



**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL
UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL**

ROMERO MEYRELLES DUARTE

**MODELO EVOLUTIVO DA PLATAFORMA DE ABROLHOS: DO
PALEÓGENO AO NEÓGENO**

VITÓRIA

2020

ROMERO MEYRELLES DUARTE

**MODELO EVOLUTIVO DA PLATAFORMA DE ABROLHOS: DO
PALEÓGENO AO NEÓGENO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Oceanografia Ambiental.

Orientador: Prof. Dra. Valéria da Silva Quaresma

VITÓRIA

2020

ROMERO MEYRELLES DUARTE

MODELO EVOLUTIVO DA PLATAFORMA DE ABROLHOS: DO PALEÓGENO AO NEÓGENO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Oceanografia Ambiental.

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dra. Valéria da Silva Quaresma
Universidade Federal do Espírito Santo/UFES

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva
Universidade Federal Fluminense/UFF

Prof. Dr. Caio Vinícius Gabrig Turbay Rangel
Universidade Federal do Sul da Bahia/UFSB

Dedico esta obra ao meu filho Klaus. Que possa se inspirar na obra de seu pai e superá-lo. Não há grandeza que não esteja ao teu alcance, meu filho.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à PETROBRAS e à Agência Nacional de Petróleo (ANP) pelo fornecimento dos dados utilizados neste trabalho.

Agradeço aos geólogos Jairo Rios Brandão, Rosilene Lamounier França, Flávio Eduardo Tschiedel, Josemar Santos Pereira Filho, Robert de Azevedo Stirling, Cláudio Vinícius Tagliari e Antônio Cosme Del Rey, por terem sido meus professores enquanto também colegas de trabalho.

Agradeço ao geofísico Thiago Nobre Costa, meu coordenador e superior imediato durante a maior parte do meu mestrado, que me deu o suporte possível para que eu pudesse perseguir este sonho.

Agradeço à minha orientadora Dra. Valéria Quaresma, por ter me dado toda a autonomia de pesquisa e toda a ajuda quando precisei. Por ter sido paciente quando tive dificuldades extra-acadêmicas e por ter me dado apoio na retomada desta pesquisa. Agradeço ao professor Dr. Alex Bastos por todas as dúvidas tiradas e pelas críticas construtivas.

Agradeço acima de tudo à minha mãe, educadora, que desde cedo me incentivou a aprender.

*Exu matou um pássaro ontem com uma pedra
que atirou hoje. Exu fez o certo virar errado e
o errado virar certo.*

- *Provérbio Yorubano.*

RESUMO

Sendo parte da Plataforma Continental da Margem Leste brasileira, a Plataforma de Abrolhos apresenta grande relevância ecológica, tem o maior banco de rodólitos do mundo e apresenta a maior biodiversidade marítima do Atlântico. No entanto, a história geológica da formação desta Plataforma ainda é pouco conhecida. Sabe-se que um importante evento magmático entre o Paleoceno e o Eoceno instalou o Complexo Vulcânico de Abrolhos, cujas feições vulcânicas podem ser identificadas por métodos geofísicos. Diversas sismofácies vulcânicas são identificadas na plataforma, como *seward dipping reflectors* (SDR), *lava deltas*, *lava flows*, *hyaloclastitic mounds*, diques e *sills*. Neste cenário, a partir de dados gerados pela indústria petrolífera, este trabalho reinterpreto dados e conceitos para propor um modelo evolutivo da plataforma de sedimentação mista de Abrolhos, a qual teria se instalado a partir do Neoceno e atravessado o fim do Paleógeno e todo o Neógeno como uma plataforma do tipo barreira de corais ao norte, com uma ampla laguna interior, e do tipo acrecionária com formas sigmoidais ao sul, por onde o aporte terrígeno tendia a atingir o talude durante as regressões marinhas. A partir de interpretações sísmicas foi proposto um modelo evolutivo da plataforma de sedimentação mista em quatro estágios, desde a constituição do Complexo Vulcânico de Abrolhos, até o Plioceno, demonstrando a instalação e evolução da plataforma de sedimentação mista.

Palavras-chaves: Plataforma de Abrolhos; Complexo Vulcânico de Abrolhos; Vulcanoestratigrafia; Plataforma de Sedimentação Mista; Recifes de Borda de Plataforma.

ABSTRACT

As part of the Brazilian East Margin Continental Shelf, with distinct morphology from the continental shelf, the Abrolhos Shelf presents great ecological relevance, being the largest rhodoliths bank in the world and presenting the greatest south Atlantic biodiversity. However, the geological history of this shelf is still poorly known. It is known about an important Paleocene-Eocene magmatic event which installed the Abrolhos Volcanic Complex, whose volcanic features can be seen with geophysical methods. Many volcanic seismic facies are could be identified at the shelf, like seaward dipping reflectors (SDR), lava deltas, lava flows, hyaloclastitic mounds, dikes and sills. In this scenario, from data generated by the oil industry, this research revisited concepts and data to propose an evolutionary model for the mixed sedimentation Abrolhos shelf, which has started in the late-Eocene and crossed the Late-Paleogene and all the Neogene periods as a barrier reef shelf in the northern portion, with an wide lagoon, and as an accretionary offlap shelf at the southern portion, where the siliciclastic influx would reach the slope at the lowstand tracts. After the seismic interpretations was proposed a four stage evolutive model for the mixed sedimentation shelf, starting at the constitution of the Abrolhos Volcanic Complex, until the Pliocene, demonstrating the installation and evolution of the mixed sedimentation shelf.

Key-words: Abrolhos Shelf; Abrolhos Volcanic Complex; Volcanostratigraphy; Carbonate Rimmed Shelf; Shelf Edge Reefs.

LISTA ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Plataforma de Abrolhos e Banco Besnard. Adaptado de Google Maps.	13
Figura 2: Batimetria e distribuição de fácies da Plataforma de Abrolhos (BASTOS, et al., 2005).	14
Figura 3: Mapa do Complexo Vulcânico de Abrolhos (SOBREIRA e FRANÇA, 2006).	15
Figura 4: Modelo esquemático da fragmentação continental da Plataforma de Abrolhos e dos bancos Besnard, Vitória-Congres (MOTOKI; MOTOKI; MELO, 2012).	16
Figura 5: Mapa estrutural da MOHO nas bacias da margem leste brasileira. A zona hachurada mostra aonde houve exumação do manto. A leste da linha azul está o domínio de crosta oceânica. (ZALÁN, et al., 2011).	17
Figura 6: Cartas estratigráficas das Bacias do Espírito Santo e do Mucuri adaptado de FRANÇA et al, (2007a; 2007b). As linhas coloridas marcam as três principais discordâncias presentes em ambas as cartas para as sequências dos períodos Paleógeno e Neógeno: DPES (vermelha); DOS (azul); DPLIO (amarela).	18
Figura 7: Seleção de dados sísmicos e de poços.	22
Figura 8: Modelo evolutivo esquemático em cinco estágios para a formação das principais sismofácies em margens vulcânicas. Planke et al (2000).	25
Figura 9: Modelos esquemático de sequência vulcânica extrusiva em uma margem vulcânica contendo as seis sismofácies características. Planke et al (2000).	26
Figura 10: Monte hialoclastítico interpretado por Calves et al (2011) na margem da Índia Ocidental, Mar da Arábia.	28
Figura 11: Sequências deposicionais siliciclásticas e carbonáticas dominadas por: I) condições ecológicas; II) espaço de acomodação; III) precipitação de evaporitos (SEPM - SOCIETY FOR SEDIMENTARY GEOLOGY, 2016).	29
Figura 12: Morfologias de recifes e fácies associadas. (SEPM - SOCIETY FOR SEDIMENTARY GEOLOGY, 2013).	30
Figura 13: tipos de margem carbonática com relação a resposta ao nível relativo do mar (adaptado de TUCKER e WRIGHT, 1990)	32
Figura 14: tipos de margem carbonática (TUCKER; WRIGHT, 1990).	33
Figura 15: Grande Barreira de Corais, Austrália. Imagem do sensor MODIS. Fonte: NASA.	36
Figura 16: O Grande Banco das Bahamas. Fonte: Google Maps.	36
Figura 17: Sequências estratigráficas interpretadas.	38
Figura 18: Landward flows em três sentidos diferentes: SW, W e NW.	40
Figura 19: Linha sísmica SPP99-1310. Alto Central de Abrolhos e o Alto do 1ESS20. Duas edificações vulcânicas de relevante expressão. A porção externa da plataforma apresenta também uma elevação a qual se apresenta em toda a borda E e N.	41
Figura 20: Linha 223-4625. ACA (Alto Central de Abrolhos) como Hyaloclastitic Mound. O horizonte que marca o topo da sequência vulcano-sedimentar (Sequência Império) é interpretado como a linha vermelha na porção medial da imagem.	41
Figura 21: Linha sísmica SPP99-1310. Alto Central de Abrolhos. A linha vermelha identifica o topo da sequência Vulcano-sedimentar. Falha subvertical com rejeito normal de cerca de 500 ms TWT. No sentido NE, refletores saem em onlap do ACA e seguem plano-paralelos sobre a plataforma. Sobre o ACA há encurtamento de sessões. Para SW há inversão do mergulho aparente.	43
Figura 22: Linha sísmica 239-0351. Falha normal no ACA. Feições progradantes com mergulho invertido podem ser vistas, indicando que a porção a W do ACA pode ter sofrido basculamento. Na parte externa da plataforma há diques vulcânicos com soleiras em estrutura tipo gaiivota. O alto externo da plataforma pode ser visto na extremidade ENE.	44
Figura 23: Linha sísmica SPP99-1103.	45

Figura 25: Linha sísmica SPP99-1211.	45
Figura 25: Linha sísmica SPP99-1409. Seção NW-SE abrangendo a Plataforma de Abrolhos e o Banco Besnard. São identificadas sismofácies vulcânicas.	47
<i>Figura 27:</i> Linha sísmica SPP99-1409. Seção esquemática.	47
Figura 28: Superfície interpolada do topo da sequência vulcânica comparada com o mapa de Sobreira e França (2006).	50
Figura 29: Linha sísmica 223-4625. Discordâncias bem marcadas: DPES, em linha vermelha contínua; Horizonte Y (provável DPLIO), linha amarela tracejada.	52
Figura 30: Mapa de seção de poços utilizados para correlação.	53
Figura 31: Seção de correlação de poços sobre a Plataforma de Abrolhos e o Banco Besnard. Dos poços mais ao sul, à esquerda, para àqueles mais ao norte, à direita, terminando com o único poço sobre o Banco Besnard.	54
Figura 32: Comparação entre os poços 1ESS3 e 1ESS54.	55
Figura 33: Estratigrafia de Sequências da porção superior da linha sísmica SPP99-1403. De baixo para cima: linha vermelha contínua DPES; linha laranja tracejada DOS; Linha azul-clara tracejada superfície transgressiva; linha vermelho-clara tracejada discordância regressiva, possível DMI, linha azul-escura tracejada possível SIM; linha amarela tracejada horizonte Y, possível DPLIO. Linha verde contínua Trato de Mar Baixo; linha roxa contínua Trato de Mar Alto; linha azul-clara contínua Trato Transgressivo; linha vermelha contínua Trato de Regressão Forçada.	58
Figura 34: Curva eustática para o Cenozóico, Cornelius e Emmet (2018) a partir de Haq et al (1987).	59
Figura 35: Parte proximal da linha SPP99-1213.	60
Figura 36: Parte média da linha SPP99-1213. Linhas verdes mostram refletores em onlap contra o ACA, indicando o princípio do preenchimento do interior da plataforma tendo contribuição do ACA como área fonte. Em azul os prováveis recifes que se desenvolveram sobre a borda do ACA. As linhas amarelas tracejadas indicam a seção truncada pelo Horizonte Y.	61
Figura 37: Parte média da linha SPP99-1213 evidenciando o ACA. Linhas em amarelo claro mostram refletores em onlap contra um alto local sobre o ACA. Prováveis recifes sobre a borda do ACA em azul.	62
Figura 38: Parte distal da linha SPP99-1213. Na base da seção, a linha azul clara mostra um possível pacote que sofreu slump. Setas verdes indicam feições progradacionais em direção à bacia. Setas azuis indicam feições progradacionais em direção ao continente. Feições em azul escuro na borda são interpretadas como shelf edge reefs.	63
Figura 39: Estruturas em gaiyota são vistas onde soleiras adentram as camadas sedimentares a partir dos diques. Linha sísmica SPP99-1312.	64
Figura 40: Linha 239-0351. Formação de uma borda carbonática elevada com padrão predominante agradacional. Um pinnacle reef parece ter se desenvolvido no flanco do ACA.	65
Figura 41: Linha 223-4626. Formação de recifes de borda de plataforma sobre o Alto Externo de Abrolhos. Prováveis buildups carbonáticos sobre a feição do ACA. Preenchimento da paleolaguna com sedimentos de back reef.	66
Figura 42: Preenchimento da paleolaguna. São identificados alguns recifes isolados intralagunares (em azul). Linha SPP99-1309.	67
Figura 43: Formação de uma carbonate rimmed shelf. Interpretação de construções carbonáticas de borda de plataforma na Linha SPP99-1310.	68
Figura 44: Migração da Depressão de Abrolhos.	69
Figura 45: Modelo esquemático em quatro estágios da evolução da plataforma de sedimentação mista de Abrolhos durante os períodos Paleógeno e Neógeno.	72

1. INTRODUÇÃO	11
1.1. Área de Estudo	12
1.2. Contexto Geológico.....	14
1.2.1. As bacias sedimentares do Espírito Santo e do Mucuri	17
OBJETIVOS	20
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	21
3. EMBASAMENTO TEÓRICO	22
3.1. Estratigrafia de Sequências	22
3.2. Vulcanoestratigrafia Sísmica	23
3.3. Estratigrafia de Sistemas Carbonáticos	28
3.3.1. Recifes de Borda de Plataforma	29
3.3.2. Sistemas Depositionais Mistos	33
3.3.3. Plataformas Carbonáticas Análogas	35
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	37
4.1. A Sequência Vulcano-Sedimentar	39
4.1.1. O modelo de vulcanismo e a conformação fisiográfica após a instalação do Complexo Vulcânico de Abrolhos.....	48
4.2. A Sequência Carbonático-Siliciclástica.....	51
4.3. Evidências de Magmatismo Tardio	63
4.4. A Hipótese da Barreira de Recifes	64
4.5. A Hipótese do Deslocamento da Depressão de Abrolhos	68
4.6. Modelo Evolutivo da Plataforma de Abrolhos	70
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	73
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	75
ANEXO I.....	80
ANEXO II	80

1. INTRODUÇÃO

O estabelecimento de recifes em plataformas carbonáticas depende de um conjunto de parâmetros específicos, tais quais: nível trófico, temperatura, salinidade, nível fótico e existência de substrato adequado. Os organismos são bastante sensíveis a tais variáveis, de forma que os recifes são estudados enquanto importantes indicadores paleoambientais. Anteriormente acreditava-se que a associação heterozoa era típica de ambientes de águas frias, no entanto, mostrou-se que essa associação pode ser encontrada em águas tropicais. Isso levou a uma reinterpretação de paleoambientes em cujo registro se identificou a predominância de associação heterozoa (LEES, 1975; CHAPPELL, 1980; CARANNANTE *et al*, 1988; WRIGHT; BRUCHETTE, 1998; KIESSLING, 2009; WESTPHAL; HALFAR; FREIWALD, 2010; MICHEL; BORGOMANO; REIJMER, 2018).

Darwin (1844)¹ sugeriu que os bancos carbonáticos se davam em torno de ilhas vulcânicas em subsidência, os atóis. Sua hipótese viria a ser corroborada com o tempo, mas também se tornariam bem conhecidas as plataformas carbonáticas do tipo rampa e do tipo barreira de recifes. Embora Darwin tivesse sugerido o substrato vulcânico, sabe-se hoje que substratos duros cársticos ou siliciclásticos cimentados ou litificados servem como substrato para o estabelecimento dos organismos bioconstrutores (DROXLER; JORRY, 2013).

As atuais plataformas carbonáticas em águas quentes conhecidas tem origem terciária, como Golfo de Papua, Mar da Arábia e Flórida; ou quaternária, como os Bancos das Bahamas e a Grande Barreira de Corais da Austrália. Entender a evolução das plataformas carbonáticas é importante para entender o quão resilientes ecologicamente elas são, apesar de serem ambientes tão sensíveis a mudanças (DROXLER; JORRY, 2013; KUFFNER, 2018).

Nesse contexto a Plataforma de Abrolhos entra como um caso único. Em Abrolhos tem-se um sistema de sedimentação mista, com recifes submersos e emersos compostos majoritariamente por briozoários. Há uma espécie bioconstrutora endêmica, o *Mussismilia braziliensis*, e toda a porção externa da plataforma e parte do talude são dominados por rodólitos, constituindo uma associação heterozoa em águas quentes tropicais (AMADO-FILHO *et al.*, 2012; BASTOS *et al.*, 2018).

A região da Plataforma de Abrolhos é considerada de grande relevância ecológica, havendo nela o Parque Nacional Marinho de Abrolhos. A região ainda é de interesse da indústria petrolífera, a qual liderou estudos na região nos anos 1990-2000 (VIEIRA, *et al.*, 1994; SOBREIRA; FRANÇA, 2006; FRANÇA *et al.*, 2007a; FRANÇA *et al.*, 2007b), embora tal interesse esteja moderado por fatores

¹ Tradução de Thomaz (2015).

ambientais e econômicos, estando a região fora do foco exploratório no momento.

A Plataforma de Abrolhos se desenvolveu a partir do Neo-Eoceno, após um importante evento magmático que gerou o Complexo Vulcânico de Abrolhos, cujas litologias se intercalam com sedimentos do Paleógeno e se estendem pelas porções continental e marinha da plataforma (SOBREIRA; FRANÇA, 2006; MOHRIAK, 2020). A fábrica carbonática se estabeleceu diretamente sobre as rochas vulcânicas, quando as condições climato-oceanográficas do Oligoceno-Mioceno se mostraram favoráveis ao estabelecimento de plataformas carbonáticas em diversos locais do mundo (MICHEL; BORGOMANO; REIJMER, 2018).

Entretanto, o Complexo Vulcânico de Abrolhos ainda é pouco estudado. Entender esta plataforma pode trazer novos entendimentos acerca da tectônica das Bacias do Espírito Santo e do Mucuri (SOBREIRA; FRANÇA, 2006; MOHRIAK, 2020) e entendimentos sobre as condições para o estabelecimento e desenvolvimento do banco carbonático. Há ainda uma crescente atenção da indústria petrolífera quanto às rochas vulcânicas, que tanto podem constituir reservatórios não convencionais, quanto falsos alvos exploratórios (BRANDÃO *et al.*, 2018; THOMAZ, 2019).

1.1. Área de Estudo

A Plataforma de Abrolhos localiza-se na porção norte da bacia do Espírito Santo e nas bacias de Mucuri e Cumuruxatiba, sendo parte da Plataforma Continental Leste Brasileira. É caracterizado pela largura anômala, de até 220 km de extensão, resultado de intenso vulcanismo e tectonismo atuante durante o Paleógeno, principalmente no Eoceno (THOMAS FILHO; MISUSAKI; ANTONIOLI, 2008). A plataforma continental nesta área apresenta talude íngreme, com transição continente-bacia oceânica abrupta (MOTOKI; MOTOKI; MELO, 2012).

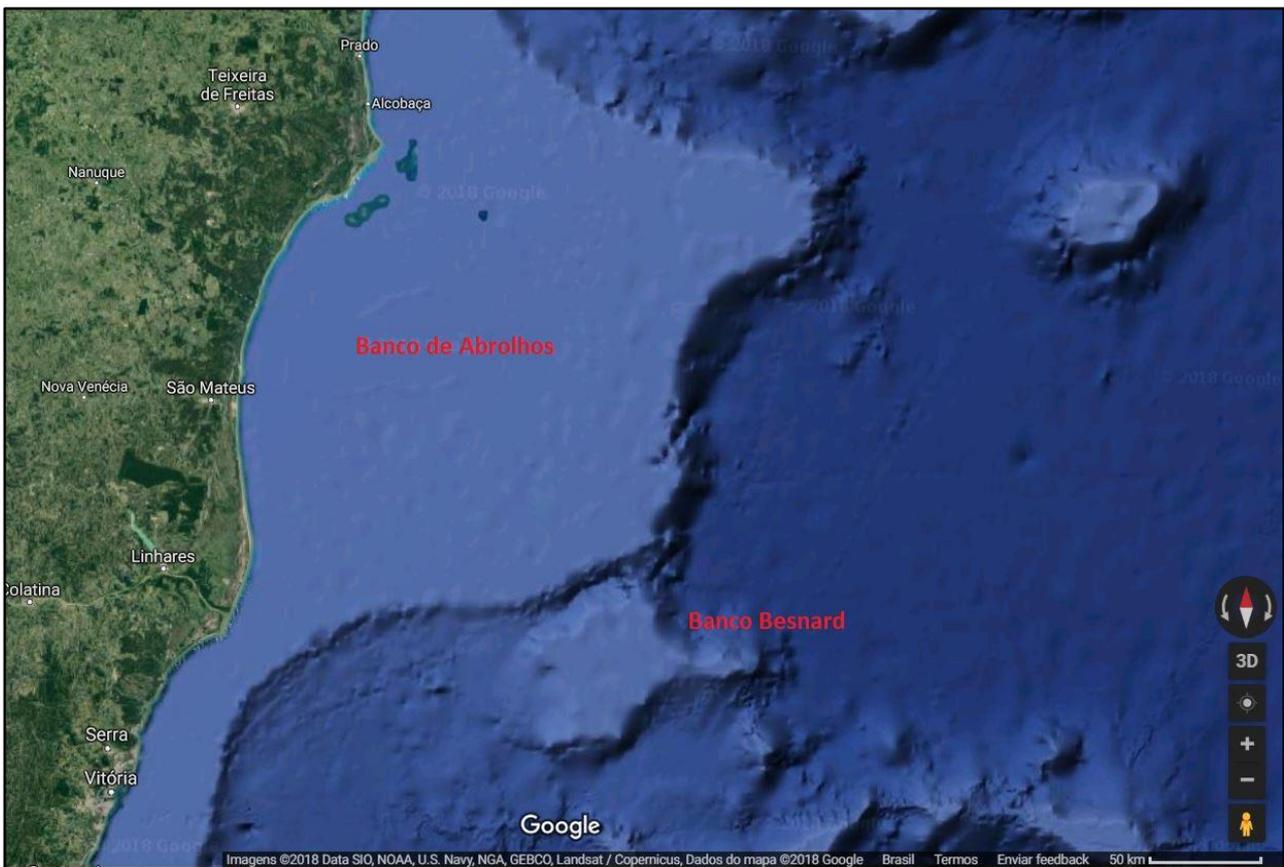


Figura 1: Plataforma de Abrolhos e Banco Besnard. Adaptado de Google Maps.

A área da Plataforma de Abrolhos apresenta largura anômala no padrão morfológico da plataforma continental nas bacias da margem leste brasileiras, com profundidade da quebra da plataforma entre 80 m e 90 m, apresentando uma feição de batimetria mais profunda (de 50 a 100 m) na porção centro-sul conhecida como Depressão de Abrolhos, feição esta oriunda de uma paleolaguna holocênica. A porção norte da Plataforma apresenta morfologia com gradiente mais íngreme e de relevo mais irregular, enquanto a porção centro-sul apresenta gradiente mais suave e relevo mais regular (VICALVI; COSTA; KOWSMANN, 1978; D'AGOSTINI, 2017).

Sedimentologicamente a Plataforma é caracterizado por uma sedimentação mista siliciclástica-carbonática, havendo maior aporte de terrígenos na porção próxima à costa, com predomínio de recifes sumersos e emersos na porção interior da área norte e predomínio de deposição carbonática clástica (fragmentos de carapaças e de recifes) na porção interior centro-sul. Toda a plataforma externa tem o predomínio de fundos de rodolitos (BASTOS *et al*, 2015), conforme a Figura 2.

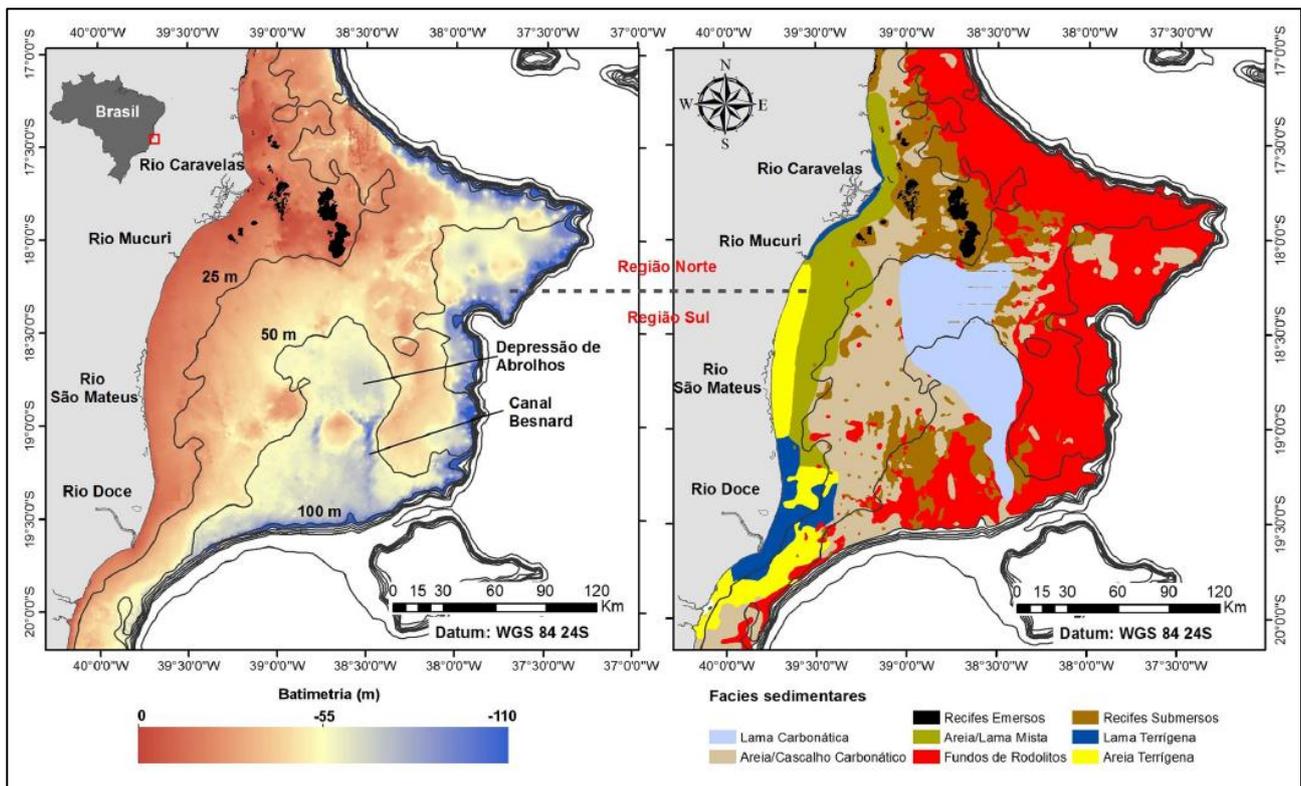


Figura 2: Batimetria e distribuição de fácies da Plataforma de Abrolhos (BASTOS, *et al.*, 2005).

1.2. Contexto Geológico

A instalação do Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA) entre 60 Ma e 40 Ma – Figura 3 – teve grande influência na dinâmica sedimentar da região, com alterações batimétricas e possíveis barreiras de sedimento, que proporcionaram condições para que se formasse a atual fisiografia. O complexo é caracterizado por um magmatismo básico, toleítico a alcalino, com rochas intrusivas e vulcanoclásticas, com idades datadas indo do Paleoceno ao Eoceno. Este vulcanismo parece ter ocorrido principalmente em ambiente subaquoso. O CVA apresenta um padrão pseudo-anelar, teoricamente devido a processos erosivos instalados após os eventos magmáticos principais, sendo tal feição identificada por anomalias gravimétricas e magnetométricas, mas também pelo padrão de reflexões caóticas em registros sísmicos. Feições discordantes que podem ser observadas como diques podem ser identificadas em regiões de altos vulcânicos, sendo que tais rochas intrusivas podem estar relacionadas a um magmatismo tardio ainda não datado. O efeito de sobrecarga das rochas básicas parece ter condicionado o surgimento predominante de domos salinos por fora da área do CVA (SOBREIRA e FRANÇA, 2006; FRANÇA *et al.*, 2007a).

Gomes e Sulta (2010) relatam a ocorrência de magmatismo bimodal, com ocorrência de rochas ígneas intermediárias a ácidas no topo da formação Abrolhos, com fragmentos retrabalhados na base da formação Caravelas. Os autores sugerem que a fusão parcial da crosta possa ter gerado a

contaminação do magma máfico, gerando um magmatismo intermediário a máfico no final.

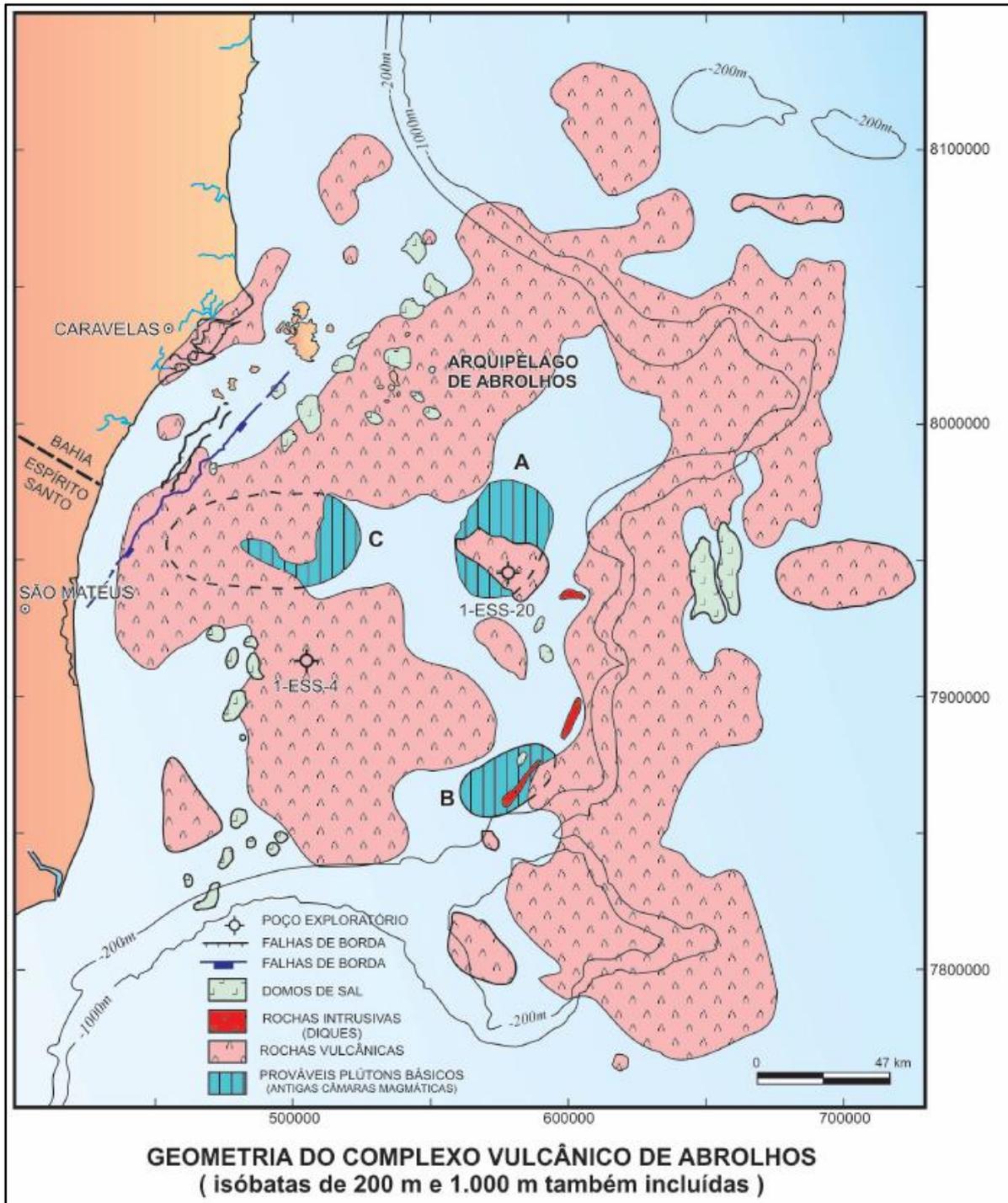


Figura 3: Mapa do Complexo Vulcânico de Abrolhos (SOBREIRA e FRANÇA, 2006).

Com Relação aos bancos Besnard, Vitória e Congress, a sudeste da Plataforma de Abrolhos, Motoki, Motoki e Melo (2012) propõem um modelo no qual estes bancos seriam parte da plataforma continental que se fragmentaram, desagregando-se da Plataforma de Abrolhos por processo de rifting. Os autores apontam características geomorfológicas que indicam que estes bancos sejam fragmentos de plataforma continental e não edifícios vulcânicos como os da cadeia

Vitória-Trindade, que segue a leste dos mesmos. Para eles, a Passagem de Besnard entre a Plataforma de Abrolhos e o Banco Besnard é resultado do afinamento crustal de um processo inicial de rifteamento parcial, conforme Figura 4.

