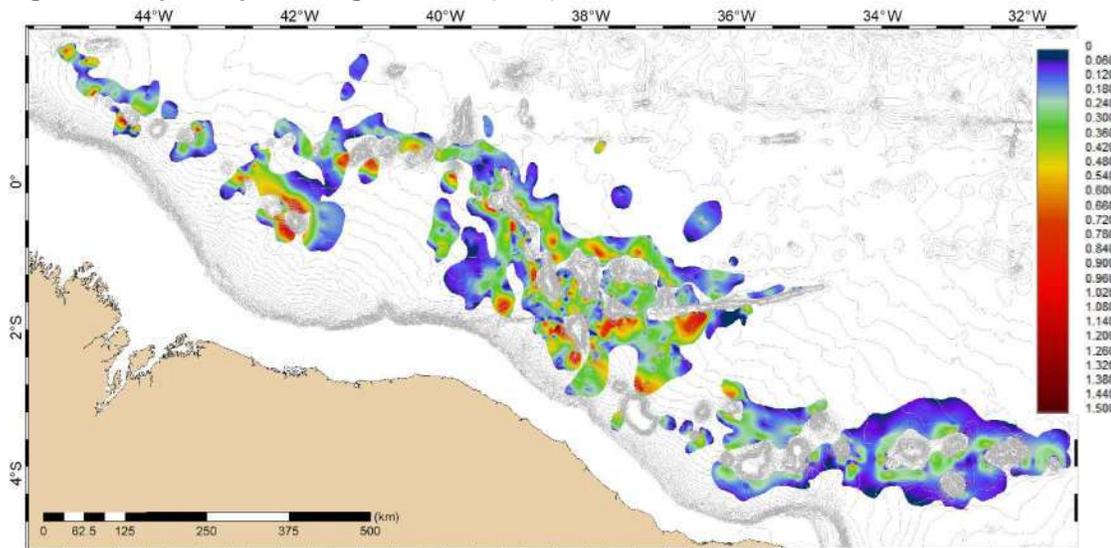
Os depósitos magmáticos possuem suas maiores espessuras circundando o segmento central e sul da CNB, atingindo cerca de 1,5 s twtt, enquanto que as menores espessuras médias ocorrem ao redor da CFN com média de 0,2 s twtt (Figura 84). Através da correlação entre os corpos vulcânicos e os distintos horizontes cronoestratigráficos mapeados realizou-se a estimativa intervalar da idade de implantação desses depósitos vulcânicos e o mapeamento de como esses se comportam espacialmente:

- a) Anteriormente a 66,0 Ma: O magmatismo ocorre restrito a sul dos Montes Submarinos de Marajó à oeste do Guyot de Gurupi, estendendo-se por 170 km (Figura 85). Apesar da pequena expressão geográfica, formam espessos corpos indivisíveis, com interior transparente a caótico, com média de espessuras de 0,5 s (twtt) podendo até mesmo atingir 1,4 s (twtt);
- b) Entre 66,0 e 38,0 Ma: Derrames pontuais, não muito extensos, com corpos alongados de extensão máxima de 160 km, se apresentam espaçadamente entre o Guyot de Gurupi e o nordeste dos Montes Submarinos de Ceará (Figura 86). Em geral esses corpos magmáticos são únicos, com interior caótico, topo bem irregular e hiperbólico, e espessuras médias entre 0,1 a 0,2 s, podendo ultrapassar os 0,6 s (twtt);

- c) Entre 38,0 a 14,9 Ma: Os corpos magmáticos ocorrem em uma ampla área, desde o noroeste do Guyot de Gurupi ao Platô do Ceará, com diversos derrames pontuais, ao redor dos Montes Submarinos de Maranhão e, principalmente, envolvendo os segmentos central e sul da CNB (Figura 87). As características dos corpos magmáticos variam ao longo da margem: na região mais a oeste, até os dois montes submarinos mais a oeste dos Montes Submarinos do Maranhão, os depósitos são únicos, apresentando interior com alta amplitude, espessuras médias da ordem de 0,1 s (twtt), com sua porção superior acamadada e interior caótica com topo bem irregular; a leste dos Montes Submarinos de Maranhão até a região a oeste dos Montes Submarinos de Ceará, dois derrames transparentes individualizados com topo regular e espessura total média entre 0,1 a 0,25 s (twtt), são intercalados por uma espessa camada sedimentar; e por fim, a leste dos Montes Submarinos de Ceará ocorrem depósitos individualizados majoritariamente duplos e até mesmo triplos, mais espessos (com espessuras médias entre 0,4 a 0,5 s twtt) e predomínio de refletores plano-paralelos;
- d) Entre 14,9 a 5,5 Ma: Ocorre desde o oeste do segmento norte da CNB ao Monte Submarino Bentes, e principalmente no entorno do Banco Sírius (Figura 88). Apresentam espessura média de 0,1 a 0,2 s (twtt), e se apresentam como corpos predominantemente únicos ou duplos. Apresentam topo relativamente regular e padrão interno majoritariamente transparente, possuem espessuras que em conjunto podem atingir 1,1 s (twtt), podendo ou não conter camadas contínuas na sua porção superior;
- e) Entre 5,5 a 2,0 Ma: Se concentrando principalmente na região do Guyot Touros ao Arquipélago Fernando de Noronha (Figura 89). Ocorre em corpos magmáticos únicos, com espessuras médias de aproximadamente 0,05 a 0,1 s (twtt), podendo alcançar 0,7 s (twtt). São caracterizados como corpos de baixa amplitude interna, geralmente acamadados, com topo relativamente regular;
- f) Entre 2 Ma ao Recente: Ocorrem exclusivamente a oeste do Arquipélago Fernando de Noronha e do Bentes Seamount (Figura 90). Apresentam espessura média entre 0,05 e 0,1, podendo alcançar os 0,6 s (twtt), possuem alta amplitude interna e interior caótico a acamadado.

A distribuição cronológica da ocorrência do magmatismo indica que as idades dos corpos vulcânicos tendem a diminuir de W-E, desde o segmento oeste da CNB às idades mais recente na CFN, a leste do Arquipélago Fernando de Noronha (Figura 91).

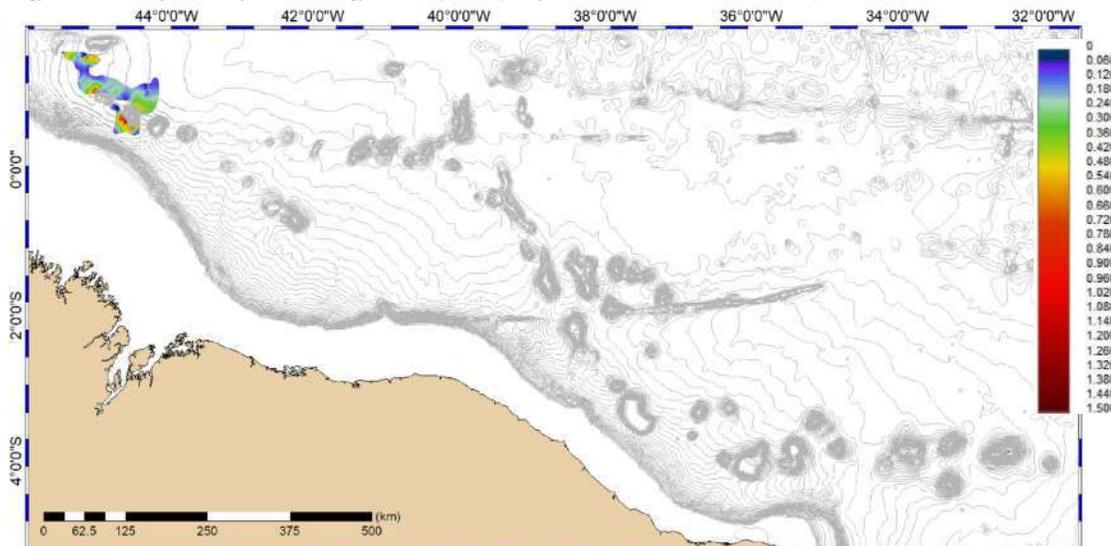
Figura 84 - Mapa de espessura magmática total (s twtt) da área de estudo.



Legenda: Este mapa é o somatório das espessuras de todos os eventos magmáticos ao longo da coluna estratigráfica.

Fonte: O autor, 2021.

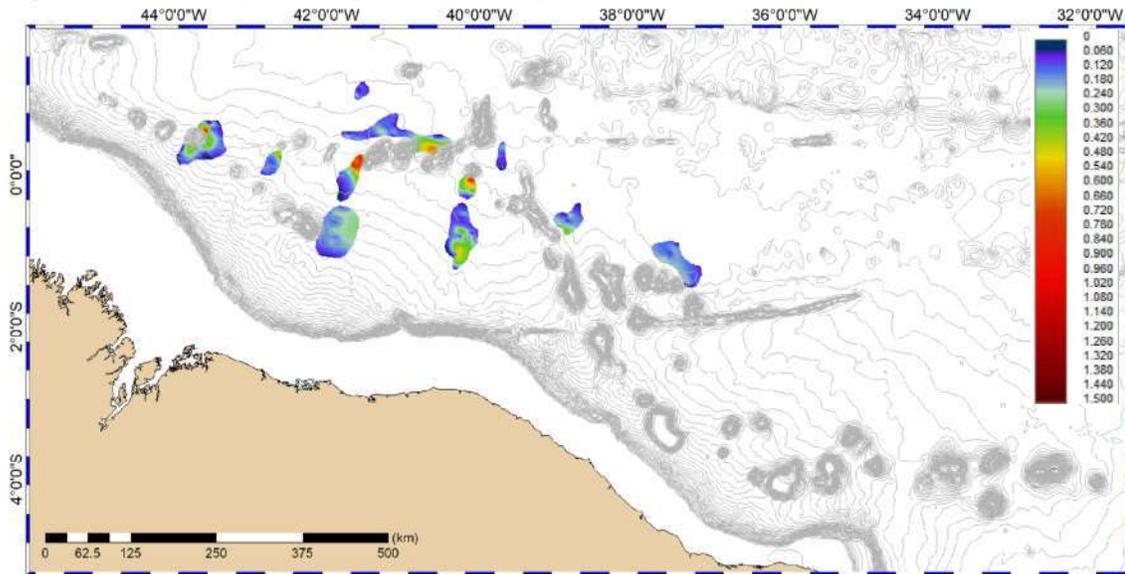
Figura 85 - Mapa de espessura magmática (s twtt) depositada anteriormente a 66,0 Ma da área de estudo.



Legenda: Este mapa é o somatório das espessuras de todos os eventos magmáticos ao longo da coluna estratigráfica, depositada anteriormente a 66,0 Ma.

Fonte: O autor, 2021.

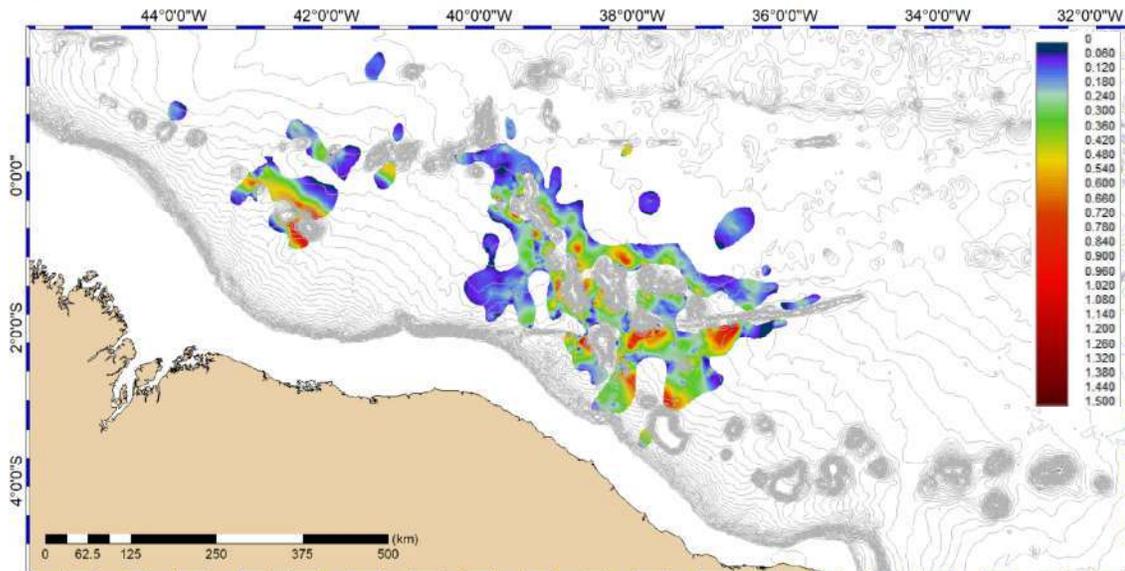
Figura 86 - Mapa de espessura magmática (s twtt) depositada entre 66,0 e 38,0 Ma da área de estudo.



Legenda: Este mapa é o somatório das espessuras de todos os eventos magmáticos ao longo da coluna estratigráfica, depositada entre 66,0 a 38,0 Ma.

Fonte: O autor, 2021.

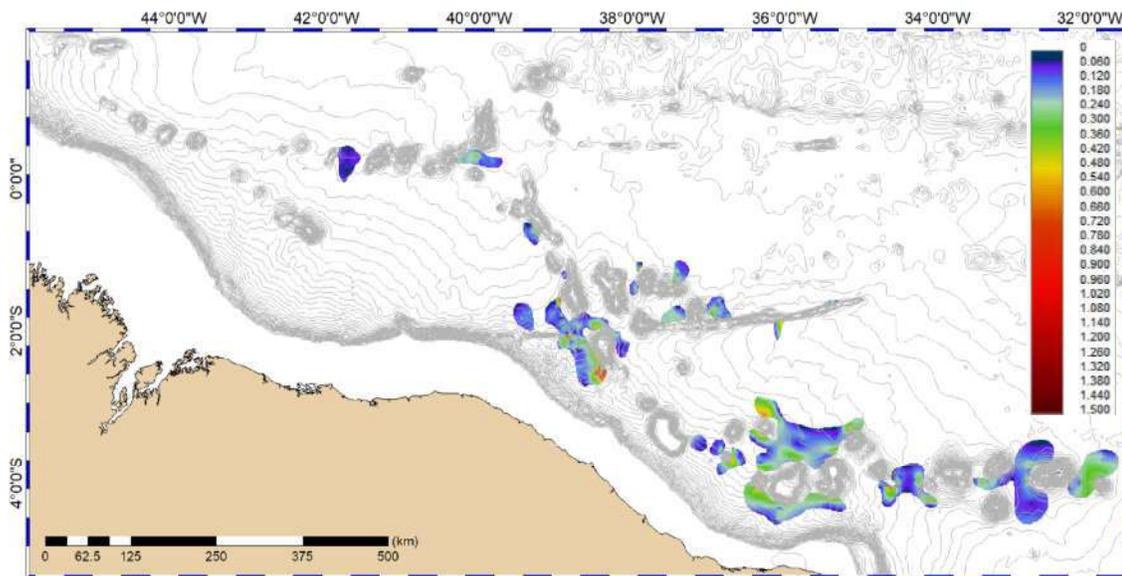
Figura 87 - Mapa de espessura magmática (s twtt) depositada entre 38,0 a 14,9 Ma da área de estudo.



Legenda: Este mapa é o somatório das espessuras de todos os eventos magmáticos ao longo da coluna estratigráfica, depositada entre 38,0 a 14,9 Ma.

Fonte: O autor, 2021.

