



Instituto de Geociências

MONOGRAFIA

TF - 19/11

ANÁLISE ESTRUTURAL E SISMOESTRATIGRÁFICA DO SETOR SUL DA PLATAFORMA
CONTINENTAL INTERNA DE SANTOS: INTEGRAÇÃO DE DADOS SÍSMICOS,
MAGNETOMÉTRICOS E DE POÇOS.

Aluno:

Felipe Cardoso Rodrigues

Orientador:

Prof. Dr. André Pires Negrão

Coorientador:

Prof. Dr. Vinicius Hector Abud Louro

São Paulo

2019

AGRADECIMENTOS

À minha mãe que sempre me apoiou e incentivou meu caminhar.

Ao meu orientador Prof. Dr. André Negrão por me acolher e compartilhar seu conhecimento sobre Geologia.

À todos os professores do IGc que contribuíram na minha formação.

Aos meus amigos do GV pela parceria de sempre e por tornarem a graduação mais divertida.

Aos meus amigos do QS pelas boas risadas e companhia nos campos.

E, principalmente, à minha futura esposa Marina por me suportar em todo percurso da minha vida. Te amo.

RESUMO

Este trabalho apresenta uma análise regional das estruturas, feições vulcânicas e da sismoestratigrafia da plataforma continental interna, no setor entre Florianópolis (SC) e Ilhabela (SP). A porção interna da plataforma representa o domínio entre a linha de costa e a charneira cretácea, formada durante a abertura do Oceano Atlântico Sul e delimitando a falha principal de borda da Bacia de Santos. Foram traçados lineamentos magnéticos identificados por magnetometria, e atribuídos à extensão dos enxames de diques máficos do sul-sudeste do Brasil. Ao longo da suposta Falha de Santos (NE-SW), cujo rejeito não foi identificado, foram inferidos diques no embasamento da plataforma, paralelos ao enxame eocretáceo da Serra do Mar. Juntamente, há proeminentes edifícios vulcânicos, possivelmente oriundos do magmatismo alcalino neocretáceo. Lineamentos de direção NW-SE na região offshore dos alinhamentos de Guapiara e Rio Alonzo são tidos como continuação dos diques do Arco de Ponta Grossa. Seguindo a direção NNE-SSW, são interpretados diques como o prolongamento dos enxames de Florianópolis. A fronteira sul da Bacia de Santos é limitada pelo Alto de Florianópolis, que consiste numa faixa de alto magnético E-W, imposto pelo magmatismo pós-rifte do norte da Bacia de Pelotas. Entre as duas bacias há uma transição dos modelos *Volcanic Passive Margin* e *Magma-Poor Passive Margin*, na qual a plataforma de Santos engloba características magmáticas de sua vizinha meridional, que consiste em: extensas rampas de derrames, depósitos rifte dominado por basaltos e falhas antitéticas acomodando o estiramento crustal. As primeiras sequências marinhas a invadirem a plataforma além dos limites da charneira foram os depósitos transgressivos do Cenomaniano-Turoniano. Após a transgressão marinha, segue uma supersequência regressiva, com padrão progradacional desde o Santoniano até Eoceno Médio, deslocando a quebra da paleoplataforma e linha de costa para mais de 100 kms mar afora. No Oligoceno Inferior a subida do nível relativo do mar proporcionou uma nova invasão do mar, recobrindo toda a plataforma antes exposta. Do Oligoceno ao Recente mantém-se o padrão progradacional dos depósitos sedimentares pela queda do nível relativo do mar. A neotectônica atuante na plataforma deforma os sedimentos neoeocênicos-recentes, gerando e reativando grábens, hemi-grábens e formando e deformando geometrias em flor. As estruturas são possivelmente desenvolvidas segundo os eventos tectônicos cenozoicos do sudeste brasileiro, definidos por Riccomini (1989).

Palavras-chave: Plataforma Continental de Santos; sismoestratigrafia; neotectônica; vulcanismo.

ABSTRACT

This work presents a regional analysis of the structures, volcanic features and seismic stratigraphy of the inner continental shelf, in the sector between Florianópolis (SC) and Ilhabela (SP). The inner shelf represents the domain between the shoreline and the cretaceous hinge line, formed during the opening of the South Atlantic Ocean and defining the main Santos Basin border fault. Magnetic lineaments were identified by magnetometry, equivalent to the extension of mafic dyke swarms from south-southeast of Brazil. Along the alleged Santos Fault (NE-SW), whose slip was not identified, dikes in the platform basement were inferred, parallel to the early cretaceous Serra do Mar swarm. Together, there are prominent volcanic buildings, possibly arose from the late cretaceous alkaline magmatism. Lineaments in the NW-SE direction, in the offshore region of the Guapiara and Alonzo River alignments are considered as the extension of the Ponta Grossa Arch dikes. Following the NNE-SSW direction, dikes are interpreted as the extension of the Florianópolis swarms. The southern boundary of the Santos Basin is enclosed by the Florianopolis High, which consists of an E-W positive magnetic anomaly, attributed to the post-rift magmatism of the northern Pelotas Basin. Between the two basins, there is an transition of the volcanic and magma-poor passive margin models, in which the Santos shelf includes volcanic characteristics of its southern neighbor, consisting of: extensive flow ramps, basalt-dominated rift deposits and antithetic faults accommodating the crustal stretch. The first marine sequences to enter the shelf beyond the hinge boundaries are the transgressive Cenomanian-Turonian deposits. Following the marine transgression, follows a regressive supersequence, with a progradational pattern from the Santonian to the Middle Eocene, displacing the paleoshelf break and shoreline to more than 100 kms offshore. In the Lower Oligocene, the rise in the relative sea level led to a new marine sediments transgression, covering the entire previously exposed platform. From Oligocene to the Recent, the progradational pattern of sedimentary deposits is maintained by the drop in relative sea level. Neotectonics acted on the inner shelf deforming the late eocenic - recent sediments, generating and reactivating grabens, half-grabens and forming and deforming flower geometries. The structures are possibly developed according to the cenozoic tectonic events of southeastern Brazil, defined by Riccomini (1989).

Keywords: Santos Continental Shelf; seismic stratigraphy; neotectonics; volcanism.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO.....	1
OBJETIVOS	2
CONTEXTO GEOLÓGICO	3
MATERIAIS E MÉTODOS	7
Magnetometria.....	8
Dados sísmicos e de poços.	9
RESULTADOS	11
Magnetometria.....	11
Sísmica e dados de poços	16
DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	32
Tectônica	32
Magmatismo	34
Estratigrafia da PCIS	36
CONCLUSÕES.....	38
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	39
ANEXOS.....	44
Anexo I: cabeçalho do poço 1-SPS-22 e marco beta, seção entre 2800 e 2950 m	44
Anexo II: evento anóxido do Turoniano, seção entre 2050 e 2350 m	45
Anexo III: identificação dos poços.....	45
Anexo IV: seções sísmicas analisadas	46

INTRODUÇÃO

O trabalho de Almeida (1976) acerca do tectonismo cenozoico do sudeste brasileiro define pioneiramente o complexo de vales tectônicos intermontanhas, preenchidos por pequenas bacias sedimentares, como “Sistema de *Rifts* da Serra do Mar”, englobando as bacias de Curitiba, São Paulo, Taubaté, Resende, Volta Redonda e o *Rift* de Guanabara (incluindo a Bacia de Itaboraí). Asmus e Ferrari (1978) atribuem as atuais escarpas das serras do Mar e Mantiqueira, intermeadas por hemigrábens (Vale do Rio Paraíba do Sul e Baixada Fluminense), como resultado de deslizamento gravitacional de blocos por falhamentos normais ao longo de linhas de fraqueza pré-cambrianas, de direção NE a ENE.

Riccomini (1989) nomeia de forma reconhecida o processo trafrogênico supracitado de “*Rift Continental do Sudeste do Brasil*” (RCSB), o qual produziu uma depressão alongada com 900 km de comprimento paralelo à linha de costa atual, entre as cidades de Curitiba (PR) e Niterói (RJ). Ainda segundo Riccomini (1989) e Riccomini et al (2004), a região do RCSB esteve sujeita a pelo menos quatro eventos tectônicos de formação e deformação. No primeiro evento (Eoceno-Oligoceno) teria se iniciado a atuação de um regime distensivo de direção NNW-SSE, reativando antigas zonas de cisalhamento brasilianas, e formando as principais bacias do RCSB. Este processo distensivo teria sido imposto pelo basculamento termomecânico da Bacia de Santos.

Durante o Neógeno ocorre a segunda fase tectônica e primeira deformação do RCSB, caracterizada por transcorrência sinistral E-W com extensão NW-SE. No Pleistoceno o rifte é afetado por transcorrência dextral E-W com compressão NW-SE (terceira fase), e posteriormente por distensão WNW-ESE no Holoceno (quarta fase). Riccomini (1989) atribui a alternância entre transcorrência sinistral e dextral, e consequentes esforços trativos e compressivos, ao balanço entre as taxas de abertura da Cadeia Meso-Atlântica e aos esforços orogênicos andinos.

Almeida e Carneiro (1998) defendem um caráter de evolução da Serra do Mar a partir de um recuo erosivo diferencial da sua versão precursora. Segundo os autores, a proto-Serra do Mar foi gerada na Falha de Santos (direção NE-SW), localizada entre a linha de costa e charneira de Santos, e inferida por dados aeromagnetométricos.

Zalán e Oliveira (2005) expandem os domínios do RCSB ao redefinirem seus limites na área emersa (Rifte do Paraíba do Sul, Rifte Ribeira e Rifte Litorâneo) além de identificarem novos limites na área imersa adjacente (Rifte Marítimo), agrupando-os em um “Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil” (SRCSB). O Rifte Marítimo foi originalmente definido pelos autores com base em dado aeromagnetométrico e apenas uma seção sísmica.

Quanto a sua origem, Zalán e Oliveira (2005) admitem o modelo tectônico de colapso gravitacional cenozoico da chamada Serra do Mar Cretácea (SMC), gerando corredores de grábens emersos e imersos paralelos a costa, estendendo-se pela porção proximal da Plataforma de Santos e atuando como calhas rasas interceptadoras de sedimentos.

O projeto ora apresentado busca investigar, regionalmente, a Plataforma Continental Interna de Santos (PCIS), região situada entre a linha de costa e a charneira se Santos, em seu setor entre Florianópolis (SC) e Ilhabela (SP). Assim, o presente estudo traz resultados que contribuem ao entendimento acerca do tectonismo, sedimentação e vulcanismo da PCIS, a partir da análise e interpretação de dados sísmicos, magnetométricos e de poços. Também justifica-se pela ausência de trabalhos sistemáticos, regionais ou de detalhe, que busquem os aspectos acima mencionados na PCIS.

OBJETIVOS

Através da integração e análise de dados sísmicos, magnetométricos, de poços e da geologia conhecida em terra, o trabalho aqui proposto visa contribuir ao entendimento da evolução tectônica, vulcânica e estratigráfica da PCIS. Assim, foram gerados resultados no sentido de melhor avaliar o desenvolvimento do SRCSB sobre a plataforma continental, bem como estabelecer uma visão integrada da geodinâmica do sistema PCIS-RCSB.

Inclui-se nesses objetivos investigar os prováveis efeitos das variações tectono-eustáticas no preenchimento sedimentar da PCIS; o comportamento da linha de charneira ao longo da bacia; as características da fronteira sul da Bacia de Santos, e; verificar a presença de falhas neotectônicas que possam estar ligadas à deformação e/ou controle da sedimentação cenozoica e recente. As metas específicas necessárias para a consolidação dos resultados, são:

- Avaliação do preenchimento sedimentar proximal à PCIS baseado em poços;
- Correlação dos regimes de esforços atuantes nos sedimentos cenozoicos da PCIS, com os eventos neotectônicos que formaram e deformaram o RCSB;
- Demarcação de estruturas regionais como a continuação de grábens e hemigrábens na plataforma interna, linha de charneira e limite estrutural da bacia;
- Análise das feições vulcânicas ao longo do setor sul da plataforma de Santos, e sua relação com os registros magmáticos conhecidos na porção emersa.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A margem atlântica (áreas emersas e submersas) do sudeste do Brasil tem como embasamento de suas bacias um complexo de cinturões de rochas metamórficas de médio a alto grau intensamente deformadas e segmentadas por zonas de cisalhamentos dúcteis de direção predominante NE-SW. Na área de estudo estes complexos vinculam-se ao Cinturão Ribeira, um sistema orogênico de idade neoproterozoica, cujo desenvolvimento relaciona-se a orogenia Brasiliiana (Heilbron *et al.*, 2004).

A estabilização do Gondwana ocidental, ao final da Orogênese Brasiliiana, tornou a região ocupada pela Faixa Ribeira em um ambiente intraplaca desde o Neo-Ordoviciano, sendo sincrônico aos primeiros eventos tectonoestratigráficos da Bacia do Paraná (Milani, 2004). Até que ocorressem os primeiros eventos tectônicos mesozoicos, as regiões orogênicas relacionadas à formação do Gondwana passaram por longos períodos de denudação, configurando importantes áreas-fonte de sedimentos para o preenchimento das bacias paleozoicas intracratônicas adjacentes.

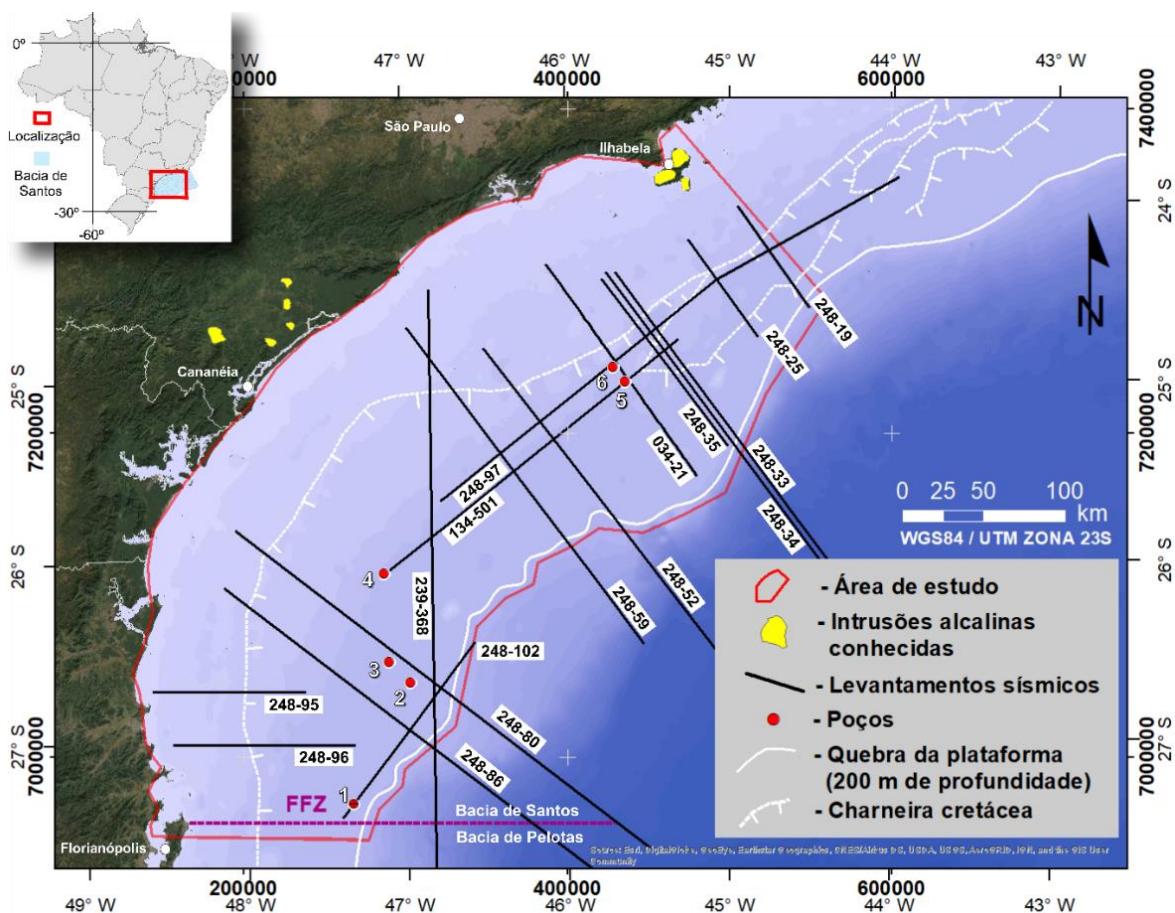


Figura 1: Localização da área de estudo, e todas seções sísmicas e poços analisados, junto à batimetria (CPRM). FFZ esboça a Zona de Fratura de Florianópolis.

O início da reativação tectônica do sudeste do Brasil durante o Jurássico Superior, conhecida como “reativação Wealdeniana” (Almeida, 1967), provocou enormes volumes de

derrames basálticos toleíticos alimentados por diques máficos no Eocretáceo. Segundo Tomba (2012), esses diques intrudem a crosta perpendicularmente à direção de esforço principal mínimo, aproveitando estruturas pré-existentes: no embasamento da Faixa Ribeira seguindo o *trend* NE-SW (Enxame de diques da Serra do Mar); diques na direção NW-SE do Arco de Ponta Grossa (Almeida, 1976); e pelo Enxame de Diques de Florianópolis, com orientação NNE-SSW, cortando o embasamento exposto da Bacia do Paraná, em Santa Catarina (Raposo, 1997; Coutinho, 2008).

Fahrig (1987) propõe um modelo da evolução de margem passiva na qual enxames de diques se formariam em pelo menos 3 segmentos distensionais, sendo que apenas dois evoluiriam para margem passiva, e um seria abortado do processo de ruptura continental. Desse modo, pode-se dividir os enxames de diques mencionados em: braço norte (diques de Santos - Rio de Janeiro), diques do Arco de Ponta Grossa (braço abortado), e braço sul (diques de Florianópolis).

Os enxames de diques mencionados apontam idade, geoquímica e relação genética com os múltiplos episódios do magmatismo Serra Geral na Bacia do Paraná (Turner et al., 1994; Renne et al., 1996; Florisbal et al., 2010) e para o magmatismo eocretáceo das bacias de Pelotas, Santos e Campos (Mizusaki et al., 1988; Almeida, 1996; Mizusaki & Thomas Filho, 2004; Lobo, 2007; Fig. 3), embora as unidades ígneas da Bacia de Pelotas possuíram superfícies discordantes entre si (Bueno et al., 2007). A partir da intrusão dos enxames de diques houve a evolução sucessiva para a ruptura continental e abertura do Atlântico Sul (Almeida, 1967; Almeida et al., 1996).

Concomitante à ruptura do Atlântico Sul iniciou-se o desenvolvimento das bacias marginais da costa leste e sudeste do Brasil. Inserida neste contexto a Bacia de Santos, atualmente a mais prolífica do Brasil (ANP, 2019), tem sua evolução caracterizada por cinco principais fases, conforme Mohriak (2012): fase pré-rifte, sin-rifte, transicional e pós-rifte, sendo a última dividida em sequência marinha transgressiva e regressiva. O presente trabalho terá foco nas sequências pós-cretáceas, por serem contemporâneas ao neotectonismo da PCIS.

Segundo Mohriak (2012) a sequência marinha regressiva santoniana-paleogênica é caracterizada por fácies carbonáticas e siliciclásticas progradantes, relacionadas aos pulsos de soerguimento da SMC. Ribeiro et al. (2011), a partir de traços de fissão e Hélio em apatitas, indicam dois períodos distintos de tectonismo nos planaltos da Serra do Mar, durante o Cretáceo Superior e o Paleoceno.

Conforme Thomáz Filho et al. (2005), entre o Neocretáceo e o Paleoceno a placa Sul-Americana teria passado por uma anomalia térmica no manto (*Hotspot* Trindade). O magmatismo de caráter alcalino do sudeste do Brasil teria ocorrido em resposta a este

processo, promovendo diversas intrusões progressivamente mais jovens sentido o Oceano Atlântico, a exemplo do alinhamento Poços de Calda - Cabo Frio com direção WNW-ESE, Ilhabela, dentre outras (Fig. 2). Zalán e Oliveira (2005) atribuem o soerguimento da Serra do Mar e a formação de um megaplanalto cretáceo (Serra do Mar Cretácea) à tal pluma mantélica. No limite Cretáceo/Paleógeno a Superfície de Aplainamento Japi (SAJ) terminara de nivelar esse megaplanalto em torno de 2000 metros acima do mar (Riccomini *et al.*, 2004), com sua borda oriental adjacente as partes profundas das bacias de Santos e Campos, onde situa-se a Charneira Cretácea (Zalán e Oliveira, 2005).