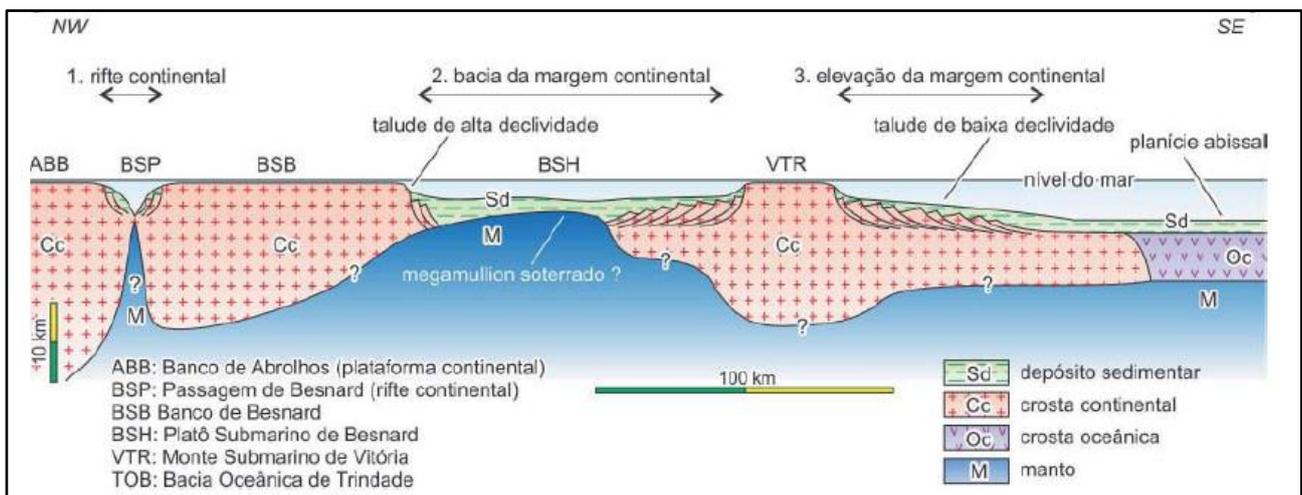


Figura 4: Modelo esquemático da fragmentação continental da Plataforma de Abrolhos e dos bancos Besnard, Vitória-Congres (MOTOKI; MOTOKI; MELO, 2012).

Zalán *et al* (2011) em estudos regionais mapearam uma extensa zona de exumação do manto (Figura 5), oriunda do rifte continental, que atravessa as bacias de Santos, Campos e Espírito Santo, sendo mais bacia adentro em Santos e mais próxima do continente no Espírito Santo, de forma que coincide com a posição dos bancos Besnard e Vitória-Congres. Essa zona marca ainda a zona de transição entre crosta continental e oceânica.

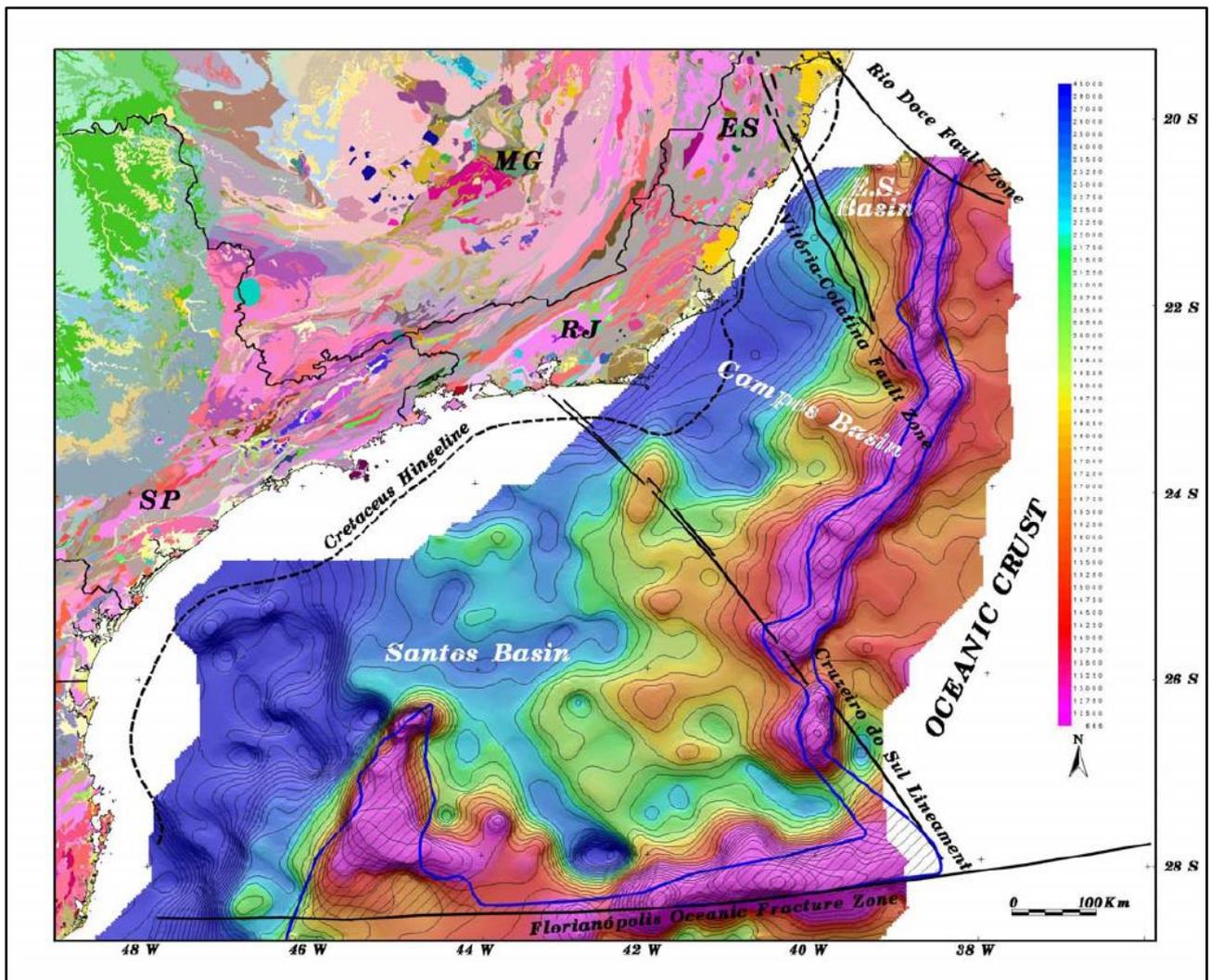


Figura 5: Mapa estrutural da MOHO nas bacias da margem leste brasileira. A zona hachurada mostra aonde houve exumação do manto. A leste da linha azul está o domínio de crosta oceânica. (ZALÁN, *et al.*, 2011).

1.2.1. As bacias sedimentares do Espírito Santo e do Mucuri

A Plataforma de Abrolhos está geograficamente contida nas bacias sedimentares do Espírito Santo e do Mucuri, abrangendo a porção norte *offshore* da primeira e toda a porção *offshore* da segunda. Por muitos anos a Bacia do Mucuri foi representada pela mesma carta estratigráfica da bacia do Espírito Santo, sendo que só no fim da década de 1990 passou a ter uma carta própria, principalmente pelo padrão estrutural próprio advindo do vulcanismo eocênico, o qual foi mais preponderante na Bacia do Mucuri, inclusive em sua parte emersa. Mas em termos gerais ambas as bacias se situam em um mesmo contexto geotectônico e estratigráfico (Figura 6).

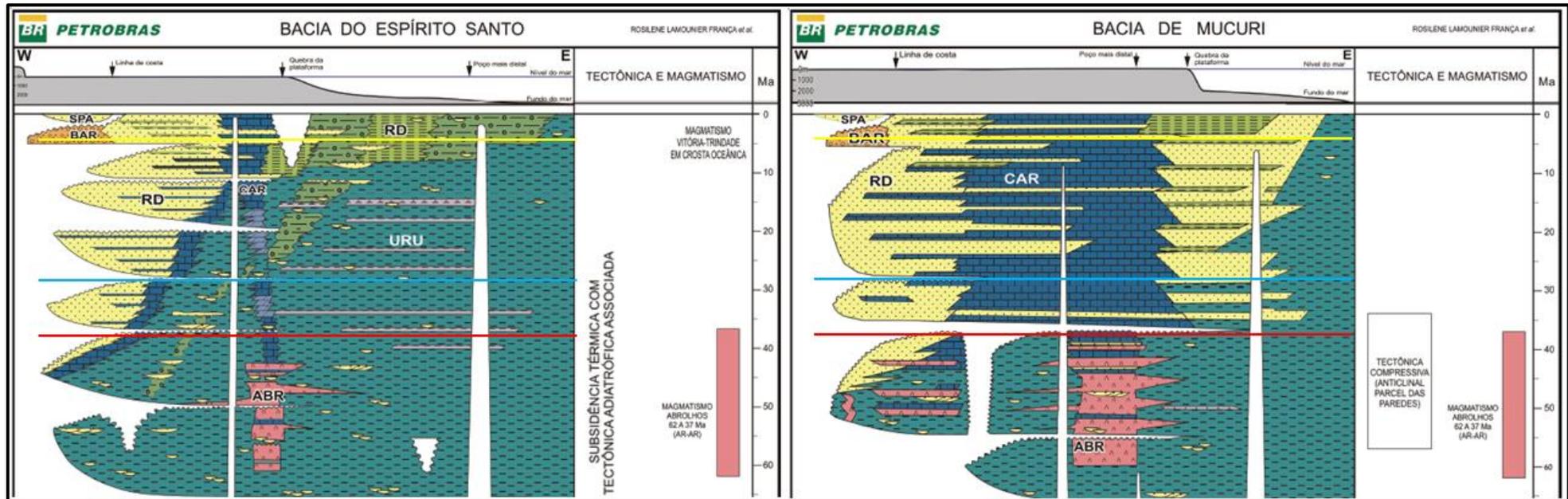


Figura 6: Cartas estratigráficas das Bacias do Espírito Santo e do Mucuri adaptado de FRANÇA *et al*, (2007a; 2007b). As linhas coloridas marcam as três principais discordâncias presentes em ambas as cartas para as sequências dos períodos Paleógeno e Neógeno: DPES (vermelha); DOS (azul); DPLIO (amarela).

De acordo com França *et al* (2007a) durante o Paleógeno a Bacia do Espírito Santo experimentou rebaixamento do nível do mar devido a eventos tectônicos relevantes, como o soerguimento da Serra do Mar, o vulcanismo de Abrolhos e a halocinese. O vulcanismo de Abrolhos durou entre 59 e 37 Ma e é considerado como principal causador da largura anômala da plataforma continental na bacia. O período Paleógeno pode ser subdividido em quatro sequências de segunda ordem, nomeadas informalmente de “Lagoa Parda”, “Império”, “Cangoá” e “Peroá”.

Ainda de acordo com os autores supracitados, as primeiras manifestações de vulcanismo cenozoico na bacia ocorrem na sequência E10-E30, Sequência Lagoa Parda. A base desta sequência é marcada regionalmente pela Discordância do Paleoceno, enquanto seu topo é delimitado pela Discordância do Eoceno Inferior.

Acima se encontra a sequência E40-E50, Sequência Império, a qual está sobreposta à Sequência Lagoa Parda de forma discordante. Rochas vulcânicas ocorrem desde a Discordância do Eoceno Inferior, que é a base da sequência Império (FRANÇA *et al.*, 2007a). Foi nesta fase que houve um soerguimento regional onde se instalou o (CVA), sendo esta área preenchida por derrames vulcânicos subaéreos e subaquáticos, intercalados com sedimentos siliciclásticos (BRANDÃO *et al*, 2018). As rochas desta sequência se tornariam posteriormente substrato para a instalação de uma plataforma carbonática rasa, cujas rochas calcáreas são identificadas hoje como Formação Caravelas.

Biassusi (1996) aponta que neste momento a porção norte da bacia do Espírito Santo constitui-se em uma sub-bacia fechada a oeste pelo embasamento e a leste pelos edifícios vulcânicos e pela plataforma carbonática que se instalava. Para o autor é possível identificar a contribuição de ambas as áreas-fonte através de feições progradantes em registros sísmicos, ora em direção ao continente, ora em direção à bacia.

O topo desta sequência é definido pela Discordância Pré-Eoceno Superior (DPES), uma discordância regional identificável em praticamente toda a porção plataformal da bacia. Esta discordância marca a peneplanização da bacia, com grande atividade erosiva, chegando ao embasamento nas porções mais proximais e que pode estar correlacionada a um evento eustático ocorrido há cerca de 40 Ma (FRANÇA *et al*, 2007a). A DPES é normalmente identificada como o topo da sequência Império. Segundo Zalán e Oliveira (2005), essa discordância está presente em todas as bacias sedimentares marginais brasileiras, pois toda a placa Sul-Americana teria sofrido uma rotação significativa para se ajustar ao atrito com a placa do Caribe. Esse rearranjo cinemático potencializou o colapso gravitacional de toda a Serra do Mar.

Após cessão do magmatismo e bacia ainda manteve-se tectonicamente menos ativa. A DPES se mostra como refletor bem marcado que trunca os refletores da sequência Império. França *et al* (2007a) descrevem esta sequência como sendo a Sequência E60-E70, Sequência Cangoá. Para os autores a sequência se depositou em estado de quiescência tectônica, preenchendo os baixos estruturais gerados pelo intenso tectonismo da fase anterior. Sedimentos carbonáticos detríticos e vulcanoclásticas provenientes da Plataforma de Abrolhos foram depositados em direção ao continente, contrastando com a progradação clástica vinda do mesmo. Nesse estágio se iniciou a fábrica carbonática, com as primeiras intercalações entre carbonatos e silicilásticos na área estudada. Os poços situados sobre as porções médio-distal da plataforma mostram que a fábrica carbonática se instalou imediatamente sobre o substrato vulcânico, enquanto os poços das porções mais proximais mostram maior presença de siliciclásticos nesta sequência. O topo desta sequência é marcado pela Discordância do Oligoceno Superior (DOS), a qual fora originada pelo significativo rebaixamento do nível do mar do Chatiano. Acima da Sequência Cangoá, com base na Discordância do Oligoceno Superior (DOS) e topo na Discordância do Mioceno Inferior (DMI), encontra-se a Sequência E80-N10, Sequência Peroá. Esta sequência apresenta um padrão deposicional semelhante à Sequência Cangoá.

Com base na Discordância do Mioceno Inferior (DMI) e topo na Discordância do Mioceno Superior (DMS) fica a Sequência N20-N30, contendo litoestratigraficamente as formações Rio Doce, Caravelas e Urucutuca. Logo acima está a Sequência N40, cujo topo é a discordância do Plioceno (DPLIO), sobre a qual entram os sedimentos da Formação Barreiras, na sequência N50, do Plioceno. Estas sequências do Mioceno ao Plioceno apresentam uma entrada cada vez maior de siliciclásticos na bacia, interdigitados com os carbonatos da formação caravelas. Por fim a sequência N60 traz os sedimentos quaternários.

OBJETIVOS

Desta forma este trabalho pretende elaborar um modelo evolutivo tectono-sedimentar e da paleogeografia da Plataforma de Abrolhos. Ao longo do trabalho pretende-se responder a algumas perguntas:

- Como a paleotopografia estabelecida pelas sequências vulcano-sedimentares influenciaram na formação da plataforma sedimentação mista?
- Houve eventos tectônicos significativos pós-magmatismo influenciando a morfologia e a sedimentação na área de estudo?

- A atual morfologia e o atual sistema deposicional misto siliciclástico-carbonático se estabeleceram imediatamente sobre o substrato vulcânico? É possível verificar a partir de quando a atual conformação morfológica-deposicional se estabeleceu?
- Há influência da geologia na distribuição dos recifes de águas rasas que se estabeleceram na plataforma?

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A base de dados utilizada constitui-se de linhas sísmicas 2D e de perfis de poços provenientes do acervo da ANP. Utilizou-se a batimetria do IBGE. Foram utilizadas 17 linhas sísmicas 2D para a interpretação, além de perfis de poços, como RHOB, DT, GR e litologia.

As linhas sísmicas utilizadas, obtidas do Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) foram: 223-4625_FUGRO, 223-4626_FUGRO, 223-4627_FUGRO, 232-0003_FUGRO, 239-0351_FUGRO, 239-0352_FUGRO, 0332BES, SPP99-1208, SPP99-1209, SPP99-1211, SPP99-1213, SPP99-1308, SPP99-1309, SPP99-1310, SPP99-1313, SPP99-1405, SPP99-1409. As principais linhas sísmicas utilizadas estão sem interpretação no Anexo II.

Os poços utilizados foram: 1-ESS-1, 1-ESS-3, 1-ESS-4, 1-ESS-20, 1-ESS32, 2-ESS-48A, 1-ESS-54, 1-ESS-73. A legenda de litologias dos poços está no Anexo I.

Os dados foram interpretados segundo os conceitos da sismoestratigrafia e da estratigrafia de seqüências, segundo Catuneanu (2006). Para interpretação foi utilizado o *software* Decision Space 5000.

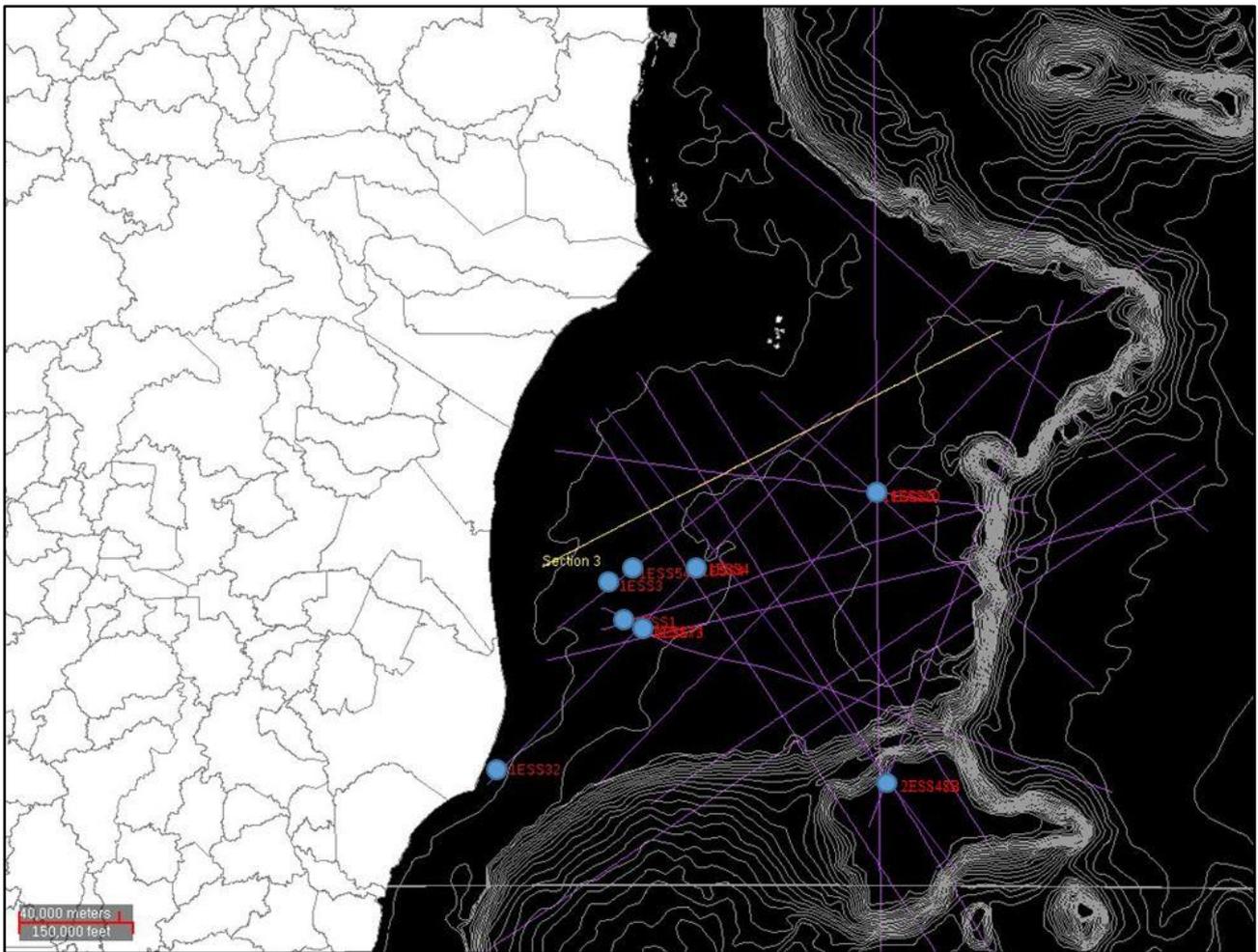


Figura 7: Seleção de dados sísmicos e de poços.

3. EMBASAMENTO TEÓRICO

3.1. Estratigrafia de Sequências

A interpretação de horizontes e feições sísmicas se faz a partir do princípio de que os refletores sísmicos apresentam padrões cronoestratigráficos e não necessariamente litoestratigráficos. Permitem ter uma visualização geométrica dos pacotes sísmicos – os quais podem vir a ser interpretados litologicamente a partir da integração com dados de poços – mas principalmente uma visualização de linhas de tempo. Uma sequência sísmica pode ser definida como uma sucessão de refletores sísmicos restritos no topo e na base por discordâncias ou conformidades correlativas (CATUNEANU, 2006). A interpretação de limites de sequência é fundamental na estratigrafia de sequências. Discordâncias e conformidades correlativas são superfícies importantes nos estudos estratigráficos.

Além da interpretação de horizontes, a interpolação dos mesmos para construção de modelos de superfície é importante para o estudo, além da interpretação estrutural de falhas, fraturas e dobras, que podem fornecer informações importantes acerca do regime tectônico instalado.

Os perfis de poços são registros geofísicos de propriedades das rochas, adquiridos na perfilagem de poços. Esses perfis podem ser diversos, sendo os mais comuns os de *gamma ray*, sônico, resistividade, neutron e densidade. A correlação de perfis de poços permite a identificação de padrões os quais remetem a informações indiretas sobre as rochas (Figura 9). Essa técnica é de ampla aplicabilidade na estratigrafia de sequências, em conjunto com a identificação de sequências sísmicas, para interpretar os ciclos deposicionais e as características das rochas, assim como identificar marcadores estratigráficos de importância regional (CATUNEANU, 2006).

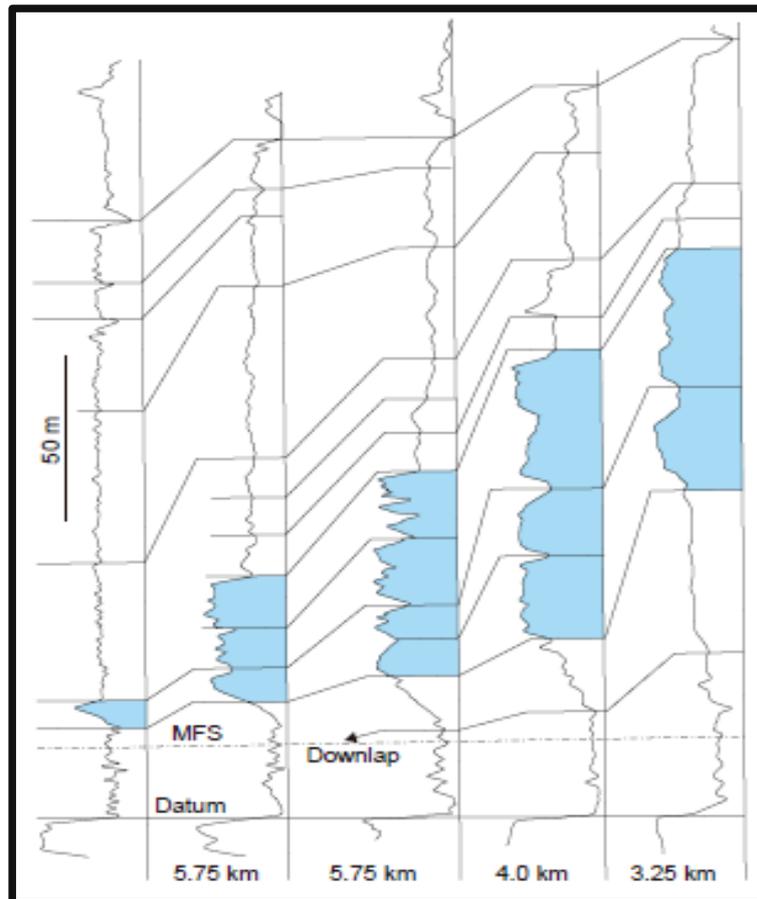


Figura 8: Correlação de poços como técnica para identificação de superfícies. (CATUNEANU, 2006)

3.2. Vulcanoestratigrafia Sísmica

A vulcanoestratigrafia sísmica trata do estudo da história geológica de rochas vulcânicas e seu encaixe regional a partir da interpretação de dados sísmicos. A interpretação das sismofácies vulcânicas seguem a metodologia aplicada anteriormente em Symonds, *et al* (1998); Planke, *et al* (2000); Calves, *et al* (2011); Nayak, *et al* (2012); Wright (2013); Abdelmalak, *et al* (2016).

Dentre os primeiros estudos que sistematizaram a identificação de sismofácies vulcânicas em regiões de extrusões basálticas de grande volume em margens rifteadas estão os trabalhos de

Symonds *et al* (1998) e Planke *et al* (2000). Sua técnica estabeleceu o conceito de vulcanoestratigrafia sísmica a partir da identificação sistemática de 6 sismofácies principais: (1) *Landward Flows*, (2) *Lava Delta*, (3) *Inner Flows*, (4) *Inner Seaward, Dipping Reflectors (Inner SDR)*, (5) *Outer High*, and (6) *Outer SDR*. Essas fácies compreendem os estágios de um modelo evolutivo tectonomagmático em uma margem vulcânica. Os autores estabeleceram um modelo evolutivo em 5 estágios: (I) vulcanismo explosivo em ambiente aquático ou sedimento úmido, formando depósitos pouco identificáveis em sísmica; (II) vulcanismo subaéreo efusivo formando os depósitos identificados como *inner flows*, *landward flows* e *lava deltas*; (III) continuidade do vulcanismo subaéreo efusivo com preenchimento do rifte enquanto ocorre a subsidência da bacia ao longo do eixo de rompimento, o que forma os depósitos identificados como *inner SDR*, (IV) vulcanismo explosivo de ambiente marinho raso, formando o depósito identificado como *outer high*, (V) vulcanismo efusivo de grande volume em ambiente marinho profundo, formando os depósitos identificados como *outer SDR* (Figura 8 e Figura 9). O modelo ocorre em uma dinâmica de subsidência flexural com tendência geral de subida relativa do nível do mar.

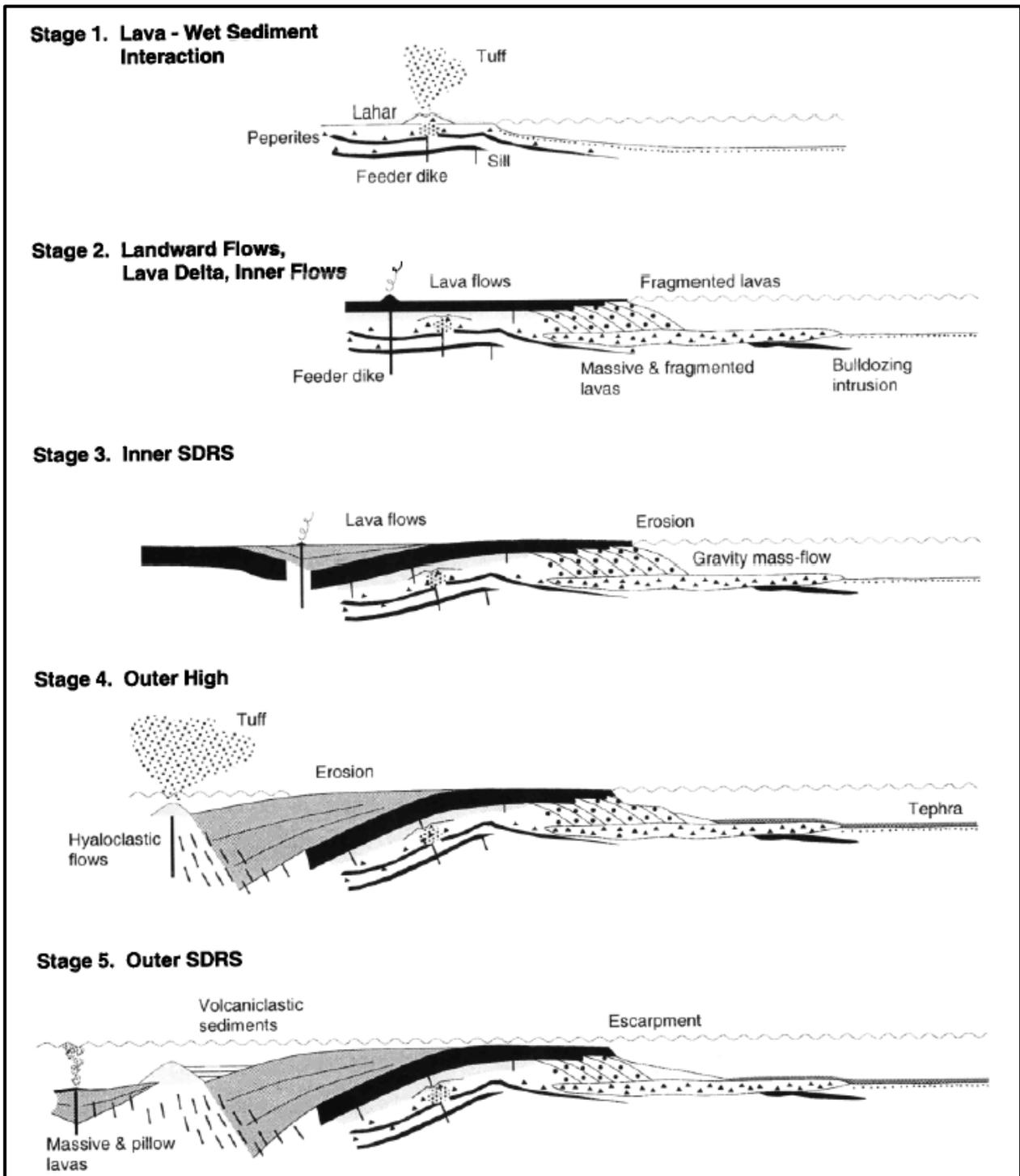


Figura 8: Modelo evolutivo esquemático em cinco estágios para a formação das principais sismofácies em margens vulcânicas. Planke *et al* (2000).

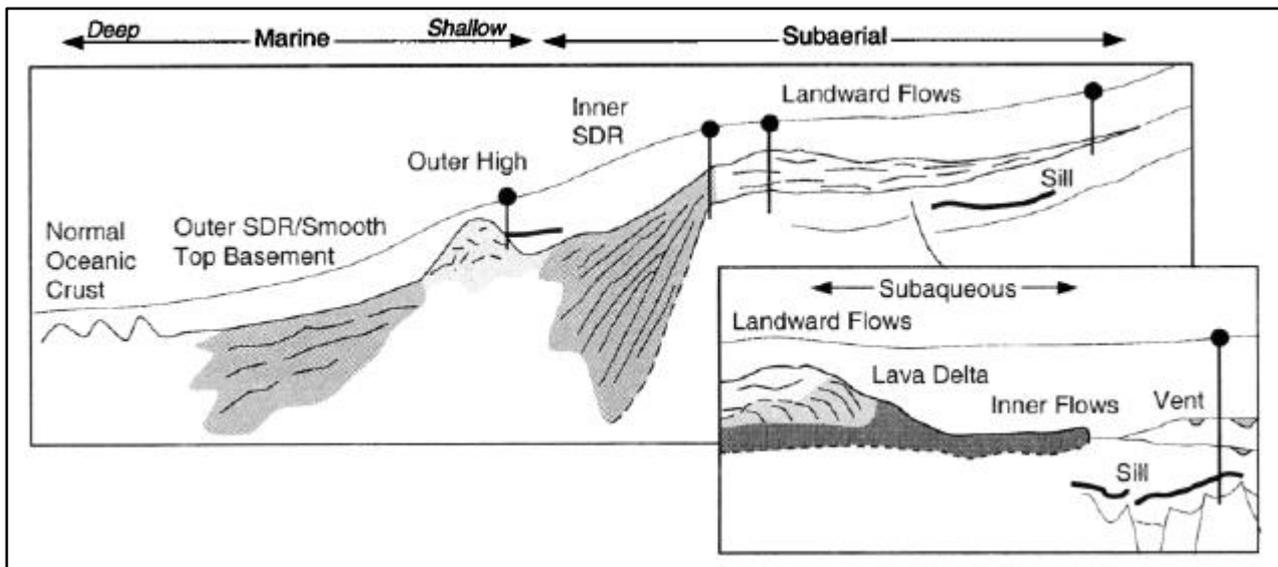


Figura 9: Modelos esquemático de sequência vulcânica extrusiva em uma margem vulcânica contendo as seis sismofácies características. Planke *et al* (2000).

Fluxos de lava (*lava flows*) são derrames subaéreos, intercalados com siliciclásticos, formando extensas mesas de basalto. Na sismica a sismofácies típica possui refletores plano-paralelos, com amplitude bem marcada, concordantes ou não com as sequências abaixo ou acima. Ainda fazendo parte do mesmo conjunto de sismofácies, os deltas hialoclastíticos (*lava deltas*) aparecem como feições sigmoidais progradantes, com refletores bem marcados, com terminações em *downlap* sobre uma superfície base ou sobre superfícies que indiquem um hiato da progradação vulcânica. Essa feição constitui o ponto em que o derrame subaéreo atinge a superfície aquosa, ocorrendo hialoclastitos, fragmentos de vidro vulcânico gerados pelo rápido resfriamento do magma. Na sismica é possível ver os refletores em sigmoides típicos de feições progradantes. Essas sismofácies em conjunto são identificadas como um *landward flow* (fluxo em direção ao continente) (PLANKE, 2000).

Atualmente pode-se ver fluxos de lava e deltas de lava no monte Kilauea, no Havaí. Apesar de não se tratar de um sistema totalmente análogo ao que será discutido neste trabalho, o cenário de derrame basáltico subaéreo formando uma frente deltaica ao adentrar o mar, formando lavas almofadadas e hialoclastitos, é provavelmente muito semelhante ao contexto que originou as fácies de *lava delta* identificáveis em sismica.