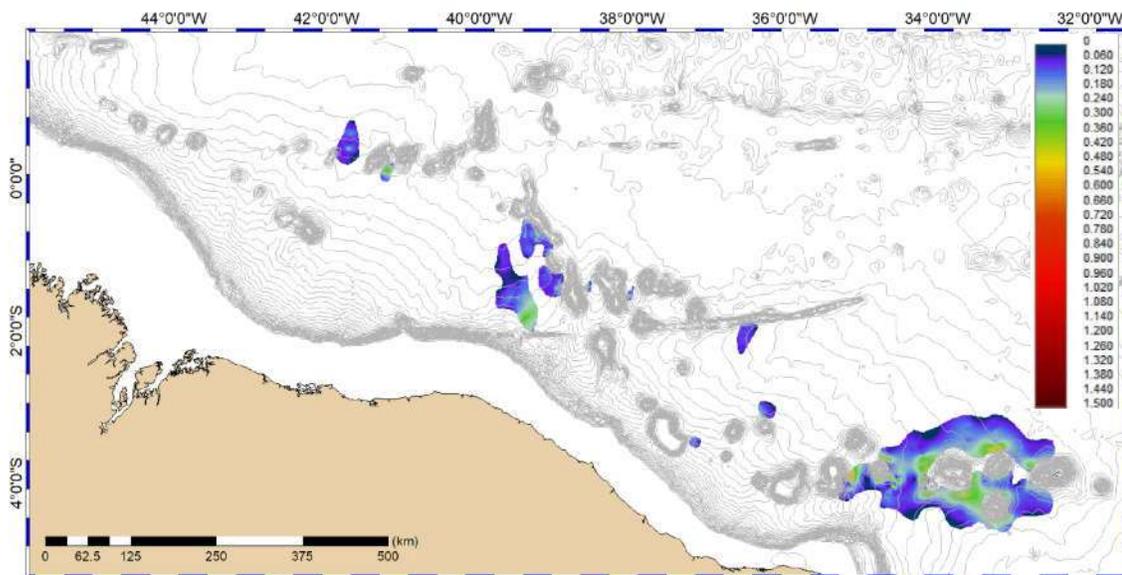
Figura 88 - Mapa de espessura magmática (s twtt) depositada entre 14,9 a 5,5 Ma da área de estudo.



Legenda: Este mapa é o somatório das espessuras de todos os eventos magmáticos ao longo da coluna estratigráfica, depositada entre 14,9 a 5,5 Ma.

Fonte: O autor, 2021.

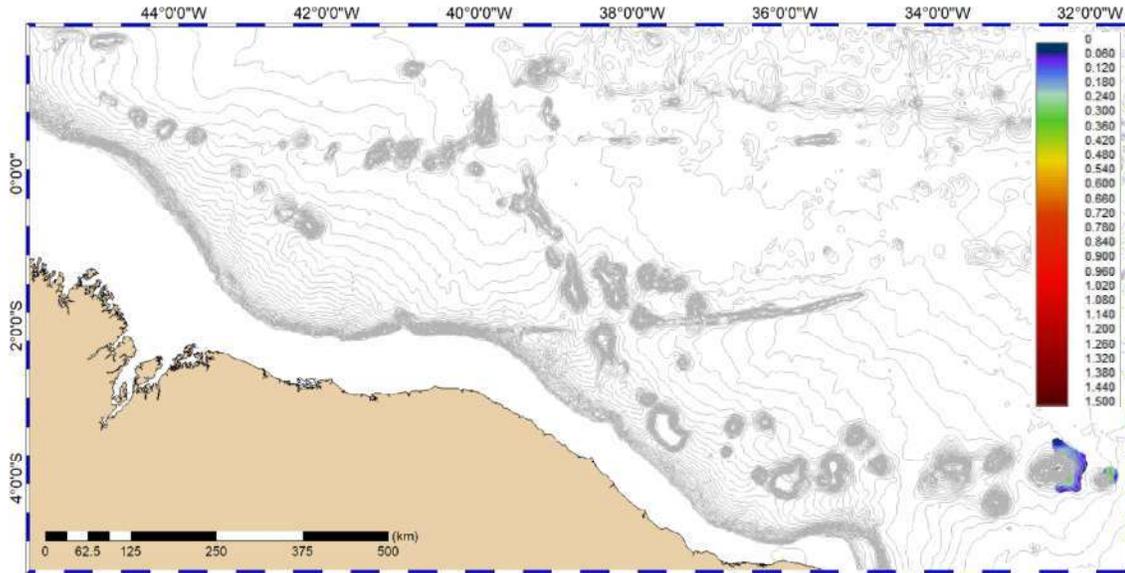
Figura 89 - Mapa de espessura magmática (s twtt) depositada entre 5,5 a 2,0 Ma da área de estudo.



Legenda: Este mapa é o somatório das espessuras de todos os eventos magmáticos ao longo da coluna estratigráfica, depositada entre 5,5 a 2,0 Ma.

Fonte: O autor, 2021.

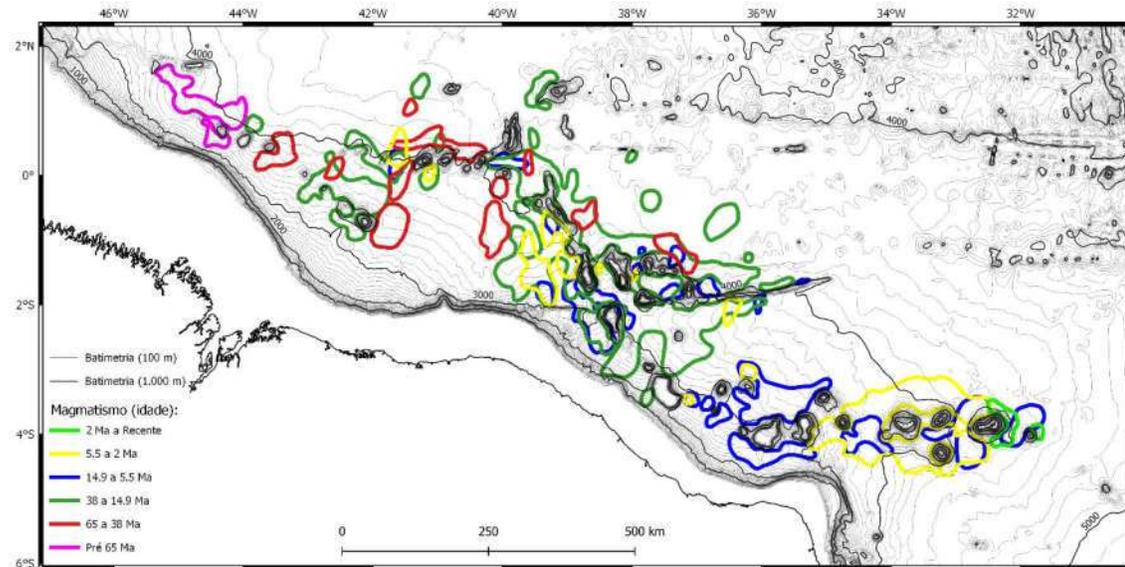
Figura 90 - Mapa de espessura magmática (s twtt) depositada após os 2,0 Ma da área de estudo.



Legenda: Este mapa é o somatório das espessuras de todos os eventos magmáticos ao longo da coluna estratigráfica, depositada após os 2,0 Ma.

Fonte: O autor, 2021.

Figura 91 - Mapa de ocorrência dos eventos vulcânicos.



Legenda: Correlação cronológica entre os derrames mapeados. Batimetria base LEPLAC 2019, isóbatas com intervalos de 100 metros.

Fonte: O autor, 2021.

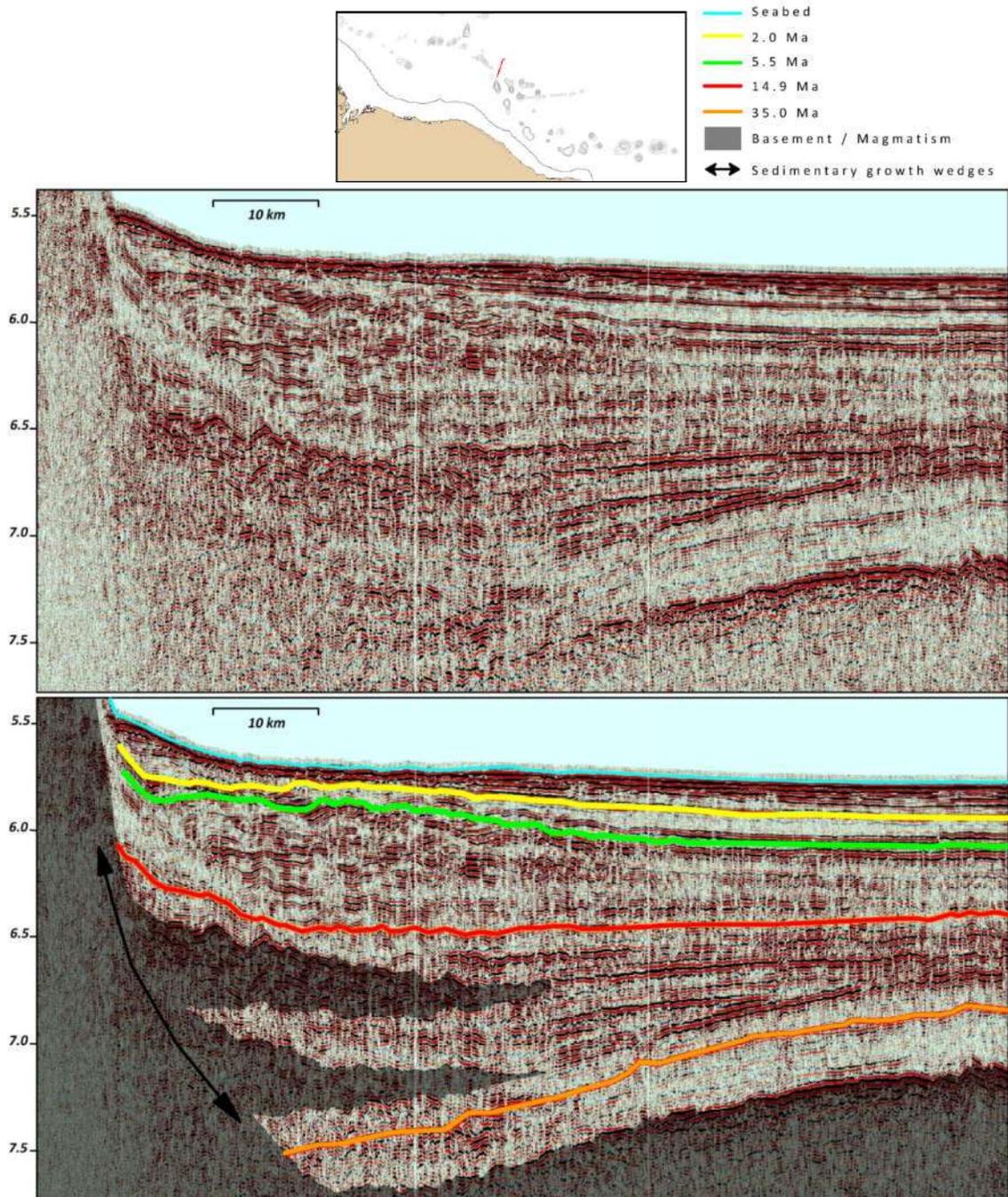
5.3.4 Subsidência

A subsidência associada às cadeias vulcânicas da margem equatorial é notada apenas a leste do segmento central da CNB e ao sul do segmento sul da mesma cadeia, através da presença de cunhas sedimentares em crescimento (*sedimentary growth wedges*). Estes depósitos sedimentares, depositados simultaneamente aos eventos de subsidência, caracterizados por se espessarem à medida que se aproximam dos montes submarinos (Figura 92), pode ser encontrada em algumas regiões adjacentes às cadeias e está possivelmente associada à evolução das cadeias e à subsidência flexural associada. As maiores espessuras de corpos magmáticos associados à CNB estão, ao menos geograficamente, ligadas aos locais onde visualizamos as cunhas sedimentares em crescimento, com espessuras que podem atingir 1,0 s (twtt) (Figura 92).

A sequência sedimentar nesta região, a leste do segmento central e a sul do segmento sul da CNB, é caracterizada primeiramente por um pacote sedimentar plano paralelo de espessura constante, depositada anteriormente à subsidência, desde o embasamento até pouco após o horizonte de 38,0 Ma, sendo sucedida por unidades que se tornam mais espessas na direção dos montes submarinos, denotando deposição sedimentar *pari passu* à subsidência, na região coincidente aos principais derrames magmáticos. O espessamento das seções sedimentares e ígneas ocorre, até próximo ao horizonte sísmico de 14,9 Ma, sobre o qual um pacote sedimentar com espessuras relativamente homogêneas até o fundo submarino, indicam que a movimentação de subsidência, era mínima ou inexistente. Geograficamente este comportamento se estende por cerca de 80 km na região distal ao segmento central e ao sul do segmento sul da CNB.

Associadas a cunhas sedimentares de crescimento, encontramos uma série de MTDs, possivelmente associados aos pulsos de subsidência (Figura 93).

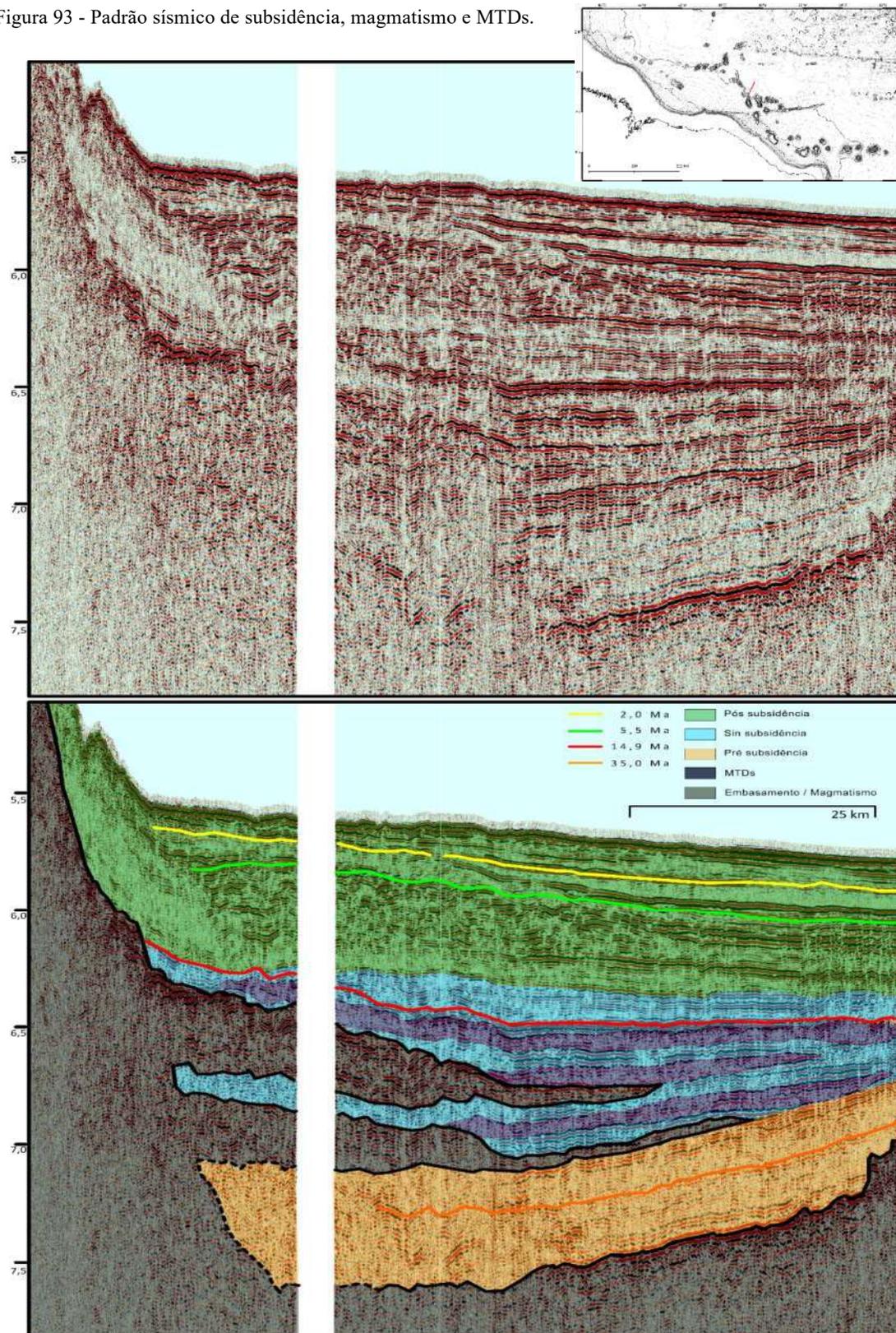
Figura 92 - Cunha sedimentar em crescimento associada à CNB.