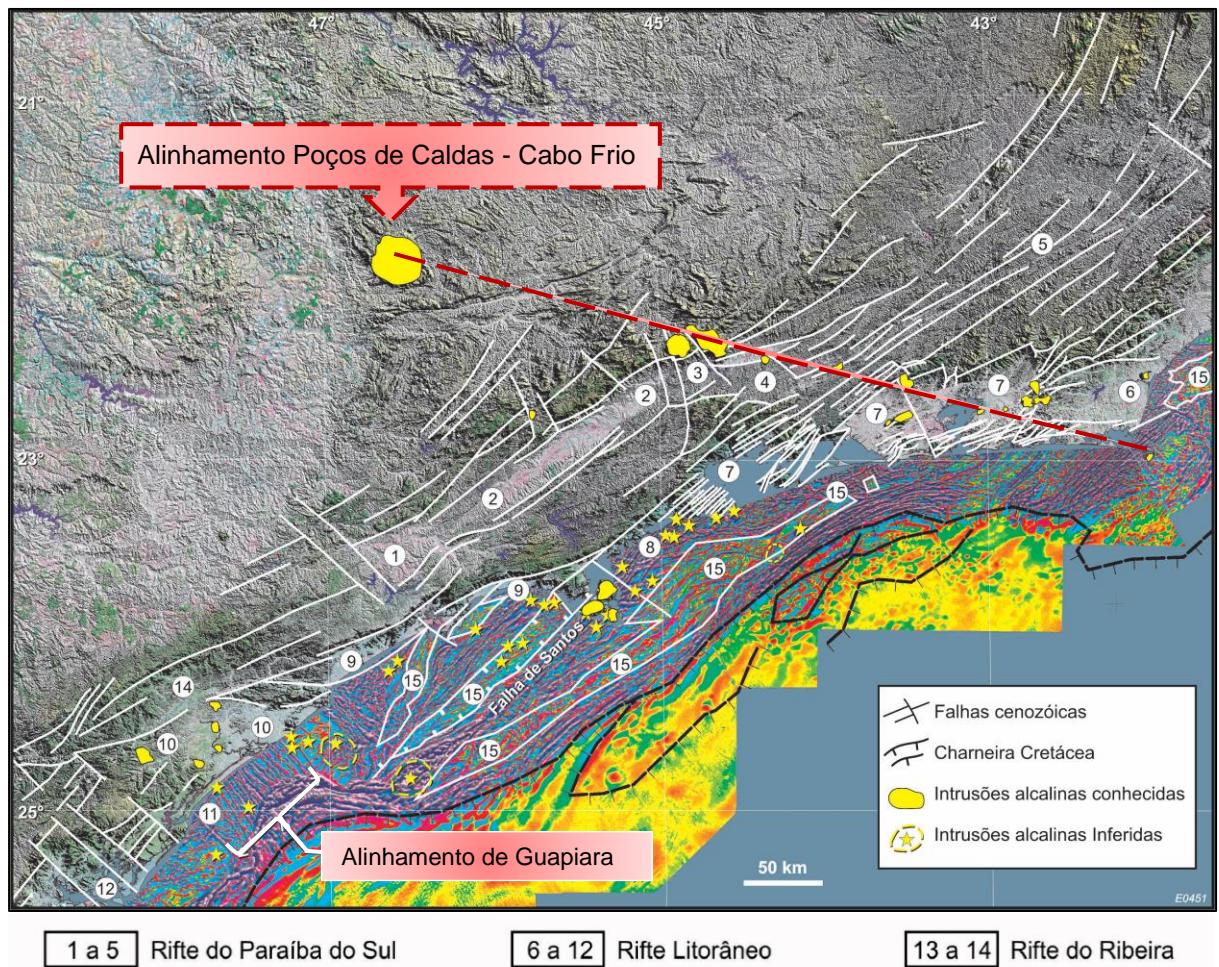


Figura 2: Mapa integrado do Sudeste do Brasil, com relevo sobreposto à imagem de satélite (terra) e mapa aeromagnetométrico de alta resolução (mar). Estão definidos todos os grábens cenozoicos e *stocks* alcalinos previamente conhecidos ou originalmente inferidos pelos autores. Grábens enumerados pertencem aos riftes indicados na figura, com adição de (15) - grábens imersos do Rifte Marítimo. Fonte: Zalán e Oliveira (2005).

Zalán e Oliveira (2005) descrevem uma situação isostaticamente instável 7 Ma após o nivelamento de Japi, havendo o colapso gravitacional da SMC. Assim, desenvolveram-se riftes (ou corredores de grábens) paralelos à costa (SRCSEB). Os autores destacam que a ocorrência de espessos pacotes de sedimentos coniacianos-maastrichtianos do Grupo Bauru e Formação Santos nas bacias dos flancos de tal soerguimento – Bacia do Paraná e Santos, respectivamente - comprovam e datam esse extenso planalto neocretáceo.

NW SE

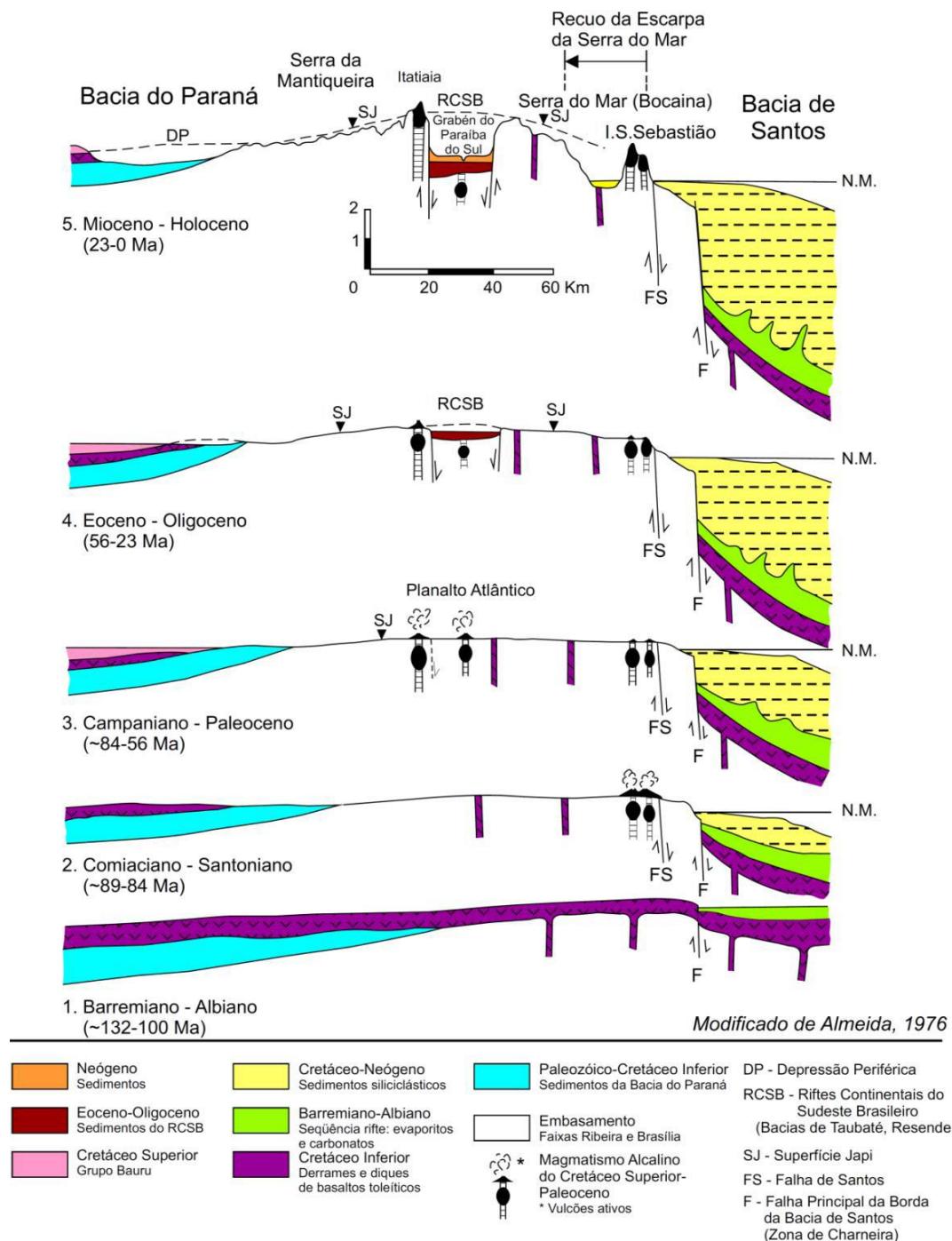


Figura 3: Esquema da provável evolução tectônica e geomorfológica, entre o Barremiano e Holoceno, da porção continental entre a Bacia de Santos e Bacia do Paraná. Modificado de Almeida (1976) por Eirado (2006). Extraído de Eirado (2006).

A lito e cronoestratigrafia da Bacia de Santos foram melhor definidas por Pereira e Feijó (1994), e são apresentadas nos poços usados neste estudo. Moreira et al. (2007) as atualizam com ênfase na individualização das sequências deposicionais, cruciais para o entendimento dos ambientes deposicionais das fácies proximais das unidades, e que são presentes na plataforma continental interna.

A delimitação da charneira cretácea foi baseada nas respostas gravimétricas e magnéticas de diversos modelos sintéticos bidimensionais junto aos dados sísmicos (Zalán e Oliveira, 2005). A simulação foi laborada com diferentes dados geológicos observando as respectivas respostas magnéticas/gravimétricas, como: topografia residual, falhas subsidiárias e variações litológicas do embasamento.

Em relação à evolução tectonomagnética da margem atlântica leste do Brasil, Zalán (2015) as classifica como *Magma-Poor Passive Margin* (MPPM), *Vulcanic Passive Margin* (VPM) e *Transitional Passive Margin*. Segundo o autor, a Bacia de Santos se enquadra na classificação de MPPM, cujo padrão não apresenta os SDRs (*Seaward Dipping Reflectors*) - refletores dos fluxos de lavas basálticas - presentes em VPM. No entanto, aponta uma transitoriedade entre as bacias de Santos e Pelotas, com complexo limite geológico e interdigitação dos modelos MPPM e VPM (Fig. 4).

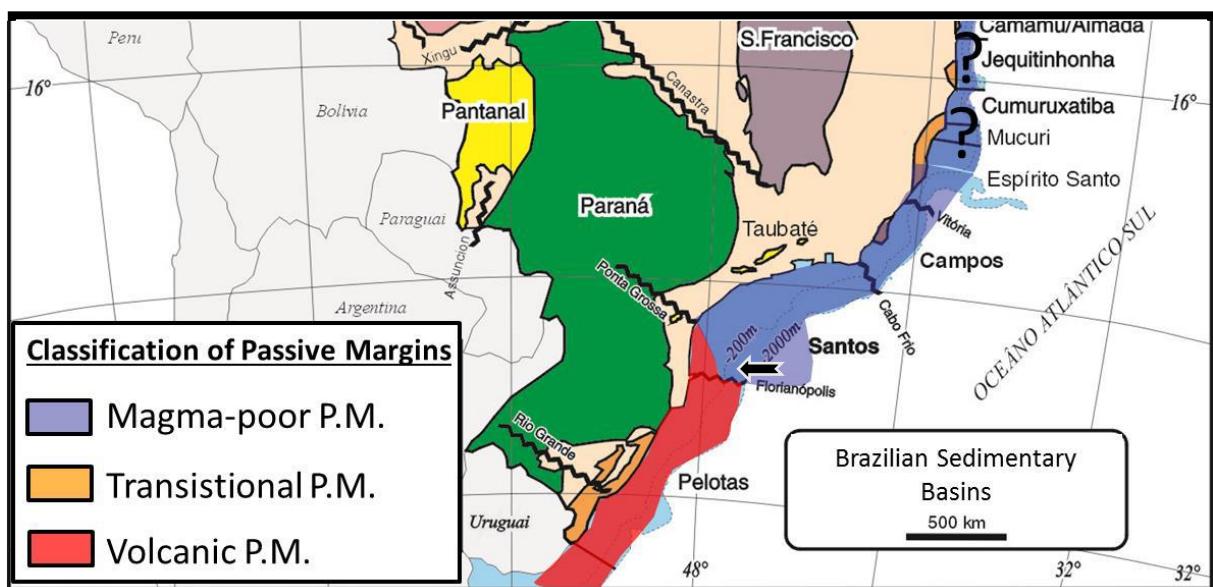


Figura 4: Recorte do mapa das bacias sedimentares brasileiras, com classificação das bacias de margem passiva (Zalán, 2015). Notar interdigitação das classificações entre as bacias de Santos e Pelotas (seta preta).

MATERIAIS E MÉTODOS

A interpretação dos dados sísmicos foi amparada pela análise de sismofácies, estilos estruturais e conceitos de estratigrafia de sequências, temas estes com vasta abordagem na literatura, a exemplo de Catuneanu (2006): *Principles of sequence stratigraphy*; e Goudswaard e Jenyon (1988): *Seismic atlas of structural and stratigraphic features*. As abordagens relacionadas à interpretação e integração de dados sísmicos, magnetométricos e de poços são balizadas principalmente nos conceitos apresentados em Kearey *et al.* (2009), nos capítulos: *Levantamento sísmico de reflexão*, *Levantamento magnético* e *Perfilagem geofísica de poço*.

Dados da geologia da porção continental (falhas, zonas de cisalhamento, diques) e batimetria foram obtidos no GeoSGB (banco de dados digital da CPRM), os quais foram integrados às interpretações geofísicas em ambiente SIG (Sistema de Informação Geográfica) com o software ArcMap (Esri, 2014), disponibilizado no laboratório de informática do IGc/USP. Assim, foram gerados resultados integrados com a geologia da parte emersa, adjacente à Plataforma Continental de Santos.

Magnetometria

O dado magnetométrico utilizado foi levantado pela Petrobras (código 4009), sobre a Plataforma Continental Sul, em 1969. A direção das linhas de voo foi perpendicular à costa, espaçadas em 5000m, e barometria de 700m. Os *grids* deste trabalho são produzidos usando algorítimo de curvatura mínima, seguindo os parâmetros de 500m de *Grid cell size*, 2000m de *Blanking Distance*, e 99.9% de *Pass Tolerance*.

Foram gerados mapas sombreados do Campo Magnético Terrestre (CMT), das filtragens de Redução ao Polo (RTP) e Inclinação do Sinal Analítico (*Tilt Derivative*) sobre dado reduzido ao polo. O CMT apresentado é subtraído do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), que representa o campo magnético interno da Terra (interação do núcleo interno com o externo), restando apenas a medida da magnetização da crosta.

Os filtros são operações matemáticas processadas sobre os dados magnéticos, de forma a aprimorá-los de acordo com cada objetivo de interpretação. O filtro de RTP é expresso por uma complexa equação utilizada pelo software Oasis Montaj (Geosoft Inc., 2001), que simplifica a interpretação do comportamento magnético do embasamento, por apresentar seus picos no centro dos corpos, simulando seu comportamento no polo magnético (Fig. 5). A filtragem de *Tilt Derivative* é utilizada para interpretar elementos estruturais expressados por lineamentos magnéticos, e é aplicada sobre o *grid* de RTP (Verduzco et al. 2004).

A primeira derivada vertical do campo magnético (1DV) é a taxa de variação do campo magnético na direção vertical. A computação da 1DV remove feições de comprimento de onda longo do campo magnético, além de melhorar significativamente a resolução de anomalias espaçadas e superpostas (Hood, 1965). Assim, a 1DV é aplicada neste trabalho para identificar estruturas sutis na PCIS de origem neotectônica, e as integrar com as interpretações sísmicas.

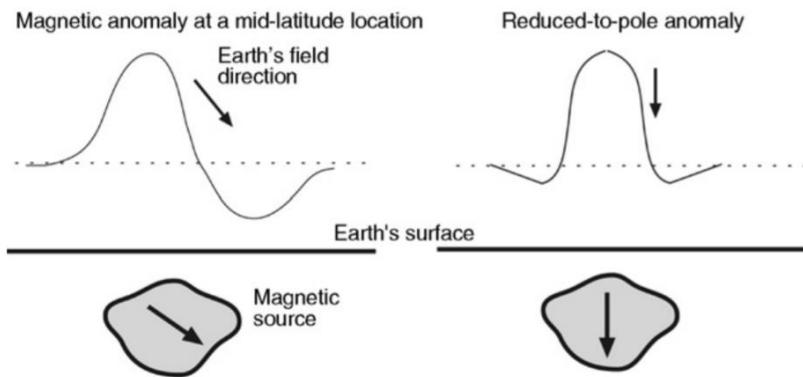


Figura 5: Assimetria da anomalia magnética causada por um corpo magnético em subsuperfície, e em meio a um campo magnético oblíquo da Terra (esquerda). E seu resultado reduzido ao polo, com magnetização vertical do corpo em condições de campo magnético vertical (direita). Fonte: Ravat (2007).

Dados sísmicos e de poços.

O método sísmico tem como princípio a propagação das ondas mecânicas através da Terra com velocidades que dependem da impedância acústica e densidade do meio (Misra e Yadav, 2018). A impedância acústica é expressa por (Liner, 2004):

$$Z = V\rho \quad (\text{eq. 1})$$

onde V é a velocidade da onda sísmica, e ρ é a densidade da rocha. Quando essa onda encontra uma barreira entre dois materiais de impedâncias acústicas distintas, parte dessa energia reflete na interface, e parte se refrata pelo material (Misra e Yadav, 2018).

O levantamento de reflexões sísmicas envolve a geração de ondas sísmicas (*shot*) na superfície da terra ou do mar, por meio de um gerador de energia sísmica (Misra e Yadav, 2018). No caso do levantamento sísmico marinho, como é o caso do projeto apresentado, utiliza-se *air guns*. As ondas se propagam em subsuperfície, e cada camada sedimentar as reflete com diversos ângulos. A captação dessas ondas é feita pelos *receivers* (geofones ou hidrofones) na superfície (Fig. 6).

Para interpretar dados sísmicos, é importante entender uma das características intrínsecas ao método sísmico, o ruído, que se analisado de forma errada pode gerar interpretações equivocadas. Qualquer amplitude ou refletor não gerado por interfaces geológicas são chamados de ruídos (Misra e Yadav, 2018). Por vezes, um refletor de alta amplitude – normalmente o leito oceânico ou embasamento – pode se repetir no registro sísmico abaixo do sinal original (primária), no dobro da profundidade (ou por múltiplos de dois). Essas repetições são chamadas de múltiplas (Fig. 7).

Quanto aos poços, as informações mais relevantes extraídas, para o fim deste trabalho, são: os topôs das formações (litoestratigrafia) e suas idades (cronoestratigrafia definida por bioestratigrafia). Os *checkshots* são importantes dados de transformação da profundidade do

poço (em metros) para tempo (em milisegundos), equivalendo o método de medida aos dados sísmicos. Esse tempo no poço é medido em OWT (*One-Way Time*), ou seja, considera apenas o tempo de ida da vibração acústica. No dado sísmico, a profundidade em tempo é dada em TWT (*Two-Way Time*) – tempo de ida e volta.

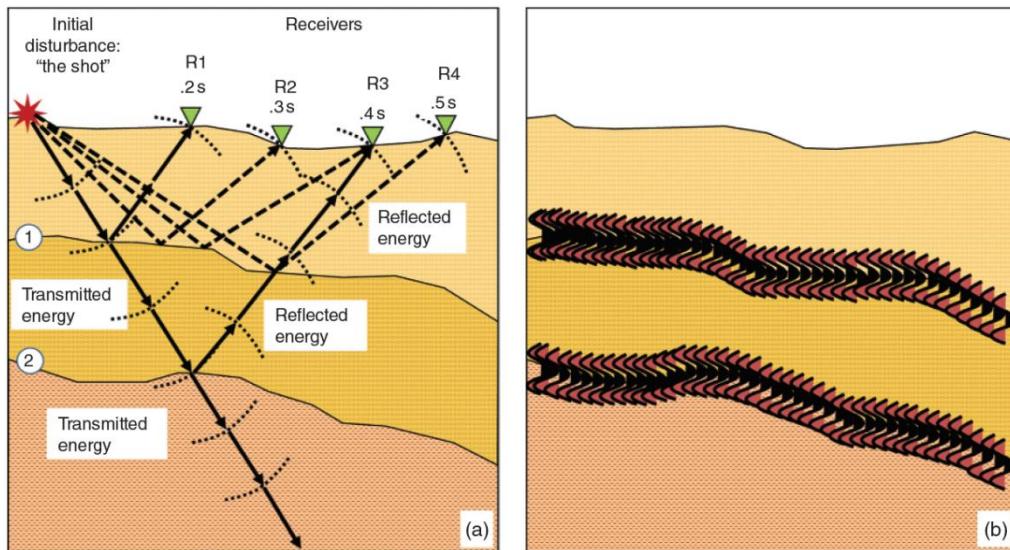


Figura 6: (a) Esquema terrestre mostrando o traçado da energia transmitida e refletida, originada no ponto de distúrbio (*shot*) e interceptada pelo receptores (*receivers*). Nas interfaces das camadas (1 e 2) parte da energia é transmitida, e outra é refletida, sendo essa captada na superfície. (b) Mostra os traços simplificados das ondulações sísmicas. Fonte: Misra e Yadav (2018).

