

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA DE BACIAS RIFTE:
DEFINIÇÃO DE SISMOFÁCIES E ARCABOUÇO
TECTONO-ESTRATIGRÁFICO**

RENATA DOS SANTOS ALVARENGA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Scherer

VOLUME ÚNICO

Porto Alegre - 2016

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA DE BACIAS RIFTE:
DEFINIÇÃO DE SISMOFÁCIES E ARCABOUÇO
TECTONO-ESTRATIGRÁFICO**

RENATA DOS SANTOS ALVARENGA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Scherer

BANCA EXAMINADORA

Dra. Frances Abbots - BG Brasil

Dr. Ubiratan Ferrucio Faccini – Programa de Pós Graduação em Geologia – Universidade do Vale dos Sinos

Dra. Maria Luiza Correa da Câmara Rosa – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título
de Doutor em Ciências.

Porto Alegre - 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Alvarenga, Renata dos Santos

Análise sismoestratigráfica de bacias rifte: definição de sismofácies e arcabouço tectono-estratigráfico . / Renata dos Santos Alvarenga. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.
[177 f.] il.

Tese (Doutorado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es): Claiton Marlon dos Santos Scherer

1. Bacias Rifte 2. Análise sismoestratigráfica 3. Evolução tectono-estratigráfica 4. Atributos sísmicos I. Título.

CDU 551.7

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves

CRB 10/1947

Para minha família

*“Não preciso dizer que meu amor por vocês é
maior que o céu,
ou mais profundo que os oceanos,
ele simplesmente não pode ser medido!”*

AGRADECIMENTOS

Inicialmente quero agradecer à UFRGS, ao Instituto de Geociências e ao Programa de Pós Graduação (PPGEO). Ao PFRH-PETROBRAS pela bolsa de doutorado e por todo o suporte necessário para a realização desta tese. Agradeço à BG-Brasil, em especial Kaluan Juk, Stephanie Grimshaw, Alexandra Silva e Phil Nadin pela liberação da publicação dos artigos. Ao suporte administrativo e TI, Carlos Feijó, Rodrigo e Fernando, muito obrigada pela atenção, presteza, soluções rápidas e ágeis.

Agradeço ao meu orientador, já são quase 11 anos de estrada juntos, no qual além de ter um convívio e aprendizado e troca de experiência com um “baita” profissional, tenho a honra de chamar de amigo. Muito obrigada Claiton por TUDO! Obrigada Karin e De Ros pelos auxílios e orientações sempre com maior dedicação, por sempre terem na “manga” um artigo útil, e acima de tudo por serem essas pessoas especiais, meus amigos! Obrigada David Iacopini por me apresentar ao mundo dos atributos sísmico e por participar do processo da minha ida para Escócia! Foi lá que esta tese se iniciou! Ao mais gaúcho de todos os escoceses, Adam McArthur. Obrigada pela ajuda no inglês, discussões geológicas, pelos momentos de descontração e amizade. Com certeza, vou sentir saudades de ti e o Léo também do Uncle Adam!!!

Agradeço aos colegas do prédio 43137 e agregados os atuais e os que já partiram... Mano, saudades sempre... A toda equipe do Projeto Deep Rift, em especial Patrícia e Garibaldi, que através das discussões, dados levantados contribuíram de alguma forma para a realização desta tese.

Obrigada aos meus pais, irmãos, sobrinhos, cunhados, cunhada e sogra pelo total apoio, dedicação, confiança e palavra amiga em todos os momentos, sendo para mim um porto seguro! Aos meus queridos compadres e família, pelos momentos de relax e amizade... amo estar com vocês!!!

Ao Juliano o meu imensurável agradecimento! Exemplo de profissional dedicado, competente e excelente professor!!! Meu colega de geologia, companheiro, amigo, amor... Ao meu Leonardo, meu filho querido, que só sabe me fazer feliz nesta vida! Amo vocês demais!!!

RESUMO

O presente trabalho tem como objetivo estabelecer um procedimento metodológico e prático de estudo estratigráfico utilizando dados sísmicos, para bacias rifte, enfocando em análise tectônica e estratigráfica e sismofácies, especificadamente para bacias do tipo rifte. Para isso, foram utilizados os depósitos sedimentares do Grupo Lagoa Feia, Offshore da Bacia Campos, margem continental sudeste brasileira. O Grupo Lagoa Feia é caracterizado por sedimentos siliciclásticos, carbonáticos e evaporíticos depositados durante a fase rifte e pós-rifte. Linhas sísmica 2D, perfis litológico de poços exploratórios e testemunhos serviram como base de dados para suporte a este trabalho.

Utilizando os conceitos fundamentais da sismoestratigrafia, padrão de refletores e dados litológico de poços, foram identificadas três sismofácies associados a meio-grabens da fase rifte: Sismofácies 1 (depósito de falha de borda) – tem sua ocorrência encaixada na falha de borda em uma zona ampla e bem definida; Sismofácies 2 (depósito de sedimentos finos) – amplamente identificada e grada lateralmente para a sismofácies 3; Sismofácies 3 (depósito de grainstones e rudstones) – têm ocorrência restrita e de ocorrência errática, tanto em zonas altas da margem flexural, quanto nas zonas profundas próximas do depocentro dos meio-grabens analisados. Estas sismofácies identificadas nas linhas sísmica da Bacia de Campos foram transpostas para linhas selecionadas da Bacia de Santos, mostrando-se operacional na definição de potenciais reservatórios. Uma quarta sismofácies distinta e de ocorrência pontual foi identificada. Esta sismofácies é caracterizada por forte descontinuidade nos refletores e efeitos de redução de amplitude, sendo identificada como *vent* hidrotermal. Auxiliado por exemplos da literatura, foram identificadas dez *vents* hidrotermais caracterizadas como do tipo *dome* e *eye* e identificados também, os dutos e corpos intrusivos associados a esta estrutura.

Com os conceitos da estratigrafia de sequências adaptados para bacias do tipo rifte, foi proposto um arcabouço crono-estratigráfico que compreendeu unidades representativas de eventos distintos, com suas superfícies limítrofes (superfícies estratigráficas) e por vezes, superfícies funcionais (sem controle estratigráfico preciso). O arcabouço tectono-estratigráfico da sucessão rifte foi subdividido em uma fase pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte. O intervalo sin-rifte foi subdividido com base nos padrões geométricos dos refletores, visto que as sismofácies analisadas não apresentavam padrões de empilhamento reconhecíveis, não permitindo assim definir variações

específicas do nível de base relativo. Foram separados três tratos no intervalo sin-rifte da Bacia de Campos (i) Trato de Sistemas de Início de Rifte; (ii) Trato de Sistemas de Alta Atividade tectônica e (iii) Trato de Sistemas de Baixa Atividade Tectônica. Assim, o arcabouço estratigráfico aqui proposto apresenta um padrão evolutivo que compreende reservatórios jamais testados em diversos locais ainda não explorados da Bacia de Campos, facilitando assim campanhas exploratórias futuras.

Palavras chave: Bacias Rifte, análise sismoestratigráfica, evolução tectono-estratigráfica, atributos sísmicos.

ABSTRACT

This work aims to establish a methodological and practical procedure for the stratigraphic using study seismic data of rift basins, focusing on tectonic stratigraphic analysis and seismofacies, specifically for rift basins. For this, we used the sedimentary deposits of the Lagoa Feia Group, Offshore Campos Basin, southeast continental margin Brazilian. The Lagoa Feia Group is characterized by siliciclastic, carbonate and evaporite sediments deposited during the rift and post-rift phases. 2D seismic lines, exploration wells with core and lithological logs were the data employer.

Using the fundamental concepts of sismostratigraphy, reflector patterns and lithologic data from wells three seismofacies were identified associated with the half-graben fill of the rift phase: Seismofacies 1 (fault-border deposits) occurrence restricted to the fault borders in a well-defined area; Seismofacies 2 (fine-grained deposits) are widespread and grade laterally to seismofacies 3; Seismofacies 3 (grainstone and rudstone deposits) have restricted and erratic occurrences in both areas of the flexural margin, as well as in the deep areas of the basin, near the depocenter of the analyzed half-grabens. These seismofacies identified on the seismic lines of the Campos Basin have been transposed into selected lines of the Santos Basin, proved to be operational in the definition of potential reservoirs. A fourth distinct seismofacies with a punctual occurrence has been identified. This seismofacies is characterized by strongly discontinuous reflectors and amplitude reduction effects, being identified as hydrothermal vents. Aided by examples from the literature, ten hydrothermal vents were identified, characterized as dome and eye types. Pipes and intrusive bodies associated with these structures were also identified.

Sequences stratigraphy concepts were adapted to the rift basins, in order to propose a chrono-stratigraphic framework, which included representative units of different events, with their bordering surfaces (stratigraphic surfaces) and in some cases functional surfaces (no precise stratigraphic control). The tectonic-stratigraphic framework of the rift sequence was divided into a pre-rift, syn-rift and post-rift stage. The syn-rift range has been subdivided based on the geometric patterns of the reflectors. The seismofacies analyzed no showed stacking patterns recognizable and did not allow the definition specific variations of base level. Were separated into three tectonic systems tracts (i) Rift initiation systems tract; (ii) High tectonic activity systems tract and (iii) Low tectonic activity systems tract. Thus, the stratigraphic framework

proposed here presents an evolutionary pattern which comprises untested reservoirs in unexplored areas of the Campos Basin, thus facilitating future exploration campaigns.

Key-words: Rift Basin, Seismic stratigraphic analysis, Tectono-stratigraphic evolution, Seismic attributes.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – FUNDAMENTOS DA TESE	1
1.1. INTRODUÇÃO	1
1.2. JUSTIFICATIVA	2
1.3. OBJETIVOS	3
CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA, METODOLOGIA E REVISÃO CONCEITUAL	1
2.1. LOCALIZAÇÃO	6
2.2. CONTEXTO GEOLÓGICO	7
2.3. ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO	11
2.4. BASE DE DADOS	15
2.5. METODOLOGIA	16
2.5.1. ATRIBUTOS SÍSMICOS	16
2.5.2. INTERPRETAÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA	18
2.5.3. MAPEAMENTO SÍSMICO	20
2.5.4. CONSTRUÇÃO DAS SUPERFÍCIES SÍSMICAS	20
2.5.5. CONSTRUÇÃO DOS MAPAS DE ISÓCRONAS	20
2.5.6. ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA	21
2.6. ESTADO DA ARTE: BACIAS RIFTE	21
2.6.1. CONCEITOS FUNDAMENTAIS	21
2.6.2. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS E SUA TRANSPOSIÇÃO PARA A ANÁLISE DE BACIAS RIFTE	24
2.6.3. MODELOS TECTONO-ESTRATIGRÁFICOS DE EVOLUÇÃO DE BACIAS RIFTE	26
2.7. ESTADO DA ARTE: VENTS HIDROTERMAIS	34
2.7.1. VENTS HIDROTERMAIS	34
2.7.2. CORPOS VULCÂNICOS ASSOCIADOS COM AS VENTS	39
2.7.3. PROPRIEDADES SEDIMENTOLÓGICAS E PETROGRÁFICAS DAS VENTS HIDROTERMAIS	42
2.7.4. A IMPORTÂNCIA DE EVENTOS MAGMÁTICOS EM BACIAS SEDIMENTARES	45
CAPÍTULO 3 - ARTIGOS CIENTÍFICOS SUBMETIDOS À PUBLICAÇÃO	48
3.1. ARTIGO 1	49

1. INTRODUCTION	51
2. GEOLOGICAL SETTING	52
3. SEQUENCE STRATIGRAPHY AND ADAPTATION FOR RIFT BASINS	55
4. THE SEISMOSTRATIGRAPHIC MODEL APPLIED TO THE CAMPOS BASIN	56
4.1. Seismic facies analysis	57
4.2. Seismic stratigraphy interpretation	60
4.3. Stratigraphic framework	64
RIFT INITIATION SYSTEMS TRACT (RIST)	65
HIGH TECTONIC ACTIVITY SYSTEMS TRACT (HTAST)	69
LOW TECTONIC ACTIVITY SYSTEMS TRACT (LTASt)	72
5. CONCLUSIONS	76
6. REFERENCES	78
3.2. ARTIGO 2	80
1. INTRODUCTION	82
2. DATABASE AND WORKFLOW	83
3. GEOLOGICAL SETTING	86
4. TECTONO-STRATIGRAPHIC AND MAGMATIC FRAMEWORK	87
5. IDENTIFICATION OF THE VENTS COMPLEX, SILLS AND DUCTS HYDROTHERMAL	89
6. RESULTS: MAPPING HYDROTHERMAL VENTS IN THE CAMPOS BASIN	92
7. INTERPRETING INTRUSIVE BODIES IN THE CAMPOS BASIN	98
8. CONCLUSION	104
9. REFERENCES	105
3.3. ARTIGO 3	107
1. INTRODUÇÃO	110
2. ÁREA, MATERIAIS E MÉTODOS	111
2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO	111
2.2. DADOS E MÉTODOS	114
2.3. ATRIBUTOS SÍSMICOS	115
3. RESULTADOS	117
3.1. RECONHECIMENTOS DAS TEXTURAS SÍSMICAS NA BACIA DE CAMPOS	117
3.2. CALIBRAÇÃO DAS TEXTURAS SÍSMICAS COM INFORMAÇÕES LITOLÓGICAS DE POÇOS	120
4. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	123
4.1. COMPARAÇÃO ENTRE O MAPEAMENTO DAS SISMOFÁCIES NAS BACIAS DE CAMPOS E SANTOS	123

5. CONCLUSÃO	132
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	133
<u>CAPÍTULO 4 – SÍNTESE INTEGRADORA</u>	135
4.1. PRINCIPAIS DADOS OBTIDOS NOS ARTIGOS	136
4.1.1. ARTIGO 1 – TECTONIC-STRATIGRAPHIC EVOLUTION BASED ON SEISMIC SEQUENCE STRATIGRAPHY. EXAMPLE FROM THE RIFT SECTION OF CAMPOS BASIN, BRAZILIAN EASTERN MARGIN	136
4.1.2. ARTIGO 2 – SEISMIC CHARACTERISTICS AND DISTRIBUTION OF HYDROTHERMAL VENT COMPLEXES IN THE CRETACEOUS OFFSHORE RIFT SECTION OF THE CAMPOS BASIN, OFFSHORE BRAZIL)	144
4.1.3. ARTIGO 3 - RECONHECIMENTO E ANÁLISE DAS FÁCIES SÍSMICAS NO GRUPO LAGOA FEIA NAS BACIAS DE CAMPOS E SANTOS	148
4.2. CONSIDERAÇÕES FINAIS	153
<u>CAPÍTULO 5 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	156
5.1. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	157

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localização da Bacia de Campos, entre os Arcos de Vitória e Cabo Frio (Modificado de Moraes, 1989).	6
Figura 2: Arcabouço estrutural da Bacia de Campos. Extraído da ANP (site ANP – Round 4).	8
Figura 3: Seção geológica esquemática da Bacia de Campos. Extraído de Rangel et al. (1998)...	9
Figura 4. Carta estratigráfica da Bacia de Campos. Extraído de Winter <i>et al.</i> (2007).	14
Figura 5: Mapa com as linhas sísmicas e poços carregados, compreendendo a base de dados do estudo.....	16
Figura 6. Síntese das regras de interpretação dos atributos sísmicos e sua utilidade geológica na análise da textura sísmica.	18
Figura 7. Proposta de compartimentação interna de um meio-gráben. Extraído de Kuchle <i>et al.</i> , 2005.....	22
Figura 8. Fatores controladores da estratigrafia em bacias rifte. (Modificado de Bosence, 1998).	23
Figura 9. Modelo de meio-gráben com terminações laterais em zonas de transferência, com depocentro bem definido e com inversão de sentido e arqueamento da falha de borda, gerando assim uma sucessão de meio-grábens rotacionados (modif. de Rosendahl et al., 1986).	27
Figura 10. Seção sísmica idealizada proposta por Prosser (1993) apresentando os respectivos tratos de sistemas tectônicos e suas características diagnósticas.....	28
Figura 11. Modelo geométrico básico de Bosence (1998) com critérios estratigráficos para separar a seção sin-rifte das seções pré- e pós-rifte, e suas discordâncias respectivas. Modificado de Bosence (1998).....	29
Figura 12. Modelo esquemático de Gawthorpe & Leeder (2000) para o processo de conexão de falhas (fault linkage), que controla o desenvolvimento de falhamentos em um rifte, principalmente a falha de borda. Observa-se que no início (A) as falhas apresentam pouco rejeito e pequena extensão lateral. A conectividade lateral (B) faz gradualmente aumentar a extensão do falhamento e seu rejeito até a fase de amplo estabelecimento (C).	30
Figura 13. Ilustração esquemática do modelo de propagação de falha (fault propagation) de Morley (2002), com (a) ligação progressiva de falhas laterais durante um longo período evolutivo, onde se desenvolve uma ampla área deposicional no meio-gráben; (b) ligação progressiva de curta duração e sistemas de falhamentos laterais, desenvolvendo uma falha de borda. Inicialmente, a extensão deposicional do meio-gráben não é grande, e somente se desenvolve com a estabilidade da propagação e altos rejeitos verticais.	31
Figura 14. Modelo extraído de Kuchle & Scherer (2010) mostrando em a) o modelo estratigráfico, b) o modelo sismoestratigráfico e em c) a carta cronoestratigráfica de uma bacia rifte, com os tratos tectônicos e suas superfícies limítrofes.....	33
Figura 15: A) Bacia do Karoo com a localização dos basaltos do complexo de <i>vents</i> hidrotermais rasas. B) Fotografia aérea do complexo de <i>vents</i> hidrotermais da área de Molteno-Rossow. C) Dique de arenito no complexo de <i>vents</i> hidrotermais. D) Numerosos pequenos dutos arenosos estão presentes o interior dos complexos de <i>vents</i> . E) Sedimento brechado do complexo de <i>vents</i> hidrotermais. Os clastos são em sua maioria de origem sedimentar (arenito, argilito e siltito), mas ocorrem também clastos de origem magmática juvenil. Acredita-se que os clastos	

tenham se formado durante a fluidização de uma mistura de sedimentos fragmentados das Formações Elliot e Clarens e grãos finos da Formação Clarens. Extraído de Jamtveit *et al.* (2004). 35

Figura 16: Esboço e exemplo sísmico de um complexo de *vents* hidrotermais. O complexo é composto de uma parte superior e uma parte inferior. A parte superior apresenta três formas diferentes visualizadas na sísmica (i) cratera, (ii) domo e (iii) olho, e estão conectados através de um duto com o sill na porção inferior. Extraído de Planke *et al.* (2005). 36

Figura 17: Perfil sísmico da Bacia de Vøring mostrando os três tipos de terminações no topo das *vents*. Extraído de Planke *et al.* (2005). 37

Figura 18: Ilustrações esquemáticas da terminologia usada para caracterização dos complexos de *vents* hidrotermais. Extraído de Hansen (2006). 38

Figura 19: Esboço mostrando a configuração das unidades de fácies dos complexos de sills identificados, conforme apresentado na Tabela 1. Extraído de Planke *et al.* (2005). 40

Figura 20: Exemplo de linha sísmica dos complexos de sills e unidades de fácies sísmicas identificadas por Planke *et al.* (2005). Observa-se um aumento de tamanho dos discos com a profundidade. Os complexos de sills mais rasos apresentam refletores irregulares e extensões menores, enquanto que os complexos de sills mais profundos apresentam refletores mais contínuos e maiores extensões. 41

Figura 21: Expressão sísmica de sills ígneos. A) Seção sísmica mostrando numerosos sills ígneos que foram intrudidos em sedimentos dominados por lama no norte da Bacia de Faeroe–Shetland durante o Paleoceno e início do Eoceno. Eles apresentam refletores contínuos e com alta amplitude, facilmente distinguível dos estratos circundantes. B) Detalhe do sill apresentando forma côncava. C) Exibição em 3D da geometria do sill mostrado em (b). O sill tem geometria em pires alongado e mede 4x6 km recobrando uma área de 21 km². 42

Figura 22: Linha sísmica A-A' mostrando a relação entre a estrutura em *mound* e o sill. Linha sísmica B-B' mostrando o *downlap* dos refletores na estrutura em *mound*. O onlap indica que a topografia deveria já estar ativa antes mesmo da compactação e soterramento. Extraído de Grove 2013. 43

Figura 23: Fotomicrografia de lâminas petrográficas dos testemunhos 1 e 2. A) Domínio de plagioclásio em clastos líticos cristalinos. B) Clastos líticos de siltito, com preservação da laminação sedimentar, rodeados por grãos de quartzo em bainha. C) e D) Grãos de quartzo em bainha (indicado pelas flechas). Plag – plagioclásio; q – quartzo; silt st – siltito; sed lam – laminação sedimentar preservada. Extraído de Grove (2013). 44

Figura 24: Seção esquemática do complexo de *vents* hidrotermais de Witkop III. A seção é baseada em dados de afloramento e informações de testemunhos. Extraído de Svensen *et al.* (2006). 45

Figura 25: A) Brecha sedimentar do intervalo Witkop II. Observe o fragmento angular de argilito e a matriz de granulometria fina. B) Brecha sedimentar do intervalo Witkop III. Observe os fragmentos escuros de argilito que estão paralelos com matriz de granulometria fina. 45

Figura 26: Seção geológica da Bacia do Paraná, incluindo as exsudações de óleo do leste do Estado de São Paulo (modificado de Araújo *et al.*, 2000), e mostrando uma hipotética acumulação de óleo abaixo da Formação Serra Geral, similar àquela da exsudação de Anhembi. Extraído de Thomaz-Filho *et al.* (2008). 47

Figura 27. Linha sísmica III (localização da linha na Figura 1B). A) Em <i>normal phase</i> sem interpretação. B) Com a interpretação dos refletores. C) Com a delimitação das Unidades Sismoestratigráficas.	137
Figura 28. Linha sísmica III. A) Interpretação das sismofácies. B) Interpretação e delimitação dos Tratos de Sistemas. C) Diagrama cronoestratigráfico.	138
Figura 29. Representação em seção sísmica e descrição das principais sismofácies observadas na seção estudada da Bacia de Campos.	139
Figura 30. Quadro geral do arcabouço estratigráfico desenvolvido para o projeto, contendo os dados litoestratigráficos, idades gerais das superfícies, o arcabouço com superfícies e tratos de sistemas, o processo atuante, padrão estrutural e os critérios de reconhecimento das unidades e superfícies.	140
Figura 31. Trato de Sistemas do Início do Rifte. A) Linha sísmica 1, mostrando a estruturação da seção de início do rifte (entre os refletores laranja e vermelho tracejado), onde se observa a ocorrência da sismofácies 2. B) Linha sísmica 1 com o nivelamento horizontal (<i>flattening</i>) do topo da seção de início do rifte (Superfície de desenvolvimento do meio-gráben). Observar que todos os falhamentos apresentam rejeitos semelhantes, e ocorre uma configuração geral de depressão sinforme na seção de início do rifte.	141
Figura 32. Trato de Alta Atividade Tectônica. A) Linha sísmica 6 mostrando o padrão divergente dos refletores do Trato de Sistemas de Alta Atividade Tectônica (seção entre os horizontes laranja e azul). B) Linha sísmica 6, com nivelamento horizontal (<i>flattening</i>) no topo do Trato de Sistemas de Alta Atividade Tectônica (superfície de mudança da atividade tectônica), evidenciando o padrão divergente dos refletores do trato de sistemas de alta atividade tectônica (seção entre os horizontes laranja e azul).....	142
Figura 33. Trato de Baixa Atividade Tectônica. A) Linha sísmica 7 mostrando a diminuição dos rejeitos da falha de borda no Trato de Sistemas de Baixa Atividade Tectônica, com a dominância da sismofácies 2, com algumas ocorrências da sismofácies 3. B) Linha sísmica 3, mostrando uma ocorrência dominante de sismofácies 2, com concentrações localizadas de sismofácies 3 no Trato de Sistemas de Baixa Atividade Tectônica (intervalo entre as superfícies azul e vermelho).....	143
Figura 34. Exemplo de sísmica em <i>normal phase</i> e os atributos sísmicos <i>RMS amplitude</i> e <i>Instantaneous phase</i> utilizados para a delimitação das <i>vents</i> hidrotermais.	144
Figura 35. A) Mapa de localização da linha sísmica III. B) Expressão sísmica (<i>normal phase</i>) da <i>vent</i> do tipo <i>dome</i> . C) Detalhe da <i>Vent</i> 01 em <i>normal phase</i> . D) Detalhe da <i>vent</i> 01 usando o atributo sísmico <i>RMS Amplitude</i> . E) Detalhe da <i>vent</i> 01 usando o atributo sísmico <i>Instantaneous Phase</i>	145
Figura 36. A) Mapa de localização da linha sísmica IV. B) Expressão sísmica (<i>normal phase</i>) da <i>vent</i> do tipo <i>eye</i> . C) Detalhe da <i>Vent</i> 02 em <i>normal phase</i> . D) Detalhe da <i>vent</i> 02 usando o atributo sísmico <i>RMS Amplitude</i> . E) Detalhe da <i>vent</i> 02 usando o atributo sísmico <i>Instantaneous Phase</i>	146
Figura 37. A) Linha sísmica VII com o poço E (que atinge a Formação Cabiúnas). B) Linha sísmica com interpretação das sismofácies. C) Sumário das três sismofácies integrado com a litologia do poço E. d) Quadro resumido com as três sismofácies observadas e detalhe sísmico. e) Mapa de localização das linhas sísmicas, poços e <i>vents</i>	147

Figura 38. Síntese das regras de interpretação dos atributos sísmicos e sua utilidade geológica na análise da textura sísmica.	148
Figura 39. Mapeamento das sismofácies nas linhas sísmicas nas bacias de Campos e Santos.	149
Figura 40. Painel comparativo da sismofácies 1 nas Bacias de Santos e Campos, em <i>normal phase</i> , <i>cosine phase</i> , <i>RMS amplitude</i> , e <i>Relative Acoustic Impedance</i>	150
Figura 41. Painel comparativo da sismofácies 2 nas bacias de Santos e Campos, em <i>normal phase</i> , <i>cosine phase</i> , <i>RMS amplitude</i> , e <i>Relative Acoustic Impedance</i>	151
Figura 42. Painel comparativo da sismofácies 3 nas bacias de Santos e Campos, em <i>normal phase</i> , <i>cosine phase</i> , <i>RMS amplitude</i> , e <i>Relative Acoustic Impedance</i>	152

Sobre a estrutura da Tese:

A presente tese intitulada “**Análise sismoestratigráfica de bacias rifte: definição de sismofácies e arcabouço tectono-estratigráfico**” foi desenvolvida no âmbito do Programa de Pós-Graduação em Estratigrafia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul com o apoio financeiro da Agência Nacional do Petróleo (ANP).

Esta tese de doutoramento apresenta três artigos, dois submetidos à *Marine and Petroleum Geology* e um à *Revista Pesquisas em Geociências*. A sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) No capítulo 1 são apresentadas as justificativas para o tema de estudo, as lacunas do conhecimento, além dos objetivos propostos e sua relevância no atual contexto exploratório das bacias marginais brasileiras.
- b) No capítulo 2 é descrita a localização e uma visão geral sobre a geologia da Bacia de Campos, incluindo também uma pequena síntese sobre o histórico exploratório. Em seguida a base de dados, metodologia e estado da arte apresentando uma abordagem teórica sobre bacias rifte.
- c) No Capítulo 3, são apresentados os três artigos integrantes desta tese na forma em que os manuscritos originais foram submetidos para publicação. São eles: Artigo 1: Tectonic-stratigraphic evolution based on seismic sequence stratigraphy. Example from the rift section of Campos Basin, Brazilian Eastern Margin (submetido à *Marine and Petroleum Geology*). Neste artigo foi abordado a evolução tectono-estratigráfica de um meio-gráben com base na análise sismoestratigráfica na Formação Lagoa Feia no intervalo rifte da Bacia de Campos. Artigo 2: Seismic characteristics and distribution of hydrothermal vent complexes in the Cretaceous Offshore Rift Section of Campos Basin (submetido à *Marine and Petroleum Geology*). Neste artigo é abordado o mapeamento sísmico das vents hidrotermais e corpos intrusivos associados na porção sul da Bacia de Campos. Como suporte para a caracterização destas estruturas foi usado exemplos descritos na bibliografia. Artigo 3: Reconhecimento e análise das fácies sísmicas no Grupo Lagoa Feia nas bacias de Campos e Santos (submetido à *Revista Pesquisas em Geociências*). Neste artigo foi realizado uma caracterização das fácies sísmica do intervalo rifte na Bacia de Campos com a posterior comparação para a Bacia de Santos.

-
- d) Seguindo, no Capítulo 4 é apresentada uma síntese integradora, que compõe a integração dos artigos apresentados, e o conjunto de conclusões da presente tese.
 - e) Para finalizar, no Capítulo 5 são listadas as referências citadas no corpo da tese, sendo as citações dos artigos listadas nos mesmos.

***Capítulo 1 – Fundamentos da
Tese***

1.1. INTRODUÇÃO

A exploração de hidrocarbonetos na Bacia de Campos iniciou-se na década de 50 com a perfuração de um poço em terra. Na década de 60 foram realizados os primeiros levantamentos sísmicos, e em 1974 foi descoberto o primeiro campo de óleo da bacia de Campos (Grassi et al., 2004). Atualmente, a Bacia de Campos é a bacia brasileira mais prolífica, aparecendo em primeiro lugar na produção de petróleo, com 66% da produção total, e em segundo lugar na produção de gás natural, com mais de 30% da produção total, no último Boletim da Produção Mensal de Petróleo e Gás Natural da ANP, mês de Julho de 2015 (ANP, 2015). A geração de hidrocarbonetos na Bacia de Campos ocorreu a partir da maturação térmica de folhelhos e margas de idade Barremiana, do Grupo Lagoa Feia, depositados na fase rifte em ambiente lacustre de água salobra a hipersalina, com incursões marinhas intermitentes no Barremiano Superior (Guardado et al., 2000). As grandes reservas recentemente descobertas no pré-sal encontram-se principalmente na região profunda da Bacia de Campos, e o intervalo do reservatório tem sido interpretado como pertencente a uma fase de reajuste tectônico relacionado aos esforços distensivos finais da fase rifte (Lentini et al., 2010). Assim, a compreensão do processo de rifteamento que antecedeu o desenvolvimento do pré-sal é fundamental para a exploração de hidrocarbonetos na Bacia de Campos.

A ausência de informação relacionada à fase rifte da Bacia de Campos ocorre devido aos escassos estudos desenvolvidos nessa seção e ao pouco volume de dados por causa da sua profundidade. Com a melhoria da qualidade dos dados sísmicos, é possível visualizar melhor o preenchimento das calhas riftes da Bacia de Campos, contribuindo para a compreensão da evolução inicial da Bacia. Com o reprocessamento e conseqüente melhoria da qualidade dos dados sísmicos é possível o uso de imagens sísmicas (atributos sísmicos) que evidenciem feições estruturais, contatos litológicos e visualização do intervalo rifte da Bacia de Campos, fato que contribui para uma melhor compreensão do processo de rifteamento.

Nesse contexto, os modelos estratigráficos também passaram por avanços consideráveis nos últimos 30 anos, principalmente com o advento da estratigrafia de seqüências nos anos 70 e 80, e a sua adequabilidade para diversos outros tipos de bacias nos anos 90 e 2000, proporcionando uma aplicabilidade confiável em bacias do tipo rifte. A sismoestratigrafia é uma técnica muito importante, pois permite o reconhecimento da arquitetura estratigráfica da bacia, possibilita o estabelecimento de

modelos de prospecção de petróleo em áreas pouco exploradas, através da correlação de poços e integração de diversas fontes de dados.

1.2. JUSTIFICATIVA

No intervalo rifte da Bacia de Campos podem ser visualizados dois principais problemas, referentes aos dados disponíveis para estudo (1), e sobre aspecto exploratório do Grupo Lagoa Feia (2).

(1) A grande maioria dos dados sísmico disponíveis no intervalo rifte são dados antigos de sísmica 2D processados e com bastantes ruídos. Isso se deve pelo limitado grau de imageamento nas camadas abaixo do sal. Além disso, existem problemas referentes a distribuição geográfica das linhas sísmica 2D, a baixa quantidade de poços perfurados até este intervalo, e a distribuição dos poços em relação as seções sísmicas. Porém, nas últimas três décadas houve um crescente aprimoramento dos conhecimentos e métodos para o processamento sísmico que permitiu o reconhecimento das características sísmicas de grande escala através da visualização dos padrões da reflexão sísmica.

(2) Sob o aspecto exploratório, a Bacia de Campos vem desde a década de 1970 apresentando reservatórios importantes de petróleo, inclusive com campos ainda produtores, nos calcarenitos e rudstones bioclásticos da Formação Coqueiros – Grupo Lagoa Feia (campos de Pampo, Trilha, Linguado e Badejo). No entanto, não há um estabelecimento de um arcabouço tectono-estratigráfico no Grupo Lagoa Feia. Diversos trabalhos (Dias et al., 1990; Rangel & Carminatti, 2000) estabeleceram um fatiamento desta unidade baseado em aspectos litológicos e não em aspectos estratigráficos. Dias et al. (1990) dividiram o Grupo Lagoa Feia em quatro sequências: basal, talco-estevensítica, coquinas e clástico-evaporítica. Apesar de usar a terminologia “sequência”, o Grupo Lagoa Feia não é separado utilizando superfícies chaves conforme estabelecido formalmente por Catuneanu (2006). Rangel & Carminatti (2000) separaram o Grupo Lagoa Feia em dez unidades deposicionais, nomeadas de Unidade A até Unidade J baseando-se no uso de biozonas (marcadores crono-deposicionais) e por discordância identificada nos logs de sísmica. Na atual carta cronoestratigráfica (Winter et al., 2007) há uma ampla discussão da caracterização litológica das formações que compõem o Grupo Lagoa Feia, porém não há limites cronoestratigráficos entre eles e controle espacial e temporal comprovável no arcabouço proposto. Desta forma, a utilização de uma metodologia em análise

estratigráfica baseada na estratigrafia de sequências irá proporcionar avanços mais significativos neste intervalo.

1.3. OBJETIVOS

Após a definição das principais problemáticas ainda pertinentes no intervalo rifte da Bacia de Campos, os principais objetivos da tese são:

Objetivo central do trabalho:

O principal objetivo deste trabalho consiste na análise sismoestratigráfica (Vail & Mitchum 1977, Abreu, 1997, Neal & Abreu, 2009 e Kuchle & Scherer, 2010) aplicados para bacias rifte (Prosser, 1993; Bosence, 1998; Gawthorpe & Leeder, 2000; Morley, 2002; e Kuchle & Scherer, 2010) da seção rifte da bacia de campos. Através disso, pretende-se caracterizar as sismofácies e definir a evolução tectono-estratigráfica deste intervalo. Assim, o arcabouço estratigráfico aqui proposto apresenta um padrão evolutivo que compreende reservatórios jamais testados em diversos locais ainda não explorados da Bacia de Campos, facilitando assim campanhas exploratórias futuras.

Objetivos Específicos:

- Fazer um mapeamento sismoestratigráfico com base em nos modelos propostos por (Vail & Mitchum (1977), Abreu (1997), Neal & Abreu (2009) e Kuchle & Scherer (2010). Utilizando linhas sísmicas 2D selecionadas, atributos sísmicos e dados litológicos, objetiva-se definir as sismofácies constituintes, unidades sísmicas, e superfícies estratigráficas.
- Estabelecer um arcabouço tectono-estratigráfico, com base nos conceitos de bacias rifte (Prosser, 1993; Bosence, 1998; Gawthorpe & Leeder, 2000; Morley, 2002; e Kuchle & Scherer, 2010);
- Fazer a transposição das superfícies reconhecidas para as demais linhas sísmicas;
- Mapeamento, caracterização e interpretação de feições de sismofácies que estão relacionadas a vents hidrotermais com base em dados sísmicos, fornecendo assim um mapeamento, caracterização e interpretação destas feições de forma inédita na Bacia de Campos.

***Capítulo 2 – Geologia,
Metodologia e Revisão
conceitual***

2.1. LOCALIZAÇÃO

A Bacia de Campos está localizada na margem leste brasileira, estendendo-se desde as imediações da Cidade de Cabo Frio, litoral do Estado do Rio de Janeiro, até o sul do Estado do Espírito Santo, entre os paralelos 21° e 23° Sul. Esta bacia limita-se a norte com a Bacia do Espírito Santo por uma elevação do embasamento denominada Alto de Vitória, e a sul com a Bacia de Santos pelo Alto de Cabo Frio (Figura 1). Abrangendo uma área total de 115.800 km², a Bacia de Campos possui uma pequena parte, 5.800 km², em terra, e o restante em mar. Da porção offshore, 43.120 km² situam-se entre cotas batimétricas de 0-400 m, 5.600 km² entre as 400-1.000 m e 61.280 km² entre cotas batimétricas de 1.000-3.000 m.

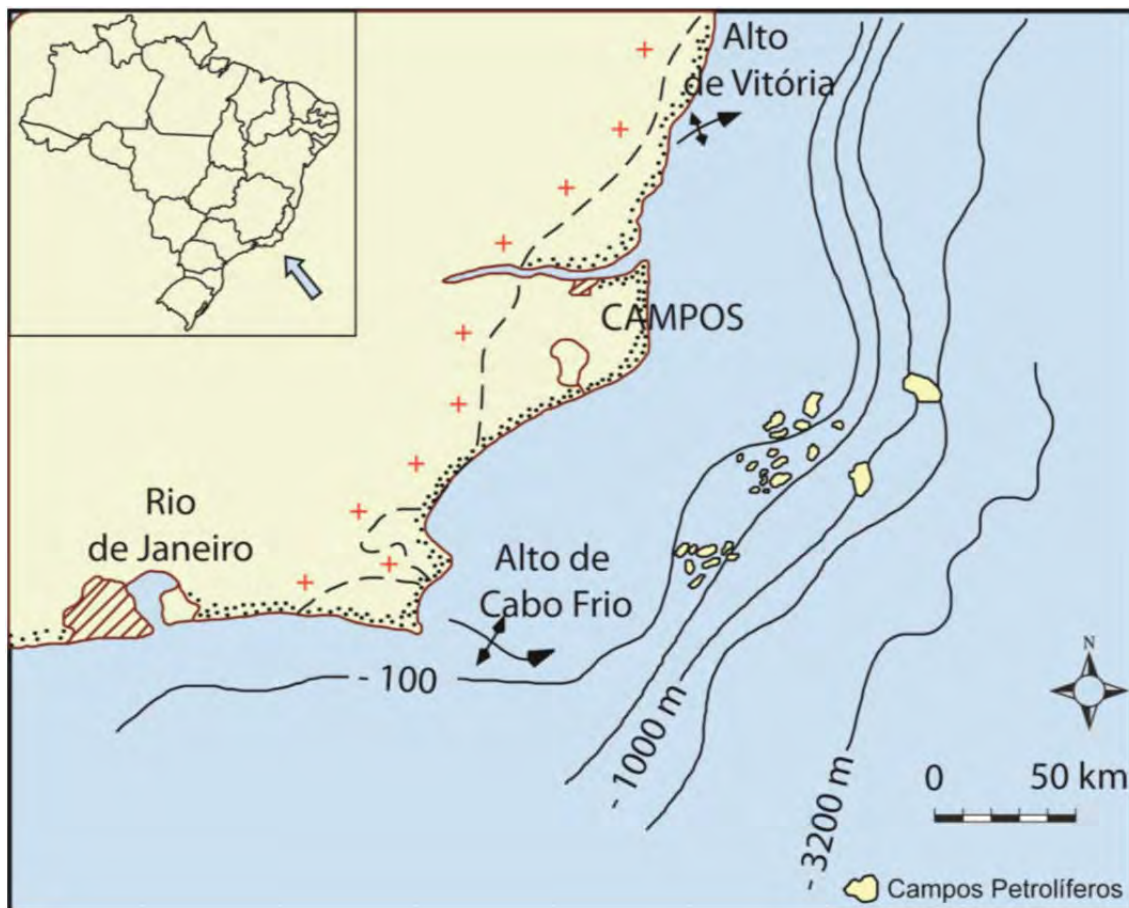


Figura 1. Localização da Bacia de Campos, entre os Arcos de Vitória e Cabo Frio (Modificado de Moraes, 1989).

2.2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia de Campos apresenta dois estilos tectônicos distintos: tectônica diastrófica, que afeta os sedimentos da fase rifte, e tectônica adiastrófica, relacionada à halocinese, que atua sobre os sedimentos da fase transicional e drifte (Chang et al., 1990). Nas estruturas da fase rifte observa-se um paralelismo entre os falhamentos da bacia e os principais alinhamentos do embasamento adjacente, com direção NE (Dias et al., 1990).

O padrão tectônico exibido na seção rifte é o de *horsts*, *grabens* e *half-grabens*, alongados na direção NE, limitados por falhas sintéticas e antitéticas. Falhamentos subordinados ocorrem nas direções NNW-SSE e E-W (Figura 2). A Charneira de Campos é uma feição importante na bacia, pois separa as áreas de embasamento raso e embasamento profundo, em cujo bloco baixo se depositou uma espessa seção rifte (Figura 3).

Dentre os altos presentes na Bacia de Campos destaca-se o Horst Regional de Badejo, com mergulho para N (Chang et al., 1990). Nos altos contemporâneos à deposição do Grupo Lagoa Feia foram depositados os melhores reservatórios de coquinas (Baumgarten et al., 1988). Por outro lado, nos baixos sindeposicionais de Corvina-Parati, São Tomé, Marlim e Norte de Albacora acumularam-se espessas seções de pelitos, que constituem as rochas geradoras da Bacia de Campos. Uma importante discordância de idade aptiana, conhecida como discordância pré-Alagoas, separa os depósitos da fase rifte, dos estratos da fase pós-rifte.

O padrão tectônico da fase pós-rifte é caracterizado principalmente por falhas relacionadas ao fluxo de sal, de geometria lítrica, com anticlinais e calhas associadas, domos e diápiros de sal e estruturas geneticamente relacionadas (Figura 2 e Figura 3). Algumas reativações de falhas do embasamento também afetaram os sedimentos da fase transicional e drifte.

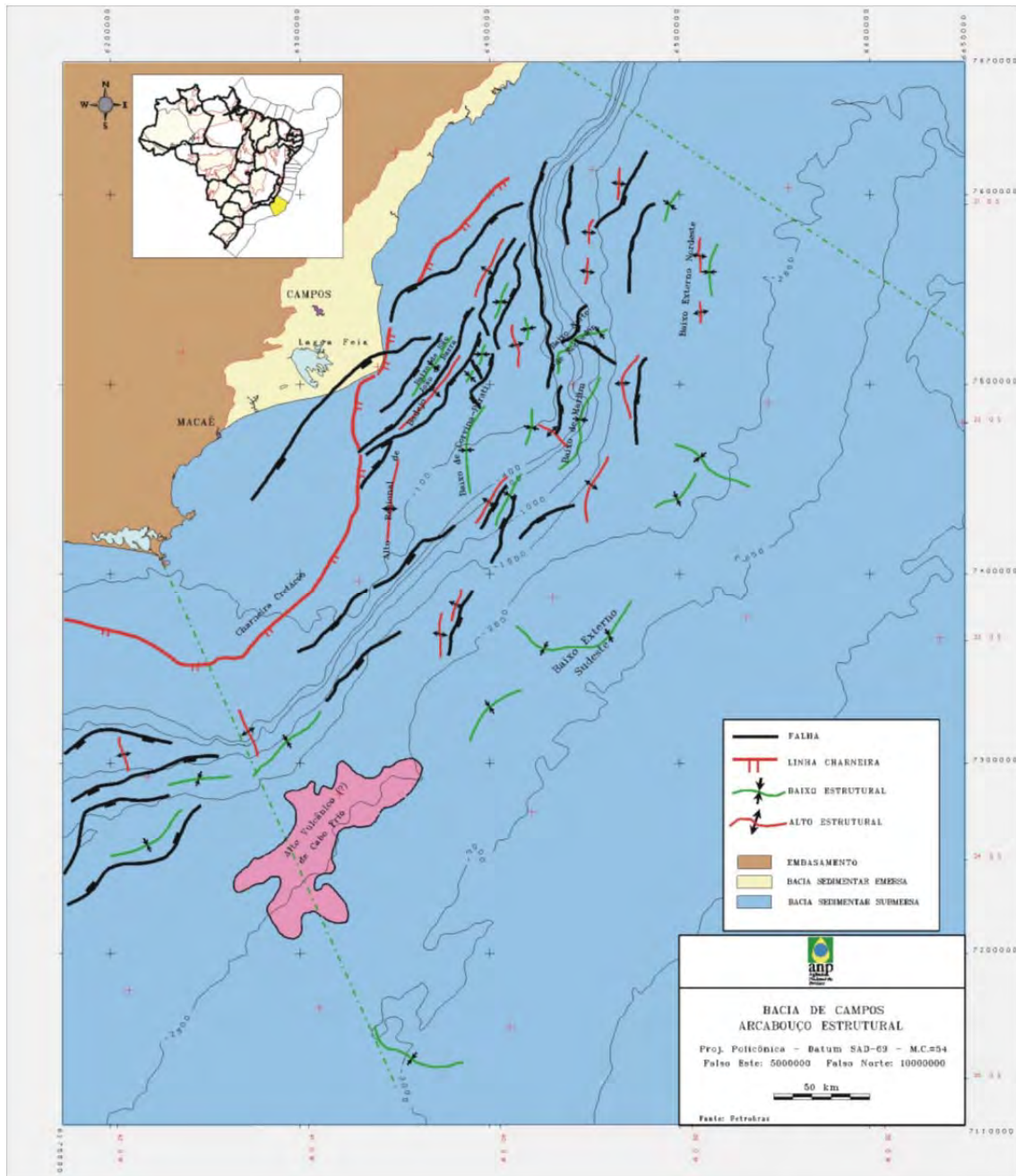


Figura 2: Arcabouço estrutural da Bacia de Campos. Extraído da ANP (site ANP – Round 4).

condições climáticas áridas a semi-áridas, correspondendo aos sedimentos evaporíticos da Formação Retiro (Winter et al., 2007).

A partir do Mesocretáceo (Turoniano–Coniaciano), se instaura na bacia um ambiente marinho franco, transgressivo. A transgressão resultou na deposição de uma espessa cunha de sedimentos siliciclásticos e carbonatos de plataforma rasa, que deram lugar a calcilutitos, margas e folhelhos de ambiente marinho cada vez mais profundo (Winter et al., 2007). A Supersequência Drifte, ou sequência marinha, iniciou-se após o término do evento de rifteamento e a abertura efetiva do Oceano Atlântico Sul, com a formação de uma rampa carbonática-clástica, sob clima quente e seco. Esta sedimentação desenvolveu-se durante o Albiano, acompanhando uma elevação do nível relativo do mar, e é representada pelos carbonatos oolíticos de água rasa da Fm. Quissamã do Gr. Macaé (Eo- Albiano), que gradam no topo da seqüência para calcilutitos, margas e folhelhos do Fm. Outeiro (Neo-Albiano/Turoniano) (Winter et al., 2007). Concomitantemente à deposição destas duas unidades, em áreas mais proximais, foram depositados conglomerados polimíticos, arenitos e calcilutitos e margas da Fm. Goitacás. Ocasionalmente, em épocas de rebaixamento do nível do mar, foram gerados depósitos turbidíticos da Fm. Namorado. Nesta época começou a movimentação do sal depositado na fase anterior (halocinese), causada pelo basculamento progressivo da bacia para leste devido à subsidência térmica e à sobrecarga de sedimentos (Dias et al., 1990).

A partir do Neopaleoceno se instala na bacia uma configuração marinha regressiva, permanecendo até os dias atuais. Esta configuração se caracteriza por um conjunto de sedimentos clásticos progradantes, e compreende sistemas deposicionais que incluem desde leques costeiros e plataformas carbonáticas (Formação Emborê) até sistemas de talude e bacia profunda (Formação Ubatuba). Esta mudança no estilo sedimentar em relação à megasequência subjacente foi influenciada pela queda eustática de primeira ordem do nível do mar, aliada à baixa taxa de subsidência térmica e ao aumento do aporte sedimentar relacionado ao soergimento da Serra do Mar durante o Terciário (Chang et al., 1990). A tectônica halocinética persistiu, gerando áreas rebaixadas que captaram sedimentos turbidíticos. Grandes sistemas turbidíticos estão presentes nesta megasequência e constituem importantes reservatórios de petróleo (Figueiredo & Mohriak, 1984; Guardado et al., 1990).

2.3. ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

A primeira carta estratigráfica da Bacia de Campos foi proposta por Schaller (1973), e posteriormente modificada por Beltrami *et al.* (1982) e Rangel *et al.* (1994). A carta estratigráfica mais recente da Bacia de Campos foi proposta por Winter *et al.* (2007) (Figura 4). Nesta nova proposta, as formações Lagoa Feia e Macaé foram elevadas a Grupo, e os membros componentes das mesmas foi respectivamente elevados a Formação.

O embasamento cristalino da Bacia de Campos é constituído por gnaisses de idade pré-cambriana (Rangel *et al.*, 1994; Winter *et al.*, 2007). Sobrepostos a estes ocorre a Formação Cabiúnas, caracterizada por uma sucessão vulcano-sedimentar de idade neocomiana (Misuzaki *et al.*, 1988) com espessuras máximas perfuradas de 650 m (Winter *et al.*, 2007). Esta unidade é constituída por derrames de basaltos toleióticos, com amígdalas preenchidas por calcita e clorita, tufos, brechas hidrovulcânicas, e rochas epiclásticas e de granulometria fina (Mizusaki, 1986; Mizusaki *et al.*, 1988). O estudo detalhado da Formação Cabiúnas indicou vulcanismo subaéreo nos campos de Badejo e Pampo, e subaquoso (lacustre) na região de Linguado (Mizusaki, 1986; Mizusaki *et al.*, 1988). Idades K/Ar em rocha total (Mizusaki *et al.* 1992) em Badejo, Linguado, Pampo e no poço 1-RJS-0036-RJ variam de 134 a 111 Ma.