Legenda: Uma espessura sedimentar constante ocorre do embasamento até pouco após o horizonte de 35 Ma (laranja), sendo sucedida por uma seção de crescimento de espessuras sedimentares de 35 Ma a 14,9 Ma (horizonte vermelho) se espessando em direção ao edifício vulcânico, atestando a subsidência sin-sedimentar neste intervalo. Horizontes sobrepostos contra as cunhas vulcânicas, no mesmo intervalo, indicam os episódios vulcânicos submarinos (ou subaéreos?). Perfil sísmico LEPLAC b21_c.

Fonte: O autor, 2021.

Figura 93 - Padrão sísmico de subsidência, magmatismo e MTDs.



Legenda: Observe a relação entre o início do magmatismo e da subsidência, assim como a sua relação com os MTDs mapeados (em azul escuro). Perfil sísmico Leplac b14.

Fonte: O autor, 2021.

6 DISCUSSÃO

A análise geomorfológica e sísmica levanta questões relevantes no que diz respeito à evolução da margem equatorial brasileira e cadeias submarinas adjacentes.

Morfologicamente podemos dividir os montes submarinos da margem equatorial brasileira e bacia oceânica adjacente em dois grupos bem claros: os montes principais que compõem a Cadeia Norte Brasileira e a Cadeia Fernando de Noronha, juntamente com o Guyot de São Luiz, possuem maiores expressões morfológicas, enquanto que os demais montes submarinos, são menores e menos volumosos. Os montes que constituem a CNB e a CFN, são mais rasos do que 2.000 m (com média de profundidade de seus topos de 674 m, contra a média na ordem de 2.650 m dos demais montes) e possuem relevo relativo médio de 2.400 m (contra média de 961 m de altura relativa dos demais). Além disso, os principais montes que compõem a CNB e a CFN, com exceção do Banco Canopus e do Platô do Ceará, possuem múltiplos picos. Essas características (maiores relevo relativo relativos, menores profundidades de seus topos e maior número de picos), podem indicar que esses montes, são construídos a partir de múltiplos fluxos da câmara magmática principal ou de fluxos subsidiários que ocorrem por um longo período de tempo, com distintas etapas de erupção e deformação, mostrando uma maior variedade de idades, demonstrada pela maior complexidade morfológica (conforme proposto por Das et al., 2007; Chouldri e Nemcok, 2017; Chouldri et al., 2017; dentre outros) .

Apesar de possuírem características geomorfológicas similares, a CNB e a CFN, possuem índices de circularidade muito distintos. Enquanto que o grau de circularidade média dos principais montes submarinos da Cadeia Fernando de Noronha é de 0,853, a circularidade média para os montes principais que constituem a Cadeia Norte Brasileira é de 0,503. Essa diferença pode estar associada a idades mais jovens do magmatismo da CFN, dando a esses montes um aspecto mais próximo aos padrões circulares e supostamente mais jovens. Montes e Cadeias Submarinas, que possuem uma forma que se distancia de uma circunferência, podem estar correlacionados múltiplos pulsos magmáticos, e conseqüentemente à uma idade de formação mais antiga (Choudhuri & Nemcok, 2017 e Vogt & Smoot, 1984).

Observamos que os montes de orientação E-W possuem menor grau de circularidade, possuindo uma tendência mais linear, principalmente no segmento sul da CNB e na projeção leste do segmento norte da CNB. Montes de orientação NE-SW e SE-NW possuem maiores índices de circularidade, enquanto que montes N-S possuem uma maior variação, não seguindo uma tendência tão clara. A orientação dos montes submarinos pode fornecer informações

relevantes sobre a direção principal do evento geotectônico que os originaram, direção da câmara magmática, dentre outros fatores (Das et al., 2007).

Apesar da expressão morfológica dos montes submarinos que compõem as cadeias vulcânicas da margem equatorial brasileira se restringirem, basicamente, à montes submarinos isolados, a análise sísmica possibilita a visualização da expressão estrutural da CNB e da CFN como corpos contínuos em grande parte de sua extensão em subsuperfície, formando uma barreira eficaz para a dispersão sedimentar. Há conexão entre os montes que constituem a CFN, com o segmento sul e central da CNB, através do Platô de Ceará e do Banco Canopus. O setor norte, após um gap de 23 km, também se organiza em um segmento contínuo. Tal fato implica com que mesmo que majoritariamente as cadeias sejam compostas por montes submarinos de expressão morfológica isolada, estes possuam um papel importantíssimo na compartimentação da margem, batimetricamente evidenciado pelo desnível morfológico entre as diferentes porções dessas cadeias e pela variação de padrão das curvas batimétricas entre os distintos domínios morfológicos, evidenciando clara mudança do padrão sedimentar. Com isso, há o acúmulo sedimentar, restrito entre o talude superior e as cadeias, desenvolvendo platôs e domínios morfológicos isolados, que podem ser até 700 m acima da planície abissal adjacente, como verificado por Alberoni et al. (2019).

Neste contexto, o Platô Norte Brasileiro é o principal depocentro ao longo da Margem Equatorial Brasileira. Sua configuração em forma de diamante é herdada do rifteamento continental oblíquo, segmentado por falhas transformantes no início do Albiano (Matos et al., 2004, 2019), atualmente representado pelos segmentos norte e sul da CNB (de orientação E-W) alinhados, respectivamente, em continuidade com as Zonas de Fratura São Paulo e de Romanche. A profundidade do embasamento do Platô Norte Brasileiro é quase 0,5 s twtt mais profunda do que o embasamento vizinho ao norte do CFN (Figura 58). Isso pode ser explicado por diferentes taxas de subsidência e soerguimento para distintos compartimentos.

A história da acumulação sedimentar também revela a compartimentação da Margem Equatorial Brasileira. Matos (2000) após comparar as cartas cronoestratigráficas de diferentes bacias da Margem Equatorial revelou um alongamento muito acelerado durante o Aptiano, seguido por registros sedimentares distintos e inconformidades diacrônicas em cada bacia vizinha, em associação com eventos deformacionais pré e pós ativação de falhas transformantes. Nossos resultados mostram uma história progressiva e distinta do acúmulo sedimentar entre os compartimentos morfológicos limitados pelas cadeias vulcânicas, não limitada à sedimentação anterior durante as fases sin e pós transformante das margens. A segmentação continua inteiramente registrada do embasamento até o presente. A deposição

sedimentar com mais de 66 Ma além da região do atual talude continental superior é principalmente restrita ao Platô Norte Brasileiro e aos vales da zona de fratura oceânica (Figura 63). De 66 Ma a 38 Ma a progradação de sedimentos avança inteiramente através do Platô Norte Brasileiro (Figura 64) e de 14,9 Ma a 5,5 Ma aumenta em direção ao compartimento sul do CFN (Figura 66). Os sedimentos avançam além do segmento norte da CNB entre 38,0 a 14,9 Ma, indicando que desde então este segmento não mais atua integralmente como barreira à sedimentação (Figura 65). A sedimentação de forma mais generalizada é finalmente observada de 2,0 Ma até presente na região do Platô Norte Brasileiro e ao norte, quando se conecta com o Leque da Amazonas (Figura 67). Taxas de sedimentação aumentadas e criação de espaço de acomodação foram registradas por Cruz et al. (2019) na plataforma continental da Bacia da Foz do Amazonas. Após uma fase quiescente, de 8 a 6 Ma, quando a criação de espaço de acomodação não eustática foi menor que 80 m/Ma, esta taxa aumentou entre 2 Ma até o presente, quando passou para até 200 m/Ma na plataforma sul e para quase 350 m/Ma na plataforma norte da Bacia da Foz do Amazonas (Cruz et al., 2019). Isso pode explicar a extensa deposição observada no Platô Norte Brasileiro para o mesmo intervalo de tempo (2,0 Ma até o presente), apontando para uma maior contribuição de sedimentos da drenagem adjacente, assim como indicando uma possível origem de sedimentos derivados da Amazônia. Na Margem Equatorial Brasileira, a Corrente do Norte do Brasil transporta fontes fluviais para o NW durante elevações ao nível do mar, no entanto, alguns experimentos de modelagem sugerem que a direção desta corrente pode até mesmo se inverter (Chang et al., 2008; Wen et al., 2010, 2011), abrindo questões sobre a proveniência da sedimentação Amazônia na direção sudeste (Nace et al., 2014).

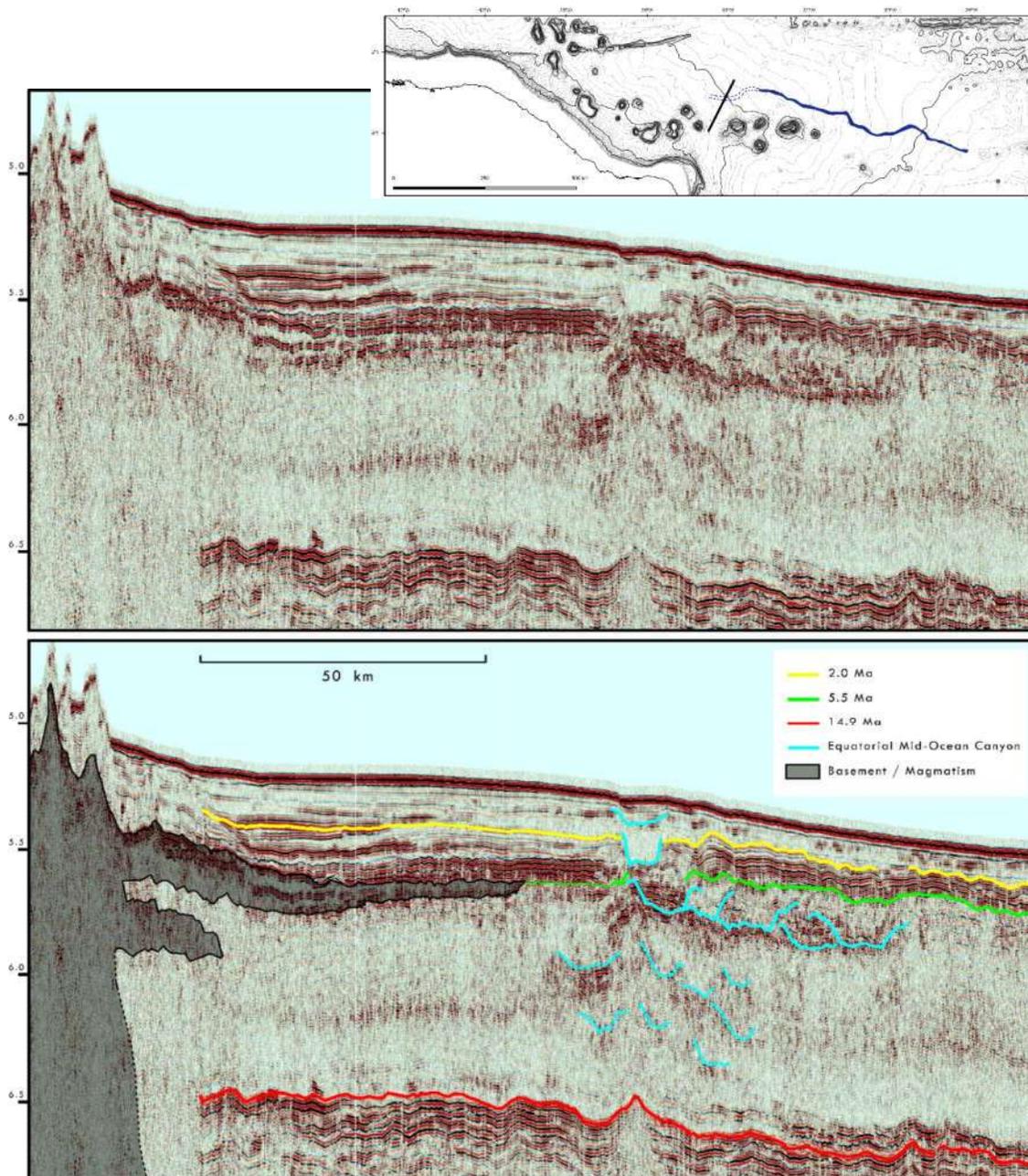
Apesar do mapeamento sedimentar entre as diferentes porções da CFN, não tenha sido totalmente possível devido às limitações inerentes ao mapeamento (dificuldade na transposição dos horizontes cronoestratigráficos entre os diferentes compartimentos estruturais e baixa qualidade dos perfis sísmicos monocanais nesta área), podemos identificar estruturas que denotam a existência de diferentes compartimentos nesta região da margem. No Domínio Morfológico de Fernando de Noronha, o Cânion Meso-Equatorial (Damuth & Gorini, 1976) foi um importante canal para a dispersão de sedimentos avançando bem sobre a planície abissal. O cânion ainda apresenta expressão batimétrica em lâminas d'água superiores a 4.200 m. Nossos dados sísmicos mostram que o cânion estava ativo ao menos desde pouco após 14,9 Ma (Figura 94). Damuth e Gorini, 1976, observando o trajeto do Cânion Oceânico Meso-Equatorial, paralelo à Cadeia Fernando de Noronha, sugerem que este seja estruturalmente controlado por esta cadeia. Além disso, os autores analisando dados de testemunhos, estimam que o cânion

esteja presente na margem desde o Mioceno Inferior (23 a 16 Ma). Assim, a CFN, como barreira contínua, antecede as estimativas sugeridas por Guimarães et al. (2020), que ao analisar amostras de afloramentos coletadas no Arquipélago de Fernando de Noronha estima sua idade variando de 12,5 a 1,3 Ma (Figura 40).

Outra característica sísmica observada, e talvez a mais impactante neste trabalho, é a presença de amplos e extensos derrames magmáticos adjacentes a montes submarinos que compõem a Cadeia Norte Brasileira e a Cadeia Fernando de Noronha. Estes corpos magmáticos possuem características sísmicas semelhantes às descritas por diversos autores como típicas de corpos magmáticos (tais como Sun et al., 2019; Zhang et al., 2011; Infante-Paez & Malfurt, 2017) e são caracterizados por: topo com refletores de alta amplitude, ondulados ou hiperbólicos; fácies internas caóticas, transparentes ou ainda apresentando camadas contínuas; espessura que se afina distalmente aos montes submarinos, e; terminações em *onlap* dos depósitos sedimentares sobrejacentes.

O magmatismo mostra-se como fundamental para além da origem e crescimento vertical dos montes e cadeias submarinas, desempenhando também um importante papel no preenchimento da bacia, podendo ser depositado em espessos pacotes que podem alcançar até mesmo 1,5 s twtt (algo possivelmente em torno de 2.250 a 4.500 m). Tais depósitos são típicos derrames vulcânicos, como fica evidente quando observamos as terminações em *onlap* da sedimentação que os cobrem, o que indica a natureza extrusiva, vulcanismo em ambiente submarino e posterior deposição sedimentar (como proposto por Infante-Paez & Malfurt, 2017).

Figura 94 - Expressão sísmica do Canal Oceânico Meso Equatorial.



Legenda: Perfil sísmico (b29_1) que exhibe que o Cânion Oceânico Meso-Equatorial é uma feição mais antiga que os derrames vulcânicos associados à CNB. Cânion mapeado em detalhe na figura de localização por Damuth & Gorini, 1976.

Fonte: O autor, 2021.