Os dados dos poços fornecidos pela ANP são demonstrados em arquivo de texto (AGP - Arquivo Geral de Poços), e a perfilagem (*log*) é recebida em arquivo DLIS (*Digital Log Interchange Standard*). Para cada poço, esses dados são combinados em um arquivo PDF, ilustrando graficamente esses documentos (Perfil Composto; vide Anexo I e II). Nesses arquivos constam as coordenadas, crono e litoestratigrafia, cabeçalho dos poços, relação tempo/profundidade (*checkshot*) e resultados de teste de formação. Para realizar a integração e análise dos dados de poço e sísmicos, foi utilizado o programa *OpendTect Pro 6.4* (dGB, 2019), fornecido por meio de licença acadêmica.

Na análise de diversas seções sísmicas e diferentes poços, é apropriado o processamento desses dados em tempo. A transformação tempo → profundidade requer a geração de um *log* sônico sintético da seção, e amarrá-lo com o *log* sônico do poço. Os *logs* DLIS não são suportados pelo *OpendTect*, que importa arquivo do tipo LAS (*Log ASCII Standard*). A conversão dos arquivos DLIS para LAS, usando o programa *DLIS to ASCII Toolbox 2.3* (Schlumberger, 2007), foi infrutífera.

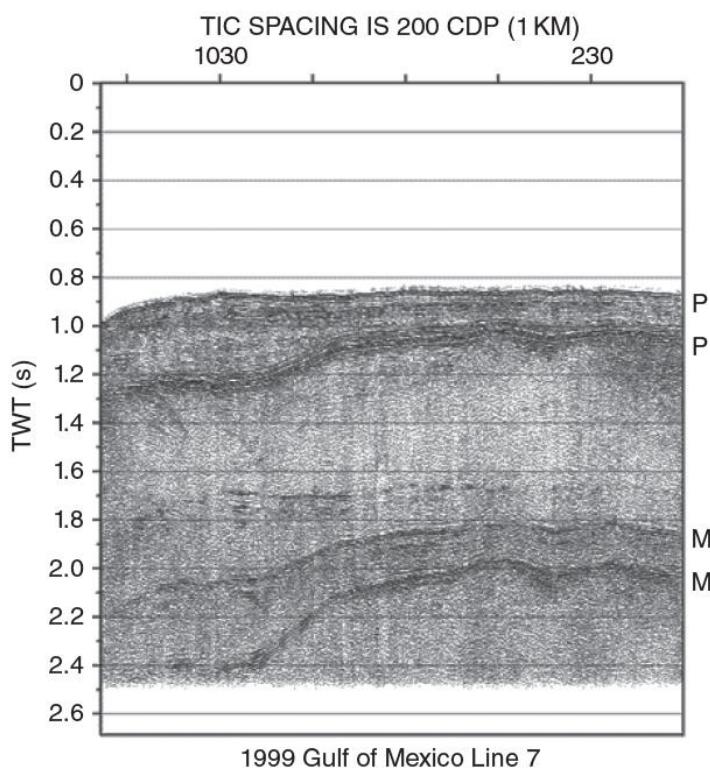


Figura 7: Múltiplas numa seção sísmica marinha. P: primárias; M: múltiplas. Notar que as múltiplas aparecem no dobro da profundidade (em tempo) da primária. Fonte: Misra e Yadav (2018).

Foram analisadas 16 perfis sísmicos (Fig. 1) dos levantamentos requeridos à ANP (Projeto Grand-Santos e Santos-12A), e 14 foram selecionadas para interpretação e exposição neste estudo. Elas estão distribuídas ao longo do setor sul da PCIS, em porções mais proximais à linha de costa, e interceptam as feições geológicas de interesse, como: Rife Marítimo e intrusões alcalinas interpretados por Zalán e Oliveira (2005; Fig. 2); charneira cretácea; lineamentos da plataforma interna; e Alto de Florianópolis, no extremo sul da bacia.

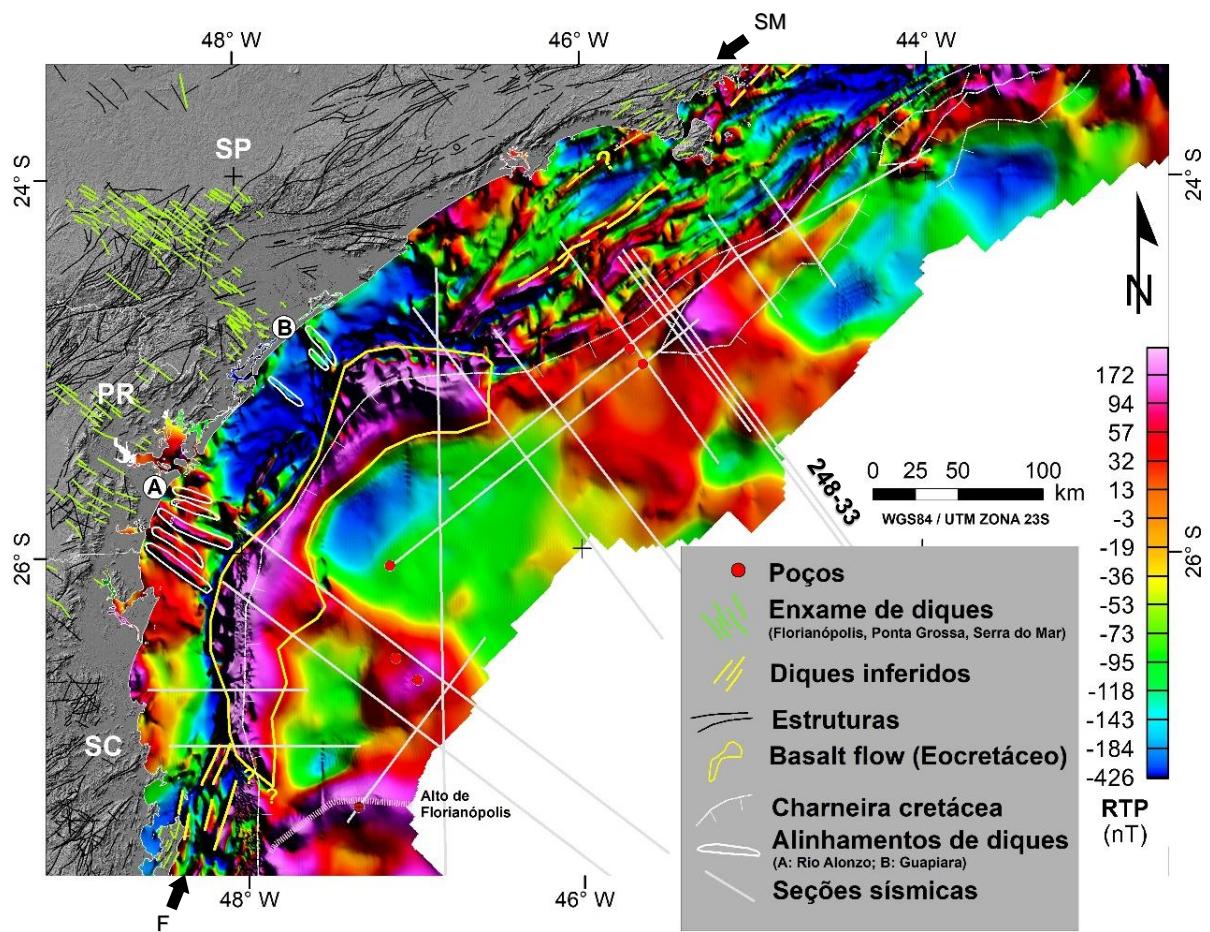
RESULTADOS

Os resultados obtidos resultam da interpretação integrada dos dados magnéticos, sísmicos e de poços, de modo a complementar e consolidar um ao outro. Assim, os produtos apresentados são verificados em todos os métodos.

Magnetometria

Os primeiros resultados decorrem do processamento e análise dos mapas aeromagnetométricos, cujos produtos são: campo magnético reduzido ao polo (Fig. 8), inclinação do sinal analítico (Fig. 9) e primeira derivada vertical (Fig. 10); evidenciando feições magnéticas relevantes para o estudo. Além dos dados da plataforma continental, os mapas

também apresentam integração com elementos obtidos por métodos diretos (e.g. mapeamento geológico) da porção *onshore* (IPT, 1981; Dias Neto, 2001; CPRM, 2006).



Bacia de Pelotas, na direção do enxame de diques de Florianópolis (NNE-SSW), onde o limite meridional da Bacia de Santos é definido por um alto magnético de direção E-W, interpretado como o Alto de Florianópolis (Fig. 8).

O enxame de diques da região de São Sebastião e Ilhabela (SP), é interpretado na plataforma seguindo um lineamento magnético NE-SW, aparecendo de nordeste a sudeste da ilha (Fig. 8). Esse lineamento é referido por muitos autores como a Falha de Santos (Alves, 1981; Asmus e Ferrari, 1978; Almeida e Carneiro, 1998).

A característica mais clara da plataforma continental é sua compartimentação magnética, com maior agitação e lineamentos na porção interna (Fig. 8 e Fig. 9), entre a charneira e a linha de costa, devido aos pacotes de sedimentos menos espessos do que os depositados charneira afora. A linha de charneira apresenta maior complexidade no cruzamento com o perfil 248-33, onde é verificado um alto magnético causado por uma elevação estrutural do embasamento (horst).

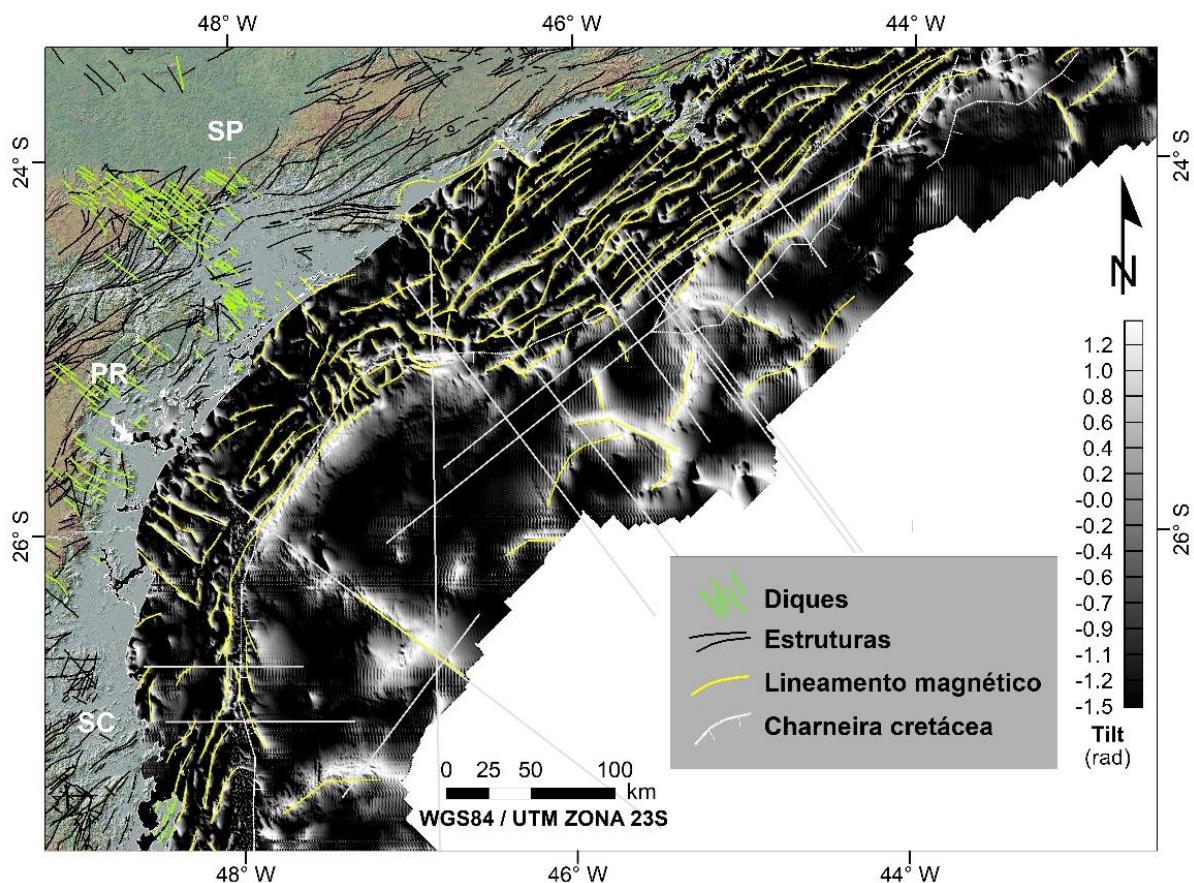


Figura 9: Mapa de Inclinação do Sinal Analítico (*Tilt Derivative*) com lineamentos magnéticos interpretados.

É observada uma variação da direção na trama estrutural na PCIS ao longo da variação da direção da linha de costa, seguindo as tendências das estruturas no continente

(diques, zonas de cisalhamento e falhas). Esse arcabouço é demonstrado pelos lineamentos magnéticos traçados no mapa *Tilt* (Fig. 9), e auxiliam na construção do mapa estrutural (Fig. 10). Predomina entre Ilhabela e o Alinhamento de Guapiara estruturas na direção NE-SW; nos alinhamentos de Ponta Grossa na plataforma interna estão na direção NW-SE; entre os alinhamentos aparece em NE-SW; e no extremo sul seguem a orientação N-S a NNE-SSW. Dessa forma, a área de estudo pode ser compartimentada em: braço norte (estruturas NE-SW), Arco de Ponta Grossa (estruturas NW-SE) e braço sul (estruturas N-S a NNE-SSW).

A característica dos lineamentos magnéticos são confirmadas por meio das seções sísmicas, e atribuídas a diferentes cronologias tectônicas, ou a feições vulcânicas. Foram traçadas as falhas neotectônicas com rejeitos pequenos que deformam sedimentos oligocênicos e quaternários, formando hemi-grábens, grábens e estruturas em flor. Essas feições estão no domínio de estruturas NE-SW da área de estudo (Fig. 10), no braço norte.

As falhas que definem o gráben estendem-se pelos lineamentos magnéticos até a Falha de Bertioga (IPT, 1981) e Falha Freires São Lourenço (Dias Neto, 2001). O traçado inferido da continuação dessas falhas aparenta sofrer inflexão numa provável falha de transferência (Fig. 10), sendo ela um extrapolamento de uma falha indiscriminada mapeada em terra (direção NW-SE; CPRM, 2006). Tal gráben foi identificado por Zalán e Oliveira (2005) baseado apenas em dados magnéticos (1DV), com sua extensão limitada às proximidades do litoral.

Na borda externa da PCIS, são identificadas falhas distencionais apicais (*keystone faulting*). Esses falhamentos geram os chamados grábens apicais, que seguem densos lineamentos magnéticos observados próximos à charneira, na direção NE-SW (Fig. 10). Desse modo, observa-se um corredor de grábens alongado e estreito com pelo menos 85 km de comprimento, e, em média, 1400 m de largura (definido por sísmica). É um fenômeno atribuído à distensão suportada pelas partes mais externas (lado convexo) de qualquer corpo flexionado, em oposição à compressão sofrida pelas partes mais internas (lado côncavo). No caso da zona de charneira da plataforma de Santos, o arqueamento é referente às rochas pré-cambrianas da Faixa Ribeira e aos derrames basálticos eocretáceos.

Uma intrusão alcalina inferida na plataforma por outros autores (magnetometria de alta resolução por Zalán e Oliveira, 2005) é confirmada neste trabalho (Fig. 10), gerando característica estrutura circular de intrusões alcalinas.

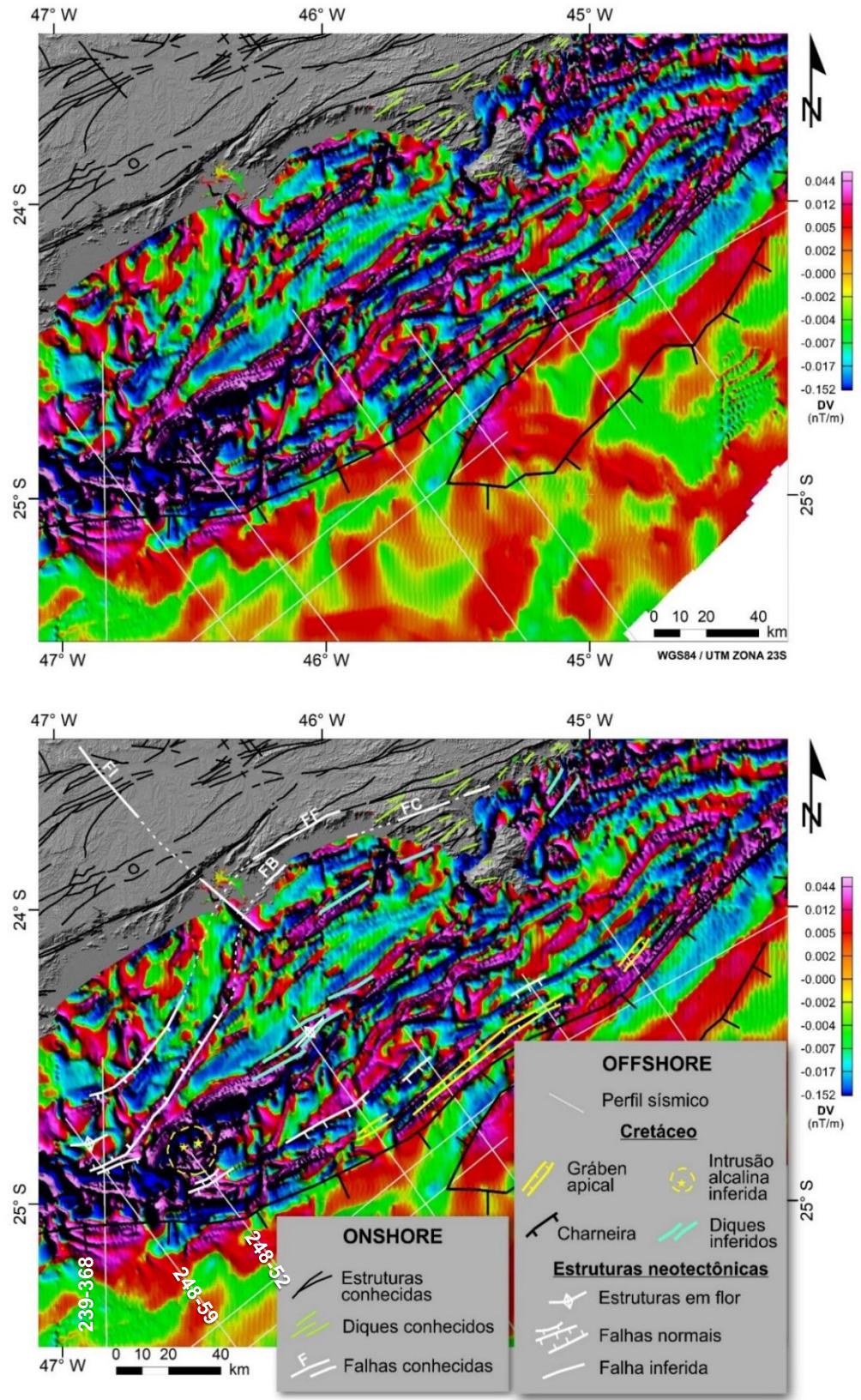


Figura 10: Mapa da primeira derivada vertical do polo magnético não interpretado (acima), e interpretado (em baixo), com estruturas reconhecidas na PCIS. FF: Falha Freires São Lourenço; FC: Falha Camburu; FB: Falha de Bertioga; Fl: Falha Indiscriminada.

Sísmica e dados de poços

A interpretação das falhas observadas nos perfis sísmicos baseiam-se na descontinuidade e desnívelamento dos refletores. Em porções abaixo do refletor de forte amplitude do embasamento, a fácie acústica é desorganizada, dificultando a definição da continuidade das falhas. Em algumas seções as áreas imediatamente após a charneira (sentido bacia) há forte influência de reverberações acústicas em camadas inclinadas, atrapalhando o mapeamento dos refletores sísmicos (Figs. 14, 16, 17, 21). Outra dificuldade encontrada é falta de *checkshots* em diversos dos poços requeridos, sendo utilizados apenas os que puderam ser convertidos de profundidade para tempo.

A idade dos refletores sísmicos foi obtida pela integração da sísmica com os poços, essenciais ao entendimento da sequência cronológica dos eventos atuantes na evolução tectonossedimentar da plataforma. Como algumas linhas sísmicas não são interceptadas por poços, utilizou-se o cruzamento com outras seções em *strike* que possuem amarração com poço, possibilitando extrapolar os intervalos estratigráficos. As seções em *strike*, são: 248-97 e 134-501, não apresentadas neste estudo.

A definição da cronoestratigrafia foi embasada majoritariamente nos dados de poços (AGP), todos da Petrobras. A definição de alguns intervalos das seções 248-33 e 248-19, também contaram as interpretações de Zalán e Oliveira (2005) e Souza (2018), respectivamente.

O primeiro horizonte interpretado foi o embasamento (em vermelho), que apresenta refletor sísmico bem definido e com alta amplitude no contexto da plataforma continental interna. É representado por rochas graníticas e gnaissicas pré-cambrianas, parcialmente recobertas pelos derrames basálticos da Formação Camboriú. Os derrames são bem definidos nos perfis que cruzam a anomalia magnética delimitada no mapa RTP (Fig. 8), sendo eles: 248-59, 239-368, 248-80, 248-86, 248-95, 248-96. Os traços em vermelho abaixo do topo do embasamento representam os antigos fluxos de lava, e são mais evidentes na rampa da plataforma.