A sucessão rifte da Bacia de Campos corresponde à Formação Cabiúnas e à porção inferior do Grupo Lagoa Feia (formações Atafona, Coqueiros e Itapaboana) (Winter *et al.*, 2007). A Formação Atafona foi depositada no Andar Barremiano (andares locais Aratu superior e Buracica), a Formação Coqueiros tem idade do Barremiano superior ao Aptiano inferior (andar local Jiquiá), e a Formação Itapaboana do Barremiano ao Aptiano inferior (Winter *et al.*, 2007).

O Grupo Lagoa Feia é caracterizado por sedimentos siliciclásticos, carbonáticos e evaporíticos depositados durante a fase rifte e pós-rifte (Figura 4). Segundo Guardado *et al.* (2000), as espessuras deste pacote variam de 200 m para mais de 1.500 m, tendo sido depositado em ambiente continental. O Grupo Lagoa Feia é composto pelas formações Atafona, Itapaboana, Coqueiros, Macabu, Gargaú e Retiro. A Formação Atafona é constituída por arenitos, siltitos e folhelhos depositados em ambiente lacustre alcalino onde se precipitaram minerais de talco e estevensita (Winter *et al.*, 2007). A Formação Coqueiros é representada por depósitos de coquinas compostos predominantemente por moluscos bivalves, intercalados com folhelhos e

carbonatos lacustres (Winter *et al.*, 2007). Segundo Baumgarten *et al.* (1988), os depósitos de coquinas são compostos por ciclos deposicionais de fácies de calcirrudito, calcarenito, calcilutito e aleatoriamente fácies de bioacumulados, podendo formar pacotes com espessuras maiores que 100 metros (Winter *et al.*, 2007). A Formação Itapaboana é composta por conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos depositados nas porções proximais da bacia e ao longo da falha de borda (Winter *et al.*, 2007). As formações Macabu e Gargau são constituídas por sedimentos carbonáticos, margas e arenitos, depositados em ambiente transicional raso (Winter *et al.*, 2007). A Formação Retiro é caracterizada por depósitos evaporíticos compostos por anidrita, halita e carnalita/silvita depositadas em ambiente marinho/lagunar sob clima árido (Winter *et al.*, 2007). As camadas de halita ocorrem remobilizadas, originando domos de sal que cortam as camadas subjacentes (Rangel *et al.* 1994). A porção superior do Grupo Lagoa Feia (formações Gargaú, Macabu, Retiro e Itapaboana superior) foi depositada já na fase pós-rifte da Bacia de Campos.

A sucessão pós-rifte e drifte da Bacia de Campos inclui os grupos Macaé e Campos. O Grupo Macaé é caracterizado por sedimentos carbonáticos depositados sobrepostos aos evaporitos da Formação Retiro (Winter *et al.*, 2007). Este grupo é constituído pelas formações Goitacás, Quissamã, Outeiro, Namorado e Imbetiba. A Formação Goitacás e a Formação Quissamã estão localizadas na porção proximal da Bacia de Campos, enquanto que as formações Outeiro e Namorado localizam-se na porção distal. A Formação Goitacás é representada por sedimentos siliciclásticos compostos por conglomerados e arenitos. A Formação Quissamã é representada por depósitos carbonáticos constituídos por calcarenitos e calcirruditos oolíticos. Informalmente é chamada de “Macaé Inferior” ou também “Macaé Água Rasa” (Rangel *et al.* 1994). Sobrepostos a estas camadas ocorre a Formação Outeiro, também conhecida por “Macaé Superior” ou “Seção Bota” devido a seu padrão em perfis elétricos. Esta unidade é constituída por calcilutitos, margas e folhelhos, por vezes com a intercalação de camadas arenosas isoladas da Formação Namorado (Rangel *et al.* 1994). A Formação Namorado é representada por depósitos arenosos originados por fluxos hiperpicnais, composto por arenitos arcoseanos turbidíticos (Winter *et al.*, 2007). A Formação Imbetiba inclui depósitos de pelitos e margas de idade cenomaniana (Winter *et al.*, 2007) com ocorrência isoladas dos arenitos turbidíticos da Formação Namorado. Os pelitos da Formação Imbetiba compõem uma grande cunha clástica que cessou a formação dos carbonatos do Grupo Macaé (Winter *et al.*, 2007).

O Grupo Campos consiste em sedimentos depositados do Turoniano ao Recente em ambiente marinho progressivamente mais profundo. Este grupo engloba as formações Ubatuba, Carapebus e Emborê (Winter *et al.*, 2007). A Formação Ubatuba é constituída por até milhares de metros de folhelhos depositados em ambiente marinho (Rangel *et al.*, 1994). Intercalados com a Formação Ubatuba ocorrem os depósitos siliciclásticos de arenitos finos a conglomeráticos originados por fluxos hiperpicnais em ambiente marinho profundo da Formação Carapebus (Winter *et al.*, 2007). A Formação Emborê é composta pelo Membro São Tomé, constituída por sedimentos clásticos grossos e pelos membros Siri e Grussai, constituídas por calcarenitos bioclásticos.

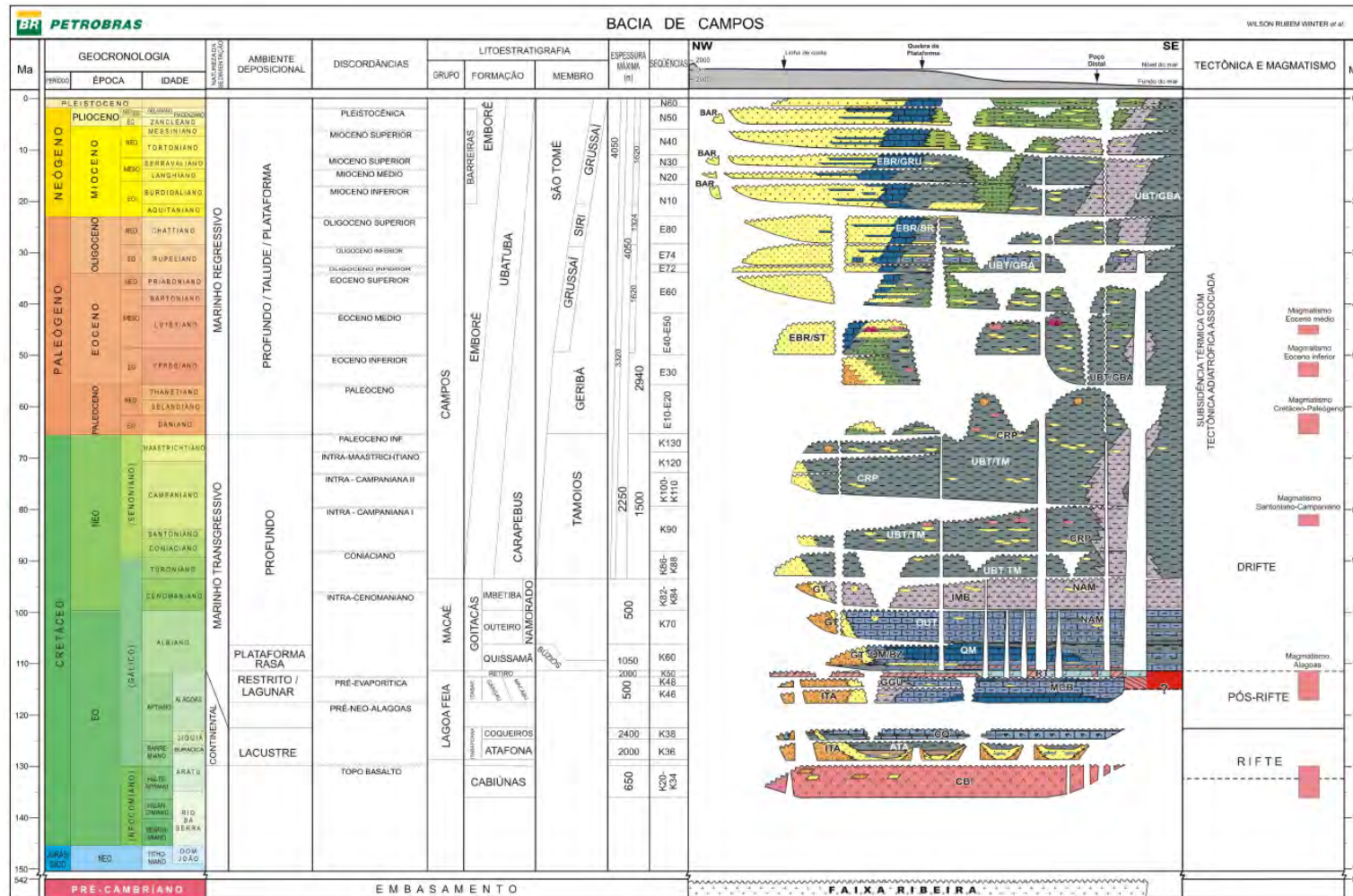


Figura 4. Carta estratigráfica da Bacia de Campos. Extraído de Winter *et al.* (2007).

2.4. BASE DE DADOS

Para o desenvolvimento desta tese foram usados dados sísmicos 2D, poços (testemunhos e perfis litológicos e geofísicos), a fim de estabelecer um arcabouço tectono-estratigráfico para o intervalo em questão. Estes dados são oriundos do projeto de pesquisa envolvendo UFRGS e BG Brasil, já concluído (2012-2014), intitulado Deep Rift - Estudo integrado Estratigráfico, sedimentológico e petrológico da seção rifte das Bacias de Campos e Santos, coordenado pela Prof. Dra. Karin Goldberg.

A base de dados disponíveis para a realização do trabalho sísmico na Bacia de Campos compreendeu linhas sísmicas e poços. Foram selecionadas 282 linhas sísmicas 2D, visando o melhor recobrimento da área da Bacia de Campos para o desenvolvimento do mapeamento e interpretações sísmicas e 3 linhas na Bacia de Santos para a análise sismoestratigráfica. O mapa com as linhas sísmicas carregadas pode ser observado na Figura 5. Foram carregados 20 poços exploratórios, deste total, 13 poços tiveram seus testemunhos descritos e 12 com dados de relação tempo x profundidade (*checkshot*), permitindo um posicionamento do poço no domínio sísmico (tempo). A delimitação da área de estudo, onde as superfícies e intervalos foram mapeados sistematicamente em todas as linhas sísmicas carregadas, baseou-se na disponibilidade de linhas sísmicas de boa a razoável qualidade.

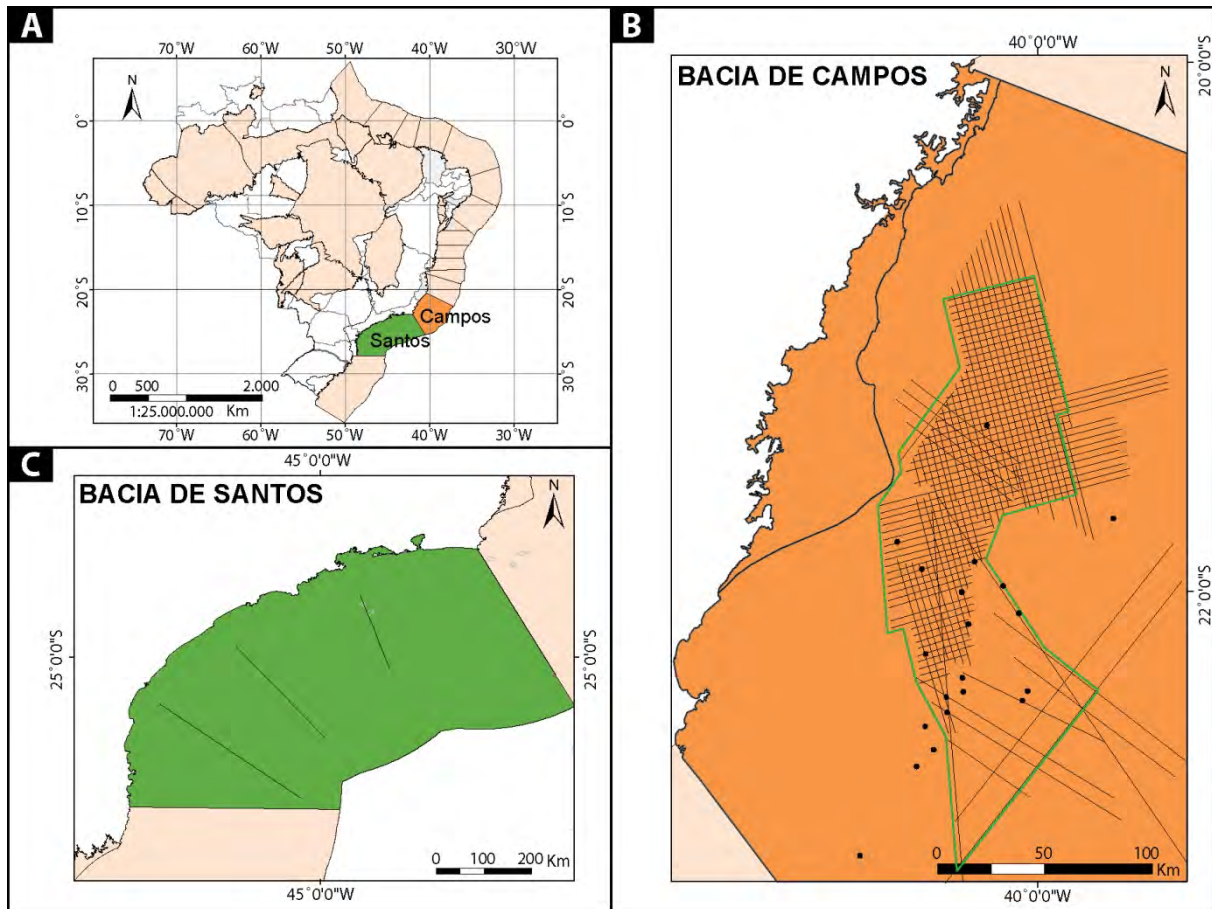


Figura 5: Mapa com as linhas sísmicas e poços carregados, compreendendo a base de dados do estudo.

2.5. METODOLOGIA

2.5.1. Atributos Sísmicos

Atributos sísmicos são recursos aplicados em dados sísmicos a fim de realçar feições estratigráficas e estruturais. Inúmeros trabalhos utilizam esses artifícios para o mapeamento de falhas e contatos litológicos em sísmica 2D e 3D. O intervalo analisado na sísmica 2D compreende algumas feições estruturais e contatos litológicos difíceis de serem caracterizados sem o subsídio de atributos sísmicos. Desta forma, visando à caracterização estrutural e estratigráfica foram aplicados os seguintes atributos: Cosine phase, Sweetness, RMS amplitude e Relative acoustic Impedance (RAI). O atributo Cosine phase foi aplicado para obter o melhor reconhecimento de discontinuidades entre as camadas. O atributo Sweetness possibilitou a interpretação do topo da Formação Cabiúnas, e os atributos RAI e RMS amplitude foram utilizados para realçar a textura e geometria interna dos refletores. A

partir da combinação dos quatro atributos aplicados foi possível a interpretação das fácies sísmicas do intervalo.

Cosine phase: a fase instantânea é definida para qualquer sinal complexo. O *cosine phase* deriva estritamente disso, representando o cosseno da fase instantânea. Esse atributo é de grande importância já que determina a localização de eventos no traço sísmico e leva ao cálculo de outras grandezas instantâneas. O *cosine phase* deixa grandes eventos mais claros e é eficiente em salientar descontinuidade nos refletores, falhas, *pinch-outs*, angularidades, mudanças no acamadamento (Chopra & Marfurt, 2007) limites de sequências sísmicas, padrões de acamadamento sedimentar e regiões com padrão *onlap/offlap* normalmente são exibidos com maior clareza utilizando esse atributo. Para a delimitação das unidades é usado o limite entre os padrões. Neste trabalho o *Cosine Phase* foi utilizado para estabelecer a continuidade do padrão dos refletores e visualização de falhas (Figura 6).

Sweetness: o *sweetness* é derivado matematicamente, dividindo a intensidade de reflexão (também conhecido como “amplitude instantânea ou envelope” ou “envelope de amplitude”) pela raiz quadrada da frequência instantânea. Intensidade de reflexão é uma amplitude independente de atributos de fase, e é sempre positiva, tendo a mesma gama de valores e amplitude de onde é derivada. A frequência instantânea é a taxa da mudança de fase, é medida em hertz, e está relacionada tanto ao comprimento de banda da sísmica quanto à espessura da camada. Como consequência, esse atributo é extremamente sensível à variação da frequência de amplitude dependente (Chopra & Marfurt, 2007). Com este atributo, através do uso dos contrastes claros e escuros foi possível o mapeamento da seção rifte. Nessa análise sísmica este atributo tem se mostrado muito eficiente no mapeamento do topo das unidades vulcânicas de todo pacote de dados (Figura 6).

RMS amplitude: é definida como a cobertura da amplitude do sinal calculado pela raiz da soma dos componentes imaginários e reais do sinal, similar a intensidade de reflexão. Porém, no RMS amplitude se destaca as anomalias de amplitude dentro dos conjuntos de dados sísmicos (Chopra & Marfurt, 2007). Portanto, ocorre a transformação de picos e calhas do sinal sísmico em positivo e background (próximo a zero) em negativo. Nesta análise sísmica este atributo possibilitou a melhor visualização das fácies sísmicas principalmente para os carbonatos e evaporitos e o mapeamento da base do sal (Figura 6).

RAI - Relative Acoustic Impedance: esse atributo é resultado de uma simples integração do sinal complexo. Representa a aproximação do componente de maior frequência da

impedância acústica relativa (Chopra & Marfurt, 2007). Através da inversão de picos e calhas ocorre a ampliação da frequência da reflexão e assim, realça a textura. Este atributo mostrou-se extremamente eficiente em destacar as texturas sísmicas das variadas subunidades reconhecidas e mapeadas dentro da seção sin-rifte e o reconhecimento das litofácies carbonáticas e evaporíticas (Figura 6).

A Figura 6 apresenta uma síntese das regras de interpretação para cada atributo utilizado, assim como sua aplicabilidade e expressão visual no intervalo analisado.

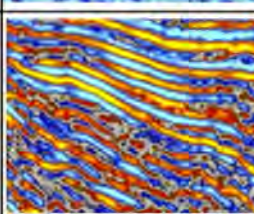
Atributo sísmico	Utilidade	Regras de interpretação	Expressão visual
Sweetness X2 Trace AGC	Usar os contrastes claros e escuros para o mapeamento da seção rifte	Usar o limite entre as áreas claras e escuras	
Cosine Phase	Estabelecer continuidade do padrão dos refletores e visualização de falhas	Usar o limite entre os padrões	
RMS Amplitude	Melhoramento visual das fácies sísmicas - principalmente para carbonatos e evaporitos - mapeamento da base do sal	Transforma picos e calhas do sinal sísmico em positivo e background (próximo a zero) em negativo	
RAI - Relative Acoustic Impedance	Melhoramento visual das fácies sísmicas - principalmente para carbonatos e evaporitos - mapeamento da base do sal - juntamente com o atributo cosine phase, mapeamento das falhas	- Inversão de picos e calhas Pico: (-) Calha: (+) - Amplia a frequência da reflexão - Realça a textura	

Figura 6. Síntese das regras de interpretação dos atributos sísmicos e sua utilidade geológica na análise da textura sísmica.

2.5.2. Interpretação sismoestratigráfica

Após o carregamento das linhas sísmicas e geração dos atributos, foram escolhidas duas linhas consideradas representativas das principais estruturas, compreendendo as melhores feições de preenchimento de dentro da área de estudo visando a interpretação detalhada de refletores sísmicos, delimitação das unidades sísmicas e das sismofácies, e assim, a determinação do diagrama cronoestratigráfico, conforme a metodologia desenvolvida por Vail & Mitchum (1977) e Neal & Abreu (2009).

A interpretação sísmica é dada inicialmente pelo rastreamento dos padrões das continuidades laterais de refletores, identificação das terminações e padrões estratais. Após o mapeamento dos refletores são delimitadas as unidades sismoestratigráficas.

As unidades sismoestratigráficas representam um conjunto de estratos cronoestratigraficamente relacionados que apresentam expressão sísmica, sendo delimitadas no topo e na base por terminações de refletores (*onlaps*, *downlaps*, *toplaps* e truncamentos erosivos). Estas superfícies separam sucessões coerentes de terminações de refletores, podendo serem utilizadas como limites de unidades sismoestratigráficas. Algumas destas superfícies podem indicar discordâncias ocorridos dentro de um período de tempo relativo. As unidades sismoestratigráficas são compostas por conjuntos de sistemas deposicionais geneticamente relacionados e dispostos lateralmente. A identificação dos sistemas deposicionais que ocorrem nas unidades sismoestratigráficas é dada a partir do contexto paleomorfológico e também pela interpretação de sismofácies.

Fácies sísmica foi definida por Brown Jr. & Fisher (1977) como uma unidade tridimensional, com uma área definida, constituída por reflexões sísmicas cujos parâmetros inerentes diferem das fácies adjacentes. Uma fácies sísmica é o registro nas reflexões sísmicas dos fatores geológicos que as geram, tais como: tipo de litologia, estratificação, feições deposicionais, etc. A análise de fácies sísmicas é feita através da interpretação geológica e descrição dos parâmetros de reflexão sísmicas, sendo eles a continuidade, configuração, amplitude, frequência dos refletores e velocidade intervalar (Mitchum Jr. *et al.*, 1977). Esses parâmetros analisados foram correlacionados aos intervalos que continham dados de rocha, dando maior robustez às sismofácies definidas.

A disposição espacial das unidades sismoestratigráficas mostra o arranjo arquitetural dos sistemas deposicionais durante o preenchimento de cada meio-gráben. O empilhamento das unidades através do estabelecimento de sua idade relativa permite desenvolver um controle temporal, com o fornecimento de uma carta cronoestratigráfica da seção.

A integração dos dados sedimentológicos (testemunhos), petrológicos (seções delgadas), e sismoestratigráficos (unidades sismoestratigráficas, sismofácies e cartas cronoestratigráficas) permite estabelecer um arcabouço estratigráfico, formado por superfícies consideradas fundamentais e mapeáveis na área de estudo.

2.5.3. Mapeamento sísmico

No mapeamento sísmico sistemático foram utilizados os atributos sísmicos, conforme descrito na Figura 6, para determinar os horizontes de topo e base do intervalo, além da superfície da base do sal e fundo do mar e falhas. O detalhamento das linhas sísmicas chave possibilitou a identificação de duas estruturas internas, mapeadas sistematicamente em toda a área selecionada.

Desta forma, os seguintes horizontes sísmicos foram mapeados: Topo da Formação Cabiúnas, Superfície de desenvolvimento do meio-gráben, Superfície de mudança da atividade tectônica, Discordância pós-rifte, Base do sal e Superfície do fundo do mar. Foram também identificados dez segmentos de falhas principais, além de cinquenta e sete falhas secundárias ao longo de todas as linhas sísmicas.

2.5.4. Construção das Superfícies Sísmicas

Com o mapeamento sistemático dos horizontes sísmicos, realizado em todas as linhas sísmicas da área de estudo, obteve-se uma distribuição homogênea dos dados, com uma distância média de 2,5 km. Desta forma, o algoritmo recomendado para a interpolação de dados, quando estes se encontram densamente distribuídos, é a mínima curvatura. A interpolação é um procedimento de estimativa do valor de um atributo em locais não amostrado, a partir de pontos amostrados na mesma área ou mesma região. No caso da mínima curvatura, algoritmo utilizado para esta interpolação, sua aplicação gera uma superfície que minimiza a curvatura da mesma, resultando em uma superfície suavizada que passa através dos pontos amostrados, reproduzindo os valores desta variável. A definição da malha foi dada para se obter um melhor detalhamento e resolução dos dados, sendo aplicada uma malha de 250 x 250 metros.

2.5.5. Construção dos Mapas de Isócronas

Mapa de espessuras é a representação dos contornos de mesma espessura de um corpo geológico. Dentre os mapas de espessuras, podem-se construir mapas de isópacas que representam a espessura total de uma unidade em sistema métrico e mapas de isócronas quando as espessuras são dadas em tempo sísmico.

2.5.6. Análise Sismoestratigráfica

A análise sismoestratigráfica foi executada através da interpretação sísmica completa de linhas sísmicas fundamentais, com interpretação de terminações de refletores, unidades sismoestratigráficas, sismofácies e desenvolvimento de cartas cronoestratigráficas. A caracterização das sismofácies e o mapeamento sísmico das superfícies do arcabouço estratigráfico utilizaram os atributos sísmicos (1) *sweetness*, (2) *cosine phase*, (3) *RMS amplitude*, e (4) *relative acoustic impedance*. O arcabouço estrutural da área de estudo foi construído através da identificação e mapeamento das falhas de borda e dos refletores que delimitam topo e base das calhas rifte.

2.6. ESTADO DA ARTE: BACIAS RIFTE

2.6.1. Conceitos Fundamentais

Unidade Fundamental - Meio-Gráben: é composto basicamente por uma falha de borda e por uma margem flexural, formando assim, uma geometria em cunha. A configuração deste bloco é dada por uma rampa de declive variável, o *hangingwall*, e um bloco que sustenta a falha de borda, o *footwall* (Figura 7). É na porção denominada *hangingwall* que ocorre um movimento relativo descendente, enquanto que no *footwall* ocorre um movimento relativo ascendente, (Kuchle *et al.*, 2005). Em uma área onde há um conjunto de meio-grábens adjacentes, o *footwall* de um meio-gráben é o *hangingwall* do meio-gráben adjacente, o que torna esses sistemas extremamente complexos. Desta forma, considera-se *hangingwall* (Figura 7) toda a região do meio-gráben que sofre subsidência, enquanto que toda a região que sofre soerguimento é denominada de *footwall* (Kuchle *et al.*, 2005). A geometria de um meio-gráben é o principal fator que controla a distribuição dos sistemas deposicionais de um rifte. Um meio-gráben deve ser analisado individualmente, pois a tectônica varia dentro da bacia, mudando o comportamento distensivo ao longo do tempo dentro da área. Com isso ocorre variação do tempo geológico e evolução. Desta forma, cada meio-gráben possui um tipo de evolução (desenvolvimento, preenchimento e preservação) individual.

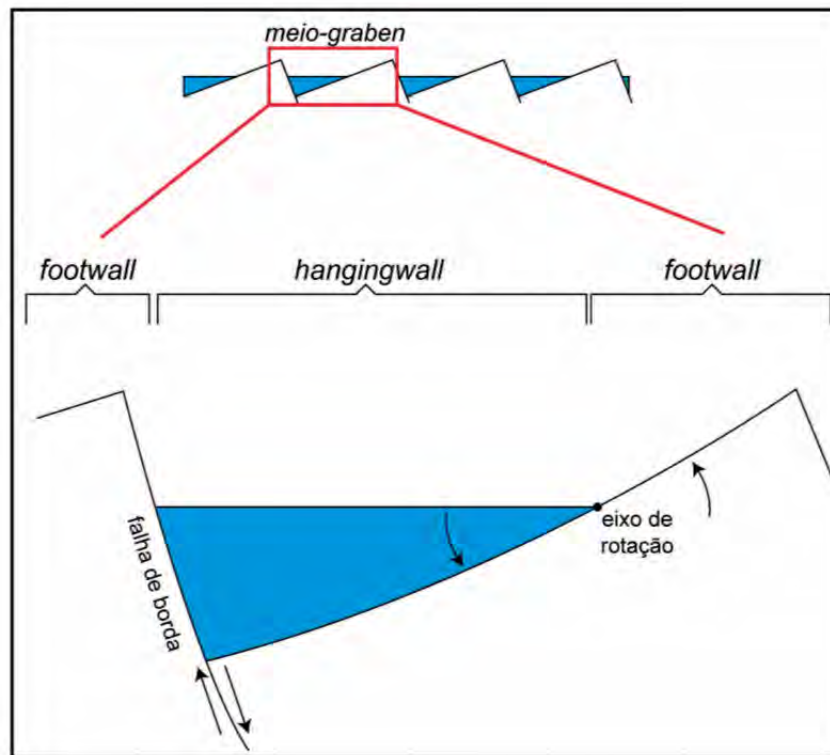


Figura 7. Proposta de compartimentação interna de um meio-graben. Extraído de Kuchle *et al.*, 2005

Parâmetros Controladores: Segundo Bosence (1998) há um grande número de fatores controladores na estratigrafia de bacias rifte, porém a tectônica, o clima e o magmatismo são os principais que regem a deposição de sedimentos (Figura 8). Esses controles podem tanto ser restritos às diferentes fases da evolução rifte, como também perdurar em todos os estágios da bacia. No entanto, a tectônica, o clima e o magmatismo, controlam direta, ou indiretamente as taxas de criação e destruição de espaço de acomodação e as taxas de aporte sedimentar. Desta forma, têm um papel fundamental nos padrões de empilhamento e no desenvolvimento dos diferentes sistemas deposicionais. O aporte sedimentar e o espaço de acomodação como derivados destes parâmetros controladores principais.



Figura 8. Fatores controladores da estratigrafia em bacias rifte. (Modificado de Bosence, 1998).

Tectônica: é o principal fator de controle em uma bacia rifte, que se forma através de esforços distensivos da crosta continental, retratada na forma de um sistema de deformação rúptil (falhamentos). A tectônica, através dos pulsos tectônicos, controla a criação e a preservação de sucessões sedimentares, além da formação, destruição do espaço de acomodação e sedimentação dentro de um meio-gráben. A evolução estrutural de um rifte pode ser bastante complexa, pois envolve a interação entre os campos tensionais com estruturas preexistentes, e a nucleação de novas falhas que se propagam lateralmente (Gawthorpe & Leeder, 2000). Desta forma, ocorre uma ampla variação espacial nas taxas de subsidência dentro de um meio graben e entre grábens adjacentes.

Clima: o clima é fundamental para o preenchimento da bacia, mas não é determinante para sua geração, pois riftes ocorrem em todas as zonas climáticas do mundo (Bosence, 1998). O clima age diretamente sobre os padrões, litologias e estilos de sedimentação, controlando o tamanho e o potencial de transporte e acumulação das redes de drenagens, taxas de intemperismo e erosão, composição clástica, produção de carbonatos, precipitação de evaporitos, variação do nível do lago e diagênese (Bosence, 1998). Desta forma, contribuem para a arquitetura de fácies e de modelos deposicionais das bacias riftes que são fortemente dependentes do clima da região (Scholz *et al.*, 1998), além de ser determinante nas flutuações do nível de base.

Magmatismo: O magmatismo precoce em um sistema rifte é indicativo de riftes ativos, associados com plumas mantélicas. O magmatismo também é importante na disponibilização de material clástico para transporte e deposição. Exerce um forte controle do preenchimento de bacias rifte, pois, a dinâmica tectônica, os padrões de preenchimento, os sistemas deposicionais e modelos de fácies são diferentes quando ocorrem eventos vulcânicos intercalados com rochas sedimentares. Em locais com intensa atividade vulcânica, o calor local e o acréscimo de material vulcânico podem gerar altos estruturais que compartimentam bacias, como observado em alguns riftes africanos, além de anomalias no preenchimento do espaço, resultando em uma reestruturação dos sistemas deposicionais.

Aporte Sedimentar: fator diretamente relacionado com a tectônica e com o clima. Em bacias rifte o aporte sedimentar pode variar muito ao longo do tempo e espacialmente, pois quanto maior a atividade tectônica, maior será a disponibilidade de sedimentos (Morley, 1995). A entrada e dispersão de sedimentos em bacias rifte são fortemente relacionadas com a geometria dos meio-grabens (Rosendahl *et al.*, 1986). Desta forma, o arcabouço estrutural controla fortemente o desenvolvimento das redes de drenagem, gerando caminhos preferenciais ou barreiras para o fluxo da água chegar ao depocentro. O padrão e tamanho das drenagens são controlados pela área de captação e declividade do terreno. Esses fatores são influenciados pela geometria dos grábens ou meio-grábens, pela presença de zonas de acomodação, rampas de revezamento e zonas transferência.

Espaço de Acomodação: Em riftes continentais, é dependente da tectônica e do clima que controlam o comportamento do nível de base estratigráfico, determinado a acumulação e erosão em bacias rifte. Em bacias sedimentares ativas, sempre há criação de espaço e conseqüentemente, preenchimento sucessivo deste espaço criado. Em caso de bacias rifte, o espaço disponível para a potencial acumulação de sedimentos será controlado pelo nível do lago, nível freático ou pelo perfil de equilíbrio fluvial que, por sua vez, definem o nível de base regional.

2.6.2. Estratigrafia de Sequências e sua transposição para a análise de Bacias Rifte

Estratigrafia de sequências é definida como o estudo das relações das rochas dentro de um arcabouço cronoestratigráfico de estratos repetitivos geneticamente relacionados limitados por superfícies estratigráficas (Catunenanu *et al.*, 2006). Esta teoria surgiu da necessidade do entendimento das relações espaciais e temporais das unidades

sedimentares. Sloss et al., em 1949, foi o primeiro a designar o termo “sequência”, para uma sucessão de estratos limitada no topo e na base por discordâncias caracterizadas através de atributos litológicos e/ou faunístico, sendo rastreados por grandes áreas.

Com o surgimento da sismoestratigrafia no final dos anos 60, houve a consolidação da estratigrafia de sequências impulsionando uma grande revolução na análise estratigráfica das unidades sedimentares. Este novo método de análise estratigráfica foi desenvolvida pela EXXON, uma das grandes empresas da indústria do petróleo americana, liderado por um dos seus pesquisadores Peter Vail, que contribuiu com trabalhos no livro editado por Payton (1977), intitulado *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Neste livro foi publicado o trabalho clássico de Vail *et al.* (1977), que lançou os fundamentos modernos da estratigrafia de sequências, definindo sequência deposicional como: “uma unidade estratigráfica composta de uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados e limitada, no topo e na base, por discordâncias ou suas conformidades correlatas”. Outra abordagem de sequência deposicional foi proposta por Galloway (1989). Este autor apresentava o modelo da sequência genética, no qual os limites da sequência são as superfícies de inundação máxima. Embry e Johannensen (1992) apresentam uma alternativa para os modelos de sequência deposicional e sequência genética, a chamada sequência transgressiva-regressiva. Nesta abordagem há uma união dos tratos de sistema de nível baixo, regressão forçada e nível alto em um único trato de sistema, o trato de sistema regressivo. Desta forma, a predição dos eventos deposicionais foi a grande contribuição da Estratigrafia de Sequências e isto se deve a ciclicidade dos eventos que controlam o preenchimento das bacias sedimentares. Na estratigrafia de sequências há duas principais variáveis: nível relativo do mar (relação entre eustasia e subsidência) e suprimento sedimentar. Devido à complexidade das relações temporais e espaciais entre essas variáveis, Posamentier *et al.* (1988) desenvolveram um modelo conceitual geral sobre a influência do controle eustático na deposição clástica, com as seguintes premissas: 1) a taxa de subsidência aumenta em direção à bacia; 2) a taxa de suprimento sedimentar é praticamente constante; 3) a variação ou oscilação do nível relativo do mar, em consequência da eustasia, tem uma tendência curvilínea e aproximadamente sinusoidal. Para estes autores, o espaço de acomodação e o aporte sedimentar são responsáveis pelos padrões estratais e a distribuição das fácies.

Desde o advento da Estratigrafia de Sequências (Posamentier & Vail, 1988), é crescente a busca pela análise de bacias sedimentares com o uso de ferramentas preditivas. Com a estabilização global da estratigrafia de sequências, atualmente novos

estudos relacionados a variantes do modelo inicial surgiram, e análises estratigráficas em bacias rifte, onde os controles bacinais claramente diferem do modelo inicial, começam a serem produzidos e propõem modificações importantes e modelos específicos. Como já mencionado acima, em bacias rifte, os parâmetros controladores da sedimentação são tectonismo, magmatismo e variações climáticas (Bosence, 1998). Além desses parâmetros controles, a estruturação geométrica e os padrões de preenchimento ser totalmente diferente das bacias do tipo margem passiva, torna a análise dessas bacias extremamente complexa (Kuchle et al., 2005). Portanto, para uma análise estratigráfica eficiente em bacias rifte, deve utilizar modelos que levem em conta as suas particularidades. Diversos modelos para bacias rifte têm sido propostos desde a década de 80 (e.g., Rosendahl et al., 1986; Prosser, 1993; Bosence, 1998; Gawthorpe & Leeder, 2000; Morley, 2002 e Kuchle & Scherer, 2010).

2.6.3. Modelos tectono-estratigráficos de evolução de Bacias Rifte

Visando construir um arcabouço teórico para propor um modelo tectono-estratigráfico evolutivo de bacia rifte, a seguir será feito um breve resumo dos principais modelos tectono-estratigráfico em Bacias Rifte.

Rosendahl *et al.* (1986), desenvolvem uma análise estrutural do sistema de meio-grabens do rifte do Lago Tanganyika, no leste Africano. O modelo de meio-graben é apresentado com uma diminuição no rejeito da falha-mestra lateralmente, gerando calhas com um depocentro central e com terminações axiais (Figura 9). Outra característica apresentada é a forma sinuosidal dos meio-grábens, de aspecto arqueado, com conexões laterais e inversões de falha mestra, gerando altos estruturais com rotação e cisalhamento quando ocorrem inversões e interconexões de falha-mestra. Esta forma arqueada de meio-gráben pode ocorrer com uma única falha-mestra, ou com um sistema distributário de falhas, e o hangingwall pode apresentar um sistema sintético ou antitético de falhas, aprimorando as características do modelo. De uma forma integrada, altos estruturais podem ser desenvolvidos pela junção de dois meio-grábens inversos, com sistemas de falhamentos sintéticos, antitéticos ou mistos, dependendo da particularidade de cada meio-gráben em questão. Sistemas de horst-gráben clássicos podem ser esperados também, devido à ocorrência de dois sistemas de meio-gráben gerando um alto de hangingwall interno, com sistemas antitéticos, sintéticos ou mistos de falhamentos. Assim, o estudo de Rosendahl et al. (1986) é fundamental para uma caracterização estrutural e morfológica precisa dos sistemas de meio-gráben componentes de uma bacia rifte.

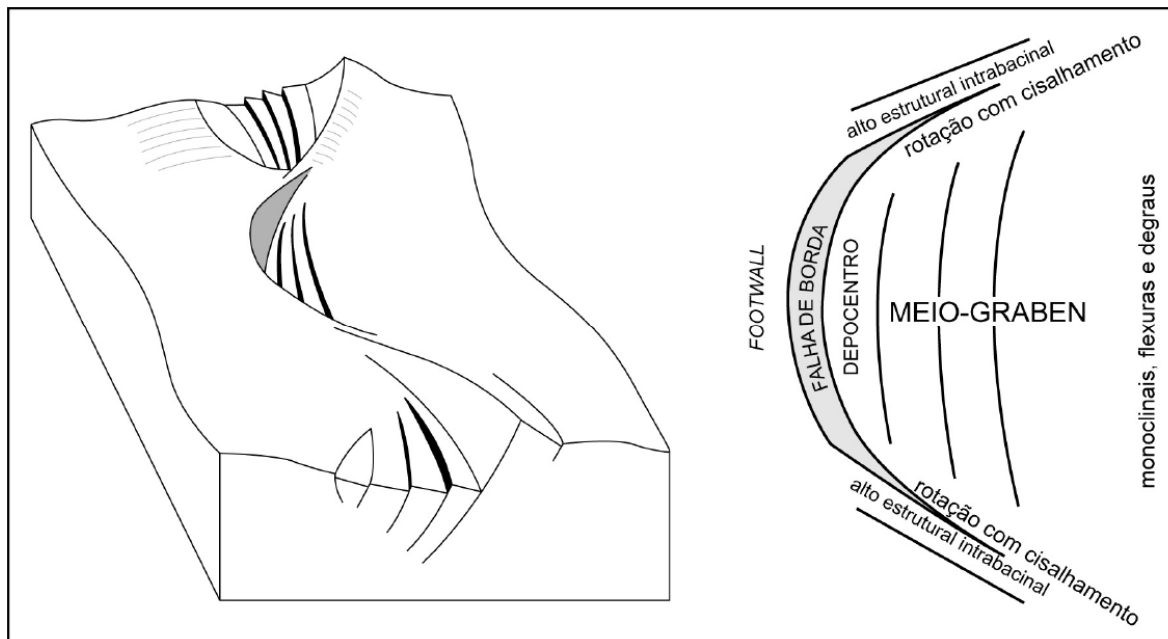


Figura 9. Modelo de meio-graben com terminações laterais em zonas de transferência, com depocentro bem definido e com inversão de sentido e arqueamento da falha de borda, gerando assim uma sucessão de meio-grabens rotacionados (modif. de Rosendahl et al., 1986).

Prosser (1993) apresenta uma classificação tectono-estratigráfica, associando padrões de refletores sísmicos, sistemas deposicionais, eventos tectônicos e resposta sedimentar, utilizando como estudos de caso, os riftes do Mar do Norte e do Mar de Barents. Com base nos conceitos da estratigrafia de sequências, esta autora propõe um modelo de tratos de sistemas tectônicos para a análise de bacias do tipo rifte (Figura 10). No modelo de Prosser (1993) foram definidos quatro trato de sistemas tectônicos (S1, S2, S3 e S4). Sendo que o estágio S1 é o pré-rifte para a referida autora. O *Trato de Sistema de Início de Rifte* (S2) é caracterizado por meio-grabens rasos, lateralmente restritos e isolados, com escarpas de falha pouco pronunciadas e com taxas de geração de espaço de acomodação baixas. Desta forma, o desenvolvimento de meio-grabens ainda é incipiente. Neste trato, os depósitos fluviais e eólicos preenchem todo o espaço criado com padrão de empilhamento variando de progradante a agradacional. Para Prosser (1993), os altos locais, representados pelas cristas do *footwall* não são importantes áreas fontes e as bacias de drenagens estabelecidas apresentariam redirecionamento do curso com input axial nas sub-bacias. O *Trato de Sistema de Clímax de Rifte* (S3) marca o evento máxima extensão da bacia, com as maiores taxas de criação de espaço e está retrata o momento de máximo rejeito de falha de borda. Devido a necessidade de reestruturação da rede de drenagens, o espaço de acomodação criado passa a ser muito maior do que o aporte sedimentar. Desta forma, este

trato é caracterizado por um padrão de empilhamento retrogradacional com domínio de sedimentação fina na porção central do meio-gráben, e ancorados na falha de borda, ocorrem amplos leques subaquosos, fan-deltas e leques aluviais constituídos de sedimentos conglomeráticos. O *Trato de Sistema de Pós-Rifte (S4)* é caracterizado pelo fim do tectonismo ativo. Desta forma, os padrões de empilhamento são a base de análise e fatiamento das seqüências deposicionais componentes de um meio-gráben, e este fatiamento deve ser realizado a partir dos tratos de sistemas tectônicos. Assim, Prosser (1993) faz uma subdivisão da bacia rifte em diferentes tratos de sistemas tectônicos que representam os diferentes estágios evolutivos de um meio-gráben.

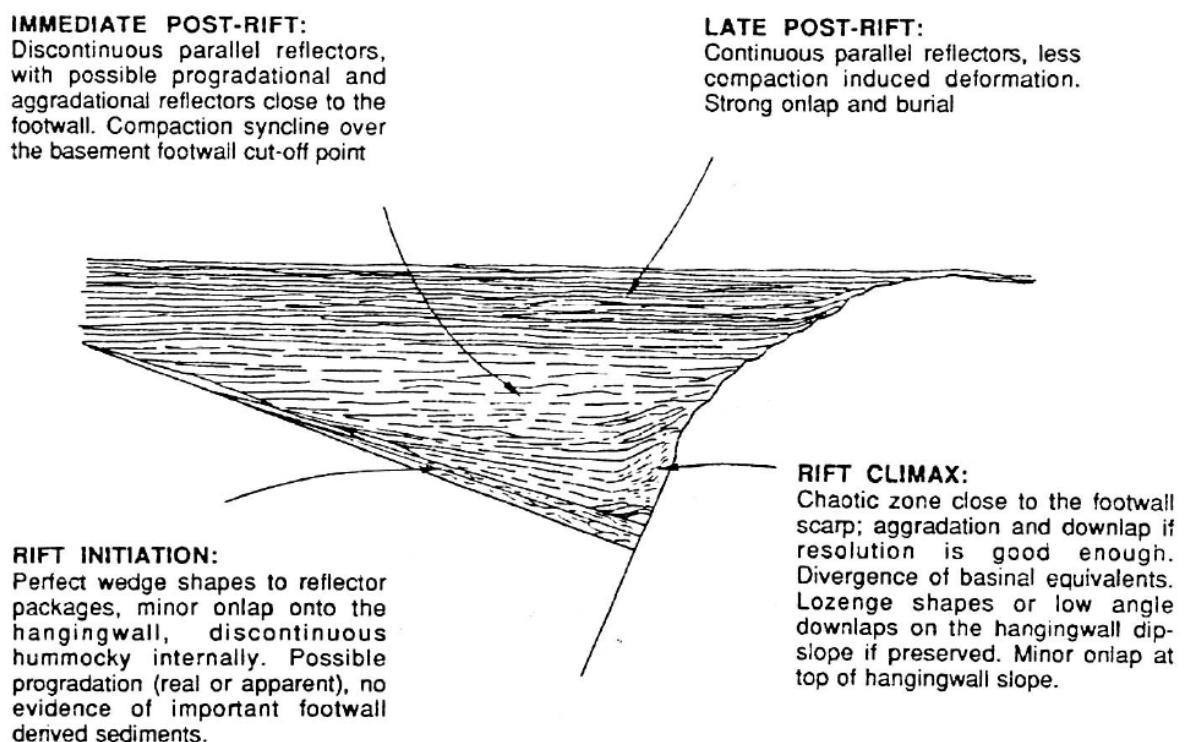


Figura 10. Seção sísmica idealizada proposta por Prosser (1993) apresentando os respectivos tratos de sistemas tectônicos e suas características diagnósticas.

Bosence (1998) propôs um modelo de reconhecimento da seção rifte através da identificação de discordâncias (Figura 11). O processo de rifteamento é identificado por dois limites: na base, uma discordância pré-rifte, e no topo, uma discordância pós-rifte. Desta forma, Bosence (1998) secciona a bacia em três fases evolutivas: (i) Pré-rifte, no qual são depositados em um evento anterior ao início da fase rifte, quer seja por flexura crustal, ou outros eventos tectônicos indeterminados ou desassociados da fase rifte; seguido por (ii) Sin-rifte, caracterizado por estratos depositados sob o regime de abertura relacionado aos

modelos de geração de bacias rifte acima discutidos (cisalhamento puro ou simples); por fim (iii) Pós-rifte, caracterizado como o conjunto de estratos depositados sob um regime tectônico não mais associado ao rifte, comumente associado a uma margem passiva oriunda da total separação e deriva continental. Estas três fases evolutivas de uma bacia rifte podem ser identificadas a partir da análise do padrão dos estratos (ou refletores, em seções sísmicas), e o mapeamento de duas discordâncias que limitam os três estágios evolutivos: a discordância sin-rifte, que limita os estratos pré-rifte sotopostos dos estratos sin-rifte sobrepostos, e a discordância pós-rifte, que limita os estratos sin-rifte sotopostos dos estratos pós-rifte sobrepostos. Estas discordâncias são de escala regional, e os pacotes pré, sin e pós-rifte possuem padrões internos característicos. Os estratos pré-rifte são basculados, porém paralelamente uniformes, enquanto que os estratos sin-rifte, também basculados, porém são divergentes, denotando uma sedimentação sin-tectônica; já os estratos pós-rifte encontram-se paralelos e uniformes.

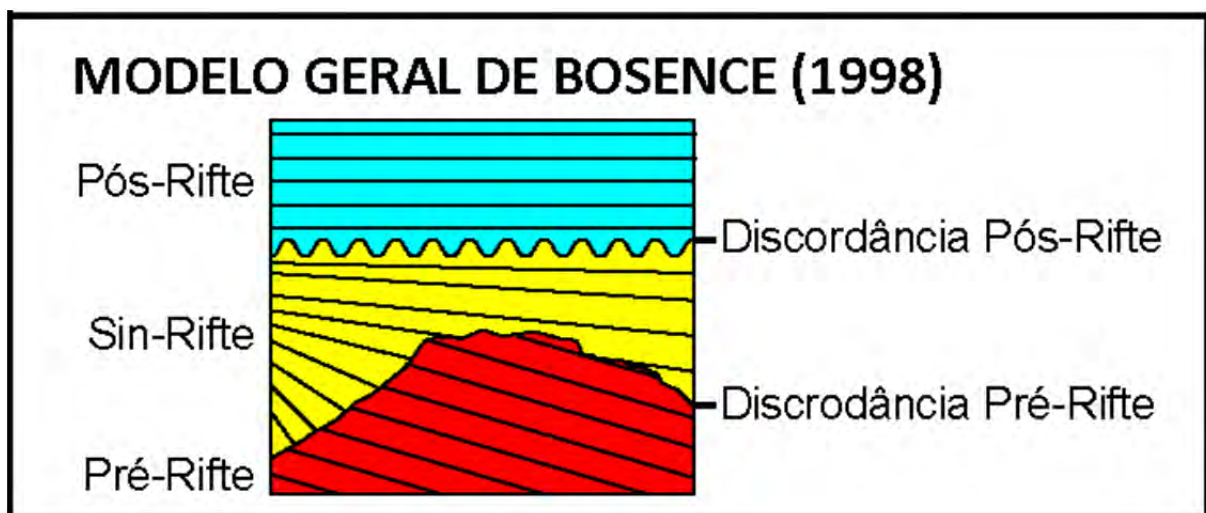


Figura 11. Modelo geométrico básico de Bosence (1998) com critérios estratigráficos para separar a seção sin-rifte das seções pré- e pós-rifte, e suas discordâncias respectivas. Modificado de Bosence (1998).

Gawthorpe & Leeder (2000) propuseram um modelo evolutivo com enfoque estrutural. Esse modelo tem como aspecto mais importante o início do rifte, no qual propõe um modelo de conexão do sistema de falhas denominado *fault linkage* (Figura 12). Nesse modelo, inicialmente as falhas encontram-se paralelas e não conectadas umas às outras, apresentando deslocamento baixo e individual (Figura 12A). Ao longo da evolução ocorre a ligação das falhas gerando assim, falhas maiores e conectando seus deslocamentos, gerando deslocamentos ainda maiores (Figura 12B), até a ligação completa das falhas, formando uma falha de borda bem desenvolvida (Figura 12C).