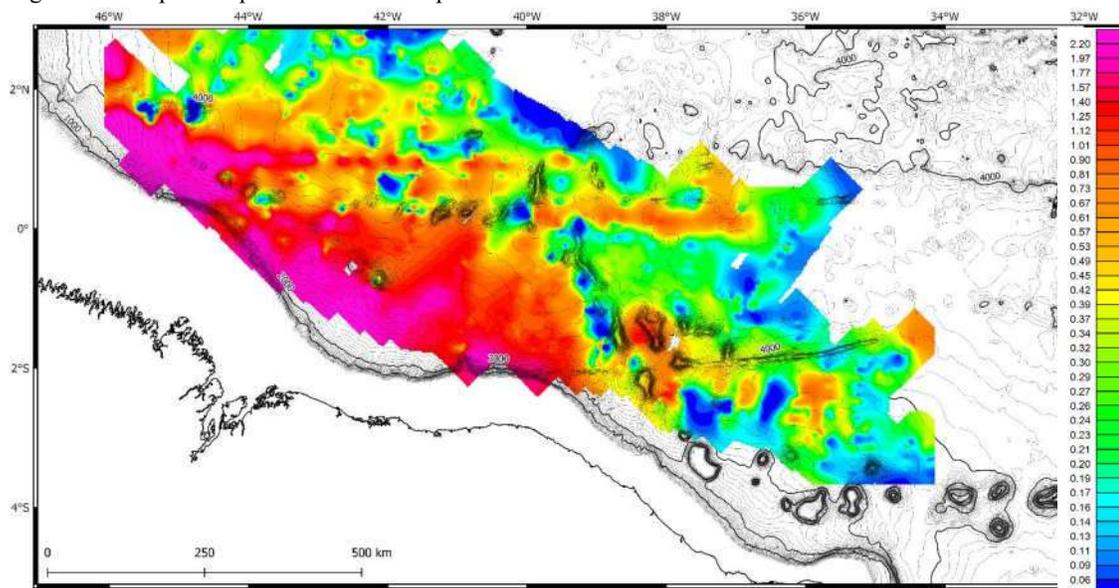
A presença de refletores internos, relativamente plano paralelos, em alguns corpos magmáticos nos remete ainda à diferentes pulsos magmáticos em um tempo geológico relativamente breve, em contraste à corpos de interior transparente, interpretados como oriundos de eventos mais catastróficos e sísmicamente indivisíveis. Contudo, a intercalação de

diferentes derrames vulcânicos com espessas camadas sedimentares (por vezes superiores à 1 s twtt), evidenciam que por vezes ocorreram intervalos de hiato vulcânico e, conseqüentemente, seguido de reativações, muitas vezes após milhões de anos, sobrepondo diferentes eventos de vulcanismo separados por um certo período de quietude magmática. Essas reativações ocorrem principalmente na porção mais distal do segmento central e circundando o segmento sul da CNB e indicam escalas temporais distintas de evolução de um monte submarino, podendo estar associadas a diferentes pulsos de crescimento de um monte ou cadeia.

A presença de eventos recorrentes de vulcanismo submarino na margem equatorial brasileira nunca havia sido descrita em trabalhos prévios e suscita novas linhas de investigação sobre a natureza, origem e evolução das cadeias submarinas CNB e CFN, como será discutido adiante, após decorrerem de outros aspectos primordiais para a nossa discussão.

O mapeamento sísmico, como já citado, revela o importante papel de compartimentação imposto pelas cadeias submarinas ao longo da história geológica da margem. É interessante salientar que é clara a compartimentação ao longo dos diferentes setores que circundam a CNB, mesmo antes de analisarmos a ocorrência dos eventos vulcânicos mapeados por este trabalho, possivelmente associados à origem/evolução desta cadeia. O mapa de espessuras sedimentares dos intervalos que precedem 38 Ma (Figura 95), mostra que a compartimentação e o acúmulo sedimentar na região delimitada pelo segmento norte e central da CNB, antes mesmo das principais atividades magmáticas mapeadas por este trabalho. Até mesmo antes de 66 Ma (Figura 63) já podemos observar a ocorrência de sedimentos restritos entre este setor, o que indica que altos estruturais do embasamento já eram barreiras efetivas neste intervalo. Na região da CFN, apesar de não ter sido possível o mapeamento das espessuras sedimentares, a presença do Cânion Oceânico Meso-Equatorial, como já citado, indica a existência de uma cadeia pretérita aos eventos magmáticos da região (Figura 94). A Figura 96, por fim, exhibe como as cadeias vulcânicas influenciam tanto a segmentação estrutural da margem, delimitando regiões com diferentes profundidades e características do embasamento, as espessuras sedimentares parciais e totais e a morfologia da margem, constituindo diferentes domínios e afetando todas essas características de maneiras distintas ao longo da história geológica da margem.

Figura 95 - Mapa de espessura sedimentar pé 38 Ma.



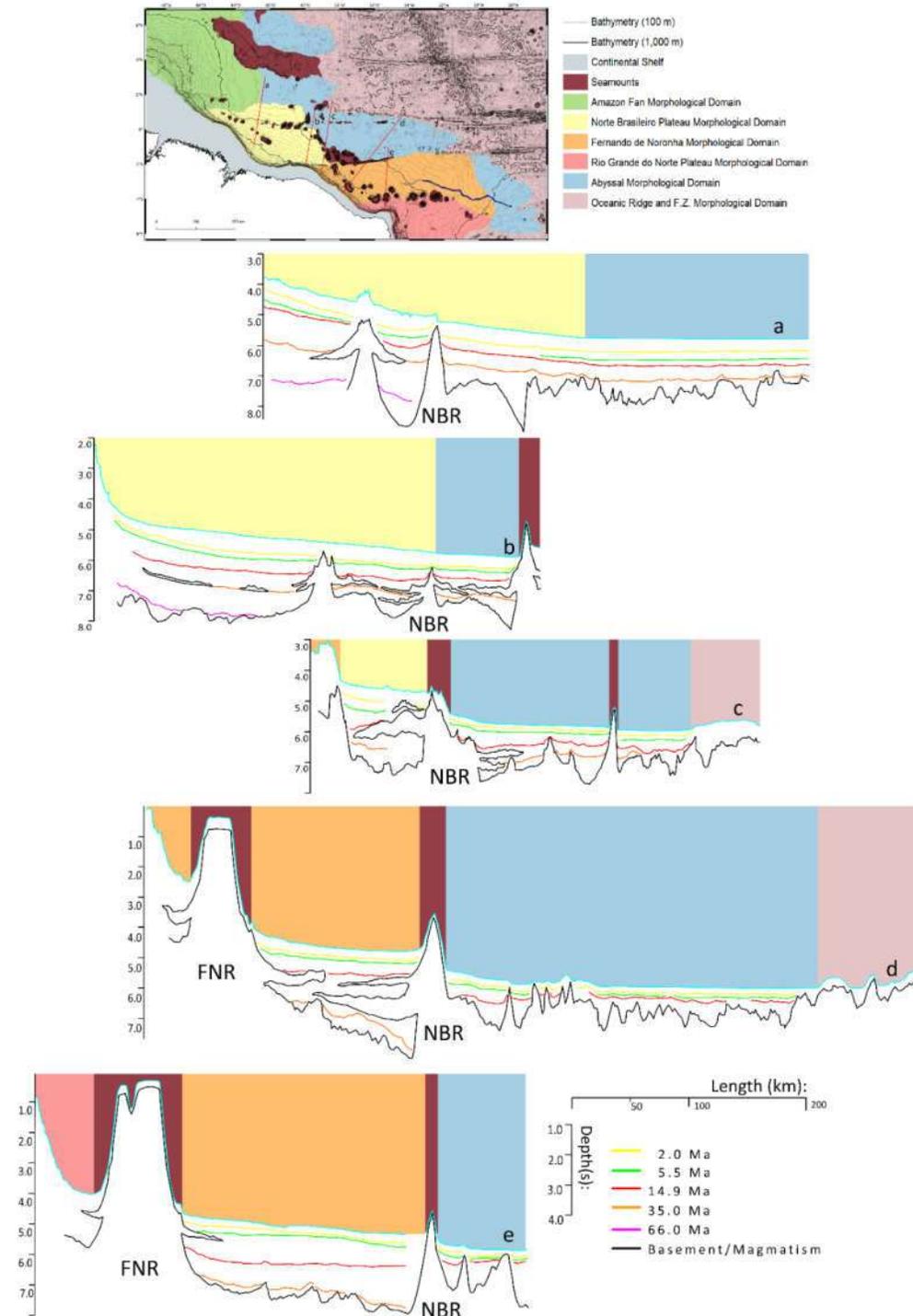
Legenda: Note o desnível sedimentar superior a 1,0 s (twtt) entre a região confinada pela CNB, e a região mais distal, à leste e à norte. Mapa base morfológico LEPLAC 2019.

Fonte: O autor, 2021.

A compartimentação da região da CNB e da CFN, que antecede os principais eventos magmáticos mapeados, nos leva a aventar que estruturalmente essas cadeias, como conhecemos hoje, encontram-se associadas a estruturas pré-existentes. Mas o que poderiam corresponder à essas estruturas preexistentes?

Os segmentos norte e sul da CNB, de orientação E-W, associam-se com uma série calhas: baixos estruturais retilíneos e alongados, com cerca de 40 a 20 km de largura e na ordem de 280 km de extensão (Figura 97). Além disso, no entorno desses baixos estruturais, é possível identificarmos altos retilíneos do embasamento com largura de cerca de 30 km. Com isso, podemos supor a conexão, ao menos espacial, entre as zonas de fratura de Romanche e São Paulo, aos segmentos sul e norte da CNB, respectivamente. Vale ainda ressaltar a inversão de relevo que ocorre no segmento norte da CNB, que possui em seu limite leste, contato direto com uma das calhas da Zona de Fratura de São Paulo (Figura 97 e 98).

Figura 96 - Correlação entre montes submarinos, magmatismo e compartimentação da margem Equatorial Brasileira.

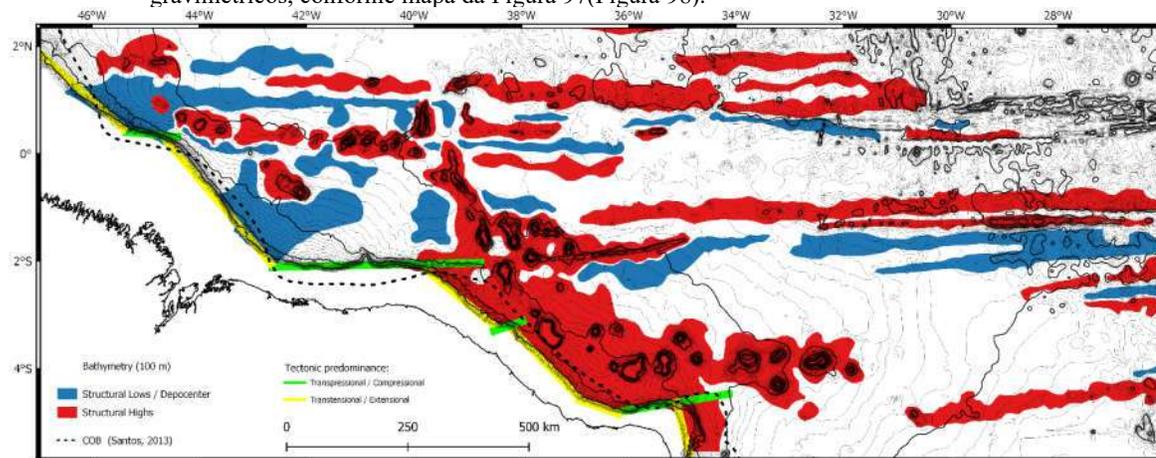


Legenda: Interpretação de perfis sísmicos (em tempo – s, twtt) ao longo da Margem Equatorial, mostrando a compartimentação do embasamento (delimitado pela linha preta), a diferença de espessuras sedimentares (delimitadas pelas diferentes linhas coloridas) e os diferentes domínios morfológicos (exibidos nos mapas e perfis, com o mesmo esquema de cores). Fica nítido a clara influência das cadeias e montes submarinos em todos esses aspectos da margem.

Fonte: O autor, 2021.

Devido ao segmento central da CNB apresentar orientação N30W-S30E, muito similar à direção de abertura do Atlântico Equatorial, evidenciado pela direção da linha de costa e pela quebra da plataforma continental, associada ao fato de ser circundada, por ambos os lados, por sessões de típica crosta oceânica (Azevedo, 1991), é presumível que a cadeia represente uma antiga posição do rift-valley meso-oceânico que pode ter “pulado” para outra longitude durante um antigo episódio tectônico, como proposto por Gorini (1977) e reforçado por Azevedo (1991).

Figura 97 – Mapa estrutural da Margem Equatorial brasileiro, mapeado por meio de dados sísmicos e gravimétricos, conforme mapa da Figura 97(Figura 98).

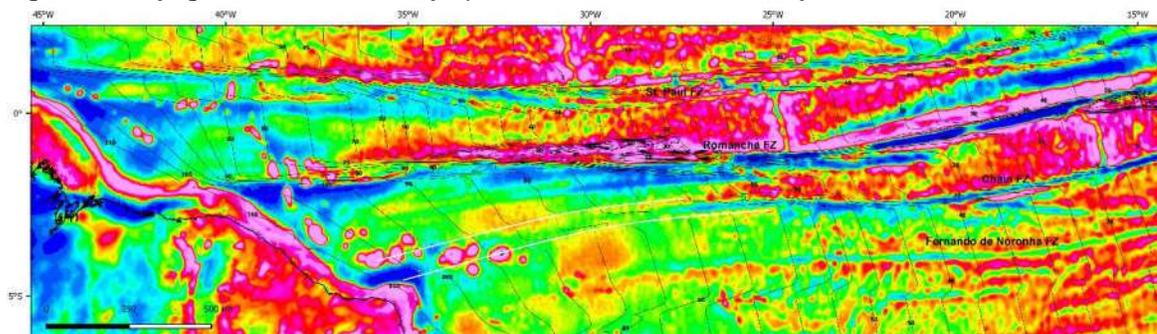


Legenda: Note a ligação, ao menos geográfica, entre o segmento norte e sul da CNB com altos e baixos estruturais lineares que constituem zonas de fratura de São Paulo (segmento norte) e Romanche (segmento sul).
Fonte: O autor, 2021.

Apesar da CFN não estar tão claramente vinculada a zonas de fratura oceânicas, mapas de gravimetria ar-livre (Figura 98), reconhecido por ser uma das melhores ferramentas para mapeamento de zonas de fratura (Cochran, 1973) nos indicam que a posição de parte dos montes submarinos que compõem a CFN coincide com a projeção da Zona de Fratura de Chain, que aparentemente após aproximadamente 90 - 95 Ma, sofreu uma mudança de seu trajeto.

Essas possíveis estruturas pré-existentes (zonas de fratura oceânicas e antigo eixo de espalhamento oceânico), que condicionaram as bacias semiconfinadas da região do Platô Norte Brasileiro e Fernando de Noronha, consistem em estruturas litosféricas profundas, que possivelmente serviram como condutos para o magmatismo mapeado neste trabalho. Podemos supor, portanto, que o magmatismo gerado posteriormente, se aproveitou de estruturas litosféricas pretéritas, que possuíam notável expressão estrutural e morfológica das, aqui denominadas, proto-cadeias Norte Brasileira e Fernando de Noronha.

Figura 98 - Mapa gravimétrico ar-livre da porção sul americana do Atlântico Equatorial.



Legenda: Mapa gravimétrico ar-livre (elaboradas com dados de Topex v 29.1, disponível em https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi) exibindo a continuidade das zonas de fratura oceânica desde a zona transformante, entre os eixos da dorsal meso-oceânica até os flancos da CNB (Zona de Fratura de São Paulo, junto ao segmento norte, e Zona de Fratura de Romanche, conectada ao segmento sul), e da CFN (pela Zona de Fratura de Chain), como indicado pelo baixo gravimétrico indicado pelas linhas contínuas brancas e pela inflexão das isolinhas de estimativas de idades crustais (representadas pelas linhas finas pretas, identificadas em Ma, elaborada por Muller et al., 2008).

Fonte: O autor, 2021.