A morfologia do embasamento na plataforma continental é caracterizada pelos mergulhos suaves nas regiões proximais, sendo limitados pela charneira, onde logo a leste da feição há o domínio de mergulhos acentuados começando pela rampa. O comprimento da rampa é variável ao longo da plataforma, de modo reduzido no setor norte da área (248-19 a 248-59), e mais extensa à sul dos enxames de diques de Ponta Grossa (248-80 a 248-96). Por vezes a rampa aparece fraturada pelas falhas apicais, e nas porções distais é limitada por grandes falhamentos tectônicos normais com alto mergulho para o mar, e são relacionadas com as gênese das sequências rifte.

Pode ser identificado diferentes tipos de falhamentos nas seções analisadas, de origem tectônica, neotectônica ou atectônica (falhas gravitacionais). Em geral, o refletor a se nivelar com a plataforma continental interna é do Eoceno Médio, não ocorrendo sedimentos cretáceos na PCIS. De modo a individualizar as interpretações dos segmentos, foi descrito independentemente cada seção, de nordeste (Ilhabela, SP) para sudoeste da área de estudo (Florianópolis, SC).

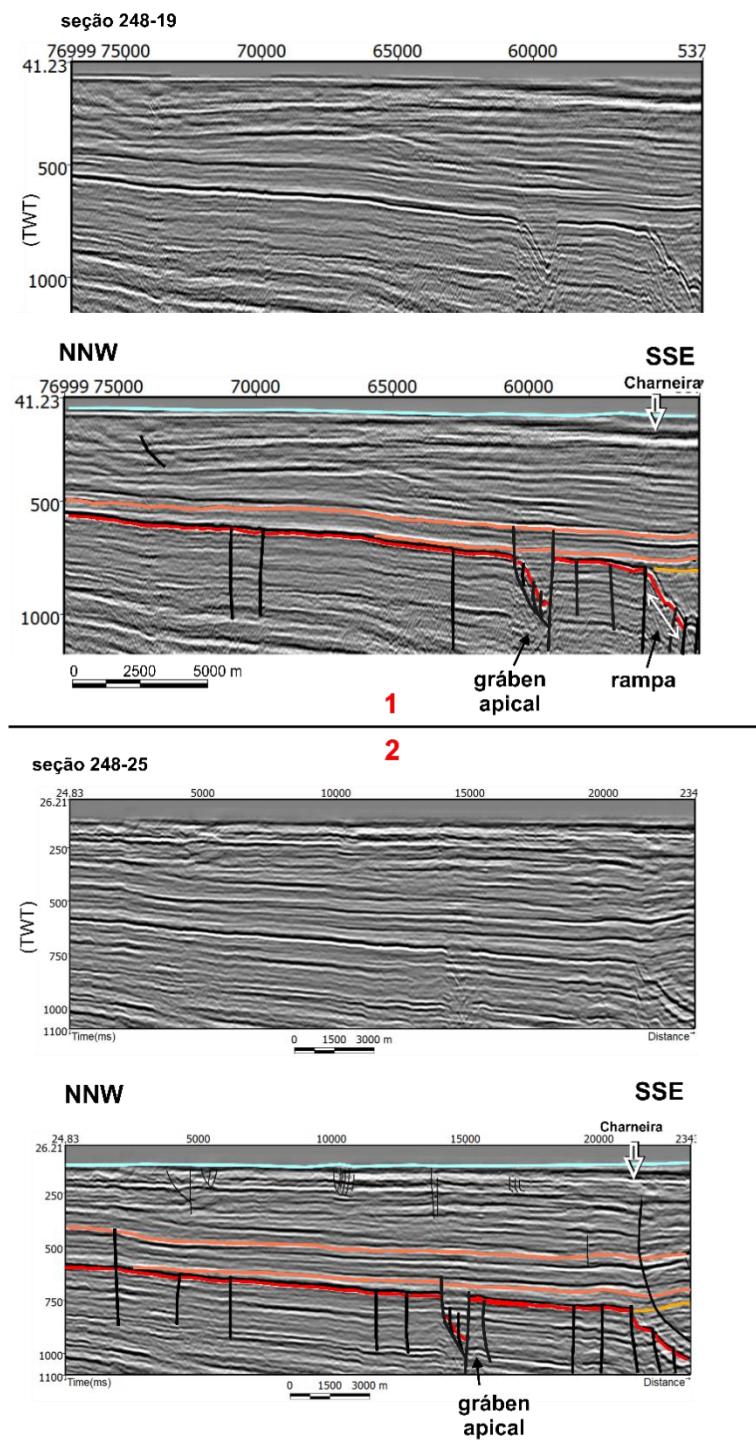
Linhos 248-19 e 248-25

Os refletores de ambas seções foram interpretadas com base no prolongamento das idades descritas no poço 6 pela linha 248-97 (Fig. 1). Os perfis da extremidade norte da área (Fig. 11) apresentam gráben apical de 2500m (248-19) e 1500m (248-25) de largura, desenvolvido em resposta as falhas apicais presentes na zona de charneira. As falhas de borda do estreito corredor de grábens deformam sedimentos oligocênicos, sugerindo reativação neotectônica. O pequeno desnível dos refletores do Oligoceno Inferior em comparação com a profundidade dos grábens sugere alargamento durante o Eoceno. Possivelmente são preenchidos por depósitos continentais do Eoceno Superior, quando a plataforma interna estava exposta, e por depósitos plataformais do Oligoceno Inferior, com a ingressão marinha avançando a PCIS essa durante idade. Na seção 248-25 falhas gravitacionais são notadas a sudeste da charneira.

Linha 248-33

Os refletores dessa seção foram interpretadas com base no prolongamento das unidades do poço 6 pela linha 248-97 (Fig. 1). Esse segmento intercepta a área de maior complexidade da linha de charneira, apresentando amplos horsts e grábens, com largura em cerca de 15 km (Fig. 12). É possível notar no interior do gráben o espessamento de borda da sequência rifte (Andar Aratu ao Jiquiá, equivalente ao Hauteriviano até início do Aptiano) sentido SSE, segundo a falha principal antitética. Portanto, é um gráben eocretácico. A leste da charneira não ocorrem largas tramas de falhas gravitacionais como em outros perfis analisados, possivelmente por ter o alto estrutural (horst) nesse complexo que retém parte do deslizamento dos sedimentos dessa região.

É evidente uma discordância marcada pelo refletor eo-coniaciano, que caracteriza um notável evento erosivo na Bacia de Santos. Esse horizonte se torna claro ao observar os *onlaps* das sequências campanianas-maastrichtianas (topo do Cretáceo), indicando o aumento do aporte sedimentar na bacia em relação à subida do nível relativo do mar.



- Leito marinho
- Oligoceno Superior
- Oligoceno Inferior
- Eocene Médio
- Embasamento

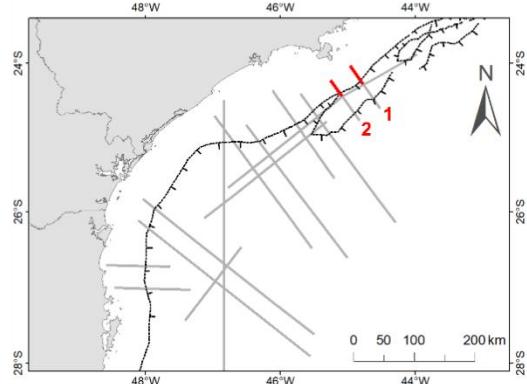


Figura 11: Seções 248-19 (1) e 248-25 (2), não interpretadas (esquerda), e com idade dos refletores e falhas interpretadas (direita).

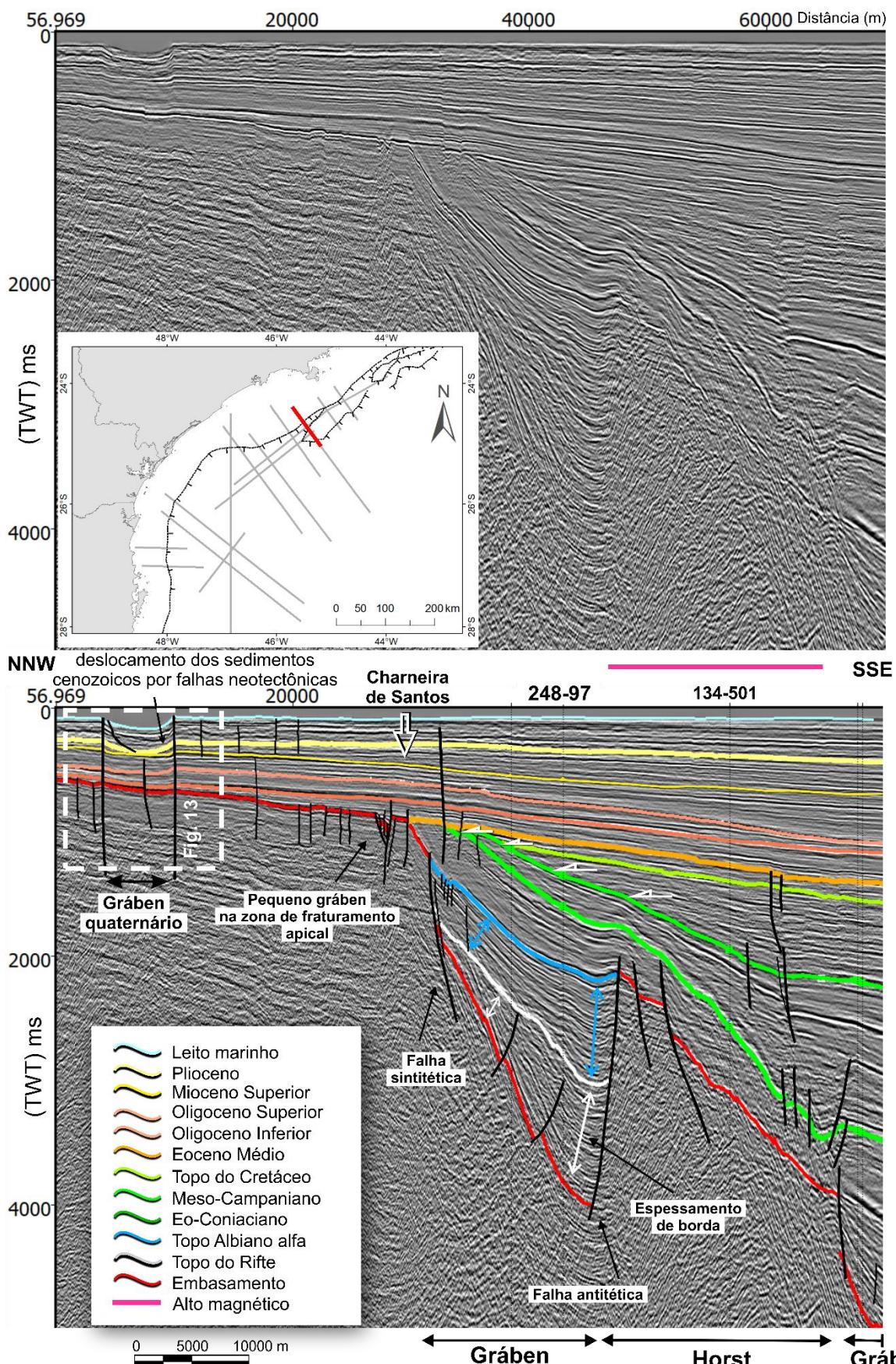


Figura 12: Seção sísmica 248-33, não interpretada (superior), e interpretada (inferior) com falhas e idade dos refletores. Notar que a seção da figura cruza com a seção 248-97. Setas brancas horizontais indicam terminações *onlap* dos refletores cretáceos. A faixa de cor rosa representa uma anomalia de alta intensidade magnética (RTP; Fig. 8). Albiano alfa: topo do Albiano Médio. Reinterpretado de Zalán e Oliveira (2005).

A plataforma apresenta rampa curta, e zona de charneira com *keystone faulting*, onde ocorre um estreito gráben apical com menos de 2500m de largura. É notável a reativação neotectônica da falha da borda sudeste desse gráben, limitada por deformação de sedimentos do oligoceno inferior. A noroeste desta feição há uma incipiente deformação dos sedimentos oligo-miocênicos também geradas por falhas neotectônicas. Na região NW do segmento, duas falhas que se estendem da crosta até o leito marinho, apontando recente atividade neotectônica (Fig. 12 e 13). Pode-se notar o espessamento apenas dos refletores quaternários beirando a falha 3 (Fig. 13) nesse setor, deste modo a feição pode ser definida como um gráben quaternário, com aproximadamente 6000m de largura.

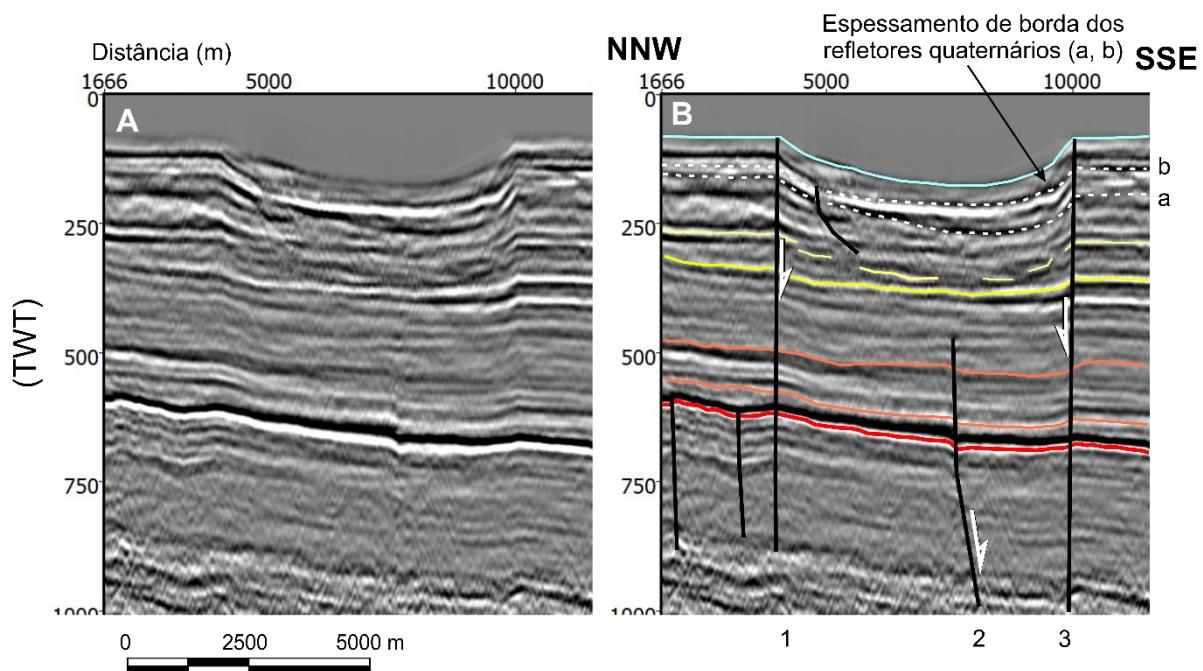


Figura 13: Detalhe do gráben quaternário (perfil 248-33). A - não interpretada, B – interpretada com falha e idade dos refletores (mesma legenda que Fig. 12). Refletores quaternários: a e b.

Linha 248-34 e 248-35

Os refletores dessas seções também foram interpretadas com base no prolongamento das unidades do poço 6 (1-SPS-22) pela linha 248-97 (Fig. 1). O limite distal da rampa é dificilmente delimitado pela interferência de reverberação acústica (seção 248-35), mas esta parece ser curta. Na zona de charneira as seções mostram características diferentes entre si, mesmo estando próximas (4,5 km de distância). O segmento 248-34 possui morfologia mais accidentada e com falhas neotectônicas, afetando pacotes oligocênicos da plataforma, e o segmento 248-35 apresenta relevo mais aplinado.

Elas foram selecionadas para identificar a continuidade do gráben quaternário identificado na seção 248-33 e do pequeno gráben apical, sendo esse último não verificado nas seções 248-34 e 248-35. No segmento 248-34 aparece a provável continuidade do gráben quaternário, exibindo estruturas em flor aparentemente positiva em sua borda, e rebaixamento

do leito marinho acima. O comportamento das falhas é determinado de acordo com a deformação dos sedimentos cenozoicos, pois o rejeito no embasamento é pouco notável nesse caso.

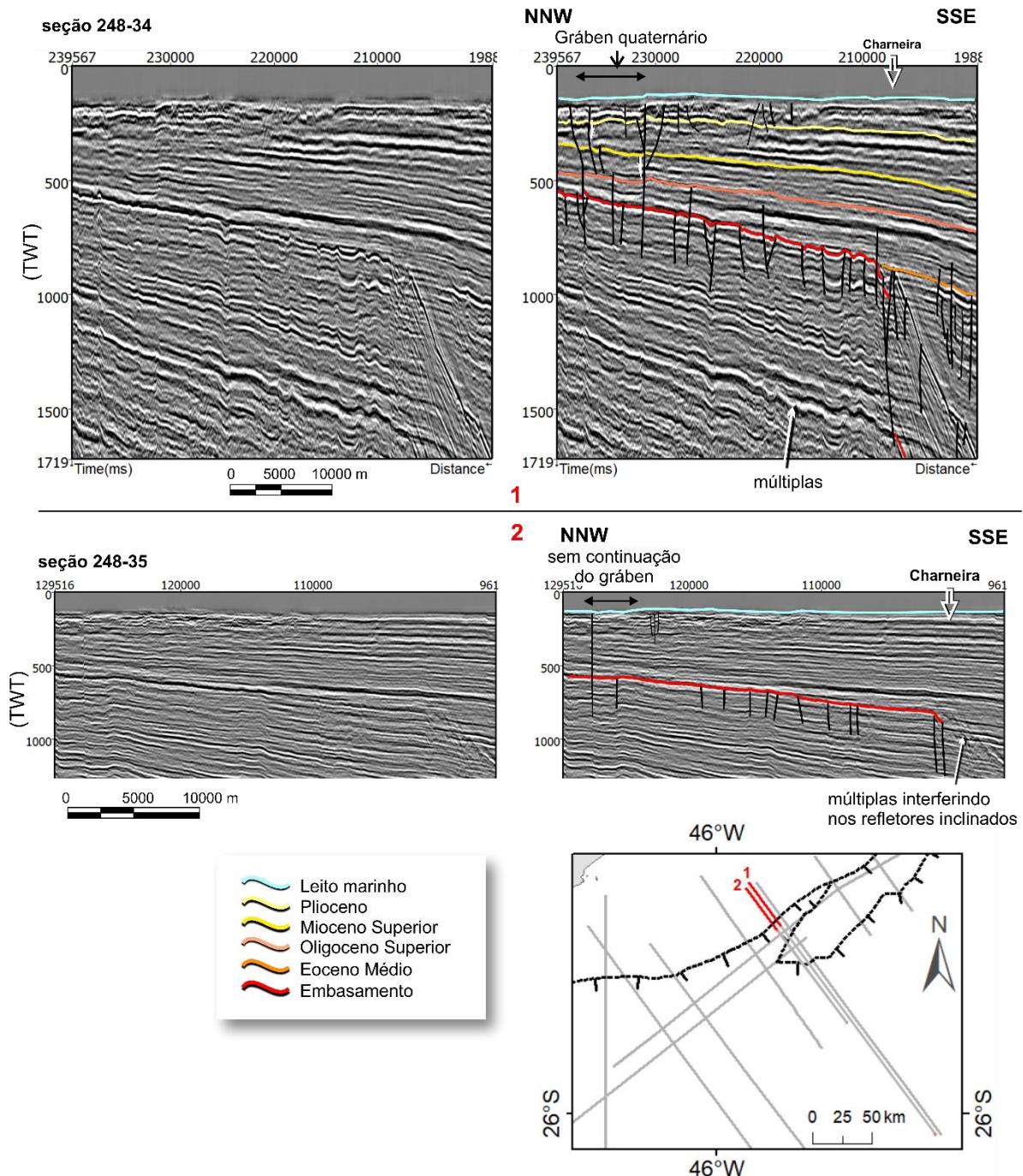


Figura 14: Seções 248-34 (1) e 248-35 (2) não interpretadas (esquerda) e interpretadas com falhas e idade/significado dos refletores (direita).

Linha 034-21

Os refletores da seção 034-21 foram traçados com base nos poços 5 e 6, mas alguns dos refletores neo-cretáceos não foram mapeados por ruído de múltiplas (Fig. 15). No setor a leste da charneira é observado extensas falhas gravitacionais (atectônicas), possivelmente causadas pelo escorregamento dos sedimentos em direção à bacia, caso que não ocorre nas

linhas anteriores (248-19, 25, 33, 34, 35). Na zona de charneira há falhamentos e grábens apicais bem definidos. Imediatamente à noroeste há falhas neotectônicas, gerando pequenos steps na plataforma, e causando leves deformações nos sedimentos oligocênicos a eo-neógenos.