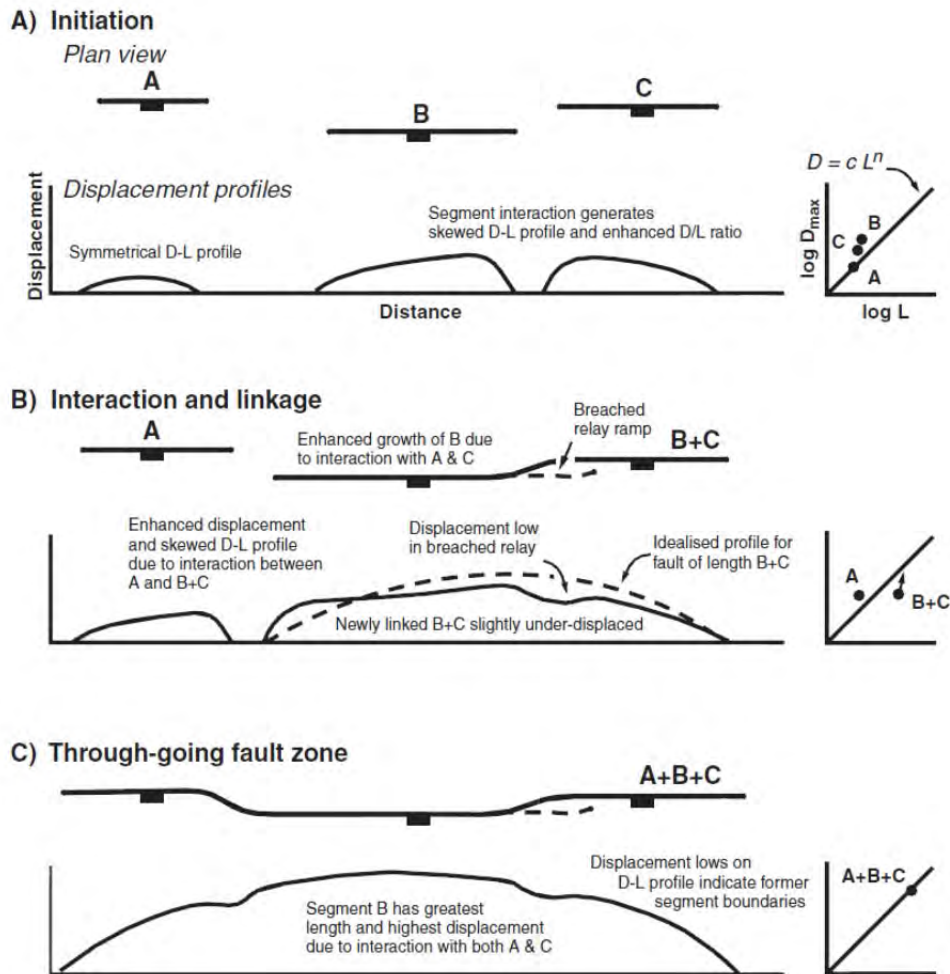


Figura 12. Modelo esquemático de Gawthorpe & Leeder (2000) para o processo de conexão de falhas (fault linkage), que controla o desenvolvimento de falhamentos em um rifte, principalmente a falha de borda. Observa-se que no início (A) as falhas apresentam pouco rejeito e pequena extensão lateral. A conectividade lateral (B) faz gradualmente aumentar a extensão do falhamento e seu rejeito até a fase de amplo estabelecimento (C).

Morley (2002) apresenta um enfoque nos aspectos estruturais e controles de falhas sobre a sedimentação e preenchimento dos meio-grábens, sendo que a falha de borda é a principal controladora da estruturação e preenchimento de um meio-gráben. O modelo proposto "fault propagation" é semelhante ao "fault linkage" de Gawthorpe & Leeder (2000). Nesta abordagem um sistema de falhas paralelas, desconectadas e de baixo deslocamento lateral sofre uma expansão lateral, conectando-se e gerando uma grande falha de borda do meio-gráben estabelecido (Figura 13). Desta forma, as falhas de borda se desenvolvem inicialmente como pequenas falhas isoladas, de pequeno rejeito, e a sua conectividade lateral é que estabelece a geometria de meio-gráben amplo a partir de meio-grábens menores e isolados.

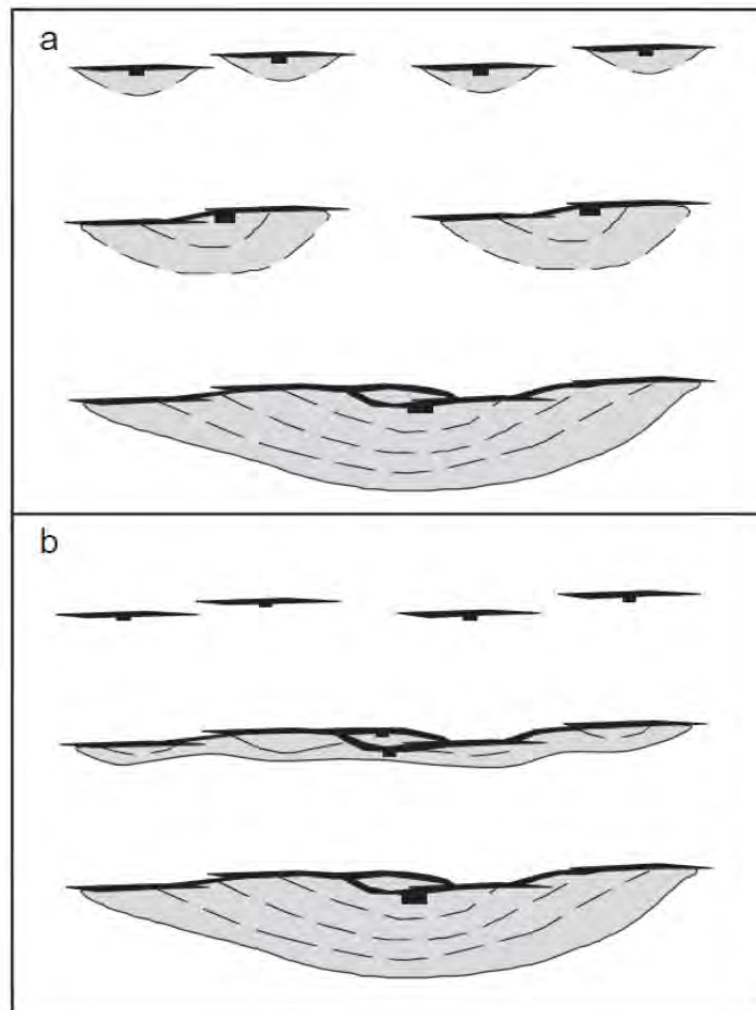


Figura 13. Ilustração esquemática do modelo de propagação de falha (fault propagation) de Morley (2002), com (a) ligação progressiva de falhas laterais durante um longo período evolutivo, onde se desenvolve uma ampla área deposicional no meio-gráben; (b) ligação progressiva de curta duração e sistemas de falhamentos laterais, desenvolvendo uma falha de borda. Inicialmente, a extensão deposicional do meio-gráben não é grande, e somente se desenvolve com a estabilidade da propagação e altos rejeitos verticais.

Kuchle & Scherer (2010), abordam uma discussão do modelo de evolução de uma bacia rifte com base nos diferentes modelos propostos anteriormente. Assim, afirmam que após o estiramento e formação de calhas decorrentes do cisalhamento puro, simples ou híbrido, inicia um reequilíbrio com o reajuste térmico da bacia, que provoca uma subsidência térmica devido ao resfriamento litosférico. Essa subsidência gera uma área maior que a área da calha rifte. Somado a isso está a subsidência gerada pela carga de sedimentos que preencheu essa calha. Assim, estes autores elaboraram um modelo estratigráfico (Figura 14A) baseado no arranjo dos sistemas deposicionais, com padrões de empilhamento, para determinar as fases evolutivas de uma bacia rifte. O modelo proposto utiliza a compartimentação interna baseada nos Tratos Tectônicos inicialmente utilizados por

Prosser (1993) e baseados no conceito de Tratos de Sistemas de Brown & Fischer (1977). Definem que o início da fase rifte é demarcado por uma discordância sin-rifte, e o final por uma discordância pós-rifte, definidas pela relação estratal interna da fase rifte elaborada por Bosence (1998). Este modelo usa como base para reconhecer as fases que compõe a seção rifte os padrões de empilhamentos que as constituem, sendo possível rastrear na sísmica os tratos tectônicos baseando-se em: terminações estratais de refletores, configurações de refletores e geometrias das fácies sísmicas (Figura 14B). Assim, se identificam diferentes padrões sismoestratigráficos que são a resposta sísmica ao conjunto de variáveis controladoras de cada trato, sendo assim possível individualizá-los (Figura 14C).

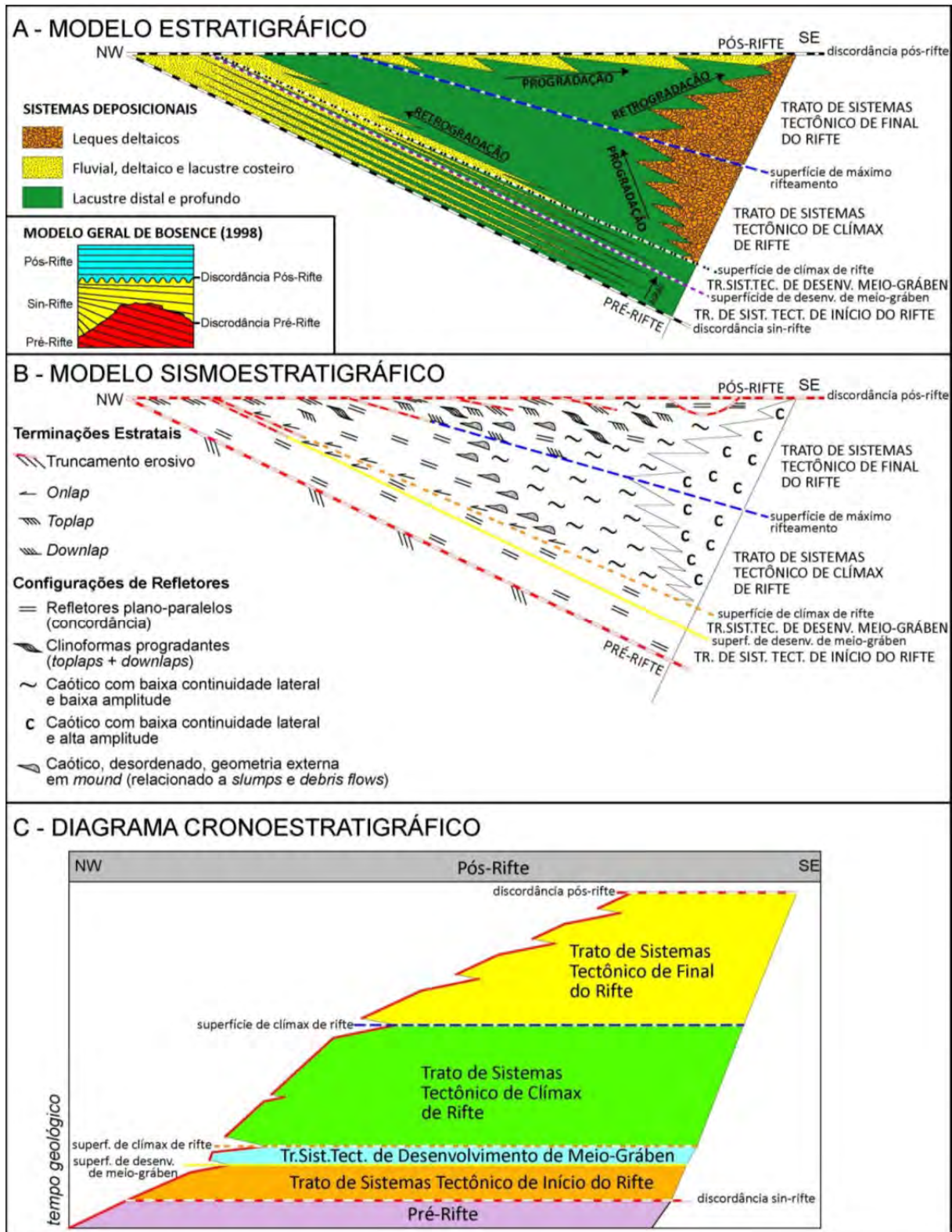


Figura 14. Modelo extraído de Kuchle & Scherer (2010) mostrando em a) o modelo estratigráfico, b) o modelo sismoestratigráfico e em c) a carta cronoestratigráfica de uma bacia rifte, com os tratos tectônicos e suas superfícies limítrofes.

Desta forma, se observa que inicialmente os modelos tendiam a se concentrar em um único aspecto: a evolução estrutural ou a distribuição espacial da sedimentação e as variações temporais em uma sucessão vertical. Enquanto que os modelos mais recentes são mais completos e integrados, funcionando como ferramenta preditiva para o estudo de bacias rifte.

2.7. ESTADO DA ARTE: VENTS HIDROTERMAIS

2.7.1. Vents hidrotermais

Vents hidrotermais são complexos do tipo *pipe-like* formados por fraturamento, transporte e erupção de fluidos hidrotermais e/ou sedimentos (Planke *et al.*, 2005). Esses complexos são reconhecidos por uma fissura na superfície terrestre a partir do qual ocorre um aquecimento geotermal, através da percolação de águas. As *vents* hidrotermais ocorrem em locais próximos de atividade vulcânica, estando associados principalmente aos complexos de sills, conforme demonstrado por Hansen (2006); Hansen *et al.* (2008); Planke *et al.* (2005) e Grove (2013).

Contudo, *vents* hidrotermais nem sempre estão presentes em bacias vulcânicas (Planke *et al.*, 2005). A abundância de *vents* hidrotermais, segundo Planke *et al.* (2005), está relacionada a três principais fatores: (i) geometria dos sills, (ii) permeabilidade e composição da rocha hospedeira, e (iii) detecção do complexo de *vents* (tamanho e espaçamento das linhas sísmicas).

As *vents* hidrotermais são principalmente reconhecidas em dados de subsuperfície, como por exemplo, sísmica 2D e 3D (Hansen 2006; Hansen *et al.*, 2008, Planke *et al.*, 2005), podendo também ser utilizados dados gravimétricos e magnetométricos para o reconhecimento de corpos de sills que estão associados a tais estruturas (Bellion & Crevola, 1991). Poucos são os trabalhos relatados que observam as *vents* hidrotermais em superfície (Bellion & Crevola, 1991; Lie´geois *et al.*, 2005 e Jamtveit *et al.*, 2004). Jamtveit *et al.* (2004) observou um complexo de *vents* hidrotermais aflorantes na Bacia de Karoo – África do Sul. Este complexo é composto por um duto principal composto por um dique arenoso e associados a este, numerosas pequenas pipes arenosas, como ilustrado na Figura 15. No entanto, os sills não afloram na bacia. Segundo os autores, os sills se encontram nas porções mais profundas e se conectam às *vents* hidrotermais aflorantes através dos dutos.

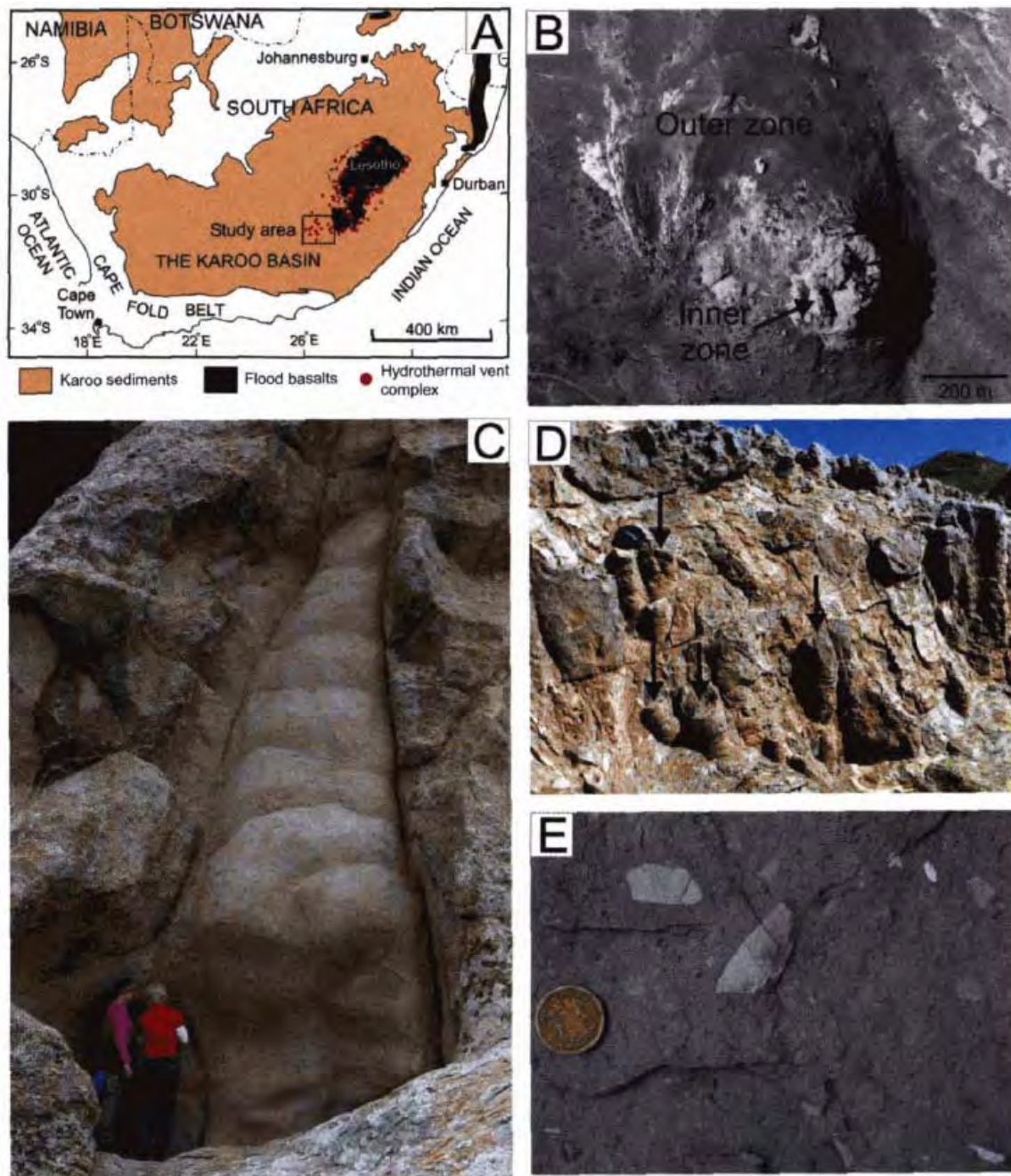


Figura 15: A) Bacia do Karoo com a localização dos basaltos do complexo de *vents* hidrotermais rasas. B) Fotografia aérea do complexo de *vents* hidrotermais da área de Molteno-Rosow. C) Dique de arenito no complexo de *vents* hidrotermais. D) Numerosos pequenos dutos arenosos estão presentes o interior dos complexos de *vents*. E) Sedimento brechado do complexo de *vents* hidrotermais. Os clastos são em sua maioria de origem sedimentar (arenito, argilito e siltito), mas ocorrem também clastos se origem magmática juvenil. Acredita-se que os clastos tenham se formado durante a fluidização de uma mistura de sedimentos fragmentados das Formações Elliot e Clarens e grãos finos da Formação Clarens. Extraído de Jamtveit *et al.* (2004).

Apesar das *vents* hidrotermais serem mais bem visualizadas e mapeadas nos dados sísmicos, segundo Planke *et al.* (2005) a identificação dessas estruturas na sísmica 2D ou

3D depende de quatro fatores principais. São eles: (1) a cobertura sísmica; (2) o diâmetro e espessura da porção superior das *vents*; (3) a qualidade do imageamento sísmico abaixo do basalto, e (4) preservação do topo das *vents* após a ação de erosão. Assim, as *vents* hidrotermais podem ser classificadas de acordo com uma série de atributos, tais como sua forma externa, o padrão dos refletores internos, os padrões de refletores que capeam a base e o topo dessas estruturas (Planke *et al.*, 2005 e Hansen, 2006).

Planke *et al.* (2005), observando as características dos refletores do topo das *vents* mapeadas na Bacia de Voring e More, tais como geometria, tamanho e amplitude dos refletores, determinou três formas de ocorrência dos refletores de topo das *vents* hidrotermais: (i) *crater*; (ii) *dome*, e; (iii) *eye*, conforme ilustrado na Figura 16 e Figura 17.

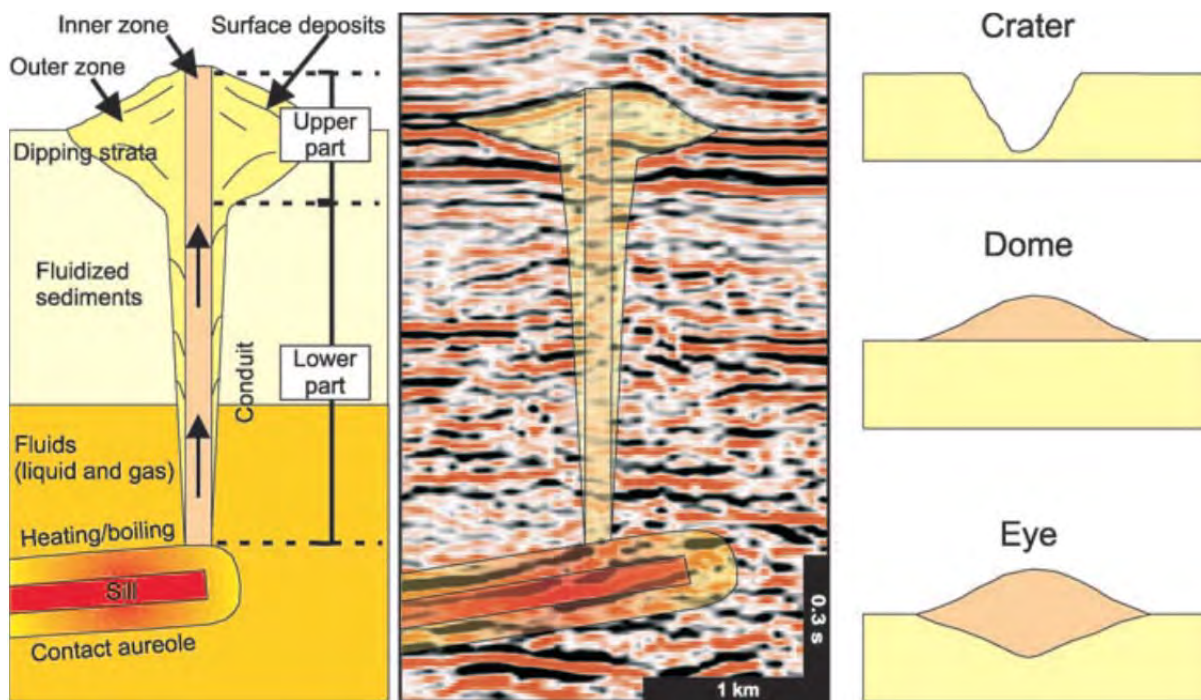


Figura 16: Esboço e exemplo sísmico de um complexo de *vents* hidrotermais. O complexo é composto de uma parte superior e uma parte inferior. A parte superior apresenta três formas diferentes visualizadas na sísmica (i) cratera, (ii) domo e (iii) olho, e estão conectados através de um duto com o sill na porção inferior. Extraído de Planke *et al.* (2005).

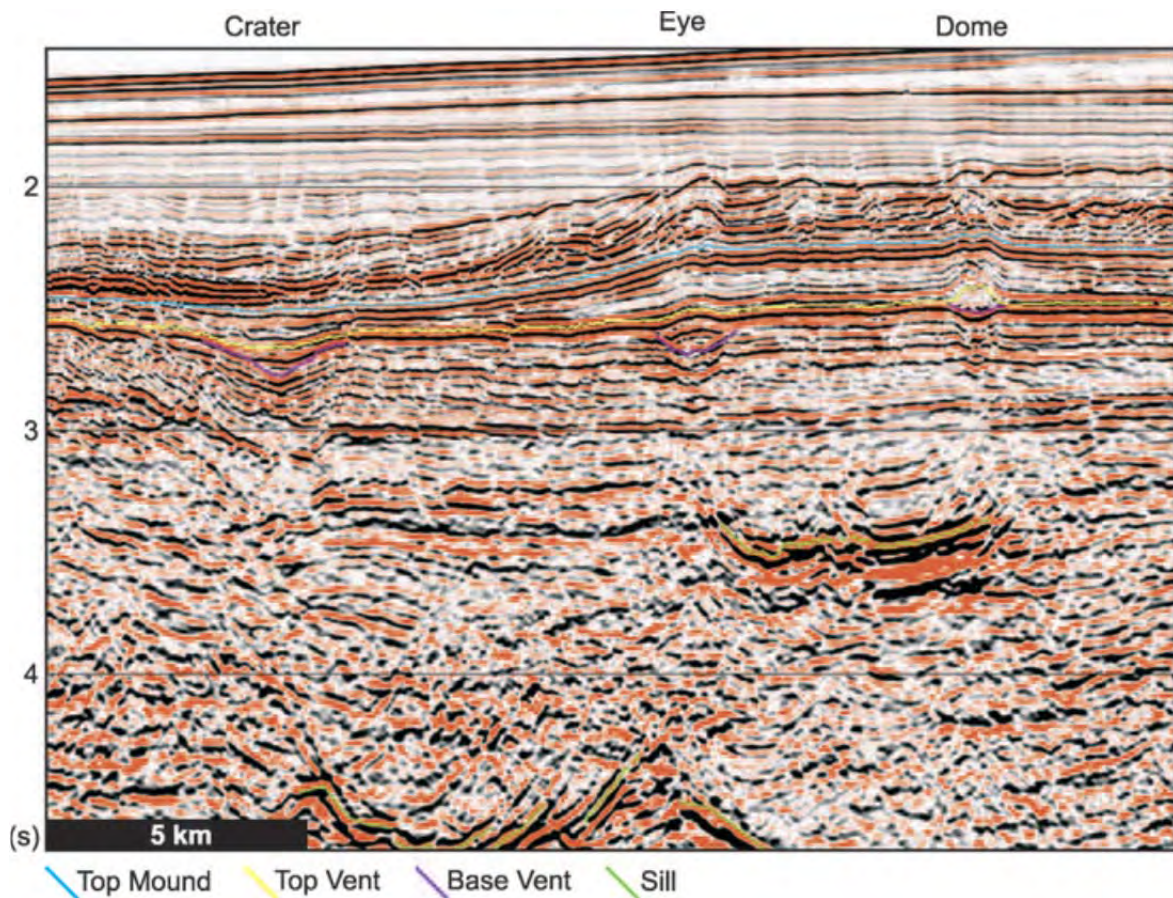


Figura 17: Perfil sísmico da Bacia de Vøring mostrando os três tipos de terminações no topo das vents. Extraído de Planke *et al.* (2005).

Enquanto Planke *et al.* (2005) classificou os tipos de vents pela geometria do refletor de topo desses complexos, Hansen (2006) além de reconhecer o refletor de topo também observou a geometria interna desses complexos, a relação dos refletores com os estratos basais e com os estratos subjacentes, conforme ilustrado na Figura 18.

Geometrical styles	Basal relationship	Overburden relationship	Internal geometry
Dome-shaped	Flat-lying concordant	Onlapping	Chaotic
Eye-shaped	Downwarped concordant	Divergent	Downlapping
Crater	Truncational	Concordant	Onion-ring structure

Figura 18: Ilustrações esquemáticas da terminologia usada para caracterização dos complexos de *vents* hidrotermais. Extraído de Hansen (2006).

Para Hansen (2006), os tipos de *vents*, além de serem separadas pela geometria do topo dos refletores, conforme proposto por Planke *et al.* (2005), podem também ser separadas pelos padrões estratais da geometria interna dessas estruturais. Hansen (2006) observa que de uma forma geral as *vents* apresentam na base refletores de baixa amplitude, com relação concordante com os refletores subjacentes. Os refletores de topo apresentam moderada a alta amplitude, mostrando uma sutil relação divergente com a camada sotoposta, sendo que muitas vezes estes refletores estão associados com falhas poligonais adjacentes. Desta forma, as *vents* são separadas seguindo a nomenclatura aplicada por Planke *et al.* (2005) em: (i) *dome*; (ii) *eye*, e (iii) *crater*.

As *vents* com geometria em *dome* são caracterizadas por terem base plana, concordante com as camadas basais, e por apresentar uma geometria de abaulamento no refletor de topo. O refletor de topo deste tipo de *vent* pode ter os estratos subjacentes em *onlap*, ou exibir relações divergentes a concordante com estes refletores. Geralmente os refletores internos a este corpo apresentam um padrão caótico (Figura 18).

As *vents* com geometria em *eye* são delimitadas em sua base por horizontes côncavo-ascendente, que podem apresentar relação concordante ou com truncamentos nos refletores basais, enquanto que, com os refletores de topo, apresentam uma relação

divergente. Os padrões estratais internos, geralmente apresentam-se concordantes (Figura 18).

As *vents* com geometria em *crater* são caracterizadas por estratos truncados na porção basal apresentando estratos concordantes com os refletores adjacentes (Figura 18).

2.7.2. Corpos vulcânicos associados com as vents

Processos vulcânicos e seus depósitos podem ter forte impacto sobre a estrutura, a geodinâmica e o desenvolvimento de margens continentais em bacias sedimentares (Planke *et al.*, 2005). A identificação de depósitos vulcânicos e avaliação do seu impacto sobre a bacia apresenta importante aspecto na exploração de petróleo em bacias do tipo rifte (White *et al.*, 2003).

Desta forma, a ocorrência de corpos vulcânicos em zonas mais profundas da bacia pode estar associada a *vents* hidrotermais localizadas nas porções mais rasas. *Vents* hidrotermais estão associadas a corpos de sills localizados em zonas profundas e se conectam até as *vents* hidrotermais através de dutos (Hansen, 2006; Hansen *et al.*, 2008; Planke *et al.*, 2005 e Grove, 2013). Assim, o reconhecimento e mapeamento de complexos de sills contribuem na identificação de ocorrências de *vents* hidrotermais, visto que estas estruturas ocorrem em áreas pontuais e com pequenas dimensões.

Planke *et al.* (2005), utilizando linhas sísmicas 2D e volume sísmico 3D na Bacia de Voring e More, interpretou e classificou os complexos de sills em nove diferentes unidades de fácies sísmicas, como demonstrado na Tabela 1 e esquematizado na Figura 19. A Figura 20 mostra o mapeamento das unidades sísmicas em linhas sísmicas 2D. A identificação das unidades sísmicas de complexos de sills pode estar atrelada a geometria dos complexos de *vents* hidrotermais. Assim, os referidos autores identificaram que comumente para *vents* com geometria em *crater* as unidades de sills que ocorrem são levemente em forma de pires (*slightly saucer-shaped*), transgressivas (*transgressive*) e paralelas à bacia (*basin-parallel*). Para as *vents* com geometria em *dome*, as unidades de sills mais frequentes são rasas (*shallow*), rugosas, paralelas às camadas (*layer-parallel rough*) e levemente em forma de pires (*slightly saucer-shaped*), raramente lisas, paralelas às camadas (*smooth layer-parallel*) ou paralelas à bacia (*basin-parallel*). Para *vents* com geometria em *eye* ocorrem praticamente todas as unidades de sills, exceto a unidade de blocos falhados (*fault blocks*), mas as mais frequentes para este tipo de geometria são rugosas, em forma de pires (*saucer-shaped rough*), rugosas, paralelas às camadas (*layer-parallel rough*), transgressivas (*transgressive*) e levemente em forma de pires (*slightly saucer-shaped*).

Tabela 1: Descrição das nove unidades de fácies sísmicas encontradas para os corpos de sills. Extraído de Planke *et al.* (2005).

Unit	Description
(1) Shallow Intrusions	A narrow saucer-shaped geometry with a rough seismic character (Fig. 6). The facies unit is found along the whole margin, but is locally absent or masked by overlying lava flows. It is located at shallow depths below the palaeosurface adjacent to the landward termination of the lava flows and merges gradually with the deeper intrusions. Shallow layer-parallel peperitic sills are also classified as Shallow Intrusions.
(2) Saucer-Shaped Rough	Saucer-shaped sills with a rough seismic character (Fig. 6b). The facies unit is distinguished from the Shallow Intrusions by a deeper deposition level and a greater width of the saucers. The unit is located landward of the Shallow Intrusions at 0.5–1.5 s depth below the palaeosurface.
(3) Climbing Saucer-Shaped	Both saucer-shape and transgressing elements (Fig. 6b). The facies unit is, thus, in an intermediate stage between saucer-shaped and transgressive. In general, the reflections are as saucer-shaped, but they are typically shallower on one side, resulting in a transgressive appearance. The facies unit is only found locally along the Gjallar Ridge.
(4) Layer-Parallel Rough	Several layers of dominantly layer-parallel sills with a rough appearance connected by local transgressing segments (Fig. 2). This facies unit is located at 1.5–4 s depth in the central parts of the Vøring Basin.
(5) Planar Transgressive	Planar, fairly rough, segmented reflections (Fig. 2). The sills are continuous along-strike, forming planar bodies, and are found in the central parts of the sill complex in regions with pre-Cretaceous structural highs (e.g. central Vøring Basin).
(6) Slightly Saucer-Shaped	Dominantly layer-parallel sills with minor transgressive segments near the tips (Fig. 6). The facies unit is located 1.5–4 s below the palaeosurface and is commonly associated with Layer-Parallel and Saucer-Shaped Rough facies units.
(7) Fault Block	High-amplitude events inside fault blocks. Sills reflections tend to follow fault planes and stratigraphic weakness zones and the identification of sill intrusions is, therefore, often difficult.
(8) Smooth Layer-Parallel	Deep, layer-parallel sills with high-amplitude, smooth seismic character and a large degree of continuity (Fig. 6). The facies unit is located at depths ranging from 2.5 to 5 s below the palaeosurface and commonly marks the landward termination of the sill complex.
(9) Basin-Parallel	Similar to the Smooth Layer-Parallel facies unit, but shows an overall saucer-shape defined by the basin stratigraphy (Figs 2 and 6). The reflections are characterized by high amplitude, smooth seismic character and a large degree of continuity. The facies unit is located at large palaeodepths, ranging from 2.5 to 5 s below the palaeosurface and commonly marks the landward termination of the sill complex.

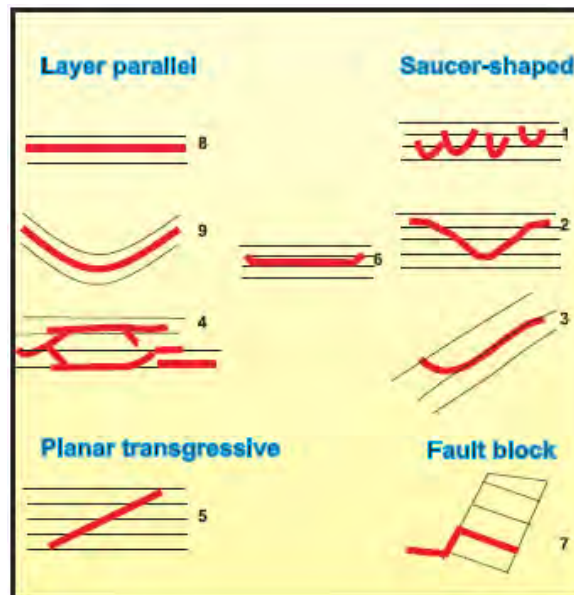


Figura 19: Esboço mostrando a configuração das unidades de fácies dos complexos de sills identificados, conforme apresentado na Tabela 1. Extraído de Planke *et al.* (2005).

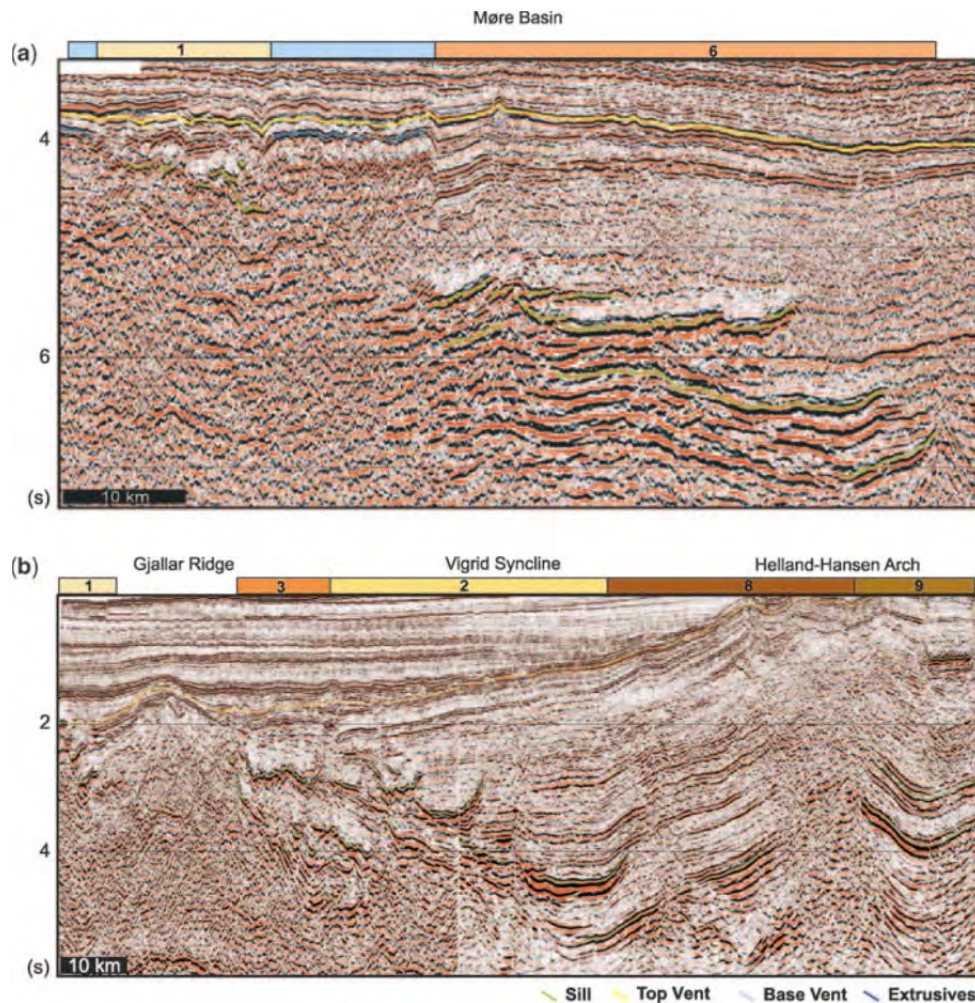


Figura 20: Exemplo de linha sísmica dos complexos de sills e unidades de fácies sísmicas identificadas por Planke *et al.* (2005). Observa-se um aumento de tamanho dos discos com a profundidade. Os complexos de sills mais rasos apresentam refletores irregulares e extensões menores, enquanto que os complexos de sills mais profundos apresentam refletores mais contínuos e maiores extensões.

Hansen (2006) utilizando dados de sísmica 2D e 3D no norte da Bacia de Faeroe–Shetland observou que os complexos de sills apresentam um alto contraste na impedância (velocidade e densidade) entre as rochas ígneas e as rochas sedimentares, fato já observado por Badley (1985). Os sills também apresentam refletores com alta amplitude e contínuos, que frequentemente apresentam terminações laterais abruptas facilmente distinguidas dos estratos circundantes (Figura 21). Muitos dos sills ocorrem em configuração transgressiva e apresentam geometria côncava ascendente (Hansen, 2006). Sills podem ocorrer individualmente, ou mesmo se conectar a outros, formando grandes complexos de sills recobrendo áreas com mais de 10 quilômetros de extensão (Hansen, 2006).

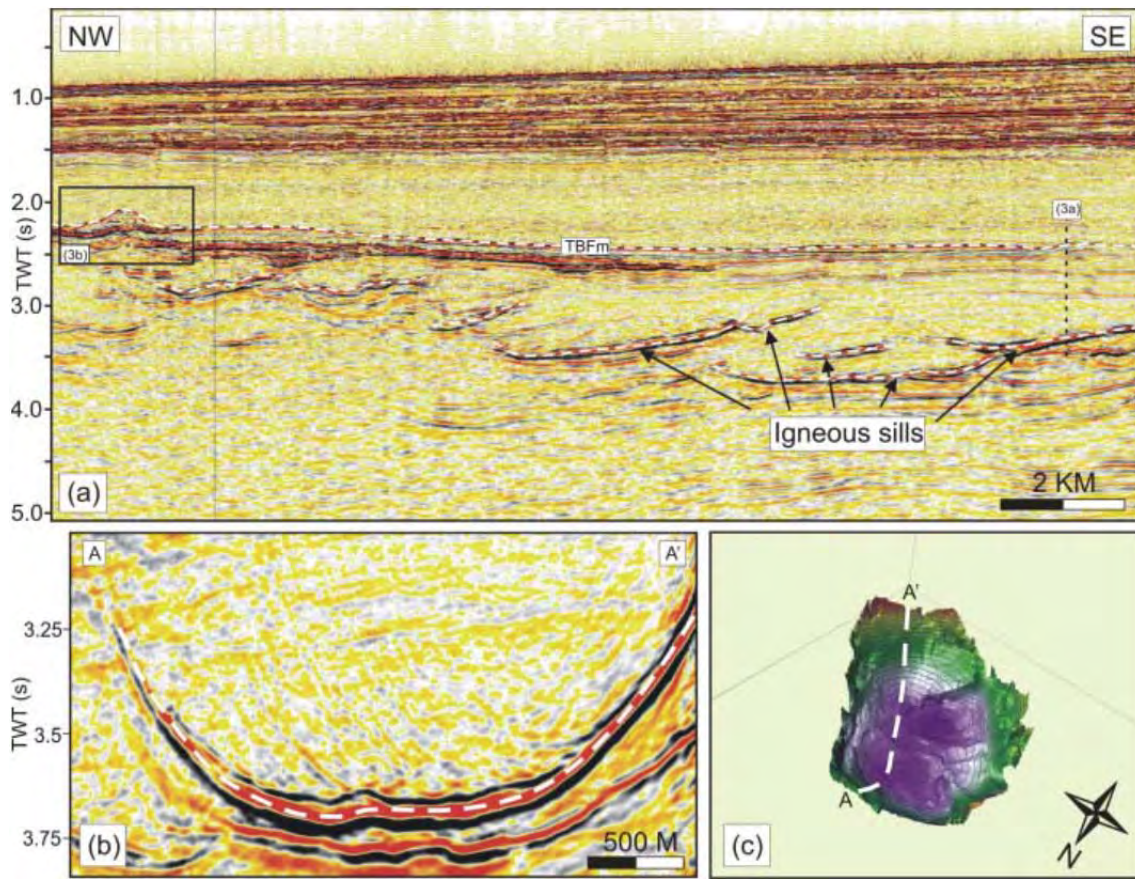


Figura 21: Expressão sísmica de sills ígneos. A) Seção sísmica mostrando numerosos sills ígneos que foram intrudidos em sedimentos dominados por lama no norte da Bacia de Faeroe–Shetland durante o Paleoceno e início do Eoceno. Eles apresentam refletores contínuos e com alta amplitude, facilmente distinguível dos estratos circundantes. B) Detalhe do sill apresentando forma côncava. C) Exibição em 3D da geometria do sill mostrado em (b). O sill tem geometria em pires alongado e mede 4x6 km recobrendo uma área de 21 km².

2.7.3. Propriedades sedimentológicas e petrográficas das *vents* hidrotermais

Grove (2013), utilizando dados de sísmica 3D, testemunho perfurado em torno da zona da *vent* hidrotermal identificada na sísmica e lâminas petrográfica, identificou o sistema deposicional e os principais aspectos petrológicos associados a tais depósitos na Bacia de Faroe-Shetland. A Figura 22 apresenta a linha sísmica com o mapeamento da *vent* hidrotermal e o posicionamento dos testemunhos dentro desta estrutura.

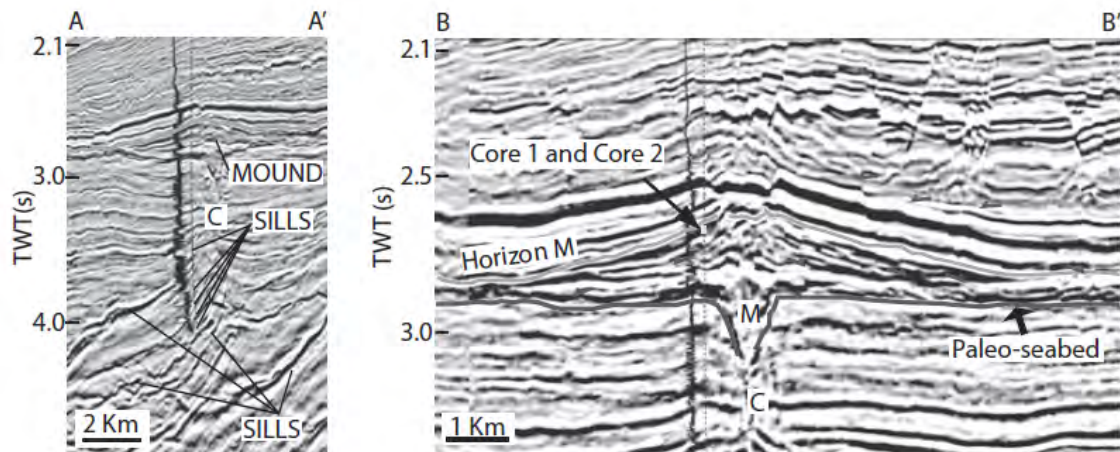


Figura 22: Linha sísmica A-A' mostrando a relação entre a estrutura em *mound* e o sill. Linha sísmica B-B' mostrando o *downlap* dos refletores na estrutura em *mound*. O onlap indica que a topografia deveria já estar ativa antes mesmo da compactação e soterramento. Extraído de Grove 2013.

Desta forma, Grove (2013) identificou nos testemunhos sequências de camadas de conglomerados gradando para arenito com laminação plano-paralela e *ripples* no topo. Estes ciclos *fining-upward*, caracterizados por deposição de siltitos e argilitos e secundariamente por carbonatos, caracteristicamente tem base erosiva contendo clastos e grânulos (Grove, 2013).

Na análise de dados petrográficos, Grove (2013) identificou abundantes clastos líticos de rochas sedimentares e cristalinas de várias composições e formas. Os litoclastos cristalinos apresentam pouco retrabalhamento e são compostos por plagioclásio subeuédricos e clinopiroxênio com textura holocristalina, típico de sill intrusivo de dolerito (Figura 23A). Os clastos sedimentares variam de quartzarenitos para siltitos laminados (Figura 23B). Cimentos e minerais autigênicos são restritos a argilominerais (caulinita e prováveis esmectitas), identificadas por microscopia. A porosidade total é entre 12,6 % e 15 % nas porções de sedimentos mais grossos, tendendo a diminuir para os sedimentos mais finos. A principal razão para a diminuição da porosidade decorre da ocorrência de argila autigênica, bem como do moderado a baixo grau de seleção dos sedimentos. Grove (2013) identifica que os grãos são geralmente subangulares, não mostrando evidências significativas de compactação. A principal textura observada são grãos de quartzo em bainha (Figura 23B - Figura 23D).

A composição detrítica sugere que houve uma mistura de sedimentos em diversas fontes, incluindo intrusões de doleritos e arenitos e siltitos reciclados. A natureza imatura e a

notável preservação da composição dos grãos máficos sugere que o sedimento não teve um transporte longo até ser depositado.

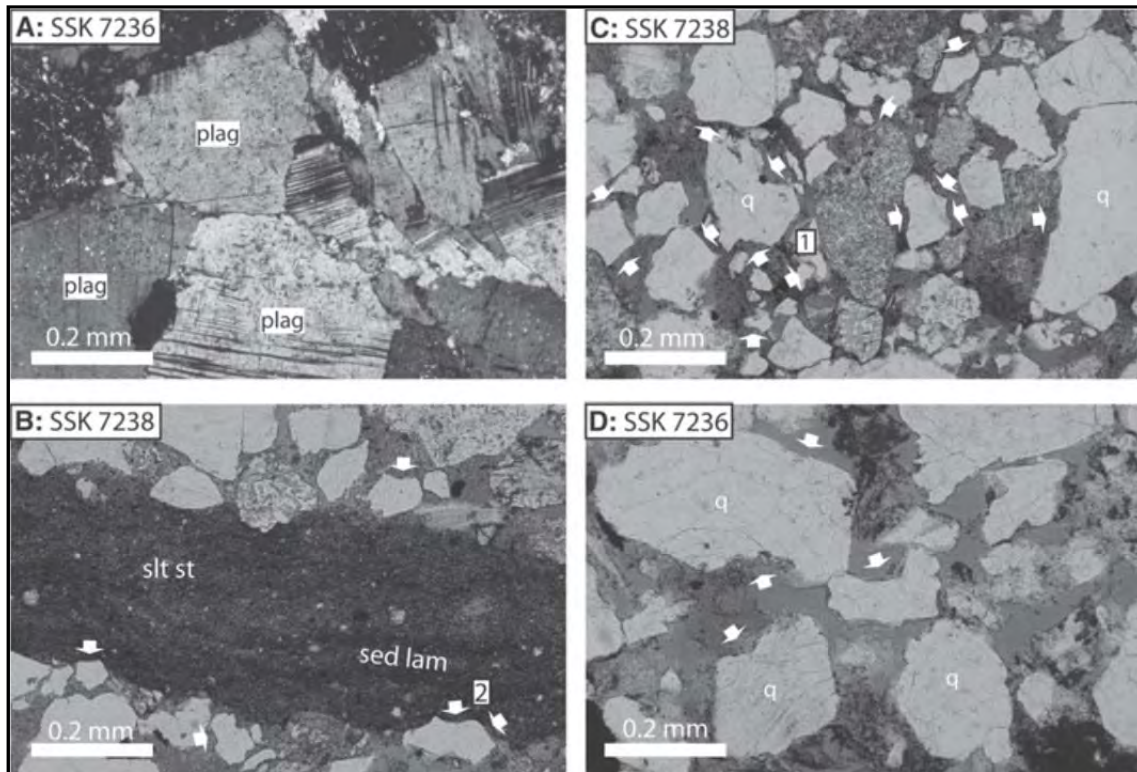


Figura 23: Fotomicrografia de lâminas petrográficas dos testemunhos 1 e 2. A) Domínio de plagioclásio em clastos líticos cristalinos. B) Clastos líticos de siltito, com preservação da laminação sedimentar, rodeados por grãos de quartzo em bainha. C) e D) Grãos de quartzo em bainha (indicado pelas flechas). Plag – plagioclásio; q – quartzo; silt st – siltito; sed lam – laminação sedimentar preservada. Extraído de Grove (2013).