A reativação e a ocorrência de distintos eventos vulcânicos, sobrepostos e separados ao longo da coluna estratigráfica por uma espessa camada sedimentar, que marca uma fase de quietude magmática local, nos mostram que possivelmente após cessado o magmatismo, este pode fluir preferencialmente por estes locais, reativando antigos condutos vulcânicos e reativando essas zonas de fraqueza litosféricas.

A tendência gradativa de idades dos corpos mapeados nos leva ainda a afirmar que o magmatismo recém gerado migrou na direção N70W-S70E. Essa migração dos eventos vulcânicos, ocorre desde o extremo noroeste da CNB, até o ponto mais externo da CFN, no Monte Submarino Bentes (Figura 91). Com isso, o vulcanismo inicialmente restrito a sul dos Montes Submarinos de Marajó, ocorrido anteriormente a 66 Ma (Figura 85), se propaga para o segmento central e sul da CNB, atingindo sua maior ocorrência (tanto em extensão como em espessura) no intervalo entre 38,0 a 14,9 Ma (Figura 87) e posteriormente, apenas após 14,9 Ma se inicia o magmatismo na CFN, que fica finalmente restrito à CFN em episódios mais recentes que 2,0 Ma (Figura 90).

A correlação cronológica dos MTDs não se mostrou, entretanto, uma boa ferramenta de correlação entre o magmatismo e a evolução da cadeia, aparentemente não sendo clara a relação entre a variação da frequência de ocorrência desses depósitos remobilizados a presença de vulcanismo, por exemplo. Mesmo se distinguindo os depósitos que possuem sua fonte supostamente associada tanto ao gradiente elevado do talude, como às encostas íngremes das cadeias, não foi encontrada claramente esta correlação (Figura 76). A exceção a isso, ocorre nas regiões de subsidência dos segmentos central e sul da CNB, onde preenchendo o espaço recém

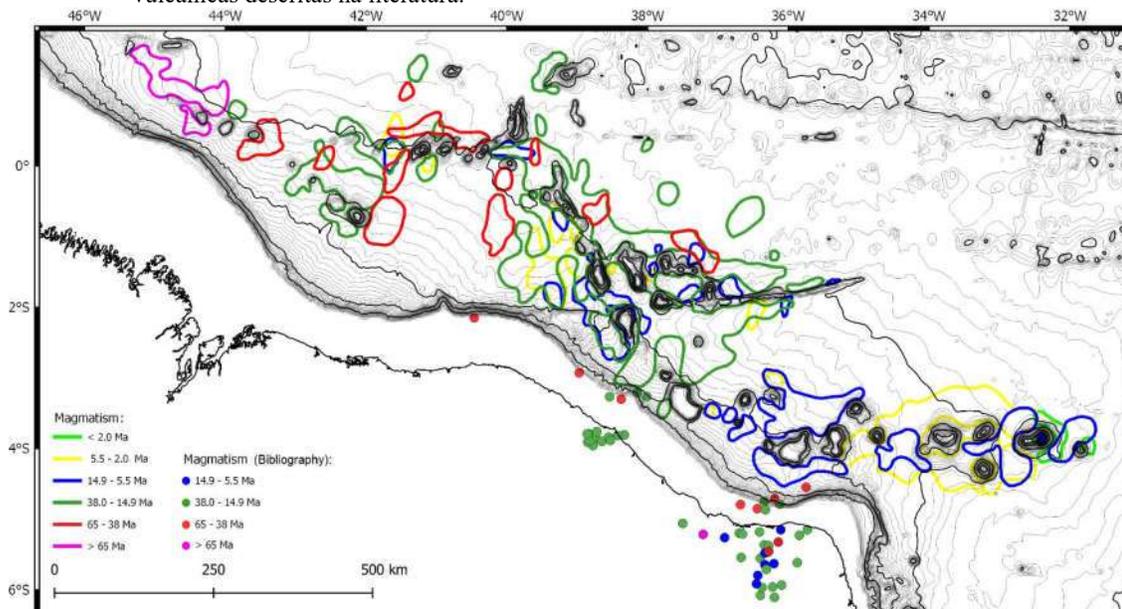
gerado pela subsidência desses segmentos, gerou espaço de acomodação considerável, sendo preenchida com uma série de depósitos de transporte de massa (Figura 93), muito se assemelhando com o analisado por Rees et al. (1993), ao analisar a subsidência flexural associada à Cadeia do Havai (Figura 21).

Na nossa área de estudo, essa subsidência crustal limita-se a porção distal do segmento central e sul do segmento sul da CNB, relacionando-se, ao menos espacialmente, com as porções de maiores espessuras de depósitos magmáticos e aos montes submarinos de maior expressão morfológica da CNB. Essa subsidência, pode ser verificada pelo claro padrão de cunha sedimentar em crescimento, ocorrido durante pouco após 38,0 Ma até cerca de 14,9 Ma, preenchida em grande parte por MTDs (Figura 93). Vale salientar que apesar dessas grandes espessuras em ambas as porções da CNB, a subsidência ocorre somente na sua porção mais distal. Esta subsidência mapeada é compatível com os trabalhos de Hayes e Ewing (1971), que analisando um testemunho obtido sobre os Montes Submarinos de Ceará (localizado conforme Figura 37), sugerem a exposição subaérea e intemperismo, ao menos neste local da sondagem, o que requer, exposição subaérea local possivelmente durante o Eoceno Tardio ao Mioceno Médio (de 33,9 a 11,6 Ma), enquanto que neste trabalho a subsidência está sendo estimada após o horizonte sísmico de 38 Ma até pouco após 14,9 Ma.

Na região da Cadeia Fernando de Noronha, o magmatismo mapeado por este trabalho é inteiramente compatível com o abordado pela bibliografia. A deposição dos corpos vulcânicos identificados por este trabalho associados à CFN como um todo, e especialmente ao redor do Arquipélago Fernando de Noronha, ocorre entre o intervalo de 14,9 a mais recente do que 2,0 Ma, o que se mostra compatível com o encontrado por diversos autores, como Guimarães et al. (2020) por exemplo, que através da datação de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datou as rochas do Arquipélago Fernando de Noronha com idades que variam de 12,5 a 1,3 Ma (Figura 40). Esta boa correlação, reforça a metodologia desenvolvida para este trabalho, ao menos na porção da CFN e sugere a robustez das análises realizadas para o restante da área.

Há ainda uma notável coincidência com as idades dos eventos vulcânicos terciários de Mecejana registrados no continente, próximo à cidade de Fortaleza, com as idades estimadas entre 36 ± 2 a $29,9 \pm 0,9$ Ma, conferindo idade Eoceno superior a Oligoceno tardio (segundo Cordani, 1970; Guimarães et al., 1982; Guimarães et al., 2020), à uma região à aproximadamente 75 km ao sul dos depósitos magmáticos mapeados entre o intervalo de 38.0 a 14.9 Ma, próximos ao Ceará Platô (Figura 99).

Figura 99 - Correlação entre os derrames vulcânicos identificados neste estudo, juntamente com idades de rochas vulcânicas descritas na literatura.



Legenda: Observe a relação entre os eventos magmáticos mapeados (linhas coloridas contínuas) e as datações adquiridas através da análise bibliográfica (pontos, obtidos de Guimarães et al., 2020; Perlingeiro et al., 2013; Misuzaki et al., 2002; Knesel et al., 2011; Sousa et al., 2013; e, Silveira, 2006). Vale salientar ainda que as amostras na porção noroeste do Brasil, que apresentam uma ampla faixa de idades, correspondem principalmente ao lineamento vulcânico Macau-Queimadas com idades que variam de 33,99 a 12,39 Ma (Guimarães et al., 2020), mas que pode apresentar eventos magmáticos datados em 83 ± 03 Ma, possivelmente associados a separação final entre a América do Sul e África (Cenomaniano/Turoniano, segundo Misuzaki, 1998). Mapa base morfológico LEPLAC, 2019.

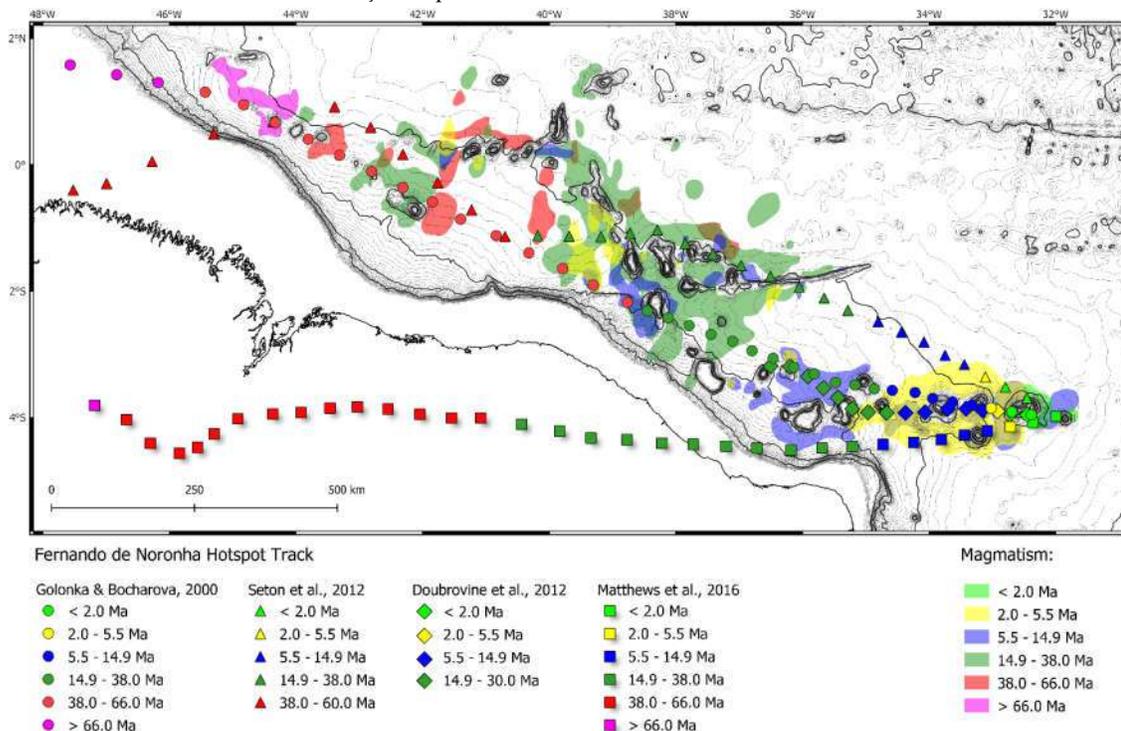
Fonte: O autor, 2021.

Fatores como a aparente migração contínua do magmatismo desde o extremo oeste da CNB ao extremo leste da CFN, além da continuidade em subsuperfície de grande parte dos montes submarinos que compõem a CNB e a CFN, constituem indícios de uma origem / evolução comum para as cadeias. Esta afirmação possui implicações diretas nos modelos de origem e evolução destas feições e da área de estudo como um todo.

A hipótese de uma pluma mantélica / hotspot comumente invocada para explicar a origem da CFN, de trajetória E-W, iniciando-se no magmatismo onshore de Mecejana (como defendido por Mizusaki et al., 2002, por exemplo), deve ser expandida, ganhando maior complexidade, tendo um percurso similar ao defendido por Golonka & Bocharova (2000) - Figura 100. Estimativas do trajeto do hotspot Fernando de Noronha, confeccionados com base em modelos de movimentação de placas de estudos regionais de escalas mais amplas, como os trabalhos desenvolvidos por Seton et al. (2012), Golonka & Bocharova (2020) e Doubrovine et al. (2012), este último considerando apenas os últimos 30 Ma, nos revelam uma certa correlação, tanto espacial, como cronológica, entre os trajetos esperados para a pluma Fernando de Noronha e o magmatismo mapeado neste trabalho (Figura 100).

O deslocamento do magmatismo mapeados neste trabalho, ocorre a uma taxa média de aproximadamente 22,1 km/Ma, compatível com a velocidade de formação de montes submarinos, comumente atribuídos à hotspots, que segundo Gripp & Gordon (2006) é em média de 20 a 40 km/Ma. Ao analisarmos ainda a velocidade estimada para a movimentação da placa sul americana, nos últimos 65 Ma, realizada por Silver et al. (1998), chegamos a estimativa de uma velocidade média de 20,5 km/Ma, valor bem próximo ao estimado para a formação do magmatismo mapeado neste trabalho, o que pode indicar uma correlação entre a formação/migração deste magmatismo e a movimentação da placa.

Figura 100 - Magmatismo mapeado e estimativas de trajeto do hotspot Fernando de Noronha, utilizando diferentes modelos de movimentação de placas.



Legenda: Símbolos que demarcam o trajeto do hotspot Fernando de Noronha encontram-se espaçados a cada 2 Ma. Repare que com exceção do modelo de Matthews et al. (2016), de orientação predominantemente E-W, há uma boa correlação tanto espacialmente para o trajeto pontual estimado do hotspot, como cronologicamente relativamente compatível com o magmatismo mapeado por este trabalho. Vale salientar que estes modelos de reconstrução paleogeográfica possuem escalas mais amplas que este trabalho, o que pode ser responsável pela falta de detalhamento e de um melhor ajuste para o Atlântico Equatorial, região notoriamente conhecida como sendo de difícil reconstrução (Basile et al. 2005).

Fonte: O autor, 2021.

Além disso, a análise petrológica e geoquímica de rochas dragadas da CNB, realizada em parceria entre o projeto LEPLAC e a Université de Bretagne Occidentale, demonstra através da homogeneidade composicional dos 3 segmentos da CNB que ambos formam uma feição geológica única e contínua, originados pela fusão de uma única fonte mantélica de composição

bastante homogênea, com características isotópicas semelhantes a uma pluma mantélica, por vezes contaminada por material com afinidade isotópica de crosta continental superior (Hémond & Révillon, 2012).

A hipótese que correlaciona o magmatismo mapeado neste trabalho à pluma Fernando de Noronha pode ainda estar associada, à eventos vulcânicos mapeados no continente e plataforma continental (Figura 99), principalmente na região do magmatismo de Mecejana. Esta origem comum que explica o vulcanismo continental e oceânico, é fortalecida ainda pela contaminação por material possivelmente proveniente da crosta continental superior encontrada nas amostras dragado na CNB.

Portanto após a análise dos dados disponíveis e dos resultados obtidos, a hipótese mais plausível que correlaciona o magmatismo com idades que gradualmente variam da direção NW-SE, correlaciona a geração de um magmatismo em pulsos que migram constantemente, compatível com a passagem de uma pluma mantélica, que se aproveitou de estruturas pré-existentes litosféricas profundas (zonas de fratura oceânicas e um centro de espalhamento abortado, como mostrado na Figura 101).