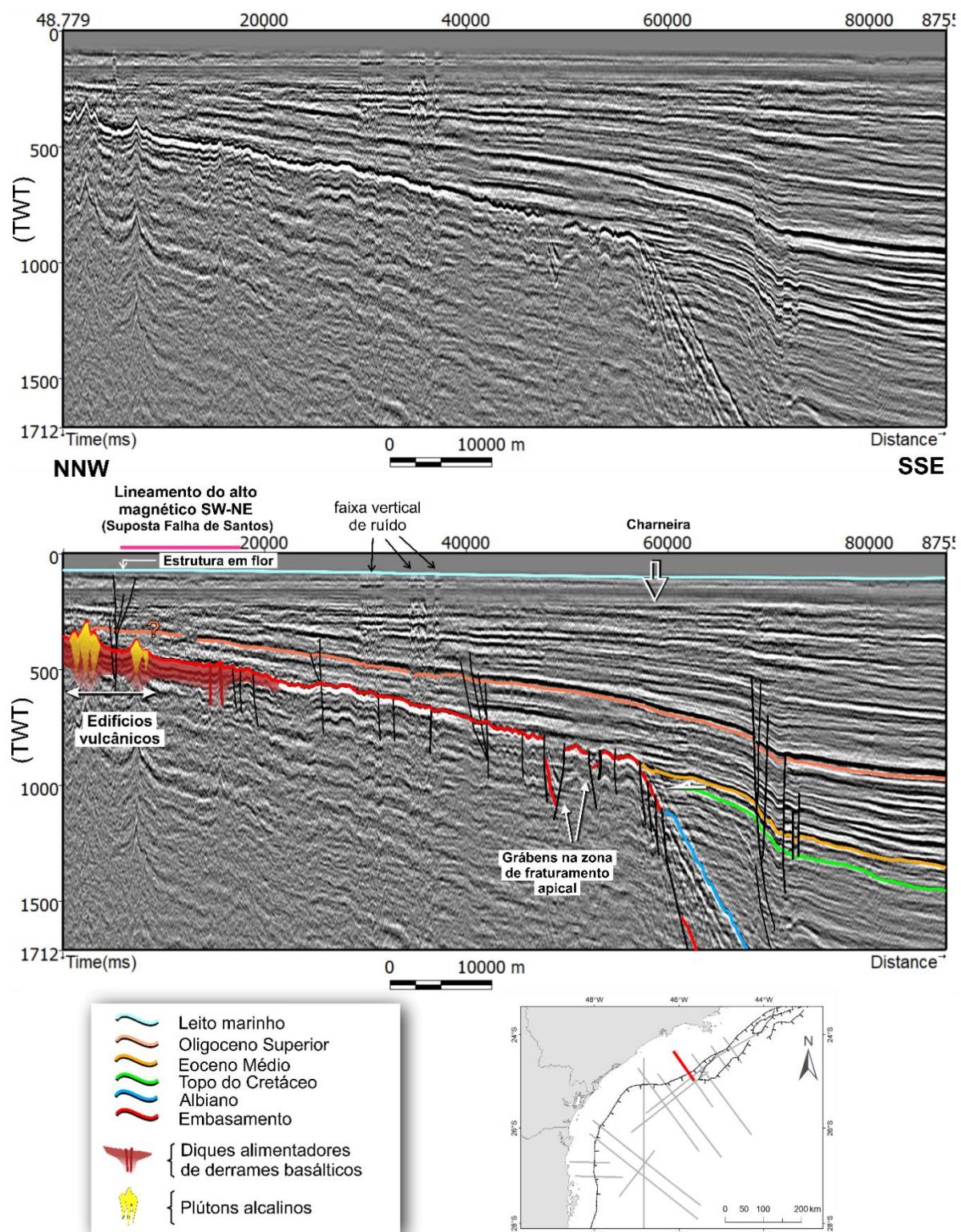


Figura 15: Seção sísmica 034-21, não interpretada (superior), e interpretada com falhas e idade/significado dos refletores (inferior). A faixa de cor rosa representa uma anomalia de alta intensidade magnética (RTP; Fig. 8).

Na extremidade NNW da seção nota-se peculiares picos no embasamento atribuídos a edifícios vulcânicos (plút ons), formados por magmatismo mais viscoso da caráter alcalino. Estes se cruzam com o lineamento magnético NE-SW interpretado como diques eocretáceos. Os picos são produto de alta anomalia de velocidade sísmica, cujo processamento geofísico desse perfil (não migrada) não é o mais acurado quanto o processamento das outras seções (migrada; Anexo IV). O lineamento é atribuído na literatura à chamada Falha de Santos, no entanto não é observado deslocamentos significativos dos blocos alto e baixo. Falhas com aparente geometria em flor negativa são observadas junto aos picos vulcânicos, porém a baixa resolução da seção não permite mapear os refletores nessa estrutura.

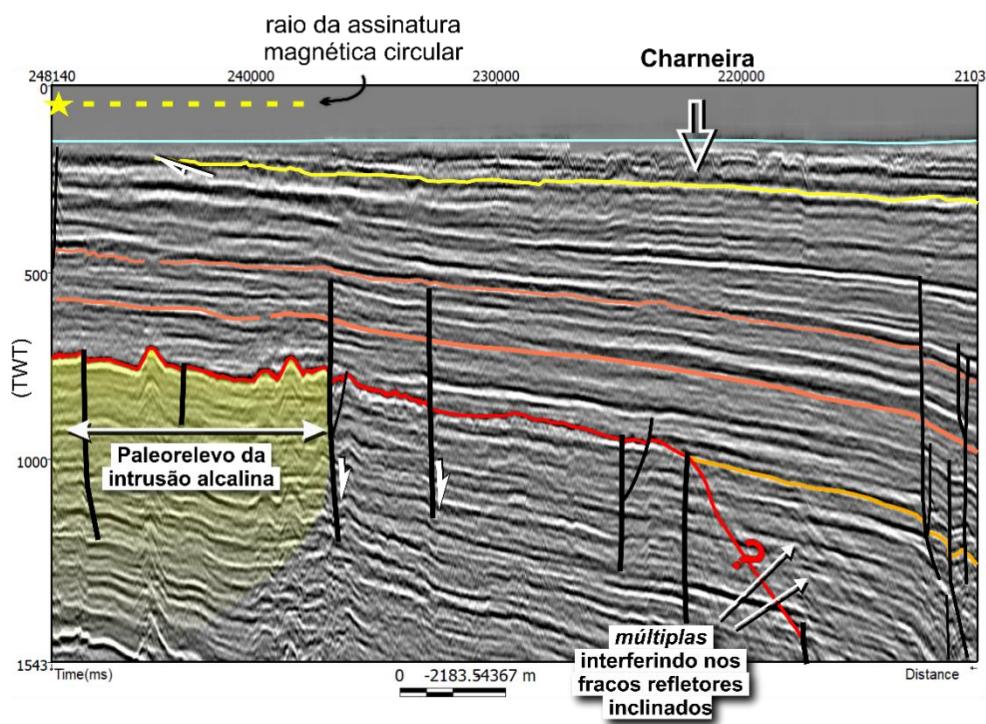
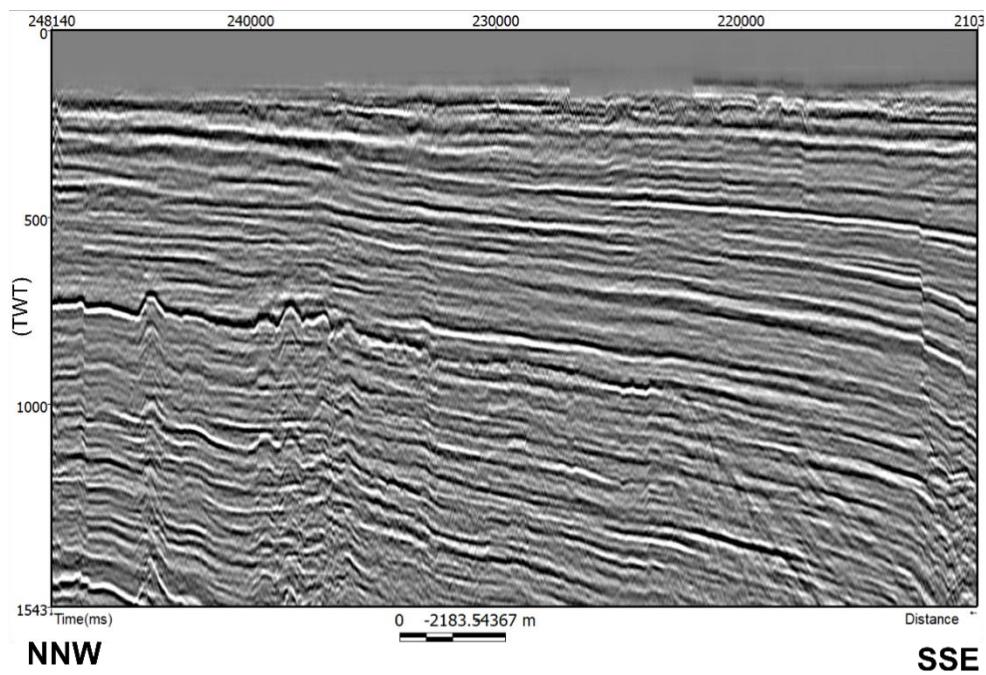
Linha 248-52

A interpretação dos refletores dessa seção foram extrapolados do poço 6 pela seção 248-97, e confirmada pelos poços 4 e 5, estendidos pela seção 134-501. As camadas inclinadas neocretáceas e a rampa da plataforma não foram mapeadas por interferência sísmica (Fig. 16). A sudeste do segmento são observadas falhas gravitacionais bem definidas e extensas. A noroeste é observado *steps* causados por falhas neotecônicas que deformam sedimentos eocênicos-oligocênicos, caracterizando um hemi-gráben. A falha à NW se forma na borda de um corpo intrusivo, interpretado por uma estrutura circular nos dados magnéticos, pelo morfologia apresentada na sísmica, e pela maior amplitude do refletor na superfície da intrusão. Seu topo é recoberto por sedimentos do Oligoceno Inferior, o que data o corpo como eocênico ou mais antigo.

Linha 248-59

A interpretação dos refletores dessa seção foram extrapolados do poço 6 e 4 pela seção 248-97 e 134-501, respectivamente. As camadas inclinadas cretáceas são dificilmente mapeadas, pela interferência sísmica (Fig. 17). É observado derrames basálticos (*Basalt flows*) no bloco alto da zona de charneira, e apresenta evidência das antigas superfícies de fluxo de lava marcadas pelos traços vermelhos abaixo da superfície do embasamento. Os derrames geram uma alta anomalia magnética. Nessa região há uma falha neotectônica que afeta o leito marinho.

Sentido à costa, próximo ao cruzamento com a seção 239-368, uma falha neotectônica de médio e alto mergulho deformam os sedimentos cenozoicos, inclusive por pequenas falhas gravitacionais. O prolongamento da Falha de Bertioga (IPT, 1981) é interpretado por lineamentos magnéticos que se estendem até essa seção, sendo observada sua reativação no Neógeno. Mais a NW, existe um complexo de falhas que formam uma estrutura em flor-positiva, desalinhando os refletores plio-quaternários, inclusive o fundo do mar.



- Leito marinho
- Plioceno
- Oligoceno Superior
- Oligoceno Inferior
- Eoceno Médio
- Embasamento
- Intrusão alcalina inferida

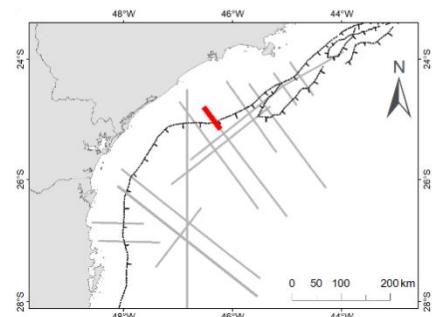


Figura 16: Seção sísmica 248-52, não interpretada (superior), e interpretada com falhas e idade/significado dos refletores (inferior). Não é possível definir o limite da rampa pois o dado possui forte interferência de múltiplas.

A extremidade NNW do segmento possui baixa resolução sísmica (zona de ruído), não permitindo o mapeamento dos refletores. Além disso, não é possível interpretar uma intrusão alcalina inferida por magnetometria (Zalán e Oliveira, 2005; Fig. 2). No entanto, a borda da estrutura circular referente à intrusão que coincide com um alto no embasamento, e uma falha na borda do possível corpo. Essa falha também se estrutura em flor, e deforma o fundo marinho.

Linha 239-368

Os refletores foram interpretados pelo cruzamento com a seção 248-59, além da extensão dos dados do poço 4 pelo perfil 134-501. A sul do perfil nota-se falhas gravitacionais bem pronunciadas deformando desde os sedimentos do Cretáceo até o Neógeno (Fig. 18). Na zona de rampa e charneira é presente antigas estruturas de fluxo basáltico, que definem um alto magnético na plataforma.

No encontro com o segmento 248-59, é observado falhas neotectônicas de médio e alto mergulho deformando sequências paleógenas, também presentes na linha mencionada. A falha interpretada como continuação da Falha de Bertioga na plataforma atua até os refletores neógenos, e opera como borda de um gráben neotectônico de rejeito incipiente. Em seu interior é presente um complexo de falhas que oblitera o sinal sísmico do embasamento, atribuído à uma estrutura em flor-positiva, coincidindo com o que foi observado na linha 239-368. Dentro do gráben há ainda um basculamento do embasamento (hemi-gráben), pretérito a reativação neotectônica dessa feição. A extremidade norte da seção possui uma zona de ruído que não permite o mapeamento do embasamento.

A zona de charneira dessas seções não exibem falhas apicais como as presentes no norte da área. A NW do perfil 248-80, na porção de baixo mergulho da plataforma interna, está a origem dos derrames alimentados pelos diques identificados. Esses são provavelmente a continuação do alinhamento Rio Alonzo na plataforma, cuja resposta magnética decresce sentida à bacia e aumenta subitamente nos *basalt flows*.

Na extremidade NW do perfil 248-86 (Fig. 20) é observado uma área do embasamento ressaltada, interpretada como relevo remanescente associado a rochas pré-cambrianas. Nota-se a diminuição da resposta magnética, e não apresenta característica de relevos vulcânicos, pela baixa amplitude sísmica do refletor. Junto à essa feição é identificado uma estrutura em flor-negativa, que afeta sequências desde a crosta até o recente.

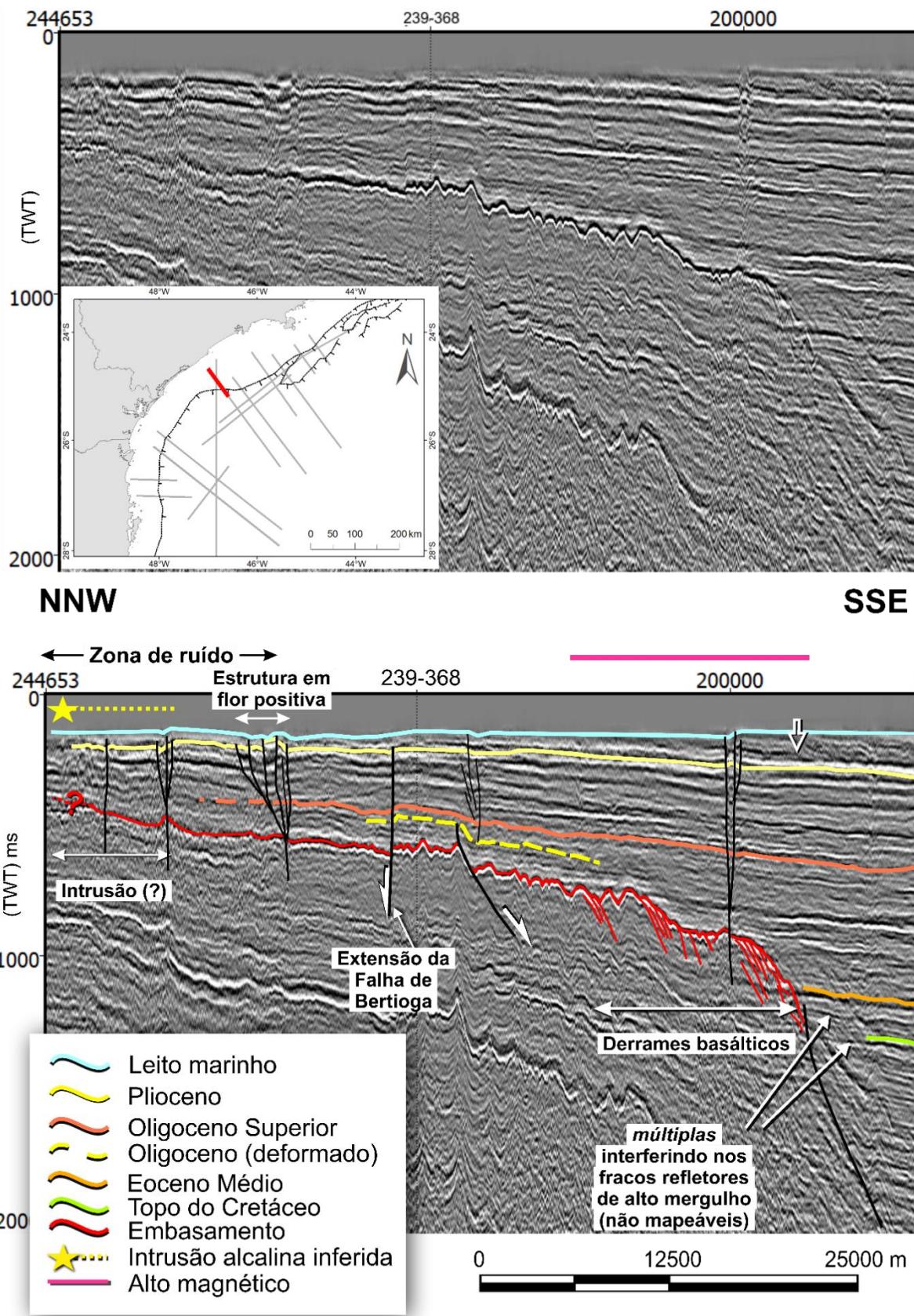


Figura 17: Seção sísmica 248-59, não interpretada (superior), e interpretada com falhas e idade/significado dos refletores (inferior). A faixa de cor rosa representa uma anomalia de alta intensidade magnética (RTP; Fig. 8). Notar o cruzamento com a seção 239-368. Intrusão alcalina inferida na Fig. 2.

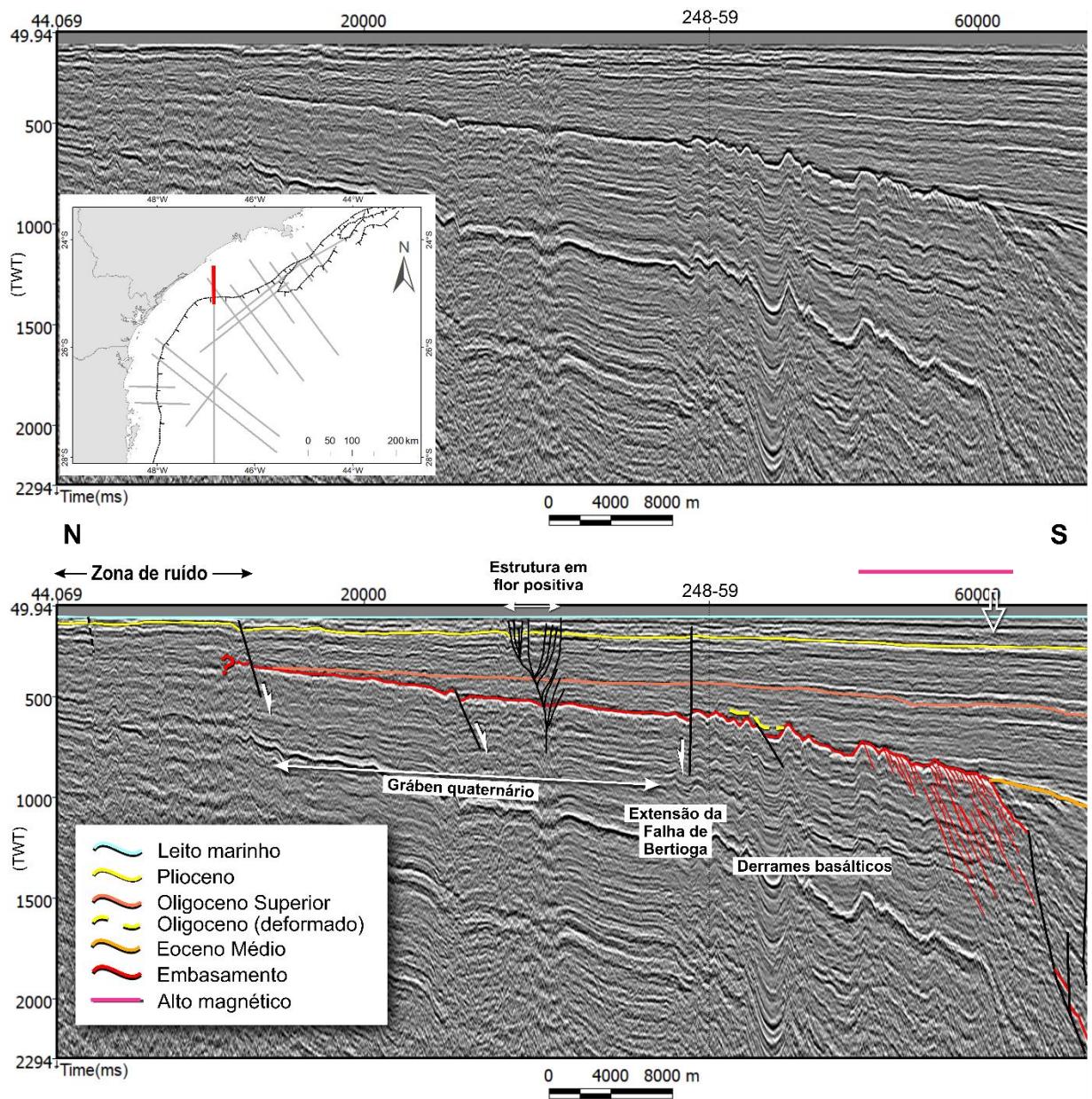


Figura 18: Seção sísmica 239-368, não interpretada (superior), e interpretada com falhas e idade/significado dos refletores (inferior). A faixa de cor rosa representa uma anomalia de alta intensidade magnética (RTP; Fig. 8).