Outros sedimentos que comumente ocorrem associados a *vents* hidrotermais são as brechas sedimentares (Svensen *et al.*, 2006). Svensen *et al.* (2006), utilizando dados de afloramento, testemunhos e lâminas petrográficas na Bacia do Karoo, África do Sul, identificaram depósitos de brechas sedimentares comumente associadas aos dutos das *vents* hidrotermais (Figura 24). Estas brechas sedimentares são constituídas por fragmentos angulares de arenitos, siltitos e argilitos, suportados pela matriz de granulação fina (Figura 25).

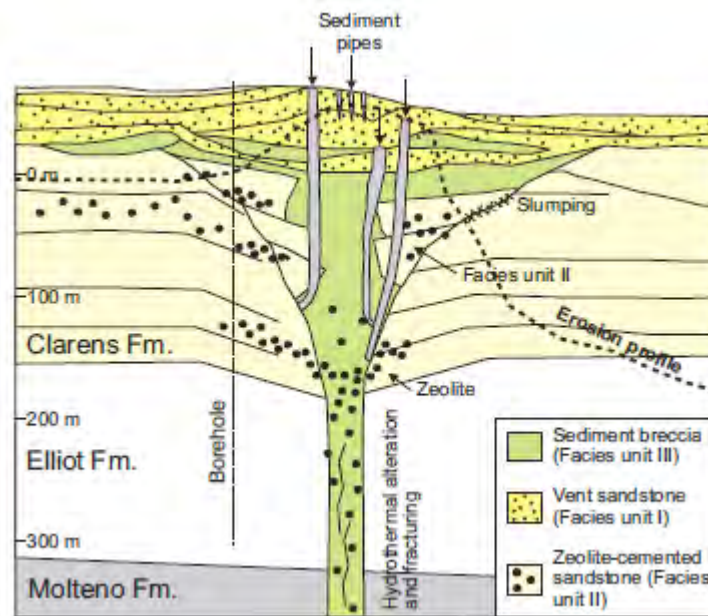


Figura 24: Seção esquemática do complexo de vents hidrotermais de Witkop III. A seção é baseada em dados de afloramento e informações de testemunhos. Extraído de Svensen et al. (2006).

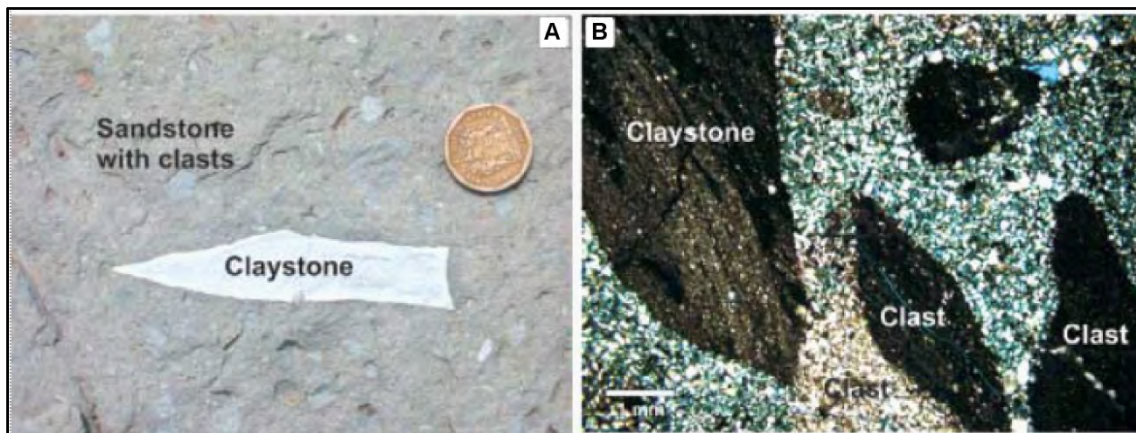


Figura 25: A) Brecha sedimentar do intervalo Witkop II. Observe o fragmento angular de argilito e a matriz de granulometria fina. B) Brecha sedimentar do intervalo Witkop III. Observe os fragmentos escuros de argilito que estão paralelos com matriz de granulometria fina.

2.7.4. A importância de eventos magmáticos em bacias sedimentares

Complexos de sills podem ter grande impacto na história de bacias sedimentares e nos sistemas petrolíferos. Segundo Planke *et al.* (2005), com o magmatismo pode ocorrer o aumento da temperatura no entorno das rochas encaixantes à intrusão, produzindo aquecimento das rochas geradoras de hidrocarbonetos e possibilitando a maturação da

matéria orgânica nela contida (e.g. Araújo *et al.*, 2004; Souza *et al.*, 2008; Santos *et al.*, 2009). Falhamentos geralmente associados aos contatos de sills com as rochas encaixantes podem propiciar importantes caminhos para a migração dos hidrocarbonetos (Hansen *et al.*, 2008; Planke *et al.*, 2005).

Vários trabalhos em bacias do mundo todo (Hansen, 2006; Hansen *et al.*, 2008; Planke *et al.*, 2005, entre outros) tem destacado a importância das *vents* hidrotermais como diagnóstico de intrusões de rochas magmáticas, que geram aquecimento nas rochas encaixantes e conseqüentemente alteram o tempo de maturação do petróleo. Hansen *et al.* (2008), utilizando dados de sísmica 2D em zonas de água profunda no Norte da Sub-bacia Offshore do Senegal, interpretou mais de 70 feições anômalas, posteriormente identificadas como complexos de *vents* e classificadas como um novo play exploratório para esta bacia.

Em bacias brasileiras, estudos têm destacando a importância de intrusões e extrusões magmáticas como possíveis fatores favoráveis à geração, migração e acumulação de hidrocarbonetos (Thomaz-Filho *et al.*, 2008 e Mizusaki *et al.*, 1998). Thomaz-Filho *et al.* (2008) atribuíram a importância do magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras intracratônicas e da margem continental para a acumulação de óleo. No entanto, muitos destes trabalhos incluem somente dados de afloramentos, testemunhos e lâminas petrográficas, não sendo utilizados dados sísmicos. Portanto, tais autores não identificam *vents* hidrotermais devido a limitação dos métodos utilizados.

Estudos realizados na Bacia do Paraná por Thomaz-Filho *et al.* (2008) constataram que na Formação Irati, principal gerador da bacia, as características do óleo imaturo e pesado são devidas a ação térmica das intrusões ígneas básicas do Cretáceo Inferior. O uso de mapas de contorno estrutural permitiu a visualização de um alto estrutural e um dique de diabásio como barreira na migração e acumulação do petróleo (Figura 26).

Assim como na Bacia do Paraná, a Bacia de Campos também teve um intenso magmatismo durante o Neocomiano, com extravasamento de magma astenosférico próximo à superfície como resposta ao processo de rifteamento (Milani *et al.*, 2001). Este intenso magmatismo é responsável pela geração da Formação Cabiúnas, constituída por derrames de basaltos toleióticos, com amígdalas preenchidas por calcita e clorita, tufos, brechas hidrovulcânicas, e rochas epiclásticas e de granulometria fina (Mizusaki, 1986; Mizusaki *et al.*, 1988). Esta unidade tem espessuras máximas perfuradas de 650 m (Winter *et al.*, 2007) e idades K/Ar em rocha total (Mizusaki *et al.* 1992) variáveis de 134 a 111 Ma em Badejo, Linguado, Pampo.

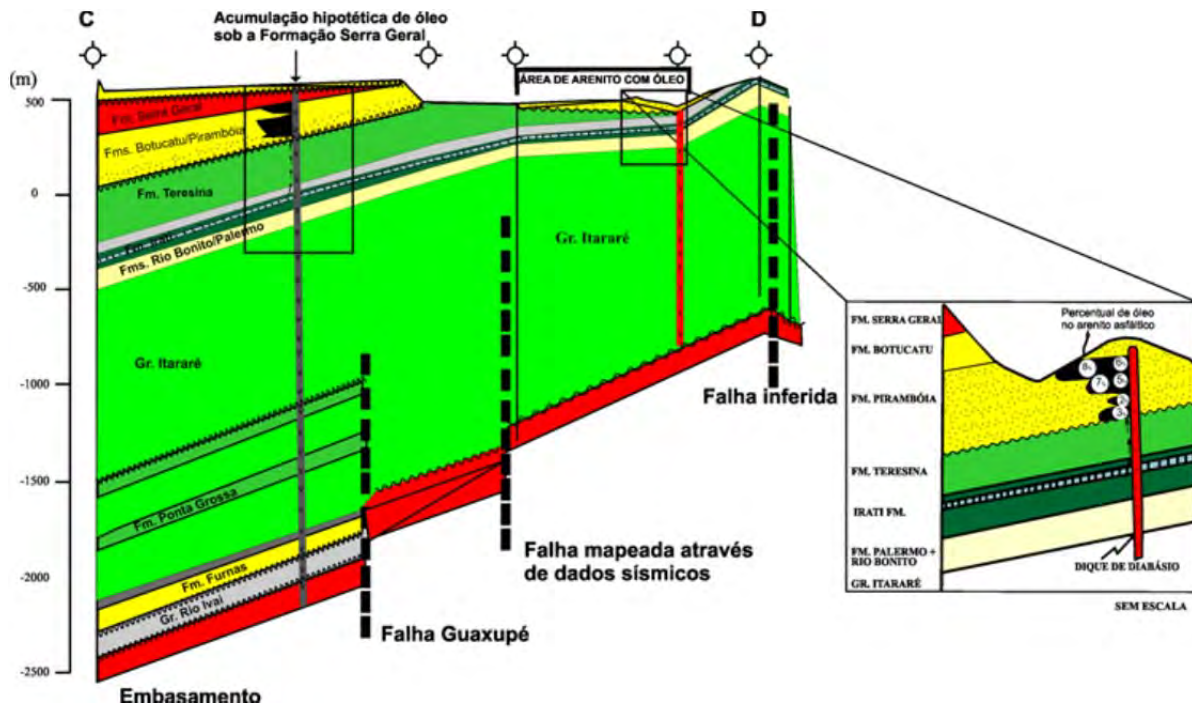


Figura 26: Seção geológica da Bacia do Paraná, incluindo as exsudações de óleo do leste do Estado de São Paulo (modificado de Araújo *et al.*, 2000), e mostrando uma hipotética acumulação de óleo abaixo da Formação Serra Geral, similar àquela da exsudação de Anhembi. Extraído de Thomaz-Filho *et al.* (2008).

O magmatismo do Neocomiano é um dos cinco *plays* exploratórios na Bacia de Campos. Thomaz-Filho *et al.* (2008) questionam a possível intercalação de sedimentos continentais com estes eventos magmáticos, visto que estes ocorreram concomitantemente, abrindo assim uma discussão sobre os principais efeitos desta relação. A Formação Cabiúnas é um exemplo de reservatório em rochas magmáticas com produção de hidrocarbonetos, e seu estudo detalhado indicou vulcanismo subaéreo nos campos de Badejo e Pampo, e subaquoso (lacustre) na região de Linguado (Mizusaki, 1986; Mizusaki *et al.*, 1988). O reservatório constitui-se de derrames onde a porosidade por fraturamento é a dominante. O preenchimento deste reservatório ocorreu a partir de intenso falhamento que colocou em contato lateral os geradores e os derrames básicos (Thomaz-Filho *et al.*, 2008).

***Capítulo 3 - Artigos
Científicos submetidos à
publicação***

3.1. ARTIGO 1

TÍTULO: TECTONIC-STRATIGRAPHIC EVOLUTION BASED ON SEISMIC SEQUENCE STRATIGRAPHY. EXAMPLE FROM THE RIFT SECTION OF CAMPOS BASIN, BRAZILIAN EASTERN MARGIN

REVISTA: Marine and Petroleum Geology

AUTORES: Renata Alvarenga, Juliano Kuchle, Claiton Scherer, Karin Goldberg, Patrycia Ene e David Iacopini

DATA DE SUBMISSÃO: 10 de Fevereiro de 2016

Observação: para harmonizar a leitura com o corpo da tese, o formato do texto foi alterado (fonte, tamanho, parágrafo, etc.), assim como as figuras e tabelas foram incluídas em suas devidas posições ao longo do texto, ao contrário do manuscrito original entregue sem formatação e com figuras e tabelas em separado.

COMPROVANTE DE SUBMISSÃO

- Submission Confirmation
-

Marine and Petroleum Geology <ees.jmpg.0.373841.99efd7bb@eesmail.elsevier.com>

Para renatalvarenga@yahoo.com.br

Fev 10 em 2:25 PM

Article Type: Full Length Article.

Dear Mrs. RENATA DOS SANTOS ALVARENGA,

We have received your article "Tectonic-stratigraphic evolution based on seismic sequence stratigraphy. Example from the rift section of the Campos Basin, Brazilian Eastern Margin" for consideration for publication in Marine and Petroleum Geology.

Your manuscript will be given a reference number once an editor has been assigned.

To track the status of your paper, please do the following:

1. Go to this URL: <http://ees.elsevier.com/jmpg/>
2. Enter these login details:
Your username is: renatalvarenga@yahoo.com.br
Your password is: *****
3. Click [Author Login]
This takes you to the Author Main Menu.
4. Click [Submissions Being Processed]

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System
Marine and Petroleum Geology

Tectonic-stratigraphic evolution based on seismic sequence stratigraphy. Example from the rift section of the Campos Basin, Brazilian Eastern Margin

Alvarenga R. S.¹, Kuchle J.², Scherer C.², Goldberg K.², Iacopini D.³, Ene P.¹

- 1) Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil
- 2) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil
- 3) School of Geosciences, University of Aberdeen, UK

ABSTRACT

The rift section of the Brazilian basins represents the sedimentary record that is associated with the first stages of Gondwana break-up, in the Early Cretaceous (Berriasian to Aptian). This section records elements of the most important petroleum system of the basins on Brazil's eastern margin. In the Campos Basin, the most productive offshore basin of Brazil this interval is the main constituent of the petroleum system, containing the main source rock and important reservoirs. However, of the rift interval little is known in stratigraphic terms regarding the Lagoa Feia Group. Most studies still discuss this interval with a lithostratigraphic approach.

For this reason, this study aimed to propose a tectono-stratigraphic framework of the deep-rift succession in the Campos Basin (Lagoa Feia Group), using the fundamentals of seismic sequence stratigraphy. Three seismofacies were identified based on the pattern of reflectors and lithologic data from wells, providing greater subdivision at the pre-rift, syn-rift and post-rift stages. The syn-rift stage has been subdivided based on the geometric patterns of the reflectors. Tectonics were identified as the main controlling factor and the pattern and the geometry of the seismic reflectors of the syn-rift interval of the Campos Basin were separated into three tectonic systems tracts (i) Rift initiation systems tract; (ii) High tectonic activity systems tract and (iii) Low tectonic activity systems tract.

Key words: Rift Basin, Seismic stratigraphic analysis, Tectonic-stratigraphic evolution

1. INTRODUCTION

The Campos Basin is the most prolific basin of the Brazilian margin, having the largest oil reserves (Guardado et al., 2000) until the discovery of the pre-salt reserves

(Formigli, 2007). The Lagoa Feia Group is one of the main intervals, comprising source rocks and some reservoirs in the Campos Basin. There is no chronostratigraphic framework for taking into account of the premise of tectono-stratigraphic sequences for rift basins (as proposed by Prosser, 1993 and Kuchle & Scherer, 2010). Currently, a lithostratigraphic compartmentation exists (Guardado et al, 1997; Rangel et al, 1994 and Rangel & Carminatti, 2000), with has been divided into sequences, but the lithological composition is considered as the fundamental criteria (Dias et al, 1990).

With advances in the area of the rift basins since the 1990's and advance in seismic data, there is much to contribute to the evolutionary history of the rift section of the Campos Basin. Thus, a systematic mapping taking into account all the premises of sequence stratigraphy adapted to the rift basins such as Prosser (1993) and Kuchle & Scherer (2010) brings an increase in the knowledge of this interval and prediction of new reservoirs. However, stratigraphic analysis of a rift basin is extremely complex due to its geometric structures, the controlling parameters and their fill pattern are very different to classic passive margin basins. In this way, we intend to establish criteria for a systematic mapping of this interval from a detailed seismic stratigraphic study of selected 2D seismic lines, as proposed by Vail, (1977), Abreu (1998), Neal & Abreu (2009) and Kuchle & Scherer (2010). Therefore, it will be possible to understand the infill pattern of the half-grabens and how this pattern was controlled to understand the evolution of the rift basin.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Campos Basin belongs to the Brazilian eastern margin basins trend, which have a geological evolution characterized by three distinct geotectonic phases (Chang et al. 1990), an initial pre-rift phase, dominated by intracontinental synclisis style in the Late Jurassic, an Early Cretaceous rift phase, where the extensional regime was intense, including the break-up of Gondwana and a post-rift phase of continental drift and installation of a passive margin, which started in the Albian and continues until today.

The Campos Basin extends from the Cabo Frio High, until the Vitória High, in the southern state of Espírito Santo (Figure 1A). Covering an area of 115,800 km², the Campos Basin has a limited onshore area of 5800 km², with the remaining majority located offshore. This study was limited to a boundary of 11.913 km² in the central portion of the Campos Basin (Figure 1B), determined by the quality of seismic data available for this study.

The first stratigraphic chart of Campos Basin was proposed by Schaller (1973) and modified by Rangel et al. (1994), with the most recently proposed by Winter et al. (2007) - Figure 2. In this last proposal, the Lagoa Feia Group was subdivided in the Atafona, Itapaboana, Coqueiros, Macabu, Gargaú and Retiro formations. The Atafona and Coqueiros formations corresponds to the rift phase, while the Itapaboana, Macabu and Gargaú formations are related to the pre-drift (sag) phase (Winter et al., 2007). The rift section, studied in this work, is characterized by conglomerate with basalt clasts, fan-delta and aprons deposits associated with the border faults, fine to coarse sandstones, shales rich in organic matter and siltstones (Atafona Member) and rudstones/grainstones (Coqueiros Member). The best porous facies are in rudstones/grainstones, with thickness up to 200 meters. These rocks characterize continental deposition in a lacustrine environment. The rudstones/grainstones are bioconcentrated, composed of bivalves and ostracods with little reworking. The top of the Lagoa Feia Group, comprising the sag phase, is composed of thick continental sediments, with conglomerates of Aptian age and red shales of Late Aptian age that grade in to evaporites of the Retiro Member, with rhythmic interbedded halite and anhydrite (Grassi et al., 2004).

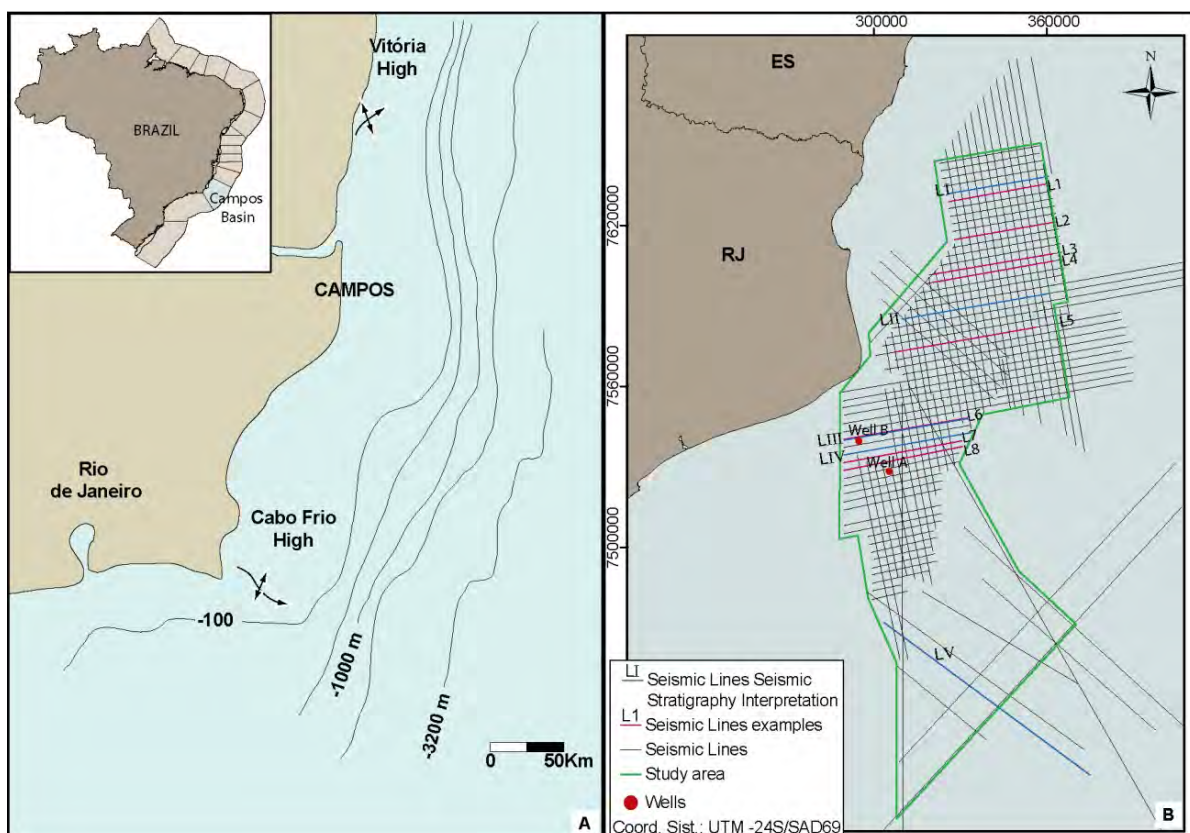


Figure 1. Location map of the Campos Basin. A) Location of the Campos Basin, between Vitoria High and Cabo Frio High (Modified from Moraes, 1989). B) Location map of study area with seismic lines 2D used.

Dias et al. (1990) divided the Lagoa Feia Group in four sequences: basal, talc-stevensitic, coquina and clastic-evaporite. Rangel & Carminatti (2000) further separated the Lagoa Feia Group into ten depositional units, named Unit A to Unit J. However, it is clear that in the proposals for the Lagoa Feia Group made by Dias et al. (1990) and by Rangel & Carminatti (2000) there is no stratigraphic control for the subdivisions. In the first proposal, the Lagoa Feia Group is separated into sequences based upon lithological composition. However, Dias et al. (1990) do not presents stratigraphic surfaces for division of the sequences and systems tract as formally established by Catuneanu (2006). The subdivision of Rangel & Carminatti (2000) are based on the use of biozones (chrono-depositional markers) and unconformities identified in seismic and well logs to identify and define units. For these authors, units D and E referred a "Coquinas" as occur in areas restricted to structural highs. In current chronostratigraphic chart of Winter et al. (2007) there is an extensive discussion of the lithological characteristics of the formations and members of the Lagoa Feia Group, but there is no chronostratigraphic boundaries between them and spatial and temporal controls were not verified in the proposed framework. However, as we will discuss in this work, the deposits are not located in a specific interval, these sediments occur geographically and stratigraphically anywhere in the Campos Basin half-grabens.

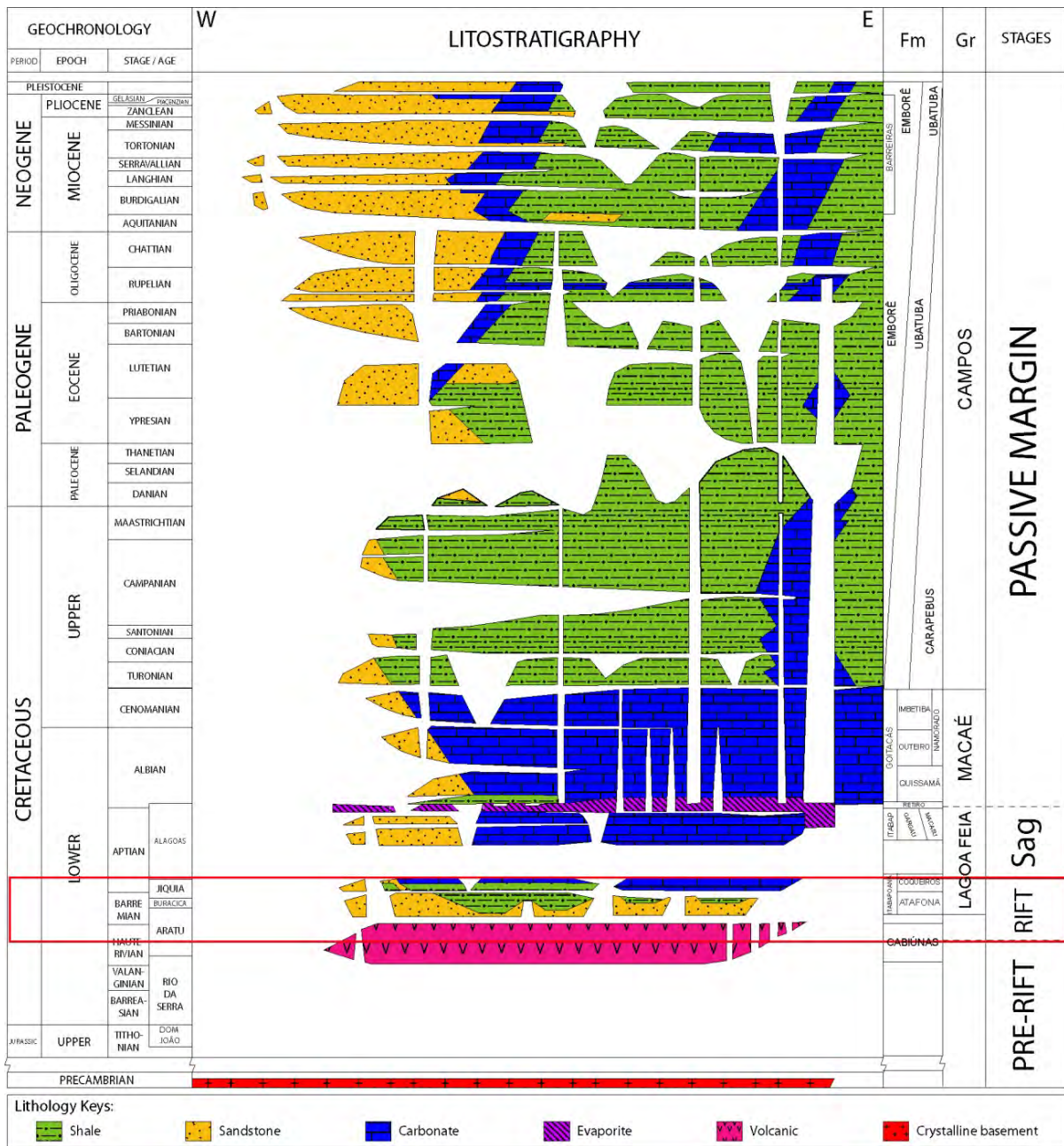


Figure 2. Stratigraphic chart for the Campos Basin with the rift section highlighted. Modified from Winter et al. (2007).

3. SEQUENCE STRATIGRAPHY AND ADAPTATION FOR RIFT BASINS

Sequence stratigraphy was conceived from the initial work of Peter Vail and his collaborators (Vail et al., 1977a; Vail et al., 1977b, Mitchum et al., 1977), recognizing seismic units to map unconformities and define depositional sequences. These theories were advanced with studies by Posamentier et al. (1988), who developed conceptual models, and Van Wagoner et al. (1990), who adapted and applied the model to outcrops, well logs and

cores. After decades of tests, adaptations and derivations, Catuneanu (2006) re-converged all the terminology, from basin-wide seismic studies, logs and cores, to outcrops, establishing a coherent nomenclature and procedures. Now, the sequence stratigraphy procedures can be applied to any kind of basin, regardless of tectonic context, when defined by its basic controlling factors. The initial sequence stratigraphy approach to rift basins was made by Prosser (1993), defining tectonic systems tract – genetic units, as originally defined by Brown & Fischer (1977), related to specific tectonic patterns along a rift evolution. After, Bosence (1998) defined a syn-rift deposit as having a divergent strata pattern, related to border fault growth during deposition, bounded by unconformities from the pre-rift strata – parallel and tilted, and post-rift strata – parallel and horizontal. This basic model works as a proxy to define syn-tectonic sedimentation and the stratigraphic interval of a rift occurrence. Gawthorpe & Leeder (2000) proposes the fault linkage theory, where the faults start with small displacements and small length. With increased tectonic activity, comes increased fault displacement faults start to connect, generating long major faults. Morley (2002) proposed the fault propagation theory, very similar to the fault linkage, and argued that a rift event starts with crustal stretching, generating a large amount of small and non-connected faults, with small displacements, which results in a synformal depression, with size larger than the subsequent half graben structure. The increase of tectonic activity connects the faults, increases the displacement and concentrates deformation on some specific faults, and thus generating half graben structures. Kuchle & Scherer (2010) used these concepts to develop a seismic sequence stratigraphy analysis on the Recôncavo Basin (located in northeastern Brazil, with similar age and geotectonic context of Campos Basin), and used the tectonic systems tracts of Prosser (1993), the stratal patterns of Bosence (1998) and the geometrical phases of a rift of Morley (2002), similar to proposed on this work.

4. THE SEISMOSTRATIGRAPHIC MODEL APPLIED TO THE CAMPOS BASIN

The model proposed here is grounded by systematic seismic stratigraphic mapping of 2D seismic lines in the Campos Basin, with methodology as proposed by Vail & Mitchum (1977), Abreu (1997), Neal & Abreu (2009) and Kuchle & Scherer (2010). Thus, seismic stratigraphic analysis comprises the following steps: (1) Interpretation of reflectors; (2) Definition of seismic stratigraphic units; (3) Definition of Seismic facies; (4) Identification of Systems Tracts and (5) Construction of a chronostratigraphic diagram, cf. Wheeler (1958). The interpretation of reflectors was performed systematically, with mapping of all reflectors and their terminations that comprise the analyzed interval. After, were defined the units that make up different temporal events that represent depositional change. Next, the

seismofacies were defined by intersection of the lithologic data (from wells), use of seismic attributes (sweetness, cosine phase, RMS amplitude and relative acoustic impedance) and properties of the reflectors, leading to depositional systems inference. The systems tract were defined from seismic stratigraphic units based on geometric patterns and their spatial distribution. Finally, the development of the chronostratigraphic diagram allowed the integration of all data in timescale view.

4.1. Seismic facies analysis

Seismic data and well information were used to characterized a set of three dimensional seismic units, comprising groups of reflectors whose behavioral parameters of their waves differs from adjacent units facies, these units are called seismofacies (cf. Mitchum et al., 1977). The main types of seismic features used in this mapping are: seismic amplitude, geometry of reflectors, continuity of reflectors and, when possible, their seismic frequency properties. For this, several attributes limited to these properties were used. The information obtained from seismic recognition and well data were used to construct a seismic facies model, covering the whole area investigated, and capable of correlation to determine the lithological composition of the general seismofacies.

The geological significance of the three recognized seismofacies was based on exploratory wells drilled near to the seismic sections analyzed. Goldberg et al. (2016) present a sedimentological interpretation for the observed lithology, from lithological composed log from wells and c. 300 meters of described cores. Basically, they comprise thin background lacustrine deposits, interbedded with re-sedimented deposits from shallower regions of the half-graben (not preserved). These re-sedimented deposits can be thin (where they are not distinguished from background sediment) or thick (usually rudstone/grainstones). Clastic conglomerates were also recognized related the boundary faults. This interpretation of Goldberg et al. (2016) is used in this study as the basis of the depositional systems and related seismofacies.

Seismofacies 1 – show chaotic reflectors, without continuity and with low to medium amplitude (Figure 3). They are primarily composed of conglomerate and its occurrence is geographically associated with the boundary faults, suggesting that deposition is controlled by the border fault (Figure 3). This seismofacies is interpreted as fan-delta deposits (Goldberg et al., 2016), originating from erosion due to the uplift of the footwall block of the border fault.

Seismofacies 2 – displays a divergent configuration for the most part and portions with hummocky configuration in depocenters. Reflectors show a low amplitude and range from continuous to discontinuous, with onlap termination being the dominant reflector type (Figure 3). Their arrangement is varied over the interval, and there is not a preferred region, occurring temporally and spatially over the entire basin, (Figure 3). The seismofacies 2 is interpreted as lake deposits background, can also be comprised, of gravitational flows deposits, but due to its low amplitude and lower lateral continuity, are expected thinner deposits. They were thus called background deposits and re-sedimented, fine grain-dominated (Goldberg et al., 2016).

Seismofacies 3 – the reflectors displays a parallel configuration, with high to medium amplitude and good continuity (Figure 3). Predominantly terminations in onlap and some structural truncation/cutting of the seismofacies that show a tabular geometry occur. This seismofacies was interpreted as rudstones/grainstones and show a mounded geometry and grad from seismofacies 2. It is not possible to determine proximal or distal trends in relation to seismofacies 2. Seismofacies 3 occurs dispersed in space, but in several distinct temporal units, both on the flexural margin, on the depocenter of half-graben (Figure 3), contrasting with the observations of Rangel & Carminatti (2000) and Abrahão & Warme (1990). These authors asserted that these deposits are only formed on structural highs, and were interpreted as shallow margin deposits. However, seismofacies 3 is interpreted as a result of reworking and erosion of shallow margin sediments (Goldberg et al., 2016). Tectonic pulses resulted in uplift and unstabilization of the carbonate platform, and resulted to redeposition of sediments by gravitational flows. These deposits were designated as re-sedimented, coarse grain dominated sediments by Goldberg et al. (2016).

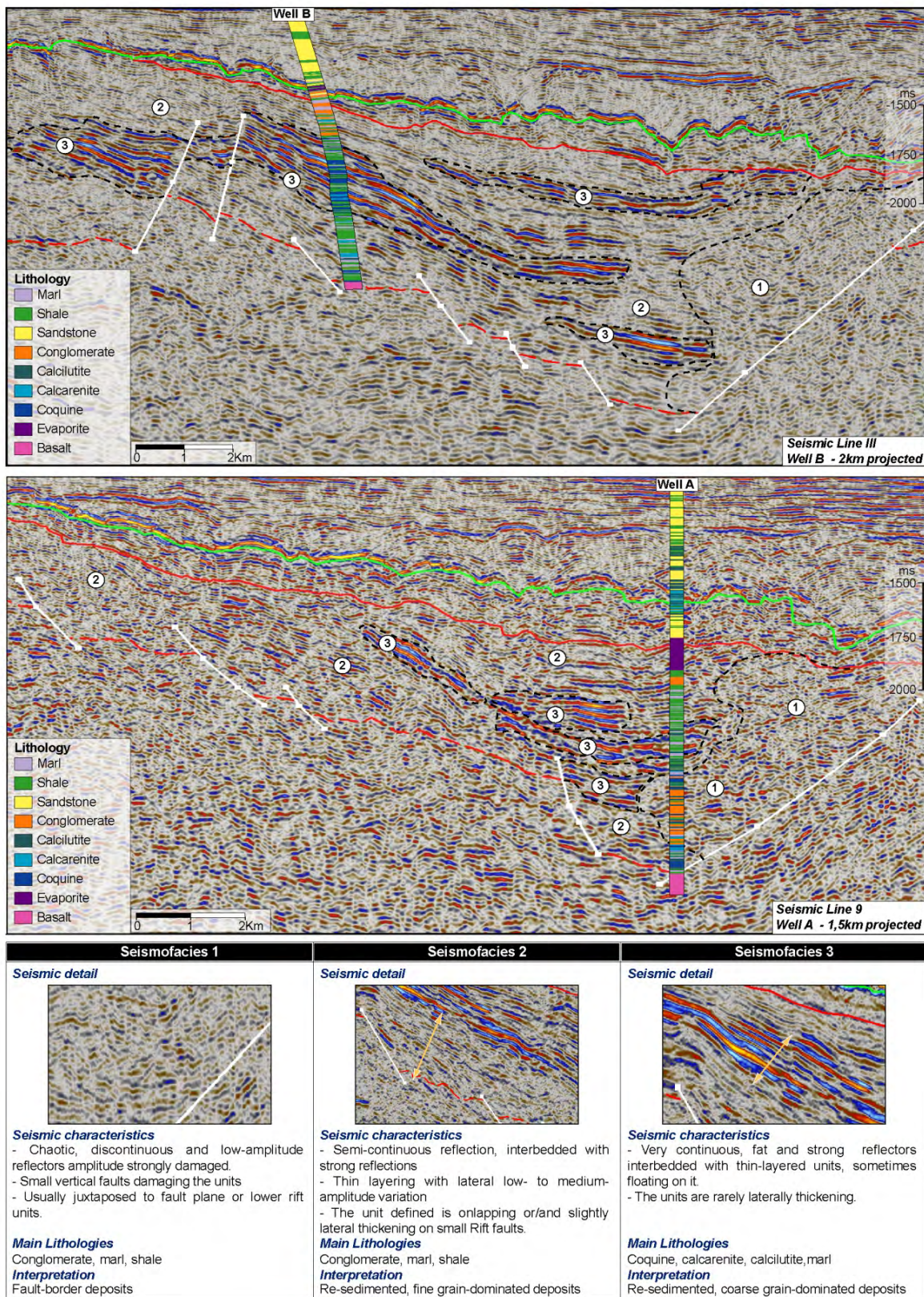


Figure 3. Representative seismic section and description of the main seismofacies observed in rift interval of the Campos Basin.

4.2. Seismic stratigraphy interpretation

Seismic stratigraphy analysis was performed on five 2D seismic lines, in displayed time (milliseconds). By analyzing these five lines the general stratigraphic framework was defined identification of key surfaces, which were mapped on 115 seismic lines (63 dip lines and 52 strike). The selection of lines to be interpreted had the following criteria: (1) the spatial distribution in the study area; (2) the quality of the seismic signal and (3) the representation of the structures and patterns of reflections in the study area.

Through the configuration of geometric patterns, amplitude, frequency and continuity of the reflectors, reflectors were mapped and their terminations that define the top and bottom of the rift troughs and border faults were identified. A systematic mapping of the reflectors and their terminations in all intervals (Figure 4A and B) has conducted. The interpretation of successive terminations of the reflectors in specific surfaces allowed the characterization of twelve seismic stratigraphic units – SU, (Figure 4C). Seismic stratigraphic units are depositional units related to different temporal events (Mitchum et al., 1977). Sometimes, they are separated by stratigraphic surfaces and other times, they mark only successive depositional events without changes in patterns and trends. The identification of surfaces that define seismic stratigraphic units is important, because some of these may represent change of events depositional and is held from observing changes on stacking patterns or trends between seismic stratigraphic units. Key surfaces have been identified that show lateral continuity along structures. These key surfaces were defined from reflectors seismic, ending with identification of onlaps, downlaps, toplaps and erosive truncation. Thus, mapping the horizons defined the rift interval (1) syn-rift: Cabiúnas Formation top, as a basal surface and (2) Post-rift unconformity, top surface, which separates the syn-rift to sag section. Additionally, the salt base has mapped, as a functional surface for the control and positioning of the syn-rift section. Overall, the Cabiúnas Formation top and Post-rift unconformity horizons comprise the syn-rift section mappable in the study area, and their stratigraphic meanings will be discussed below. The relationship between the seismic stratigraphic units, based on geometric patterns and their spatial distribution, allowed us to determine and characterize intervals that comprise the seismic stratigraphic units, which were here termed as tectonic systems tract (Figure 5B). Tectonic tract are sets of genetically related depositional systems (cf. Brown & Fischer, 1977), which accumulated in a specific tectonic phase during the filling of a half-graben (cf. Prosser, 1993).

Interpretation of the seismic lines allowed construction of a chronostratigraphic chart, (Figure 5C). This chart integrated all the interpreted data, the stratigraphic units, that are

distributed in time slices (Figure 4C), and the seismofacies, (Figure 3 and Figure 5A), resulting in a clear temporal and spatial distribution of units and infills defined by seismic data. Interpretation of the chronostratigraphic chart allows us to define regionally significant surfaces which mark erosions or periods of non-deposition.

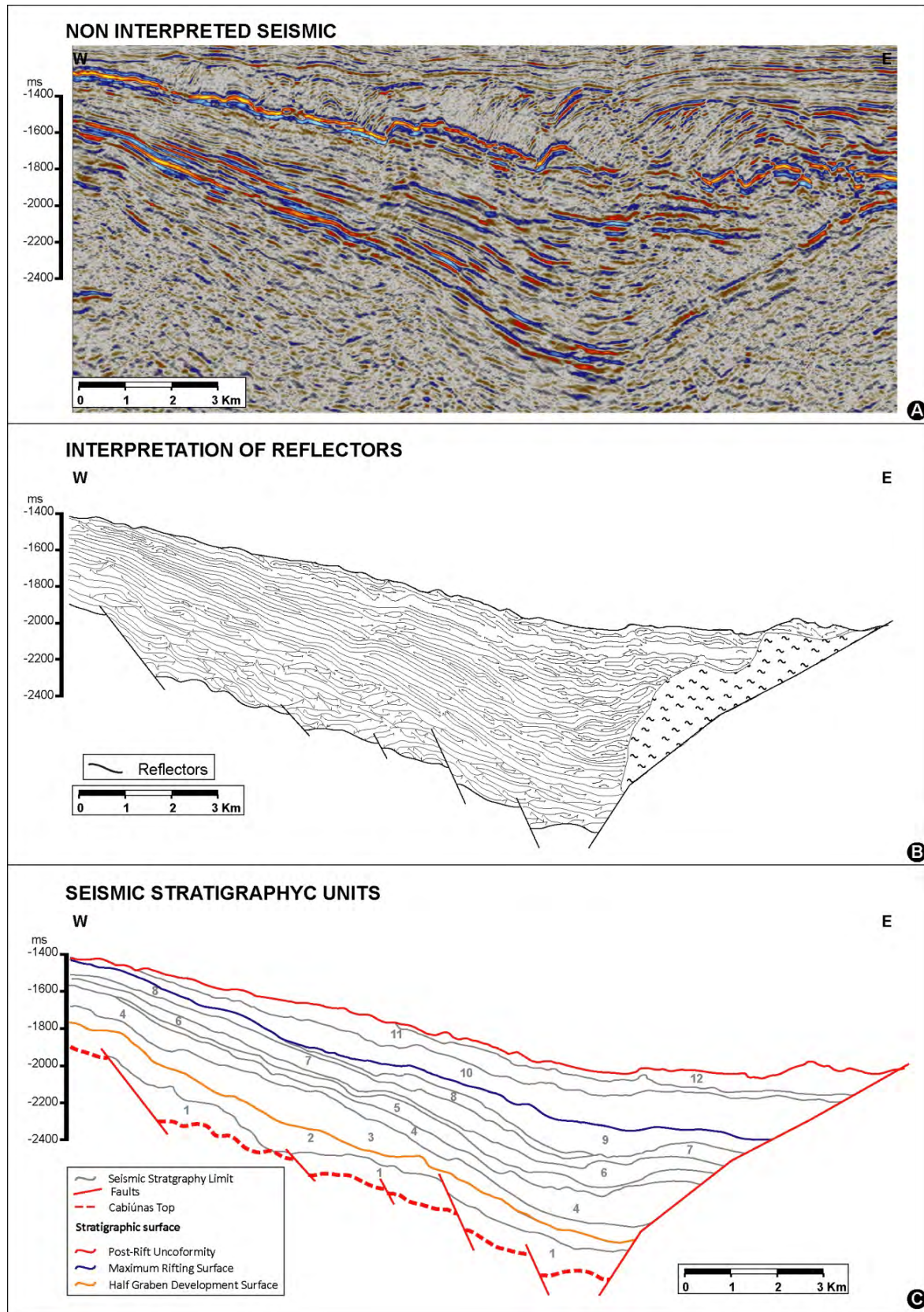


Figure 4. Seismic line L3. A) In normal phase without interpretation. B) With reflectors interpretation. C) With interpretation of Seismic stratigraphic units.

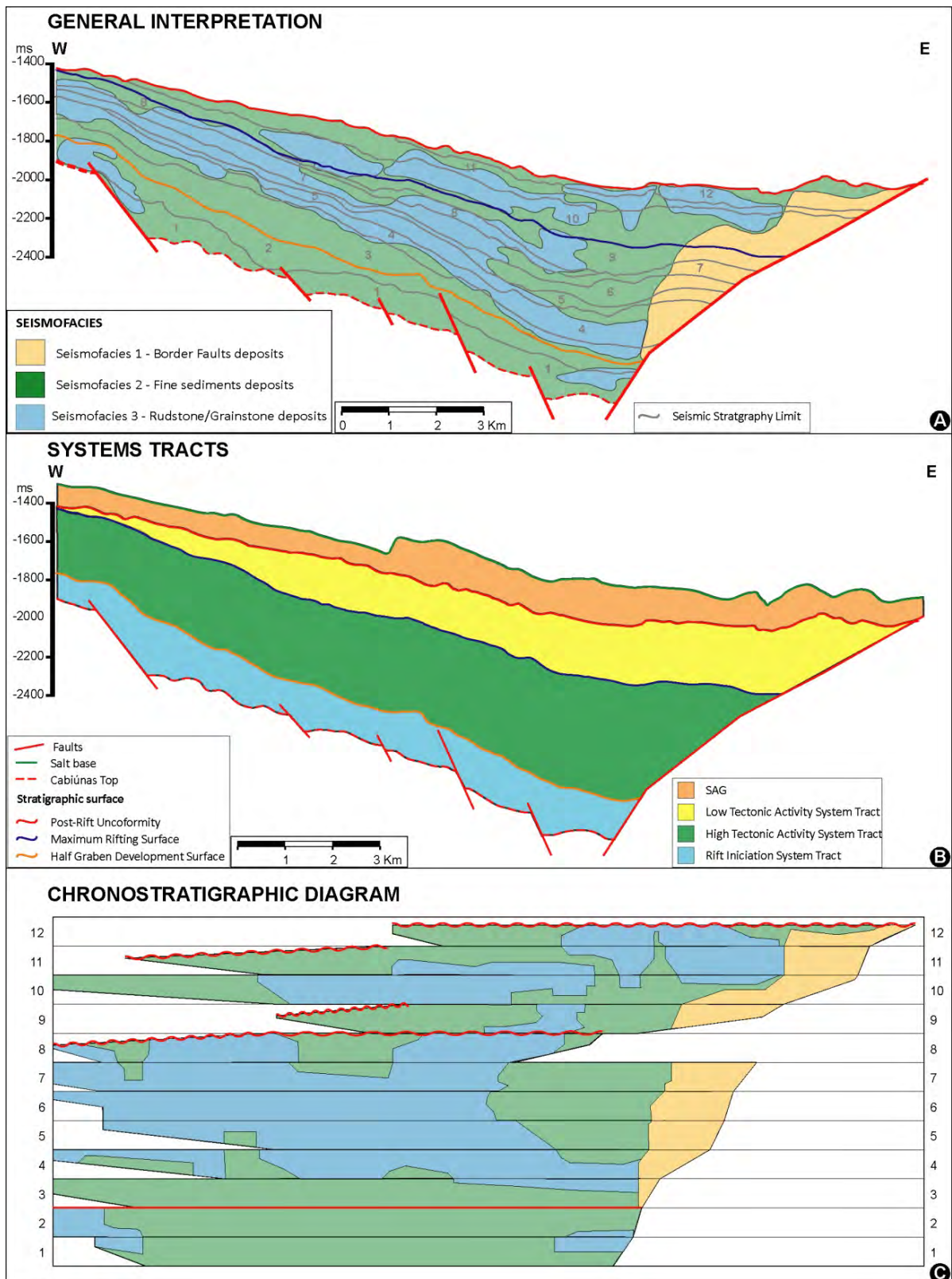


Figure 5. Seismic line L3. A) Interpretation integrated with seismofacies, seismic stratigraphic units and surfaces. B) Interpretation and delimitation of the Systems Tract. C) Chronostratigraphic diagram.

4.3. Stratigraphic framework

The establishment of a stratigraphic framework is essential for understanding the evolution of a basin. The subdivision into time units, representing events with different factors and distinct controlling variables, allows the understanding not only of how the basin evolved, but also what controlled the sedimentation.

The stratigraphic framework, (Figure 6) proposed for the rift section of the Campos Basin is comprised of unit's representative of distinct events. These include bounding surfaces (stratigraphic surfaces) and to a lesser extent, functional surfaces, which are mapped surfaces without stratigraphic significance (no temporal context established, or whose control is uncertain).