Outras hipóteses tentam explicar a geração do magmatismo, sem a necessidade de uma pluma mantélica e um ponto quente:

- a) Movimentação lateral litosférica (causada por mudança de pólo de rotação ou pela simples acomodação), conseqüente alívio de pressão e fusão mantélica parcial:

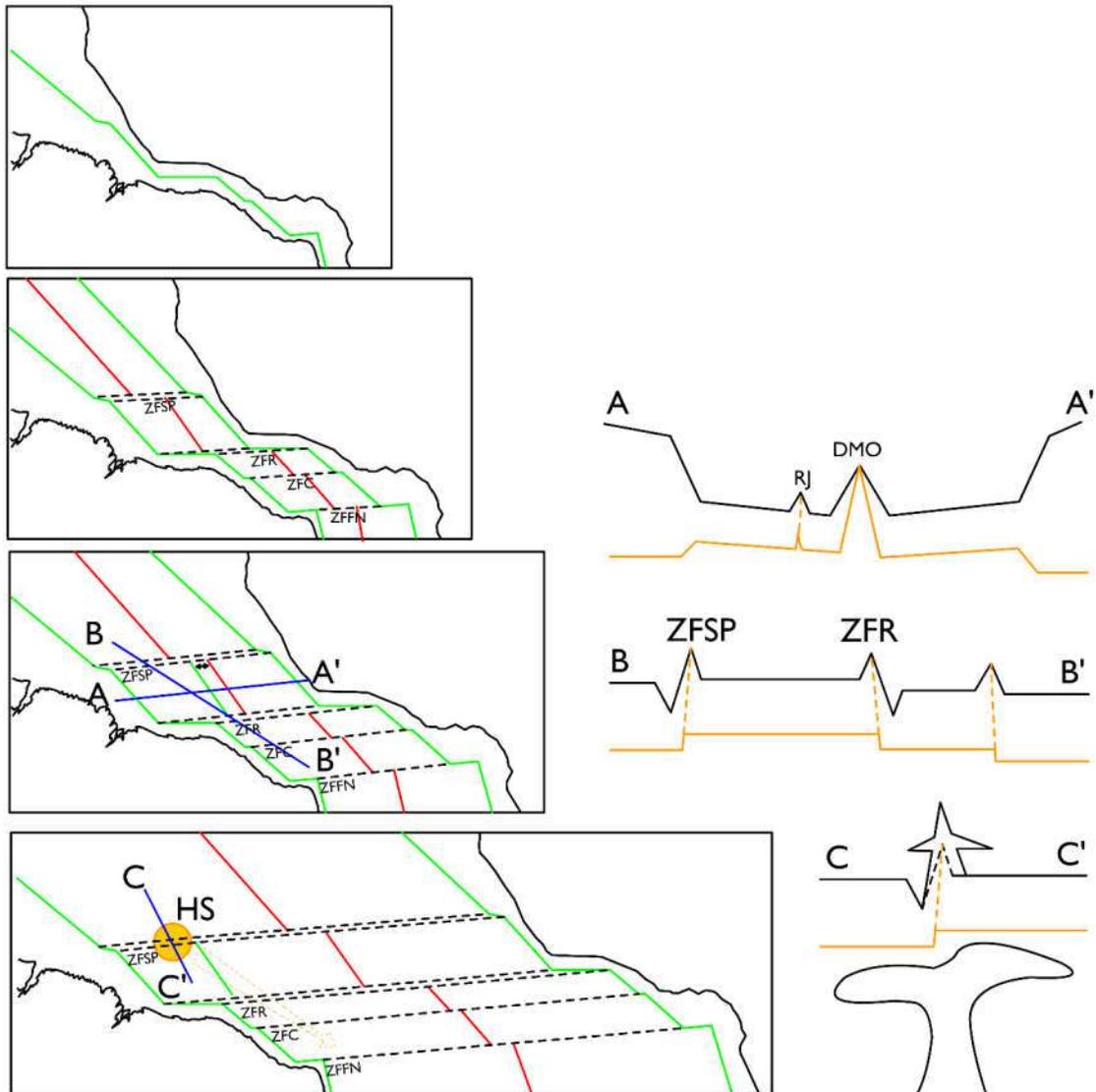
Le Pichon e Hayes (1971) sugerem que possivelmente a CNB resultou na maior mudança de polo de rotação entre as placas da África e da América do Sul, enquanto que Almeida, 1956 (apud. Ulbrich et al, 2004), baseado na correlação entre a CFN e a Zona de Fratura de Fernando de Noronha, associa pequenos deslocamentos desta zona de fratura e conseqüente acomodação litosférica, alívio de pressão e fusão parcial de baixo grau do manto, como a causa do magmatismo que se estende desde a Formação Mecejana à Ilha de Fernando de Noronha.

Esta hipótese discorre sobre o magmatismo gerado por fraturamento por tectônica extensional, como defendido por Kopp et al. (2003) que afirmam que uma alteração na direção de espalhamento pode induzir extensão ao longo de zonas de fratura, onde o magma pode ascender à superfície e por Anderson (2002), que afirma que o alívio de pressão gerado, descompressão mantélica e conseqüente magmatismo, ocorre em taxas que dependem de

fatores como *stress* e espessura litosféricas, quantidade de fusão pré-existente e a quantidade de voláteis.

Com isso, essa hipótese tenta explicar a ocorrência magmática, considerando um magmatismo relativamente simultâneo à abertura do Atlântico. Entretanto, conforme mapeado neste trabalho o magmatismo ocorreu sob uma crosta oceânica relativamente estável e fria de 40-50 Ma de idade, na região da CNB, e com cerca de 90 Ma, para a CFN (pela diferença de idades apresentadas nas Figuras 91 e 98), além da presença de corpos magmáticos no continente com idades correlatas, que dificultam a hipótese de geração magmática devido à movimentação litosférica oceânica lateral, e consequente alívio de pressão. Qualquer ajuste ou rotação de placa litosférica tende ainda a ocorrer principalmente próximo à cordilheira meso-oceânica, na região de maior movimentação e, conseqüentemente, gerar descompressão mantélica em porções proximais, de crosta recém criada, instável e aquecida, diminuindo de importância à medida que se distancia do eixo mais próximo à dorsal (Figura 102). Essa ideia é corroborada pelo proposto por Fornari et al. (1987) que afirma que a origem preferencial dos montes submarinos perto das zonas de fratura oceânica (assim como nas falhas transformantes e nos centros de espalhamento sobrepostos) está associada a processos petrológicos e tectônicos próximos ao eixo de espalhamento, onde a crosta é comumente fraturada por mais de um conjunto de fraturas, havendo maior disponibilidade de condutos magmáticos.

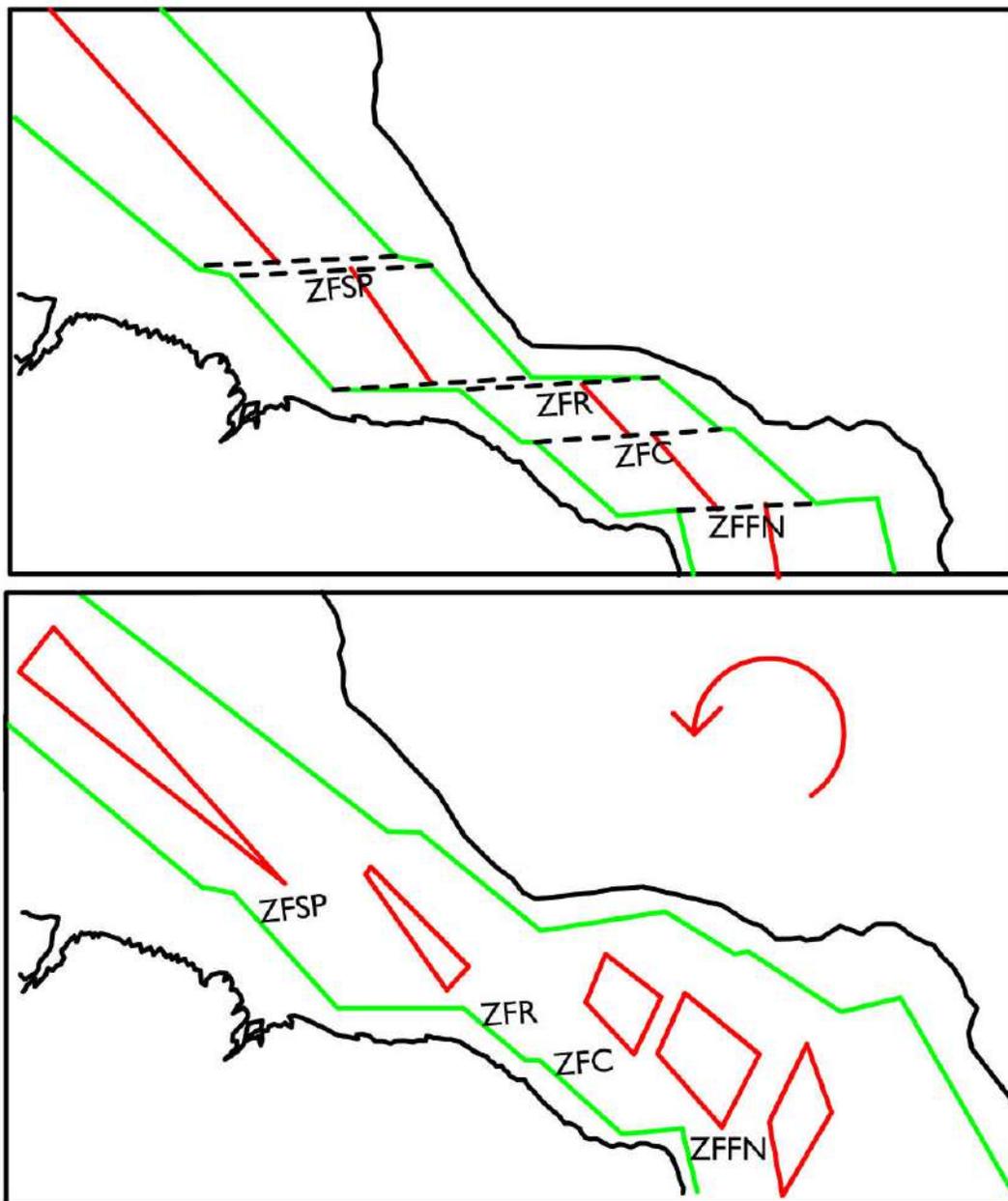
Figura 101 - Modelo evolutivo da interação entre uma pluma mantélica e as fraturas pré-existentes.



Legenda: Modelo de interação entre a Zona de Fratura de São Paulo (ZFSP), Zona de Fratura de Romanche (ZFR) Zona de Fratura de Chain (ZFC) e Zona de Fratura Fernando de Noronha (ZFFN), a dorsal abortada (*ridge-jump* - RJ) e uma pluma mantélica / Hotspot (HS). Essas zonas de fraqueza litosférica profunda (como mostrado nos perfis A-A' e B-B') serviram de conduto para o magmatismo gerado pela passagem dessa pluma mantélica, conduzindo magmatismo responsável pelo crescimento vertical das cadeias e dos derrames vulcânicos mapeados neste trabalho (perfil C-C'), ao longo da CNB e CFN.

Fonte: O autor, 2021.

Figura 102 - Esquema de rotação de placas litosféricas na margem Equatorial Brasileira.



Legenda: Esquema ilustrativo de rotação de placas litosféricas rígidas, onde há mudança de pólo de rotação próximo à Zona de Fratura de São Paulo (ZFSP), anti-horário de cerca de 10° , mostrando como a compressão (ao norte da ZFSP) e a decompressão (a sudeste), ocorrendo próximo ao eixo de espalhamento da cordilheira meso-oceânica.

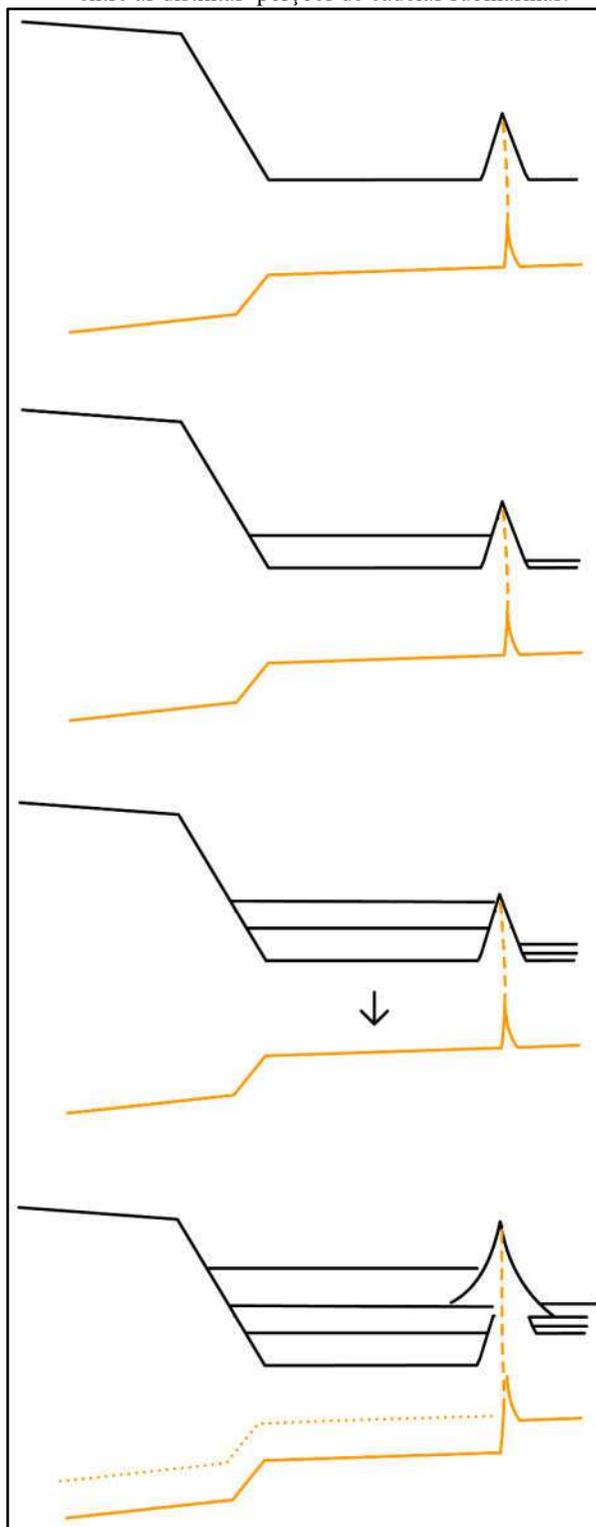
Fonte: O autor, 2021.

- b) Sobrecarga flexural local causada pela concentração sedimentar anômala, gerando alterações locais da pressão isostática:

Gorini (1977), observando a concentração anômala de sedimentos e a subsidência de crosta oceânica na região do Platô Norte Brasileiro, delimitado pelos segmentos norte e central da CNB, aventa que a sobrecarga isostática causada pela concentração sedimentar, pode ter propiciado a flexural litosférica, desequilíbrio da pressão isostática e por fim magmatismo. Tal magmatismo pode ocorrer em pulsos, em razão do balanço entre sedimentação/flexura x alívio de pressão/magmatismo (Figura 103).

O fato da subsidência anômala do embasamento da região, além da concentração sedimentar, encontrados neste trabalho, corroboram com as premissas levantadas por Gorini (1977). Entretanto além de não abordar um magmatismo comum entre a CNB e a CFN (que não pode ser explicado com base nesta hipótese, visto que na região da CFN não há uma anomalia sedimentar ou um desnível crustal significativo que justifique uma flexura litosférica e desequilíbrio isostático), seria necessária uma constante deposição sedimentar e flexura litosférica espacialmente constante, gradualmente de E-W, a uma taxa similar ao movimento da placa sul americana, o que parece improvável. Além do mais, movimentar uma litosfera oceânica com dezenas de milhões de anos de formação, em especial na região da CFN, não é algo simples ou corriqueiro.

Figura 103 - Hipótese de magmatismo gerado pela sedimentação anômala entre as distintas porções de cadeias submarinas.



Legenda: Esquema proposto por Gorini (1977) que correlaciona o magmatismo gerado em pulsos, devido a concentração de sedimentação e consequente flexura litosférica e alívio de pressão/magmatismo.

Fonte: O autor, 2021.

CONCLUSÃO

O trabalho desenvolvido revela informações inéditas sobre a margem equatorial brasileira e bacia oceânica adjacente.

A análise morfológica dos montes submarinos evidencia a imponência dos montes que compõem tanto a CNB como a CFN. A forma dos montes submarinos se mostrou ainda uma ferramenta rápida e direta para correlacionarmos importantes informações sobre a origem e evolução dos montes que compõem as cadeias, como: ocorrência de distintos eventos de reativação, stress regional, idade de formação, dentre outros.

A morfologia da margem como um todo nos indica ainda como as cadeias funcionam como elementos de compartimentação da margem, que com exceção do segmento norte da CNB, funcionam impondo desníveis batimétricos entre as suas porções, além de delimitar distintos padrões morfológicos evidenciados pelas curvas batimétricas. A verificação de um pedestal contínuo em subsuperfície interligando a quase totalidade dessas cadeias nos revelam a causa dessa segmentação da margem

Ao analisarmos os perfis sísmicos, o desnível de espessuras sedimentares dentre todos os segmentos das cadeias fortalece a existência de uma compartimentação estrutural imposta pela cadeia, que ao menos na região do segmento norte da CNB ocorre desde antes de 66,0 Ma.