Linha 248-80 e 248-86

Essas linhas foram selecionadas para averiguar o comportamento da anomalia magnética identificada na zona de charneira, e possível cruzamento com alinhamentos de diques. As seções não intersectam poços, e não foram interpretadas as idades dos refletores. No sentido da bacia, ambas linhas apresentam falhas gravitacionais bem definidas, que sofreram com a dinâmica dos sedimentos até o Recente, rebaixando o leito marinho (248-80; Fig. 19). Nessa região a rampa é consideravelmente mais ampla, com cerca de 200 km de comprimento horizontal. Esta é formada por fluxos de lava eocretáceos que causam a anomalia magnética (Fig. 8).

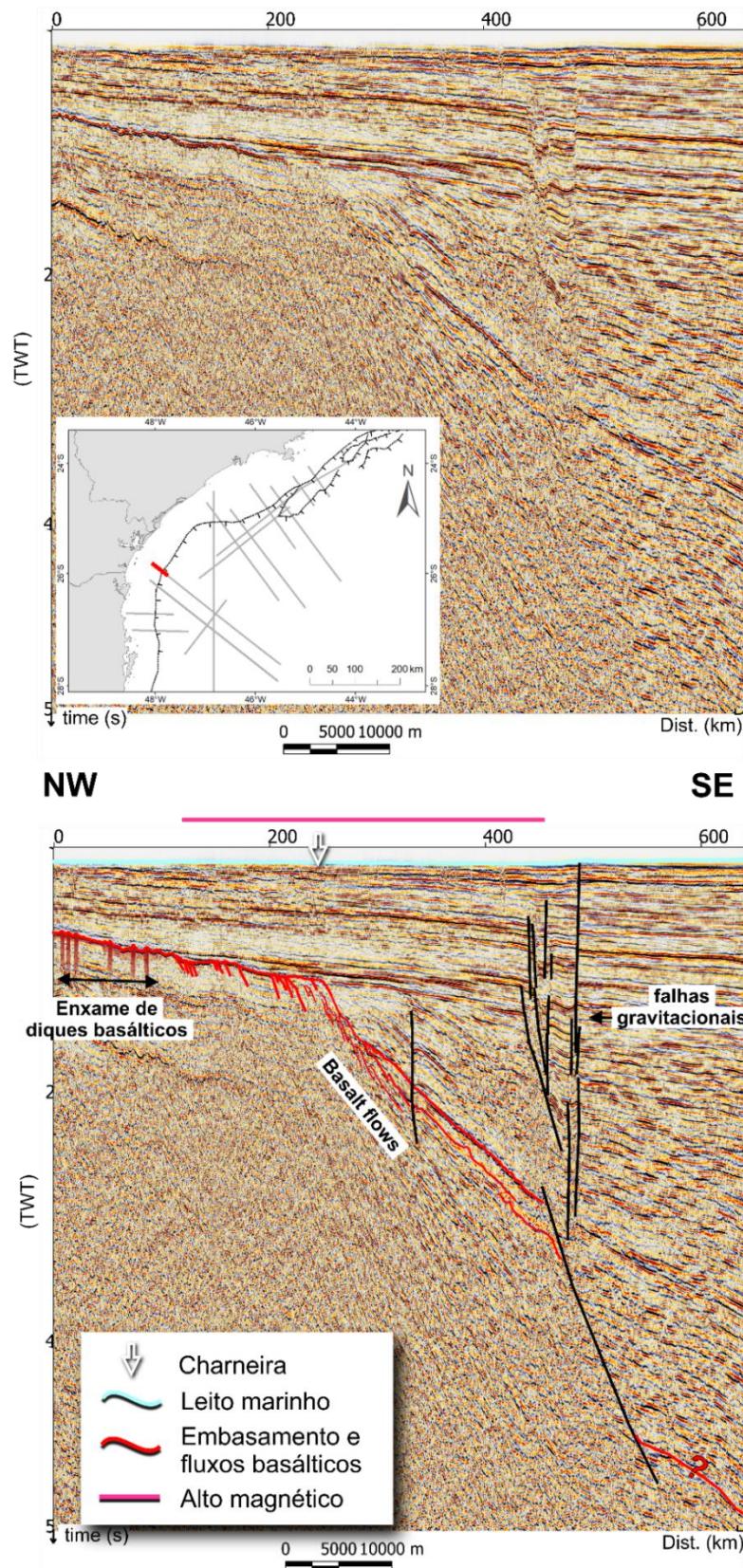


Figura 19: Seção sísmica 248-80, não interpretada (superior), e interpretada com falhas e significado dos refletores (inferior). A distribuição de cores aplicada na amplitude sísmica evidencia as feições de interesse (*basalt flow* e *diques*) nesse perfil. A faixa de cor rosa representa uma anomalia de alta intensidade magnética (RTP; Fig. 8).

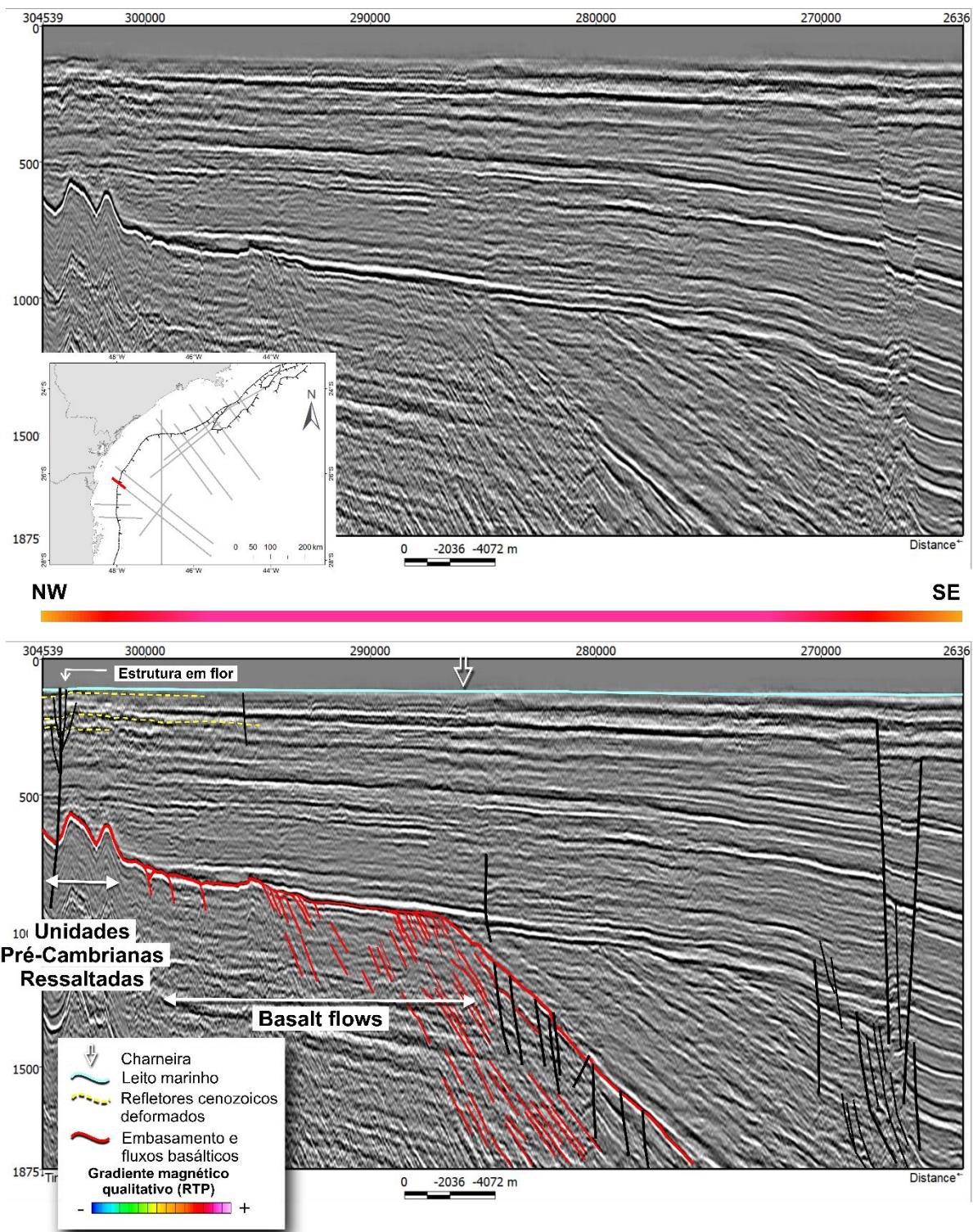


Figura 20: Seção sísmica 248-86, não interpretada (superior), e interpretada com falhas e idade/significado dos refletores (inferior). A faixa de cores representa a intensidade magnética qualitativa (RTP; Fig. 8).

Linha 248-95 e 248-96

Essas linhas não possuem cruzamento com poços nem com outras seções, não sendo possível estabelecer as idades de seus refletores. Nesse setor sul as rampas são extensas, seguindo o apresentado nas seções 248-80 e 248-86. Nestas há presença dos derrames basálticos, onde é possível traçar os antigos caminhos de fluxo de lava, e que geram a

anomalia magnética (Fig. 8). No perfil 248-96 (Fig. 22) a rampa é falhada por falhas antitéticas, ao contrário do observado nas seções anteriores, comportando os sedimentos da fase rifte. Possivelmente essa fase na porção sul da bacia tem maior contribuição vulcânica, resultando em menor espessura das sequências sedimentares rifte. O vulcanismo é provavelmente originado dos diques alimentadores a exemplo daqueles identificados na seção 248-96, que são continuação de lineamentos magnéticos NNE-SSW na direção de Florianópolis. Esses não apresentam continuação para seção 248-95 (Fig. 21).

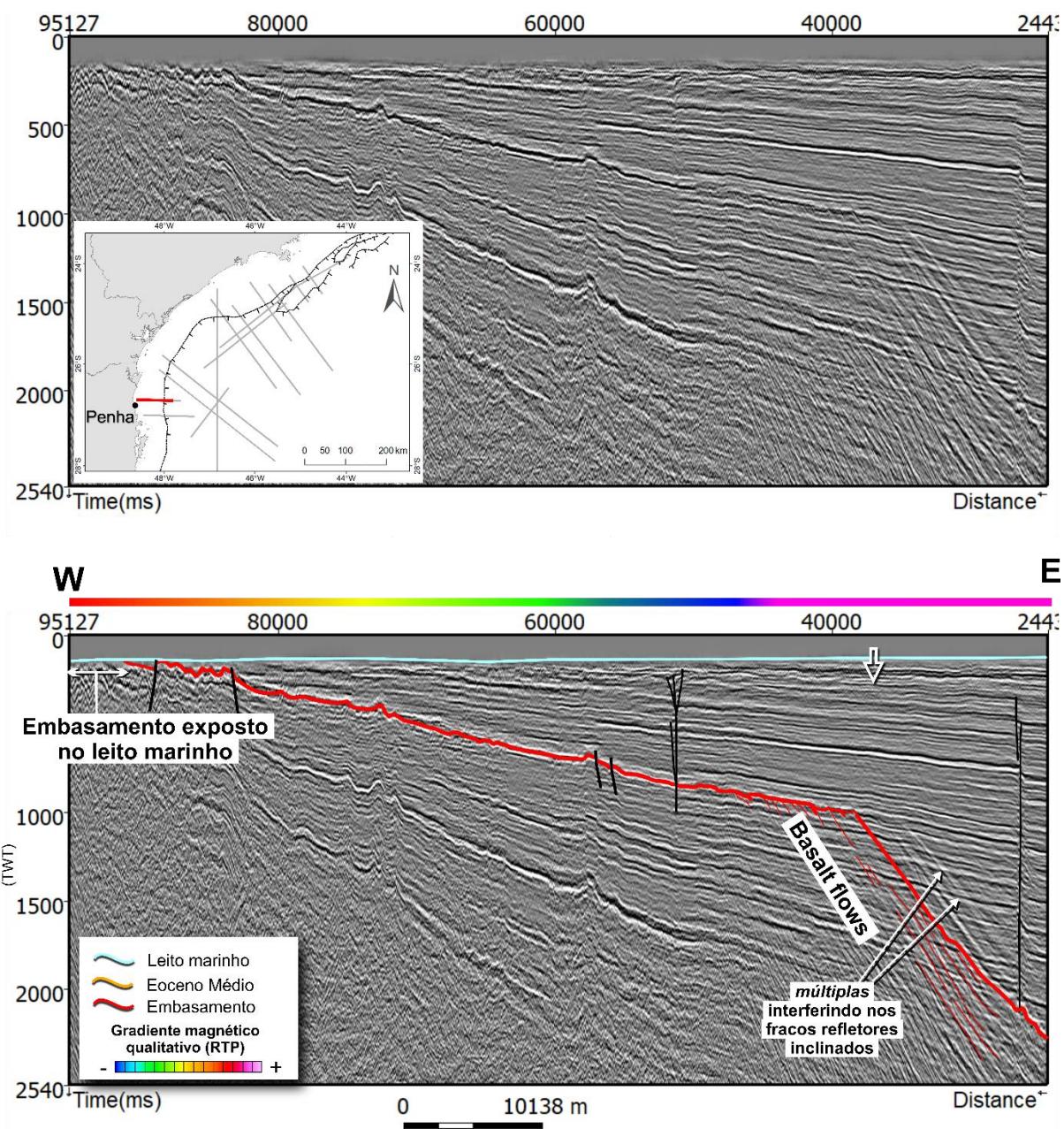


Figura 21: Seção sísmica 248-95, não interpretada (superior), e interpretada com falhas e significado dos refletores (inferior). A faixa de cores representa a intensidade magnética qualitativa (RTP; Fig. 8).

São identificadas falhas neotectônicas que basculam sedimentos cenozoicos (248-96), e em estrutura em flor (248-95). No extremo oeste dos perfis as falhas neotectônicas agem no domínio de embasamento raso (248-96), e em áreas onde é exposto no fundo do mar (248-

95). Na seção 248-95 esse embasamento descoberto é uma continuação de um lineamento magnético NNE-SSW (Fig. 9), que se estende até as rochas supracrustais neoproterozoicas do Grupo Brusque (Hasui, 2012), no município de Penha (SC). Nessa região aflora a unidade metapelítica Botuverá, cujo tipo de rocha espera-se não apresentar forte reflexão sísmica, como é constatado na seção (Fig. 21). O embasamento ressaltado da seção 248-96 é uma possível continuação à NNE do costão rochoso da península de Bombinhas (SC), caracterizado pelo Complexo Granitoide Santa Catarina, do Ciclo Brasiliano (Hasui, 2012).

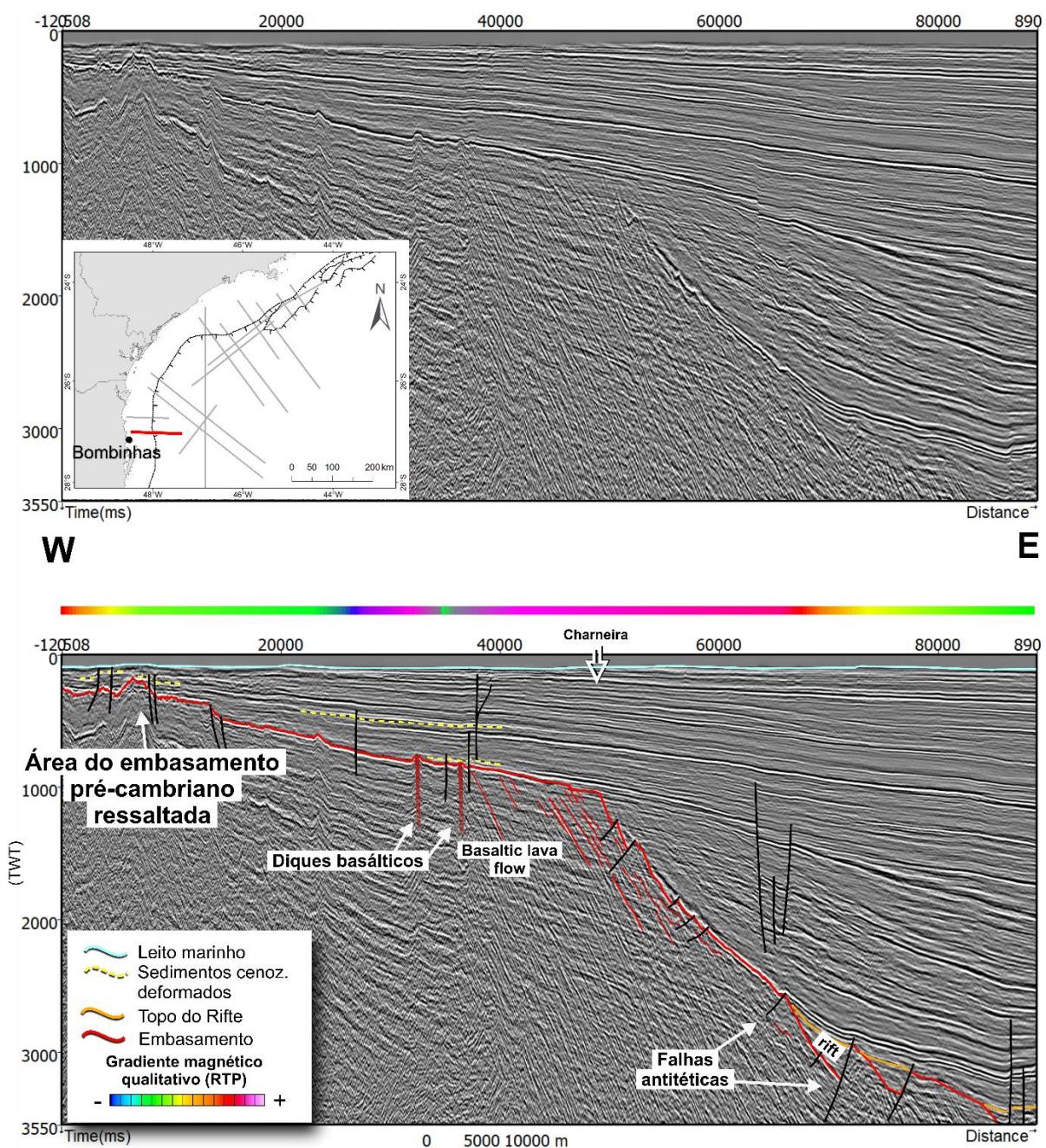


Figura 22: Seção sísmica 248-96, não interpretada (superior), e interpretada com falhas e significado dos refletores (inferior). A faixa de cores representa a intensidade magnética qualitativa (RTP; Fig. 8).

Esse segmento cruza uma anomalia magnética alongada na direção E-W, no extremo sul da Bacia de Santos. A feição é interpretada com o Alto de Florianópolis, caracterizada por uma zona de faturamento e por expressivo volume de rochas extrusivas, que mesmo soterrada sob espessos pacotes sedimentares apresenta uma anomalia magnética significativa. Nesse local, o poço 1 (Fig. 1) perfura o topo do embasamento e registra 51 metros de basalto da Formação Camboriú.