Os refletores com mergulho em alto ângulo formam um padrão conhecido como *Seward Dipping Reflectors*. São refletores extensos e bem marcados, cujo mergulho se torna mais acentuado em direção à bacia. Embora em um primeiro momento possa se tomar a direção do mergulho como a direção da deposição, na verdade, esses refletores mostram o contrário. Os estratos de rocha máfica

se depositaram originalmente de forma plano-paralela em extensos derrames subaéreos. Contudo, na medida em que o centro de espalhamento se afasta da porção mais distal, a porção mais proximal se resfria e inicia uma subsidência flexural, devido ao aumento da densidade e da sobrecarga com a continuidade dos derrames. Assim, os refletores mergulham na direção da bacia, atingindo grandes profundidades em sua porção proximal e chegando a permanecer quase horizontais em sua porção distal. A sobrecarga dos contínuos derrames rotacionam os estratos, que mergulham e atingem grandes profundidades, podendo superar 10 km. Na porção distal ocorrem as feições de *landward flows*. A composição desses derrames é máfica e são considerados como como porção superior de nova crosta oceânica que ocorrem de forma assimétrica, normalmente em margens passivas vulcânicas (PATON, *et al*, 2017). Os SDR ocorrem na interface entre tectonismo e magmatismo, quando o crescimento crustal ocorre pela adição de rochas vulcânicas que então sofrem subsidência. As rochas mais antigas apresentam os maiores mergulhos em direção à fissura ou sistema vulcânico (PLANKE, 2000; WRIGHT, 2013).

Já o Alto Externo (*Outer High*) é uma feição normalmente encontrada na porção em direção ao mar das SDR internas. Sua ocorrência está relacionada ao vulcanismo em ambiente marinho raso, constituindo-se de tufos, brechas basálticas e hialoclastitos. Possui a geometria de um monte, porém com continuidade lateral, por formar-se ao longo do rifte. Sua assinatura sísmica interior é caótica, mas com bordas de alta impedância (PLANKE, 2000).

Uma outra sismofácies de interesse para este trabalho é o *Hyaloclastitic Mound* (Figura 10), descrito por Calves *et al* (2011) como um edifício que se inicia em erupção submersa com um cone pioneiro e camadas subhorizontais de lavas almofadadas e material piroclástico. Em um segundo estágio o edifício chega ao nível do mar e apresenta erupções subaéreas. Nesse ponto diversos patamares de deltas magmáticos vão se empilhando, construindo o monte hialoclastítico. Os autores descreveram essa sismofácies como geometria de monte, com topo de alta amplitude a suave, camadas sobrepostas em *onlap* ou concordantes, base com baixa amplitude ou divergente e interrompida. Comprimento indo de 5 a 100 km, altura indo de 0,6 a 1,5 s TWT.



Figura 10: Monte hialoclastítico interpretado por Calves et al (2011) na margem da Índia Ocidental, Mar da Arábia.

3.3. Estratigrafia de Sistemas Carbonáticos

Em margens continentais passivas localizadas em baixas latitudes, há um padrão de estabelecimento e evolução de sistemas carbonáticos de grande escala. Precedido por um período de intensa atividade tectônica, com rifteamento crustal e criação de novo assoalho oceânico, segue-se um período de transgressões marinhas sob baixa atividade tectônica e pequeno aporte sedimentar siliciclástico. Nessas condições sistemas carbonáticos ou mistos se estabelecem e passam por grande período de crescimento, porém, eventualmente, tais sistemas acabam afogados ou soterrados por um aporte de terrígenos mais abundante. De todas as formas, o controle eustático é fundamental para o estabelecimento, evolução e eventual morte desses sistemas (TCHEREPANOV *et al.*, 2008).

A sedimentação carbonática ocorre predominantemente em águas quentes, rasas, com baixa turbidez, com movimentação de correntes ou ondas. Tais condições ocorrem entre as latitudes 30° N e 35° S (HAY; ROSOL; SLOAM II, 1988). Dentro dessas condições, três são as principais assembléias que formam fácies calcáreas. I) Chlorozoan, composta por uma associação de algas verdes, corais hermatípicos e moluscos, os quais se estabelecem em águas sempre quentes com salinidade moderada; II) Foramol, composta por foraminíferos, bryozoas, algas corallinas e moluscos, os quais sobrevivem em águas que podem atingir temperaturas mais frias; III) Chloralgal, composto basicamente por algas verdes que vivem em ambientes de águas quentes e alta salinidade, como em mares restritos de regiões áridas (LEES, 1975).

Assim como as sequências siliciclásticas, as carbonáticas também respondem a mudanças no nível de base. No entanto a acumulação carbonática é majoritariamente autóctone, tendo suas taxas de produção elevadas quando próximo à superfície, ou seja, sendo dependente da profundidade, o que torna os carbonatos bons indicadores de nível do mar. Ao contrário do sedimento siliciclástico, que

apenas responde ao espaço de acomodação físico, os carbonatos podem mudar na medida em que a assembleia de organismos muda, respondendo a diversos fatores ambientais (Figura 11). Com a mudança dos organismos muda a característica do sedimento carbonático (SEPM - SOCIETY FOR SEDIMENTARY GEOLOGY, 2016).

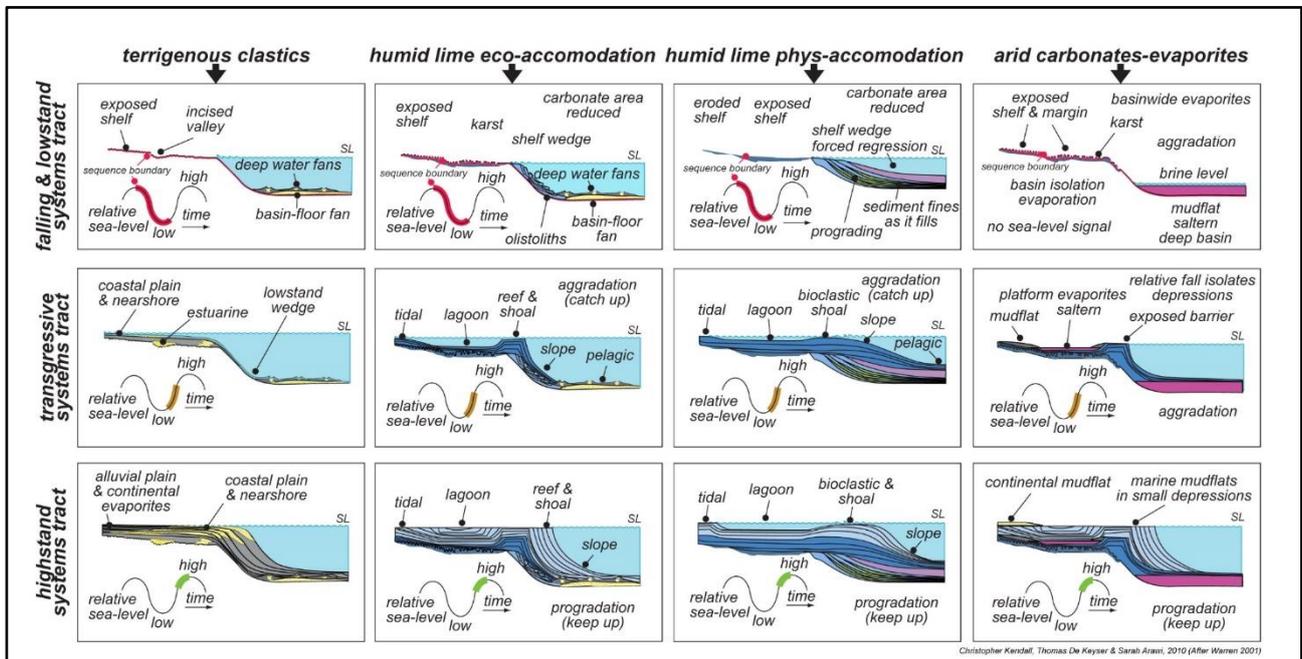


Figura 11: Sequências deposicionais siliciclásticas e carbonáticas dominadas por: I) condições ecológicas; II) espaço de acomodação; III) precipitação de evaporitos (SEPM - SOCIETY FOR SEDIMENTARY GEOLOGY, 2016).

3.3.1. Recifes de Borda de Plataforma

Recifes (*reefs*) e construções orgânicas (*buildups*) costumam ocorrer em ambiente marinho raso nas quebras de rampa, mas também em porções mais proximais, em laguna ou braço de mar epicontinental. Normalmente ocorrem de forma contínua e alongada ao longo do *strike* deposicional na quebra da plataforma, mas também podem ocorrer isolados no interior da mesma. A geometria deposicional é bastante influenciada pelas variações do nível do mar. Durante Tratos de Mar Alto os recifes e construções formam geometrias progradacionais e agradacionais. Os corais e bancos de lama carbonática composta por fragmentos de organismos (*mud-skeletal banks*) se desenvolvem normalmente em ambientes marinhos abertos, sobre um substrato rígido, controlado pela topografia progressa, como escarpas de falha. Os recifes se caracterizam pela produção local de organismos calcáreos, tendo tamanhos variados, até blocos e matacões, intercalados com calcarenitos e lamas carbonáticas. Os recifes são fontes de sedimento tanto para a bacia quanto para o interior da plataforma. Sobre a plataforma, onde se forma uma laguna ou um braço de mar raso, depositam-se sedimentos pós-recifais (*back reef*), com lençóis de calcarenito ou lamas formados por carapaças ou

fragmentos de coral. Esses sedimentos podem formar ilhas-barreira (*barrier islands*) e praias, alongadas, paralelas ao *strike* desposicional. Mais adentro da laguna deposita-se bancos de lama carbonática aloquímica ou de algas calcáreas, em um ambiente parálico, de menor energia (SEPM - SOCIETY FOR SEDIMENTARY GEOLOGY, 2013), como visto na Figura 12.

Quando esses recifes ou barras de areia carbonática se desenvolvem especificamente na borda da plataforma ela é denominada *carbonate rimmed shelf* (TUCKER; WRIGHT, 1990). Essas plataformas tem o desenvolvimento de recifes e corpos de areia ao longo da borda, que é de alta energia, turbulenta, sofrendo ações de ondas e correntes. A batimetria é rasa na borda, havendo bancos e recifes emersos em certos momentos. Há muita precipitação de cimento carbonático e ooides nessas margens. Normalmente se desenvolve uma laguna, protegida da maior parte das ondas e correntes pela barreira.

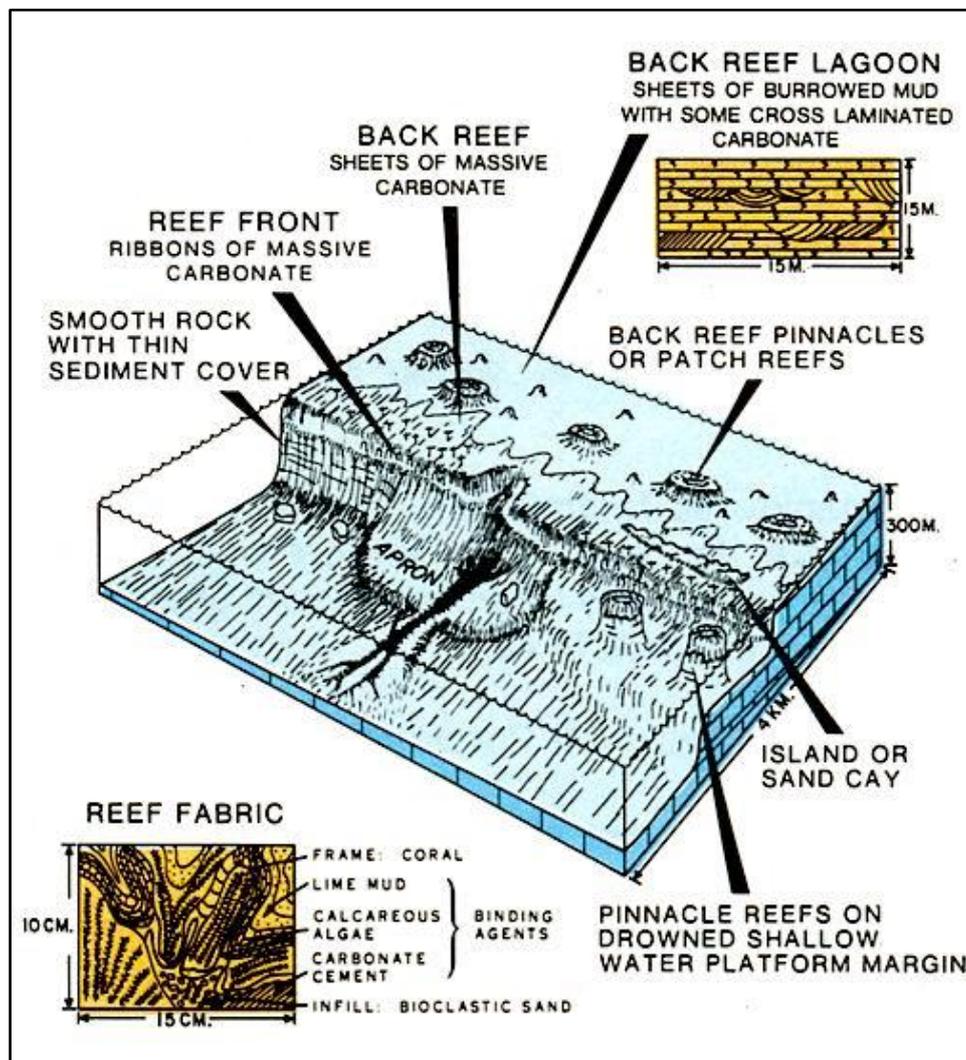


Figura 12: Morfologias de recifes e fácies associadas. (SEPM - SOCIETY FOR SEDIMENTARY GEOLOGY, 2013).

Os sistemas carbonáticos do tipo *barrier reef* passam por um período de crescimento mas eventualmente encaminham-se para serem ou soterrados por aporte terrígeno, devido a atividades tectônicas como soerguimento de porções continentais adjacentes (TCHEREPANOV *et al.*, 2010) ou podem ser afogados na medida em que a produção dos organismos não acompanha a subida do nível do mar (KUFFNER, 2018; ABBEY; WEBSTER; BEAMAN, 2011; PANDOLFI e KELLEY, 2011; BEAMAN; WEBSTER; WUST, 2008).

Recifes costumam se desenvolver verticalmente durante subidas lentas do nível do mar. Superfícies carcificadas de recifes antigos são submersas e se tornam substrato para o desenvolvimento recifal. Da mesma forma cordões de praia cimentados, barras arenosas, blocos rochosos falhados ou rochas vulcânicas, todos estes substratos podem servir para o desenvolvimento dos chamados *shoal reefs*. Com subida lenta do nível do mar e criação de espaço de acomodação os recifes tendem a desenvolver maior acreção vertical. Em termos gerais um recife que permanece em uma mesma batimetria de água rasa por um tempo consegue se desenvolver, podendo atingir uma geomorfologia madura e aplainada próxima da superfície do mar. Na medida em que o nível do mar aumenta e os recifes de borda de plataforma acompanham, pode haver aprisionamento de sedimento siliciclástico no interior da laguna, de forma que a bacia se torna faminta e a transição entre plataforma e bacia oceânica se torna mais saliente (SEPM - SOCIETY FOR SEDIMENTARY GEOLOGY, 2013).

James e Mountjoy (1983, *apud* TUCKER; WRIGHT, 1990) identificam cinco tipos de resposta de uma margem de plataforma com borda carbonática em relação às mudanças de nível do mar (Figura 13): i) estacionário; ii) *offlap*; iii) *onlap*; iv) afogado; v) emergente. No tipo de resposta estacionária a posição da margem não muda muito ao longo do tempo, tendo um padrão agradacional. Com uma alta produtividade dos organismos na borda da plataforma e uma taxa de subida do mar equilibrada com a produção de sedimentos, o relevo da borda terá acreção vertical e uma laguna intra-plataforma se desenvolverá. No modo *offlap*, com grande produção carbonática e o nível do mar subindo lentamente, os carbonatos da margem progradam para a bacia. Nessa situação onde há menos espaço de acomodação os carbonatos ficam próximos à superfície, o que pode restringir mais a circulação nas lagunas. O tipo *onlap* ocorre com a migração de fácies em direção à plataforma, normalmente quando a margem possui predominância de barras arenosas carbonáticas. O tipo afogado ocorre quando a taxa de elevação marinha supera a capacidade de produção carbonática, permitindo que sedimentação de águas profundas cubra a plataforma e o talude. Por fim, o tipo emergente ocorre na situação inversa, quando o nível do mar cai abaixo da quebra da plataforma, causando exposição subaérea de grande parte da plataforma. Carbonatos de águas rasas podem se depositar no talude nesses períodos.

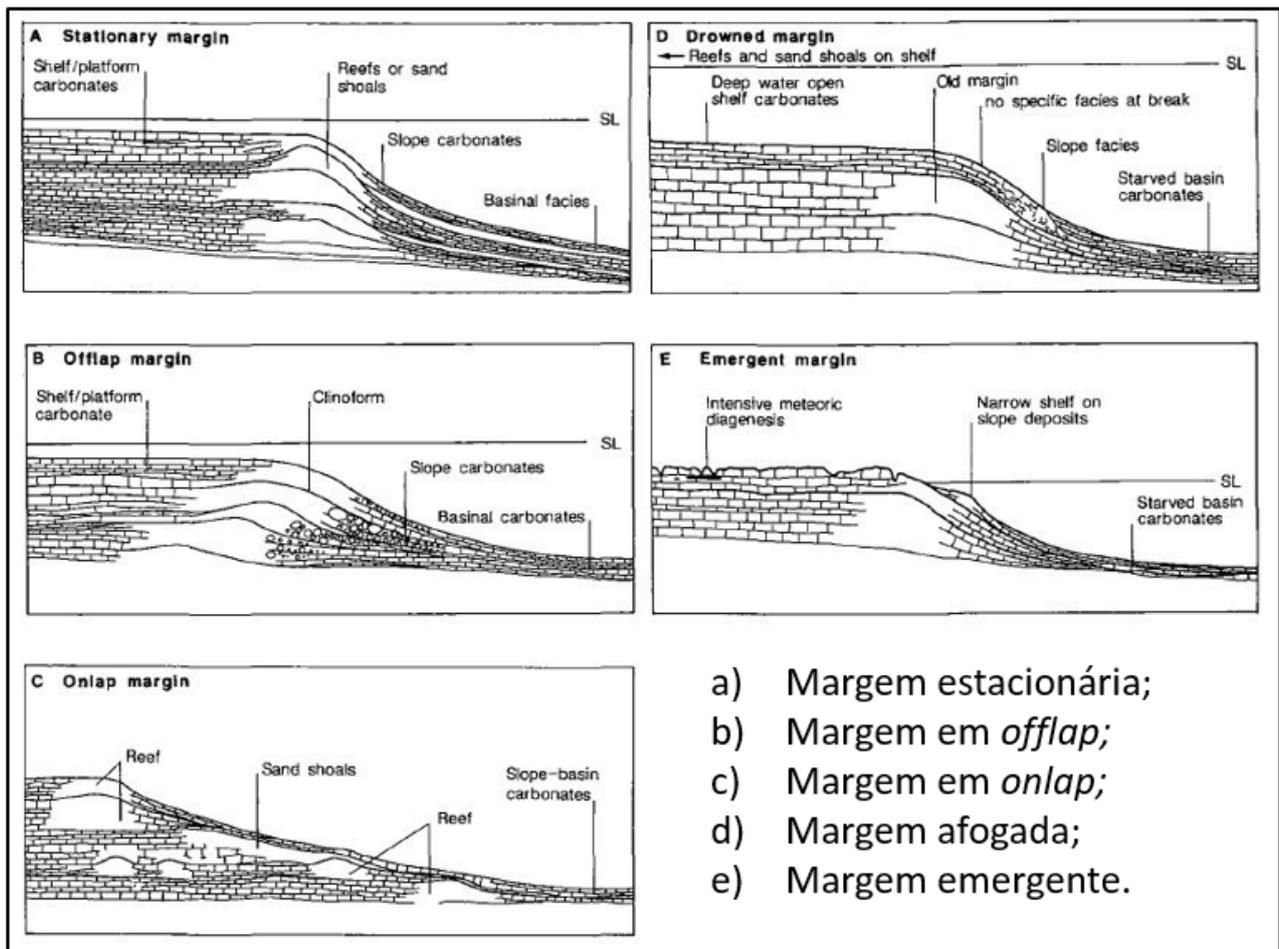


Figura 13: tipos de margem carbonática com relação a resposta ao nível relativo do mar (adaptado de TUCKER e WRIGHT, 1990)

Tucker e Wright (1990) explicam ainda os três tipos básicos de borda de plataforma carbonática (Figura 14): i) Acrecionária; ii) Desviada (*bypass*); iii) Erosional. As do tipo acrecionárias constituem migrações laterais, pouca acreção, com progradações sobre o talude. A do tipo desviada tem maior acreção vertical, dominada por recifes. Pouco sedimento passa para o talude, a não ser por vales escavados de desvio (*escarpment bypass*). Por fim, as plataformas do tipo erosionais, sendo normalmente plataformas expostas, sendo erodidas por marés e correntes, formando falésias e acumulando leques de detritos no talude.

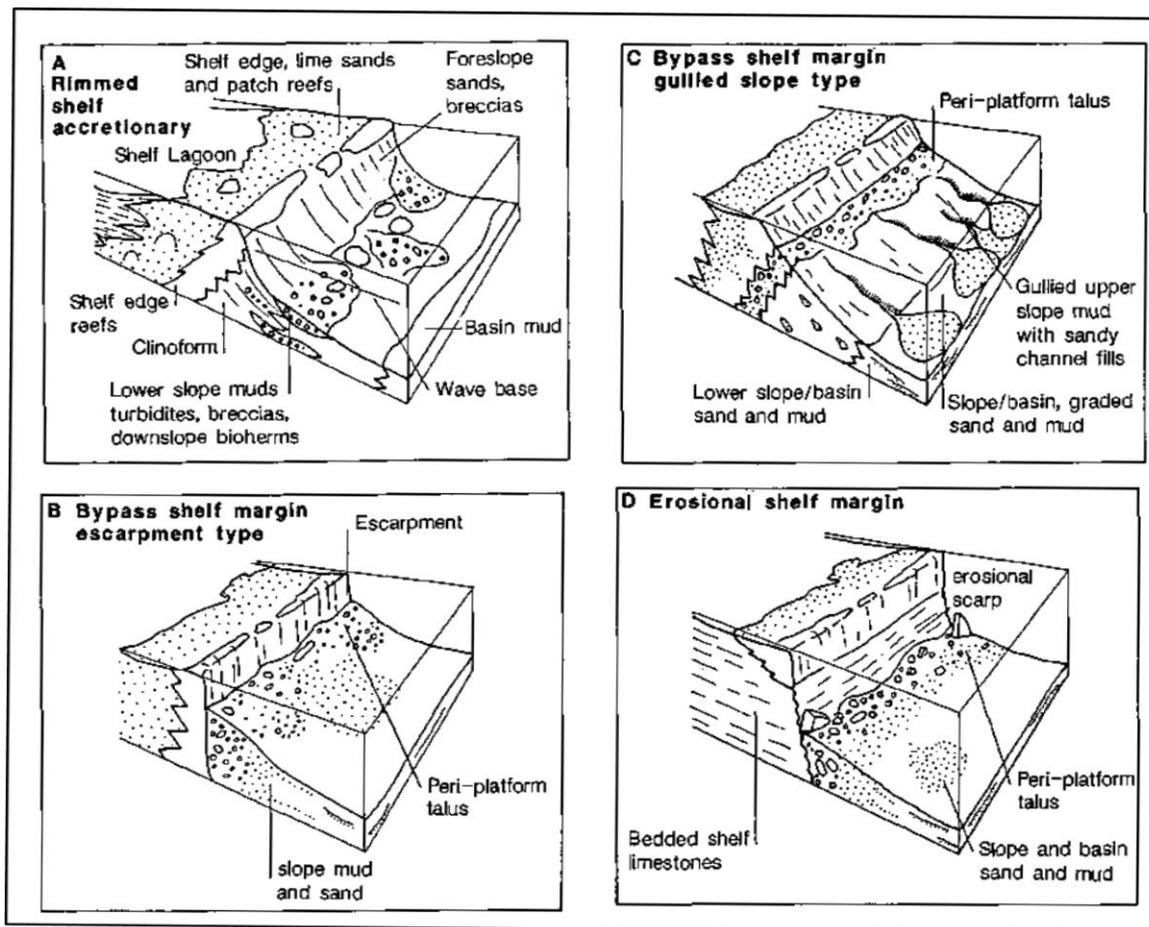


Figura 14: tipos de margem carbonática (TUCKER; WRIGHT, 1990).

3.3.2. Sistemas Depositionais Mistos

Os sistemas carbonático-siliciclásticos, ou sistemas mistos, constituem não sistemas separados de sedimentação, mas sim um *continuum*, um sistema sedimentar único com variações laterais de fácies. Os sedimentos carbonáticos de água rasa dependem do pequeno aporte de siliciclásticos, principalmente das frações silte e argila. Quando há o estabelecimento da fábrica carbonática ela tende a excluir ou mover o sedimento siliciclástico, visto que os carbonatos podem originar construções e alterar a batimetria. Dessa forma os sedimentos terrígenos tendem a procurar canais, ou são desviados para outra porção da plataforma, ou até mesmo ficam aprisionados em ambiente nerítico por correntes. As fácies carbonáticas e siliciclásticas podem substituir uma a outra pela variação lateral de fácies, por mudanças no nível do mar, no clima e no aporte sedimentar. A assembleia esquelética mais encontrada em sistemas mistos é a *foramol*, provavelmente por ser menos sensível a efeitos inibidores como turbidez, instabilidade de substrato, etc. Entretanto, pode haver a mudança de uma assembleia por outra ao longo do tempo (TAGLIARI, 2013).

Em geral um sistema misto começa a se desenvolver durante um Trato de Mar Baixo, com os sedimentos terrígenos adentrando a bacia por vales incisos. Ao final deste trato, com o fim da descida do nível do mar, inicia-se uma progradação siliciclástica na borda enquanto os terrígenos predominam na laguna ou mar epicontinental. Com o aumento de turbidez e nutrientes na laguna a produção carbonática tende a diminuir, visto que os dois tipos de sedimento se substituem. Entretanto, na borda da plataforma, onde os siliciclásticos não chegam em maior quantidade, os carbonatos da borda crescem e acompanham a subida do nível do mar.

O início do Trato de Sistema Transgressivo pode ser identificado por uma superfície transgressiva. Os sedimentos terrígenos são depositados na porção mais proximal, muitas vezes aprisionados em planícies de inundação ou de maré. A resultante da subsidência da bacia e da subida do nível do mar provoca uma tensão nos carbonatos, de forma que embora aqueles de borda possam acompanhar o aumento da batimetria (*keep up*), aquelas da laguna podem cessar (*give up*). Algumas construções (*buildups*) isoladas na porção *offshore* podem surgir e apresentar crescimento significativo nessa fase, formando *pinnacles*.

Durante o Trato de Mar Alto de uma margem fluvio-deltaica a fábrica carbonática continua ativa, mas não tanto quanto durante o Trato de Mar Baixo. Com o mar alto pode haver o aprisionamento de sedimentos siliciclásticos próximos à linha de costa.

Com o início da regressão marinha formam-se clinoformas margem abaixo, expondo carbonatos que são carsificados e permitindo o avanço do sistema flúvio-deltaico, com canais escavando a laguna. Com o aumento da turbidez a fábrica carbonática da laguna é então cessada. Na porção distal a barreira de recifes permanece em águas rasas e bacia adentro carbonatos de água profunda se depositam no talude. Com a queda do nível do mar o fluxo de sedimentos siliciclásticos para a bacia aumenta, até que a fábrica carbonática é cessada e os sedimentos siliciclásticos de água profunda sobrepõem os sedimentos carbonáticos. A passagem direta dos terrígenos pelos vales incisos pode favorecer a retomada de crescimento dos carbonatos nas partes altas na próxima subida do mar (SEPM - SOCIETY FOR SEDIMENTARY GEOLOGY, 2013).

No período de regressão marinha e Trato de Mar Baixo é possível que haja erosão dos carbonatos expostos e desestabilização de porções de talude, ocasionando leques de areia carbonática ou mesmo fluxos de detritos com lama e brechas calcáreas em águas profundas (BELOPOLSKY; DROXLER, 2004).

3.3.3. Plataformas Carbonáticas Análogas

Atualmente há alguns sistemas carbonáticos de recifes de borda de plataforma no mundo. Entre eles o Golfo de Papua, a Grande Barreira de Recifes da Austrália (Figura 15) e os bancos de Belize e das Bahamas (Figura 16) no Mar do Caribe. Para Droxler e Jorjy (2013), a última deglaciação teve fundamental importância no estabelecimento de muitas modernas plataformas carbonáticas, com sistemas pretéritos servindo de substrato para os novos.

Tcherepanov *et al* (2008; 2010) estudaram o sistema deposicional misto no Golfo da Papua onde durante o Neo-Oligoceno e Mesomioceno desenvolveu-se uma plataforma carbonática de água rasa com recifes de borda de plataforma. O sistema depositou um espesso pacote sedimentar – que os autores atribuem a um grande espaço de acomodação gerado por subsidência, visto que a eustasia apenas não explicaria tamanha deposição. No fim do Mioceno o sistema começou a ser soterrado por fluxos siliciclásticos cada vez maiores oriundos da orogenia *Central Range* na Papua-Nova Guiné, culminando no quase total soterramento do mesmo durante o Plioceno. Atualmente, apenas a porção sul ainda é um sistema misto, onde plataformas resilientes e barreiras de recife afogadas se encontram próximos ao ambiente de domínio siliciclástico.

A Grande Barreira de Corais (GBC), atual maior sistema de recifes de coral do mundo, é geologicamente recente, tendo surgido há aproximadamente 450 ky. A plataforma de Queensland possui uma barreira de recifes submersa a partir de 40 m de profundidade. Esses recifes submersos espelham a geomorfologia da atual costa, mostrando que houve forte controle eustático sobre o sistema carbonático. Com as flutuações do nível do mar pleistocênicas, durante um período de mar baixo com subida lenta do nível de base, houve desenvolvimento da margem carbonática, a qual, no entanto, foi afogada com a rápida subida do nível marinho da última deglaciação (ABBEY; WEBSTER; BEAMAN, 2011; BEAMAN; WEBSTER; WUST, 2008; PANDOLFI; KELLEY, 2011). Dessa forma o sistema carbonático foi movido em direção ao continente (*backstepping*).



Figura 15: Grande Barreira de Corais, Austrália. Imagem do sensor MODIS. Fonte: NASA.



Figura 16: O Grande Banco das Bahamas. Fonte: Google Maps.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Como dados finais gerados por este trabalho temos 4 horizontes interpretados, 2 *surface picks* e uma superfície interpolada, além de diversas falhas. Sendo os mesmos:

- Horizonte Topo_vulc_abrolhos;
- Horizonte Vulc_diques_abrolhos;
- Horizonte Hrzy_abrolhos;
- Horizonte DOS_abrolhos;
- Superfície topo_vulc_abrolhos;
- *Surface pick* hrzy;
- *Surface pick* topo_vulc.

A partir desses dados e outros, como perfis de poço (DT, GR e RHOB), marcadores estratigráficos, horizontes de referência, foi possível estabelecer o modelo aqui proposto.

O horizonte “topo_vulc_abrolhos” é interpretado como coincidente com a DPES – Discordância Pré-Eoceno Superior – para a região, visto que esta discordância é de caráter regional e ocorre em toda a bacia (ZALÁN; OLIVEIRA, 2005). O horizonte “vulc_diques_abrolhos” foi interpretado com intuito de observar a provável ocorrência dos diques na área de estudo. O horizonte “hrzy_abrolhos” foi interpretado em diversas linhas, não havendo dados de bioestratigrafia que corroborem sua idade ou origem. No entanto, conforme será discutido adiante, este horizonte é a provável Discordância do Plioceno (DPLIO). O horizonte “DOS_abrolhos” é uma superfície de alta impedância, concordante com os refletores abaixo e acima, aqui interpretada como uma paraconformidade. Dados de poço apontam para a idade oligocênica, no topo da sequência Cangoá, subsidiando esta interpretação. A superfície “topo_vulc_abrolhos” é a interpolação do horizonte interpretado em diversas linhas sísmicas, com o intuito de verificar a conformação do topo da sequência vulcânica. Ressalta-se que esta superfície não pode ser considerada como o paleo-relevo, visto que não foram feitas modelagens de subsidência e compactação. Os *surface picks* (marcadores estratigráficos) são a identificação das superfícies através dos perfis de poço (DT, RHOB e GR), além da litologia (amostras de calha).

Dessa forma foram interpretadas quatro sequências (Figura 17), usando discordâncias como limites de sequências, a partir de França *et al* (2007a, 2007b), sendo estas as sequências: Vulcano-sedimentar (Império, contudo pode abarcar parte da sequência Lagoa Parda); Cangoá; Peroá e Mioceno (diante da dificuldade de se identificar as discordâncias intra-miocênicas nas sessões estudadas, podendo até estarem ausentes em grande parte da área).