Corpos magmáticos depositados ao longo da coluna estratigráfica, também foram mapeados, caracterizados como eventos vulcânicos e correlacionados espacial e cronologicamente com a evolução dos montes submarinos que compõem ambas as cadeias, dentre os demais montes da margem. Tal correlação, desses corpos conectados lateralmente aos montes, nos indica uma gradação decrescente de idades na direção N70W-S70E, à uma taxa média de 22,1 km/Ma, desde o noroeste da CNB, a sul dos montes submarinos Marajó, até o ponto mais externo da CFN, no Monte Submarino Bentes. Esta migração nos leva a propor uma natureza comum e uma evolução relativamente gradual e contínua, para ambas as cadeias, à uma taxa compatível e um trajeto esperado para a placa sul americana.

A correlação espacial e a relação com estruturas do embasamento, nos levam a aventar ainda que o magmatismo mapeado, também relacionado com o crescimento dos montes, se aproveitou de estruturas pré-existentes: a Zona de Fratura de São Paulo e de Romanche, para os segmentos norte e sul da CNB, a Zona de Fratura de Chain para a CFN, e um possível *ridge-jump* para o segmento central da CNB, ambas estruturas litosféricas profundas.

Tais indícios, assim como resultados análises geoquímicas realizadas com amostras da CNB (que indicam que a cadeia foi originada pela fusão de uma única fonte mantélica homogênea, contaminada por material de crosta continental superior, segundo Hémond & Révillon, 2012), indicam que o mecanismo mais provável para a geração desse magmatismo é a interação entre a pluma mantélica de Fernando de Noronha e a placa sul americana.

Com isso, o trabalho aqui desenvolvido, além de contribuir com a compreensão das zonas de fratura oceânica da margem Equatorial; da evolução das cadeias Norte Brasileira e Fernando de Noronha, da configuração; sedimentação e evolução da margem equatorial brasileira, aborda aspectos morfológicos e sísmicos interessantes que podem ser utilizados no estudo de cadeias e montes submarinos em geral, suas origens e evolução, os mecanismo de evolução sedimentar em compartimentos tectônicos e a interação de eventos geotectônicos com o desenvolvimento de montes submarinos e de uma margem continental.

Além disso, a reativação magmática descrita neste trabalho pode inclusive se estender e estar correlacionada com o magmatismo continental, mostrando-se pervasivo nas bacias Pará-Maranhão e Barreirinhas, por exemplo. Tal fato, pode influenciar não somente a história evolutiva de cada bacia isoladamente e em diferentes níveis e escalas, como também da maturação de óleo e gás associadas, podendo também possuir um viés econômico relevante.

REFERÊNCIAS

- Aiello, G.; Marsella, E.; Passaro, S., 2012, Stratigraphic and structural setting of the Ischia volcanic complex (Naples Bay, Southern Italy) revealed by submarine seismic reflection data, *Rendiconti lincei / Scienze fisiche e naturali*, 23, p. 387-408.
- Alberoni, A. A. L.; Jeck, I. K.; Silva, C. G. ; Torres, L. C., 2019. The new Digital Terrain Model (DTM) of the Brazilian Continental Margin: detailed morphology and revised undersea feature names. *Geo-Marine Letters* , v. 1, p. 1-16.
- Almeida, F.F.M., 2006. Ilhas oceânicas brasileiras e suas relações com a tectônica atlântica: *Terrae Didatica*, v. 2, p. 3-18.
- Almeida F.F.M., 1956. *Geologia e Petrografia do Arquipélago de Fernando de Noronha*. Rio de Janeiro: Div. Geol. Miner.:181 p. (Monogr. XIII)
- Anderson, D.L., 2002, Occam's razor; Simplicity, complexity and global geodynamics: *Proceedings of the American Philosophical Society*, v. 146, p. 56–76
- Anderson D.L. 2000. The thermal state of upper mantle; no role for mantle plumes. *Geoph. Res. Lett.*, v. 27, p. 3623-3626.
- Attoh, K., Brown, L., Guo, J., Heanlein, J. 2004. Seismic stratigraphic record of transpression and uplift on the Romanche Transform Margin, offshore Ghana. *Tectonophysics*, v. 378, p. 1 – 16.
- Asmus, H.E. 1978. Hipóteses sobre a Origem dos Sistemas de Zonas de Fratura Oceânicas / alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil, *Série Projeto REMAC*, n. 4.
- Azevedo, R. 1991. *Tectonic Evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basins*. Tese submetida para obtenção do título de Doctor of Phylosophy na Universidade de Londres.
- Basile, C., 2015. Transform continental margins – Part 1: Concepts and models. *Tectonophysics*, v. 661, p. 1 – 10.
- Batiza, R.; Vanko, D.; 1983. Volcanic development of small oceanic central volcanoes on the flanks of the East Pacific Rise inferred from narrow-beam echo-sounder surveys. *Marine Geology*, v.54, p.53 – 90.
- Beutel, E.K., Nomade, S., Fronabarger, A.K., Renne, P.R., 2005. Pangea's complex break -up: new Mesozoic dike and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 236, p. 471–485.
- Bizzi, L. A.; Schobbehaus, C.; Gonçalves, J.H.; Baars, F.J.; Delgado, I.M.; Abram, M.B.; Leão Neto, R.; Matos, G.M.M.; Santos, J.O.S., 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM, p. 674.

- Bonatti, E., Honnorez, J. 1976. Sections of the Earth's crust in the equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, v. 81, n. 23, p. 4104-4116.
- Bonatti, E. 1978. Vertical tectonism in oceanic fracture zones. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 37, n. 3, p. 369 – 379.
- Bonatti, E.; Ligi, M.; Gasperini, L.; Peyve, A.; Raznitsin, Y.; Chen, Y.J., 1994. Transform migration and vertical tectonics at the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic. , 99(B11), 21779–21802.
- Bonatti, E., Harrison, C.G.A., 1988. Eruption styles of basalt in oceanic spreading ridges and seamounts: effect of magma temperature and viscosity. *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 2.967 – 2.980.
- Braga A.P.G. et al. 1981. Geologia da região nordeste do Estado do Ceará. Projeto Fortaleza. Brasília. *Geologia*, v. 12, Seção Geologia Básica 9.
- Briden, J.C.; Gass, I.G., 1974. Plate movement and continental magmatism. *Nature*, v. 248, p. 650 – 653.
- Bryan, G.M.; Kumar. N.; Castro, P.J.M., 1972. The North Brazilian Ridge and the extension of the Equatorial Fracture Zones into the continent: *Anais do XXVI Congresso Brasileiro de Geologia*.
- Bryan, S.E., Ernst, R.E., 2008. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs). *Earth - Science Reviews*, v. 86, p. 175 – 202.
- Campos, C.W.M.; Ponte, F.C.; Miura, K., 1974. Geology of the Brazilian Continental Margin, in. *The Geology of Continental Margins*, C. A. Burk et al. (eds.), Springer Science, p. 447 – 461.
- Carracedo, J.C.; Troll, V.R.; Zaczek, K.; Rodriguez-Gonzalez, A.; Soler, V.; Deegan, F.M., 2015. The 2011-2012 submarine eruption off El Hierro, Canary Island: New lessons in oceanic island and volcanic crisis management. *Earth-Science Reviews*, v. 150, p. 168-200.
- Chang, P.; Zhang, R.; Hazeleger, W.; Wen, C.; Wan, X.; Ji, L.; Haarsma, R.; Breugem, W. P.; Seidel, H., 2008. An oceanic bridge between abrupt changes in North Atlantic climate and the African monsoon. *Nature Geosciences*, v. 1, p. 444–448.
- Chouldri, M.; Nemcok, M. 2017, Morphology of Hotspot, in. *Mantle Plumes and Their Effects*, SpringerBriefs in Earth System Sciences
- Clouard, V.; Bonneville, A.; Barszczus, H.G., 2000, Size and depth of frozen magma chambers under atolls and islands of French Polynesia using detailed gravity studies, *Journal Geophysical Research*, v. 105, v. 8.173 – 8.192.
- Cochran J.R. , 1973. Gravity and magnetic investigations in the Guiana Basin, Western Equatorial Atlantic, *Bull. geol. Soc. Am.*, v. 84, p. 3249–3268.

- Coffin, M.F.; Eldholm O., 1994. Large Igneous Province: Crustal Structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics*, vol. 32, p. 1-36.
- Coffin, M.F.; Duncan, R.A.; Eldholm, O.; Fitton, J.G.; Frey, F.A.; Larsen, H.C.; Mahoney, J.J.; Saunders, A.D.; Schlich, R.; Wallace, P.J., 2006. Large Igneous Provinces and Scientific Ocean Drilling – Status quo and a look ahead. *Oceanography*, v. 19, p. 150-160.
- Condé, V.C., Lana, C.C., Pessoa, C., Roesner, E.H., Marinho, J., Neto, D.M. and Dutra, D.C., 2007. Bacia do Ceará: *Boletim de Geociencias da Petrobras*, v. 15, p. 347–355.
- Cordani, U.G., 1970. Idade do Vulcanismo do Oceano Atlântico Sul. *Bol. Inst. Geoc. Astron. USP*, v. 1, p. 9-75.
- Courtillot, V.; Jaupart, C.; Manighetti, P.; Tapponier, P.; Besse, J., 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 166, p. 177–195.
- Courtillot, V.; Davaille, A.; Besse, J.; Stock, J., 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 205, p. 295-308.
- Cruz, A.M.; Reis, A.T.; Suc, J.P.; Silva, C.G.; Praeg, D.; Granjeon, D.; Rabineau, M.; Popescu, S.M.; Gorini, C., 2019. Neogene evolution and demise of the Amapá carbonate platform, Amazon continental margin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, v. 105, p. 185-203.
- Cruz, A.M., 2018. Integrated geological and geophysical studies applied to understanding of the Offshore Amazon Basin. Thèse de doctorat en Géologie, Ecole doctorale Géosciences Ressources Naturelles et Environnement – Sorbonne Université.
- Davison, I., 2007. Geology and tectonics of the South Atlantic Brazilian salt basins. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 272, p. 345-359.
- Damuth, J. E. 1975. Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Marine Geology*, v. 18, n. 2, p. 17-45.
- Damuth, J.E.; Gorini, M.A., 1976. The Equatorial Mid-Ocean Canyon: A relict deep-sea channel on the Brazilian continental margin. *Geological Society of America Bulletin*, v. 87, p. 340-346.
- Das, P.; Iyer, S.; Kodagali, V.N., 2007. Morphological characteristics and emplacement mechanism of the seamounts in the Central Indian Ocean Basin. *Tectonophysics*, v. 443, p. 1 – 18
- Dobrovine, P.V.; Steinberger, B.; Torsvik, T.H., 2012. Absolute plate motions in a reference frame defined by moving hot spots in the Pacific, Atlantic, and Indian oceans. *Journal of Geophysical Research*, v. 117, B09101.

- Dykstra, M.; Garyfalou, K.; Kertznus, V.; Kneller, B.; Milana, J.P.; Molinaro, M.; Szuman, M.; Thompson, P.; 2011. Mass-transport deposits: Combining outcrop studies and seismic forward modeling to understand lithofacies distributions, deformation, and their seismic stratigraphic expression, in Shipp, R.C., Weimer, P., and Posamentier, H.W., eds., *Mass Transport Deposits in Deepwater Settings: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication*, v. 96, p. 293–310.
- Ernesto, M., 2006. Drift of South American Platform since Early Cretaceous: Reviewing the apparent polar wander path. *Geociências UNESP*, v. 25, p. 83-90
- Ernesto M. 2005. Paleomagnetism of the post Paleozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform: questioning the mantle-plume model. In: P. Comin-Chiaramonti & C. B. Gomes, eds. *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp/Fapesp. p. 689-705.
- Ferrari A.L.; Riccomini C., 1999. Campo de esforços plio-pleistocênico na Ilha de Trindade (Oceano Atlântico Sul, Brasil) e sua relação com a tectônica regional. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 29, p. 195-202.
- Fodor, R.V.; Sial, A.N.; Gandhok, G., 2002. Petrology of spinel peridotite xenoliths from northeastern Brazil: lithosphere with a high geothermal gradient imparted by Fernando de Noronha plume. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 199-214.
- Fodor, R.V.; Mukasa, S.B.; Sial, A.N., 1998. Isotopic and trace-element indications of lithospheric and asthenospheric components in Tertiary alkalic basalts, northeastern Brazil. *Lithos*, v. 43, p. 197-217.
- Fornari, D.J.; Batiza, R.; Allan, J.F. 1987, Irregularly Shaped Seamounts near the East Pacific Rise: Implications for Seamounts origin and Rise Processes In: Keating, B.H., Fryer, P., Batiza, R., Boehlert, G.W. (eds.). *Seamounts, islands and atolls*. Geophysical Monograph, v. 43, p. 35 – 47.
- Foulger, G.R., 2007, The “plate” model for the genesis of melting anomalies, in Foulger, G.R., and Jurdy, D.M., eds., *Plates, plumes, and planetary processes: Geological Society of America Special Paper 430*, p. 1–28.
- Francheteau, J.; Le Pichon, X., 1972. Marginal Fracture Zones as Structural Framework of Continental Margins in South Atlantic Ocean. *AAPG Bulletin*, v. 56, p. 991-1007.
- Freund, R., 1974. Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, v. 21, p. 93-134.
- Frey-Martinez, J.; Cartwright, J.; and James, D., 2006. Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: A 3D seismic characterization. *Marine and Petroleum Geology*, v. 23, p. 585–604.
- Gerlach, D.C.; Stormer Jr., J.C.; Mueller, P.A., 1987. Isotopic geochemistry of Fernando de Noronha. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 85 p. 129-144.

- Golonka, J.; Bocharova, N.Y., 2000. Hot spot activity and break-up of Pangea. *Paleography, Paleoclimatology, Palaeocology*, v. 161, p. 49-69
- Gomes, P.O. 2005. Tectonismo, Vulcanismo, Sedimentação e Processos Erosivos no Segmento Nordeste da Margem Continental Brasileira. Doutorado (Tese submetida como requisito parcial à obtenção do grau de doutor). Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil.
- Gorini, M.A. 1977. The Tectonic Fabric Of The Equatorial Atlantic And Adjoining Continental Margins: Gulf Of Guinea To Northeastern Brazil. Doutorado (Thesis Submitted For The Degree Of Philosophy In The Faculty Of Pure Science)- Columbia University, EUA
- Gregg, T.K.P., Fink, J.H., 1995. Quantification of submarine lava-flow through analog experiments. *Geology*, v. 23, p. 73-76.
- Gripp, A.E.; Gordon, R.G., 2002. Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophysical J. Int.*, v.150, p. 321–361.
- Guimarães, I.P.; Sial, A.N.; Silva Filho, A.F., 1982. Petrologia e geoquímica da província alcalina terciária Fortaleza, Ceará. In. *Cong. Bras. Geol.*, 32, Salvador, p. 577-588
- Guimarães, A. R.; Fitton, J. G.; Kirstein, L. A.; Barfod, D. N., 2020. Contemporaneous intraplate magmatism on conjugate South Atlantic margins: A hotspot conundrum. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 536, p. 1-8.
- Hayes, D.E.; Ewing, M., 1970. North Brazilian Ridge and Adjacent Continental Margin. *The American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 54, p. 2.120-2.150.
- Hémond, C.; Révillon, S., 2012. Petrological and geochemical study of - Vitória-Trindade Ridge and Trindade and Martim Vaz Islands – Norte Brazial Ridge – Final Report. Relatório interno confeccionado pela Université de Bretagne Occidentale para a FEMAR/LEPLAC.
- Hess, H. H.; 1946. Drowned ancient islands of the Pacific Basin, *American Journal of Science*, v. 244, p. 772 – 791.
- Hinze, W.J.; von Frese, R.R.B.; Saad, A.H. 2013 *Gravity and magnetic Exploration – Principles, Practices, and Applications*, Cambridge University Press, 512 p.
- Holcomb, R.T., Moore, J.G., Moore, P.W.L., Belderson, R.H., 1988. Voluminous submarine lava flows from Hawaiiin volcanoes, *Geology*, v. 16, p. 400 – 404.
- Houtz, R.E.; Ludwig, W.J.; Milliman, J.D.; Grow, J.A., 1977. Structural of the northern Brazilian continental Margin: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 711-719.
- Infante-Paez, L., Marfurt, K.J. (2017). Seismic expression and geomorphology of igneous bodies. A Taranaki Basin, New Zealand case study. *Interpretation*. v. 5. p. SK121-SK140.