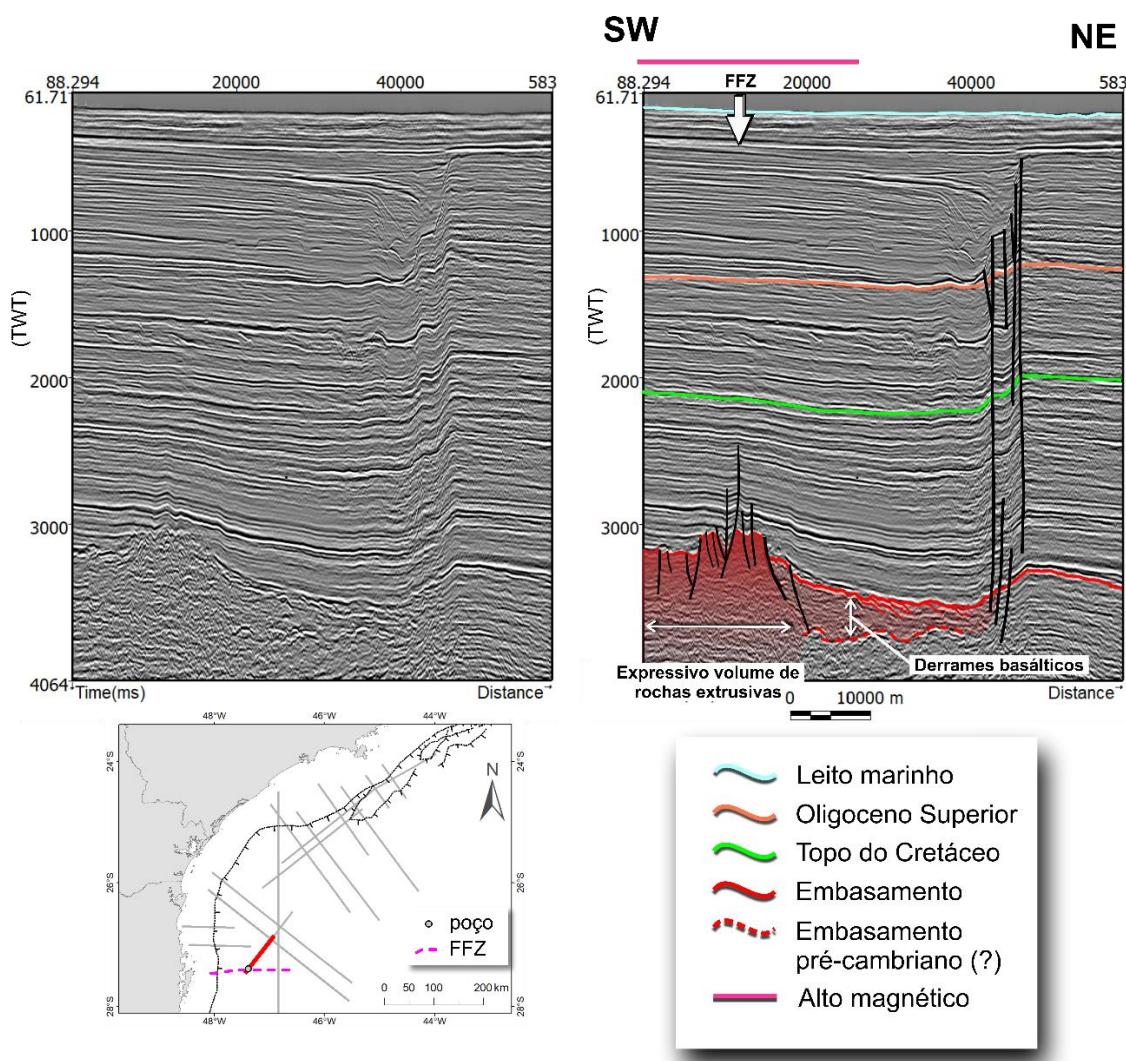


Figura 23: Seção sísmica 248-102, não interpretada (esquerda), e interpretada com falhas e significado dos refletores (direita). A faixa de cor rosa representa uma anomalia de alta intensidade magnética (RTP; Fig. 8).

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Tectônica

As principais estruturas da PCIS na área estudada, podem ser resumidas a falhas neotectônicas distensionais, ou falhas associadas a regimes transcorrentes, caracterizadas quase sempre por deslocamentos verticais de baixa magnitude (aproximadamente 10 ms).

Essas estruturas possivelmente estão relacionadas à sequência de eventos neotectônicos do sudeste brasileiro, estabelecida por Riccomini (1989). A categorização dessas estruturas é estabelecida de acordo com a idade interpretada, e ao provável regime de esforços a qual são compatíveis.

Nas seções analisadas, é comum ocorrerem falhas extensionais limitadas à deformação de sedimentos oligocênicos à miocênicos, relacionadas a prováveis esforços distensivos NW-SE, que são perpendiculares ao strike das falhas. Isso pode ser observado na reativação neotectônica dos grábens apicais (248-19, 248-25, 248-33), e em outras falhas que formam hemi-grábens neotectônicos na PCIS (linhas 248-19, 248-25, 248-33, 248-34, 034-21, 248-52, 248-59). Desse modo, essas feições podem ser atribuídas ao primeiro e segundo evento neotectônico do sudeste. Segundo Riccomini (1989), consistem em: esforço extensional NNW-SSE (Eoceno-Oligoceno); e na extensão NW-SE causada por transcorrência sinistral W-E (Mioceno). Apesar dos refletores das seções do extremo sul não serem mapeáveis (248-95, 248-96), pode-se correlacioná-los aos conhecidos e mapeados, de modo a inferir que esses eventos também são verificados nesse setor.

Estruturas em flor-positiva encontradas na plataforma são associadas à terceira fase de esforço neotectônico do RCSB. Riccomini (1989) a define como uma fase transcorrente E-W dextral, com compressão NW-SE, durante o Pleistoceno Superior. As estruturas relacionadas à transcorrência é observada na deformação e rotação dos refletores quaternários. Elas são observadas nas seções: 248-34, 034-21, 248-59, 239-368 e 248-86.

As falhas extensionais quaternárias observadas, foram atribuídas à quarta fase de esforço neotectônico. De acordo com Riccomini (1989), ocorreu um último evento extensivo no RCSB na direção NW-SE, durante o Holoceno. Esse esforço gerou grábens quaternários, e acumulação e deformação das sequências holocênicas e recentes, sendo evidente pela deformação do leito marinho. Essas estruturas são identificadas nos perfis: 248-33 e 248-34, e 239-368. Esse evento também reativou e afetou as estruturas em flor-positiva, promovendo a subsidência desses arranjos pré-existentes, a exemplo das seções 248-34, 248-59, 239-368 e 248-86.

Zalán e Oliveira (2005) inferem a existência de corredores de estruturas extensionais na PCIS, se baseando em magnetometria e na seção 248-33. Os autores traçam a extensão do gráben identificado nesse perfil, com mais de 100 km. Porém o comprimento observado neste estudo não ultrapassou 9 km de extensão. O gráben cenozoico identificado na linha 239-368 aparenta ser um prolongamento, com aproximadamente 110 kms, de um dos corredores propostos pelos autores.

Não foi observado rebaixamento do bloco baixo no lineamento magnético atribuído à Falha de Santos (Fig. 2). A primeira suposição da existência dessa falha, de Alves (1981), a

caracteriza como um proeminente falhamento normal cenozoico, cujo rejeito é desconhecido por ter sido erodido o bloco alto ocidental. No entanto, a presença de edifícios vulcânicos cretáceos (Fig. 15) na direção do lineamento magnético NE-SW atesta a inatividade (ou inexistência) da Falha de Santos. Tal magmatismo pode indicar a ocorrência de uma extensa fenda na plataforma, em zonas de fraqueza orientadas segundo estruturas pré-cambrianas paralelas à linha de costa.

A frente da linha de charneira, na região a sul-sudeste de Ilhabela, é observada uma maior complexidade, gerada por grábens e horsts eocretáceos com mais de 10 kms de largura (Fig. 12). Estes são formados segundo um falhamento antitético (mergulhando para continente), promovendo espessamento de borda das sequências rifte até mesoalbianas (pós-rifte). O motivo da magnitude desse alto estrutural não é clara, aparentando ser puramente tectônica sobre os basaltos do embasamento da bacia.

Magmatismo

Os resultados obtidos demonstram evidência de feições vulcânicas no embasamento raso, associados à abertura do Oceano Atlântico Sul e a intrusões alcalinas neocretáceas. O rifteamento continental neojurássico-eocretáceo é acompanhado e sucedido por eventos magmáticos nas bacias da margem continental, nos altos estruturais que os permeiam, e no continente emerso adjacente (Almeida et al., 1996). O corpo magmático com raio de 15 kms inferido por sísmica na plataforma (Fig. 16), é possivelmente uma das intrusões alcalinas neocretáceas-paleocênica do sudeste brasileiro, e concorda com as interpretações magnéticas de Zalán e Oliveira (2005). Segundo os autores, esse corpo exibe assinatura magnética semelhante às ilhas de rochas alcalinas neocretáceas do litoral de SP e RJ (Ilhabela, Monte de Trigo, Búzios, Vitória).

Feições de menor diâmetro (aproximadamente 2 kms, Fig. 15) são verificados junto a diques maficos eocretáceos na plataforma, paralelos ao enxame da Serra do Mar. São provavelmente originados de magma viscoso alcalino, por formarem edifícios vulcânicos significativos, caso que não ocorre com magmatismo de caráter básico. Essa situação é análoga aos plútuns de Ilhabela. Os edifícios vulcânicos identificados são interpretados como sendo do magmatismo paleocênico, pois apresentam relevo bem preservado, possivelmente posterior a SAJ (limite Cretáceo-Paleógeno) e soterrado pelos sedimentos marinhos oligocênicos.

Os registros das feições magmáticas eocretáceas, no setor sul da plataforma de Santos, foram caracterizados por: (1) anomalias magnéticas próximas à charneira (Fig. 8) e confirmadas por antigas superfícies de fluxo de lava (Fig. 17 a 22) - representam derrames basálticos eocretáceos pré-aptianos da fase sin-rifte; (2) lineamentos magnéticos acompanhando às direções dos diques mapeados em terra (Fig. 8) e corroborados pela

identificação dos mesmos nos perfis sísmicos - destacam os enxames de diques maficos do sul-sudeste brasileiro, e; (3) anomalia magnética E-W no sul da Bacia de Santos (Fig. 8) que realça significativo volume de extrusões basálticas (perfurado pelo poço 1-SCS-1) e diversas falhas mapeadas por sísmica (Fig. 23) - destaca o Alto de Florianópolis.

O poço no extremo sul da área (1-SCS-1) perfura o embasamento e registra os basaltos da Formação Camboriú. Segundo Almeida et al. (1996), essa unidade é correlata ao magmatismo Serra Geral. Dias et al. (1994) caracterizam a rocha do poço mencionado como traquianandesito (série alcalina) com megacristais de sanidina, e o data entre o Neoaptiano e o Eoalbiano ($113\text{ Ma} \pm 0,1\text{ Ma}$, por Ar/Ar). O autor denomina esta unidade de Formação Cumirim, e indica que é parte de um evento vulcânico distinto.

Um aspecto notório em relação aos derrames basálticos é o aumento de sua extensão quanto uma feição morfotectônica (rampa plataforma), sentido o sul da bacia. No domínio do braço norte da área a rampa é reduzida, com cerca de 2 a 3 kms de comprimento horizontal na direção de mergulho (Fig. 11 a 18). No âmbito do Arco de Ponta Grossa a rampa se estende por 20 kms horizontais na direção de mergulho (Fig. 19 e 20). No braço sul, as seções próximas à Penha e Bombinhas (SC) não apresentam o limite leste definido pelas grandes falhas sintéticas do estágio sin-rifte. Neste caso, suas sequências da fase sin-rifte são dominadas por preenchimentos vulcânicos, caracterizados por sequências de refletores mergulhando para o mar, ou *seaward dipping reflectors* (SDR). Apenas no estágio sin-rifte final se depositam os sedimentos proximais siliciclásticos e carbonáticos nas calhas formadas, segundo falhas normais antitéticas (Fig. 22).

De acordo com as interpretações das seções 95 e 96 (Fig. 21 e 22), pode-se afirmar que ocorreu uma manifestação magmática tardia no sul da Bacia de Santos, resultando em maiores extensões de derrames durante a fase rifte. São possivelmente associados aos derrames basálticos da Formação Imbituba (norte da Bacia de Pelotas), de idade $118 \pm 1,9\text{ Ma}$ (Ar-Ar; Lobo, 2007). Esse fato é corroborado pelo trabalho de Raposo et al. (1998), cuja investigações paleomagnéticas e geocronológicas nos diques de Florianópolis, indicam concentração principal de idade entre 122 e 119 Ma (Eoaptiano). Segundo os autores esse enxame está relacionada à distensão crustal nos estágios finais do rifteamento, anterior à formação de crosta oceânica nesta latitude.

As seções do segmento sul da área apresentam atributos semelhantes com a Bacia de Pelotas, cuja zona de crosta afinada é dominada por falhamentos antitéticos sin-rifte e SDRs (Stica et al., 2014). Esse tipo de falha gerada durante o estiramento crustal é uma das principais características de margens passivas vulcânicas (VPM; Geoffroy, 2005), sendo essas intrínsecas a *Large Igneous Provinces* (LIP), como a LIP Paraná-Etendeka. Deste modo, comprova-se que o sul da plataforma da Bacia de Santos pode ser classificada como

VPM, antagônico ao resto da bacia, evidenciando a interdigitação notada por Zalán (2015; Fig. 4).

Estratigrafia da PCIS

As supersequências deposicionais definidas por Moreira et al. (2007) foram identificadas no atual estudo, e são avaliados os principais eventos na PCIS registrados em sísmica e nos poços. Os modelos utilizados para essa análise são a seção 248-33 (Fig. 12) e o poço 1-SPS-22, além do fundamento em todos os outros poços e perfis examinados. Segundo o autor, a estratigrafia do embasamento é caracterizada pelas rochas graníticas e gnáissicas pré-cambrianas da Faixa Ribeira, e são sotopostas aos derrames basálticos eocretáceos, identificados neste estudo. No segmento sul da área os derrames perduram por todo o estágio rifte, formando largas rampas e SDRs. Ainda no eocretáceo diques atravessam o embasamento. Corpos alcalinos neocretáceos marcam as rochas mais novas das unidades basais.

As primeiras sequências sedimentares a invadirem a PCIS ocorreram entre o Albiano Superior e o Coniaciano, dominadas por sequências de padrão retrogradante em resposta a uma progressiva subida relativa do nível do mar. Supostamente desloca o limite da bacia para oeste da charneira, sustentado pelos *onlaps* das sequências posteriores (campanianas-maastrichanas), e por estarem flexionadas para cima, sendo cortadas por discordância angular mesoeocênica-eooligocênica (nova transgressão marinha; Fig. 12). Nos poços esse evento é notado em espessos e contínuos pacotes de folhelhos radioativos (Anexo II).

O topo das sequências anteriores são erodidas por uma discordância regional de forte reflectância sísmica (Fig. 12), pelo contraste entre os depósitos siliciclásticos grossos dos andares Santoniano e Campaniano Inferior (Formação Santos e Jureia), e os sedimentos pelágicos dos andares Turoniano e Coniaciano (Formação Itajaí-Açú, Anexo II). Nas seções essa discordância da base do Santoniano aparenta ser o maior evento erosivo da Bacia de Santos, por volta de 85 Ma.

As sequências campanianas-maastrichanas, do fim do cretáceo, apresentam padrão regressivo que desloca a quebra da plataforma para dezenas de kms costa afora. Acredita-se que são originadas pela maior taxa de erosão da SMC, que foi soerguida epirogenéticamente nesse período (Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio) e gerou maior volume de sedimento para as bacias marginais (Zalán e Oliveira, 2005).

As principais unidades siliciclásticas cretácicas observadas nos poços obtidos, com ambiente deposicional interpretado por Moreira et al. (2007), consistem em: conglomerados continentais da Formação Santos; arenitos costeiros a plataforma da Formação Jureia; sedimentos pelíticos, diamictitos e margas da Formação Itajaí-Açú, depositados em plataforma profunda, talude e bacia, e; arenitos de fluxos turbidíticos do Membro Ilhabela.

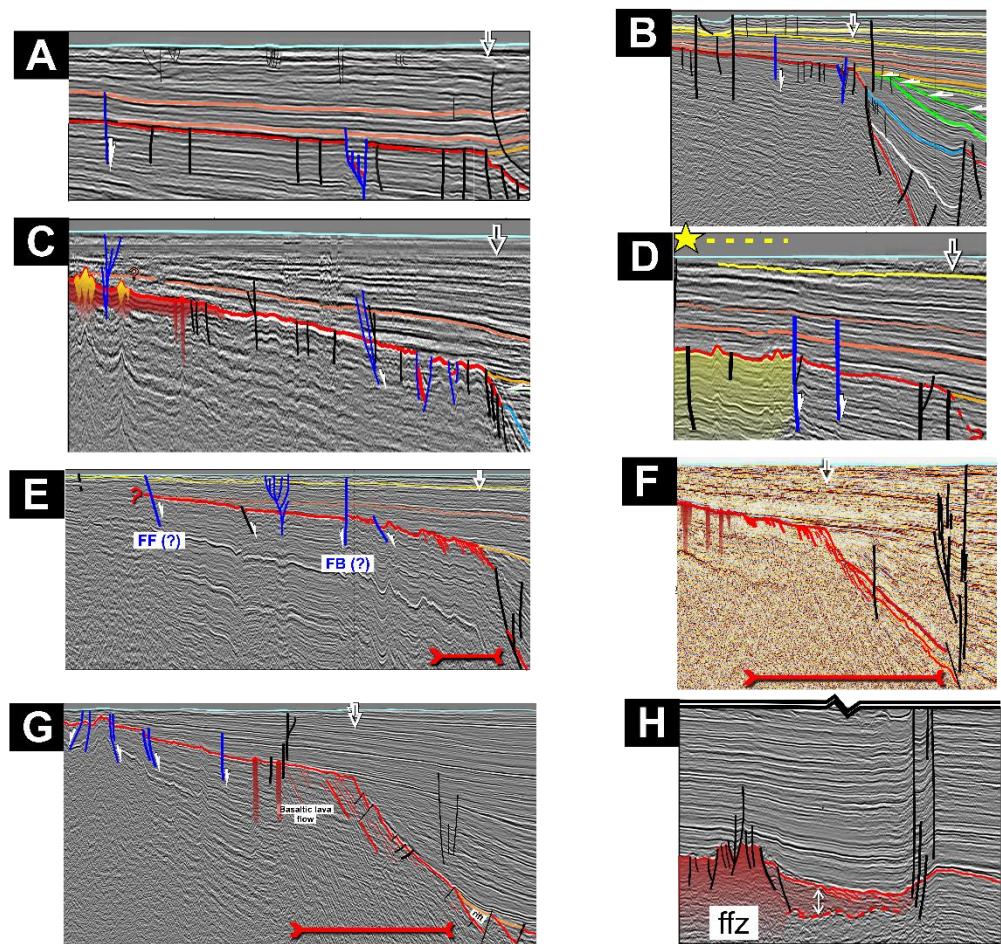
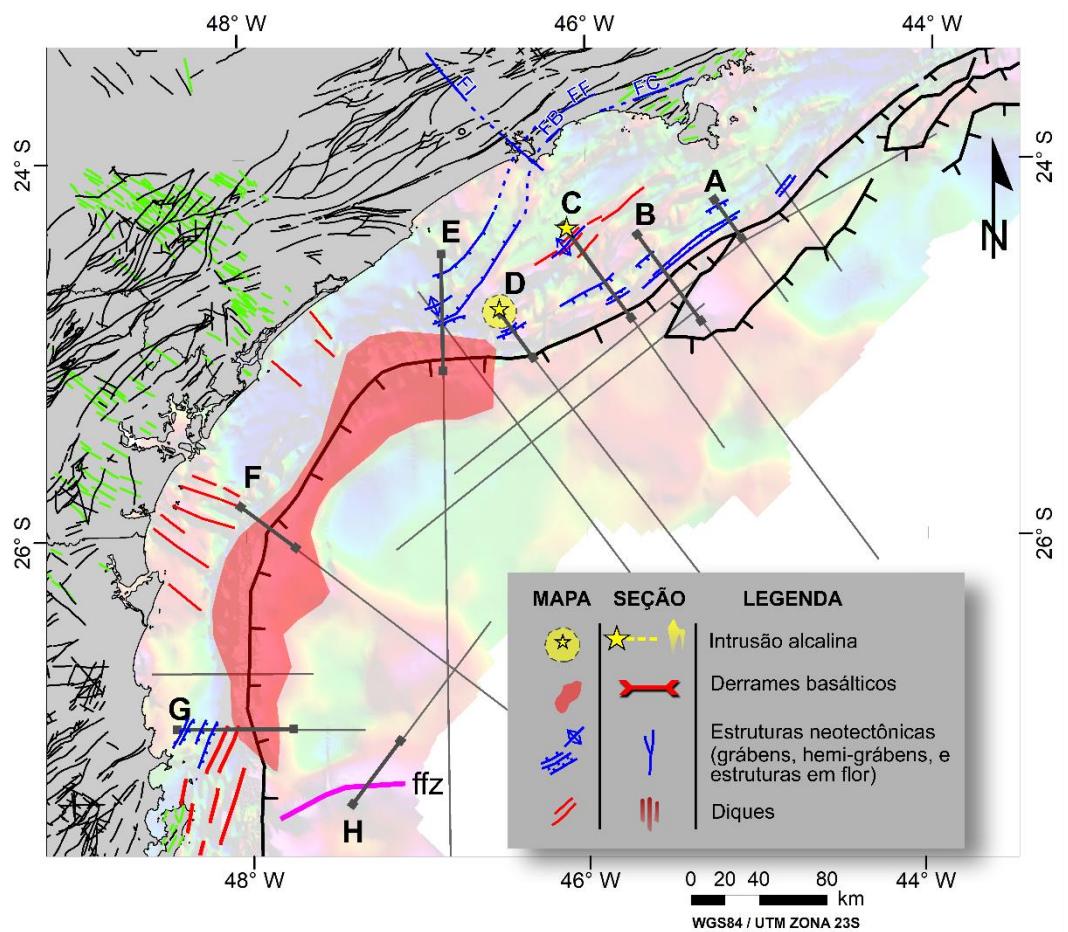


Figura 24: Integração dos resultados verificados nos mapas magnéticos e identificados nas seções sísmicas.