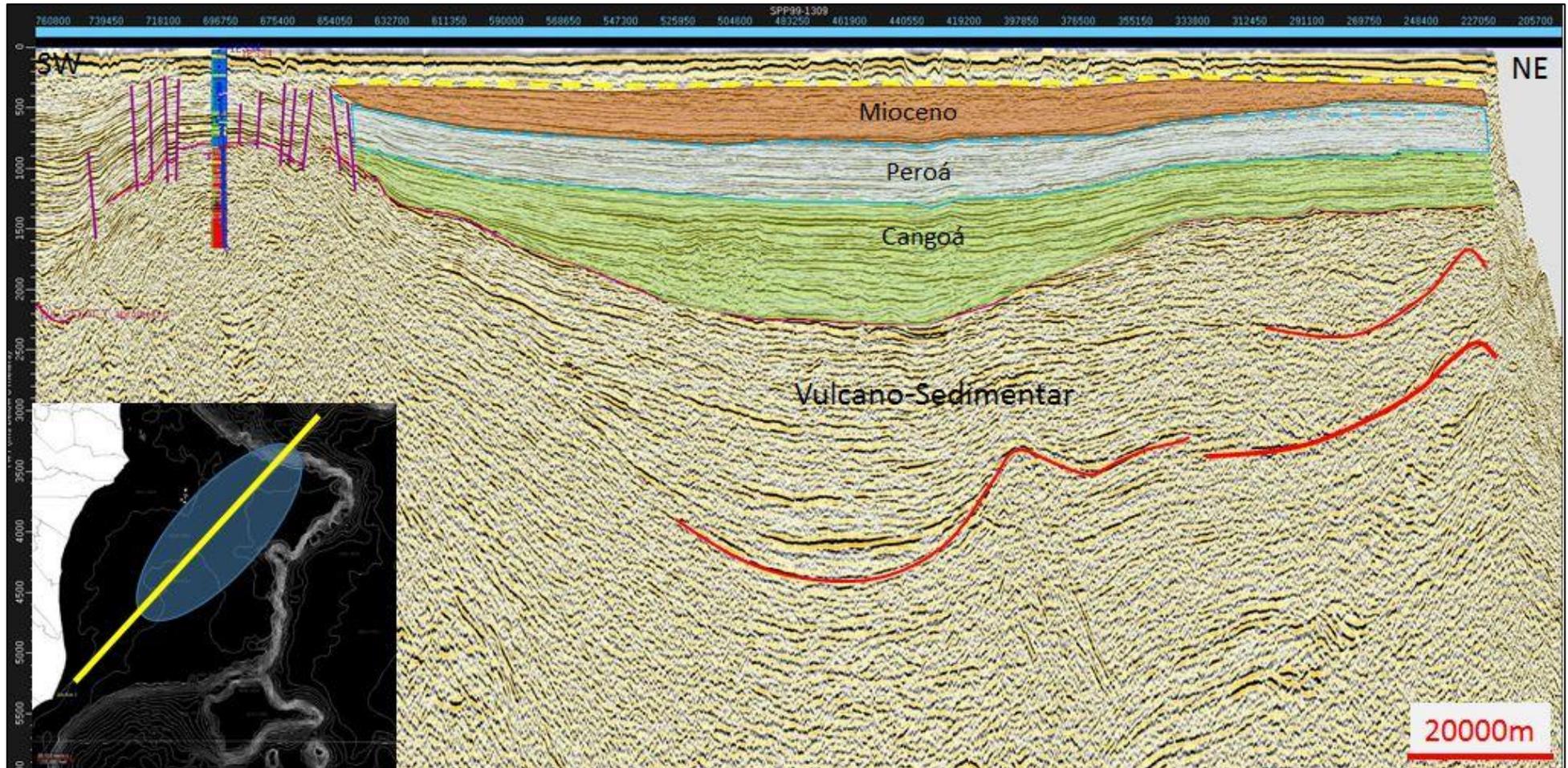


Figura 17: Sequências estratigráficas interpretadas.

4.1. A Sequência Vulcano-Sedimentar

Neste trabalho as sismofácies identificadas nesta sequência são: *Lava Delta*; *Lava Flow*; *Hyaloclastitic Mound* e *Seaward Dipping Reflectors (SDR)*. Diversas feições de *lava delta*, *lava flows* e *landward flows* em toda a porção W da Plataforma de Abrolhos (Figura 18).

Sismofácies de *lava deltas* e *lava flows* também foram encontradas por Brandão *et al* (2018) na porção oeste do Banco Besnard. Para os autores a construção do banco se deu a partir de sucessivos derrames vulcânicos. Dados de poços comprovam a presença de hialoclastito em vários locais na região da Plataforma de Abrolhos e do Banco Besnard. A espessura estimada dos derrames no Banco Besnard é comparável àquelas encontradas por Wright (2013) nas ilhas *Faroe-Shetland*, com aproximadamente 500 a 600 m em cada patamar.

Alguns altos vulcânicos foram identificados nas linhas sísmicas (Figura 19), sendo um deles sob a localização do poço 1-ESS-20, outro, o de maior expressão, denominado no escopo deste trabalho de Alto Central de Abrolhos (ACA). Enquanto o ACA parece ter todas as características de monte hialoclastítico (Figura 20), o Alto do 1ESS20 é de menor expressão, mas localizado, com assinatura sísmica interna predominantemente caótica, possivelmente indicando um monte vulcânico submarino que não chegou a desenvolver as proporções do ACA. Feições similares foram encontradas em outros trabalhos como Nayak *et al* (2012) na cordilheira *85° Ridge*, na Bacia de Mahanadi, na Índia.

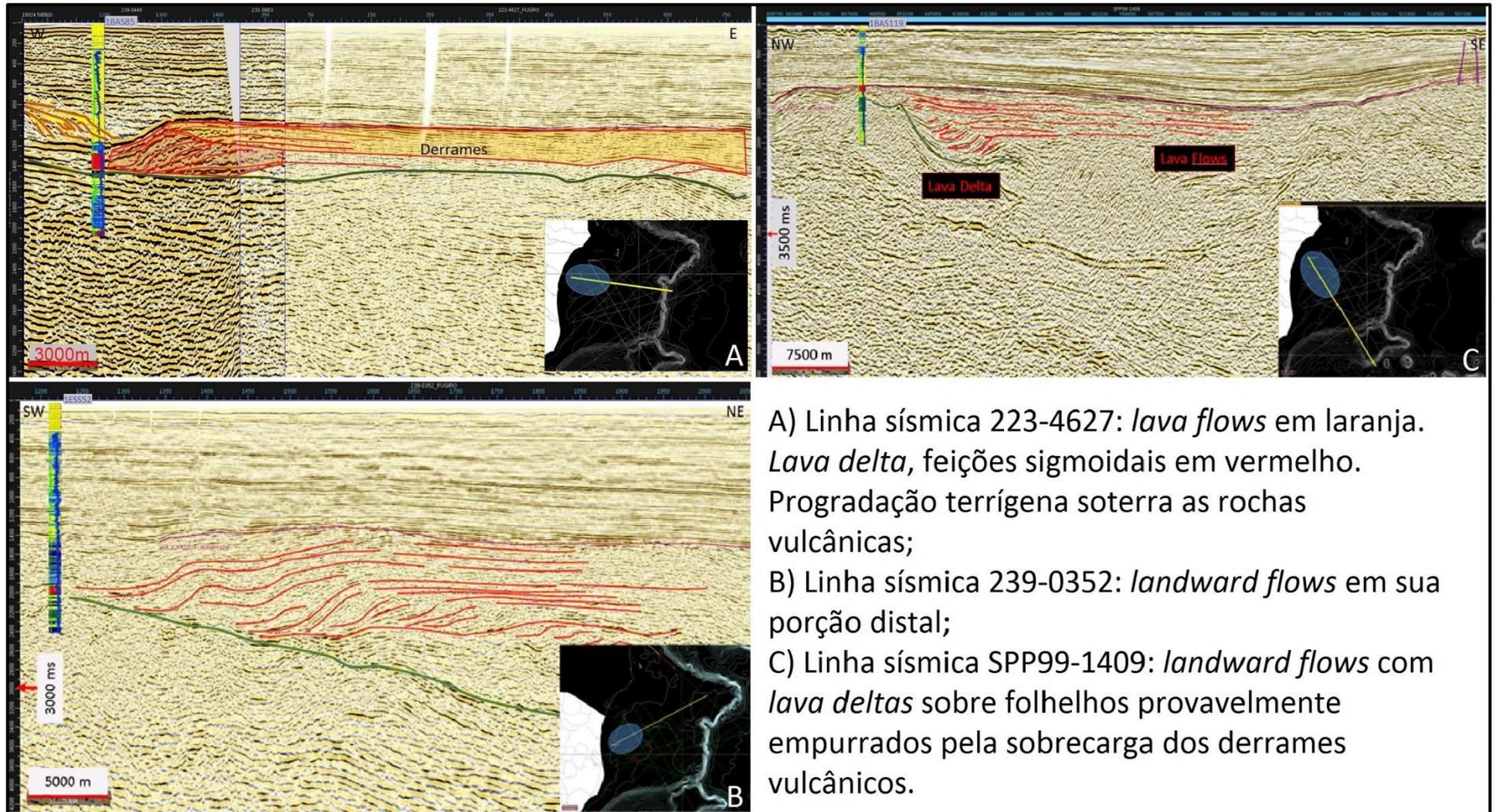


Figura 18: *Landward flows* em três sentidos diferentes: SW, W e NW.

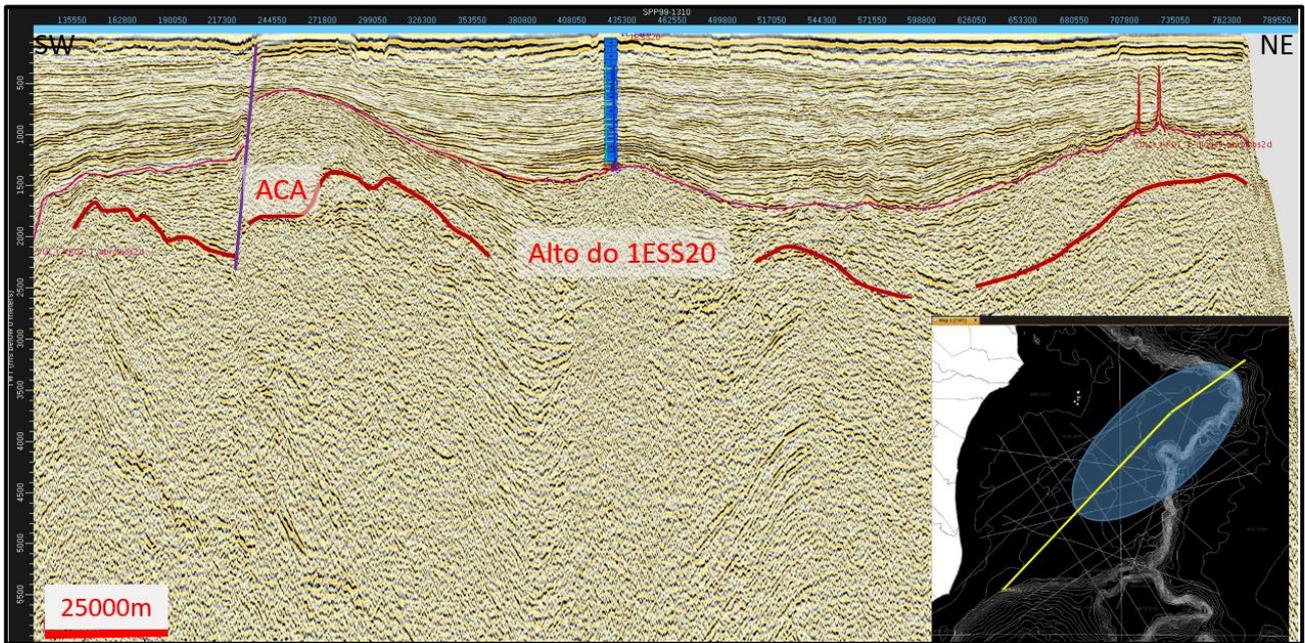


Figura 19: Linha sísmica SPP99-1310. Alto Central de Abrolhos e o Alto do 1ESS20. Duas edificações vulcânicas de relevante expressão. A porção externa da plataforma apresenta também uma elevação a qual se apresenta em toda a borda E e N.

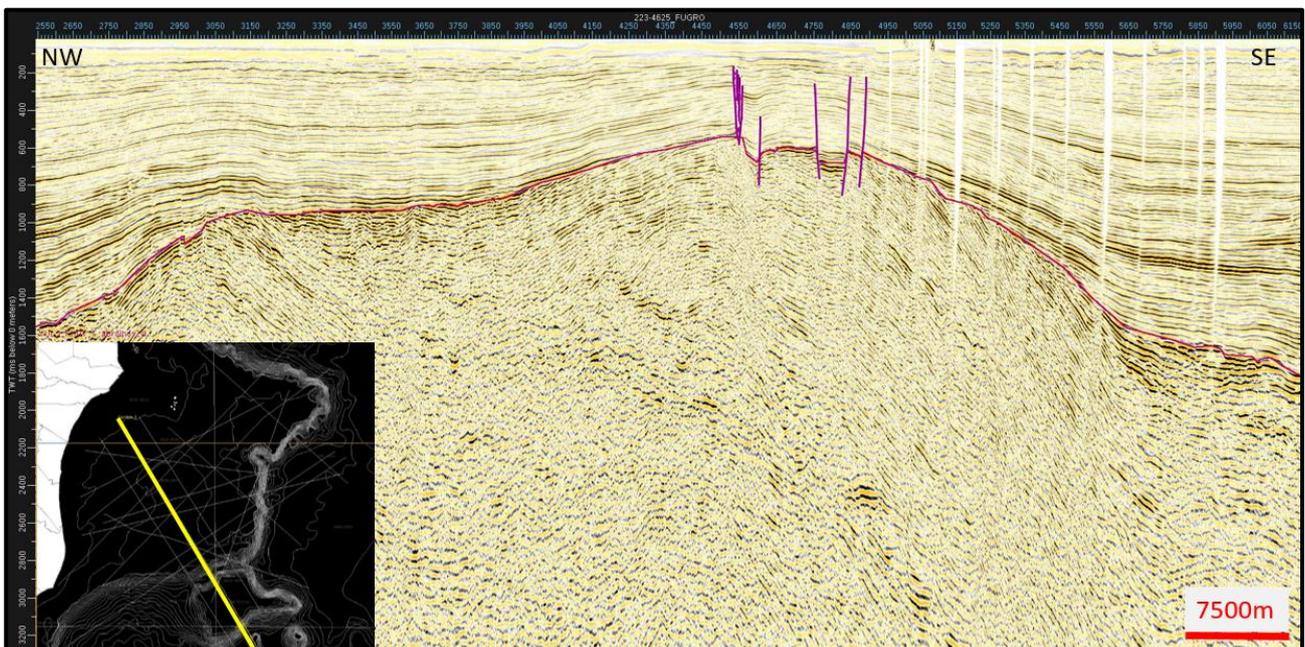


Figura 20: Linha 223-4625. ACA (Alto Central de Abrolhos) como *Hyaloclastitic Mound*. O horizonte que marca o topo da sequência vulcano-sedimentar (Sequência Império) é interpretado como a linha vermelha na porção medial da imagem.

O ACA se mostra com o topo amplamente fraturado, perturbando o pacote sedimentar sobreposto. Em algumas linhas, como na SPP99-1310 e na 239-0351, é possível verificar uma falha de caráter predominantemente normal (Figura 21 e **Erro! Fonte de referência não encontrada.**), de direção

NW-SE e mergulho para SW, mas que tem características de inversão, com presença de estruturas em arpão. As camadas acima do ACA surgem em *onlap* em suas laterais, mas em camadas acima elas são paralelas à geometria do horizonte que marca o limite da sequência vulcânica. Além disso, sobre o ACA, parece haver certo encurtamento de seção e alguns truncamentos locais. As fraturas no topo podem ser diáclases causadas pelo resfriamento e soerguimento relativo. Embora a maior parte das fraturas pareça de natureza adiastrófica, a falha normal NW-SE com grande rejeito vertical pode ter raízes tectônicas. Mohriak (2005) já apontava para a possibilidade de componentes compressionais na tectônica da região, inclusive relacionados ao soerguimento da ilha de Santa Bárbara e do anticlinal do Parcel das Paredes, o que pode dar sentido às feições de inversão. A direção desta falha é coincidente com a Zona de Falhas Rio Doce (Figura 5). Segundo Bricalli e Mello (2014), existe um controle estrutural neotectônico importante no norte do estado do Espírito Santo, de orientação NW-SE, o qual condiciona a drenagem de diversos rios no norte do Espírito Santo além das lagoas de Linhares.

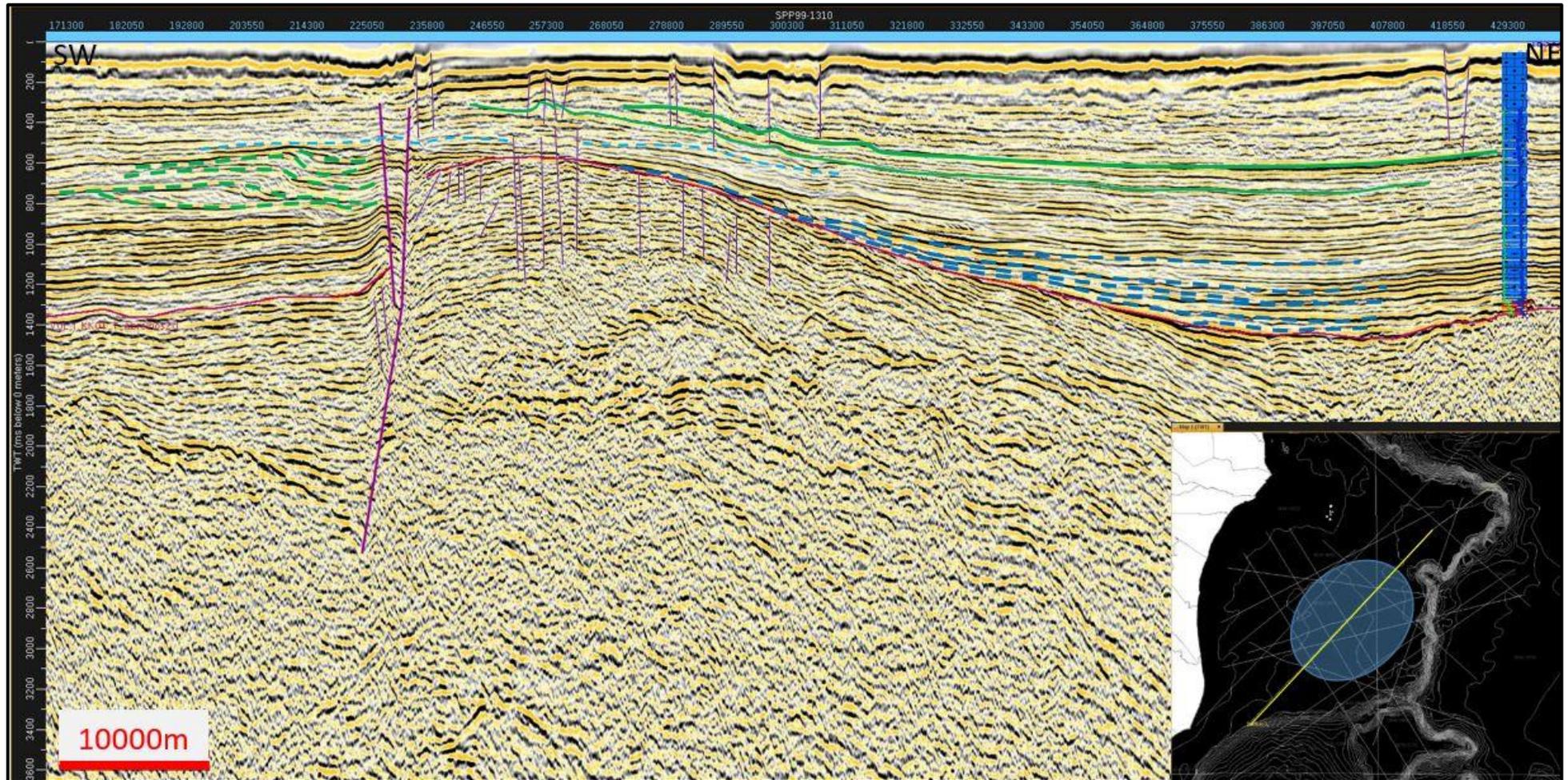


Figura 21: Linha sísmica SPP99-1310. Alto Central de Abrolhos. A linha vermelha identifica o topo da sequência Vulcano-sedimentar. Falha subvertical com rejeito normal de cerca de 500 ms TWT. No sentido NE, refletores saem em *onlap* do ACA e seguem plano-paralelos sobre a plataforma. Sobre o ACA há encurtamento de sessões. Para SW há inversão do mergulho aparente.

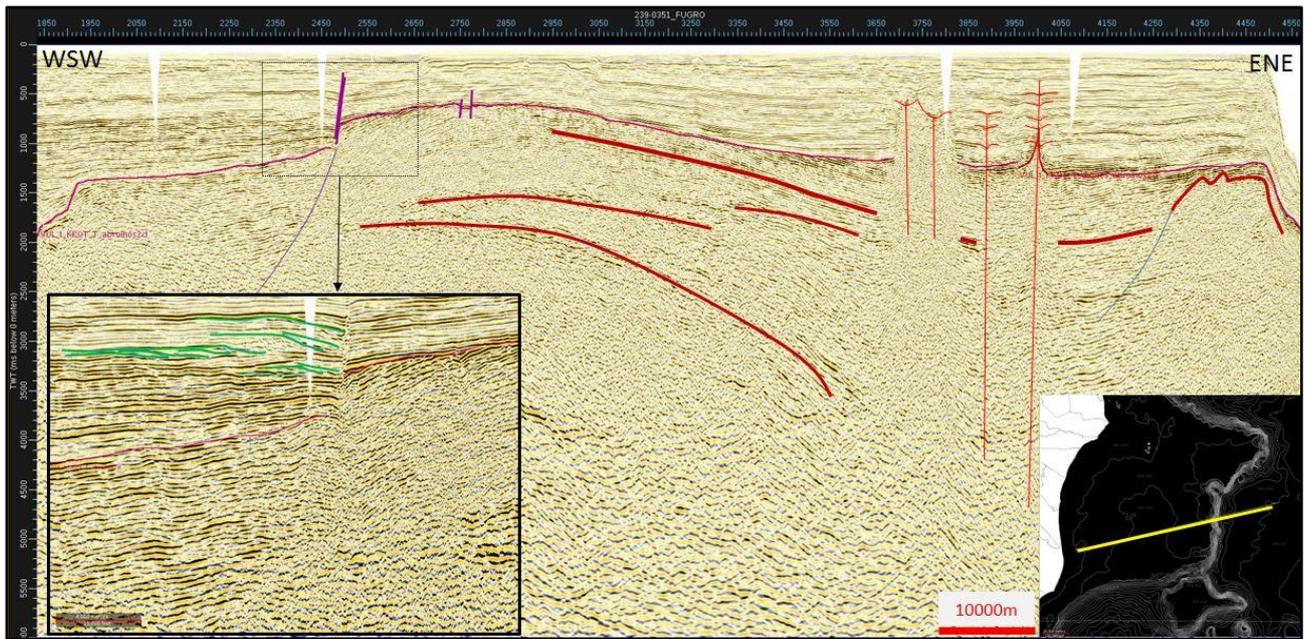


Figura 22: Linha sísmica 239-0351. Falha normal no ACA. Feições progradantes com mergulho invertido podem ser vistas, indicando que a porção a W do ACA pode ter sofrido basculamento. Na parte externa da plataforma há diques vulcânicos com soleiras em estrutura tipo gaivota. O alto externo da plataforma pode ser visto na extremidade ENE.

Nas linhas que abarcam toda a borda N e E da plataforma é possível ver uma estrutura alta, possivelmente também vulcânica, cônica e lateralmente contínua, a qual demarca toda a borda externa da Plataforma de Abrolhos dentro da sequência vulcano-sedimentar (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**, e Figura 23). Essa elevação em toda a borda E e N da plataforma pode ser aqui interpretada como um *Outer High*, visto que é uma elevação de geometria cônica a aplainada no topo, com assinatura sísmica interna por vezes caótica, ou com refletores seguindo a geometria cônica. Essa feição ocorre na parte proximal das SDR internas e apresentam continuidade lateral ao longo do *strike*, como previsto por Planke *et al* (2000).

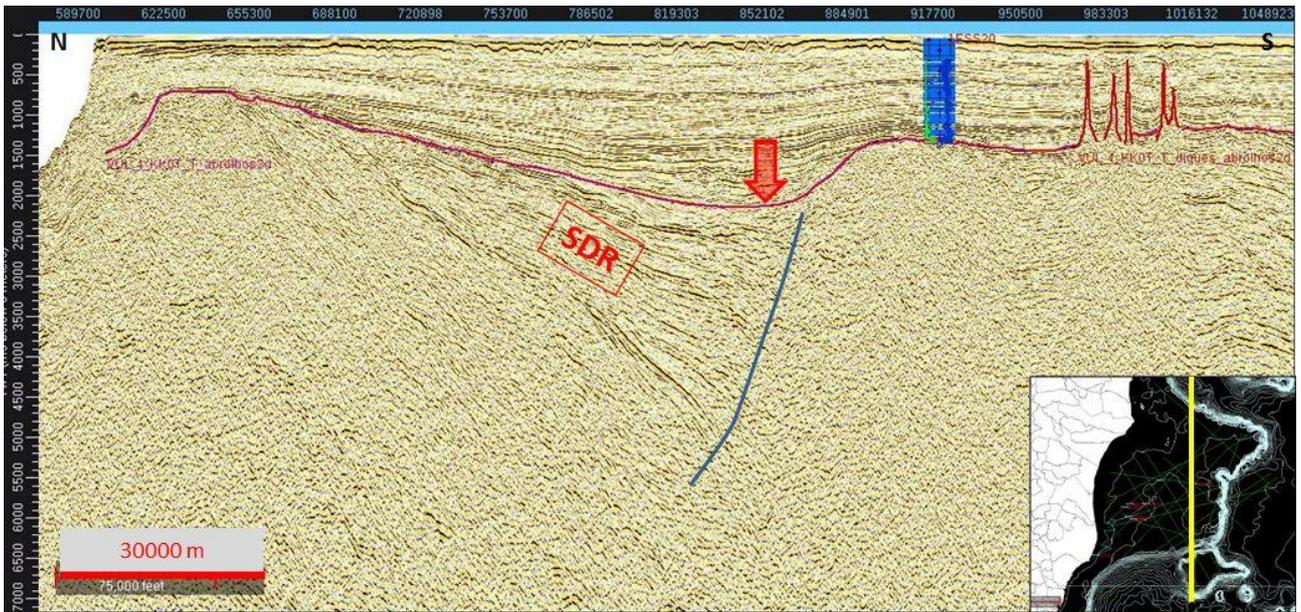


Figura 23: Linha sísmica SPP99-1103.

Já a sismofácies SDR podem ser vistas em diversas linhas, mergulhando em direção a um alto vulcânico como o ACA, o alto do poço 1ESS20 ou ao alto externo (Figura 23). Algumas feições SDR atingem profundidades de até 6000 m/s TWT. Muitas SDR mergulham ao encontro do alto do 1ESS20, mostrando que este deve ter sido uma das principais fontes dos derrames (Figura 24).

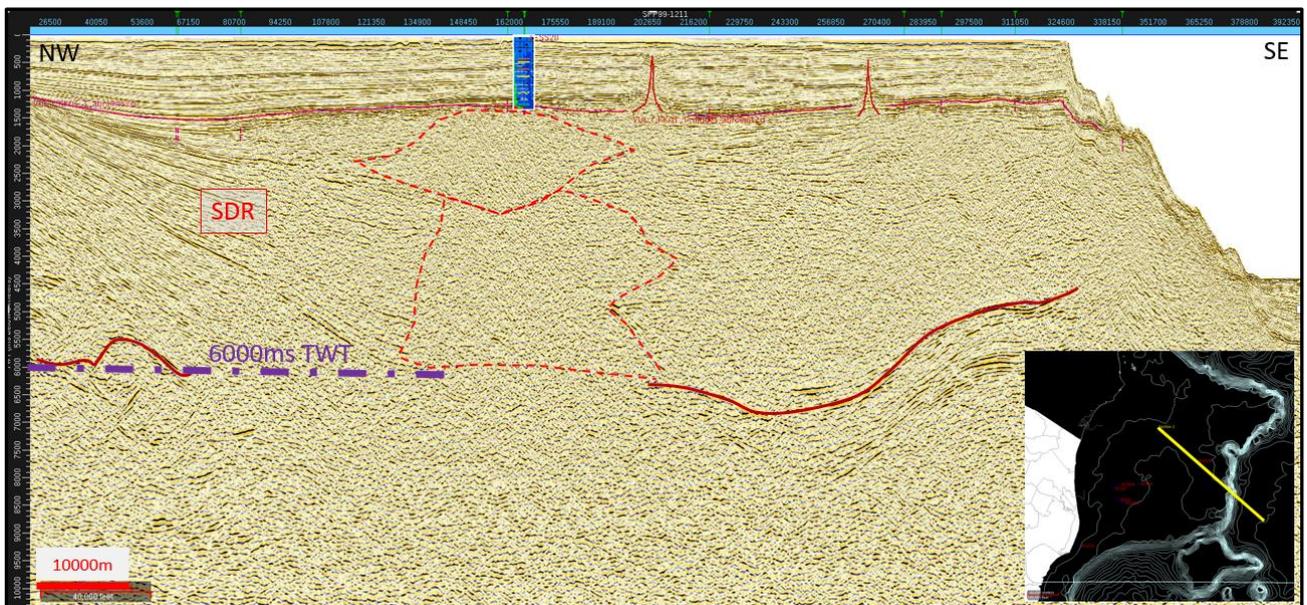


Figura 24: Linha sísmica SPP99-1211.

Já nas linhas que cruzam a porção sul a feição elevada na borda desaparece e as sismofácies de SDR parecem mergulhar ao encontro da Passagem de Besnard, a qual faz a separação entre a Plataforma de Abrolhos e o Banco Besnard. Nota-se a continuidade de refletores, dentro da sequência vulcano-sedimentar, entre ambos, de forma que não há rompimento ou erosão dos mesmos. Dessa forma, pode-se pensar que a abertura entre as plataformas é pré-existente ao vulcanismo, de forma que os

derrames preencheram em parte essa passagem. Por outro lado, o não preenchimento, de fato, da abertura pode indicar que a mesma estava se formando simultaneamente ao evento magmático. No banco Besnard há presença de *lava deltas* com mesma direção de fluxo que na Plataforma de Abrolhos. Também ocorrem diversos diques e soleiras, como na borda externa de Abrolhos (Figura 25).

A sequência Vulcano-sedimentar do Paleoceno e do Eoceno se instalou sobre um espesso pacote sedimentar pretérito. Embora a visualização sísmica abaixo das rochas vulcânicas seja dificultada, é possível interpretar um pacote sedimentar cretáceo. O embasamento pode estar a partir de 7000 ms TWT. É deveras difícil interpretar todo o dado abaixo e entre as plataformas, no entanto uma seção esquemática a partir da linha SPP99-1409 foi proposta (Figura 26).

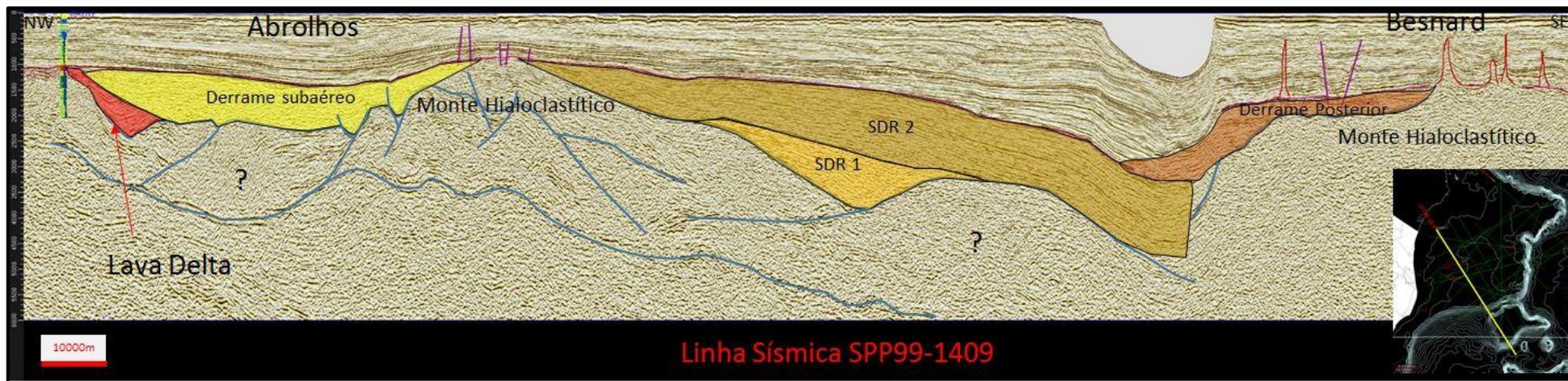


Figura 25: Linha sísmica SPP99-1409. Seção NW-SE abrangendo a Plataforma de Abrolhos e o Banco Besnard. São identificadas sismofácies vulcânicas.