Litho-stratigraphy	Age Ma	Stratigraphic Framework	Rifting Process	Structural Pattern	Recognition Criteria
Sea	0	SEA sea bottom			
Campos Macaé Gr.		PASSIVE MARGIN			
Retiro Salt	113	salt base			
	118/124	SAG post-rift unconformity	POST-RIFT		Intense erosional truncations of the entire half-graben structure. Very discontinuous and parallel/wavy reflections. Synformal depression overlying the half-graben.
	undef	LOW TECTONIC ACTIVITY SYSTEMS TRACT tectonic change surface			Intense erosional truncations of the entire half-graben structure.
Lagoa Feia Gr.	undef	HIGH TECTONIC ACTIVITY SYSTEMS TRACT half-graben development surface	SYN-RIFT	HALF GRABEN	Horizontal reflectors, trough infill pattern. Slightly divergent reflectors indicate deposition during low tectonic activity. Well developed half-graben structure. Intense erosion due to the post-rift unconformity. Erosional truncations at flexural margin and onlaps at the depocenter of the half-graben. Strongly divergent reflectors indicate deposition during high tectonic activity. Well developed half-graben structure. With strong flexural margin.
	undef	RIFT INITIATION SYSTEMS TRACT cabiúnas top			Erosional truncations at flexural margin and downlaps at the depocenter of the half-graben. Discontinuous reflections, with a parallel to wavy orientation. Synformal depression beneath the half-graben structure. Depositional area larger than the half-graben indicated by strong border erosions.
Cabiúnas Fm.	130	pre-rift unconformity		SYNFORMAL DEPRESSION	Differential reflection patterns (volcanics and sediments interface), especially sweetness attribute. Faint tracking surface.
Basement	540		PRE-RIFT		No mappable reflector continuity or contrast. Just few local continuities which indicate fault activity during deposition. Not mappable - no seismic resolution or contrast.

Figure 6. General chart of the stratigraphic framework of the Campos Basin containing the lithostratigraphic data, general age of surfaces, framework with surfaces and systems tract, the active process, structural pattern and the recognition criteria of the units and surfaces.

The internal subdivision of the syn-rift section was based on the concepts of the evolution of rift basins presented by: 1) Prosser (1993), especially regarding tectonic systems tract (temporal units composed of arrays of depositional systems, based on a specific and different tectonic control of each unit), 2) Morley (2002), to define the structural pattern, the basin geometry and to characterize the rift initiation phase, 3) Gawthorpe & Leeder (2000), for evolutionary models of the structure of a half-graben and propagation of border faults, 4) Bosence (1998), for the definition of bedding patterns and criteria for separation of the sections in: pre-, syn- and post-rift and 5) Kuchle & Scherer (2010), to apply the concepts of rift basin evolution, using sequences stratigraphic and seismic stratigraphic characterization.

Thus, the stratigraphic framework was defined from three tectonic systems tract for the syn-rift phase: 1) Rift Initiation Systems Tract, 2) High Tectonic Activity Systems Tract and 3) Low Tectonic Activity Systems Tract. Each tectonic systems tract is delimited by stratigraphic surfaces characterized on seismic lines, which were also mapped along the entire seismic dataset. In all figures illustrating seismic sections, the color of mapped surfaces follows the color pattern shown in Figure 6.

RIFT INITIATION SYSTEMS TRACT (RIST)

The start of the Rift Initiation Systems Tract (RIST) mappable interval is the Cabiúnas top Surface. This surface, marked by onlaps, represents an approximation limited by seismic resolution (15 to 45 meters) of the passage from volcanic dominated interval (Cabiúnas Formation) to the sedimentary dominated interval (Lagoa Feia Group). Additionally, this surface may correspond to different periods of time in different regions of the basin, not representing a timeline, making it a functional surface without stratigraphic significance (cf. stratigraphic surfaces defined by Catuneanu, 2006). Therefore, this surface represents a transitional interval and not an absolute temporal division. Sometimes, its determination in systematic mapping is speculative, but in general, the Cabiúnas top surface separates different seismic reflector patterns, indicative of basalts below and Lagoa Feia Group sediments above (Figure 4 and Figure 7). This surface is marked as the SU-1 base (Figure 4C). In depth maps (seismic time) of the Cabiúnas top surfaces (Figure 7D), it may be observed to be located deeper in the depocenter of half-grabens, towards W - SW.

The RIST comprises entirely the Cabiúnas Formation and the basal section of the Lagoa Feia Group (Figure 6). RIST mapping was only possible in upper section, as contact between Cabiúnas Formation and the Precambrian crystalline basement is not visible on seismic data, even with the use of different seismic attributes (Figure 7A, B and C). Thus, the basal section, composed of the Cabiúnas Formation, was not mapped and stratigraphically characterized. The basal interval is characterized by low intensity reflections with low continuity (Figure 4A and Figure 7). This interval also shows some dispersed reflection patterns, which suggest syn-depositional tectonic activity (divergence and change of reflectors vergence), but along the seismic sections there is no clear continuity of pattern that allows mapping.

The top section of the RIST was mapped with its base as the Cabiúnas top surface and its top by the half-graben development surface (Figure 4 and Figure 8A), which comprise the SU-1 and SU-2 seismic units (Figure 4C). During the evolution of the half-graben, two

seismofacies are repeated laterally: the rudstones/grainstones marked by high amplitude reflectors, which are commonly thick and continuous, and fine sediments with low amplitude, little continuity and varying thickness (Figure 4, Figure 5 and Figure 8A). In general, the reflectors have good lateral continuity, but show undulations in some portions (Figure 4B). The basic structure of this systems tract is a synformal depression, characterized by small syn-depositional faults that are well distributed, showing that the tectonic activity was distributed without being concentrated only on the border fault.

The tectonic activity was low, reflected in the small displacement of every faults, (including the after border fault or any secondary faults), so that all had approximately the same intensity (Morley, 2002 and Kuchle & Scherer, 2010). This can be observed by a horizontal leveling (flattening) on top of the RIST, mapped by the half-graben development surface (Figure 8B). With the horizontal flattening, the synformal structure is visible, without the development a half-graben, structure which indicates that the (future) border fault was active, but without an intensity greater than the other faults. The RIST shows an erosional top, particularly in higher regions (footwalls) and in the upper portions of the future flexural margins (Figure 8A and B). Thus, it is common to observe a thinning of the RIST towards structural highs and in complete erosion of this section margin may occur upper portions of the flexural. This erosion is associated with uplift subsequent to the RIST stage, which created space in the trough (hangingwalls) and uplifted the highs (footwalls) of half-graben. Consequently, the occurrence of the RIST is restricted to hangingwalls of half-graben, Figure 8C.

The RIST ends with the half-graben development surface, (Figure 8C) which indicates a change in the geometric pattern structural of the basin, replacing a synformal depression (early) for a half-graben structure. From this surface we can infer that border fault is active, concentrating deformation and assuming the classical border fault behavior. The smaller faults we are no longer active and the deformation became concentrated on the border fault. Mapping of the half-graben development surface (Figure 8C), shows the beginning of concentrated activity of the border fault in both the northern and southern sectors of the basin. This reflects a geometric change in the structure of the basin (Gupta & Scholz, 2000; Morley, 2002 and Kuchle & Scherer, 2010). The isochronous map (thickness in seismic time) of the RIST (Figure 8D), shows similar thicknesses with little lateral variation and small displacement associated with faults to subsequently control the structure of the half-graben.

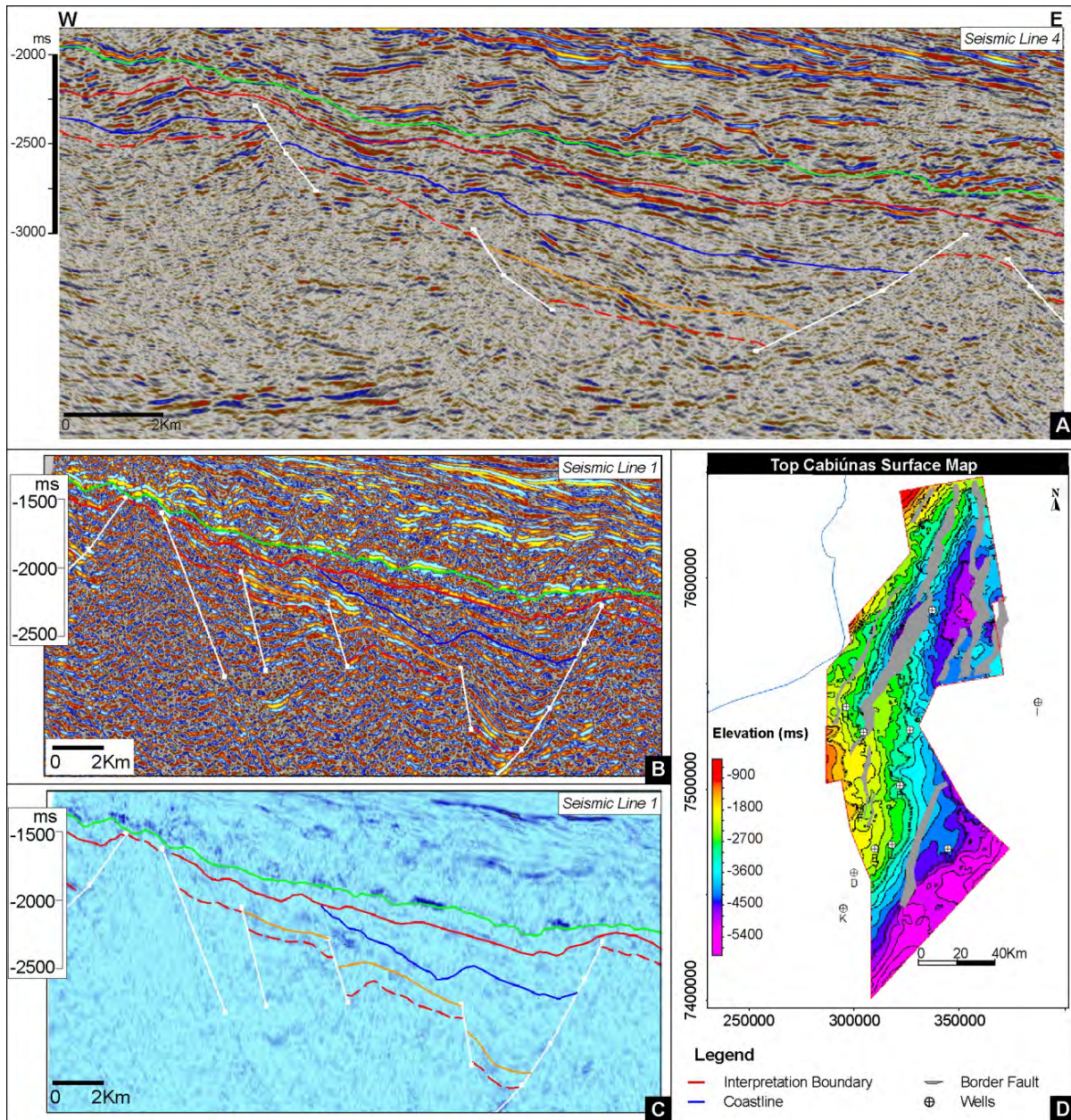


Figure 7. Seismic pattern of the Cabiúnas Unit below Top Cabiúnas surface, (red dashed reflector), showing some scattered reflections indicating deposition under tectonic activity, but without a clear definition for mapping. B) Relative acoustic impedance attribute seismic pattern of the Cabiúnas Unit. C) Sweetness attribute seismic pattern of the Cabiúnas Unit. D) Map of the Top Cabiúnas Formation surface.

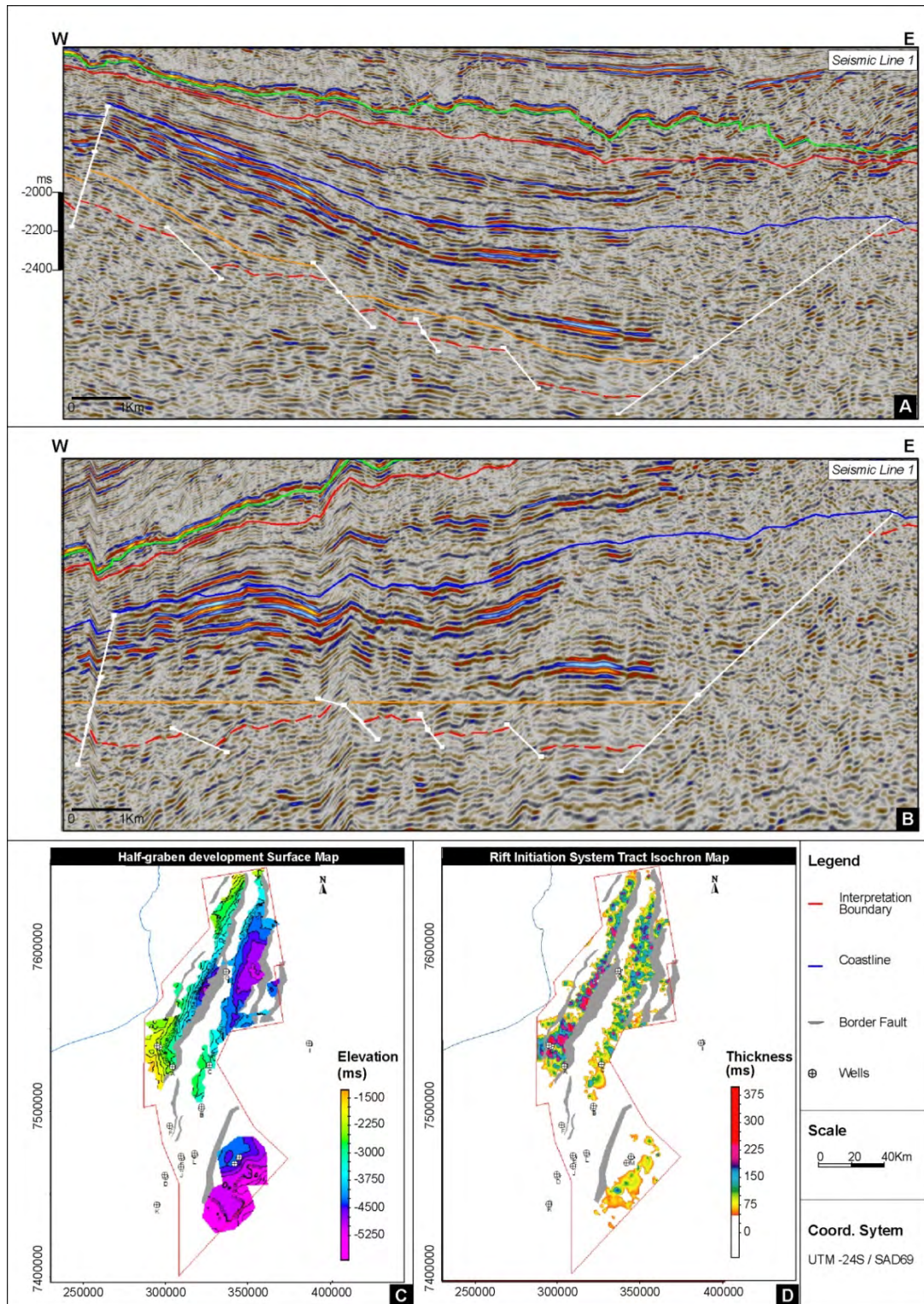


Figure 8. Rift initiation system tract (RIST). A) Seismic line 1 shows the structure of the rift initiation section (between orange and red dashed reflectors), and the occurrence of the seismofacies 2. B) Seismic line 1 with flattening of the half-graben development surface. Observe that all faults show similar displacement, and occur in a general cinform depression configuration in the early section of the rift. C) Surface map (in seismic time) of the half-graben development surface. D) Isochron map (thickness in seismic time) of the RIST.

HIGH TECTONIC ACTIVITY SYSTEMS TRACT (HTAST)

The High Tectonic Activity Systems Tract (HTAST) has its base in the half-graben development surface, marked by a continuous reflector, and comprises the SU-3 to SU-9 seismic units (Figure 4C). It shows some downlaps in flexural margin, passing to a series of onlaps near the border fault (Figure 4B). At the top of the HTAST reflectors follow a pattern parallel to the tectonic change surface, but have an internally divergent pattern in this systems tract. This systems tract is represented by intercalations of seismofacies 3, related to rudstone/grainstone deposits, with seismofacies 2, being fine deposits, in a pattern that grades from the flexural margin to the depocenter of the half-graben (Figure 5A). Seismofacies 1, related to border faults, begins to occur in the systems tract, presenting lateral deposits intercalated with seismofacies 2 and 3. Seismofacies presents discontinuous reflections, which are chaotic and low amplitude (Figure 5A). Although seismofacies 3 extends towards the depocenter, its occurrence is marked by an east to west gradation with seismofacies 2, which prevents the characterization of a reliable stacking pattern.

The HTAST mainly reflects the geometric change on the structure of the basin. At the beginning of the rift, the basin had synformal depression geometry, with movements with low displacement in practically all faults. In the HTAST, increasing rates of stretching caused the deformation to concentrate on a specific fault, decreasing intensity in the other faults and developing a half-graben structure type (Gupta & Scholz, 2000; Morley, 2002). Thus, the HTAST is defined by two fundamental elements: (1) the geometry of the half-graben basin, and (2) the remarkable divergence of reflectors, which indicates deposition under conditions of intense creation of accommodation space (*sensu* Bosence, 1998). We opted for a more simplistic definition of high and low tectonic activity to differentiate this systems tract, instead of using tectonic systems tract of climax and end of rifting (as Kuchle & Scherer, 2010). This was due to the fact that the definition of climax or end of rifting is essentially based on stacking patterns, which could not be observed in the syn-rift section analyzed, due to limited availability of well data and cores. Thus, as there is no defined stacking pattern, the relations between accommodation space and sediment supply could not be determined, and stacking patterns, reflecting the space/supply, were not observed.

The HTAST comprises the sedimentary deposits of the Lagoa Feia Group related to a period of intense tectonic activity in the basin. The divergent pattern of reflectors, seen in Figure 9A, and horizontal leveling (flattening) of the top HTAST (Figure 9B), shows a divergence of reflectors derived from the flexural margin toward the central trough of the half-graben. This tract is initially marked by a restriction in the area of the basin, when the of

synformal depression passes to a half-graben, followed by intense expansion of the depositional area along the section of this systems tract. Expansion is marked by numerous onlaps on the flexural margin (Figure 9C). These onlaps indicate that the creation of accommodation space was continuous and at high rates, expanding the area of the half-graben on the high regions of flexural margin.

The top of HTAST is marked by the tectonic change surface, separating the high and low tectonic activity systems tract. This surface consists of an erosive truncation in flexural margin, passing to a conformity in the trough of half-graben (Figure 9D). This erosive event affected both the HTAST and RIST. The isochron map of the HTAST (Figure 10A) shows a strong control of the half-graben structure on this systems tract, with thickening of the section toward the border fault. The thinning towards the flexural margin is associated with the erosion of the high tectonic activity interval at the tectonic change surface, as discussed above. The seismic depth map to the tectonic change surface (Figure 10B) shows that the main filling of the west half-graben, in the northern sector of the study area, occurred during HTAST. This is evident because after this phase the surface poorly marks an inherited half-graben structure. However, in the eastern and southern the half-graben structure was still observed, marked by border fault(s). This indicates that the next stage experienced continued creation of accommodation space and/or infill of relict accommodation space inherited from the HTAST.

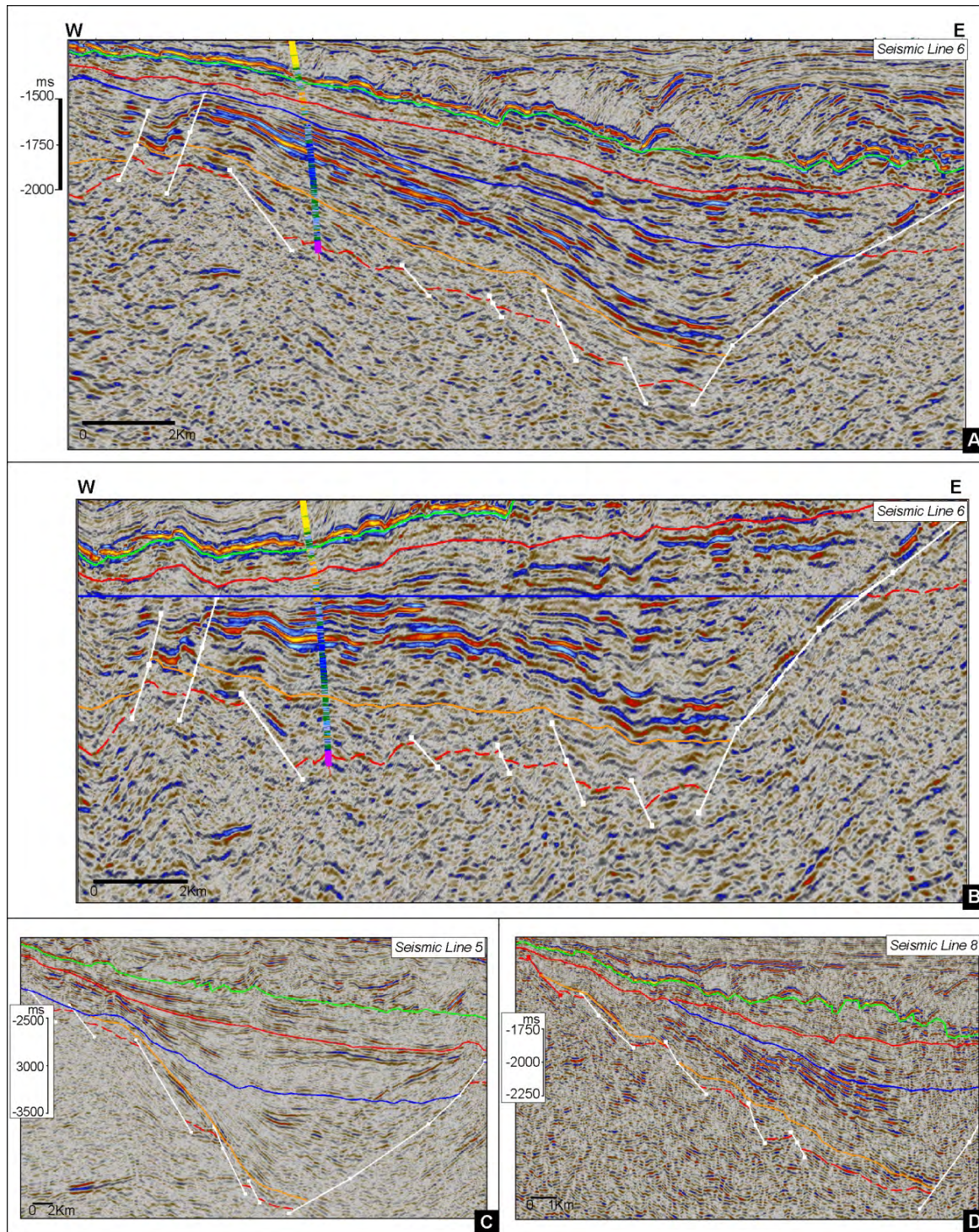


Figure 9. High tectonic activity systems tract (HTAST). A) Seismic line 6 showing the divergent pattern of the reflectors in the HTAST (section between orange and blue reflectors). B) Seismic line 6 with flattening of the HTAST top (tectonic change surface), highlighting the divergent pattern of HTAST reflectors (section between the orange and blue horizons). C) Seismic line 5, showing the onlap pattern of the HTAST base (under the orange surface) along the flexural margin. D) Seismic line 8 showing the tectonic change surface, passing an erosive truncation (and even eroding the overlying unit) in the flexural margin, for conformity within the half-graben.

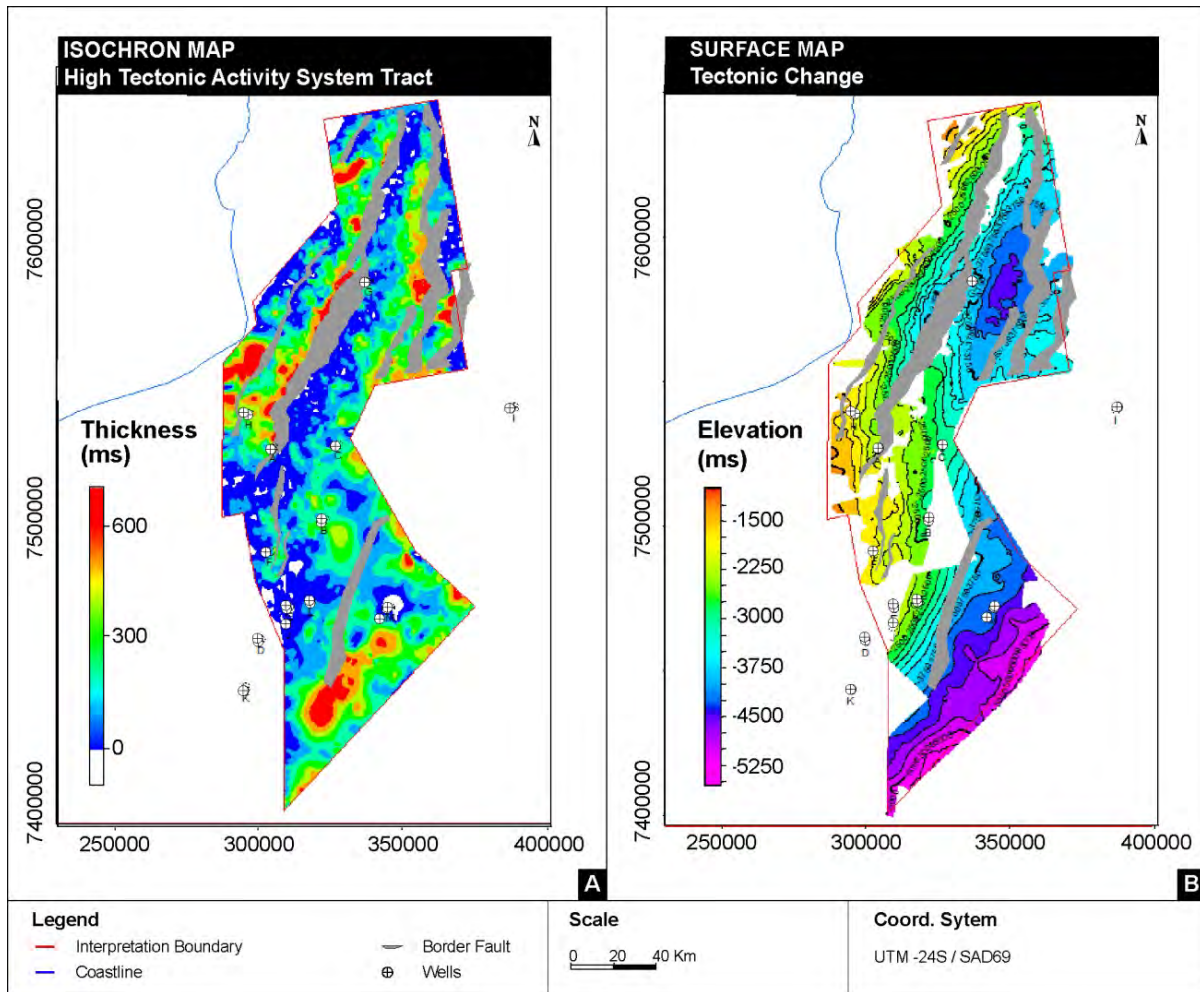


Figure 10. Isochron map (thickness in seismic time) of the HTAST. B) Surface map (in seismic time) of the tectonic change surface.

LOW TECTONIC ACTIVITY SYSTEMS TRACT (LTAST)

The Low Tectonic Activity Systems Tract (LTAST) has its base in the tectonic change surface and comprises the SU-10 to SU-12 units (Figure 4C). This surface can be traced across the entire basin because it exhibits good lateral continuity (Figure 4B and Figure 11A, B and C). At its base, the reflectors show several downlaps, whereas erosive truncations are observed at the top, (Figure 4B and Figure 11A, B and C). This systems tract is dominated by seismofacies 2 and seismofacies 3, occurring either in highs and lows, interbedded and laterally graded with the seismofacies 1, which occurs subordinately close along the border fault having its deposition decreased (Figure 5A). The top of the analyzed interval is marked by the Post-rift Unconformity, which marks the beginning of sag stage. This surface is highlighted by a well-marked erosive truncation and with good lateral continuity.

The LTAST is interpreted in comparison with high tectonic activity phase, using the same criteria: (1) the continuation of a half-graben structure and (2) stratal patterns of reflectors presenting a smooth divergence or mainly parallelism. From this it is interpreted that the tectonic activity in this systems tract occurred with relatively low rates and/or with use of space inherited from the highly active tectonic phase. The border fault was still active, but the displacement are smaller when compared with the high tectonic activity phase, and seismofacies 1 (border fault conglomerates) always demonstrates a retreating pattern. This systems tract starts with the tectonic change surface, marked by an abundant occurrence of downlaps in the central region of half-graben (Figure 4A, B and Figure 11A, B and C), indicating a progressive filling of the trough.

The top of LTAST is marked by the Post-rift Unconformity, which was responsible for erosion of a considerable portion of the rift section. This surface marks the end of the rift phase and the readjustment of the basin for a sag phase. The Post-rift Unconformity is extremely intense, very irregular, with various erosive truncation reflector terminations at the top of the LTAST, not only on top of flexural margin, but also in the central regions of half-grabens, indicating broad exposure and erosion across the study area (Figure 11C and D). The isochron map of the LTAST (Figure 11E), shows the final filling of the rift troughs by deposits of this tract, with a clear thickening of the unit toward the border fault. The thinning of the flexural margin is associated with intense an erosive character of the Post-rift Unconformity.

The depth map (in seismic time) of the Post-rift Unconformity (Figure 12A), shows the extension of the erosive event with in the rift troughs, indicating that the erosive event occurred across practically the entire study area (Figure 12B). As this unconformity presents a change in geotectonic pattern of the basin – passing from a half-graben succession with filled troughs to a wide synformal tectonically controlled sag basin. Figure 12C shows the intense erosive character of post-rift unconformity in detail.

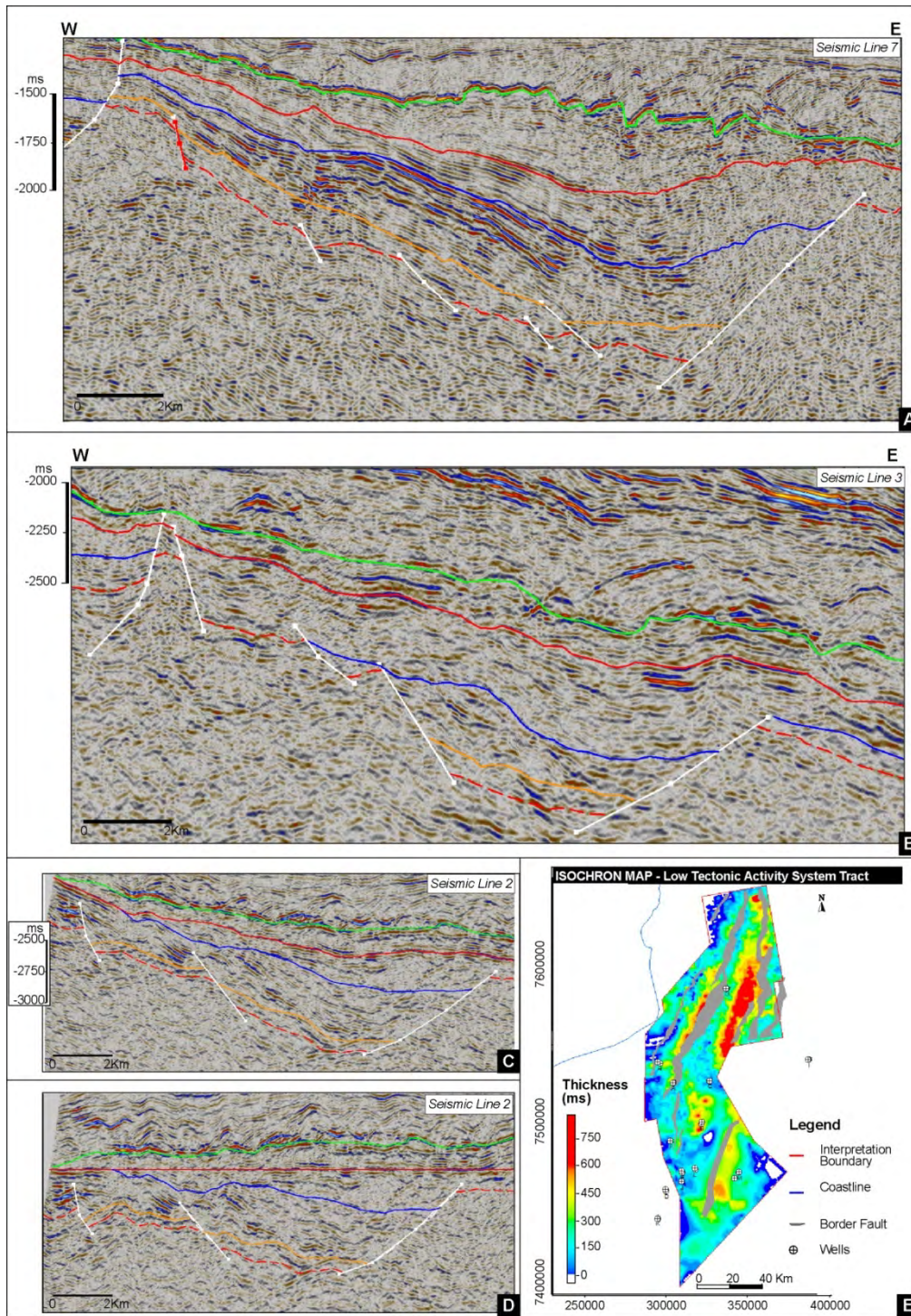


Figure 11. Low tectonic activity systems tract (LTAST). A) Seismic line 7 showing the decrease of displacement of the border fault in the LTAST, with dominance of the seismofacies 2, with some occurrences of seismofacies 3. B) Seismic line 3 showing a dominant occurrence of seismofacies 2, with localized concentrations of seismofacies 3 in LTAST (interval between blue and red surfaces). C) Seismic line 2 showing the extremely erosive signature of the Post-rift Unconformity (red surface), not only on the Flexural Margin, but throughout the half-graben. D) Seismic line 2 with flattening in the LTAST top (post-rift unconformity surface) highlighting the erosive truncation in red surface. E) Isochronous map (thickness in seismic time) of the LTAST.

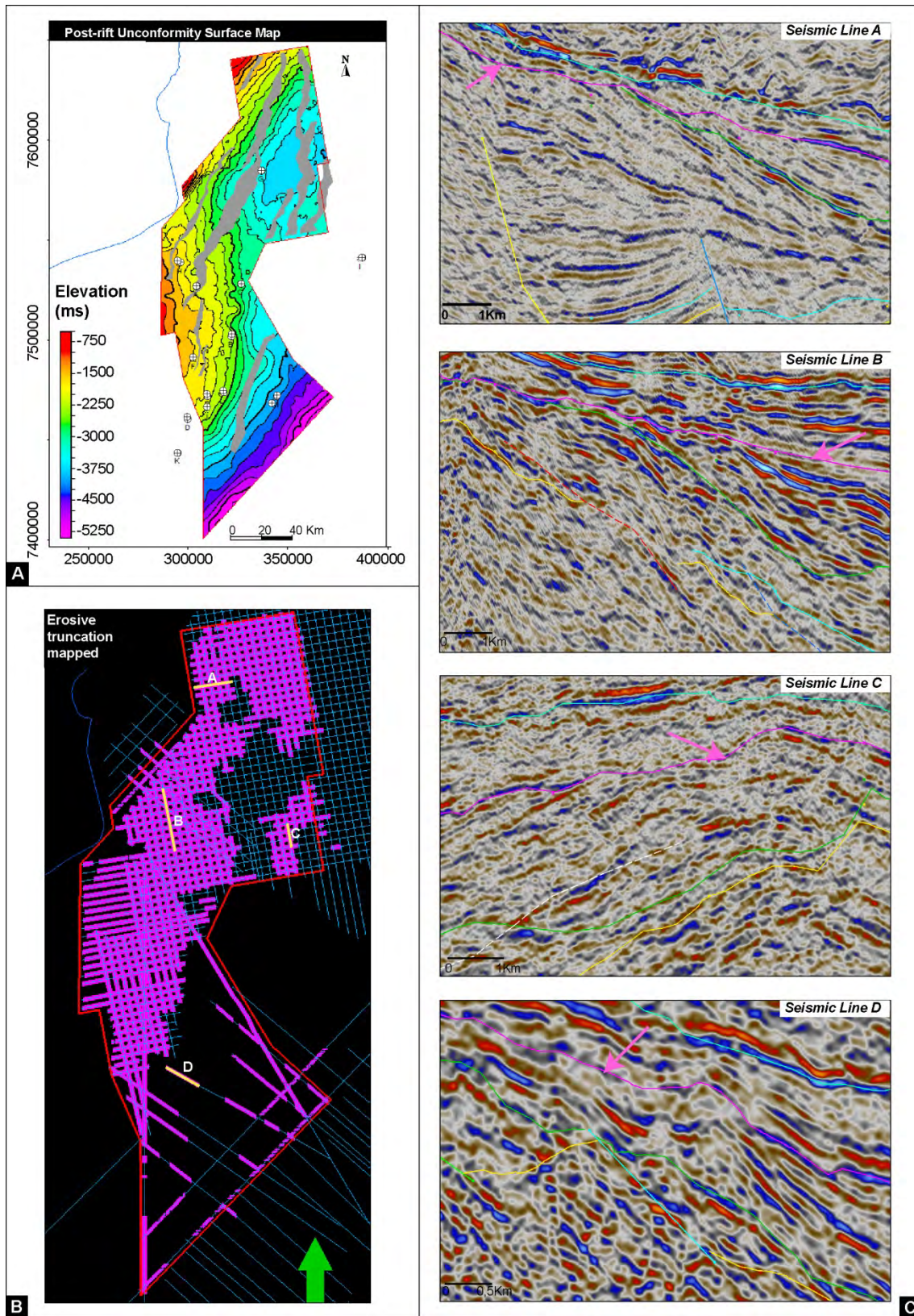


Figure 12. Post-rift Unconformity. A) Surface map (in seismic time) of the Post-rift Unconformity. B) Occurrence map of erosive truncation of Post-rift Unconformity, marked in magenta. C) Examples of erosional truncation recognized in the Post-rift Unconformity.

5. CONCLUSIONS

Seismic mapping was executed based on a seismic stratigraphy interpretation of key seismic lines, with full interpretation of reflectors and terminations, seismic stratigraphic units, seismofacies and construction of a chronostratigraphic chart. With the seismic stratigraphic units, patterns were recognized and their changes were related with stratigraphy surface mapped in all seismic dataset. Thus, the systematic mapping allowed understands the tectonic stratigraphic evolution in the rift section of the study area.

The seismofacies characterization and the surfaces mapping of stratigraphic framework used seismic attribute (1) sweetness, (2) cosine phase, (3) RMS amplitude, and (4) relative acoustic impedance, which provided a more consistent visualization, mapping and characterization of the units. Thus, with the seismic stratigraphic analysis was possible to identify three seismic facies, (i) Seismofacies 1 – border fault deposits, (ii) Seismofacies 2 - Fine sediments deposits and (iii) Seismofacies 3 – rudstones/grainstones deposits. Just the seismofacies 1 (interpreted by border fault deposits) has a good geographic control. The so-called “coquina” (actually, rudstones/grainstone), identified as seismofacies 3, are not located in a specific stratigraphic interval (instead of previous observations – as “Unit D – Coquina sequence” by Rangel & Carminatti, 2000), and not occur just in highs of the basin. In fact, these rocks occur geographically and stratigraphically anywhere (Figure 9A), as well as seismofacies 2.

The stratigraphic intervals were essentially based on the strata pattern of reflectors, which defines the geometry of the basin and the rate of tectonic activity, as proposed by Bosence (1998), without providing any indication of accommodation to supply ratio, or stacking patterns. The seismofacies distribution does not define stacking patterns or cyclic recurrence in the intervals due to their random occurrences and no arrangement in facies tract. This observation confirms the interpretation of Goldberg et al. (2016), and indicates that even coarse bioclastic facies (seimofacies 3) are ressedimented deposits, with no specific occurrence related with subaerial exposures or facies shifting trends, linked to margin lake deposits, as previously was interpreted by Rangel et al. (1994) and Guardado et al. (1997). This lack of erosive truncations at the flexural margin linked to the Seimofacies 3 can be observed on Figure 2.

The syn-rift and post-rift phases were recognized in seismic sections. The integration of seismic interpretation with well data led to define an evolution model for the half-grabens of the Campos Basin in the syn-rift interval that encompasses the Lagoa Feia Group. The

syn-rift phase was compartmentalized into three of tectonic systems tract: (i) Rift Initiation Systems Tract, composed of volcanic and volcanoclastic sediments at an early stage of the synformal depression, without half-grabens structures developed, (ii) High Tectonic Activity Systems Tract, with divergent reflectors stratal pattern and high generation of accommodation space, where the deformation is concentrated in specific faults, leading border faults and half-graben structures with divergent stratal patterns; and (iii) Low Tectonic Activity Systems Tract, where there is a significant decrease in the activity of the border faults, generating relatively lower deposition of sediments over the border fault in a model of "fault restriction" opposite to "fault propagation" by Morley (2002). The stratal pattern shows smooth divergences and dominance of parallel, indicating a relatively minor tectonic activity, still within a half-graben structure.

The systems tracts were mapped from stratigraphic surfaces. Some of these surfaces have genetic context and recognition criteria and well-defined mapping (half-graben development surface, tectonic change surface, and post-rift unconformity), while other surfaces has no stratigraphic context, just used due to the lack of visualization of seismic reflections at deeper parts of the half graben, picturing just a lithological change surface, mapped as an operational surface.

Seismic analysis also indicated the occurrence of intense uplift and erosion of the flexural margin, which suggests continuous reworking of the rift margins, both during the syn-rift and the post-rift phase. The half-grabens have a complex tectonic evolution, with different geometries during the pre, syn and post-rift stages. The interaction with the border fault is complex, multi-phase and result in different activity rates in a same chronological interval.

This study has major implications for petroleum exploration in the Campos Basin which has important reservoirs in calcarenite and bioclastic rudstones (e.g. Pampo, Trilha, Linguado and Badejo oilfields). However, these deposits have been always interpreted as wave reworking of lacustrine margin and sediment always positioned on structural highs (Abrahão & Warme, 1990; Rangel et al., 1994; Guardado et al., 1997). But, based on the seismofacies, we clearly identify the occurrence of these deposits in deep areas of the half-graben, as well as in higher regions (Figure 3, Figure 9A and D). Thus, the occurrence of these carbonate bodies (seismofacies 3) is random and without related erosion of the border (Figure 2), indicating that this is re-sedimented deposits, as initially proposed by Goldberg et al. (2016).

Thereby, the stratigraphic framework proposed here presents an evolutionary pattern comprising reservoirs never tested in unexplored area in the Campos Basin, including structural lows, thereby facilitating future exploration campaigns.

Acknowledgements - This work is part of the PhD of the first author (RA) by the Graduate Program in Geosciences of UFRGS, integrated into the Deep Rift Project, developed in partnership with the Universidade Federal do Rio Grande do Sul and BG Brasil, supported by the Brazilian Special Participations of the Petroleum Law. Special thanks to the Global Technology Centre of BG Brazil for the financial support and technical contributions to the project. In addition, we thank the ANP by the commitment to investment in research and development.

6. REFERENCES

- Abrahão, D. & Warme, J. E. 1990. Lacustrine and associated deposits in a rifted continental margin – Lower Cretaceous Lagoa Feia Formation, Campos Basin, offshore Brazil. *Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, *Memoirs*, 50, 287–305.
- Abreu, V., 1998, Evolution of the conjugate volcanic passive margins: Pelotas Basin (Brazil) and offshore Namibia (Africa): Implication for global sea-level changes [Ph.D. thesis]: Houston, Rice University.
- Bosence, D. W. J. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea - Gulf of Aden*. London: Chapman & Hall, 1998. p. 9-25.
- Brown, L. F., Jr.; Fischer, W. L. Seismic Interpretation of Depositional Systems: Examples from Brazilian Rift and Pull-Apart Basins. 1977. *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists. 1977. AAPG Memoir 26. P. 213-248.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 375 p.
- Chang, H. K.; Bender, A. A.; Kowsmann, R. O., Mello, U. T. 1990. Origem e evolução termomecânica de bacias sedimentares. *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. PETROBRAS, Rio de Janeiro. p. 49-71.
- Dias, J.L., Scarton, J.C., Esteves, F.R., Carminatti, M., Guardado, L.R. 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. *Origem e evolução de bacias sedimentares*, PETROBRAS, CENSUD, Rio de Janeiro, 333-360.
- Formigli, J. Pre-Salt Reservoirs Offshore Brazil: Perspectives and Challenges. Energy Conference, Miami. Novembro de 2007
- Gawthorpe, R. L.; leeder, m. R. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, v. 12, p. 195-218, 2000.
- Goldberg, K.; Kuchle, J.; Scherer, C.; Alvarenga, R.S.; Ene, P.L.; Armelenti, G. & De Ros, L.F. Re-sedimented Deposits in the Rift Section of the Campos Basin. *In prep*.
- Grassi, A. D. A., Castro, A. H. A. & Albertão, G. A. 2004. Bacia de Campos. *PHOENIX*, 65: 1-6

- Gupta, A., Scholz, C.H., 2000. A model of normal fault interaction based on observations and theory. *Journal of Structural Geology* 22: 865-879.
- Guardado, L.R. et al. Petroleum System of the Campos Basin, Brazil. *Petroleum systems of South Atlantic Margins – An outgrowth of the AAPG/ABGA. Hedberg Research Symposium*. Rio de Janeiro, Brazil,: AAPG Memoir73, p. 317-324. November 16-19, 1997.
- Guardado, L.R., Spadini, A.R., Brandão, J.S.L. & Mello, M.R. 2000. Petroleum system of the Campos basin, Brazil. *Petroleum Systems of South Atlantic Margins. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 73, 317–324.
- Kuchle, J. & Scherer, C. M. S. 2010. Sismoestratigrafia de bacias rifte: técnicas, métodos e sua aplicação na Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.18, n.2, p.179-206.
- Mitchum Jr., R. M.; Vail, P. R.; Sangree, J. B. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977. p. 117-133. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 26).
- Morley, C. K. Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data. *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin*, Tulsa, Okla., v. 86, n. 6, p. 961-978, 2002.
- Neal, J. & Abreu, V. 2009. Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method. *Geology*, v.37, n.9, p 779-782.
- Prosser, S. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. London: Geological Society of London, 1993. p. 35-66. (Geological Society Special Publication, 71).
- Rangel, H. D., & M. Carminatti. 2000. Rift lake stratigraphy of the Lagoa Feia Formation, Campos Basin, Brazil. *Lake basins through space and time: AAPG Studies in Geology* 46, p. 225-244.
- Rangel, H.D., Martins, F.A.L., Esteves, F.R., Feijó, F.J. 1994. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8(1):203-218.
- Schaller, H. Estratigrafia de Bacia de Campos. In: *Congresso Brasileiro de Geologia* 27, Aracaju. v.3, 247-258. 1973
- Vail, P. R.; Mitchum Jr., R. M.; Todd, R. G.; Widmier, J. M.; Thompson, S.; Sangree, J. B.; Bubb, J. N.; Hatlelid, W. G. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977. p. 49-212. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 26).
- Wheeler, H. E. Time Stratigraphy. 1958. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. vol. 42. p. 1047-1063.
- Winter, W. R.; Jahnert, R. J.; França, A. B. 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro. v. 15, n. 2, p. 511-529.

3.2. ARTIGO 2

TÍTULO: SEISMIC CHARACTERISTICS AND DISTRIBUTION OF HYDROTHERMAL VENT COMPLEXES IN THE CRETACEOUS OFFSHORE RIFT SECTION OF THE CAMPOS BASIN, OFFSHORE BRAZIL

REVISTA: Marine and Petroleum Geology

AUTORES: Renata Alvarenga, David Iacopini, Juliano Kuchle, Claiton Scherer e Karin Goldberg

DATA DE SUBMISSÃO: 15 de dezembro de 2015

Observação: para harmonizar a leitura com o corpo da tese, o formato do texto foi alterado (fonte, tamanho, parágrafo, etc.), assim como as figuras e tabelas foram incluídas em suas devidas posições ao longo do texto, ao contrário do manuscrito original entregue sem formatação e com figuras e tabelas em separado.

COMPROVANTE DE SUBMISSÃO

- Submission Confirmation

Marine and Petroleum Geology <ees.jmpg.0.35f76e.91bb4fff@eesmail.elsevier.com>

12/15/15 às 1:35 PM

Para renatalvarenga@yahoo.com.br

Article Type: Full Length Article.

Dear Mrs. RENATA DOS SANTOS ALVARENGA,

We have received your article "Seismic characteristics and distribution of hydrothermal vent complexes in the Cretaceous Offshore Rift Section of the Campos Basin, Offshore Brazil" for consideration for publication in Marine and Petroleum Geology.

Your manuscript will be given a reference number once an editor has been assigned.

To track the status of your paper, please do the following:

1. Go to this URL: <http://ees.elsevier.com/jmpg/>
2. Enter these login details:
Your username is: renatalvarenga@yahoo.com.br
Your password is: *****
3. Click [Author Login]
This takes you to the Author Main Menu.
4. Click [Submissions Being Processed]

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System
Marine and Petroleum Geology

Seismic characteristics and distribution of hydrothermal vent complexes in the Cretaceous Offshore Rift Section of the Campos Basin, Offshore Brazil

Alvarenga R.S.¹, Iacopini D.³, Kuchle J.², Scherer C.², Goldberg K.²

- 1) Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil
- 2) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil
- 3) School of Geosciences, University of Aberdeen, UK

Abstract

Hydrothermal vents are structures that occur close to volcanically active areas. Their occurrence can have considerable impacts in the oil reserves of a basin. In the Campos Basin, eastern Brazilian continental margin, no hydrothermal vents have been previously recognized and related with magmatic events in seismic sections. This work aims to map the hydrothermal vents, ducts and associated intrusive bodies observed in the study area. With the use of 2D seismic data and a well with lithologic information, the occurrence of ten hydrothermal vents and seven ducts were mapped and the interval with volcanic intrusive rocks was characterized. The identification of intrusive rocks in seismic data is given by reflectors with high amplitude and disk or half-moon geometry with abrupt endings. The Vent geometries shows dome and eye-shaped types and the ducts are fault-related, downward-tapering cone type. This study brings an advent to new geological elements that can influence the petroleum systems of the Campos Basin, such as the identification of hydrothermal vents in seismic sections.