- Iyer, S.D.; Das, P.; Kalangutkar, N.G.; Mehta, C.M., 2012. Seamounts – Windows of opportunities and the Indian scenario. *Current Science*, v. 102, p. 1.382 – 1.391
- Iyer, S.D.; Mehta, C.M.; Das, P.; Kalangutkar, N.G, 2012. Seamounts – Characteristics, formation, mineral deposits and biodiversity. *GeologicaActa*, v. 10, p. 295 – 308
- Knesel, K.M., Souza, Z.S., Vasconcelos, P.M., Cohen, B.E., Silveira, F.V., 2011. Young volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a trace of the Fernando de Noronha plume on the continent. *Earth Planet. Sci. Lett.* 302, 38–50.
- Kopp, H.; Kopp, C.; Morgan, J.P.; Flueh, E. R.; Weinrebe, W; Morgan, W. J. 2003. Fossil hot spot-ridge interaction in the Musicians Seamount Province: Geophysical investigations of hot spot volcanism at volcanic elongated ridges. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, p. 20
- Jones, E.J.E.; McMechan, G.A.; Zeng, X., 2015, Seismic evidence for crustal underplating beneath a large igneous province: The Sierra Leone Rise, equatorial Atlantic, *Marine Geology*, v. 365, p. 52 – 60
- Le Pichon, X.; Hayes, D. E., 1971. Marginal Offsets, Fracture Zones and the Early Opening of the South Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, v. 76:2 p. 6283 – 6293.
- Le Pichon, X.; Talwani, M., 1964. Gravity survey of a seamount near 35°N 46°W in the North Atlantic: *Marine Geology*, v. 2, p. 262-277.
- LEPLAC, 2019. Physiographic Brazilian margin map, LEPLAC / Diretoria de Hidrografia e Navegação (Marinha do Brasil), [accessed in: December 23, 2020]. <https://www.marinha.mil.br/dhn/?q=node/24>
- Lowrie, A.; Smoot, B.; Batiza, R. 1986. Are Oceanic Fracture Zones locked and strong or weak? New evidence for volcanic activity and weakness, *Geology*, Vol. 14, p. 242-245.
- Macdonald, D.I.M; Moncrieff, A.C.M.; Butterworth, P.J., 1993. Giant slide deposits from a Mesozoic forearc basin, Alexander Island, Antarctica: *Geology*, v. 21, p. 1047–1050.
- Masle, J., 1976. Atlantic-type Continental Margins: Distinction of two basic structural types; *An. Acad. Bras. Ciênc.*, v. 48, p. 149 – 155.
- Masle, J., Blarez, E., 1987. Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast-Ghana Continental margin, *Nature*, v. 326, p. 378 – 381.
- Matthews, K.J.; Maloney, K.T.; Zahirovic, S.; Williams, S.E.; Seton, M.; Müller, R.D., 2016. Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic. *Global and Planetary Change*, v. 146, p. 226-250.
- Matos, R.M.D.; Norton, I.; Casey, E.; Krueger, A., 2019. An orthogonal zone between the Equatorial and South Atlantic margins: relevance and control in the evolution of the Afro-Brazilian basins. 16th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil, 19-22 August 2019.

- Matos, R.M.D. de; Medeiros, W.E.; Jardim de Sá, E.J., 2004. The Pernambuco-Paraíba Basin: A Unique Example of Extensional Deformation in the Northeastern Brazilian Margin. Inter MARGINS Workshop: “Modeling the Extensional Deformation of the Lithosphere” (IMEDL) Pontresina (Swiss Alps), July 11-16.
- Matos, R.M.D., 2000. Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic, Geophysical Monograph, v. 115, p. 331 – 354
- McHone, J.G., 2000. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the Central Atlantic Ocean. Tectonophysics, v. 316, p. 287–296.
- Melson, W.G., Hart, S.R., Thompson, G., 1972. St. Paul's Rocks, Equatorial Atlantic: petrogenesis, radiometric ages, and implications on sea floor spreading. Geol. Soc. Amer. Mem. v. 132, p. 241–271.
- Mericer de Lépinay, M., Loncke, L., Basile, C., Roest, W., PAtriat, M., Maillard, A., De Clarens, P., 2016. Transform continental margins – Part 2: A worldwide review; Tectonophysics, v. 693, p. 96 – 115.
- Milani, E.J.; Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (eds.). Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, v. 31, p. 389-449.
- Mitchell N., 2001. Transition from circular to stellate forms of submarine volcanoes. Journal Geophysical Research, v. 106, p. 1987–2003.
- Mitchum, R.M. and Vail, P.R., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level , Part 7 : Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure; Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoir 26, Memoir 26, p. 135 – 143.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R. and Sangree, J.B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences; Seismic Stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration.
- Misuzaki, A.M.P.; Thomaz-Filho, A.; Milani, E.J.; Césero, P., 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in the northeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 15, p. 183 – 198.
- Misuzaki, A.M.P.; Thomaz-Filho, A.; Cesero, P. 1998. Ages of the magmatism and the opening of the South Atlantic Ocean. Pesquisas em Geociência, v. 25, p. 47-57.
- Miura, K., and Barbosa, J., 1973, Geology of the continental shelf off Maranhao, Piaui, Ceara, and Rio Grande do Norte states, north and northeast Brazil: Cong. Brasileiro de Geologia, Anais, 26th, p. 57—66.
- Moscardelli, L.; Wood, L. 2015. Morphometry of mass-transport deposits as a predictive tool. Geological Society of America Bulletin, v. 128, p. 47 – 80.

- Moulin, M.; Aslanian, D.; Unternehr, P.; 2010. A new starting for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, v. 98, p. 1-37.
- Muller, R.D., Royer, J.Y., Lawver, L.A., 1993. Revised plate motions relative to the hotspot from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks; *Geology*, v. 21, p. 275 – 278.
- Müller, R.D., M. Sdrolias, C. Gaina, and W.R. Roest 2008. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 9, p. 1-19.
- Nace, T.E.; Baker, P.A.; Dwyer, G.S.; Silva, C.G.; Rigsby, C.A.; Burns, S.J.; Giosan, L.; Otto-Bliesner, B.; Liu, Z.; Zhu, J., 2014. The role of North Brazil Current transport in the paleoclimate of the Brazilian Nordeste margin and paleoceanography of the western tropical Atlantic during the late Quaternary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.415, p.3–13.
- Nemcok, M., Sinha, S.T., Doré, A.G., Lundin, E.R., Mascle, J., Rybár, S., 2016. Mechanisms of microcontinent release of microcontinent release associated with wrenching-involved continental breakup; a review; in. *Transform Margins: Development, Controls and Petroleum Systems*. Geological Society, London, Special Publications, 431 p. 89 – 113.
- Nemcok, M.; Rybar, S.; Ekkertova, P.; Kotulova, J.; Hermeston, S.A.; Jones, D., 2015. Transform margin model of hydrocarbon migration: the Guyana–Suriname case study. *Transform Margins: Development, Controls and Petroleum Systems*. Geological Society, London, Special Publications, v. 431.
- Nobrega II, M., 2011. Mapeamento de estruturas do embasamento e seus limites crustais no Atlântico Equatorial, adjacente à margem brasileira. *Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense (UFF)*.
- Nomade, S.; Knight, K.B.; Beutel, E.; Renne, P.R.; Verati, C.; Féraud, G.; Marzolin, A.; Youbi, N.; Bertrand, H., 2007. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic - Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 244, p. 326 - 344.
- O'Connor J.M.; Duncan, R.A., 1990. Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise Hot Spot System: Implications for African and South American Plate Motions Over Plumes. *Journal of Geophysical Research*, v. 95, p. 17.475 – 17.502.
- Pereira, N.S.; Marins, Y.O.; Silva, A.M.C.; Oliveira, P.G.; Silva, M.B., 2008. Influência do Ambiente Sedimentar na Distribuição dos Organismos Meiobentônicos do Atol das Rocas. *Estudos Geológicos*, v. 18, p. 67-80.
- Perlingeiro, G., Vasconcelos, P.M., Knesel, K.M., Thiede, D.S., Cordani, U.G., 2013. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of the Fernando de Noronha Archipelago and implications

- for the origin of alkaline volcanism in the NE Brazil. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 249, 140–154.
- Perfit, M.R.; Davidson, J.P., 2015. Plate tectonics and Volcanisms, In: Sigurdsson, H. (eds). *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, p.
- Perovano, R.; Reis, A.T.; Silva, C.G.; Vendeville, B.C.; Gorini, C.; Oliveira, V.; Araújo, E.F.S., 2009. O processo de colapso gravitacional da seção marinha da bacia da foz do Amazonas – margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 27, 26 p.
- Planke, S.; Symonds, P.A.; Alvestad, E.; Skogseid, J., 2000. Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins. *Journal of Geophysical Research*, v. 105, p. 19.335 – 19.351.
- Planke S., Rasmussen T., Rey S.S., Myklebust R. 2005. Seismic characteristics and distribution of volcanic intrusions and hydrothermal vent complexes in the Vøring and Møre basins. In: Doré A.G. & Vinning B.A. (eds.). *Petroleum geology: North-West Europe and global perspectives*. Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference, London, p. 833 – 844.
- Puffer, J.H., 2003. A Reactivated Back-arc source for CAMP Magma. *Geophysical Monograph Series*, v. 136, p. 151 – 162.
- Rabinowitz, P.D.; Labrecque, J., 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of continental margins. *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 5.973-6.002.
- Rees, A.S.; Detrick, R.S.; Coakley, B.J., 1993. Seismic stratigraphy of the Hawaiian flexural moat, *Geophysical Society of America Bulletin*, v. 105, p. 189 – 205.
- Reis, A.T.; Silva, C.G.; Vendeville, B.C.; Perovano, R.; Ferreira, E.; Gorini, C.; Albuquerque, N.; Pederneiras, R.; Albuquerque, V.; Mattioda, J., 2008. Gravity-driven processes at the offshore Amazon Mouth Basin – Brazilian Equatorial Atlantic margin. *Gravitational Collapse at Continental Margins: Products and Processes*. The Geological Society of London. p. 15.
- Rey, S.S.; Planke, S.; Symonds, P.A.; Faleide, J.I., 2008. Seismic volcanostratigraphy of the Gascoyne margin, Western Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 172, p. 112 - 131.
- Santos, M.V.M., 2013. A Cadeia Norte Brasileira: características e feições determinadas através da análise de dados sísmicos e potenciais. *Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense (UFF)*.
- Segev, A., 2000. Synchronous magmatic cycles during the fragmentation of Gondwana: radiometric ages from the Levant and other provinces. *Tectonophysics*, v. 325, p. 257 – 277.

- Self, S.; Thordarson, T.; Keszthelyi, L., 1997. Emplacement of continental flood basalt lava flows, in *Large Igneous Processes. Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*, Geophys. Monogr. , v.100, p. 381-410.
- Seton, M.; Müller, R.D.; Zahirovic, S.; Gaina, C.; Torsvik, T.H.; Shephard, G.; Talsma, A.; Gurnis, M.; Turner, M.; Maus, S.; Chandler, M., 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma, *Earth-Science Reviews*, v. 113, p. 212-270.
- Shi, X.; Burov, E.; Leroy, S.; Qiu, X.; Xia, B., 2005. Intrusion and its implication for subsidence: A case from the Baiyun Sag, on the northern margin of the South China Sea. *Tectonophysics*, v. 407, p. 117-134.
- Silveira, F.V., 2006. Magmatismo cenozóico da porção central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil. Tese de Doutorado em Geodinâmica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Silver, P. G.; Russo, R.M.; Lithgow-Bertelloni, C., 1998. Coupling of South American and African Plate Motion and Plate Deformation. *Science*, 279, p. 60–63.
- Smith, D.K., 1988, Shape analysis of Pacific seamounts. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 90, p. 457 – 466
- Soares Jr., A.V.; Costa, J.B.S.; Hasui, Y., 2008. Evolução da Margem Atlântica Equatorial do Brasil: Três fases distensivas. *UNESP, Geociências*, v. 27, p. 427-437.
- Souza, Z.S., Vasconcelos, P.M., Knesel, K.M., da Silveira Dias, L.G., Roesner, E.H., de Farias, P.R.C., de Moraes Neto, J.M., 2013. The tectonic evolution of Cenozoic extensional basins, northeast Brazil: geochronological constraints from continental basalt $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ages. *J. South Am. Earth Sci.* 48, 159–172
- Sun, Q., Jackson, C.A.L., Magee, C., Mitchell, S.J., Xie, X., 2019. Extrusion dynamics of deepwater volcanoes revealed by 3-D seismic data. *Solid Earth*, 10, 1269–1282
- Sykes, L.R. 1978. Intraplate Seismicity, Reactivation of Preexisting Zones of Weakness, Alkaline Magmatism, and other Tectonism Postdating Continental Fragmentation, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Vol. 16, n.4
- Teixeira, W.; Tassinari, C.C.G.; Siga Jr., O., 1978. Interpretação Geocronológica da folha AS-24 Fortaleza. Projeto Radam brasil, Natal, 18p.
- Ulbrich, M.N.C.; Marques, L.S.; Lopes, R.P., 2004. As ilhas vulcânicas Brasileiras: Fernando de Noronha e Trindade. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B.B. Neves, coords. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 555-573.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. and Thompson, S., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Change in Sea Level, Part 3: Relative Change of Sea Level from Coastal Onlap; In Payton, C.E. (ed.) *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, p. 63 – 81.

- Vogt, P.R., 1974, Volcano spacing, fracture and thickness of the lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 21, p. 235-252
- Vogt, P.R.; Smoot, N.C.; 1984. The Geisha Guyots: Multibeam Bathymetry and Morphometric Interpretation. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 11.085 – 11.107
- Walcott, R.I., 1976. Lithospheric flexure, analysis of gravity anomalies, and the propagation of seamounts chains. *Geophysics Monogr. Am. Geophys. Union*, 19, p.431-438.
- Watts, A.B., 2001. *Isostasy and flexure of the lithosphere*. Cambridge University Press, New York, p 458.
- Weave, B.L., 1990. Geochemistry of highly undersaturated ocean island basalt suites from the South Atlantic Ocean: Fernando de Noronha and Trindade islands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 105, p. 502-515.
- Wen, C.; Chang, P.; Saravanan, R., 2010. Effect of Atlantic meridional overturning circulation changes on tropical Atlantic sea surface temperature variability: A 2½-layer reduced-gravity ocean model study. *Journal of Climate*, v. 23, p. 312–332.
- Wen, C.; Chang, P.; Saravanan, R., 2011. Effect of Atlantic Meridional Overturning Circulation on Tropical Atlantic Variability: A Regional Coupled Model Study. *Journal of Climate*, v. 24, p. 3323–3343.
- Wilson, J.T., 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207, p. 343 - 347.
- Wilson, J.T. 1963. A Possible Origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics*, v. 41, p. 863 - 870.
- Wood, C.A.; 1984. Calderas: a planetary perspective. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 8.391 – 8.406
- Yesson, C.; Clark, M. R.; Taylor, M. L.; Rogers, A. D.; 2011. The global distribution of seamounts based on 30 arc seconds bathymetry data. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 58, p. 442 – 453.
- Zhang, K., Marfurt, K. J., Wan, Z., & Zhan, S. (2011). Seismic attribute illumination of an igneous reservoir in China. *The Leading Edge*, v. 30, p. 266–270.