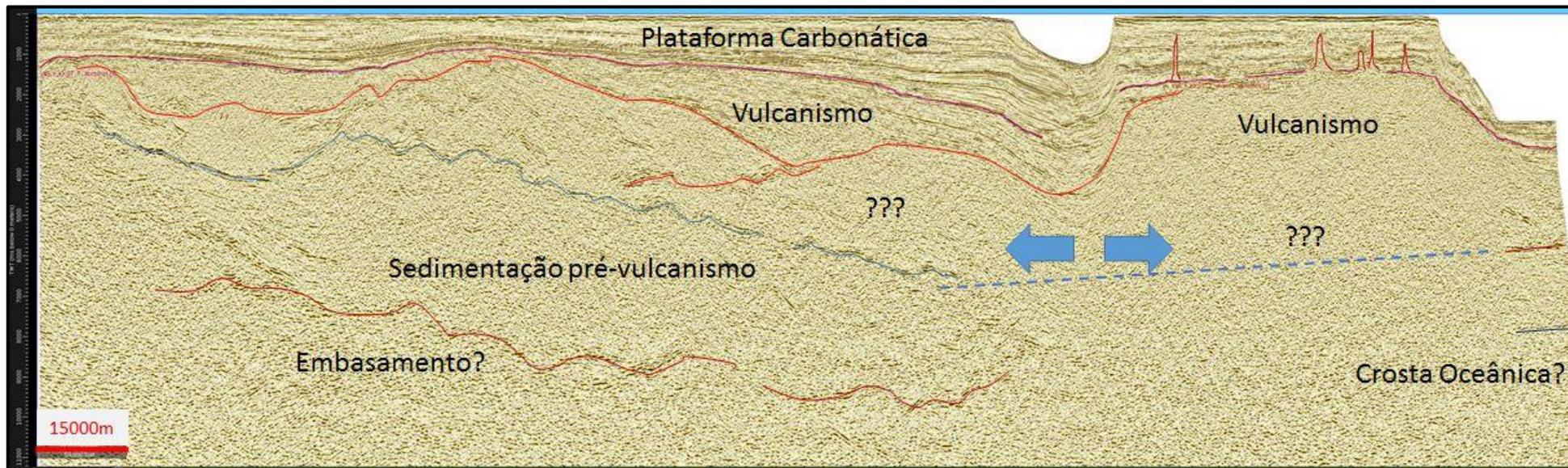


Figura 26: Linha sísmica SPP99-1409. Seção esquemática.

4.1.1. O modelo de vulcanismo e a conformação fisiográfica após a instalação do Complexo Vulcânico de Abrolhos

A região com maior mergulho e maior espessura das SDR – com mergulho para E, SE e NE – formou uma área deprimida na parte centro-nordeste do banco, no topo da sequência vulcano-sedimentar. Aparentemente, essa feição deprimida, originada pela subsidência de espessos derrames, seria feição originária da atual Depressão de Abrolhos.

Tomando como base o modelo em cinco estágios proposto por Planke *et al* (2000), pode-se interpretar então que o CVA foi a instalação incompleta de um rifte assimétrico com extenso extravasamento de material magmático, o qual foi interrompido no estágio 4 (Figura 8). Assim, a borda externa da Plataforma de Abrolhos configuraria o Alto Externo.

Se a formação da Plataforma de Abrolhos e do Banco Besnard é relacionada com a formação da Cadeia Vitória-Trindade, então a movimentação da placa sobre a pluma mantélica poderia ter levado à cessão do magmatismo e interrompendo a sequência de cinco estágios prevista no modelo de Planke *et al* (*op cit*). Assim o alto externo não se desenvolveria mais e as SDR externas jamais viriam a ser geradas.

As feições SDR na porção norte da plataforma chegam a atingir 6000 ms TWT (Figura 24). As regiões onde as SDR atingem maiores profundidades são justamente aquelas que constituem as partes baixas do topo da sequência vulcano-sedimentar. Observando a superfície interpolada do topo da sequência vulcânico-sedimentar (Figura 27) é possível identificar o ACA na porção centro sul da plataforma. Outro alto bastante relevante, porém, não totalmente imageado nas sísmicas utilizadas, pode ser notado na porção NW. As porções elevadas N e E da plataforma apresentando alguma continuidade lateral e variações de largura também podem ser identificadas. Uma porção central deprimida fica bem evidente. Essa porção foi interpretada como região onde se concentram as SDR que atingem maiores profundidades, em toda a região centro-nordeste do banco, em torno do alto 1ESS20.

Comparando a superfície interpolada – com os altos em cores quentes e os baixos em cores frias – ao modelo de Sobreira e França (2006), percebe-se como os modelos se combinam. No escopo deste trabalho, a região deprimida na porção centro-nordeste da plataforma se deve à subsidência dos derrames, formando o padrão SDR. Essas feições não foram assim interpretadas em estudos anteriores que se basearam principalmente em métodos gravimétricos e magnetométricos (MOHRIAK, 2005, SOBREIRA; FRANÇA, 2006). Contudo, alguns estudos (FAINSTEIN, MILLIMAN, JOSTI; 1975; CALVES *et al.*, 2011) mostram que o sinal da anomalia magnética

sobre a região das SDR é de interpretação complexa e pouco conhecida, diferindo da anomalia encontrada sobre uma intrusão ou outro grande corpo ígneo não brechado ou intercalado com sedimentos.

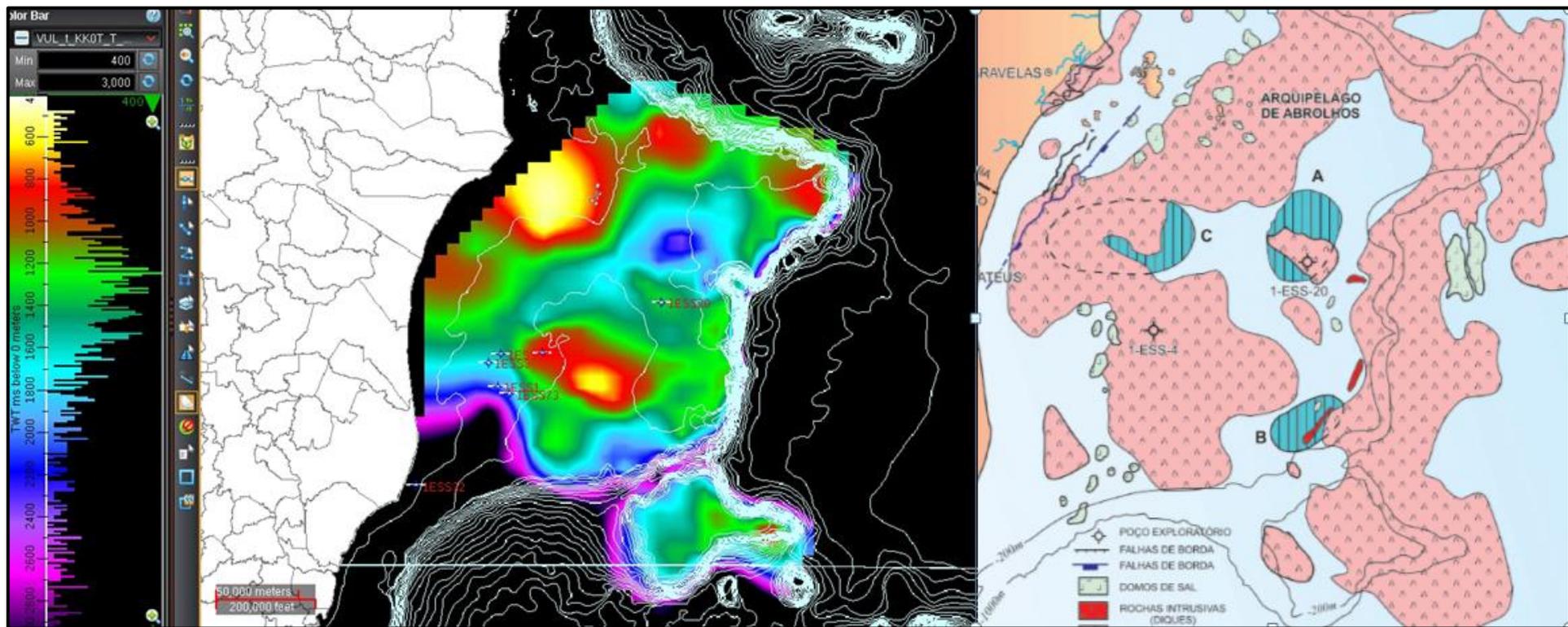


Figura 27: Superfície interpolada do topo da sequência vulcânica comparada com o mapa de Sobreira e França (2006).

4.2. A Sequência Carbonático-Siliciclástica

Embora para França *et al* (2007a, 2007b) as sequências do Paleoceno tenham sido de quiessência tectônica, possivelmente não foi totalmente calmo no caso da Plataforma de Abrolhos. As fraturas que saem da Sequência Império atravessam as Sequências Cangoá e Peroá e por vezes se propagam até próximo ao recente (Figura 17, Figura 20, Figura 21). Além disso, há inversão do mergulho aparente das camadas, com feições progradacionais invertidas próximas ao lado norte do ACA. A princípio parece ter havido o preenchimento das partes baixas, como a feição deprimida na porção centro-nordeste, que pode ter existido como uma paleo-laguna, ou mesmo um braço de mar interior raso (Figura 27). No ACA, que apresenta uma falha com grande rejeito normal, de direção NW-SE e mergulho para SE, ocorre feição de inversão do tipo arpão. Essa falha tem a direção da Zona de Falhas Rio Doce (Figura 5).

Esta sequência ainda se apresenta perturbada pelas falhas propagadas a partir do embasamento vulcânico e pela possível subsidência residual de seu entorno. Em algumas linhas é possível ver feições progradacionais indo em direção ao continente, interpretadas pelos autores anteriores como vulcanoclásticas e carbonatos detríticos (BIASSUSI, 1996; SOBREIRA; FRANÇA 2006).

Os baixos topográficos do topo da sequência vulcano-sedimentar (Figura 27) se tornaram os primeiros depocentros locais da Plataforma de Abrolhos. Na porção centro-norte uma ampla região deprimida, ocasionada pela subsidência dos extensos derrames basálticos, é uma das regiões que começa a ser preenchida. Refletores em *onlap* contra os altos topográficos da sequência vulcânica são vistos em toda a porção interior da plataforma. Nas porções proximais, é possível avistar cunhas progradantes vindas do continente, trazendo conteúdo siliciclástico. Alguns conglomerados nas porções mais proximais, seguidos por arenitos e folhelhos. Imediatamente sobre os altos topográficos, sendo estes, elevações de domos salinos ou os antigos altos vulcânicos, estabelece-se uma fábrica carbonática.

É possível identificar nas linhas as sequências Cangoá e Peroá onde há o franco desenvolvimento da plataforma de sedimentação mista (Figura 17), com interdigitação dos sedimentos terrígenos e carbonáticos. Enquanto a sequência Cangoá preenche os baixos topográficos em *onlap* contra os altos vulcânicos, a sequência Peroá recobre toda a plataforma (Figura 28). Cunhas de progradação são vistas em direção à borda da plataforma, podendo ser sedimentos carbonáticos remobilizados, mas também alguns pulsos siliciclásticos. Essas duas sequências acabam acompanhando a forma do ACA, o que pode significar que parte delas sofreu subsidência sindeposicional, ou até que o ACA sofreu certo grau de soerguimento, talvez com resquícios de atividades vulcânicas e tectônicas. O topo desta feição é bastante fraturado e essas fraturas se propagam pelo pacote sedimentar acima,

algumas chegando ao presente e talvez influenciado a atual batimetria. Possivelmente vales incisos da atual topografia sejam estruturalmente encaixados nessas fraturas (Figura 21 e Figura 28).

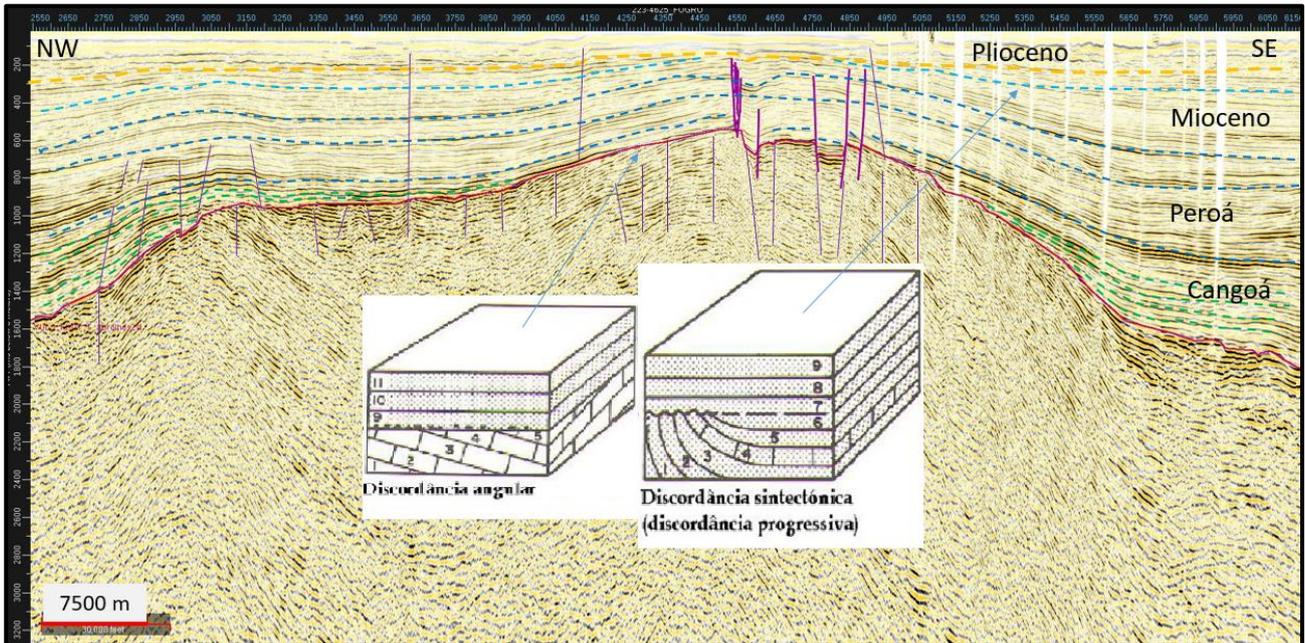


Figura 28: Linha sísmica 223-4625. Discordâncias bem marcadas: DPES, em linha vermelha contínua; Horizonte Y (provável DPLIO), linha amarela tracejada.

Acima da sequência Peroá há a sequência do Mioceno (N20-N30 e N-40, não muito distintas em nas linhas) no topo da qual ocorre o Horizonte Y, rastreável em todas as linhas sísmicas do estudo (Figura 21, Figura 28). Este horizonte é caracterizado como uma superfície que ora trunca os refletores abaixo em *toplap*, ora apresenta-se concordante a eles. Pode ser rastreado entre 400 e 200 ms TWT. Não havendo dados de datação que corroborem sua amarração, essa superfície fica então denominada Horizonte Y no âmbito deste trabalho. A partir deste horizonte os refletores acima se tornam mais plano-paralelos.

Na Figura 28 pode-se verificar a discordância angular DPES truncando a Sequência Império. A sequência Cangoá ocorre sobre a DPES com refletores em *onlaps*. Mais acima na linha as camadas do Mioceno ora concordam, ora são truncadas pelo Horizonte Y (provável DPLIO), característico de uma discordância sintectônica.

Observando a correlação dos perfis de alguns poços sobre a Plataforma de Abrolhos (Figura 29), percebe-se uma tendência crescente, de sul para norte, para a presença de carbonatos (Figura 30). O fato de haver uma elevação fisiográfica oriunda do magmatismo pode ter favorecido o crescimento de edificações carbonáticas nesta porção. Sobre o Alto do 1ESS20 desenvolveu-se um banco carbonático relevante, como a litologia encontrada demonstra.

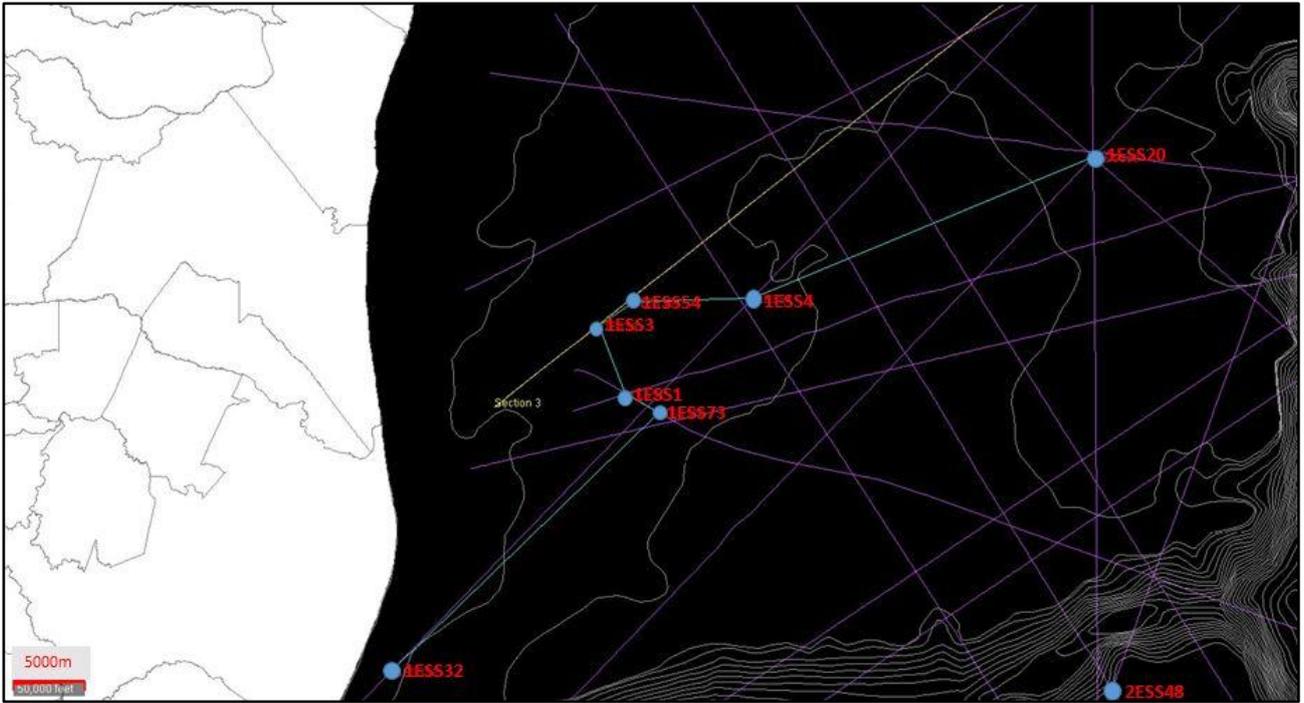


Figura 29: Mapa de seção de poços utilizados para correlação.

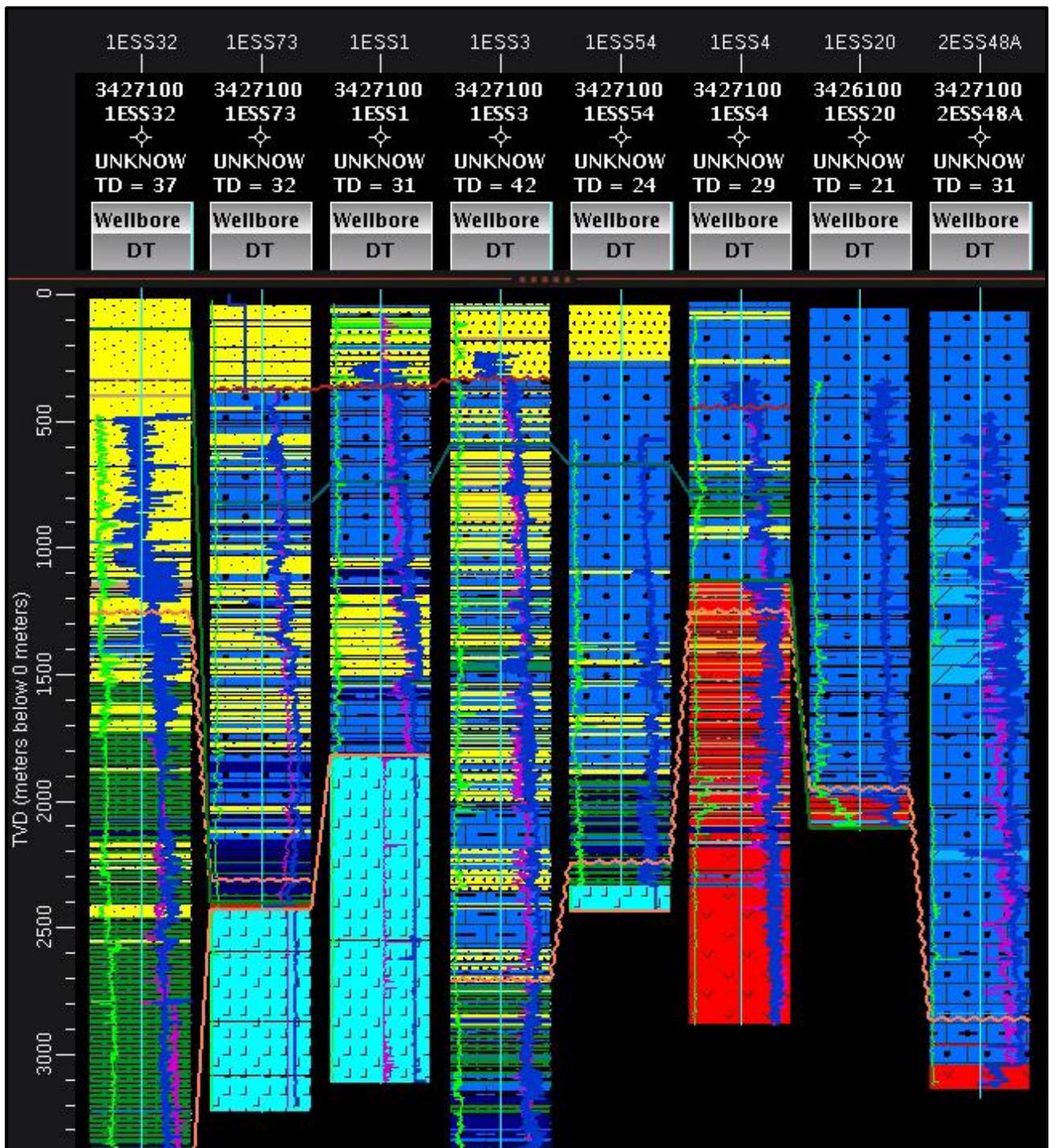


Figura 30: Seção de correlação de poços sobre a Plataforma de Abrolhos e o Banco Besnard. Dos poços mais ao sul, à esquerda, para àqueles mais ao norte, à direita, terminando com o único poço sobre o Banco Besnard.

Para melhor observação dos perfis de poços, há legenda das litologias no ANEXO I.

Sobre uma elevação provocada por domo salino nas cercanias do poço 1ESS54 desenvolveu-se também banco carbonático, contrastando com a litologia encontrada no 1ESS3, muito próximo, porém com maior intercalação entre terrígenos e carbonatos (Figura 31). Nota-se que o poço 1ESS3

apresenta maior intercalação entre sedimentos silicilásticos e carbonáticos. A posição deste poço era a de um baixo relativo, onde havia aporte interdigitado de terrígenos provenientes do continente e carbonatos, provavelmente de ambiente lagunar. Apesar de se localizar bem próximo ao poço 1ESS54, poço o qual perfurou o alto de um domo salino. O movimento de subida do sal provocou o surgimento e um alto topográfico que se manteve elevado enquanto o sal se movimentava. Desta forma sobre essa elevação se estabeleceu uma construção carbonática, sendo que estes dois locais próximos, ao longo do tempo, desenvolveram colunas estratigráficas distintas.

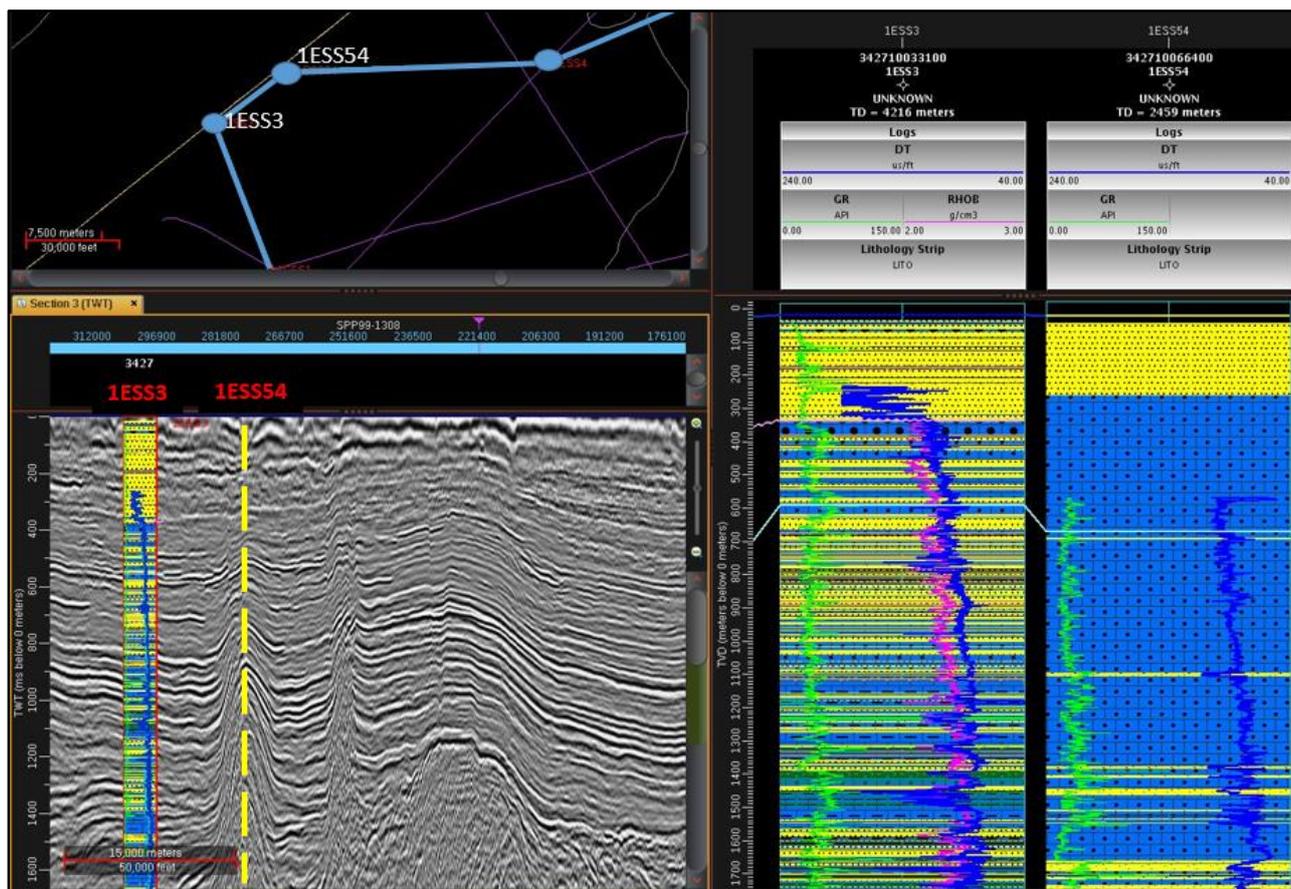


Figura 31: Comparação entre os poços 1ESS3 e 1ESS54.

O poço 1ESS4 foi perfurado sobre o ACA, no ponto de maior expressão do mesmo, tendo a coluna estratigráfica predominância carbonática também neste ponto (Figura 30). Os poços mais próximos ao continente e mais a sul da Plataforma de Abrolhos mostram maior presença de terrígenos na coluna, enquanto os poços mais ao norte mostram uma predominância carbonática em toda a coluna. Entre 250m e 400m de profundidade TVD (*total vertical depth*), os poços selecionados passam a apresentar litologia predominantemente siliciclástica, com exceção dos poços 1ESS4 e 1ESS20, sobre o ACA e o Alto do 1ESS20 (Figura 30). Mesmo que os altos vulcânicos tenham sido praticamente soterrados pelas sequências posteriores, um relevo residual – provavelmente também

influenciado pelas falhas que se propagaram a partir do embasamento vulcânico – pode ser fator significativo para que construções carbonáticas continuem crescendo nesses pontos enquanto o resto do sistema parece “afogar” ou ser suprimido pelo aporte terrígeno maior. Essa profundidade onde os poços passam a apresentar deposição predominante siliciclástica apresenta uma assinatura de perfil sônico (DT) muito peculiar, a qual infelizmente não foi registrada em alguns poços.

Realizando um cálculo simples, usando a profundidade média de 300 m, convertendo o valor do perfil DT médio, temos uma velocidade de propagação entre 1500 m/s e 2000 m/s, compatível com um arenito pouco consolidado. Assim obtemos valores entre 0,3 s e 0,4 s TWT, que é compatível com a profundidade que o Horizonte Y (provável DPLIO) é interpretado em todas as linhas sísmicas.

Os altos topográficos, seja de relevo vulcânico ou montes causados pela halocinese, serviram como substrato para os primeiros recifes. A sedimentação mista, com pulsos siliciclásticos durante as quedas do nível do mar ou episódios climáticos de maior magnitude, intercalava-se com fragmentos de recifes, algas, carapaças de moluscos, entre outros organismos. Durante o Oligoceno e o Mioceno a plataforma de sedimentação mista se desenvolveu, com predominância de construções recifais na borda externa e na parte norte, com preenchimento da laguna com fragmentos carbonáticos e lama carbonática e interdigitação com siliciclásticos vindo do continente. Por fim, uma grande cunha terrígena adentra a plataforma em um período que marca o início do franco domínio siliciclástico na porção proximal. Interpreta-se aqui que este evento seja marcado pelo início da glaciação do Plioceno, com conseqüentemente regressão marinha. Nas Bacias do Espírito Santo e de Mucuri este evento marca o início da deposição da Formação Barreiras, composta por leques aluviais de arenitos grossos e conglomerados, sobrepostos às formações Rio Doce e Caravelas em discordância erosiva. O período de deposição do Barreiras é classificado como árido, com deposições episódicas devido a chuvas concentradas (SUGUIO, *et al.*, 1985).

Ressalta-se que os poços mais a Sul e próximos do continente (1ESS32, 1ESS1, 1ESS3, 1ESS54) não perfuram litologias vulcânicas. Na porção SW da Plataforma de Abrolhos ocorrem domos salinos, provavelmente “expelidos” pela enorme compactação das rochas basálticas. Os poços 1ESS73, 1ESS1 e 1ESS54 foram perfurados sobre ou adjacentes tais domos salinos. Apenas o poço 1ESS73 apresentou litologias vulcânicas, intercaladas no sal. O poço 1ESS3 não perfura nem o sal e nem a rocha vulcânica. (Figura 30)

A linha sísmica SPP99-1409 (Figura 32) foi escolhida como seção modelo da porção sul da Plataforma de Abrolhos, para a estratigrafia da sequência mista. Acima da DOS, sendo rastreada sobre um refletor de alta impedância acústica – provavelmente pela cimentação do material em

águas muito rasas ou por extensa exposição subaérea – é possível identificar padrões deposicionais progradacionais de uma bacia com grande avanço da cunha deposicional, culminando com uma superfície transgressiva, com uma sutil deposição retrogradante típica de Trato Transgressivo. A cunha progradacional então é recuada e torna a progadar, agora em um Trato de Mar Alto, até ser interrompida por uma discordância. Deposição truncada acima mostra um momento de regressão marinha forçada. Na sequência uma superfície transgressiva sucede-se por deposições retrogradacionais de um novo Trato Transgressivo até uma provável SIM (superfície de inundação máxima), à qual se segue por uma cunha progradacional de mar alto avança sobre a borda da plataforma até ser cortada pela discordância do Horizonte Y, que parece concordante com os estratos a partir da quebra da plataforma. Por fim inicia-se uma nova progradação de Trato Mar Baixo.

Toda a sequência interpretada na linha SPP99-1409 está de acordo com as cartas estratigráficas da bacia do Espírito Santo e da bacia do Mucuri (FRANÇA *et al*, 2007a; 2007b) e com a curva eustática de Haq *et al*(1987), representadas nas Figura 6, e Figura 33. Embora esta curva eustática global aponte para uma queda maior do nível do mar global no Neomioceno, devido à maior formação de gelo na Antártica (MILLER *et al.*, 2008), aparentemente as Bacias aqui abordadas perceberam maior impacto no Plioceno, quando houve um rebaixamento eustático devido à formação da calota da Groenlândia, ou provavelmente como um efeito contínuo de regressão marinha entre os dois eventos relativamente próximos no tempo geológico.

As discordâncias intramioceno são de difícil identificação ou não existentes em muitas linhas sísmicas sobre a Plataforma de Abrolhos. Na própria carta estratigráfica da Bacia do Mucuri (Figura 6) apenas as discordâncias do Eoceno inferior, a DPES, a DOS e a DPLIO estão identificadas.