Keywords: Campos Basin, rift section, hydrothermal vent, seismic attributes, seismic texture

1. Introduction

Hydrothermal vents are complex pipe-like structures, formed by fracturing, transport and eruption of hydrothermal fluids and/or sediment (Planke et al., 2005). This kind of structure is recognized as a fissure in the earth's surface, bottom of a lake, sea or ocean, from which there is a geothermal heat anomaly produced by water seepage. The hydrothermal vents occur near locations of volcanic activity, being associated mainly with sill complexes, (e.g.

Planke et al. (2005), Hansen, (2006), Hansen et al. (2008) and Grove (2013)). Recent studies reveal that hydrothermal vents often correlate with fault systems that captured hydrothermal fluids, thus influencing their distribution (Jackson, 2012; Magee et al., 2013). Several studies in the basins around the world have emphasized the importance of hydrothermal vents as a diagnostic marker for magmatic intrusions, which generate heat in the surrounding rocks and thus change the timing and intensity hydrocarbon maturation by heat anomaly (Hansen, 2006; Hansen et al., 2008; Planke et al., 2005, Magee et al., 2015).

Despite the importance of these features in the analysis of petroleum systems of sedimentary basins, there are few specific studies of hydrothermal vents in Brazilian basins, mainly focusing on the identification of magmatic events, highlighting the importance of magmatic intrusions and extrusions as possible factors to impact the generation and expulsion of hydrocarbons (Mizusaki et. al., 1998 and Thomaz-Filho et al., 2008). The aim of this work is to identify and map hydrothermal vents and ducts and to characterize the intrusive bodies associated with such structures in 2D seismic data, based on methodologies and models proposed by previous works (Planke et al., 2005; Hansen, 2006 and Hansen et al. 2008).

2. Database and workflow

The database used to map the vents comprised 127 seismic lines (from the ANP library) totaling 5,955 km, with intervals ranging from 4 to 10 km across an area of 11,900 km², located on the central platform of the Campos Basin (Figure. 1). The study here shows a selected number of those 2D lines. The lines proposed are time migrated (PSTM Kirchhoff), zero phase reflection datasets. The data are represented with a direct polarity (that is downward increase in acoustic impedance corresponds to a positive blue reflection). The dominant frequency of the seismic data varies from 60 Hz (shallow seabed) to 10 Hz with mean values of 20-40 Hz in the target area, around the main vent, depending on the host sedimentary rocks and depth. Data from two wells has been used to constrain relative horizon ages down to the Cretaceous Lagoa Feia syn-deposit, to depth-convert relevant measurements and obtain the interval velocities for packages of sedimentary strata. The interval velocity of the pre-salt area obtained from the well ranges in values from 2.2km/sec to 4.9 km/sec (mainly for the carbonate units). This implies that locally the data has a limit of separability (controlled by the tuning thickness) varying between 122 and 10 meters. The lowest resolution within the carbonate units shows a varying resolution, as intruding different units in the host sedimentary system. Recognition and mapping of the vents was based

primarily on the analysis of the seismic stratigraphic relationship of the main units affected by the hydrothermal vent and then on the application of seismic attributes as the complex attributes (Taner & Sheriff, 1977) by using image processing methods. Conventional mapping enabled a robust control on the intrusive bodies, creation of amplitude and attributes maps (Planke et al., 2005). However due to variability of density (density 2 to 4 kg/m³) and velocities (2 to 4.1 km/sec) of the host sedimentary rocks within the pre-salt units (varying from shales, sandstone to carbonate rocks) the contrast between the intrusive vents cannot always be easily recognized through simple amplitude analysis due to a reduced impedance in respect to what is expected in more classical environments (Holford et al., 2012; Magee et al., 2013). The diffractive distortion and lack of continuity within the sedimentary host package surrounding the vent structures can be better highlighted through the combined use of both the amplitude and instantaneous phase attribute, which has been our approach. Recently, Purves (2014) demonstrated that phase attributes appear to be sensitive to subtle discontinuities including fluid substitution and pinch out that are not easily seen in input seismic amplitude data. Instantaneous phase often highlights small reflector breaks and discontinuity of events. So far these methods have been mainly used to map stratigraphical, faults and lithological contacts in 2D and 3D seismic (e.g. Chopra & Marfurt, 2005) but showed effective results in our case. The cosine phase enabled discontinuities between the layers to be highlighted while the instantaneous phase allowed the observation of small-size faults associated with the vents and ducts (Figure. 2).

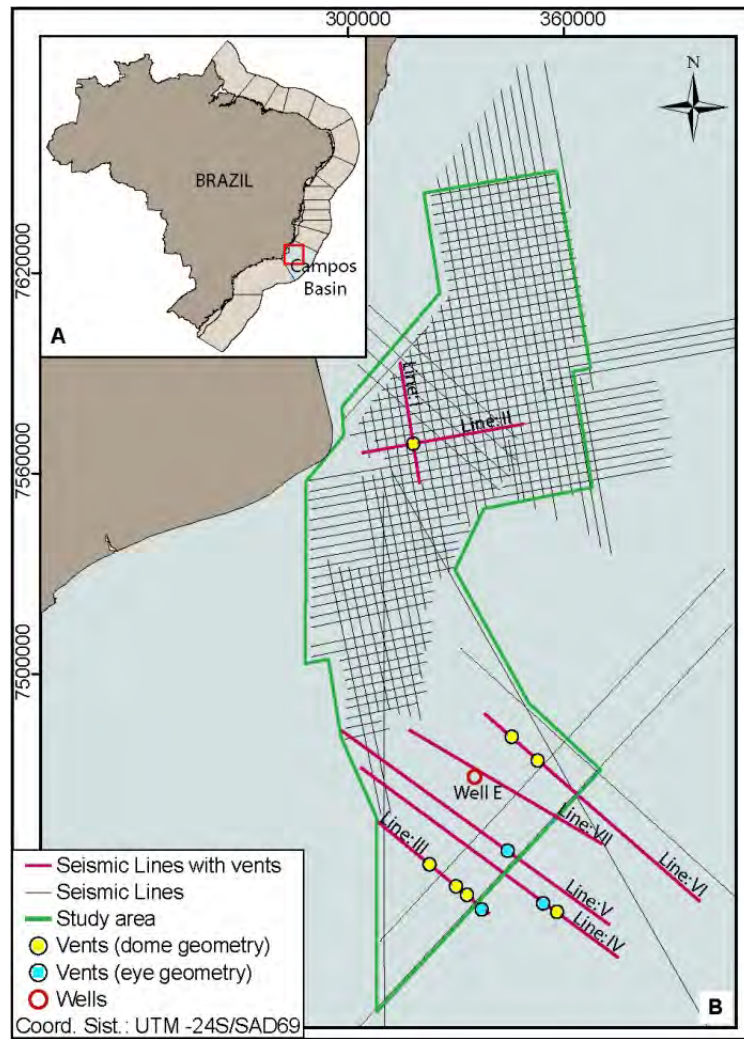


Figure. 1. Location map of the hydrothermal vents. A) Location of the Campos Basin in eastern Brazil. B) Seismic lines used for the identification of vents (yellow and cyan circles) and well E (red circle).

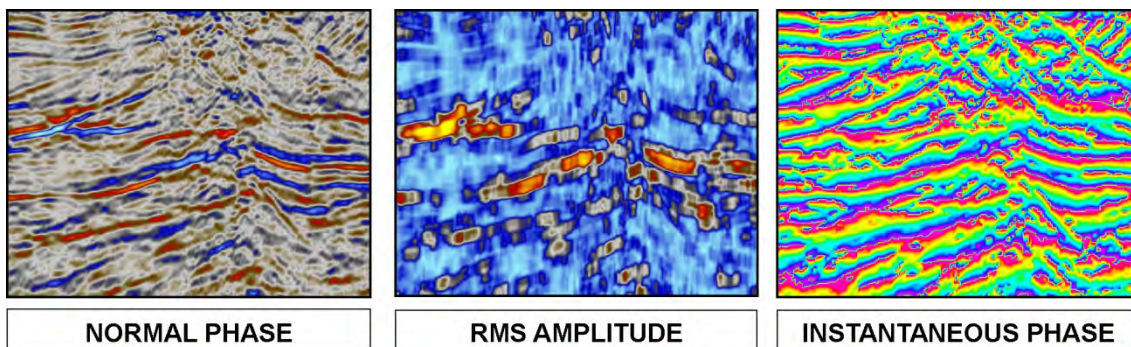


Figure. 2. Normal phase seismic section and the RMS and Instantaneous phase seismic attributes used in the recognition of hydrothermal vents, with a visual example.

3. Geological setting

The Campos Basin is located in Brazil's eastern margin, stretching from the Vitória High in southern Espírito Santo state to the Cabo Frio High in Rio de Janeiro state, covering an area of 115,800 Km² (Figure. 1), with a small portion on land (5,800 km²) and the rest offshore.

The origin of the Campos Basin is associated with the breakup of Gondwana and it presents two striking structural styles: a pattern of faulted blocks related to the initial rifting and listric faults due to salt tectonics in the upper portion (Guardado et al., 1990). In the early stages of opening of the Atlantic Ocean, an elongated SW-NE rift valley was formed, where grabens, half-grabens and horsts were developed. These structures produced highs and lakes in the depocenters, where the main hydrocarbon source rocks in the Campos Basin, comprising the Lagoa Feia Group, were deposited.

The beginning of the basin was associated with rifting and intense volcanic activity, which resulted in an extrusive volcanic substrate (the Cabiúnas Formation) with ages between 120 and 113 Ma (Mizusaki et. al., 1988). The basin fill is divided into three stratigraphic megasequences (Figure. 3), associated with tectonic phases: rift, transitional and marine megasequences, the latter corresponding to a passive margin (Dias et al., 1990). The rift package includes the oldest rocks of the basin (Upper Neocomian–Barremian) (Winter et al., 2007). They consist of interbedded volcanoclastic rocks of the Cabiúnas Formation and lacustrine deposits of the basal-intermediate Lagoa Feia Group (Figure. 3). The transitional sequence comprises the upper Lagoa Feia Group, composed primarily of a thick basal clastic package, interlayered with lacustrine carbonates in the middle-upper section (known as the pre-salt reservoirs) and succeeded by evaporites at the top (Figure. 3). This sequence has an Aptian age and marks the transition from a continental to a marine environment (Winter et al., 2007).

The Lagoa Feia Group is characterized by siliciclastic, carbonate and evaporite deposits formed during the rift and post-rift phases (Figure. 3). According to Guardado et al. (2000), the thickness of this package ranges from 200 m to over 1,500 m of continental sediments. The Lagoa Feia Group consists of the Atafona, Itapaboana, Coqueiros, Macabu, Gargaú and Retiro formations (Figure. 3). The Atafona Formation consists of sandstones, siltstones and shales deposited in an alkaline lake where talc-stevensite precipitated (Winter et al., 2007). The Coqueiros Formation is represented by coquina deposits, composed predominantly of bivalve mollusks, interbedded with lacustrine shales and carbonates (Winter et al., 2007).

According to Baumgarten et al. (1988), the coquina deposits are composed of depositional cycles that include calcirrudite, calcarenite, calcilutite and randomly bioconcentrated facies, forming packages with thicknesses greater than 100 meters (Winter et al., 2007). The Itapaboana Formation comprises conglomerates, sandstones, siltstones and shales deposited on proximal portions of the bowl and along the fault-border (Winter et al., 2007). The Macabu and Gargaú formations are comprised of carbonate, marls and sandstones deposited in shallow transitional environment (Winter et al., 2007). The Retiro Formation is characterized by evaporite deposits composed of anhydrite, halite and carnallite / silvita deposited in marine to lagoon environments / lagoon in an arid climate (Winter et al., 2007). The halite layers occur re-mobilized yielding salt domes cutting overlying layers (Rangel et al., 1994 and Rangel et al., 2000). The upper portion of the Lagoa Feia Group (Gargaú Macabu, Retiro and Upper Itapaboana formations) was deposited in sag / transitional phase, or post-rift stage according to Winter et al. (2007). Winter et al. (2007), proposed a lithostratigraphic division within the Lagoa Feia Group, showing the stack-shaped layer cake nature of Cabiúnas, Atafona, Coqueiros, Macabu and Retiro formations, with lateral gradations only in the Itapaboana and Gargaú formations.

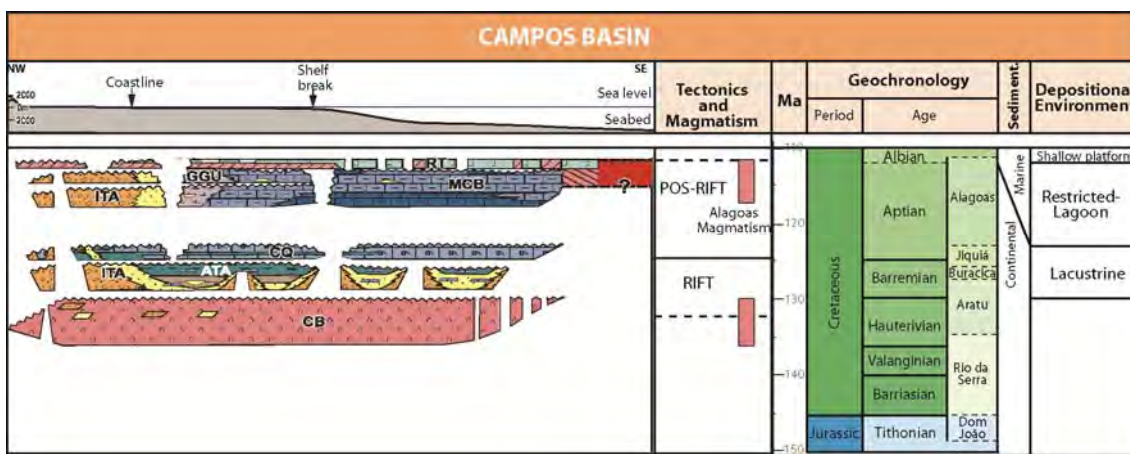


Figure. 3. Stratigraphic chart of the rift section in the Campos Basin. The end of the rift section varies according to each author. Modified from Winter et al. (2007). (CB = Cabiúnas Fm., ITA = Itapaboana Fm., ATA = Atafona Fm, CQ = Coqueiros Fm., GGU = Gargaú Fm., MCB = Macabu Fm., RT = Retiro Fm.)

4. Tectono-stratigraphic and Magmatic framework

The Campos Basin has been affected by two distinct tectonic styles: a diastrophic tectonics, which affects the sediments of rift phase, and an adiastrorphic tectonics, related to halokinesis, acting on the sediments of the transitional and the drift phase (Chang et al., 1990).

The structures of the rift phase indicate parallelism between the faults of the basin and the main alignments of the basement with a NE direction (Figure. 4) (Dias et al., 1990). The tectonic pattern in the rift section is characterized by horsts, grabens and half-grabens, elongated towards northeast and limited by synthetic and antithetic faults (Figure. 4). Subordinate faults strike NNW-SSE and EW (Figure. 4). The Campos Hinge is an important feature in the basin, that separate areas of shallow foundation and deep foundation, (Figure. 5).

Among the structural highs present in the Campos Basin, the Horst Regional Badejo stands out with dip to the N (Chang et al., 1990). On the contemporary high, deposition of Lagoa Feia Group sediments provided the best coquinas reservoirs (Baumgarten et al., 1988). On the other hand, the syndepositional of the Corvina-Paraty, São Tomé, Marlim and Albacora North depocentres shows thick mudstones sections, which are the source rocks of the Campos Basin. A major unconformity of Aptian age, known as the pre-Alagoas unconformity separates the tectonic pattern of rift phase of the post-rift phase.

The tectonic pattern of post-rift phase is mainly characterized by faults related to salt flow, listric faults with anticlines and associated gutters, salt domes, salt diapirs and genetically related structures (Figure. 4 and Figure. 5). Some basement fault reactivation has also affected the sediments of the transitional and the drift phase. The crystalline basement of the Campos Basin consists of Precambrian gneiss (Rangel et al., 1994; Winter et al., 2007). The basement is overlain by the Cabiúnas Formation, characterized by a volcano-sedimentary succession of Neocomian age (Misuzaki et al., 1988) with a maximum perforated thickness of 650 m (Winter et al., 2007).

This unit consists of tholeiitic basalts, with spills, amygdales filled with calcite and chlorite, tuff, hydrovolcanic breccias and fine grained epiclastics (Mizusaki, 1986; Mizusaki et al., 1988). Detailed studies of the Cabiúnas Formation described deposit associated to as subaerial volcanism in the Badejo and Pampo fields, and subaqueous (lake) in the area of Linguado (Mizusaki, 1986; Mizusaki et al., 1988). K / Ar whole rock radiometric ages (Mizusaki et al. 1992) in Badejo, Linguado and Pampo support age ranging from 134-111 Ma.

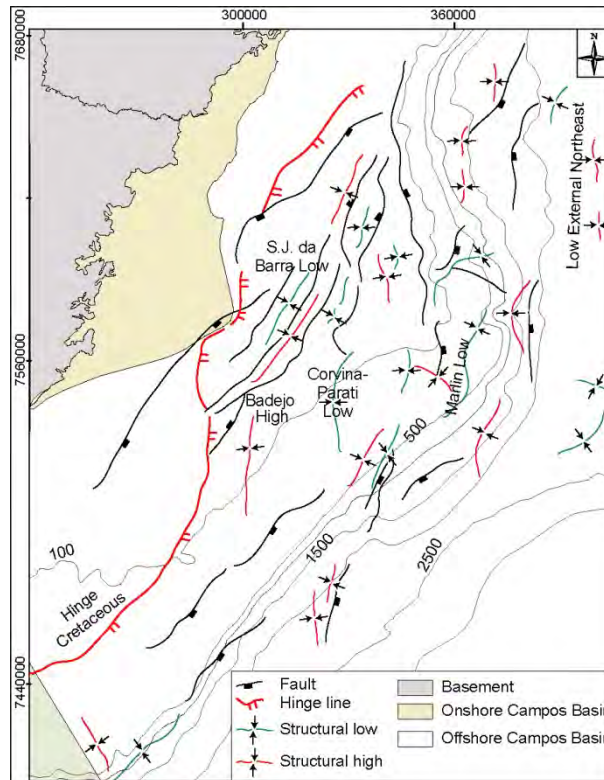


Figure. 4. Structural framework of the Campos Basin. Extracted and modified from the ANP (www.anp.gov.br - Round 4).

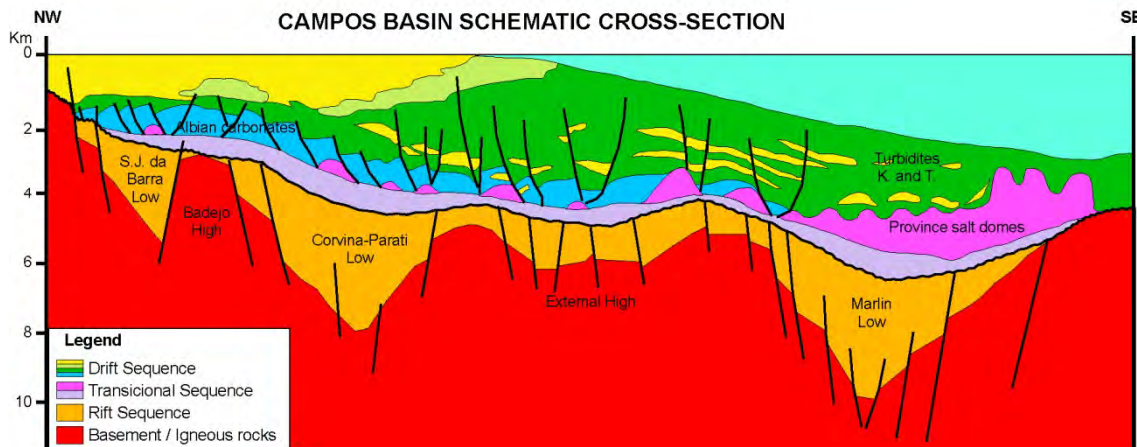


Figure. 5. Schematic geological section of the Campos Basin. Modified from Rangel et al. (1994).

5. Identification of the vents complex, sills and ducts hydrothermal

Volcanic processes and their deposits can substantially impact the structure, geodynamics and the development of continental sedimentary margins on basins (Planke et

al., 2005). The identification of volcanic deposits and the assessment of their impact on the basin are important aspects for oil exploration in the rift basin (White et al., 2003). The occurrence of volcanic bodies, often as sill complexes, in deeper zones of the basin may be associated with hydrothermal vents located in the shallower zones, connected through ducts (Planke et al., 2005; Hansen, 2006; Hansen et al., 2008 and Grove, 2013). Therefore the recognition and mapping of sill complexes contributes to the identification of the occurrence of hydrothermal vents, since the latter can occur in small areas and with restricted dimensions, whereas sill complexes can cover large areas, dozens of km².

Sills have reflectors with high amplitude and continuity, often with lateral abrupt terminations easily distinguished from the surrounding strata. Sills may occur individually, or even connect one to other, forming large areas of sill complexes, covering over 10's of kilometers (Hansen, 2006). Hydrothermal vents are connected to the sill complexes through vertical zones that called ducts (Hansen, 2006). In seismic datasets, ducts are recognized by slightly higher acoustic impedance than the surrounding strata and may show three main types of geometry: (i) pipe-like, (ii) downward-tapering cone, and (iii) fault-related (Hansen, 2006). The pipe-like geometry is circular to slightly elongate in plan view (Figure. 6A). The downward-tapering cone geometry has a conical shape (Figure. 6B). The fault-related geometry is interpreted as ducts that extend along the fault planes, or even cross faults, in the deeper portions of the complex (Figure. 6C).

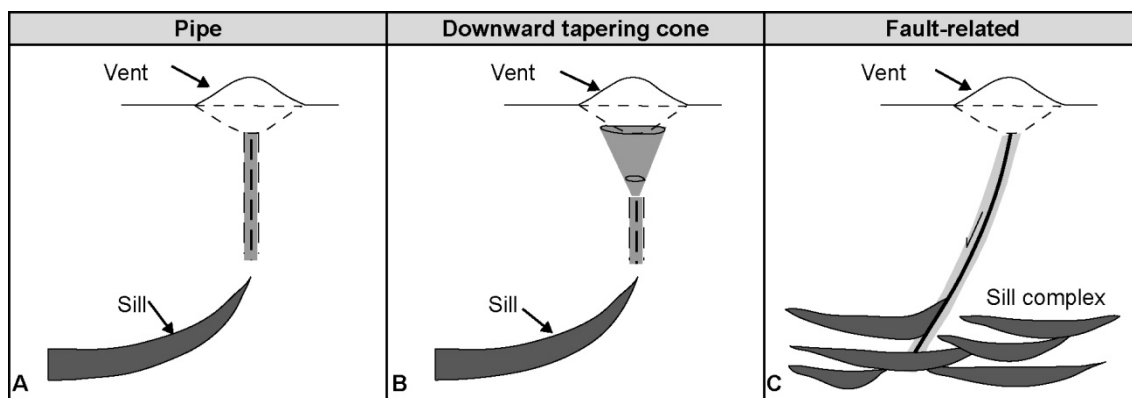


Figure. 6. Schematic of the diferents types of ducts that connect the vents with sills. A) Pipe-like; B) Downward-tapering cone; C) Fault-related. Extracted from Hansen (2006).

At seismic scale the hydrothermal vents can instead be classified based on reflector geometries, such as external shape, internal pattern of the seismic reflectors and base and top reflectors overlying these structures (Planke et al., 2005, Hansen, 2006 and Magee et al., 2015). Planke et al. (2005) pointed out that the geometrical characteristics, size and reflector

amplitude of the vent tops mapped in the Voring and More Basins can be outlined using three different geometric styles for hydrothermal vents: (i) crater-shaped, (ii) dome-shaped and (iii) eye-shaped, (Figure. 7).

Vents with crater-shaped geometry are characterized by a truncational base and concordant layers with adjacent reflectors (Figure. 7A). Vents with a dome-shaped geometry are characterized by a flat-lying base, concordant with the underlying strata and an upward-doming upper boundary. The top reflectors in dome-shaped vents may onlap underlying strata, or show divergent to concordant relationships with these reflectors. Generally, internal reflectors of these bodies have a chaotic pattern (Figure. 7A). Eye-shaped vents are instead bounded at their base by a concave-upward horizon that may show a concordant or truncational relationship with underlying strata reflectors. The internal reflectors usually show concordant relations (Figure. 7A).

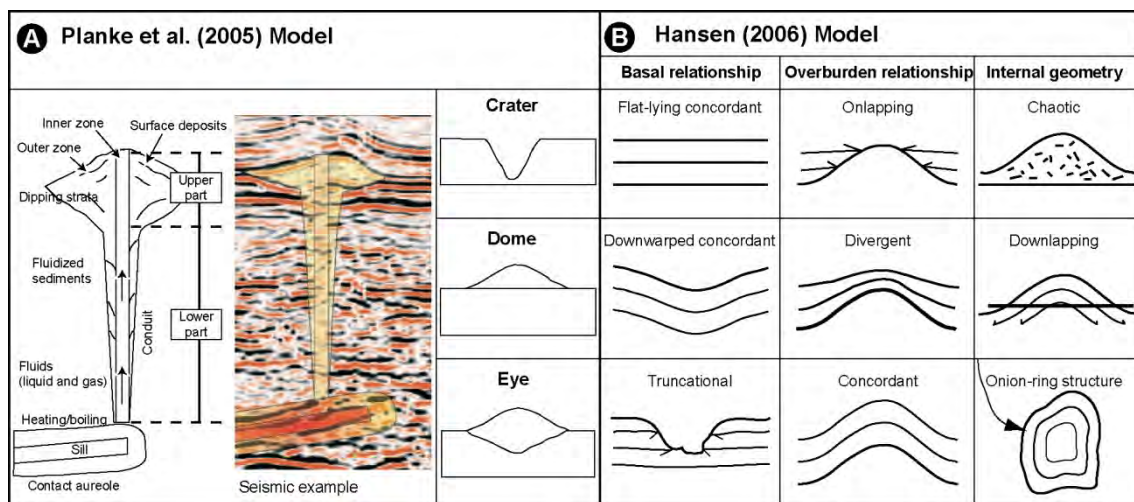


Figure. 7. Outline of the structures in hydrothermal vents complex. Each structure is composed of an upper and lower part. The upper part shows three different shapes in seismic data (i) crater, (ii) dome, (iii) eye and they are connected through the duct with sills in the lower portion. Modified from Planke et al. (2005). B) Schematic illustrations of the terminology used to characterize hydrothermal vents complexes. Modified from Hansen (2006).

A different classification is instead proposed by Hansen (2006) that in addition to recognizing the relations of top and base reflectors, take into account the internal configuration of the reflectors (Figure. 7B). Hansen (2006) observed that vents show often reflectors with low amplitude at the base, concordant with underlying reflectors. The top reflectors show instead moderate to high amplitude, with a subtle divergent relationship with adjacent reflectors. These reflectors are often associated with adjacent polygonal faults. Therefore, vents can be subdivided following the criteria proposed by Hansen, by

considering both the basal and top relations and the internal geometry of the reflectors, following the principle applied to seismic stratigraphic patterns (Figure. 7B).

6. Results: Mapping hydrothermal vents in the Campos Basin

In this paragraph we will describe the result of a detailed mapping of 11 sill-ducts-vent structures recognized across several 2D seismic lines. The all recognized hydrothermal vents display eye- and dome-shaped geometries. Specifically 8 of from the eleven recognized vents, shows a adome-shaped type geometry while three can be classified as eye-shaped type vents.

Dome-shaped hydrothermal vents have top reflectors with low to high amplitude, and the relation with overburden reflectors is characterized by a subtle divergence. In rare cases, this relation was not visible due to low imaging and low resolution of the seismic lines, with microfaults and chaotic reflectors. The basal reflectors have moderate to high amplitude and are concordant with underlying reflectors (Figure. 8, Figure. 9 and Figure. 10). The internal filling of the dome-shaped vents is predominantly chaotic, although some may also present semi-continuous reflectors (Figure. 8, Figure. 9 and Figure. 10). The ducts are most often connected to a pre-existing fault, thus classified as fault-related type (Hansen, 2006). In only one of the vents the duct connects directly to the intrusive body, through a structure with a downward-tapering conical shape, called a downward-tapering cone (Hansen, 2006). The intrusive bodies that are directly associated with the dome-shaped vents have continuous reflectors with moderate to high impedance and continuity (Figure. 8, Figure. 9 and Figure. 10). The dominant geometric shapes are saucer and half-moon. These are climbing saucer-shaped and layer-parallel rough geometries.

Two best examples of the dome-shaped hydrothermal vents are located at the seismic line III (vent 01 and vent 02), where four hydrothermal vents were mapped (Figure. 8). The vents are found adjacent to each other and do not show lateral continuity (Figure. 8). Vent 02 has a pipe that connects it directly to an intrusive body, whereas vent 01 is connected by pre-existing faults (Figure. 8 and Figure. 9). In vents 03 and 04, the intrusive body was not observed in the seismic line (Figure. 8).

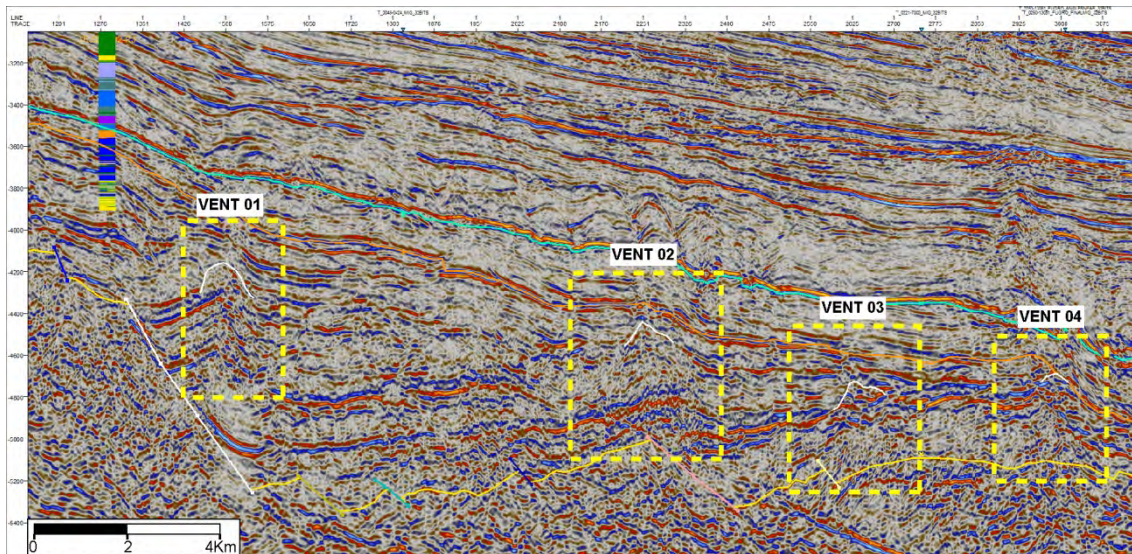


Figure. 8. Seismic line III, showing four of the hydrothermal vents. The white line traces the top of the vents.

Vent 01 displays dome-shaped geometry according to Planke et al. (2005), as shown in Figure. 9. The top reflector has low to moderate amplitude, with a subtle divergent relation with overburden reflectors (Figure. 9C). The basal reflector displays a high amplitude and is concordant with the underlying reflectors. Both basal and top reflectors are best identified using the instantaneous phase seismic attribute (Figure. 9E). However, using RMS Amplitude the basal reflector has a stronger continuity than top reflector (Figure. 9D). Internal chaotic reflectors are observed both in the normal phase and in the derived seismic attributes (Figure. 9C, D and E). The duct is anchored on a pre-existing fault, possibly connected to an intrusive structure (sill) in the deeper portion (Figure. 9B and C) and thus characterizes a fault-related geometry according to Hansen (2006) (Figure. 9B and C). As described by Hansen (2006), sills can be interpreted on seismic as crescent-shaped or as in this case, saucer bodies. Following the nomenclature proposed by Planke et al. (2005) for intrusive structures, the observed geometry is climbing saucer-shaped type. The intrusive structure (sill) has high amplitude and reflectors with moderate to high continuity. In the RMS Amplitude seismic attribute, the intrusive structure shows the highest impedance when compared with the other reflectors (Figure. 9D). Observe that in the Instantaneous Phase seismic attribute the intrusive structure shows strong delimitation, with strong inclination of the reflectors (Figure. 9E).

Vent 02 also displays dome-shaped geometry (Figure. 10). The top reflector has moderate amplitude and subtly divergent relation with overburden reflectors (Figure. 10C). The basal reflector also has moderate amplitude and concordant relation with underlying

reflectors. The reflectors that fill this structure are standard, semi-continuous to chaotic. The duct is connected directly to a possible intrusive body (Figure. 10B and C), with a vertical distance in seismic time of 300 ms (tw). The duct is a downward-tapering cone type, with a conical shape. The intrusive structure has reflectors with high to moderate continuity and saucer geometry according to Hansen (2006). According to Planke et al. (2005), it can be defined as layer-parallel rough type. In the RMS Amplitude, the intrusive structure shows the highest impedance (Figure. 10D). The Instantaneous Phase seismic attribute of the intrusive structure shows strong continuity (Figure. 10E).

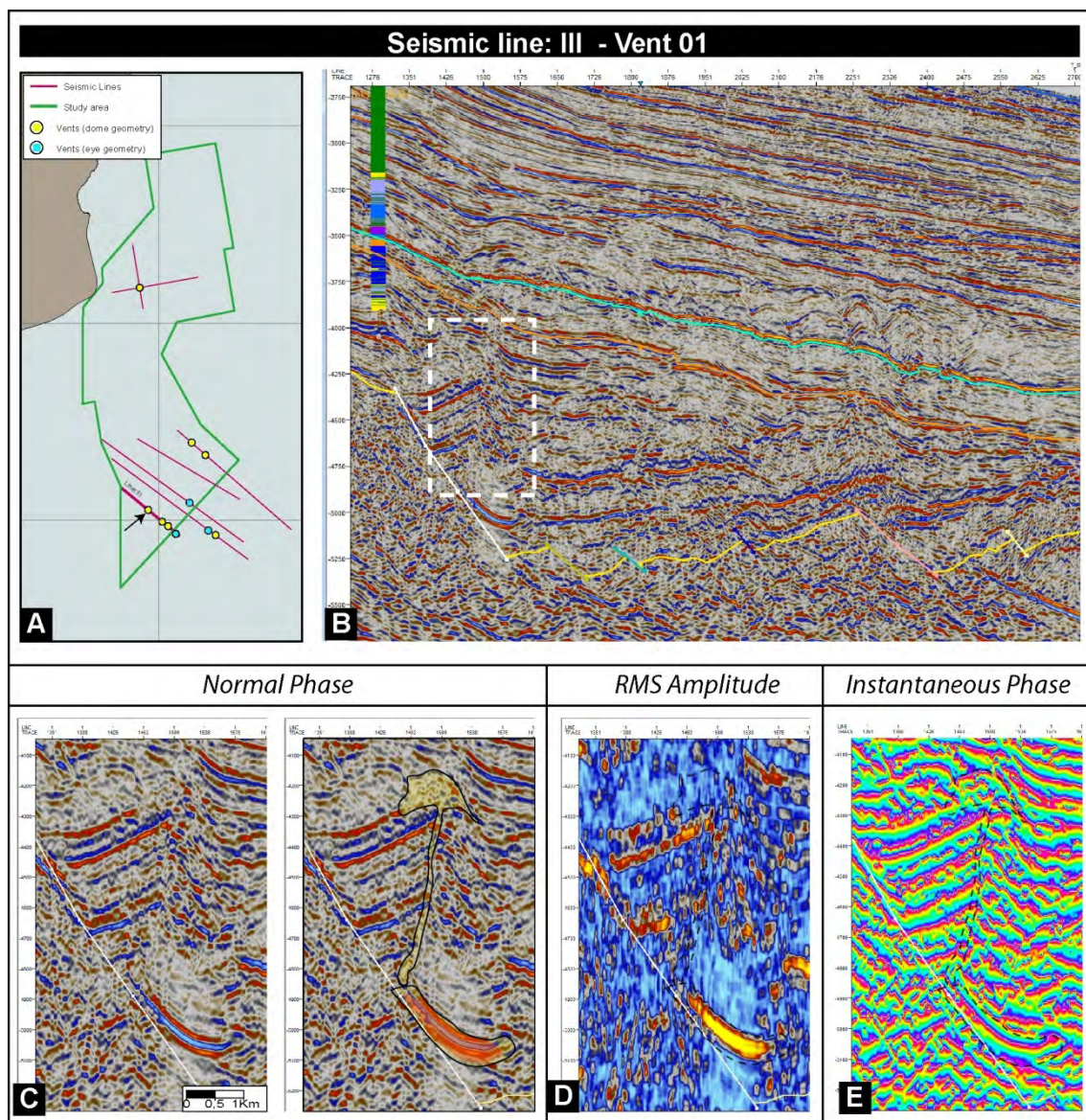


Figure. 9. A) Location map shows Seismic line III. B) Seismic expression (normal phase) of the dome-shaped vent identified in seismic line III. C) Detail of the Vent 01 in normal phase. D) Enhancement of vent by using the RMS Amplitude seismic attribute. E) Enhancement of vent by using the Instantaneous Phase seismic attribute.

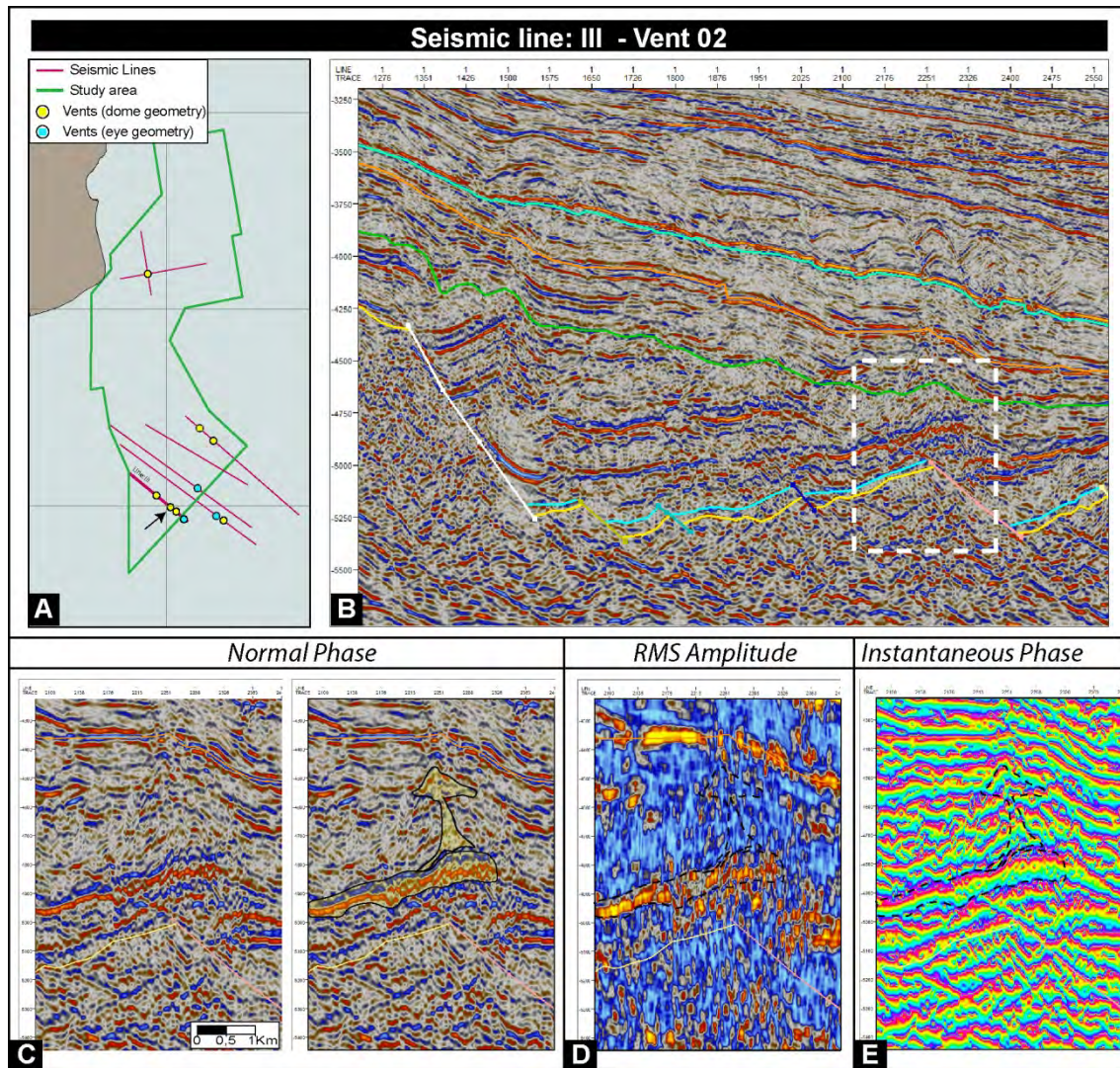


Figure. 10. A) Location map shows Seismic line III. B) Seismic expression (normal phase) of the dome-shaped vent identified in seismic line III. C) Detail of the Vent 02 in normal phase. D) Enhancement of vent using the RMS Amplitude seismic attribute. E) Enhancement of vent using the Instantaneous Phase seismic attribute.

Eye-shaped hydrothermal vents have top reflectors with moderate to high amplitude, and overburden reflectors characterized by subtle divergence (Figure. 11 and Figure. 12). The basal reflector has low to moderate amplitude and is concordant with underlying reflectors (Figure. 11 and Figure. 12). The internal filling of the eye-shaped vents displays chaotic geometry (Figure. 11 and Figure. 12). The ducts are connected to or anchored in pre-existing faults, classified as fault-related type by Hansen (2006). The intrusive bodies directly associated with eye-shaped vents were not clearly imaged in seismic lines. However, in some intervals in the data the reflectors are continuous, with moderate to high impedance and geometrical shapes such as saucer or half-moon and hence the presence of basaltic

rocks can be inferred. One good example of the eye-shaped hydrothermal vents is the seismic line IV (vent 01), where two hydrothermal vents were mapped, with average extension of 1.2 km. They are arranged adjacent to each other and show no lateral continuity (Figure. 11).

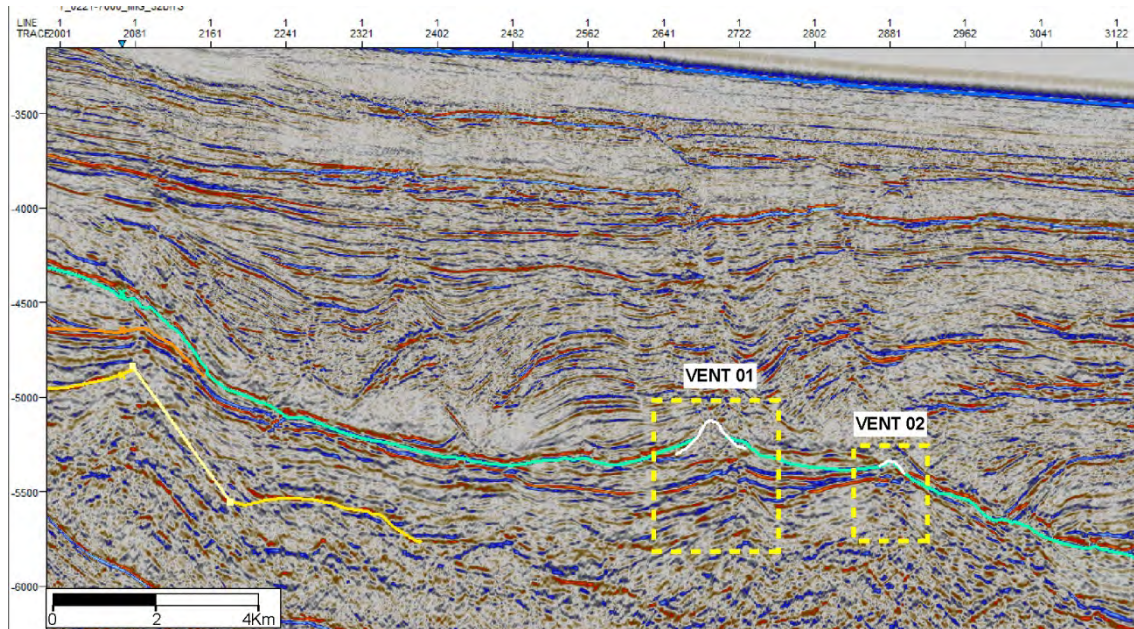


Figure. 11. Seismic line IV showing the two hydrothermal vents. The white line traces the top of the vents.

Vent 02 shows eye-shaped geometry (Figure. 12A and B). The top reflector has moderate to high amplitude and its relation with overburden reflectors is not clear, however, using RMS Amplitude the basal reflector has stronger continuity than top reflector and with Instantaneous Phase it is possible to observe the shape of the vent (Figure. 12C, D and E). The basal reflector has high to moderate amplitude, good continuity and a concordant relationship with underlying reflectors, also observed in the seismic attributes (Figure. 12C, D and E). The internal reflectors in this structure show a chaotic pattern (Figure. 12C, D and E). The duct is anchored on a pre-existing fault and may be connected to an intrusive structure (sill) in the deeper portions (Figure. 12B and C), not imaged in this seismic line. This duct is hence classified as fault-related type, *sensu* Hansen, 2006.

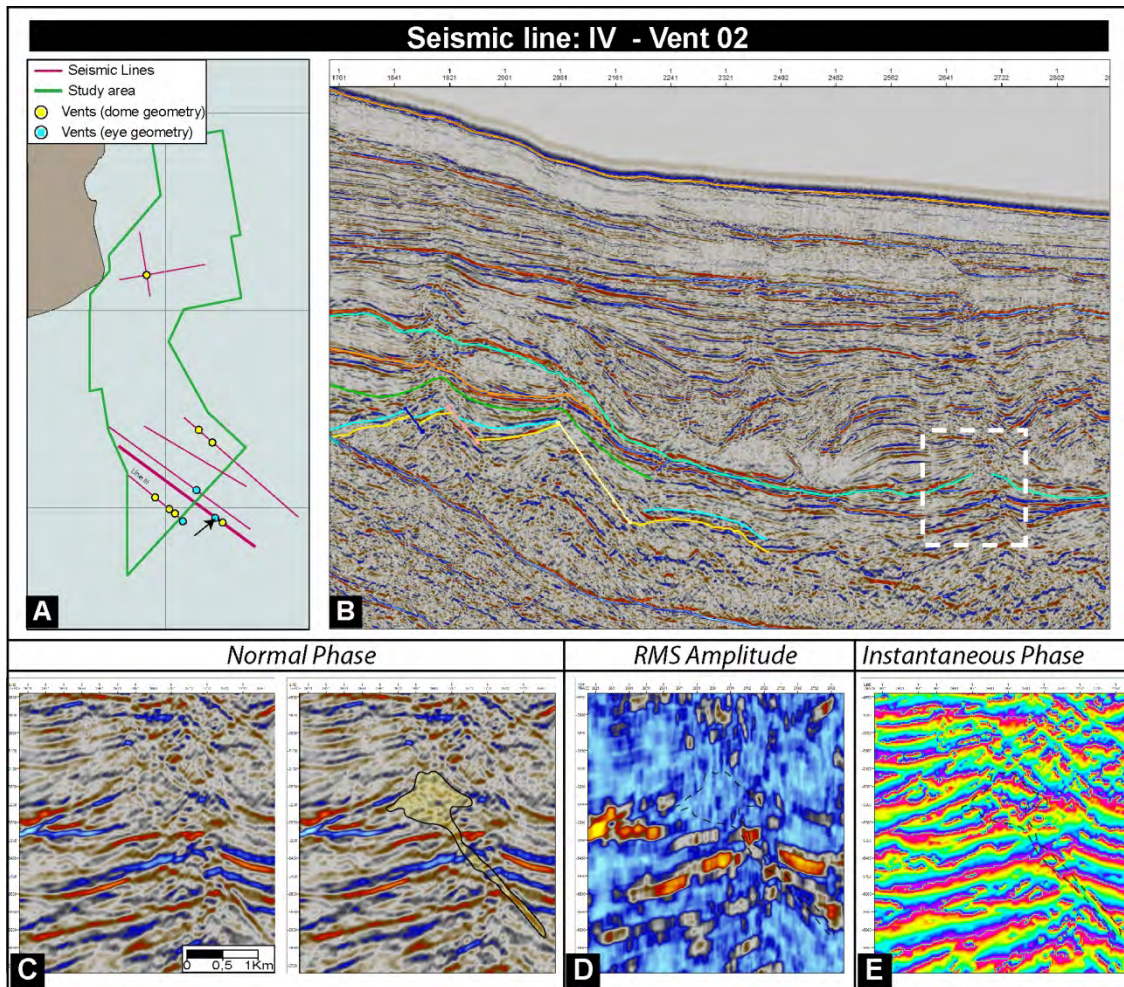


Figure. 12. A) Location map shows Seismic line IV. B) Seismic expression (normal phase) of the eye-shaped vent identified in seismic line IV. C) Detail of the Vent 02 in normal phase. D) Enhancement of vent using the RMS Amplitude seismic attribute. E) Enhancement of vent using the Instantaneous Phase seismic attribute.

6.1. Structural context

The all recognized vents are recognized as being distributed across specific areas and at seismic scale do not seem laterally connected to each other. With sizes varying from 0.65 to 2.8 kilometers, the largest mapped vent (vent01, from seismic lines I and II – Figure. 1) occurs in the central portion of the study area. Vent 01 was the only vent recognized along both inline and crossline which allowed us to establish a distinctive NE-SW orientation. The other vents, i were recognized only in dip lines. Dome-shaped vents seem instead to have a wider occurrence and appear to be more randomly distributed across the entire mapped area. The eye-shaped vents, appear to be concentrated in the southern area, along a NE-SW orientation (Figure. 1).

Where the ducts are recognized, they appear to be all anchored in pre-existing fault systems, typically synthetic secondary faults while rarely in primary faults (Figure. 10). Nonetheless, the mapped vents that have fault-related ducts are not associated with the same fault. The connections to the intrusive bodies appear to happen at the bottom of the faults. Detail about the connectivity of the fault with the sill are often masked by the low seismic resolution along surrounded by chaotic and very low impedance reflector right above the saucer shaped sills.