As sequências depositadas durante o Paleoceno e o Eoceno Superior, mantém o padrão regressivo de deposição (queda relativa do nível do mar), e formam pacotes progradacionais que são significativos nas porções mais distais das seções sísmicas. Nos segmentos dos perfis apresentados, esses pacotes são observados entre o refletor do topo do Cretáceo e o refletor do Eoceno Médio (Fig. 12). Durante o Oligoceno Inferior há uma subida do nível relativo do mar, observado por uma nova transgressão marinha na plataforma interna, recuando a linha de costa por quilômetros sentido o continente. Posteriormente, há rebaixamento do nível relativo do mar, visto que as sequências do Oligoceno Inferior ao Pleistoceno-Recente caracterizam sequências progradantes, com padrão regressivo.

As unidades siliciclásticas paleocênicas-neocênicas identificadas, com ambientes deposicionais dados por Moreira et al. (2007), são: arenitos de leques aluviais, sistemas fluviais e depósitos costeiros da Formação Ponta Aguda; depósitos de plataforma distal, talude e bacia de siltitos, folhetos, margas e diamictitos da Formação Marambaia, e; arenitos de fluxos turbidíticos do Membro Maresias.

CONCLUSÕES

A análise tectonoestratigráfica feita nesse estudo permitiu identificar os principais eventos que formaram e transformaram a PCIS, e os correlacionar com o conhecimento da literatura. A origem e evolução da plataforma pode ser sequenciada nos seguintes episódios:

- (1) Enxame de diques geradores de derrames basálticos sin-rifte, entre o Hauteriviano e base do Aptiano;
- (2) Contemporaneamente ocorre afinamento crustal caracterizado por falhamentos normais sintéticos, e, localmente no sul da bacia, por falhas antitéticas. Geração de falhas principais de borda da bacia (zona de charneira), definindo o limite leste da plataforma interna;
- (3) O setor sul da área apresenta SDRs de magmatismo tardio da fase rifte, formando setores bem distintos na bacia. O segmento norte é do tipo margem passiva pobre em magma, e o segmento sul é do tipo margem passiva rica em magma;
- (4) Entre a fase pós-rifte e a base do Coniaciano a atual plataforma interna é exposta sem influência do mar. No Coniaciano ocorre a primeira ingressão marinha da PCIS, marcada pela flexão para cima dos refletores turonianos-coniacianos, que provavelmente invadiram o embasamento raso. Esse evento indica aumento do nível relativo do mar;
- (5) Durante o Santoniano e o Maastrichtiano verifica-se as sequências de refletores progradacionais, deslocando à linha de costa dezenas à centena de quilômetros mar afora. Esse evento indica rebaixamento do nível relativo do mar;
- (6) Ocorrem intrusões alcalinas no embasamento da plataforma interna, de provável idade neocretácea até eocênica;

- (7) Durante o Paleoceno até o Eoceno Médio, continuam as sequências progradacionais se depositando mais de centenas de kms de distância da linha de costa atual, ocasionadas pela diminuição do nível relativo do mar. Nesse período, a plataforma interna se mantém exposta;
- (8) No Oligoceno Inferior há uma transgressão marinha, recobrindo completamente o embasamento da plataforma atual, e ultrapassando os limites da linha de costa recente. Após essa época, se depositam sequências de padrão regressivo pelo contínuo rebaixamento do nível relativo do mar, evidenciados pelas terminações dos refletores inclinados do quaternário (*toplalp*);
- (9) Falhas neotectônicas deformam esses sedimentos gerando rejeitos incipientes, e são relacionadas com os eventos neotectônicos formadores do RCSB, definidos por Riccomini (1989). Com base nos resultados, é possível identificar estruturas causadas por:
 - a. esforços extensionais NW-SE, formando e reativando grábens e hemigrábens (Eoceno ao Mioceno). Relacionada ao primeiro e segundo evento neotectônico;
 - b. esforços transpressivos com compressão NW-SE, gerando estruturas em flor positiva (Pleistoceno). Associadas ao terceiro evento neotectônico;
 - c. extensão NW-SE, rebaixando grábens e deformando geometrias em flor (Holoceno). Sincrônica ao quarto evento neotectônico.

Resultados mais aprofundados poderiam ser gerados se houvessem dados sísmicos mais próximos a atual linha de costa, uma melhor malha de poços sobre a PCIS e se fossem analisados dados magnetométricos e gravimétricos de alta resolução. Pretende-se prosseguir nestes estudos em nível de mestrado, onde novos dados e técnicas serão empregados, permitindo avançar para além do resultados aqui apresentados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M. (1967). *Origem e evolução da Plataforma Sul-Americana*. Rio de Janeiro: DNPM/DNM (Boletim 241).
- Almeida, F. F. M. (1976). The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 48, 15-26.
- Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R. (1998). Origem e Evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2), 135-150.

- Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R., Mizusaki, A. M. P. (1996). Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(3), 125-138.
- ANP. (2019). *Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural de 2019*. Superintendência de Desenvolvimento e Produção - SDP. Acesso em Março de 2019, <<http://www.anp.gov.br/publicacoes/boletins-anp>>
- ANP. (s.d.). *WebMaps*. Acesso em Janeiro e Fevereiro de 2019, <<http://webmaps.anp.gov.br/mapas/Lists/DSPAppPages/MapasBrasil.aspx>>
- Asmus, H. E., Ferrari, A. L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na Região Sudeste do Brasil. In: *Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil, Série Projeto REMAC*, n.4, (75-88). Rio de Janeiro: CENPES/DINTEP.
- Bueno, G. V., Zacharias, A. A., Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Falkenhein, F. U. H., Martins Catuneanu, O. (2006). *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier.
- Costa Maia, R. M., Reis, A. T., Alves, E. C., Silva, C. G., Guerra, J., Gorini, C., Silva, A., Arantes-Oliveira, R. (2010). Architecture and stratigraphic framework of shelf sedimentary systems off Rio de Janeiro State, Northern Santos Basin-Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58(SPE1), 15-29.
- Coutinho, J. M. V. (2008). Dyke Swarms of the Paraná Triple Junction, Southern Brazil. *Geologia USP: Série Científica*, 8(2), 29-52.
- CPRM. (2006). *GeoSGB*. Acesso em Janeiro de 2019, <<http://geosgb.cprm.gov.br/>>
- Delgado, I. M., Souza, J. D., Silva, L. C. (2003). Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H. (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG* (227-334). Brasília: CPRM.
- dGB Beheer B.V. (2019). *OpendTect Pro*. (6.4).
- Eirado, L. G. A. S. (2006). *A Interação entre os Eventos Tectônicos e a Evolução Geomorfológica da Serra da Bocaina, Sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado. Programa de Pós Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis. Rio de Janeiro: Faculdade de Geologia – UERJ.
- Esri. (2014). *ArcMap*. (10.3). Redlands, CA, EUA.
- Florisbal, L. M., Janasi, V. A., Heaman, L. M., Nardi, L. V. S., Bitencourt, M. F. (2011). O enxame de diques de Florianópolis na região de Garopaba, SC: Idade U-Pb TIMS em

Badeleita e relação com o vulcanismo Serra Geral. 5º Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Resumos. Goiânia

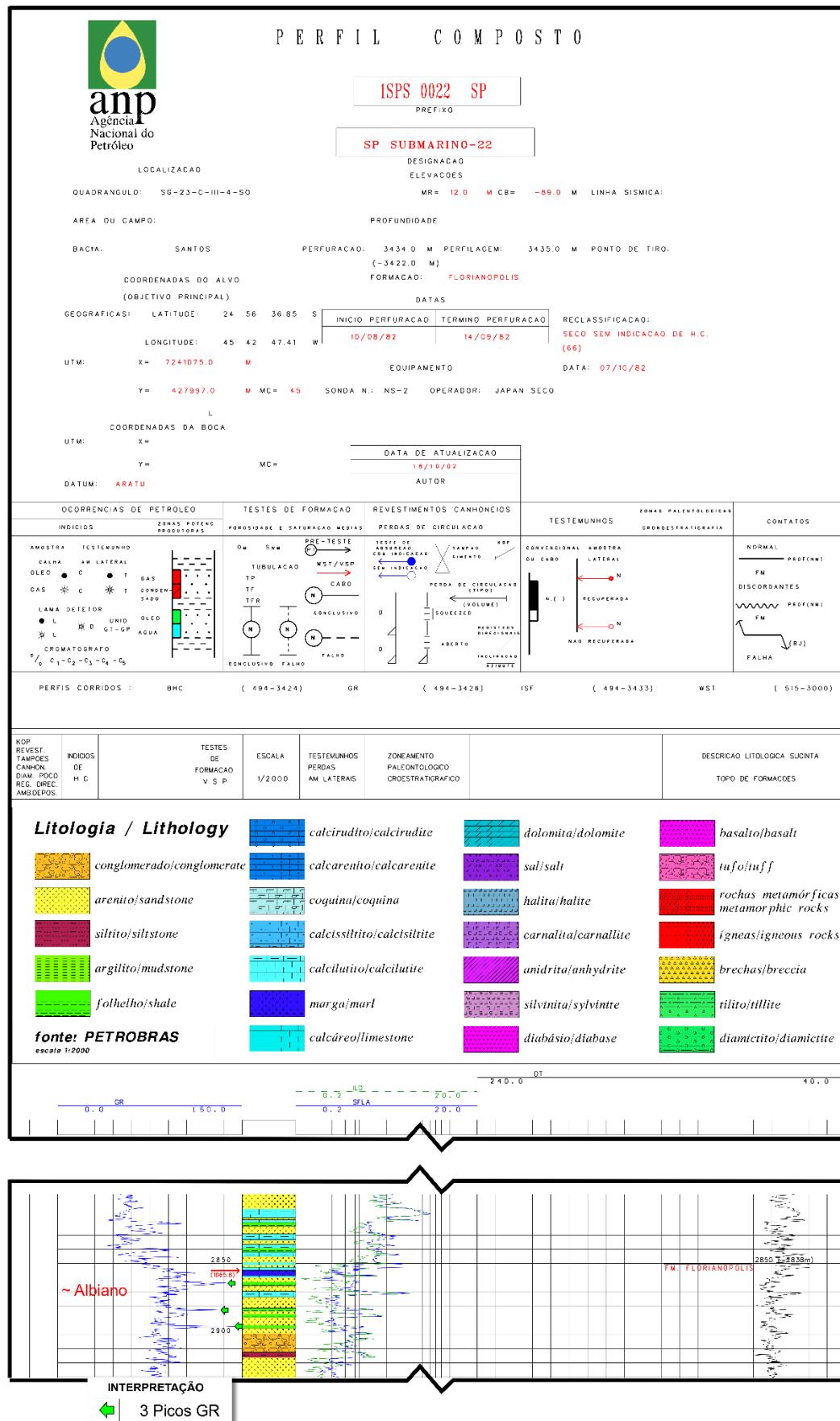
- Fossen, H.; Tikoff, T. B.; Teyssier, C. T. Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 74, 134-145.
- Geoffroy, L., (2005). Volcanic passive margins. *Comptes Rendus Geosci.* 337, 1395e1408.
- Geosoft Inc. (2001). *Magmap – 2D Frequency Domain Processing*. Geosoft Technical Note, 34 p.
- Geosoft Inc. (2004). *Oasis Montaj gridding*. Retrieved from Oasis Montaj How-to-guide.
- Geosoft. (2017). *Oasis Montaj*. (9.5). Toronto, Canadá.
- Goudswaard, W. B., Jenyon, M. K. (1988). *Seismic atlas of structural and stratigraphic features*. European Association of Exploration Geophysicists.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V.A. (2004). Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B. (orgs.), *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (203-235). São Paulo: Beca.
- Hood, P. (1965). Gradient measurements in aeromagnetic surveying. *Geophysics*, 30(5), 891-902.
- Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - IAG. (2019). *Centro de Sismologia USP*. Acesso em Março de 2019, <<http://www.sismo.iag.usp.br/rq/wi>>
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. (2009). *Geofísica de Exploração*. Tradução de M. C. Coelho. Oficina de Textos.
- Liner, C. L. (2004). *Elements of 3D Seismology*. 2^a ed. Tulsa: PennWell Books.
- Lobo, J. T. (2007). *Petrogênese das rochas basálticas do eocretáceo das Bacias de Campos e Pelotas e implicações na geodinâmica de rifteamento do Gondwana Ocidental*. Tese de Doutorado. Rio de Janeiro: Faculdade de Geologia - UERJ
- Milani, E. J. 2004. Comentários sobre s Origem e a Evolução Tectônica da Bacia do Paraná. In: V. Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B. (orgs.), *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (265-279). São Paulo: Beca.
- Mizusaki, A. M. P., Thomaz Filho, A. (2004). O magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B. (Eds.), *Geologia do continente Sul-Americano evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 281-291.

- Mizusaki, A. M. P., Thomaz Filho, A., Valença, J. G. (1988). Volcano-sedimentary sequence of Neocomian age in Campos basin (Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 18, 247-251.
- Mohriak, W. U. (2012). Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. In: Y., Hasui, C. D. R., Carneiro, F. F. M., Almeida, A., Bartoreli (eds.), *Geologia do Brasil* (481-496). São Paulo: Beca.
- Moreira, J. L. P., Madeira, C. V., Gil, J. A., & Machado, M. A. P. (2007). bacia de Santos. *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, 15(2), 531-549.
- Negrão, A. P. (2014). *Evolução tectonossedimentar e deformação rúptil cenozoica da região da bacia sedimentar de Volta Redonda (Segmento Central do Rift Continental do Sudeste do Brasil, RJ)*. Tese (doutorado). Rio de Janeiro: Instituto de Geociências – UFRJ.
- Neto, M. A. (2007). Bacia de Pelotas. *Boletim Geociênc. Petrobras*, 15, 551-559.
- Raposo M. I. B. (1997). Magnetic fabric and its significance in the Florianopolis dyke swarm, southern Brazil. *Geophysical Journal International*, 131, 159-170.
- Ravat, D. (2007). Reduction to pole. In: Gubbins, D., Herrero-Bervera, E. (eds.) *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism* (856-857). Springer.
- Renne, P. R., Deckart, K., Ernesto, M., Féraud, G., Piccirillo, E. M. (1996). Age of the Ponta Grossa dyke swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, 144(1), 199-211.
- Ribeiro, M. C. S., Hackspacker, P. C., Ribeiro, L. F. B., Neto, J. C. H. (2012). Evolução Tectônica e Denudacional da Serra do Mar (SE/BRASIL) no limite entre o Cretáceo Superior e Paleoceno, utilizando análises de Traços de Fissão e U-TH/HE em Apatitas. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 12.
- Riccomini, C. (1989). *O rift continental do sudeste do Brasil*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP.
- Riccomini, C., Sant'Anna, L. G., Ferrari, A. L. (2004). Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B. (orgs.). *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (383-405). São Paulo: Beca.
- Souza, I. A. (2008). *Falhas de transferência da porção norte da Bacia de Santos interpretadas a partir de dados sísmicos: sua influência na evolução e deformação da bacia*. Tese (doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas - UNESP.

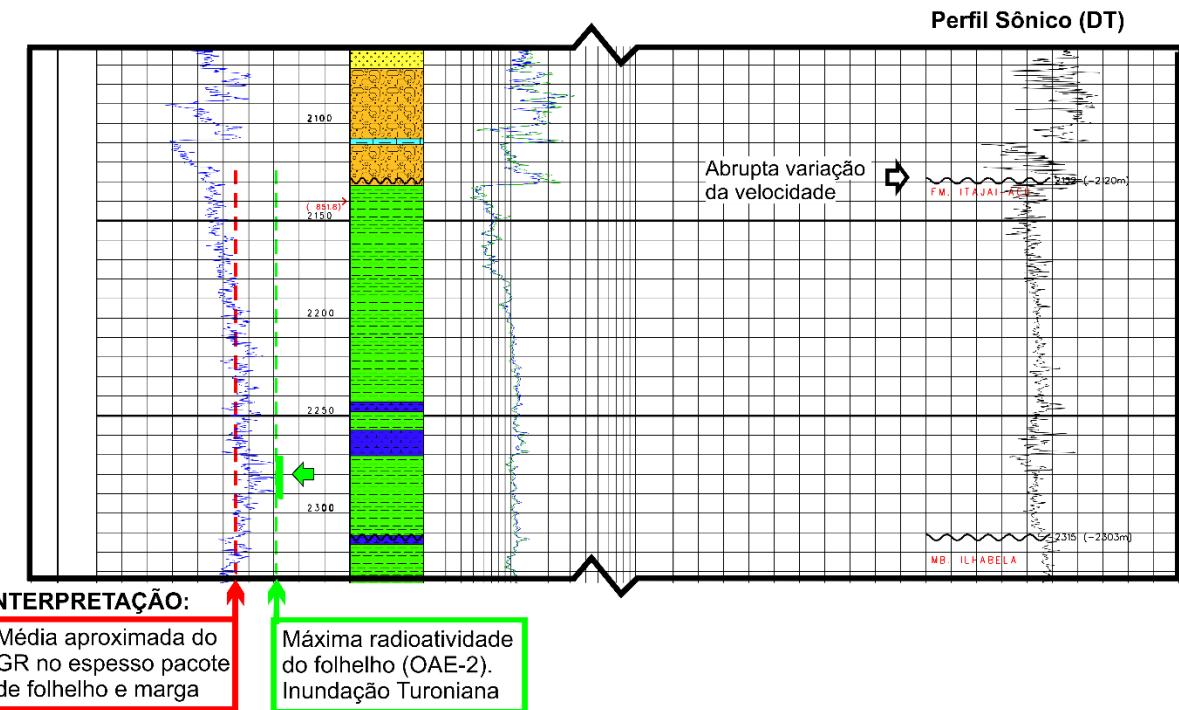
- Thomaz Filho, A., de Cesero, P., Mizusaki, A. M., Leão, J. G. (2005). Hot spot volcanic tracks and their implications for south American plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3-4), 383-389.
- Tomba, C. L. D. B. (2012). Análise estrutural dos enxames de diques máficos eocretáceos do Sul-Sudeste do Brasil. Tese (Mestrado). São Paulo: Universidade de São Paulo.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M. (1994). Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth Planets Sci. Lett.*, 124, 333-348.
- Verduzco, B., Fairhead, J. D., Green, C. M., and MacKenzie, C. (2004). New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, 23, 116- 119.
- Zalán, P. V., Oliveira, J. B. (2005). Origem e Evolução Estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 13(2), 269-300.
- Zalán, P. V. (2015). Similarities and differences between magma-poor and volcanic passive margins—applications to the Brazilian marginal basins. In *14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 3-6 August 2015* (pp. 37-42). Brazilian Geophysical Society.

ANEXOS

Anexo I: cabeçalho do poço 1-SPS-22 e marco beta, seção entre 2800 e 2950 m



Anexo II: evento anóxido do Turoniano, seção entre 2050 e 2350 m



Anexo III: identificação dos poços

Nº	NOME
1	1-SCS-1
2	1-BSS-82A
3	1-BSS-71
4	1-SCS-7
5	1-SPS-14A
6	1-SPS-22

Anexo IV: seções sísmicas analisadas

Nº SEGMENTO	ATITUDE/BACIA	APRESENTADA NO ESTUDO	PROJETO	TIPO*
248-19	Dip	Sim	Grand Santos	MIG_FIN
248-25	Dip	Sim	Grand Santos	MIG_FIN
248-33	Dip	Sim	Grand Santos	MIG_FIN
248-34	Dip	Sim	Grand Santos	MIG_FIN
248-35	Dip	Sim	Grand Santos	MIG_FIN
248-52	Dip	Sim	Grand Santos	MIG_FIN
248-59	Dip	Sim	Grand Santos	MIG_FIN
239-368	Dip	Sim	Grand Santos	MIG_FIN
248-80	Dip	Sim	Grand Santos	MIG_FIN
248-86	Dip	Sim	Grand Santos	MIG_FIN
248-95	Dip	Sim	Grand Santos	MIG_FIN
248-96	Dip	Sim	Grand Santos	MIG_FIN
248-102	-	Sim	Grand Santos	MIG_FIN
248-97	Strike	Não	Grand Santos	MIG_FIN
134-501	Strike	Não	Grand Santos	MIG_FIN
034-21	Dip	Sim	Santos-12A	STK_FIN

*tipo de processamento geofísico dos perfis. STK: não-migrada. MIG: migrada.