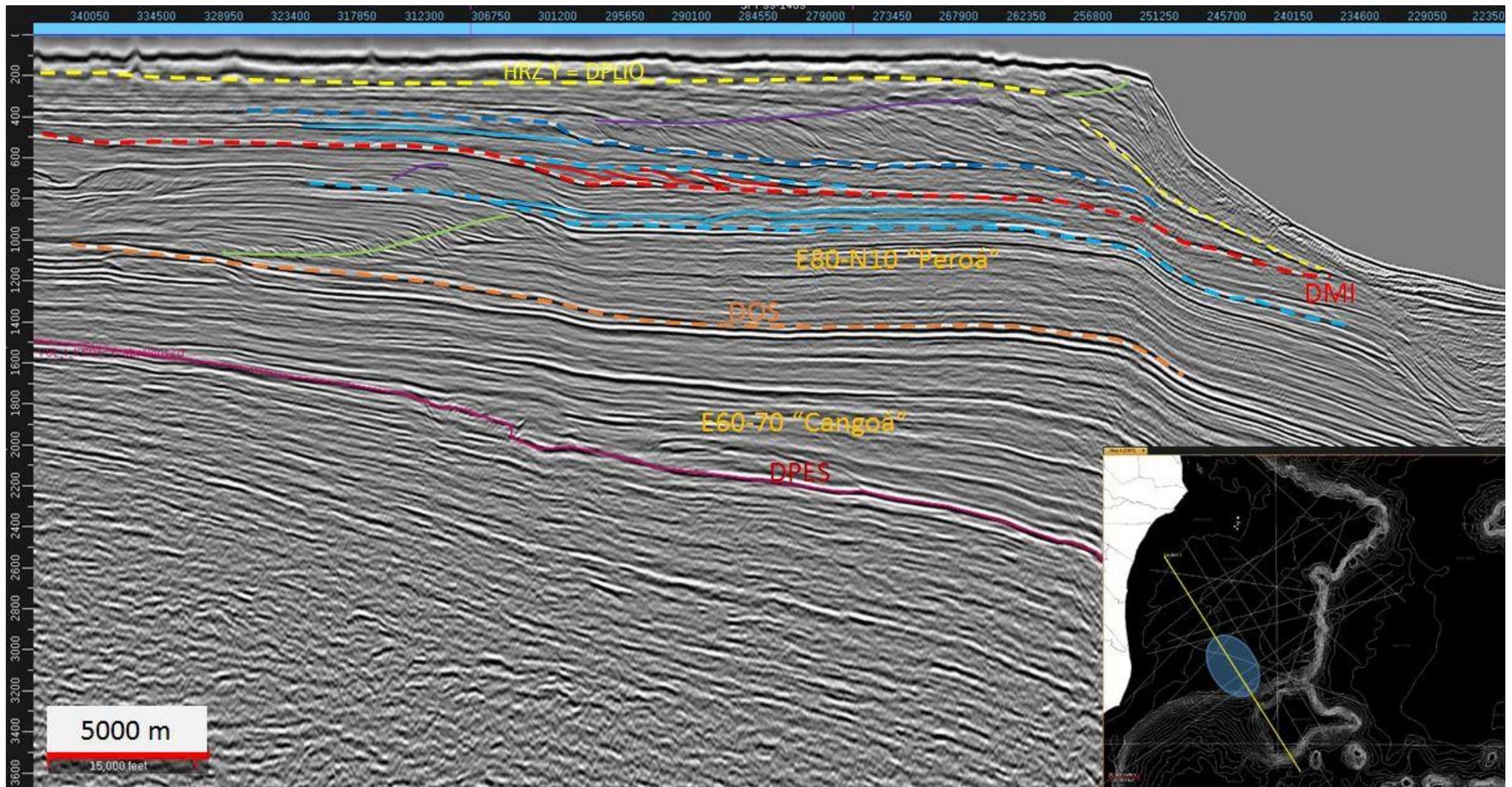


Figura 32: Estratigrafia de Sequências da porção superior da linha sísmica SPP99-1403. De baixo para cima: linha vermelha contínua DPES; linha laranja tracejada DOS; Linha azul-clara tracejada superfície transgressiva; linha vermelho-clara tracejada discordância regressiva, possível DMI, linha azul-escuro tracejada possível SIM; linha amarela tracejada horizonte Y, possível DPLIO. Linha verde contínua Trato de Mar Baixo; linha roxa contínua Trato de Mar Alto; linha azul-clara contínua Trato Transgressivo; linha vermelha contínua Trato de Regressão Forçada.

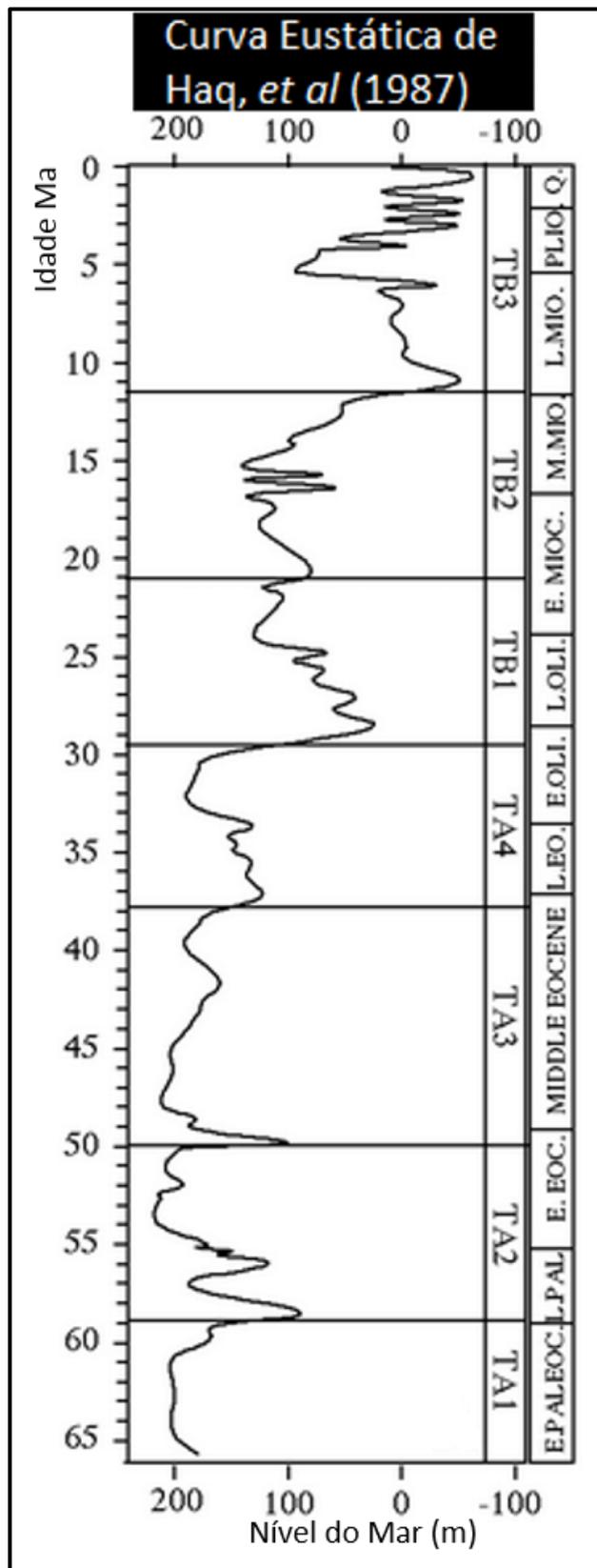


Figura 33: Curva eustática para o Cenozóico, Cornelius e Emmet (2018) a partir de Haq *et al* (1987).

Analisando a linha SPP99-1213 (Figura 34) pode-se ter também boa noção de como se deu a evolução da porção sul da Plataforma de Abrolhos. Na posição proximal domos de sal expelidos na direção do continente pela sobrecarga das rochas vulcânicas exercem influência estrutural pela halocinese. Nessa parte proximal, mesmo havendo alguma deposição carbonática, a predominância é de terrígenos

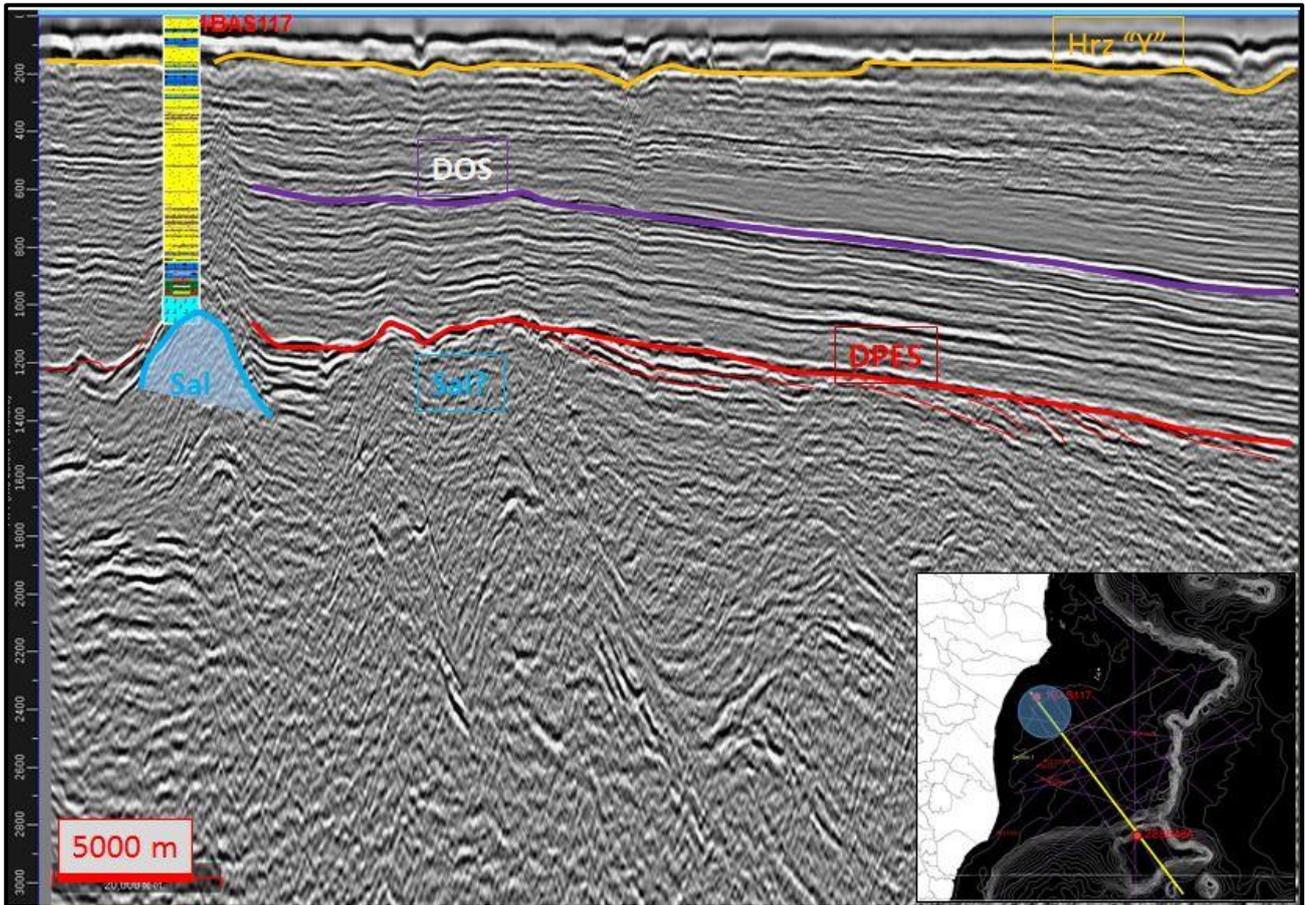


Figura 34: Parte proximal da linha SPP99-1213.

Na parte próxima ao ACA (Figura 35) ocorre a inversão do mergulho, com truncamento no topo pelo horizonte Y (possível DPLIO). Essa inversão do mergulho das camadas pode se dar por dois fatores: i) a subsidência dos derrames basálticos e soerguimento relativo do ACA; ii) a constituição de recifes sobre as bordas desta feição elevada, os quais consistiriam em fonte de sedimentos carbonáticos para a região no entorno, em direção ao continente. Possivelmente pode ter ocorrido uma combinação desses fatores e esta região é possivelmente um dos pontos de interdigitação entre as camadas siliciclásticas e carbonáticas. Um importante truncamento da sequência do Mioceno ocorre sobre o ACA neste ponto, o que aponta que esta foi uma importante feição fisiográfica da plataforma até o evento que originou o Horizonte Y.

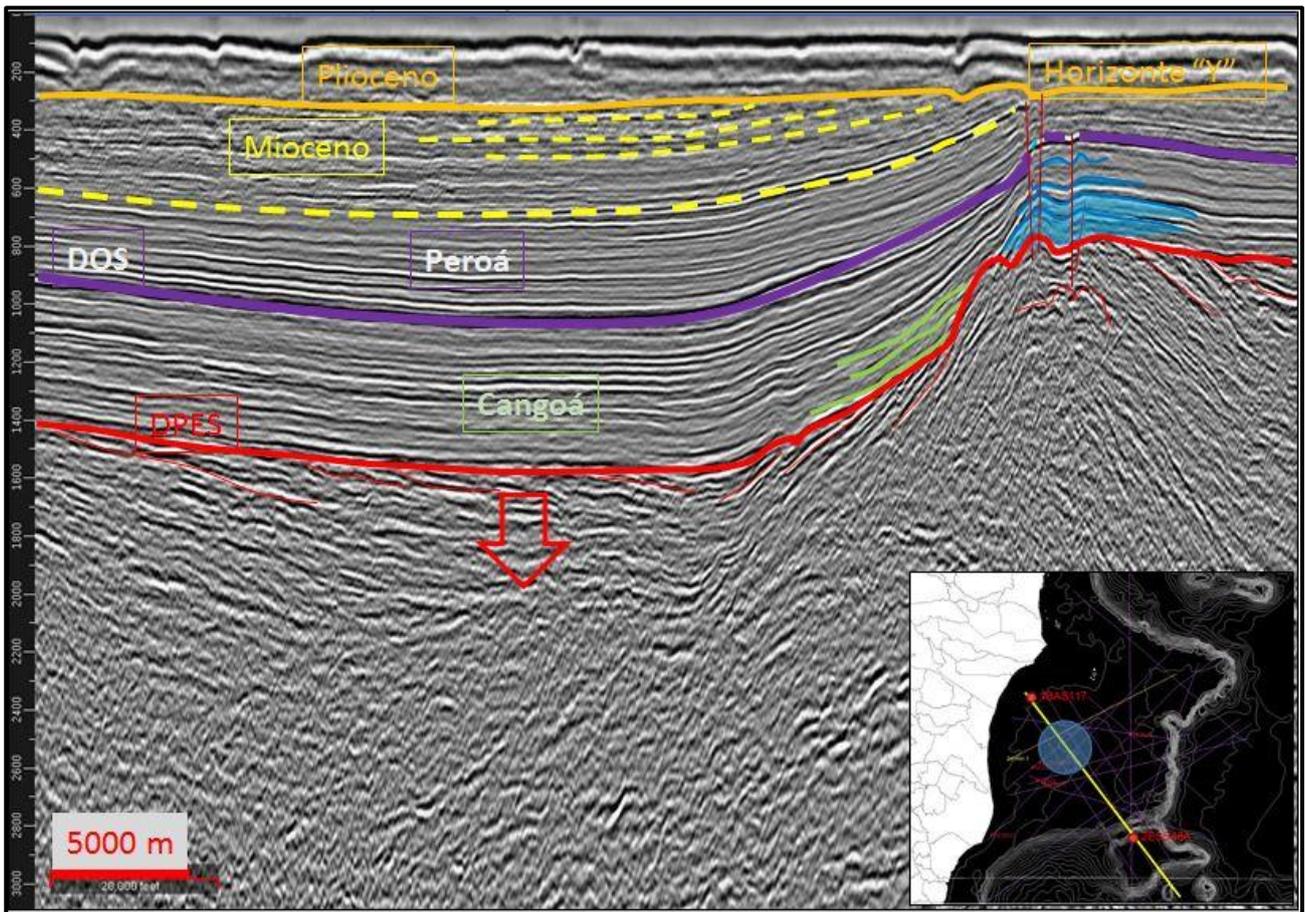


Figura 35: Parte média da linha SPP99-1213. Linhas verdes mostram refletores em *onlap* contra o ACA, indicando o princípio do preenchimento do interior da plataforma tendo contribuição do ACA como área fonte. Em azul os prováveis recifes que se desenvolveram sobre a borda do ACA. As linhas amarelas tracejadas indicam a seção truncada pelo Horizonte Y.

Sobre o ACA, na linha SPP-1213, ocorre um baixo relativo (Figura 36). A parte mais alta pode ter sido mais erodida, estando amplamente fraturada. Refletores em *onlap* contra este corpo podem corroborar esta hipótese, enquanto do lado mais baixo, aparentemente ocorrem *buildups* carbonáticos os quais contribuíram para preencher esta pequena paleo laguna. Talvez essa feição tenha constituído um atol em algum momento da evolução da Plataforma de Abrolhos.

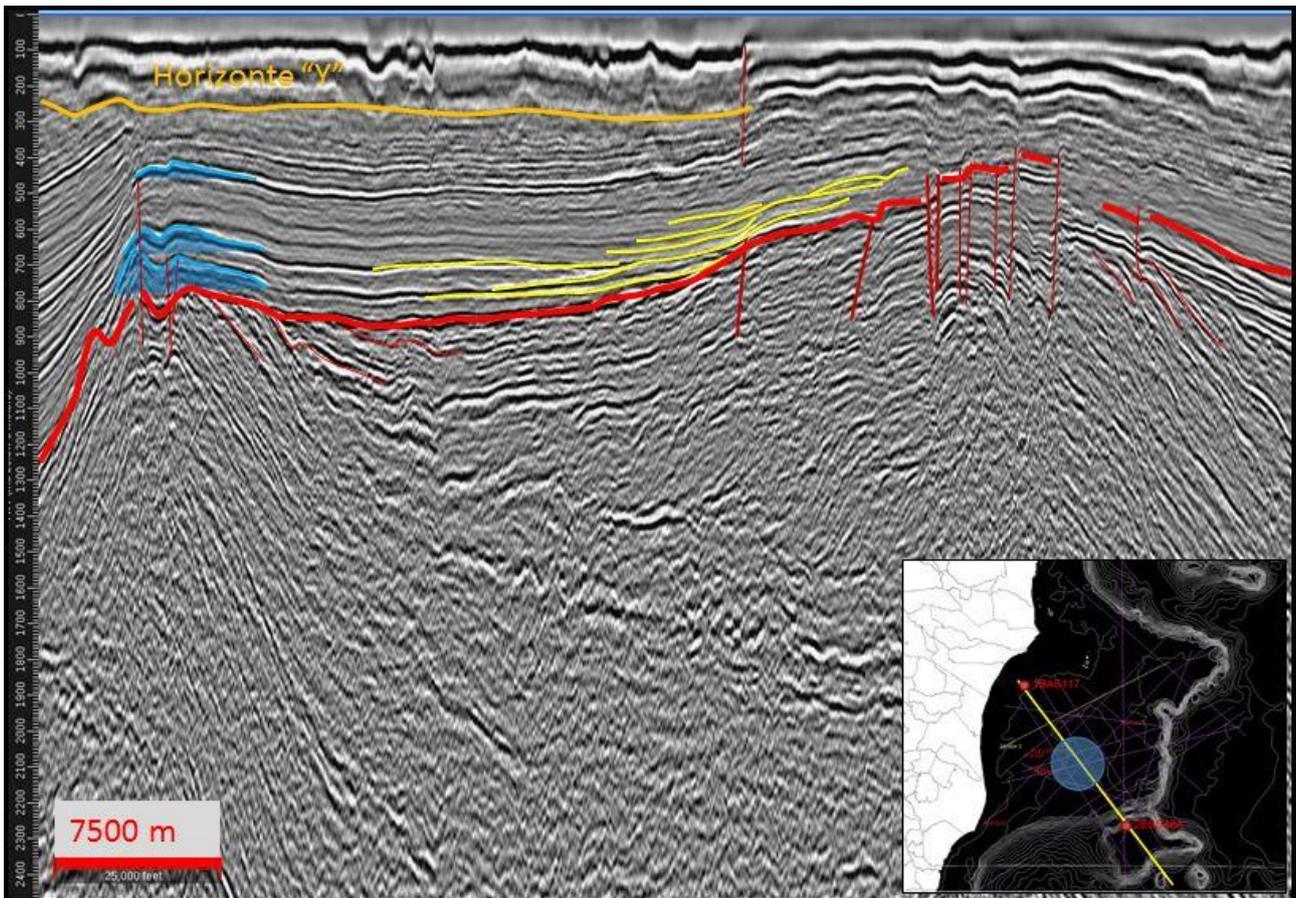


Figura 36: Parte média da linha SPP99-1213 evidenciando o ACA. Linhas em amarelo claro mostram refletores em *onlap* contra um alto local sobre o ACA. Prováveis recifes sobre a borda do ACA em azul.

Por fim o ACA parece ter sido soterrado em algum momento, talvez entre o Oligoceno e o Mioceno, cuja seção foi aqui erodida. Chegando próximo à quebra da plataforma (Figura 37) uma feição de *slump* ocorre sobre o topo da sequência vulcânica. Provavelmente por desestabilização dos primeiros sedimentos ou da própria encosta do edifício vulcânico. Provavelmente esse material serviu de substrato para a instalação da fábrica carbonática nessa porção sul. Algumas feições de *build ups* agradacionais podem ser vistas aqui, no entanto menos proeminentes que na porção norte da plataforma. É interessante observar feições de progradação vindas do continente, mas também vindas da borda da plataforma, indicando que neste sistema de regime deposicional misto, a influência da sedimentação terrígena tinha grande presença e chegava às bordas da plataforma.

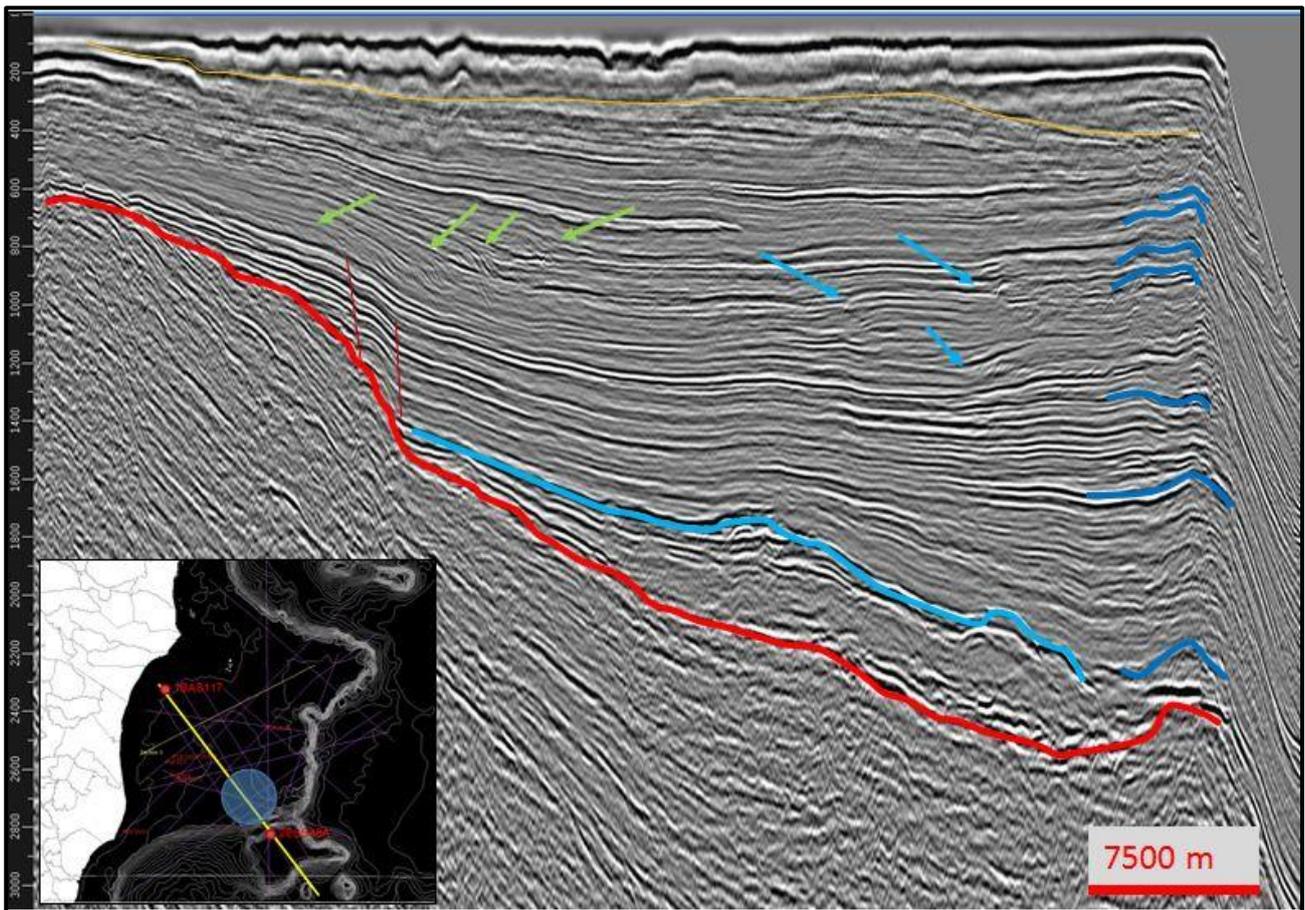


Figura 37: Parte distal da linha SPP99-1213. Na base da seção, a linha azul clara mostra um possível pacote que sofreu *slump*. Setas verdes indicam feições progradaçãoais em direção à bacia. Setas azuis indicam feições progradaçãoais em direção ao continente. Feições em azul escuro na borda são interpretadas como *shelf edge reefs*.

4.3. Evidências de Magmatismo Tardio

Embora o fim do magmatismo de Abrolhos tenha ocorrido no Eoceno (por volta de 40 Ma), foram identificadas em sísmica, feições cuja assinatura sísmica é de delgada expressão horizontal, apresentando-se como uma feição caótica vertical que interrompe a continuidade lateral dos refletores. Essa feição sísmica parece deformar os refletores que fazem contato, gerando em seus topos estruturas conhecidas como *seagull structures* (estrutura em gaivota). Alguns refletores em torno apresentam sinal de alta amplitude. Para Trosdorf *et al* (2018) tais feições são características de intrusões de diques e soleiras. As altas amplitudes dos refletores nas laterais são típicas de *sills* intrusivos dentro do acamamento. As formas de gaivota são na verdade uma deformação causada com o resfriamento e conseqüente aumento de densidade da rocha ígnea dentro do pacote sedimentar.

Foram identificadas diversas dessas feições na porção externa a leste da plataforma e sobre o Banco de Besnard (Figura 38). Esses diques já haviam sido descritos por Sobreira e França (2006).

Provavelmente a reativação de falhas pode ter conectado câmaras magmáticas residuais, permitindo o extravasamento desse material, que em algumas linhas parece chegar bem próximo aos sedimentos mais recentes. Há presença de dolomita descrita na litologia do 2-ESS-48A (sobre o Banco de Besnard), a qual pode ter sido originada a partir da alteração hidrotermal do calcário em contato com o fluido dos diques. Essas evidências podem apontar para um magmatismo tardio residual, posterior à instalação do CVA.

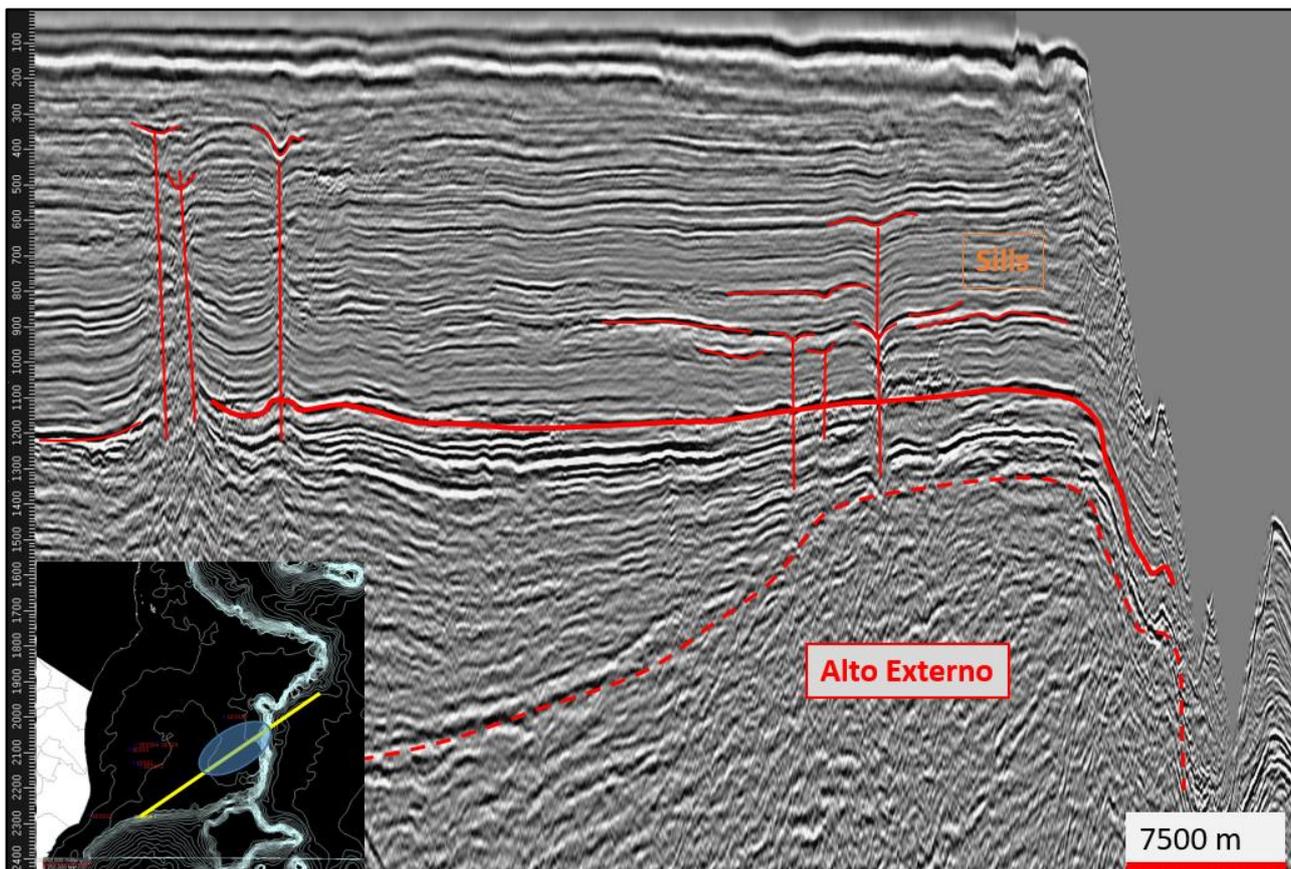


Figura 38: Estruturas em gaivota são vistas onde soleiras adentram as camadas sedimentares a partir dos diques. Linha sísmica SPP99-1312.

4.4. A Hipótese da Barreira de Recifes

Na porção centro-norte, onde se estabeleceu um baixo topográfico pela subsidência dos derrames, durante o Neo-Eoceno, um período de clima quente e com nível do mar alto, principiou-se o preenchimento da plataforma de Abrolhos. Enquanto na parte próxima ao continente, frentes progracionais do sistema flúvio-deltaico avançavam sobre a sequência vulcânica, na porção deprimida refletores apresentam *onlap* contra os altos vulcânicos – ACA, Alto do 1ESS20 e do alto vulcânico da porção NW – enquanto sobre as bordas elevadas da plataforma parece ter se desenvolvido um anel de *shoal reefs*, e sobre os altos dentro da plataforma alguns recifes isolados (Figura 39).

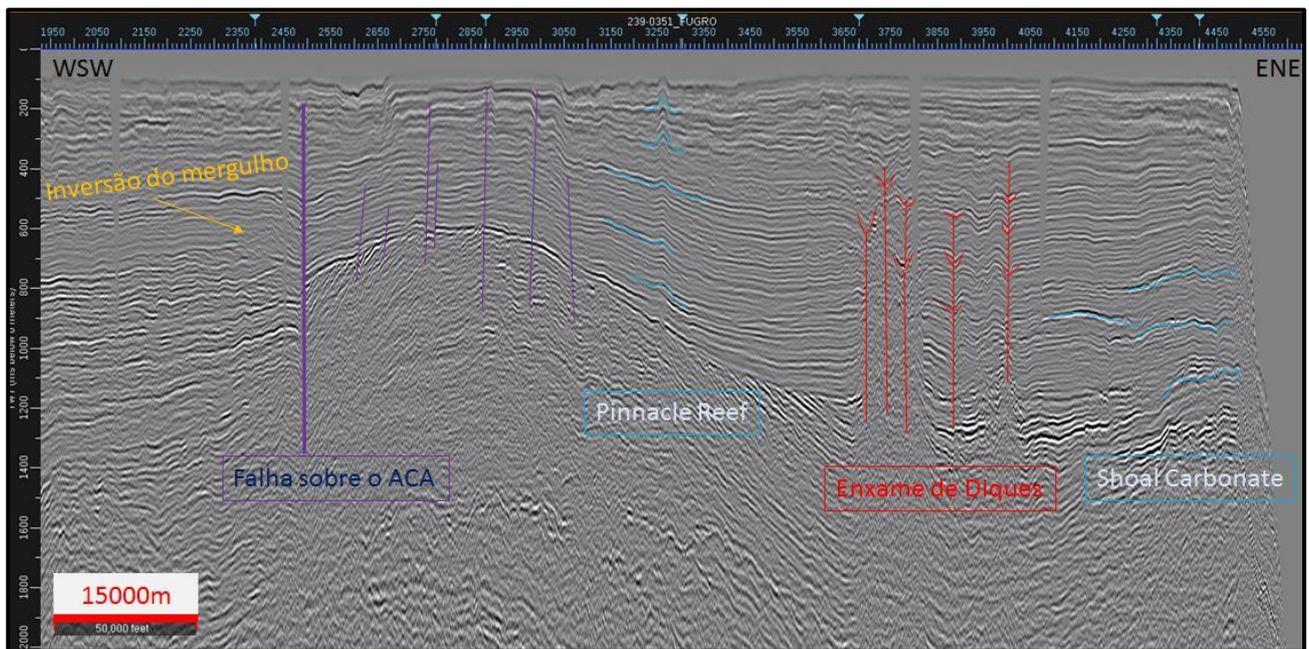


Figura 39: Linha 239-0351. Formação de uma borda carbonática elevada com padrão predominante agradacional. Um *pinnacle reef* parece ter se desenvolvido no flanco do ACA.

A deposição preenchendo essa feição deprimida pode ser uma deposição lagunar, de pós-recife (*back reef*), com lama de fragmentos de carapaças e corais (*skeletal mud*) e lençóis de areia carbonática. Dessa forma, o padrão agradacional com feições de *build up* em toda borda E e N da plataforma parece indicar o estabelecimento de um sistema do tipo *rimmed shelf carbonate* com uma laguna interior protegida (Figura 40). É possível que essa região deprimida tenha sofrido subsidência contínua nos primeiros estágios, devido à sobrecarga de sedimentos sobre os derrames vulcânicos, gerando maior espaço de acomodação para a fábrica carbonática.