7. Interpreting intrusive bodies in the Campos Basin

The use of 2D seismic data with limited seismic coverage, mainly in the southern portion of the study area, affected the mapping quality of the vents, ducts and associated intrusive bodies. Additionally, only a few wells were drilled in the deeper zones, close to the recognized vents. Thus, a verification of the real nature of those vent and related sills across the deposits of the Lagoa Feia Group and Cabiúnas Formation and their correlation with the seismic data becomes difficult. However, it has been possible to identify the texture and nature of some anomalous reflectors surrounding the vent so far described (Figure. 13). These reflectors show high amplitude, disk geometry and abrupt endings (Figure. 13), and can be indicative of: (1) carbonate deposits, (2) basaltic flows, or (3) more probably interfingering of carbonate deposits with basaltic flows often reducing their imaging, as they both have the same impedance characteristics (moderate to high amplitude and high continuity) reducing their reflectivity.

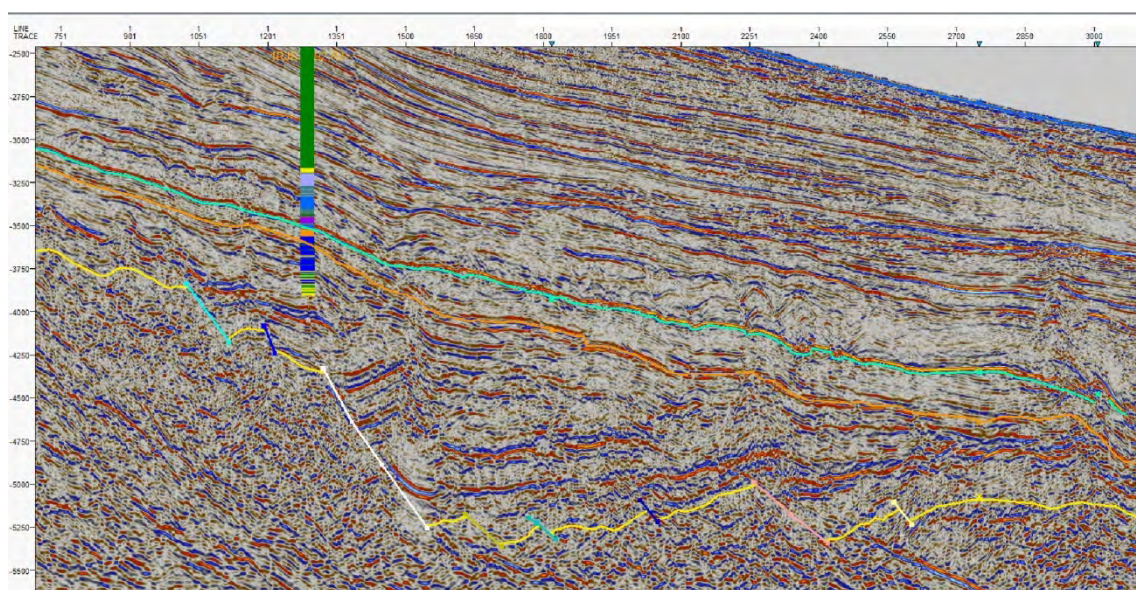


Figure. 13. A) Seismic line III, showing reflector patterns similar to those found in Planke et al. (2005). Observe the reflectors with high impedance, continuous, with disk geometry near to the base.

However, for a better understanding and identification of these seismofacies a detailed of seismic textures is required to make a correlation with lithologic data from well. Thus, seismic texture is here defined by a combination of reflectors geometry (continuity and termination reflectors), amplitude of seismic properties and thickness of the main reflector analyzed. Using the combination of attributes (cosine phase, relative acoustic impedance and RMS amplitude) and criteria described herein three main seismic textures were recognized (Figure. 14).

Seismic texture 1: is defined by chaotic and/or low amplitude reflectors, often inferred to be strongly damaged by small faults and fractures associated with strong to medium reflectors, semi-continuous, with low amplitude and slightly thick and tilted. This texture is best viewed in seismic attributes RMS Amplitude and Relative Acoustic Impedance (RAI), as the reflectors have high impedance and tipping contrasting when compared to seismic texture 2 (Figure. 14). This seismic texture is observed or within the top divergent termination of the vent or above the saucer shaped sills.

Seismic texture 2: this seismic texture is characterized by medium and weak reflectors, semi-continuous, with low amplitude and thin nature. In RMS Amplitude and Relative Acoustic Impedance (RAI) seismic attributes, the reflectors occur with moderate seismic impedance being different textures 1 and 3 (Figure. 14).

Seismic texture 3: This seismic texture is is characterized by very continuous, thick and strong reflections, interbedded with or even floating within the thinly-layered seismic package (seismic texture 2). With the Cosine Phase and RAI seismic attributes the reflectors show high continuity. Similar to texture 1, the RMS amplitude and RAI attributes reflectors have high impedance (Figure. 14).

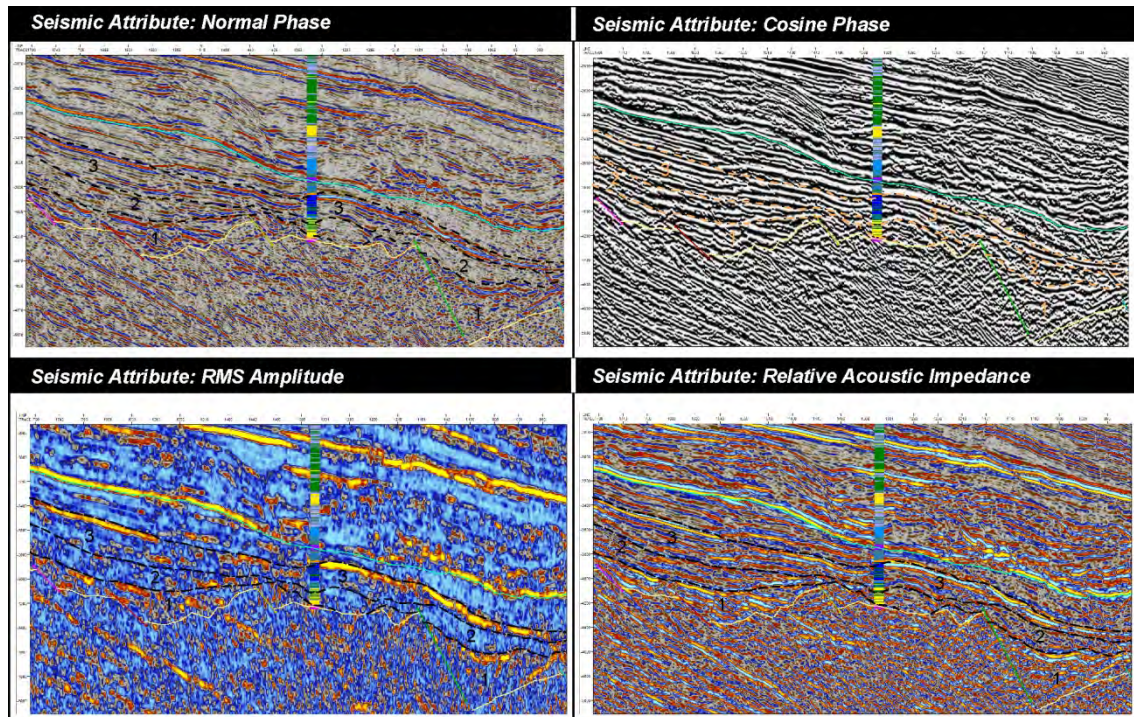


Figure. 14. Seismic images extracted and enlarged from the seismic line VII represented in figure 1. Note the clear and distinctive seismic textures 1, 2 and 3 defined by different brightness and continuity.

Well E was used for the calibration of seismic textures, because it contains lithologic data (cutting samples) and checkshot. Thus, the use of this well allowed better calibration seismic textures. The lithologic data from well E was correlated with defined seismic textures and so it was possible to determine the lithological composition of seismic textures. However, the lithological composition of seismic textures is represented by the lithologic dominance that occurs in the interval. Thus, the lithological groups are determined as follows: Seismic Texture 1 (Volcanic and sedimentary rocks): comprised of fine sediments, shales and volcanic rocks. Seismic texture 2 (Mixed rocks): sediments comprised of marl, shales, sandstones, and calcilutites. Seismic Texture 3 (Carbonates rocks): comprises coquinas, calcarenites and shales.

Well E: The blue and cyan units are characterized by thick reflectors, particularly representative of carbonate rocks (rudstones / grainstones) while alternating yellow / green units represent units of sandstones / shales, constituting the largest part of seismic texture 2. Finally, seismic texture 1 is composed dominantly of volcanic rocks marked in pink (Figure. 15A, B and C).

Thus, with the addition of lithological data from well E, the information of the geometry reflectors with the seismic attributes and information of seismic textures, we can define types of deposits (e.g. carbonate units, sandstones, and other units which may have been deposited) and thus have a recognition of seismofácies. Seismofacies is a concept first proposed by Brown Jr. & Fisher (1977) which is characterized as a three dimensional unit having a defined area, consisting of seismic reflections whose inherent parameters differ from adjacent facies. A seismofacies is the record in the seismic reflections of geological factors that generate them, such as type of lithology, stratification, depositional features, etc.

Thus it was identified three distinct seismofacies (Figure. 15), interpreted as: (1) Volcanic and sedimentary rocks (seismic texture 1), (2) mixed rocks (Seismic texture2), which includes siliciclastic rocks and carbonate rocks, and (3) carbonate rocks (Seismic texture 3). The seismic facies interpreted as volcanic and sedimentary rocks shows reflectors with high amplitude in half-moon or saucer shapes (Hansen, 2006) presenting climbing saucer-shaped geometry, layer-parallel rough, shallow intrusions, slightly saucer-shaped and smooth layer-parallel type (Planke et al., 2005), interbedded with reflectors with medium to low amplitude (Figure. 15A and B). In some cases, irregular to regular reflectors occur, associated with semicontinuous reflectors secondary faults and thick layers. The seismic facies interpreted as mixed rocks shows predominantly continuous reflectors, with amplitude ranging from low to medium. There are also some amplitude anomalies, but these are very localized. The seismic facies interpreted as carbonate rocks has reflectors with high amplitude and persistent continuity. Sometimes, secondary faults are associated with this unit, which also has thick layers.

A summary representation of the signature and visual expression of the seismic facies is shown in Figure. 15D, with the composite lithological log of Well E, used to limit the seismic facies. With the correlation of composite log data and seismic data, it is possible to identify the signature of volcanic rocks (high to medium amplitude in large areas, with strong inclination of the reflectors). The dipping observed in this seismic facies is not characteristic of carbonate rocks. In places, these reflectors are irregular, with discontinuous forms resembling disks, as recognized by Planke et al. (2005).

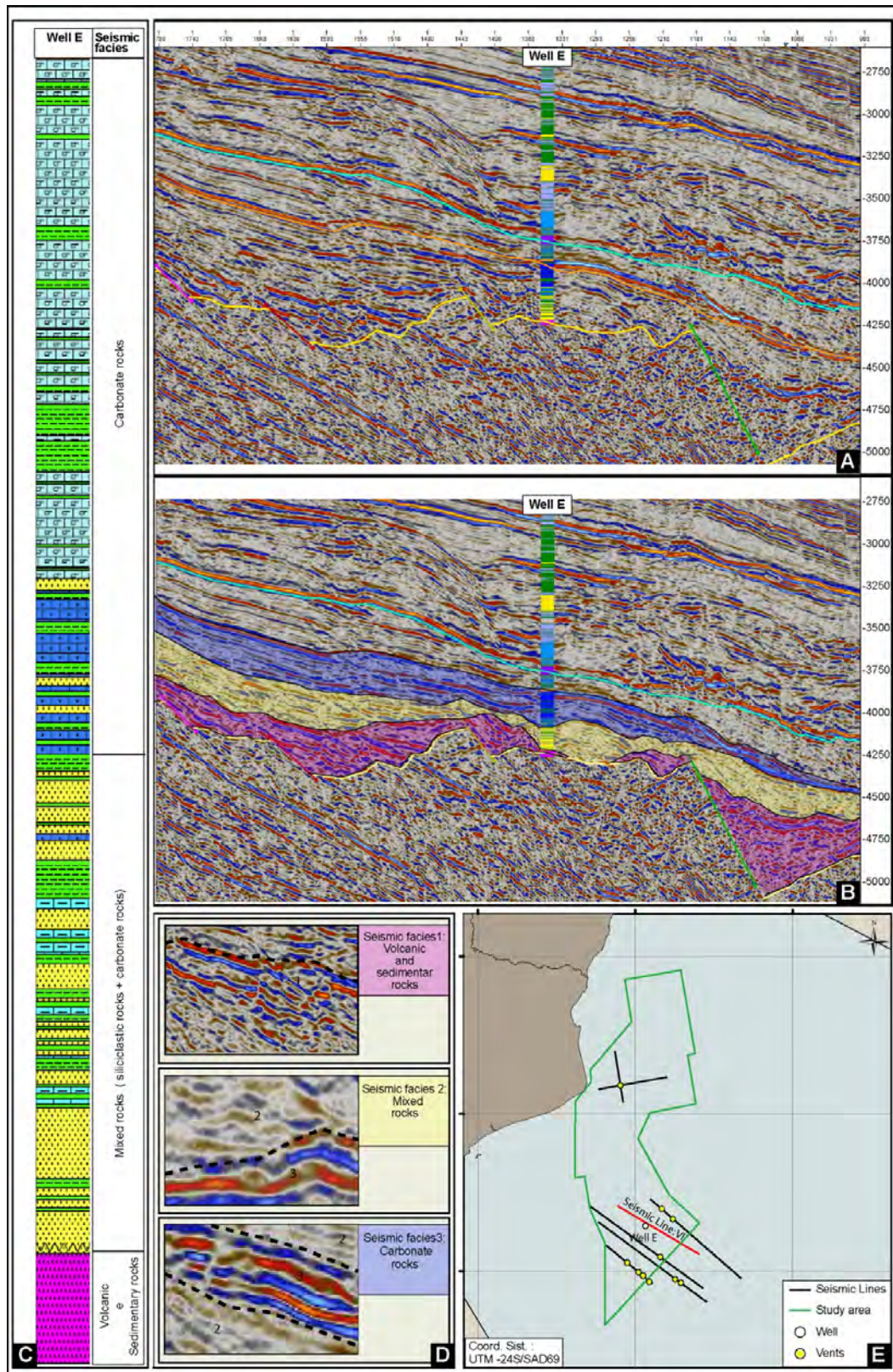


Figure. 15. A) Seismic line VII and Well E. B) Seismic line with interpretation of seismic facies. C) Summary of the three seismic facies observed using the lithological data from Well E. D) Seismic expression of the Seismic facies1, 2 and 3. E) Location map of seismic lines, well and vents.

The origin, timing and processes related with hydrothermal vents are difficult to identify due to the inexistence of samples or high-resolution imaging. Nevertheless, some considerations on these issues are proposed here, based on previous works and correlative information. During the pre-rift phase in the Lower Cretaceous (before the onset of crustal stretching), a Large Igneous Province (LIP) of the Serra Geral Formation was established in the adjacent intracratonic Paraná Basin between 137 and 127 Ma ago (Milani et al., 2007). This is one of the three largest volcanic events in the world (Bryan et al., 2010). The intracratonic volcanism seems to migrate as the rift branch starts in the Hauterivian (Rangel et al., 1994), forming the Cabiúnas Formation with an age of 134 Ma at the base of the Campos Basin, and the Camboriú Formation (with an age of 130 Ma) in the Santos Basin (Rangel et al., 1994; Pereira & Feijó, 1994). The migration of volcanic centers ended the volcanic activity in the Paraná Basin and concentrated the volcanism along the rift branch that comprises the Santos and Campos Basins (Mizusaki, 1986). Thus, the beginning of the rift phase in these basins is filled with basalts that display geochemical affinity with the Serra Geral basalts, related with the Tristão da Cunha mantle plume (Mizusaki et al, 1992). In this scenario, it is possible to envision the mantle plume “opportunistically” migrating towards the rift branch, after which it started to influence the rifting processes as it had previously influenced the intracratonic Paraná Basin. White & Mckenzie (1989) proposed the origin of the Serra Geral basalts in the Paraná Basin to be related with the activity of a hot spot underlying an extensively-stretched continental lithosphere. Meisling et al. (2000) also connected the Paraná Basin magmatism to the hot spot/mantle plume of Tristão da Cunha, which migrated toward the Atlantic Ocean, building the volcanic Torres Arch along the Florianópolis Fracture Zone, and spreading volcanism in the rift phase of the Campos and Santos Basins. The Cabiúnas Formation in the Campos Basin is characterized by a volcanic-sedimentary succession with toleitic basalts (Mizusaki et al, 1988), with maximum thickness of 650 meters (Winter et al, 2007). The identified vents in the rift phase (Barremian) may be directly related with this magmatic activity, a continuous event throughout the pre- and syn-rift phases. The vents would then represent a waning phase of the volcanism, in comparison with the LIP of the Paraná Basin and the Cabiúnas volcanics in the onset of the rift in the Campos Basin. The magmatic activity did not stop in the sag phase (Aptian) (Winter et al., 2007). At this, some occurrences of local and restricted volcanics are reported in the clastic basal sag unit (Jackson et al., 2000). At the end of the sag phase, a controversial primeval oceanic crust was proposed by Winter et al. (2007), but it lacks evidence, since seismic visualization is difficult and no samples are available. Nonetheless, sometime between the Upper Aptian and the Lower Albian the oceanic crust was formed. The oldest dated oceanic

crust in the South Atlantic is the Anomaly M0 of Rabinowitz and Brecque (1979). The Tristão da Cunha mantle plume is still active today, generating oceanic crust along the mid-ocean ridge. This shows a continuous influence of magmatism throughout different geodynamic phases, across basins but also influencing the processes and controls in each basin with variable intensity.

8. Conclusion

From the 127 seismic lines analyzed in this work, 7 lines showed the occurrence of hydrothermal vents and as consequence has been selected. These structures were observed mainly in the southern portion of the study area. The vents mapped have dome- and eye-shaped geometries *sensu* Planke et al. (2005) laterally distributed across area of 1 to 3 km of extension. Hydrothermal vents are punctual structures that are better imaged in 3D seismic surveys (Hansen, 2006). However, it is possible to identify these structures in 2D seismic lines, despite the challenges that their identification and delimitation represent, mainly when the seismic data have low coverage, the spacing between the lines is large, or even when the resolution and quality of the data is low. The seismic attributes that enabled better visualization of these structures were the cosine phase and the instantaneous phase by highlight the strong discontinuity of layers and microfaults.

The geometry, top and basal reflector pattern and internal filling of the dome-shaped and eye-shaped hydrothermal vents do not show a clear distinction between them. The geometry of dome and eye-shaped hydrothermal vents do not bear genetic significance. However, the occurrence of these two types may be related to a pre-existing topography of the area that controlled the flow and the geometry of these bodies.

Using Well E which drilled through the entire Lagoa Feia Group down into the basal Cabiúnas Formation and contains checkshot data, it was possible to correlate 2D seismic for mapping of basaltic flows (Cabiúnas Formation). Thus, it was observed that reflectors that have high amplitude, disk or saucer geometry and abrupt endings, may be indicative of basaltic flows and still have a signature consistent with volcanic and sedimentary rocks - seismic facies 1. However, it was not always possible to map the intrusive bodies (sills), because of the deep nature of those object imaged through low signal to noise seismic dataset.

The Campos Basin experienced intense magmatism during the Neocomian, responsible for the generation of the Cabiúnas Formation, consisting of tholeiitic basalts floods, tuffs,

hydrovolcanic breccias, and epiclastic rocks (Mizusaki, 1986; Mizusaki et al., 1988). Nevertheless, there are no studies where possible intrusive bodies related to magmatism in the deeper areas of the Campos Basin were mapped, nor was their occurrence throughout the deposition of the overlying Lagoa Feia Group established. This study provided a better mapping of hydrothermal vents, testing not only their occurrence but also the link with intrusive bodies. Thus, this study showed that this magmatism has punctual, discrete occurrences that are pervasive and well distributed along the rift section, which is the main hydrocarbon source of the Campos Basin (Guardado et al., 1997) and also encompasses important reservoirs. Therefore, the occurrence of associated magmatism can be one more factor contributing to the prolific oil load generated in the Campos Basin the structural modification and constituent of rocks may serve as migration paths and facilitate localized accumulations.

Acknowledgements - This study is part of the PhD of the first author (RA) by the Graduate Program in Geosciences of UFRGS, integrated into the Deep Rift Project, developed in partnership with the Universidade Federal do Rio Grande do Sul and BG Brasil, supported by the Petroleum Law. Special thanks to the Global Technology Centre of BG Brazil for the financial support and technical contributions to the project. In addition, we thank the ANP by the commitment to investment in research and development.

9. References

- Badley, M.E., 1985. Practical Seismic Interpretation. *International Human Resources Development Corporation*.
- Baumgarten, C.S., Dultra, A.J., Scuta, M.S., Figueiredo, M.V., Sequeira, M.F.P.B., 1988. Coquinas da Formação Lagoa Feia, Bacia de Campos: Evolução da Geologia de Desenvolvimento. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 2, 27-36.
- Bryan, S.E., Peate I.U., Peate D.W., Self, S., Jerram, D.A., Mawby, M.R., Marsh, J.S., Miller, J.A., 2010. The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth-Science Reviews*, 102, 207–229
- Brown, L.F., Fisher, W.L., 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins. *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, v.26, p. 213–248.
- Chang, H.K., Bender, A.A., Kowsmann, R.O., Mello, U.T., 1990. Origem e evolução termomecânica de bacias sedimentares. *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares* 49-71.
- Dias, J.L., Scarton, J.C., Esteves, F.R., Carminatti, M., Guardado, L.R., 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. *Origem e evolução de bacias sedimentares*, 333-360.
- Guardado, L.R., Spadini, A.R., Brandao, J.S.L., Mello, M.R., 2000. Petroleum System of the Campos Basin, Brazil. *AAPG Memoir*, 73, 317-324.
- Guardado, L.R., Gamboa, L.A.P., Lucchesi, C.F., 1990. Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil: a model for producing Atlantic type basins. *AAPG Memoir*, 48, 3-80.

- Guardado, L.R., Wolff, B., Brandao, J.S.L., 1997. Campos Basin, Brazil, a model for a producing Atlantic basin. *Offshore Technology Conference, Houston, Texas*, 457-462.
- Hansen, D.M., 2006. The morphology of intrusion-related vent structures and their implications for constraining the timing of intrusive events along the NE Atlantic margin. *Journal of the Geological Society*, 163, 789–800.
- Holford, S.P., Schofield, N., Macdonald, J.D., Duddy, I.R., Green, P.F., 2012. Seismic analysis of igneous systems in sedimentary basins and their impacts on hydrocarbon prospectivity: examples from the southern Australian margin. *The APPEA Journal*, 52.
- Jackson, C.A.L., 2012. Seismic reflection imaging and controls on the preservation of ancient sill-fed magmatic vents. *J. Geol. Soc.*, 169, 503–506.
- Magee, C., Jackson, C. A. L. & Schofield, N., 2013. The influence of normal fault geometry on igneous sill emplacement and morphology. *Geology*, 41, 407–410.
- Meisling, K. E., Cobbold, P. R., Mount V. S., 2000. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil, *AAPG Bulletin*, 85, 1903-1924.
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15, 265-287.
- Misuzaki, A.M.P., 1986. Rochas ígneo-básicas do Neocomiano da Bacia de Campos – caracterização e comportamento como reservatório de hidrocarbonetos. Dissertação de Mestrado, UFRJ, 103pp.
- Misuzaki, A.M.P., Morhiak, W.U., 1992. Sequências vulcanosedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio, RJ. *Congresso Brasileiro de Geologia* 37, 468-469.
- Misuzaki, A.M.P., Thomaz Filho, A., Valenca, J.G., 1988. Volcano Sedimentary Sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 18, 247-251.
- Pereira, M.J., Feijó, F.J., 1994. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8, 219-234.
- Planke S., Rasmussen T., Rey S.S. & Myklebust R., 2005. Seismic characteristics and distribution of volcanic intrusions and hydrothermal vent complexes in the Vøring and Møre basins. *Petroleum Geology Conference 2005*, 6, 833-844.
- Purves, S., 2014. Phase and the Hilbert transform: The Leading Edge, 33, 1164–1166, <http://dx.doi.org/10.1190/tle33101164.1>
- Rabinowitz, P. D., La Brecque, J., 1979. The Mesozoic South Atlantic ocean and evolution of its continental margins, *J. Geophys. Res.*, 84, 5973-6002.
- Rangel, H.D., Martins, F.A.L., Esteves, F.R., Feijó, F.J., 1994. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8, 203-218.
- Rangel, H. D., Carminatti, M., 2000. Rift lake stratigraphy of the Lagoa Feia Formation, Campos Basin, Brazil. *AAPG Studies in Geology*, 46, 225-244.
- Taner, M.T., Sheriff, R.E., 1977. Application of amplitude, frequency and other attributes to stratigraphic and hydrocarbon determination. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Vol. 26, 301.
- Thomaz-Filho A., Misuzaki A.M.P., Antonioli L., 2008. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, 38, 128-137.
- White, R., Mckenzie, D., 1989. Magmatism at Rift Zones: The generation of Volcanic Continental Margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, 94, 7685 – 7729.
- Winter, W. R., Jahnert, R. J., Franca, A. B., 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15, 511-529.

3.3. ARTIGO 3

TÍTULO: RECONHECIMENTO E ANÁLISE DAS FÁCIES SÍSMICAS NO GRUPO LAGOA FEIA NAS BACIAS DE CAMPOS E SANTOS

REVISTA: Revista Pesquisas em Geociências

AUTORES: Renata Alvarenga, Juliano Kuchle, David Iacopini, Patrycia Ene, Claiton Scherer e Karin Goldberg

DATA DE SUBMISSÃO: 14 de agosto de 2015

Observação: para harmonizar a leitura com o corpo da tese, o formato do texto foi alterado (fonte, tamanho, parágrafo, etc.), assim como as figuras e tabelas foram incluídas em suas devidas posições ao longo do texto, ao contrário do manuscrito original entregue sem formatação e com figuras e tabelas em separado.

COMPROVANTE DE SUBMISSÃO



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Pesquisas em Geociências

Porto Alegre, 18 de novembro de 2015.

À
Renata Alvarenga

Venho comunicar o **recebimento** do manuscrito abaixo listado, submetido para publicação em *Pesquisas em Geociências*, órgão de divulgação científica editado pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Título do manuscrito: *Reconhecimento e análise das fácies sísmicas no Grupo lagoa Feira nas bacias de Campos e Santos.*

Autores: Renata Alvarenga, Juliano Kuchle, David Iacopini, Patrycia Ene, Claiton Scherer & Karin Goldberg.

Atenciosamente,



Prof. Dr. Paulo Alves de Souza
Editor Chefe

Pesquisas em Geociências
Instituto de Geociências – Departamento de Paleontologia e Estratigrafia
Av. Bento Gonçalves, nº 9500 - Bloco 1 - Prédio 43127 - CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil.
Email: paulo.alves.souza@ufrgs.br

Reconhecimento e análise das fácies sísmicas no Grupo Lagoa Feia nas bacias de Campos e Santos

Recognition and analysis of seismic facies in Lagoa Feia Group in the Campos and Santos basins

Renata ALVARENGA^{*1}, Juliano KUCHLE², David IACOPINI³, Patrycia ENE⁴, Claiton SCHERER⁵, Karin GOLDBERG⁶

^{1,4} Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91501-970, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil. renatalvarenga@yahoo.com.br, patrycia.n@gmail.com.

^{2,5} Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil. juliano.kuchle@ufrgs.br, claiton.scherer@ufrgs.br.

³ Geology and Petroleum Geology, University of Aberdeen. AB24 3UE, Aberdeen, UK. d.iacopini@abdn.ac.uk.

⁶ Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 540-000, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil. karin.goldberg@ufrgs.br.

Resumo - A exploração e desenvolvimento das camadas pré-sal nas bacias de Campos e Santos apresentam limitadas informações geológicas, pois são poucos os poços perfurados neste intervalo e a sísmica 2D disponível apresenta limitado grau de imageamento sub-sal. Apresentando reservatórios em águas profundas, o pré-sal é um cenário com depósitos heterogêneos e complexos, e assim traz novos desafios para a interpretação sísmica. O presente trabalho tem como objetivo a caracterização sísmica do intervalo rifte (de idade Hauteriviano Superior ao Barremiano, ligeiramente abaixo dos reservatórios pré-sal) nas bacias de Campos e Santos com a utilização de dados de sísmica 2D e dois perfis de poços. Foram analisadas as texturas sísmicas e com a integração dos dados litológicos se definiu as sismofácies correspondentes. Desta forma, foram determinadas três sismofácies: Sismofácies 1 (depósito de falha de borda) – apresenta comportamento semelhante em ambas as bacias e com ocorrência encaixada na falha de borda em uma zona ampla e bem definida; Sismofácies 2 (depósito de sedimentos finos) – amplamente identificado nas bacias de Campos e Santos e grada lateralmente para a sismofácies 3; Sismofácies 3 (depósito de grainstones e rudstones) – em ambas as bacias têm ocorrência restrita e de ocorrência errática, tanto em zonas altas da margem flexural, quanto nas zonas profundas próximas do depocentro dos meio-grábens analisados.

Palavras Chaves: Bacia de Campos, Bacia de Santos, bacia rifte, sismofácies, atributos sísmicos, texturas sísmicas.

Abstract - The exploration and development of the pre-salt layers in the Campos and Santos basins have limited geological information, because few wells were drilled in this interval and the 2D seismic data available display a limited degree of sub-salt imaging. With deepwater reservoirs, the pre-salt scenario bears heterogeneous and

complex deposits, and thus brings new challenges for seismic interpretation. This study aims at the seismic characterization of the rift section (Upper Hauterivian to Barremian, immediately below the pre-salt reservoirs) in the Campos and Santos basins, with the use of 2D seismic data and two well logs. We analyzed the seismic textures, and the integration of lithologic data defined the corresponding seismofacies. Three seismofacies were identified: Seismofacies 1 (fault-border deposits) displays similar behavior in both basins, and occurrence restricted to the fault borders in a wide and well-defined area; Seismofacies 2 (fine-grained deposits) are widespread in the Campos and Santos basins and grades laterally to seismofacies 3; Seismofacies 3 (grainstone and rudstone deposits) have restricted and erratic occurrence in both areas of the high flexural margin, as well as in the deep areas, near the depocenter of the analyzed half-grabens.

Keywords: Campos Basin, Santos Basin, rift basin, seismofacies, seismic attributes, seismic texture.

1. Introdução

Nas últimas três décadas houve um crescente aprimoramento dos conhecimentos e métodos para o processamento sísmico. Esse aprimoramento permitiu o reconhecimento das características sísmicas de grande escala através da visualização dos padrões da reflexão sísmica. Além disso, houve uma ampliação na construção de conceitos, tais como (i) textura sísmica, definida como uma variação da amplitude de reflexão, fase e frequência padrão combinados em um dado local num volume sísmico (Gao, 2003), e (ii) fácies sísmicas, que é definida como uma unidade sísmica tridimensional mapeável, composta por grupos de reflexões cujo parâmetro (amplitude, geometria, reflexão, continuidade e frequência) difere das unidades vizinhas (Prather *et al.*, 1998; Posamentier *et al.*, 1988). O conceito de fácies sísmicas tem sido tradicionalmente ligado a um contexto de interpretação geológica, enquanto, o conceito de textura sísmica, deriva do domínio da análise de imagem bidimensional (2D), desenvolvido na década de 70 por Haralick *et al.* (1973), Weszka *et al.* (1976), Reed & Hussong (1989) e, em seguida, aplicado à reflexão sísmica (Zhang & Simaan, 1989, Vinther *et al.*, 1995; Gao, 2003, 2007). Textura sísmica é uma propriedade estritamente relacionada ao reconhecimento de certas características sísmicas, utilizando as relações de amplitude e fase, repetidas através de um conjunto de dados de volume 3D e sísmica 2D. As texturas sísmicas podem ser calibradas com a utilização de log de poços, ou mesmo com informações litológicas, proporcionando desta forma uma melhor robustez ao modelo. O uso de atributos sísmicos, tais como, *Cosine Phase*, *RMS Amplitude*, *Sweetness* e *Relative Acoustic Impedance (RAI)* têm desempenhado um papel fundamental na análise das texturas sísmicas. Esses atributos permitem o realce de feições estratigráficas e estruturais para o mapeamento de falhas e contatos litológicos. No entanto, o estudo da seção rifte da Bacia de Campos ainda é limitado, principalmente devido a sua

grande profundidade, que resulta em limitações tecnológicas na aquisição sísmica e na viabilidade de perfuração deste intervalo.

O intervalo rifte nas bacias de Campos e Santos incluem rochas ricas em matéria orgânica que são geradoras dessas bacias, e rochas carbonáticas que são os reservatórios (Winter *et al.*, 2007, Moreira *et al.*, 2007). Com o objetivo de discriminar as sismofácies relacionadas as rochas carbonáticas, daquelas vinculadas a sedimentos finos, ricas em matéria orgânica, foi realizada uma interpretação das texturas sísmicas com a análise das configurações, continuidade, amplitude e frequência dos refletores. Desta forma, foram estabelecidas as texturas sísmicas e com a utilização dos dados litológicos foi possível a amarração com a sísmica para a identificação das sismofácies.

2. Área, materiais e métodos

2.1. Contexto Geológico

As bacias de Campos e Santos estão localizadas na margem leste brasileira, se estendem do sul do Estado do Espírito Santo, pelo alto de Vitória até a Plataforma de Florianópolis. Juntas as bacias recobrem uma área de 465.800 Km², em frente ao litoral do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e norte de Santa Catarina (Figura. 1). Basicamente, as bacias de Campos e Santos apresentam uma evolução geológica geral semelhante às outras bacias da margem atlântica Brasileira (Milani & Thomaz Filho, 2000), com uma fase rifte, de idade Hauteriviana a Aptiana: rochas vulcânicas, e sedimentos clásticos de idade Barremiana a Aptiana, sucedidos por um espesso pacote de evaporitos aptianos, usualmente alóctones, na forma de domos, muralhas e diápiros, compreendendo a fase “sag/transicional” (Moreira *et al.*, 2007; Winter *et al.*, 2007). Por fim, a fase de margem passiva inicia-se com uma sucessão predominantemente carbonática de idade Albiana, interpretada como uma rampa carbonática, e uma fase de margem passiva com quebra de plataforma, do Cenomaniano ao Recente, compreendendo sedimentos clásticos grossos proximais e carbonáticos plataformais, clásticos finos distais e clásticos grossos turbidíticos.

Nas bacias de Campos e Santos são reconhecidas falhas extensionais lítricas e de alto ângulo que afetam a crosta continental, rochas vulcânicas do Barremiano ao início do Aptiano e depósitos clásticos; domos do sal no talude continental; falhas lítricas, inversas e thrusts geradas pelo sal em sedimentos do Cretáceo Superior e Terciário; falhas limitando meio-grábens causados pela fase extensional entre o Hauteriviano e Barremiano Superior (Chang *et al.*, 1990).

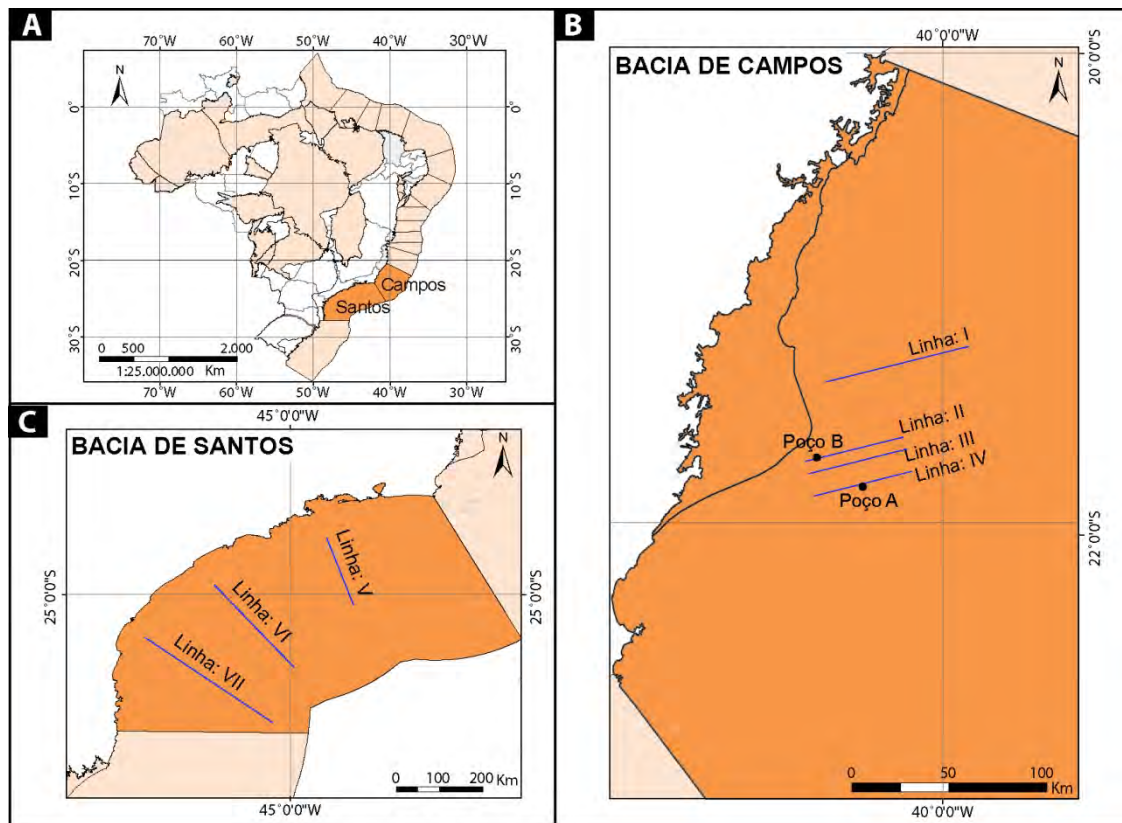


Figura. 1. Localização das bacias. A) Localização das bacias de Campos e Santos no Brasil. B) Localização das linhas sísmicas na Bacia de Campos. C) Localização das linhas sísmicas na Bacia de Santos. Fonte: Banco de dados BDEP.

A supersequência rifte da Bacia de Campos corresponde à Formação Cabiúnas e à porção inferior do Grupo Lagoa Feia (formações Atafona, Coqueiros e Itapaboana) (Winter *et al.*, 2007). A Formação Atafona foi depositada no Andar Barremiano (andaes locais Aratu superior e Buracica), a Formação Coqueiros tem idade do Barremiano superior ao Aptiano inferior (andar local Jiquiá), e a Formação Itapaboana do Barremiano ao Aptiano inferior (Winter *et al.*, 2007). O Grupo Lagoa Feia é caracterizado por sedimentos siliciclásticos, carbonáticos e evaporíticos depositados durante a fase rifte e pós-rifte (Figura. 2). Segundo Guardado *et al.* (2000), as espessuras deste pacote variam de 200 m para mais de 1.500 m, tendo sido depositado em ambiente continental. O Grupo Lagoa Feia é composto pelas formações Atafona, Itapaboana, Coqueiros, Macabu, Gargaú e Retiro. A Formação Atafona é constituída por arenitos, siltitos e folhelhos depositados em ambiente lacustre alcalino onde se precipitaram minerais de talco e estevensita (Winter *et al.*, 2007). A Formação Coqueiros é representada por depósitos de coquinas compostos predominantemente por moluscos bivalves, intercalados com folhelhos e carbonatos lacustres (Winter *et al.*, 2007). Segundo Baumgarten *et al.* (1988), os depósitos de coquinas são compostos por ciclos

deposicionais de fácies de calcirrudito, calcarenito, calcilutito e aleatoriamente fácies de bioacumulados, podendo formar pacotes com espessuras maiores que 100 metros (Winter *et al.*, 2007). A Formação Itapaboana é composta por conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos depositados nas porções proximais da bacia e ao longo da falha de borda (Winter *et al.*, 2007). As formações Macabu e Gargaú são constituídas por sedimentos carbonáticos, margas e arenitos, depositados em ambiente transicional raso (Winter *et al.*, 2007). A Formação Retiro é caracterizada por depósitos evaporíticos compostos por anidrita, halita e carnalita/silvita depositadas em ambiente marinho/lagunar sob clima árido (Winter *et al.*, 2007). As camadas de halita ocorrem remobilizadas, originando domos de sal que cortam as camadas subjacentes (Rangel *et al.*, 1994). A porção superior do Grupo Lagoa Feia (formações Gargaú, Macabu, Retiro e Itapaboana superior) foi depositada já na fase sag/transicional (da carta de 1994), ou já considerada pós-rifte por Winter *et al.* (2007) da Bacia de Campos. Este estudo de Winter *et al.* (2007), com sua abordagem litoestratigráfica do Grupo Lagoa Feia, compreende um certo empilhamento em forma de *layer cake* das formações Cabiúnas, Atafona, Coqueiros, Macabu e Retiro, com gradações laterais apenas para as Formações Itapaboana e Gargaú. Entretanto, como será discutido a seguir, os indícios das sismofácies apresentam uma disposição espacial mais complexa.

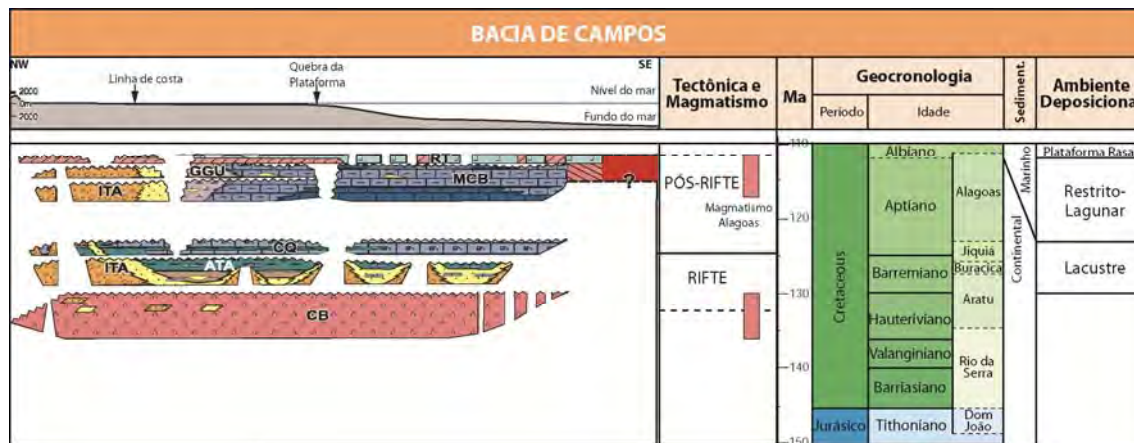


Figura. 2. Carta estratigráfica da seção rifte da Bacia de Campos, O final da seção Rifte é variável conforme cada autor. Modificada de Winter *et al.* (2007).

Na Bacia de Santos, a supersequência rifte inicia no Hauteriviano e prolonga-se ao início do Aptiano. Na base deste intervalo ocorre a Formação Camboriú que é composta por derrames basálticos eocretáceos sotopostos ao preenchimento sedimentar de praticamente toda a Bacia de Santos, e é crono e lito correlata com a Formação Cabiúnas de Campos. A Formação Piçarras é composta por leques aluviais de conglomerados e arenitos polimíticos

constituídos de fragmentos de basalto, quartzo, feldspato, nas porções proximais, e por arenitos, siltitos e folhelhos de composição talco-estevensítica nas porções lacustres. A Formação Itapema (Grupo Guaratiba) é caracterizada por apresentar intercalações de calcirruditos e folhelhos escuros ricos em matéria orgânica nas porções mais distais, conglomerados e arenitos de leques aluviais nas porções proximais desta unidade. (Moreira *et al.*, 2007). A Figura. 3 apresenta a Supersequência Rifte, com as formações correspondentes às sequências deposicionais, e informações acerca da tectônica e magmatismo, geocronologia e ambiente deposicional. De certa forma, as Formações Piçarras, Itapema e Barra Velha compreendem depósitos semelhantes das formações Atafona, Coqueiros e Macabu da Bacia de Campos, e esta forma litoestratigráfica simplificada da Bacia de Santos deve-se ao seu menor período exploratório quando comparado com a Bacia de Campos, o que resulta em uma menor quantidade de poços e informações litológicas disponíveis.

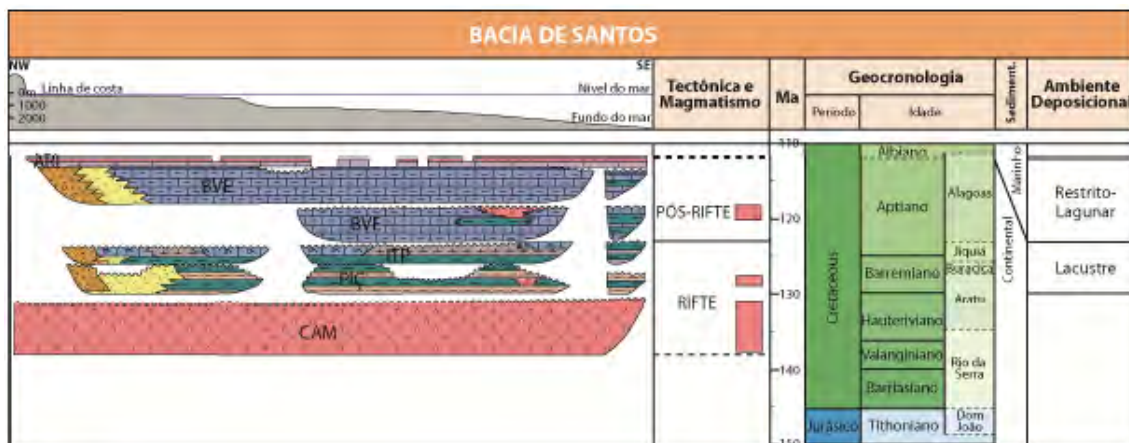


Figura. 3. Carta estratigráfica da seção rifte da Bacia de Santos, modificada de Moreira *et al.* (2007).

2.2. Dados e métodos

Os dados sísmicos utilizados constitui de uma série de levantamentos sísmicos 2D adquiridos nas décadas de 1980 a 1990, considerados dados de acesso público no Brasil, e disponibilizados pela Agência Nacional do Petróleo Brasileira, resultando em um total de 282 linhas sísmicas, 40 poços, mas apenas 13 com testemunhos. Deste total foram utilizadas sete linhas sísmicas resultando em 250 km e dois poços (A e B) para balizar os dados litológicos com os dados sísmicos. Os métodos utilizados consistiram na aplicação de atributos sísmicos para reconhecimento e mapeamento das sismofácies. Atributos sísmicos são recursos aplicados em dados sísmicos a fim de realçar feições estratigráficas, litológicas

e estruturais. O intervalo analisado na sísmica 2D compreende algumas feições estruturais e contatos litológicos difíceis de serem caracterizados sem o subsídio de atributos sísmicos. Desta forma, visando à caracterização estrutural e estratigráfica foram aplicados os seguintes atributos: *Cosine phase*, *Sweetness*, *RMS amplitude* e *Relative acoustic Impedance* (RAI) que serão discutidos a seguir.

2.3. Atributos sísmicos

Os atributos sísmicos são desenvolvidos através do uso de várias propriedades analíticas e assim têm a capacidade de destacar a geometria dos refletores. Desta forma, foram aplicados os seguintes atributos: *Cosine phase*, *Sweetness*, RAI e *RMS amplitude*. O uso do atributo *sweetness* ajudou a destacar o embasamento do rifte, enquanto que o *RMS amplitude*, o *Cosine phase* e o *RAI* (*relative acoustic impedance*), têm sido cruciais para determinar a arquitetura principal das unidades do Grupo Lagoa Feia e definir a principal fácies sísmica. A seguir são descritos os atributos utilizados, suas competências na análise faciológica e quais foram as utilidades no mapeamento (Radovich & Oliveros, 1998, Chopra & Marfurt, 2007).

Sweetness: o *sweetness* é derivado matematicamente, dividindo a intensidade de reflexão (também conhecido como “amplitude instantânea ou envelope” ou “envelope de amplitude”) pela raiz quadrada da frequência instantânea. Intensidade de reflexão é uma amplitude independente de atributos de fase, e é sempre positiva, tendo a mesma gama de valores e amplitude de onde é derivada. A frequência instantânea é a taxa da mudança de fase, é medida em hertz, e está relacionada tanto ao comprimento de banda da sísmica quanto à espessura da camada. Como consequência, esse atributo é extremamente sensível à variação da frequência de amplitude dependente (Chopra & Marfurt, 2007). Com este atributo, através do uso dos contrastes claros e escuros foi possível o mapeamento da seção rifte. Nessa análise sísmica este atributo tem se mostrado muito eficiente no mapeamento do topo das unidades vulcânicas de todo pacote de dados (Figura. 4).

Cosine phase: a fase instantânea é definida para qualquer sinal complexo. O *cosine phase* deriva estritamente disso, representando o cosseno da fase instantânea. Esse atributo é de grande importância já que determina a localização de eventos no traço sísmico e leva ao cálculo de outras grandezas instantâneas. O *cosine phase* deixa grandes eventos mais claros e é eficiente em salientar descontinuidade nos refletores, falhas, *pinch-outs*, angularidades, mudanças no acamadamento (Chopra & Marfurt, 2007) limites de sequências sísmicas, padrões de acamadamento sedimentar e regiões com padrão

onlap/offlap normalmente são exibidos com maior clareza utilizando esse atributo. Para a delimitação das unidades é usado o limite entre os padrões. Neste trabalho o *Cosine Phase* foi utilizado para estabelecer a continuidade do padrão dos refletores e visualização de falhas (Figura. 4).