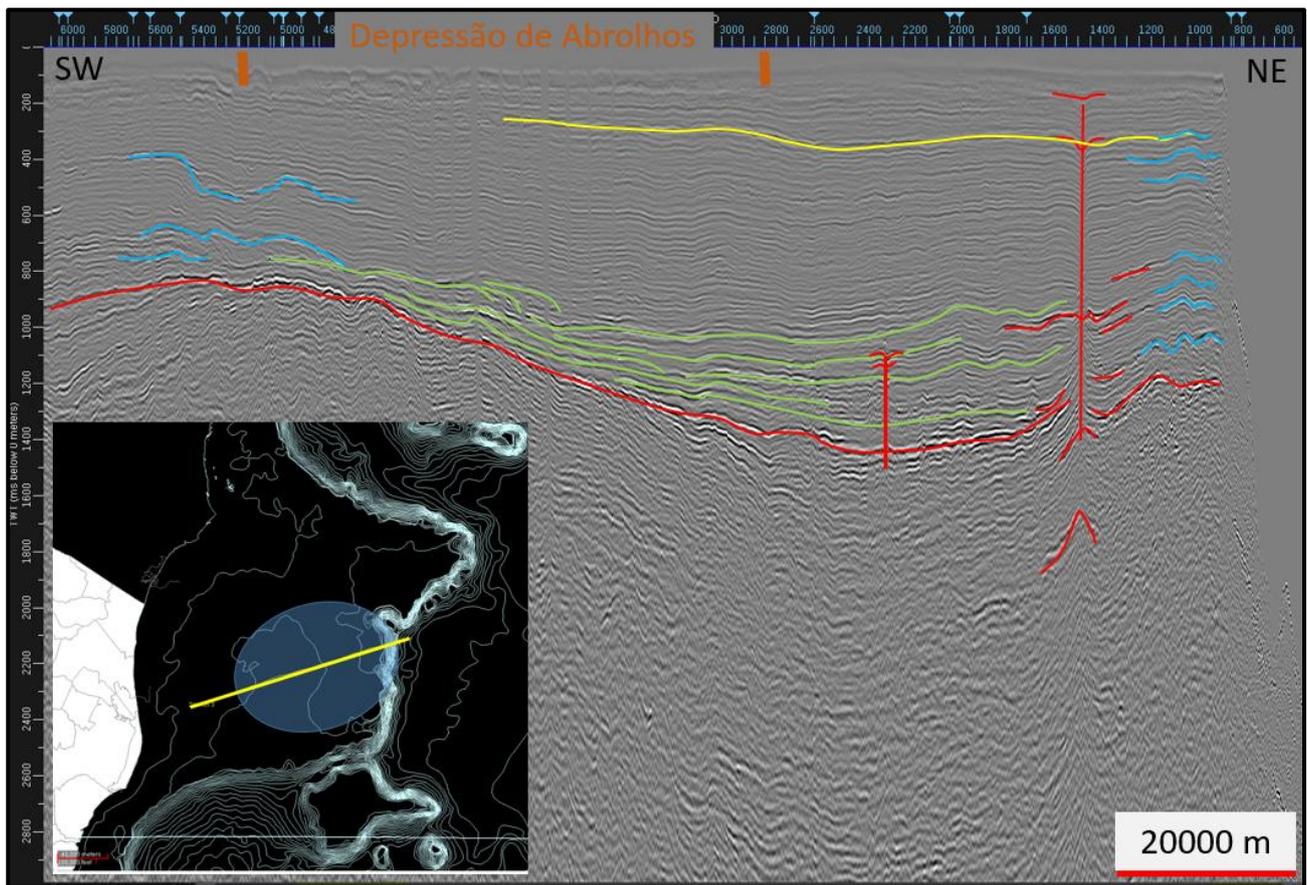


Figura 40: Linha 223-4626. Formação de recifes de borda de plataforma sobre o Alto Externo de Abrolhos. Prováveis *buildups* carbonáticos sobre a feição do ACA. Preenchimento da paleolaguna com sedimentos de *back reef*.

A borda externa da plataforma apresenta um padrão agradacional com sobreposição de *shoal reefs*, um padrão semelhante ao visto por Nayak *et al* (2012) na 85° Ridge.

Ao longo da sequência Peroá já não parece haver apenas o preenchimento das porções mais baixas, mas o recobrimento de toda a plataforma. O sistema de sedimentação mista parece bem estabelecido. Nessa fase a laguna fica mais rasa. Na borda externa N e E o padrão agradacional segue. O ACA e as outras feições topográficas elevadas parecem sustentar os recifes mesmo durante as subidas de nível do mar, enquanto durante as descidas, os fluxos de siliciclásticos são desviados pela topografia. As cunhas progradacionais de avanços siliciclásticos fluem em direção preferencial S e SE, dando um padrão deposicional mais complexo nessa porção da plataforma, enquanto a porção norte segue um padrão predominante agradacional. Com a feição da laguna agora bem mais rasa, esse padrão deposicional segue pelo Mioceno até o Plioceno. Com o início das glaciações e o rebaixamento do nível do mar, fica registrada uma discordância pliocênica, ora erosiva, ora concordante, sobre toda a plataforma, quando ocorre o início de um fluxo muito grande de siliciclásticos na plataforma (Figura 30). Os poços indicam uma predominância de terrígenos em toda porção W e S. Esse momento coincide com o início da deposição da Formação Barreiras nas

bacias do Espírito Santo e Mucuri, a qual muitas vezes ocorre em contato erosivo sobre os arenitos da formação Rio Doce. A partir do Horizonte Y (DPLIO) os refletores se tornam mais plano-paralelos, contudo, o dado perde resolução para melhores interpretações.

Durante toda a evolução do sistema, recifes pretéritos, ora submersos, ora expostos e carsificados, serviram, provavelmente, de substrato para os recifes da próxima geração, criando esse pacote agradacional na borda externa N e E da Plataforma de Abrolhos, havendo uma predominância de sedimentação carbonática nessa região.

Em momentos de nível do mar alto a fábrica carbonática lagunar cessava (*give up*) e surgiam algumas construções recifais (*build ups*) intra-lagunares isolados que tentavam acompanhar a subida do nível do mar, possíveis *patch reefs*, como podem ser vistos na linha SPP99-1309, na Figura 41.

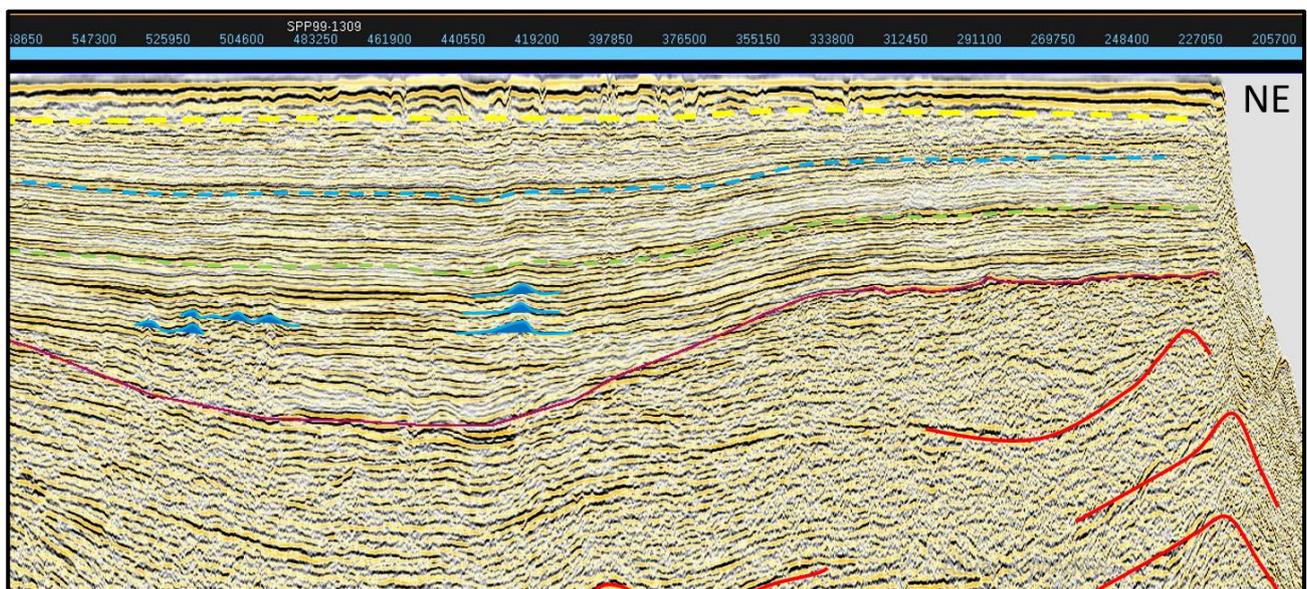


Figura 41: Preenchimento da paleolaguna. São identificados alguns recifes isolados intralagunares (em azul). Linha SPP99-1309.

O pacote sedimentar se encontra bastante fraturado e falhado, principalmente na porção central sobre os altos vulcânicos. Algumas dessas fraturas e falhas cortam o pacote sedimentar até o recente, possivelmente estruturando alguns vales incisos no fundo da atual plataforma.

Nas linhas da parte N – como a SPP99-1310, Figura 42 – os *buildups* de borda de plataforma são de menor expressão, mas o padrão é agradacional na borda elevada e mostra haver deposição no sentido continente, o que é consistente com o modelo de uma *rimmed shelf*.

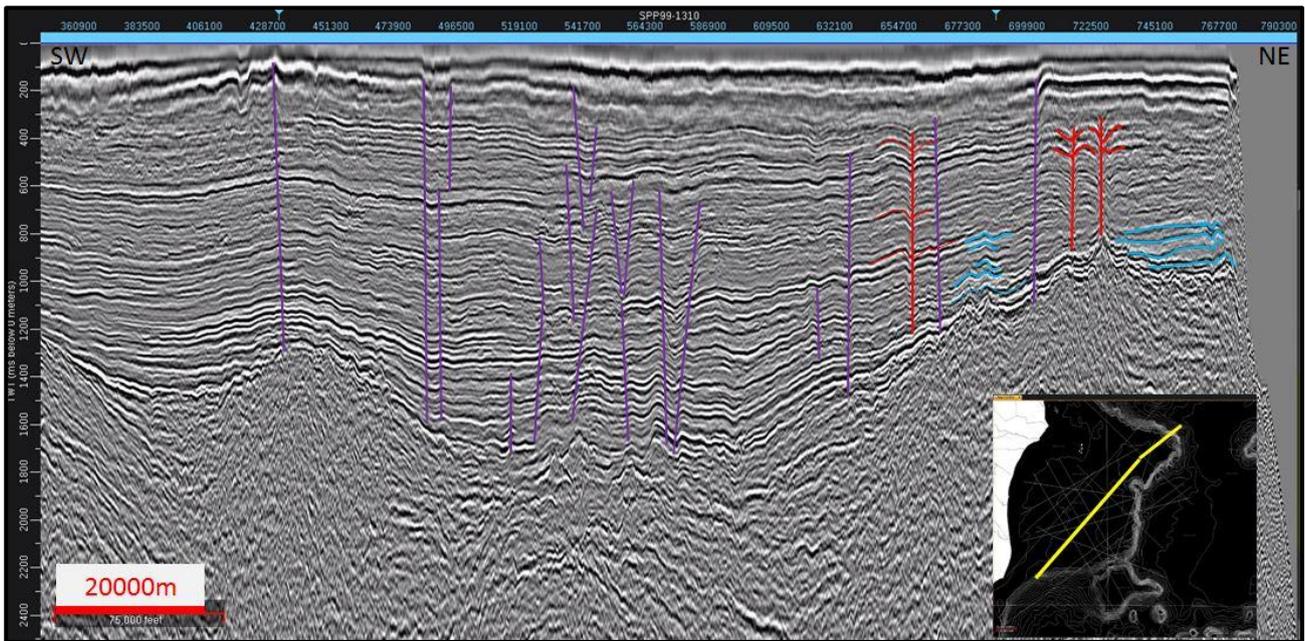


Figura 42: Formação de uma *carbonate rimmed shelf*. Interpretação de construções carbonáticas de borda de plataforma na Linha SPP99-1310.

4.5. A Hipótese do Deslocamento da Depressão de Abrolhos

Ao longo da porção centro-sul da Plataforma de Abrolhos, ao longo da cota batimétrica de 40m, ocorre uma feição denominada Depressão de Abrolhos. Essa feição atinge profundidade de 60m. Vários canais na plataforma convergem para ela. Seu fundo é irregular e parcialmente preenchido por sedimentos inconsolidados, principalmente lama carbonática. Dentre os canais que convergem para a depressão, o Canal de Besnard é o mais significativo, pois se estende ao talude continental. Esta depressão capta a maior parte do aporte terrígeno que adentra a plataforma nos períodos de regressão marinha (VICALVI; COSTA; KOWSMANN, 1978; D'AGOSTINI, 2017).

Ao longo de algumas linhas sísmicas vistas neste trabalho, identifica-se que, sobre o topo da sequência vulcano-sedimentar, uma área deprimida é bem visualizada na porção centro-nordeste. Essa proto-depressão se formou nas áreas de maior subsidência flexural, onde os derrames magmáticos formaram as feições SDR.

Percebe-se nas linhas sísmicas que com o início da sedimentação, esta região deprimida foi amplamente preenchida (Figura 40, Figura 41). Refletores em *onlap* são vistos contra as bordas, evidenciando um preenchimento a partir de fontes diferentes. Esta proto-depressão possivelmente foi o ambiente lagunar que recebeu os sedimentos de pós-recife tão logo se estabeleceu a fábrica carbonática na plataforma. Possivelmente houve continuidade da subsidência, aumentando o espaço de acomodação e permitindo que a fábrica carbonática tivesse grande crescimento. Esse preenchimento se deu até o Mioceno, quando os altos topográficos de origem vulcânica foram

praticamente soterrados e a topografia parece ter se tornado mais regular. Esses altos serviram de substrato para construções carbonáticas, as quais serviram como fonte de material para preencher o ambiente lagunar.

Ao longo do Mioceno, com o preenchimento da porção mais ao norte, o depocentro principal começa a migrar para as áreas mais ao sul (Figura 43), por onde a maior parte dos fluxos siliciclásticos deixa a plataforma em direção ao talude. Após o Plioceno a posição da Depressão de Abrolhos parece já estar semelhante à atual, que é parcialmente sobre o ACA, outrora feição mais elevada do banco.

Assim, o principal ambiente lagunar parece ter migrado para sul, à medida que houve seu preenchimento, seguindo o padrão da Plataforma de Abrolhos, que é de ter fluxos de sedimento para Sul. O preenchimento da porção norte e o direcionamento de fluxos erosivos em Tratos Regressivos para sul podem ter contribuído para a migração da feição lagunar nesta direção.

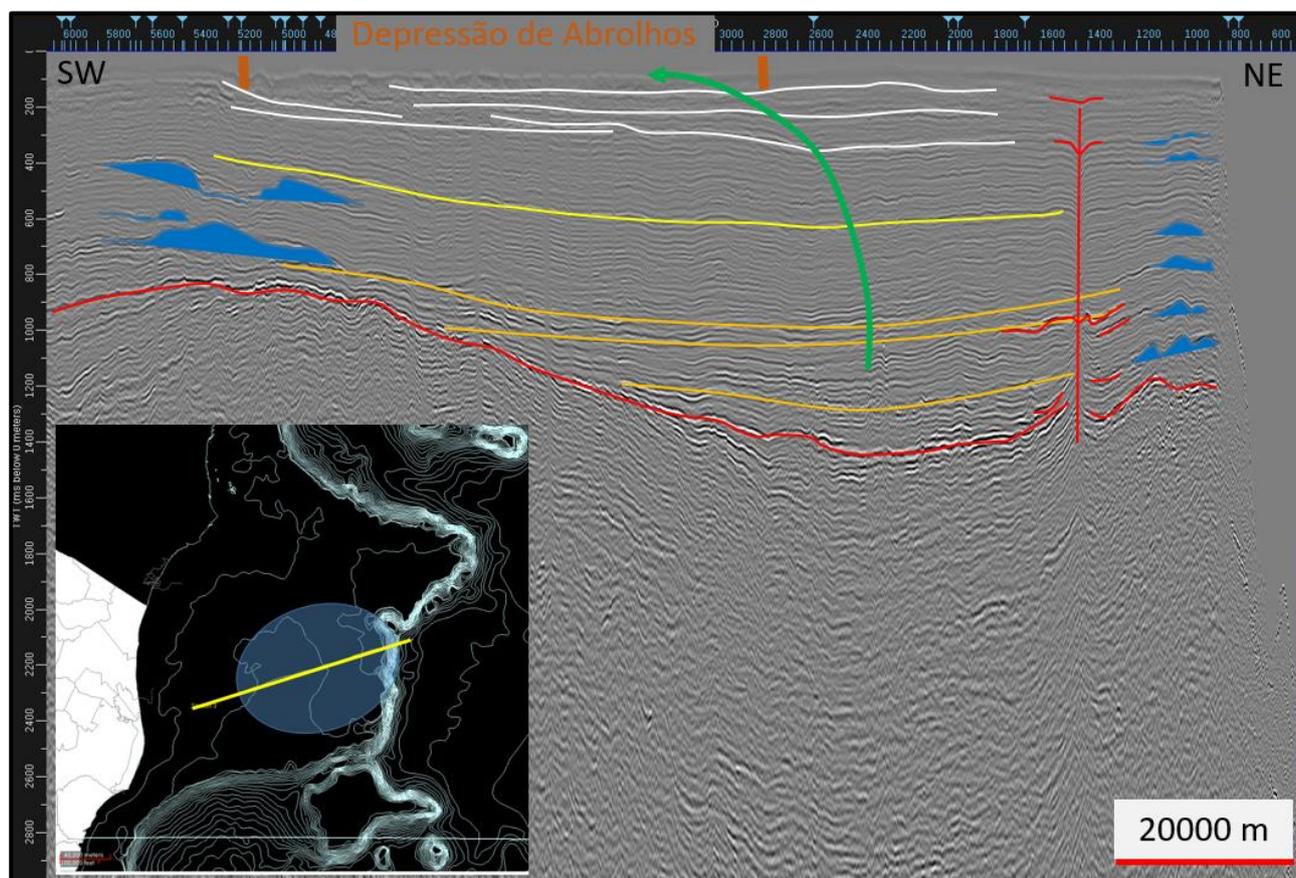


Figura 43: Migração da Depressão de Abrolhos.

4.6. Modelo Evolutivo da Plataforma de Abrolhos

A partir das observações e interpretações feitas, propõe-se um modelo evolutivo em quatro estágios para a Plataforma de Abrolhos (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**), desde seu estabelecimento, até o fim do período Neógeno.

Estágio I: Neoceno: Logo após o fim da deposição da sequência vulcano-sedimentar e da grande erosão marcada pela DPES, estabelece-se a fisiografia sobre a qual se iniciaria a fábrica carbonática. Altos topográficos vulcânicos, principalmente da borda externa, serviriam de substrato para a colonização de corais ou outros organismos bioconstrutores. A subsidência intensa dos derrames (originando as feições SDR) criam um grande espaço de acomodação para a sedimentação carbonática. Recifes de borda de plataforma surgem e começam a preencher a laguna com areias carbonáticas. Lama carbonática precipita nas porções mais internas da laguna. Enquanto isso, as cunhas de progradação terrígenas começam a avançar e conectar o continente ao CVA.

Estágio II: Neo-Oligoceno: Após a regressão marinha do Meso-Oligoceno a plataforma retoma o regime de sedimentação mista e com seus recifes de borda de plataforma. Com a subida paulatina do nível do mar e a subsidência da plataforma, o ambiente de sedimentação misto se estabelece e se desenvolve. O ambiente lagunar vai sendo preenchido enquanto a borda externa apresenta um padrão agradacional de recifes crescendo sobre outros recifes afogados. A direção dos siliciclásticos que adentram a plataforma é predominantemente para S e SE, mas interdigitações para leste ocorrem. A porção N da plataforma apresenta sedimentação predominantemente carbonática, enquanto a porção S apresenta maior aporte terrígeno.

Estágio III: Mioceno: O clima quente e o nível do mar relativamente alto favorecem a continuidade do sistema. A barreira recifal ao norte protegendo o interior da laguna, o mar alto mantendo o aporte siliciclástico próximo à costa, favoreceriam o estabelecimento da fábrica carbonática. Nesse estágio os altos vulcânicos já estão soterrados permanecendo alguns como elevações no relevo com o contínuo desenvolvimento de recifes. Os altos ACA e do IESS20 até hoje representam elevações no relevo, no entanto muito mais suaves. Nesse momento a proto-depressão já está quase preenchida e o depocentro vai migrando para sul .

Estágio IV: Plioceno: Entre o fim do Mioceno e o início do Plioceno houve uma queda eustática global. Nas Bacias do Espírito Santo e Mucuri, este evento foi mais sentido no início do Plioceno (França *et al.* 2007a; 2007b). Uma regressão marinha ocasionou uma discordância regional que nivela e suaviza a morfologia da Plataforma de Abrolhos. Pode-se interpretar que houve exposição e possível calcificação dos recifes. O sistema flúvio-deltaico do continente avançou plataforma adentro escavando canais. A laguna passou a captar essa rede de drenagem e a dar vazão a toda essa

sedimentação siliciclástica para o talude ao sul. Com a grande entrada de siliciclásticos na plataforma e a exposição dos recifes de borda, o sistema de sedimentação misto pretérito praticamente cessou. Tal fato guarda semelhanças com o encontrado por Tcherepanov *et al* (2008; 2010) no Golfo de Papua, onde um sistema de deposição misto muito amplo foi praticamente soterrado, mas persiste até hoje.

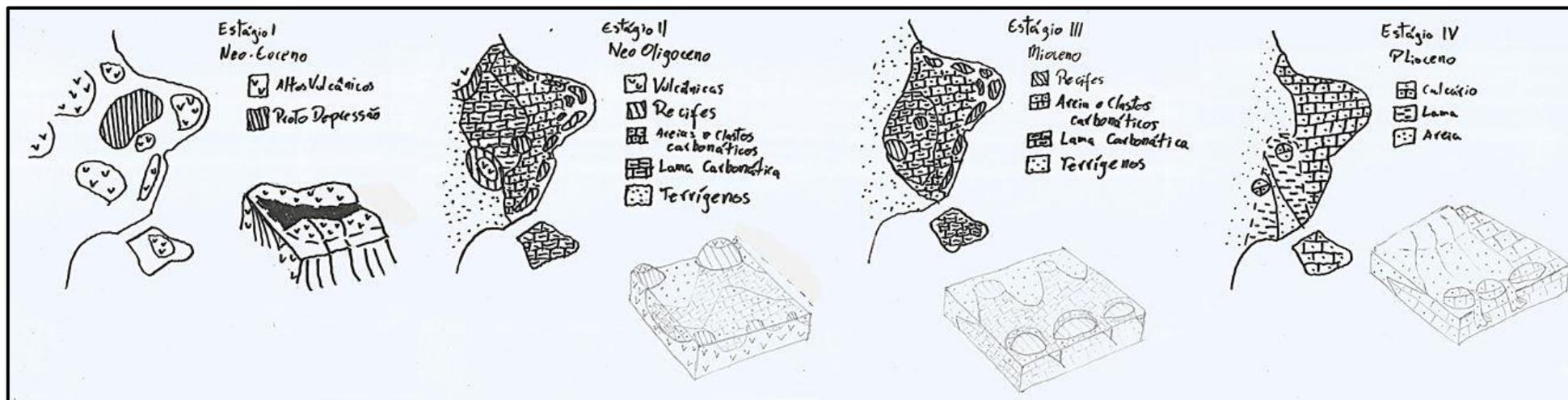


Figura 44: Modelo esquemático em quatro estágios da evolução da plataforma de sedimentação mista de Abrolhos durante os períodos Paleógeno e Neógeno.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Pode-se considerar que a Plataforma de Abrolhos foi, entre o Paleógeno e o Neógeno, uma plataforma carbonática mista, com recifes de borda, dividida em duas unidades fisiográficas: Norte, do tipo estacionária, de *bypass*, com predominância de sedimentação carbonática; Sul, do tipo *Offlap* acrecionária com sedimentação mista (Figura 13 e Figura 14). Essas características praticamente perduram até a atualidade (D'AGOSTINI; BASTOS; REIS, 2015), exceto pelo fato de não haver mais recifes de borda de plataforma, mas sim uma extensa presença de bancos de rodolitos. Isso se deve provavelmente à transgressão após o Último Máximo Glacial, de forma que o sistema retrogradou. Os recifes e a sedimentação de pós-recife migraram em direção ao continente, enquanto os rodolitos – algas vermelhas de águas profundas – dominaram a porção externa da plataforma (BASTOS, *et al.*, 2005).

Ressalta-se aqui a discussão acerca das condições necessárias para estabelecimento de uma plataforma carbonática de recifes. Enquanto pesquisadores se surpreenderam com a idade jovem da Grande Barreira de Corais e de outras plataformas carbonáticas (PANDOLFI; KELLEY, 2008; DROXLER; JORRY, 2013;) apesar de haver condições favoráveis para o estabelecimento das mesmas desde o Oligoceno, a Plataforma de Abrolhos pôde se estabelecer e perpetuar desde o Eoceno até o Recente. Ao norte e ao leste a borda elevada protegia o interior, de águas quentes, da ação de ondas e correntes. Sobre a borda, em ambiente de águas rasas de alta energia, condições para o desenvolvimento de recifes se estabeleceram. Além das condições geomorfológicas e climato-oceanográficas, a ausência de um sistema fluvial potente o suficiente e vazão para sul do aporte siliciclástico permitiram que houvesse um ambiente propício para a sedimentação carbonática e mista que se perpetuou por mais de 30 Ma.

Constata-se, diante das interpretações deste trabalho, que a instalação do CVA foi de fato fundamental para o estabelecimento da plataforma carbonática, dando a conformação fisiográfica geral que perpetuaria ao longo do tempo. A criação de espaço de acomodação por subsidência flexural, aliada a eustasia, controlou e possibilitou a grande quantidade de sedimentação carbonática inicial. A compartimentação Norte e Sul que permanece até hoje é oriunda do estabelecimento do CVA. No entanto, a topografia das rochas vulcânicas não responde diretamente pela batimetria presente, visto que os outrora grandes altos topográficos hoje praticamente não se sobressaem, e a posição da laguna pretérita migrou para a posição atual da Depressão de Abrolhos. De fato, a antiga posição de maior expressão do relevo – o ACA – hoje está dentro da área deprimida no interior da plataforma.

O alto externo vulcânico pode ter contribuído de forma muito significativa para que a plataforma adotasse o padrão *rimmed shelf*, agradacional, ao norte. Esse padrão agradacional assim seguiu ao longo do tempo geológico independente das variações eustáticas. Já a parte sul, seguiu um padrão deposicional mais misto com formas sigmoidais e com avanço da quebra da plataforma.

Embora as feições características e a escala sejam típicas de um sistema vulcânico de margem passiva, com instalação de SDR, ficam algumas questões abertas não respondidas ainda com os dados interpretados. Não são identificados SDR externos, embora a maior parte das linhas sísmicas utilizadas não abranjam distância significativa a partir da borda externa da plataforma. O Alto Externo pode ser aqui interpretado como toda a borda externa da Plataforma de Abrolhos, visto que esta feição costuma ter continuidade lateral. A quebra da plataforma continental é abrupta em todo o Banco de Abrolhos, exceto na porção sul. Mesmo que os derrames sejam assimétricos, esse modelo não se encaixa exatamente no modelo completo de cinco estágios de PLANKE, *et al*, 2000 para margens passivas vulcânicas, visto que não fica clara a identificação dos SDR externos, assim como de um centro de espalhamento.

Outra questão não respondida é por que os derrames se deram totalmente em direção ao continente, ficando toda a plataforma externa como um alto estrutural, que viria a dar a atual conformação fisiográfica, com uma abrupta quebra da plataforma. Poder-se-ia pensar em falhamento, mas um sistema de falhas de tal porte ficaria muito bem marcado na visualização sísmica. No entanto, o que se vê, é a transição abrupta para uma sedimentação de bacia oceânica, com sopé pouco desenvolvido. Com o desenvolvimento da plataforma carbonática com padrão *rimmed shelf carbonate*, essa quebra abrupta da plataforma se tornou mais acentuada ao longo do tempo.

Entretanto, como trazem Motoki, Motoki e Melo (2012), na região teria havido um rifte interrompido, visto que a movimentação da placa Sul-Americana sobre a anomalia mantélica não teria conferido tempo de desenvolvimento de um rifte propriamente, mas teria havido exumação mantélica e fragmentação continental. Mohriak (2020) também aponta que, embora as idades datadas dos eventos magmáticos de Abrolhos, Besnard, Vitória-Congress e da cadeia Vitória-Trindade sejam condizentes com a hipótese da pluma mantélica, a direção da ocorrência dos mesmos não se enquadra com o movimento da placa Sul-Americana, mas sim com zonas de fraqueza ao longo de falhas transformantes do Atlântico.

Zalán *et al* (2011) classificam as bacias da margem leste brasileira como margens passivas não vulcânicas. Uma grande zona de exumação mantélica iniciada no rifte da bacia de Santos atravessa toda a margem continental brasileira até os contrafortes dos bancos de Abrolhos, Besnard, Vitória e Congress (Figura 5). Teria o processo vulcânico eocênico de Abrolhos sido uma continuidade do

processo que abriu as bacias de Santos, Campos e Espírito Santo? Ou o *hot spot* apenas teria aproveitado a zona de afinamento crustal e ali teria se instalado um processo magmático de maior magnitude? Tais questionamentos, no entanto, se tornam alvo de um trabalho fora do escopo deste estudo.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABBEY, Elizabeth; WEBSTER, Jody M.; BEAMAN, Robin J.. Geomorphology of submerged reefs on the shelf edge of the Great Barrier Reef: the influence of oscillating pleistocene sea-levels. : The influence of oscillating Pleistocene sea-levels. **Marine Geology**, [s.l.], v. 288, n. 1-4, p. 61-78, out. 2011. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2011.08.006>.

ABDELMALAK, M. M. *et al.* The development of volcanic sequences at rifted margins : New insights from the structure and morphology of the Vøring Escarpment, mid-Norwegian Margin. **Journal Of Geophysical Research: Solid Earth**, [s.l.], v. 121, n. 7, p. 5212-5236, jul. 2016. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1002/2015jb012788>.

AMADO-FILHO, Gilberto M.; MOURA, Rodrigo L.; BASTOS, Alex C.; SALGADO, Leonardo T.; SUMIDA, Paulo Y.; GUTH, Arthur Z.; FRANCINI-FILHO, Ronaldo B.; PEREIRA-FILHO, Guilherme H.; ABRANTES, Douglas P.; BRASILEIRO, Poliana S.. Rhodolith Beds Are Major CaCO₃ Bio-Factories in the Tropical South West Atlantic. **Plos One**, [S.L.], v.7, n. 4, e35171, 20 abr. 2012. Public Library of Science (PLoS). <http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0035171>.

BASTOS, A. C., Quaresma, V. S., Marangoni, M. B., D'Agostini, D. P., Bourguignon, S. N., Cetto, P. H., & Collins, M. (2015). Shelf morphology as an indicator of sedimentary regimes: A synthesis from a mixed siliciclastic–carbonate shelf on the eastern Brazilian margin. **Journal of South American Earth Sciences**, 63, 125-136.

BASTOS, A.C., Moura, R.L., Moraes, F.C. *et al.* Bryozoans are Major Modern Builders of South Atlantic Oddly Shaped Reefs. **Sci Rep** 8, 9638 (2018). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-27961-6>

BEAMAN, Robin J.; WEBSTER, Jody M.; WUST, Raphael A.j.. New evidence for drowned shelf edge reefs in the Great Barrier Reef, Australia. **Marine Geology**, [s.l.], v. 247, n. 1-2, p. 17-34, jan. 2008. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2007.08.001>.

BELOPOLSKY, Andrei V.; DROXLER, Andre W.. Seismic Expressions of Prograding Carbonate Bank Margins: middle miocene, maldives, indian ocean. : Middle Miocene, Maldives, Indian Ocean. In: EBERLI, Gregor P.; MASAFERRO, Jose Luis; SARG, J. F.. **Seismic Imaging of Carbonate Reservoirs and Systems**: AAPG Memoir. AAPG Memoir. 81. ed. [n.a.]: Geoscience World, 2004. p. 267-290.

BIASSUSI, A. S. **Análise estratigráfica do terciário inferior da Bacia de Espírito Santo**. 1996. 84 p. Tese (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996.

BRANDÃO, Jairo Rios. *et al.* O Delta Vulcânico dos Bancos Besnard e Abrolhos. In: **SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA**, 11, 2018, Rio de Janeiro.

BRICALLI, Luiza Leonardi; MELLO, Claudio Limeira. PADRÕES DE LINEAMENTOS RELACIONADOS A LITOESTRUTURA E FRATURAMENTO NEOTECTÔNICO (ESTADO DO ESPÍRITO SANTO, -SE DO

- BRASIL). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [s.l.], v. 14, n. 3, p. 301-311, 21 mar. 2014. Revista Brasileira de Geomorfologia. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v14i3.405>.
- CHAPPELL, John. Coral morphology, diversity and reef growth. **Nature**, [S.L.], v. 286, n. 5770, p. 249-252, jul. 1980. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1038/286249a0>.
- CALVES, G r me; SCHWAB, Anne M.; HUUSE, Mads; CLIFT, Peter D.; GAINA, Carmen; JOLLEY, David; TABREZ, Ali R.; INAM, Asif. Seismic volcanostratigraphy of the western Indian rifted margin: the pre-deccan igneous province. **Journal Of Geophysical Research**, [s.l.], v. 116, n. 1, p. 1-28, 20 jan. 2011. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1029/2010jb000862>.
- CARANNANTE, G.; ESTEBAN, M.; MILLIMAN, J.D.; SIMONE, L.. Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations. **Sedimentary Geology**, [S.L.], v. 60, n. 1-4, p. 333-346, nov. 1988. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90128-5](http://dx.doi.org/10.1016/0037-0738(88)90128-5).
- CATUNEANU, Octavian. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Amsterdam: Elsevier, 2006. 375 p.
- CORNELIUS, S. and P. A. EMMET, 2018a, Volume fractions of lithologic units deposited per geologic epoch in the Cenozoic, Keathley Canyon and Walker Ridge, deepwater Gulf of Mexico: Part 1—Sand, Shale and Siltstone: **Gulf Coast Association of Geological Societies Journal**, v. 7, p. 121-150.
- DARWIN, Charles. **Observa es geol gicas em ilhas vulcânicas**. São Paulo: Ed. do Tradutor, 2015. Pref cio de Tradu o de Leandro V. Thomaz.
- D'AGOSTINI, D. P.; BASTOS, A. C.; REIS, A. T. dos. The Modern Mixed Carbonate-Siliciclastic Abrolhos Shelf: implications for a mixed depositional model. **Journal Of Sedimentary Research**, [S.L.], v. 85, n. 2, p. 124-139, 2 fev. 2015. Society for Sedimentary Geology. <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2015.08>.
- D'AGOSTINI, Danielle Peron. **A PLATAFORMA CONTINENTAL DE ABROLHOS: CONTEXTO PALEOAMBIENTAL, SISMOESTRATIGRAFIA E DOMÍNIOS SEDIMENTARES**. 2017. 137 f. Tese (Doutorado) - Curso de Programa de Pós-gradua o em Oceanografia Ambiental, Universidade Federal do Espírito Santo, Aracruz, 2017.
- DROXLER, André W.; JORRY, St phan J.. Deglacial Origin of Barrier Reefs Along Low-Latitude Mixed Siliciclastic and Carbonate Continental Shelf Edges. **Annual Review Of Marine Science**, [s.l.], v. 5, n. 1, p. 165-190, 3 jan. 2013. Annual Reviews. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev-marine-121211-172234>.
- FAINSTEIN, Roberto; MILLIMAN, John D; JOST, Hardy. MAGNETIC CHARACTER OF THE BRAZILIAN CONTINENTAL SHELF AND UPPER SLOPE. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 5, p. 198-211, 1975.
- FRANÇA, R. L., Del Rey, A. C., Tagliari, C. V., Brandão, J. R., & Fontanelli, P. D. R.. Bacia do Espírito Santo. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, 15(2). 501-509. 2007.
- FRANÇA, R. L., Del Rey, A. C., Tagliari, C. V., Brandão, J. R., & Fontanelli, P. D. R.. Bacia do Mucuri. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, 15(2). 493-499. 2007.
- GOMES, Newton Souza; SUITA, Marcos Tadeu de Freitas. Ocorrência de vulcanismo bimodal de idade terciária na Bacia de Mucuri. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p.233-248, maio 2010. Semestral.

- HAY, W. W.; ROSOL, M. J.; SLOAM II, J. L. E. Plate Tectonic Control of Global Patterns of Detrital and Carbonate Sedimentation. In: DOYLE L.J.; ROBERTS, H. H. (Eds). **Carbonate – clastic transitions. Developments in Sedimentology**. V. 42. P 1-34. 1988.
- KIESSLING, Wolfgang. Geologic and Biologic Controls on the Evolution of Reefs. **Annual Review Of Ecology, Evolution, And Systematics**, [S.L.], v. 40, n. 1, p. 173-192, dez. 2009. Annual Reviews. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.ecolsys.110308.120251>
- KUFFNER, Ilsa B.. Sea-level rise could overwhelm coral reefs. **Nature**, [s.l.], v. 558, n. 7710, p. 378-379, jun. 2018. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1038/d41586-018-04879-7>.
- LEES, Alan. Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. **Marine Geology**, [s.l.], v. 19, n. 3, p. 159-198, ago. 1975. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(75\)90067-5](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(75)90067-5).
- MICHEL, Julien; BORGOMANO, Jean; REIJMER, John J.G.. Heterozoan carbonates: when, where and why? a synthesis on parameters controlling carbonate production and occurrences. **Earth-Science Reviews**, [S.L.], v. 182, p. 50-67, jul. 2018. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.05.003>.
- MILLER, K. G. *et al.* Eocene-Oligocene global climate and sea-level changes: st. stephens quarry, alabama. **Geological Society Of America Bulletin**, [s.l.], v. 120, n. 1-2, p. 34-53, 1 jan. 2008. Geological Society of America. <http://dx.doi.org/10.1130/b26105.1>.
- MOHRIAK, Webster Ueipass. Interpretação geológica e geofísica da Bacia do Espírito Santo e da região de Abrolhos: petrografia, datação radiométrica e visualização sísmica das rochas vulcânicas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 133-142, nov. 2005.
- MOHRIAK, Webster. Genesis and evolution of the South Atlantic volcanic islands offshore Brazil. **Geo-Marine Letters**, [S.L.], v. 40, n. 1, p. 1-33, 16 jan. 2020. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s00367-019-00631-w>.
- MOTOKI, A., Motoki, K. F., & de Melo, D. P. Caracterização da morfologia submarina da Cadeia Vitória-Trindade e áreas adjacentes, ES, com base na batimetria predita do TOPO versão 14.1. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 13(2). 2012.
- NAYAK, Satyabrata; DAS, Suman; BASTIA, Rabi; KAR, Bhabesh. “Lava delta” below 85° ridge, Mahanadi offshore basin: identification, characterisation and implication on hydrocarbon prospectivity. In: **BIENNIAL INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXPOSITION ON PETROLEUM GEOPHYSICS, 9.**, 2012. Hyderabad: Society Of Petroleum Geophysicists, 2012. p. 212-218. Disponível em: https://www.spgindia.org/spgp_2012/spgp212.pdf. Acesso em: 01 maio 2020.
- PANDOLFI, J M; KELLEY, R. The Great Barrier Reef in Time and Space:: geology and palaeobiology. In: A HUTCHINGS, P; KINGSFORD, M J; HOEGH-GULDBERG, O (ed.). **The Great Barrier Reef: biology, environment and management**. Biology, Environment and Management. Victoria: Csiro, 2008. p. 17-27. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/43508898_The_Great_Barrier_Reef_in_Time_and_Space_Geology_and_Pala_eobiology . Acesso em: 01 maio 2020.

- PATON, D. A.; PINDELL, J.; MCDERMOTT, K.; BELLINGHAM, P.; HORN, B. Evolution of seaward-dipping reflectors at the onset of oceanic crust formation at volcanic passive margins: Insights from the South Atlantic. In: **Geology**, n. 45 (5). The Geological Society of America. 2017. 439-442 p.
- PLANKE, Sverre; SYMONDS, Philip A.; ALVESTAD, Eivind; SKOGSEID, Jakob. Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins. **Journal Of Geophysical Research**, [s.l.], v. 105, n. 8, p. 19335-19351, 10 out. 2000.
- SEPM - SOCIETY FOR SEDIMENTARY GEOLOGY (Colorado). **Differences between carbonates and siliciclastics**. 2016. Disponível em: <http://www.sepmstrata.org/page.aspx?&pageid=35&6>. Acesso em: 01 maio 2020.
- SEPM - SOCIETY FOR SEDIMENTARY GEOLOGY (Colorado). **Depositional setting and geometry of carbonate facies**. 2013. Disponível em: <http://www.sepmstrata.org/page.aspx?pageid=90> . Acesso em: 01 maio 2020.
- SOBREIRA, J. F. F.; FRANÇA, R. L. Um modelo tectonomagmático para a região do complexo vulcânico de Abrolhos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 14, p. 143-147, 2006.
- SUGUIO, Kenitiro; MARTIN, Louis; BITTENCOURT, Abílio C S P; DOMINGUEZ, JOSÉ M L; FLEXOR, Jean-marie; AZEVEDO, Antonio e G de. FLUTUAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE O QUATERNÁRIO SUPERIOR AO LONGO DO LITORAL BRASILEIRO E SUAS IMPLICAÇÕES NA SEDIMENTAÇÃO COSTEIRA. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 15, n. 4, p. 273-286, ago. 1985.
- SYMONDS, P. A., S. PLANKE, O. FREY, J. SKOGSEID, Volcanic evolution of the western Australian continental margin and its implications for basin development, in **The Sedimentary Basins of Western Australia 2: Proc. of Pet. Expl. Soc. of Australia Symp.**, edited by P.G. and R.R. Purcell, pp. 33-54, Perth, 1998.
- TAGLIARI, Cláudio Vinicius. **AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO MISTA, CICLOESTRATIGRAFIA E HALOCINESE DURANTE O ALBIANO, PLATAFORMA DE REGÊNCIA, BACIA DO ESPÍRITO SANTO**. 2013. 200 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, 2013.
- TCHEREPANOV, Eugueni N.; DROXLER, André W.; LAPOINTE, Philippe; MOHN, Kenneth. Carbonate seismic stratigraphy of the Gulf of Papua mixed depositional system: neogene stratigraphic signature and eustatic control. **Basin Research**, [s.l.], v. 20, n. 2, p. 185-209, jun. 2008. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2117.2008.00364.x>.
- TCHEREPANOV, Evgueni N.; DROXLER, André W.; LAPOINTE, Philippe; MOHN, Kenneth; LARSEN, Odd A.. Siliciclastic influx and burial of the Cenozoic carbonate system in the Gulf of Papua. **Marine And Petroleum Geology**, [s.l.], v. 27, n. 2, p. 533-554, fev. 2010. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.09.002>.
- THOMAZ FILHO, Antonio; MIZUSAKI, Ana Maria Pimentel; ANTONIOLI, Luzia. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 38, n. 2, p.128-137, jun. 2008.
- THOMAZ, Leandro Vasconcelos. **PROCESSOS VULCÂNICOS VERSUS AMBIENTE DE FORMAÇÃO: mecanismos atuantes na sucessão vulcanossedimentar do pós-sal da bacia de Santos**. 2019. 114 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2019.

- VICALVI, M. A., COSTA, M. P. A., & KOWSMANN, R. O. Depressão de Abrolhos: uma paleolaguna holocênica na plataforma continental leste brasileira. **Bol. Tec. Petrobrás**, 21(4) 279-286. 1978.
- VIEIRA, R. A. B.; MENDES, M. P.; VIEIRA, P. E.; COSTA, L. A. R.; TAGLIARI, C. V.; BACELAR, L. A. P.; FEIJÓ, F. J. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p.191–202, jan./mar. 1994.
- TUCKER, Maurice E.; WRIGHT, V. Paul. **CARBONATE SEDIMENTOLOGY**. Oxford: Blackwell Science, 1990. 482 p.
- TROSDTORF, I.; MORAIS NETO, J. M.; SANTOS, S. F.; PORTELA FILHO, C. V.; OGLIO, T. A. Dall; GALVES, A. C. M.; SILVA, A. M.. Phanerozoic magmatism in the Parnaíba Basin: characterization of igneous bodies (well logs and 2d seismic sections), geometry, distribution and sill emplacement patterns. **Geological Society, London, Special Publications**, [s.l.], v. 472, n. 1, p. 321-340, 2018. Geological Society of London. <http://dx.doi.org/10.1144/sp472.10>.
- WESTPHAL, Hildegard; HALFAR, Jochen; FREIWALD, André. Heterozoan carbonates in subtropical to tropical settings in the present and past. **International Journal Of Earth Sciences**, [S.L.], v. 99, n. 1, p. 153-169, 1 jul. 2010. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-010-0563-9>.
- WRIGHT, Anne-Marie Kirstie. **Seismic Stratigraphy and Geomorphology of Palaeocene Volcanic Rocks, Faroe-Shetland Basin**. 2013. 316 f. Tese (Doutorado) - Curso de Earth Sciences, Durham University, Durham, 2013.
- WRIGHT, V. Paul.; BURCHETTE, T. P.. Carbonate ramps: an introduction. **Special Publications**, Londres, v. 149, n. 1, p. 1-5, 1998. Geological Society of London. <http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.149.01.01>.
- ZALÁN, Pedro Victor; OLIVEIRA, João Alberto Bach de. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 269-300, maio 2005.
- ZALÁN, Pedro V; SEVERINO, Maria do Carmo G; RIGOTI, Caesar Augusto; MAGNAVITA, Luciano Portugal; OLIVEIRA, João Alberto Bach de; VIANNA, Adriano Roessler. An Entirely New 3D-View of the Crustal and Mantle Structure of a South Atlantic Passive Margin – Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil. **Search And Discovery**, [s.i.], v. 1, n. 30177, p. 1-12, 15 ago. 2011. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/258465855_Continuous_Mantle_Exhumation_at_the_Outer_Continental_Margin_of_the_Santos_Campos_and_Espirito_Santo_Basins_Brazil Acesso em: 01 maio 2020.

ANEXO I

LITOLOGIA			
	Ígnea Básica		Halita
	Marga		Anidrita
	Calculutito		Folhelho
	Calcarenito		Siltito
	Coquina		Arenito
	Carbonato		Diamictito
	Conglomerado		

Litologias em perfis de poços.

ANEXO II

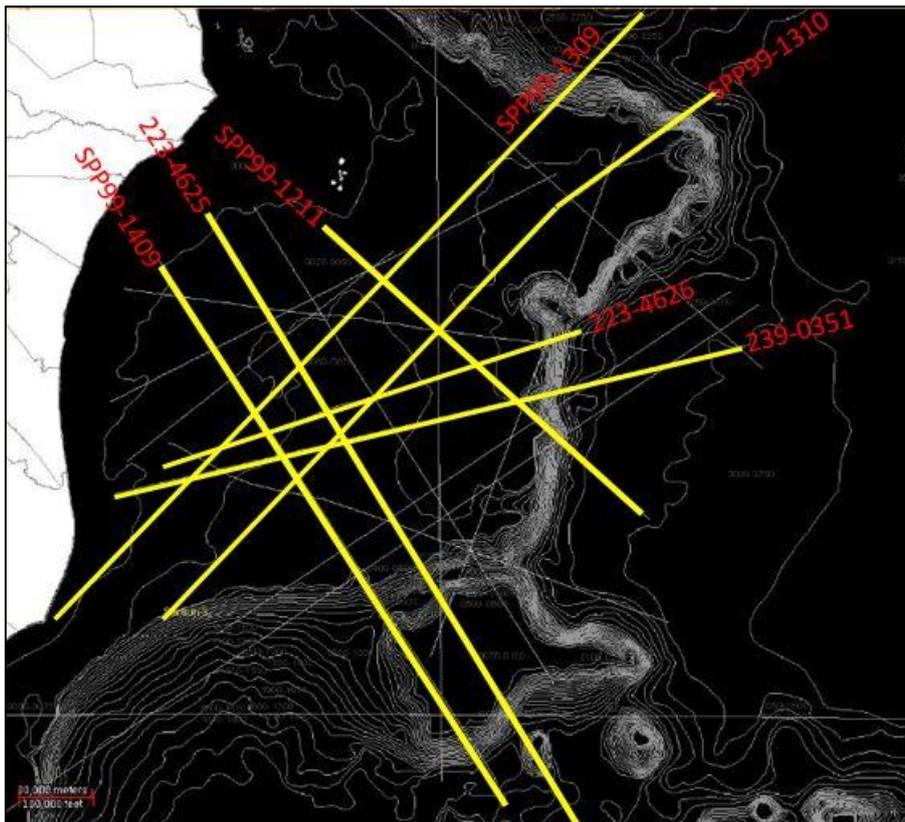


Figura do Anexo II - 1: Mapa das linhas sísmicas sem interpretação em anexo.

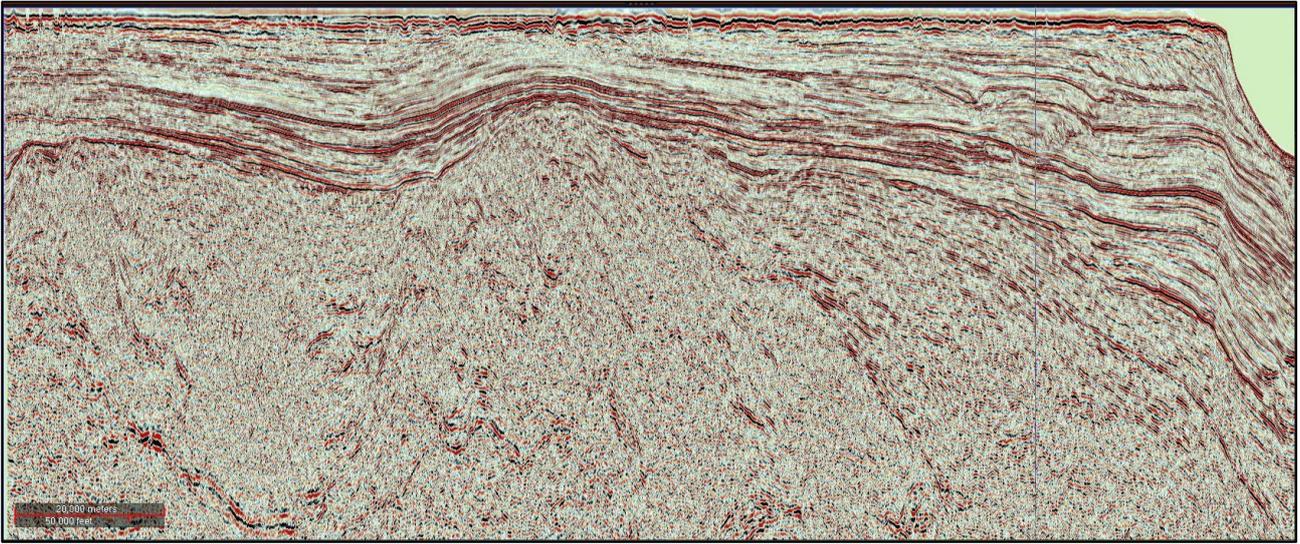


Figura do Anexo II - 2: Linha sísmica SPP99-1409

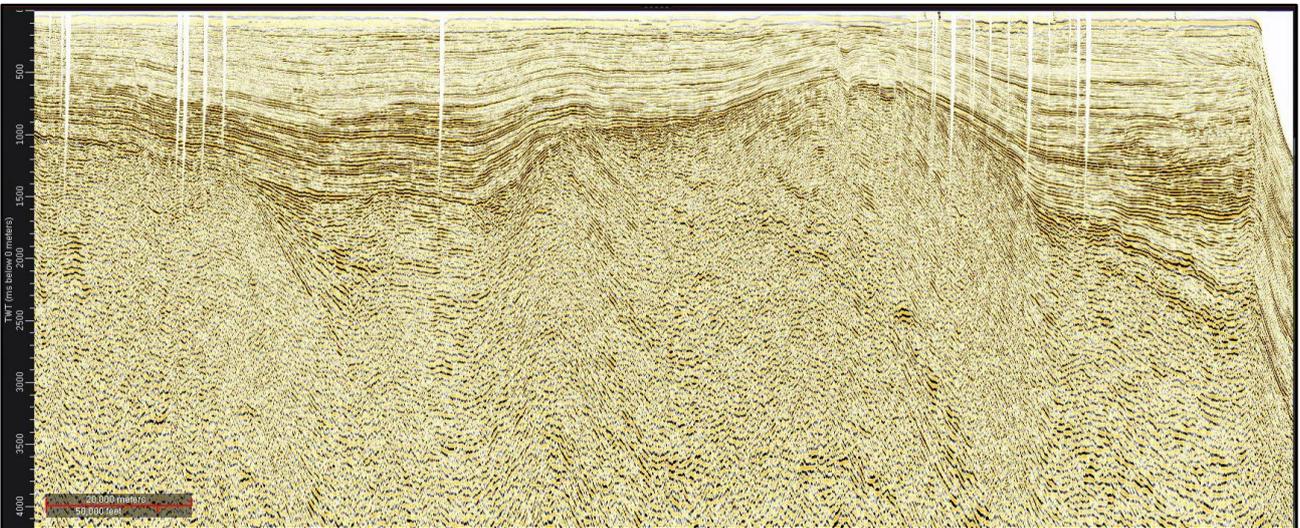


Figura do Anexo II - 3: Linha sísmica 223-4625

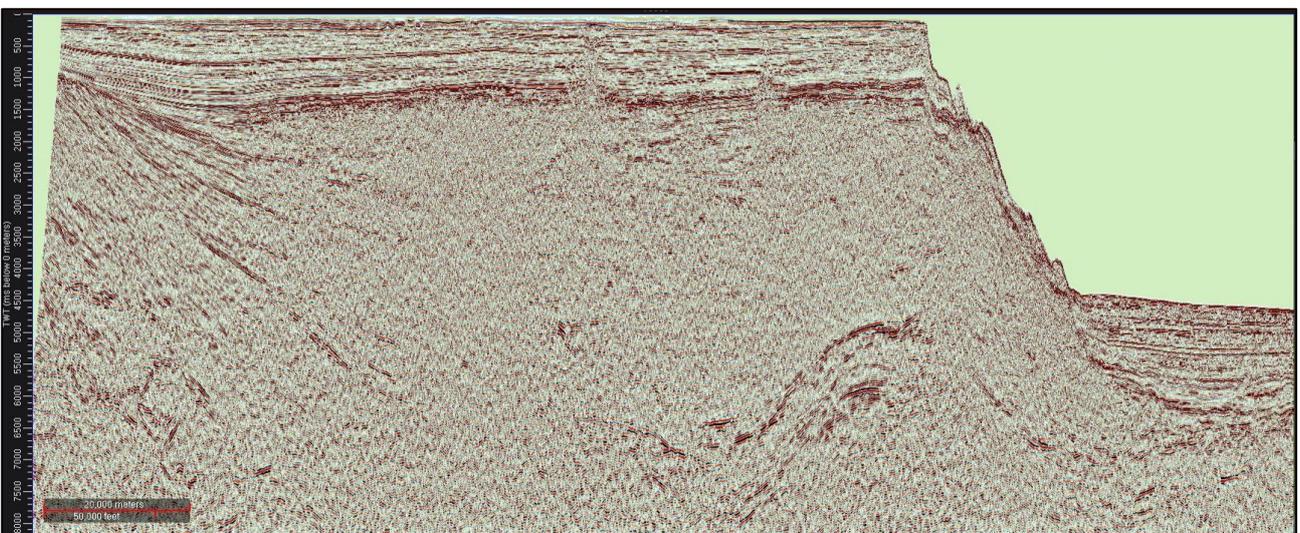


Figura do Anexo II - 4: Linha sísmica SPP99-1211



Figura do Anexo II - 5: Linha sísmica 239-0351.

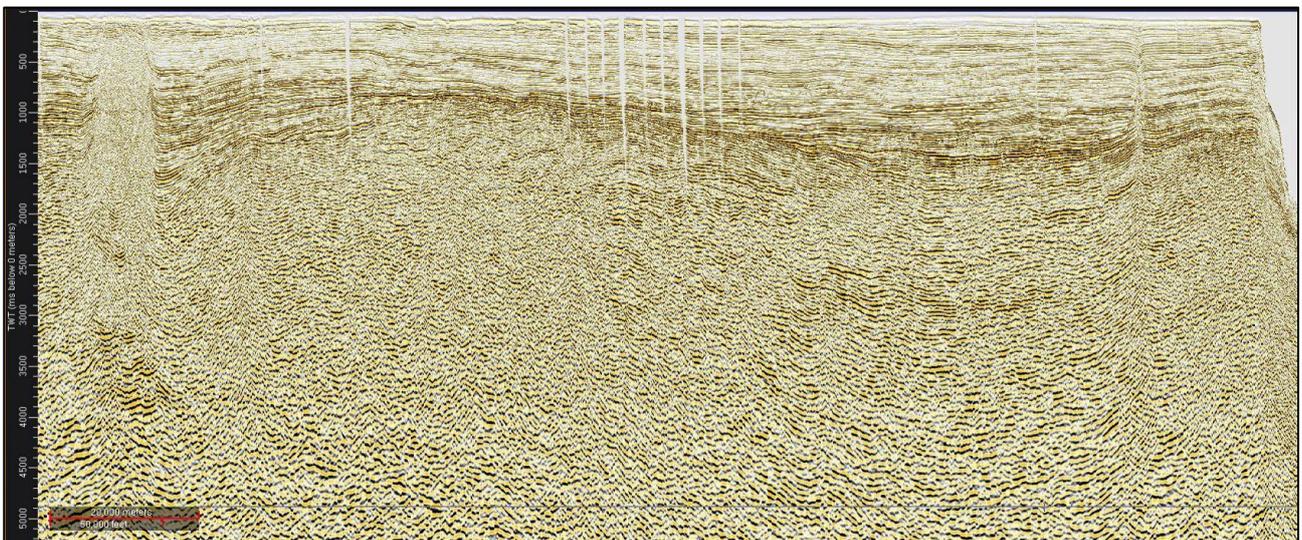


Figura do Anexo II - 6: Linha sísmica 223-4626.

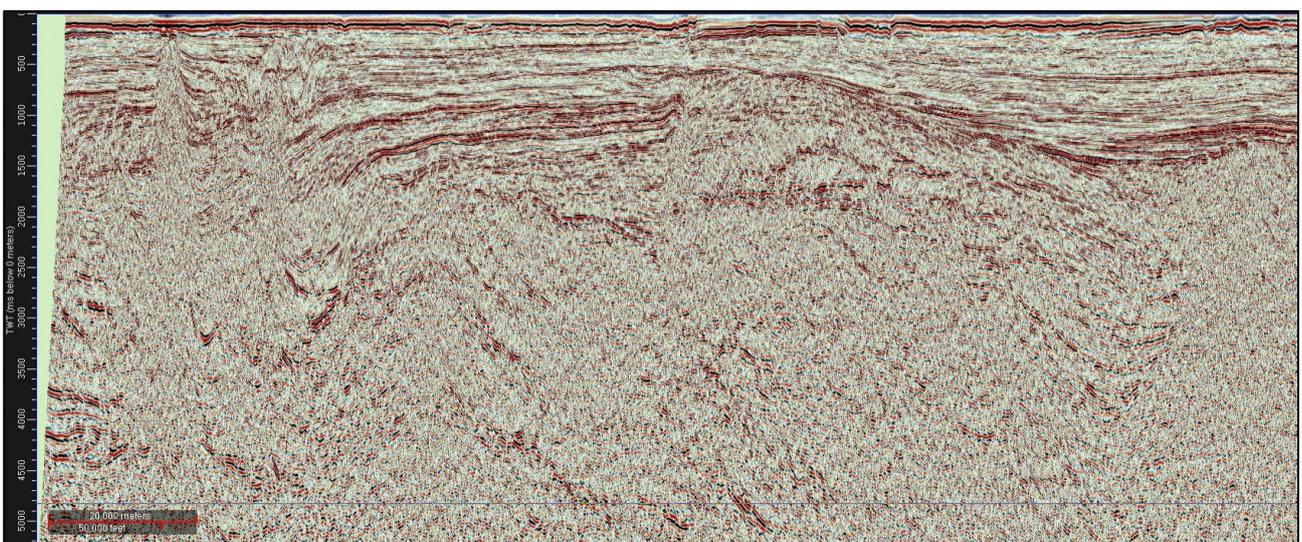


Figura do Anexo II - 7: Linha sísmica SPP99-1310 parte sul.

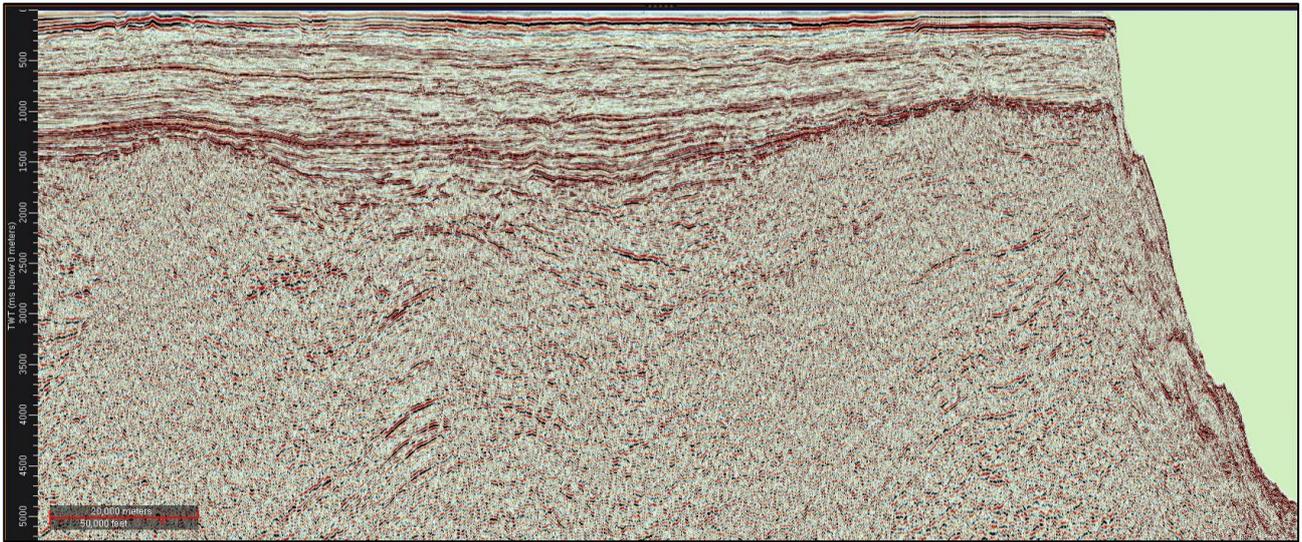


Figura do Anexo II - 8: Linha sísmica SPP99-1310 parte norte.

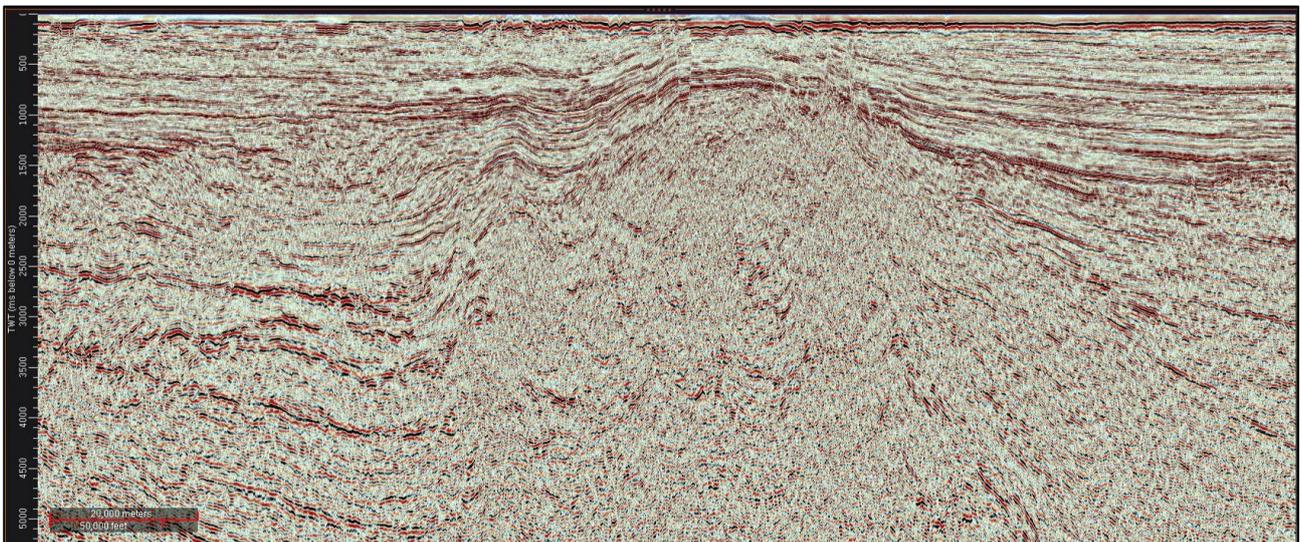


Figura do Anexo II - 9: Linha sísmica SPP99-1309 parte sul.

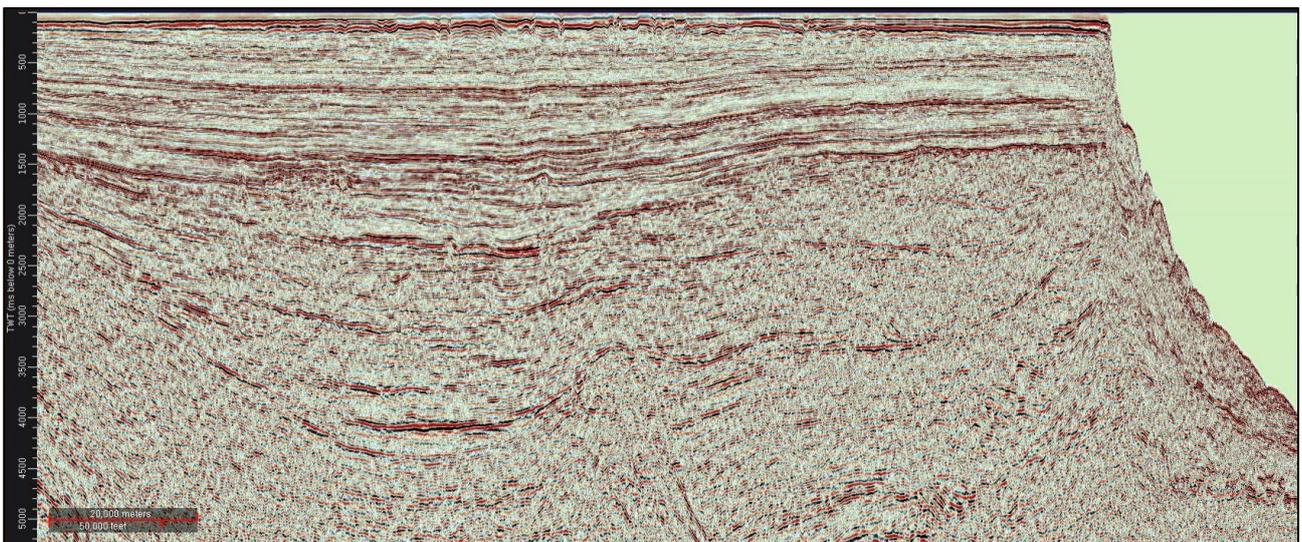


Figura do Anexo II - 10: Linha sísmica SPP99-1309 parte norte.