RMS amplitude: é definida como a cobertura da amplitude do sinal calculado pela raiz da soma dos componentes imaginários e reais do sinal, similar a intensidade de reflexão. Porém, no RMS amplitude se destaca as anomalias de amplitude dentro dos conjuntos de dados sísmicos (Chopra & Marfurt, 2007). Portanto, ocorre a transformação de picos e calhas do sinal sísmico em positivo e background (próximo a zero) em negativo. Nesta análise sísmica este atributo possibilitou a melhor visualização das fácies sísmicas principalmente para os carbonatos e evaporitos e o mapeamento da base do sal (Figura. 4).

RAI - Relative Acoustic Impedance: esse atributo é resultado de uma simples integração do sinal complexo. Representa a aproximação do componente de maior frequência da impedância acústica relativa (Chopra & Marfurt, 2007). Através da inversão de picos e calhas ocorre a ampliação da frequência da reflexão e assim, realça a textura. Este atributo mostrou-se extremamente eficiente em destacar as texturas sísmicas das variadas subunidades reconhecidas e mapeadas dentro da seção sin-rifte e o reconhecimento das litofácies carbonáticas e evaporíticas (Figura. 4).

A Figura. 4 apresenta uma síntese das regras de interpretação para cada atributo utilizado, assim como sua aplicabilidade e expressão visual no intervalo analisado.

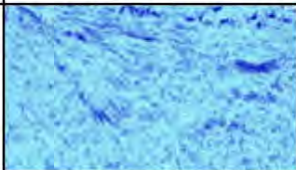
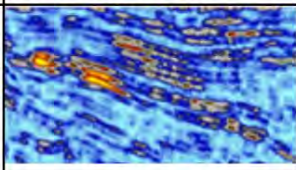
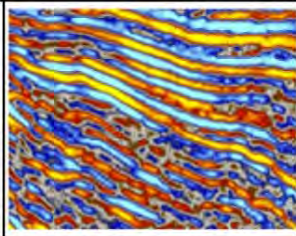
Atributo sísmico	Utilidade	Regras de interpretação	Expressão visual
Sweetness X2 Trace AGC	Usar os contrastes claros e escuros para o mapeamento da seção rifte	Usar o limite entre as áreas claras e escuras	
Cosine Phase	Estabelecer continuidade do padrão dos refletores e visualização de falhas	Usar o limite entre os padrões	
RMS Amplitude	Melhoramento visual das fácies sísmicas - principalmente para carbonatos e evaporitos - mapeamento da base do sal	Transforma picos e calhas do sinal sísmico em positivo e background (próximo a zero) em negativo	
RAI - Relative Acoustic Impedance	Melhoramento visual das fácies sísmicas - principalmente para carbonatos e evaporitos - mapeamento da base do sal - juntamente com o atributo cosine phase, mapeamento das falhas	- Inversão de picos e calhas Pico: (-) Calha: (+) - Amplia a frequência da reflexão - Realça a textura	

Figura. 4. Síntese das regras de interpretação dos atributos sísmicos e sua utilidade geológica na análise da textura sísmica.

3. Resultados

3.1. Reconhecimentos das texturas sísmicas na Bacia de Campos

Textura sísmica é aqui definida por uma combinação da geometria de refletores (continuidade e terminação de refletores), propriedades de amplitude e espessura sísmica do principal refletor analisado. Utiliza-se uma técnica de análise de imagem sísmica, mapeando tanto a amplitude normal quanto os atributos complexos do sinal, definidos tanto pelo *instantaneous phase* quanto pelo *cosine phase*. Esses dois atributos, combinados com o mapeamento usual das terminações de refletores, foram de grande utilidade para destacar camadas delgadas, a continuidade entre os diversos refletores e as terminações de refletores (Figura. 5). Para apurar a calibração da textura interna, foram extraídos atributos sísmicos relacionados à amplitude relativa e contraste de impedância, como a intensidade da reflexão e impedância acústica relativa. As texturas sísmicas aqui apresentadas são reproduzidas de Iacopini *et al.* (2015), onde desenvolveram um profundo trabalho de reconhecimento e significado destas texturas, utilizando um grande volume de dados

sísmicos e diversos poços com perfis litológicos. Assim, para uma informação mais detalhada sobre as texturas sísmicas aqui apresentadas, recomenda-se a leitura de Iacopini *et al.* (2015).

Usando a combinação de atributos e os critérios aqui descritos, foram reconhecidas três texturas sísmicas principais, que se repetem sistematicamente. Uma síntese é apresentada na Figura. 6, onde as principais características de cada unidade sísmica são brevemente descritas, fornecendo também uma referência para sua representação sísmica.

Textura sísmica 1 : é definida por refletores caóticos e de baixa amplitude, seguidamente danificados por pequenas falhas ou fraturas. Essa unidade é sistematicamente justaposta a um plano de falha ao longo de toda a sua ocorrência. Nos atributos sísmicos RAI e cosine phase os refletores ocorrem com um padrão caótico (Figura. 5A e B).

Textura sísmica 2: é caracterizada por refletores fortes a médios, semicontínuos, com baixa amplitude e pouco espessos. É caracterizada seguidamente por anomalias de amplitude, com uma geometria de leve espessamento lateral e *onlap*. Esta textura é também observada no atributo sísmico RAI atributos (Figura. 5A), apresentando um padrão granular e sinal pontilhado em claro contraste com a textura sísmica 3. No atributo sísmico *cosine phase* apresenta um padrão menos marcado e não contínuo dos refletores (Figura. 5B).

Textura sísmica 3: observada em toda a unidade sin-rifte, é caracterizada por refletores muito contínuos, intensos e espessos, intercalados com as unidades de finas camadas da textura sísmica 2. Esta textura é bem característica, claramente visível, e não apresenta *onlap* ou espessamento lateral. Utilizando o atributo sísmico RAI se observa que os refletores ocorrem contínuos com as espessuras mais espessas e brilhantes (Figura. 5A). Da mesma forma, no atributo sísmico cosine phase, os refletores ocorrem contínuos, mais espessos e com limites abruptos (Figura. 5B).

Um exemplo da aplicação e classificação das texturas sísmicas proposta está apresentado na Figura. 6, com o mapeamento das texturas na linha sísmica II usando para correlação o poço B. Os números 1 a 3 representam as diferentes texturas sísmicas descritas.

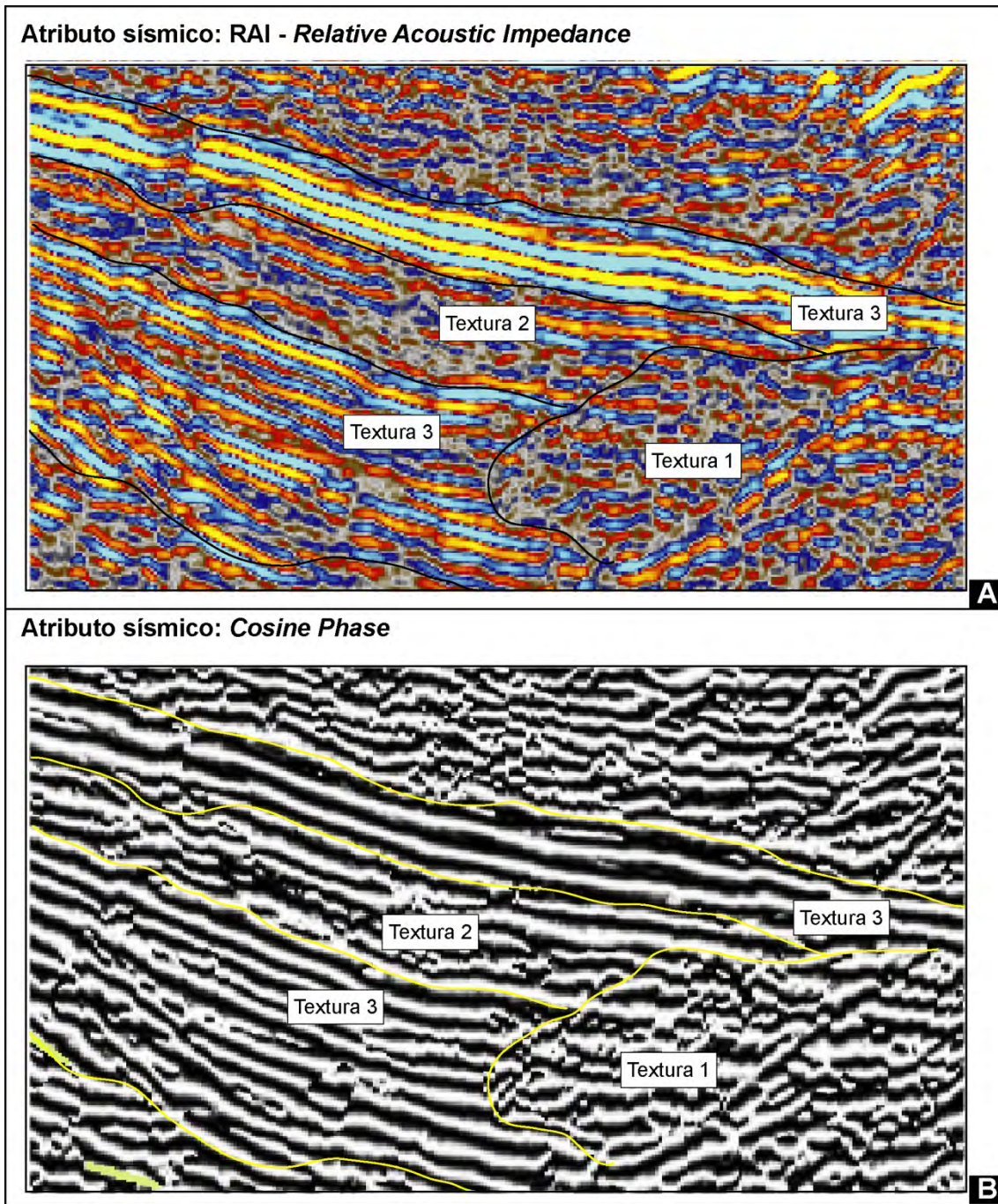


Figura. 5. Atributos sísmicos na linha sísmica II mostrando a assinatura das texturas sísmicas nos refletores. A) Atributo sísmico *Relative Acoustic Impedance*. B) Atributo sísmico *Cosine Phase*.

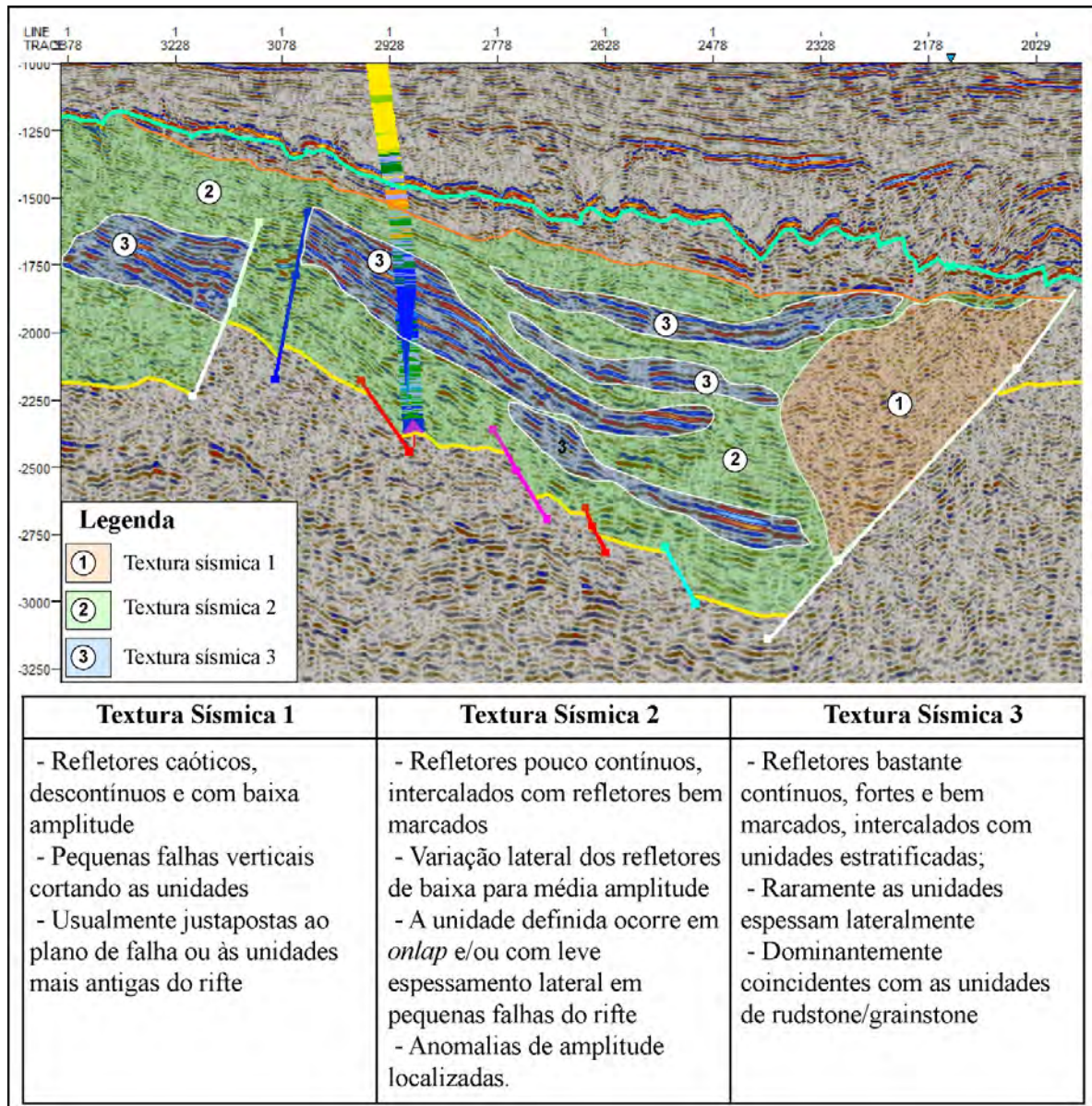


Figura. 6. Linha sísmica II e poço B mostrando as texturas sísmicas definidas e descrição das texturas sísmicas observadas. Modificado de Iacopini *et al.* (2015).

3.2. Calibração das texturas sísmicas com informações litológicas de poços

Da mesma forma como Iacopini *et al.* (2015), foram utilizados para a calibração das texturas sísmicas dois poços (A e B) na Bacia de Campos com dados litológicos (amostras de calha), *checkshot* e que são perfurados até a Formação Cabiúnas. Desta forma, o uso destes poços possibilitou melhor robustez à calibração com as texturas sísmicas. Os dados litológicos dos poços A e B foram correlacionados com as texturas sísmicas delimitadas e

assim, foi possível determinar a composição litológica das texturas sísmicas. No entanto, a composição litológica das texturas sísmica é representada pela dominância litológica que ocorre no intervalo. Desta forma, os grupos litológicos são determinados da seguinte maneira: Textura Sísmica 1: Depósitos de falha de Borda, compreendem sedimentos conglomeráticos, folhelhos e carbonatos. O poço A perfura a porção distal destes depósitos, visto que estes estão sempre associados com falhas de borda. Textura Sísmica 2: Depósitos de sedimentos finos, compreendem sedimentos como margas, folhelhos, arenitos, calcilutitos. Os poços A e B perfuram estes sedimentos em sua integridade nas texturas sísmicas. Textura Sísmica 3: Depósitos de Rudstones e Grainstones, compreendem sedimentos carbonáticos grossos como coquinas e calcarenitos. Os poços A e B perfuram estes sedimentos em sua integridade, sendo que no poço B apresenta os padrões texturais em sísmica mais típica para esta textura sísmica.

Poço A: As unidades azuis, caracterizadas pelos refletores grossos, representam principalmente rochas carbonáticas (rudstones/grainstones), enquanto a alternância de unidades laranja/verde representa as unidades de arenitos/folhelhos, constituindo a maior parte da textura sísmica 2. Por fim, a cunha mapeada da textura sísmica 1 é composta predominantemente por conglomerados (dominantemente vulcanoclásticos no testemunho utilizado para calibração), as unidades laranja no perfil composto (Figura. 7A).

Poço B: Como mostrado na Figura. 7B, foi possível reconhecer, através dos dados litológicos, a natureza dos principais refletores. Isso permitiu caracterizar pelo menos duas das principais texturas sísmicas. As reflexões intensas e contínuas correspondem no poço a calcirruditos (unidades em azul). Basicamente, esta calibração ajudou a definir as unidades que fazem parte da textura sísmica 3 como sedimentos carbonáticos. A outra textura sísmica que circunda os refletores grossos, caracterizada por camadas finas e refletores que espessam lateralmente (textura sísmica 2), é representada pela alternância de sedimentos finos (siltitos, calcilutitos e folhelhos – unidades verdes e azuis claras).

Desta forma, com a adição dos dados litológicos dos poços A e B, informação da geometria dos refletores com os atributos sísmicos e informações das texturas sísmicas podemos definir os ambientes deposicionais que influenciaram os tipos de depósitos (e.g. unidades carbonáticas, arenitos e outras unidades que possam ter sido depositadas) e assim, ter um reconhecimento das sismofácies. Sismofácies é um conceito originalmente proposto por Brown Jr. & Fisher (1977) onde é caracterizada como uma unidade tridimensional, com uma área definida, constituída por reflexões sísmicas cujos parâmetros inerentes diferem das fácies adjacentes. Uma sismofácies é o registro nas reflexões

sísmicas dos fatores geológicos que as geram, tais como: tipo de litologia, estratificação, feições deposicionais, etc.

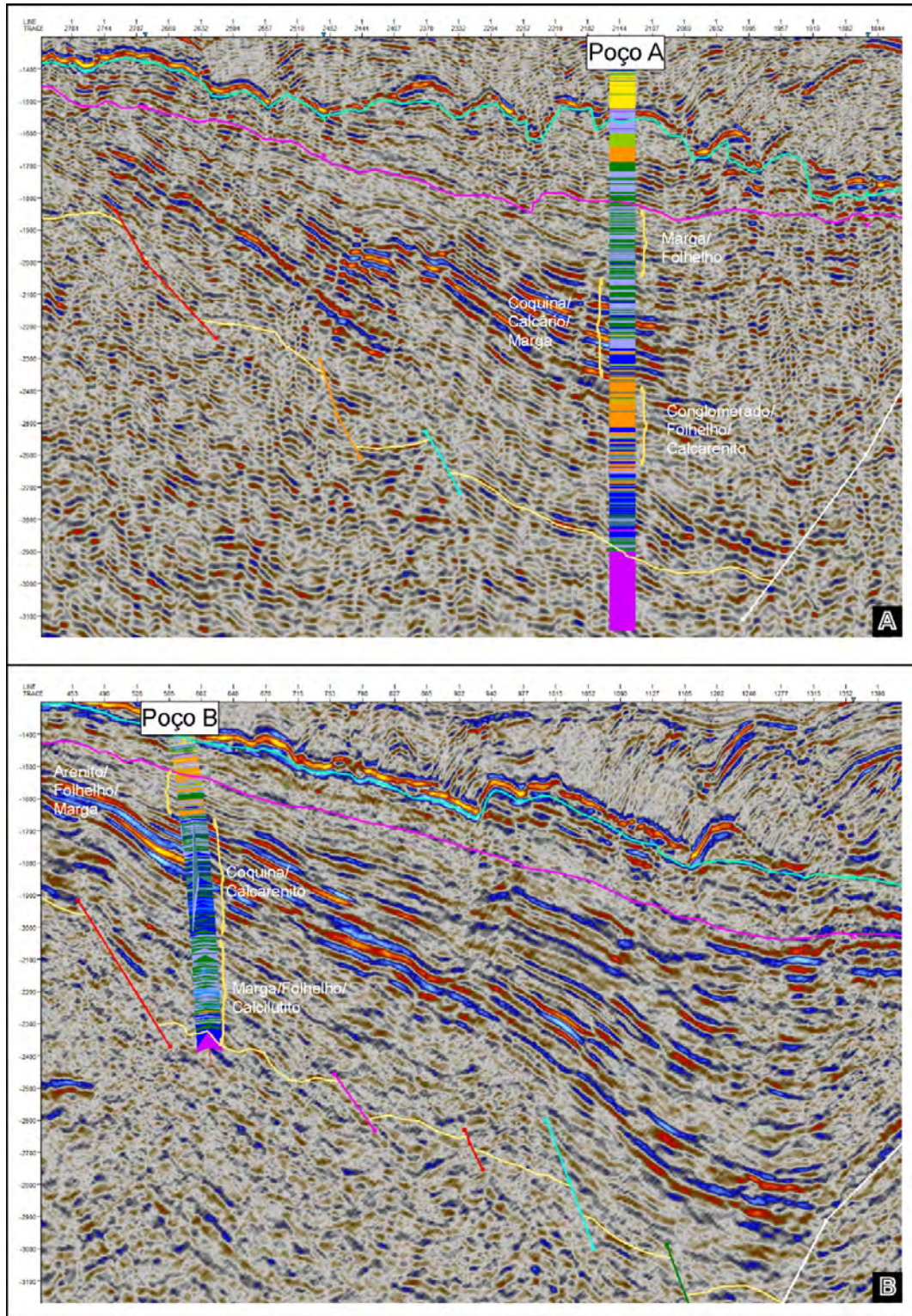


Figura. 7. Linha sísmica e poços mostrando a assinatura das litologias nos refletores sísmicos. A) Linha sísmica IV e Poço A (localização ver na figura 1) e B) Linha sísmica II e Poço B (localização ver na figura 1). Extraído e modificado de Iacopini *et. al.* (2015).

4. Discussão dos resultados

4.1. *Comparação entre o mapeamento das sismofácies nas bacias de Campos e Santos*

A caracterização das sismofácies nas bacias de Campos e Santos se baseou nos parâmetros dos refletores sísmicos, continuidade, amplitude e frequência. No entanto, para fins de correlação com os dados litológicos foram utilizados na Bacia de Santos os mesmos dados litológicos usados na Bacia de Campos. A Bacia de Santos possui pouquíssimos dados de poços na Seção Rifte e no conjunto de dados adquiridos não há nenhum poço para utilizar como parâmetros de comparação. Desta forma, na Bacia de Santos a análise litológica foi realizada de forma especulativa, sem nenhuma confirmação final com os dados de rocha. Tendo em vista diminuir os efeitos desta análise foi realizada uma comparação das sismofácies entre as bacias de Campos e Santos (Figura. 8 e Figura. 9).

Assim como na Bacia de Campos, na Bacia Santos foram identificadas três principais sismofácies: Sismofácies 1 (depósitos de falhas de borda, textura sísmica 1), Sismofácies 2 (depósitos de sedimentos finos, textura sísmica 2), e Sismofácies 3 (grainstones e rudstones, textura sísmica 3) (Figura. 8). Para uma melhor observação das sismofácies nas linhas das bacias de Campos e Santos, elas estão apresentadas nas Figura. 10, Figura. 11 e Figura. 12.

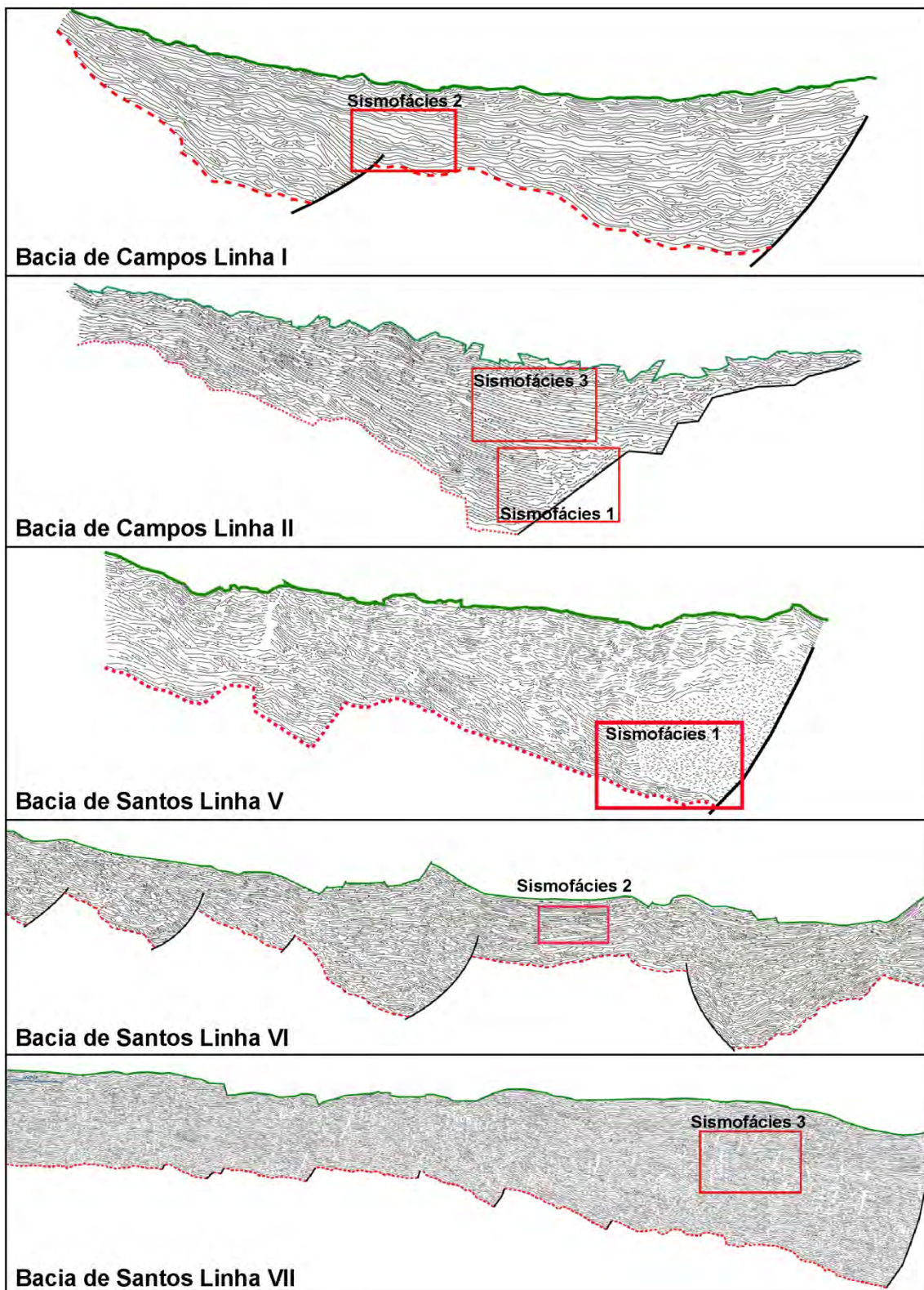


Figura. 8. Localização dos painéis comparativos das sismofácies (SFC) reconhecidas nas Bacias de Campos e Santos em suas respectivas linhas sísmicas.

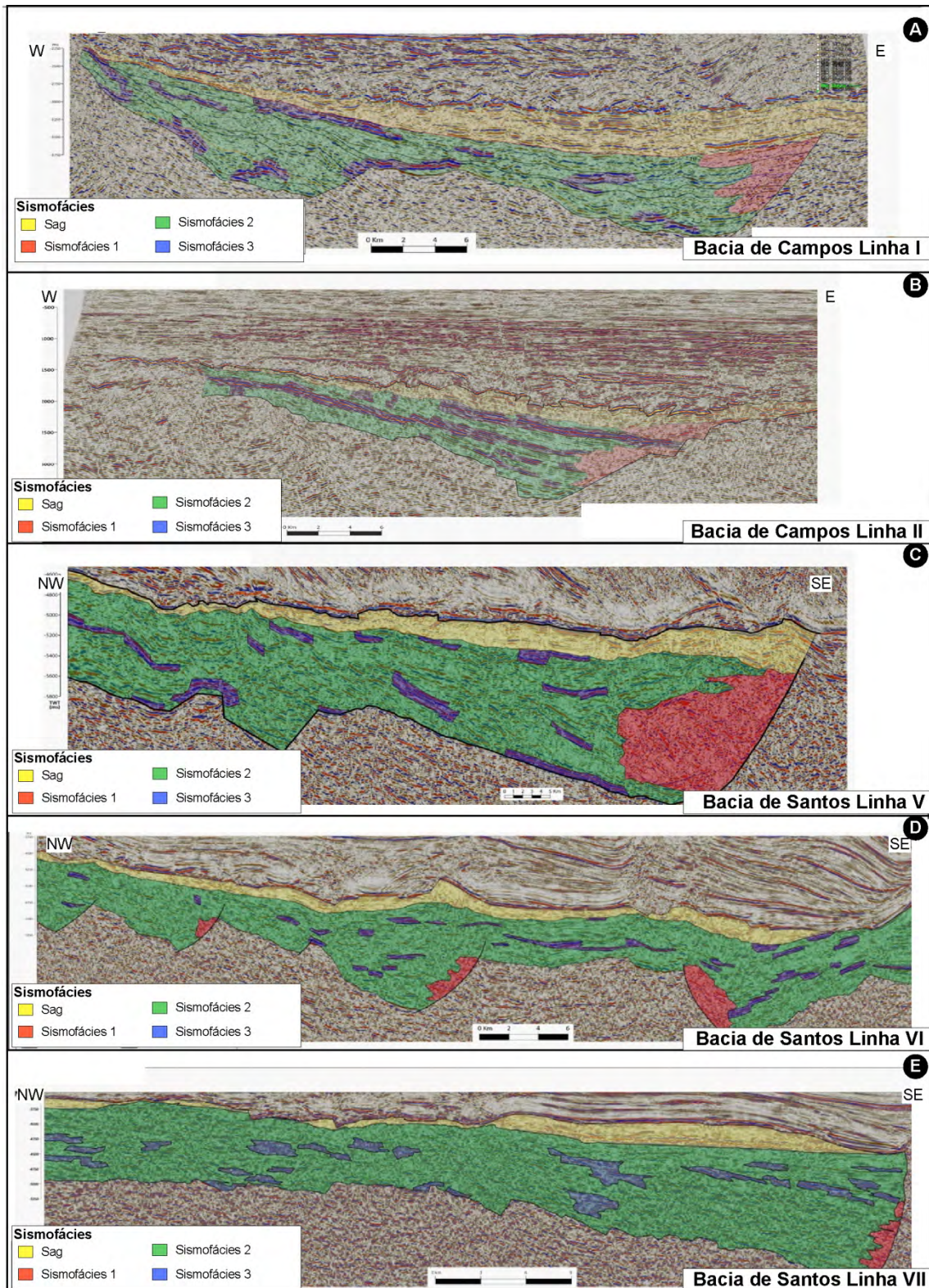


Figura. 9. Mapeamento das sismofácies nas linhas sísmicas nas bacias de Campos e Santos.

A Sismofácies 1 (Depósitos de falha de borda) observada na linha IV, são claros os avanços e recuos dos depósitos, bem como suas geometrias inclinadas, associadas a processos gravitacionais. Já na linha V (Figura. 9D), as sismofácies também se encontram encaixadas nas falhas de borda, mas com uma dimensão reduzida. Isso pode ser interpretado como (1) uma atividade tectônica menor nestas falhas, quando comparada com a atividade tectônica das outras falhas, tanto na Bacia de Campos, quanto na linha IV da Bacia de Santos, (2) uma baixa taxa de erosão associada a estas regiões, onde algum fator climático local ou deste período de atividade fez com que a erosão destas escarpas altas não apresentassem depósitos expressivos, (3) a erosão do bloco alto produziu sedimentos finos, onde o produto da erosão e transporte gravitacional, devido ao tipo de área-fonte, acabou por produzir um alto teor de sedimentos finos, que se misturam com facilidade com a sismofácies 2, fazendo com que os depósitos grossos típicos da sismofácies 1 apresentem uma área reduzida ao longo da falha de borda, ou (4) uma variação complexa entre os três itens anteriormente citados. Somente com uma amostragem bem ampla e confiável (testemunhos) seria possível para determinar a efetiva restrição destes depósitos de falha de borda na linha V. Este mesmo efeito é observado na linha VI (Figura. 9E), mas mais evidente, já que a falha de borda da linha VI possui um rejeito maior que a da linha V. De mesma forma, a textura típica da sismofácies 1 encontra-se bem reduzida, e os mesmos possíveis fatores controladores podem ser elencados: menor atividade tectônica, baixa taxa de erosão, erosão do bloco alto produzindo apenas sedimentos finos, ou uma relação complexa entre estes. A comparação textural da sismofácies 1 entre as Bacias de Campos e Santos (Figura. 10) mostra o grau de semelhança entre a textura sísmica em *normal phase*, *cosine phase*, *RMS amplitude* e *relative acoustic impedance*, onde observa-se a característica baixa continuidade, baixa amplitude e frequência, com zonas de ruído no *cosine phase*, zonas brancas na *RMS amplitude* e ruídos na *relative acoustic impedance*.

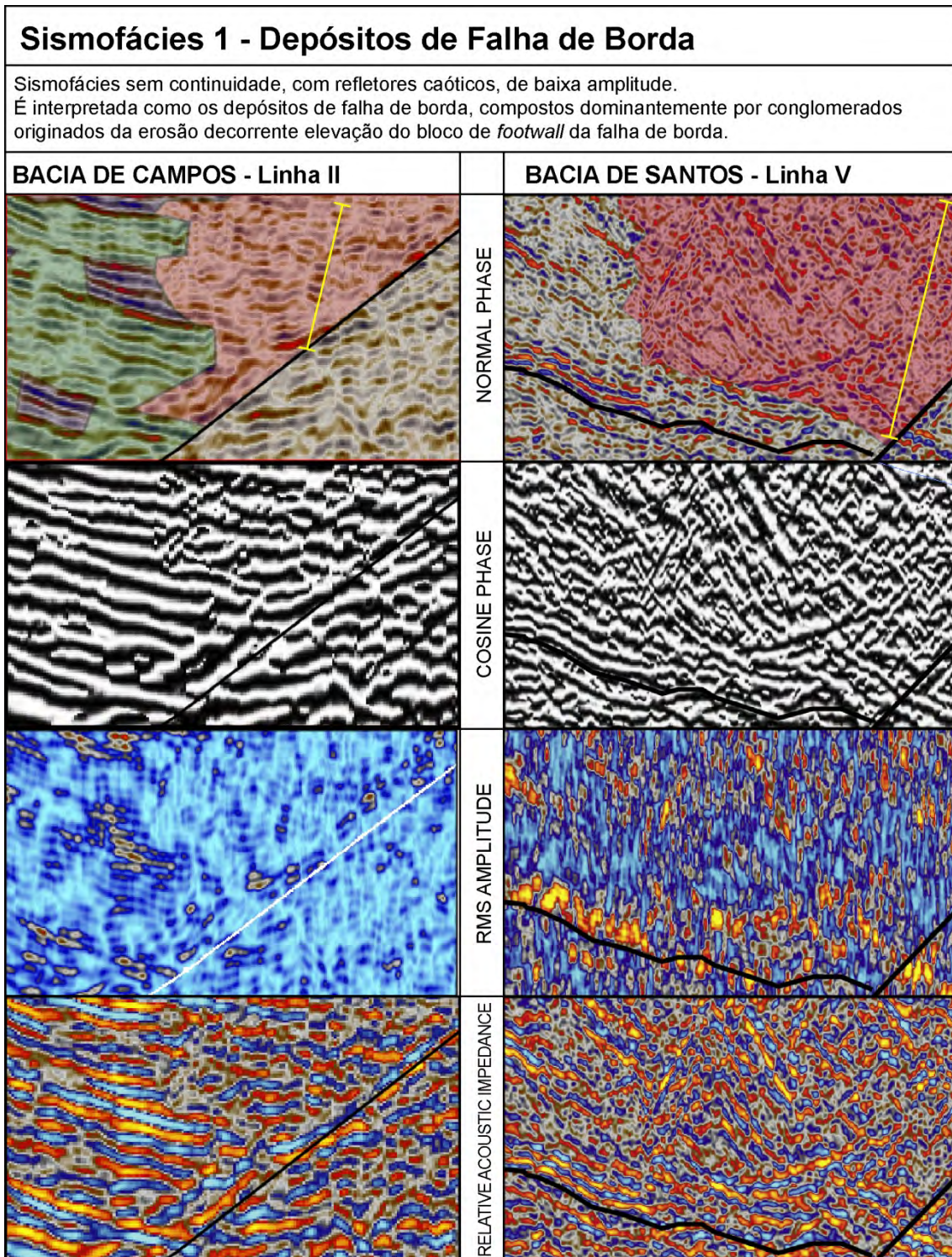


Figura. 10. Painel comparativo da sismofácies 1 nas Bacias de Santos e Campos, em *normal phase*, *cosine phase*, *RMS amplitude*, e *Relative Acoustic Impedance*.

A Sismofácies 2 (Depósitos de sedimentos finos), que compreende os depósitos ressedimentados dominados por grãos finos e os sedimentos finos de *background* lacustre

(indivisível devido a sua semelhança textural), também foi amplamente identificada na Bacia de Santos (Figura. 9C, D e E), com as mesmas texturas da Bacia de Campos, ou seja, baixa continuidade e baixa amplitude das reflexões, envolvendo e gradando lateralmente para a sismofácies 3, com ampla dominância ao longo da seção. Entretanto, algumas reflexões bem finas e isoladas apresentaram uma continuidade maior e amplitude mais intensa nas linhas da Bacia de Santos, mas assim mesmo foram incluídas na sismofácies 2 por não apresentarem as características bem distintas da sismofácies 3. A comparação textural da sismofácies 2 entre as Bacias de Campos e Santos (Figura. 11) mostra o grau de semelhança entre a textura sísmica em *normal phase*, *cosine phase*, *RMS amplitude* e *relative acoustic impedance*, onde se observa a baixa continuidade e baixa amplitude no *normal phase*, mas com traços mais contínuos no *cosine phase*, um total blanking na *RMS amplitude*, e zonas mais contínuas mas de baixa amplitude na *relative acoustic impedance*.

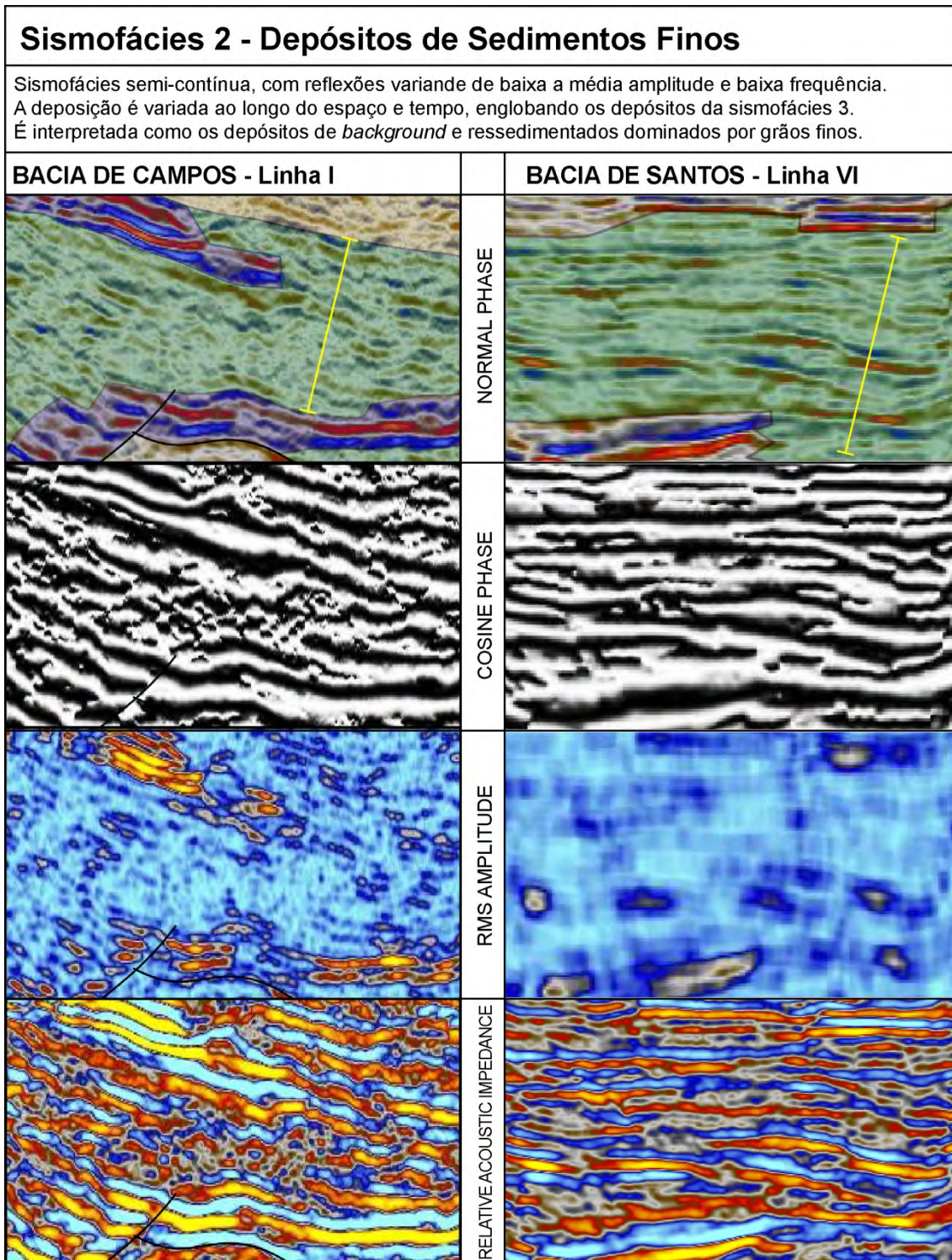


Figura. 11. Painel comparativo da sismofácies 2 nas bacias de Santos e Campos, em *normal phase*, *cosine phase*, *RMS amplitude*, e *Relative Acoustic Impedance*.

A Sismofácies 3 (Grainstones e rudstones), que compreende exclusivamente os depósitos ressedimentados dominados por grãos grossos, ocorre na Bacia de Santos da

mesma forma que na de Campos, como ocorrências restritas, englobadas pela sismofácies 2, e frequentes gradações laterais para a sismofácies 2 (Figura. 9C, D e E). A comparação textural da sismofácies 3 entre as Bacias de Campos e Santos (Figura. 12) mostra o grau de semelhança entre a textura sísmica em *normal phase*, *cosine phase*, *RMS amplitude* e *relative acoustic impedance*, onde observa-se a alta continuidade e alta amplitude e frequência na *normal phase*, a continuidade bem definida e alta frequência no *cosine phase*, as zonas de *bright spot* na *RMS amplitude*, e a continuidade bem definida e alta amplitude na *relative acoustic impedance*. Adicionalmente, a sismofácies 3 na Bacia de Santos ocorre da mesma forma aleatória que na Bacia de Campos, tanto nas zonas altas de margem flexural, quanto nas zonas profundas próximas do depocentro do meio-gráben, sem nenhum padrão específico, com frequentes gradações laterais tanto no sentido deposicional *dip* como no *strike*. O que diferencia a sismofácies 3 nas Bacias de Santos e Campos é a dimensão bidimensional e a frequência de ocorrência da sismofácies. Na Bacia de Santos a sismofácies 3 ocorre menos frequentemente e com dimensões menores, sugerindo que os depósitos ressedimentados dominados por grãos grossos na Bacia de Santos são menos frequentes e menos possantes.

Observando a Figura. 9A e B temos que na Bacia de Campos a sismofácies 3 apresenta refletores de alta amplitude, comumente espessos e contínuos, porém apresentam uma configuração ondulada com refletores formando *mounds* do meio para o topo. A distribuição desta sismofácies ocorre bem definida, com ampla continuidade lateral, mas com distribuição um tanto aleatória, com gradações laterais para a sismofácies 2 tanto para oeste quanto para leste. O mesmo padrão se repete no meio-gráben leste, com ocorrências centralizadas dos *grainstones* e *rudstones* sem nenhum controle de variação bem definida entre as sismofácies (Figura. 9A e B). O mesmo padrão se repete no meio-gráben leste, com ocorrências centralizadas dos *grainstones* e *rudstones* sem nenhum controle de variação bem definida entre as sismofácies (Figura. 9A). Enquanto que na Figura. 9C, D e E temos que na Bacia de Santos a sismofácies 3 apresenta refletores de alta amplitude, comumente delgados e pouco contínuos. A distribuição desta sismofácies ocorre em um padrão que grada da margem flexural para o depocentro do meio-gráben, sem apresentar um padrão de empilhamento, ocorrendo de forma aleatória espacial e temporalmente (Figura. 9C, D e E), e por vezes concentrada do centro à porção sudeste da bacia e no depocentro da calha, próximas à falha de borda (Figura. 9D e E).

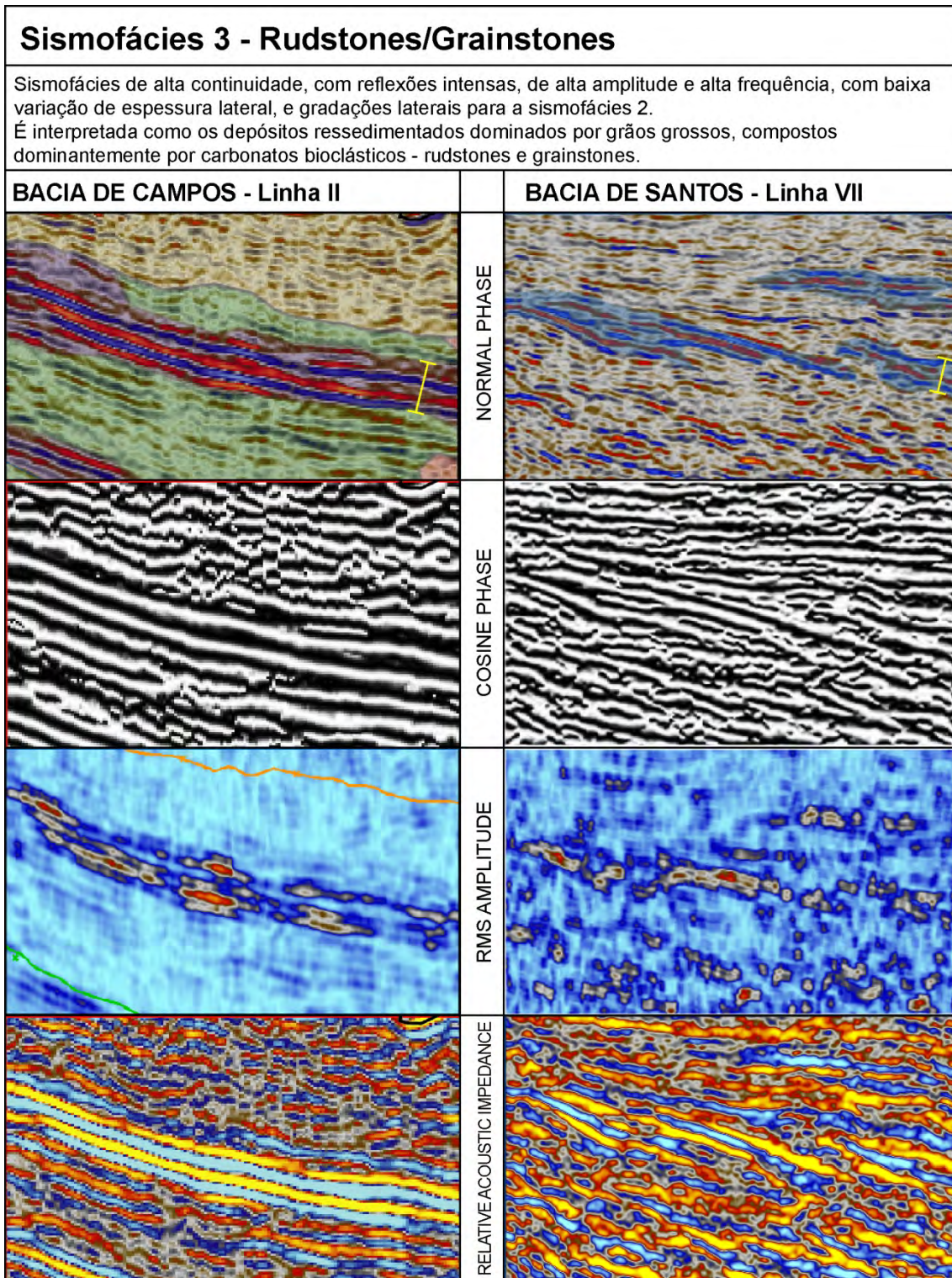


Figura. 12. Painel comparativo da sismofácies 3 nas bacias de Santos e Campos, em *normal phase*, *cosine phase*, *RMS amplitude*, e *Relative Acoustic Impedance*.

5. Conclusão

O fluxo de trabalho e a caracterização sísmica proposta aqui nos permitiu elucidar as sismofácies das quais possui um pobre imageamento e muitos ruídos associados nas linhas sísmicas. Devido à posição da Formação Lagoa Feia, que está localizada abaixo da unidade de sal e acima do basalto, esta unidade possui uma resolução sísmica fortemente danificada. A maioria dos sinais de alta frequência é de fato absorvida através da unidade de sal e, em parte, através das texturas sísmicas caracterizadas. A utilização dos atributos sísmicos permitiu maior robustez na definição das texturas sísmicas e por conseguinte as sismofácies e foram cruciais na determinação da arquitetura das unidades do Grupo Lagoa Feia.

A metodologia proposta é baseada em dados antigos de sísmica 2D processados e extremamente ruidosos. Embora existam dados sísmicos recentes com imageamentos mais avançados e boa definição nestes níveis profundos da bacia, a presente proposta de estudo fornece subsídios para obter informações no grande volume de dados antigos e 2D disponíveis, tanto na Bacia de Campos, quanto Santos, de forma simples e barata. Na seção profunda das bacias foi possível obter assinaturas das texturas sísmicas e posteriormente correlacionar com os dados litológicos com base em perfis compostos de dois poços. Desta forma, mesmo com dados de má qualidade, com muito ruído e má distribuição espacial, algumas inferências de boa qualidade pode ser obtida. O ponto-chave é integrar e trabalhar em uma troca de informações nos dois sentidos, entre a análise estratigráfica e os processos de modelagem sísmica.

Já na Bacia de Santos, onde não obtivemos dados de poços, a análise litológica e sua conectividade com as sismofácies foi realizada de forma especulativa, sem nenhuma confirmação final. Porém, para diminuir os efeitos desta análise foi realizada uma comparação das sismofácies entre as bacias de Campos e Santos. Desta forma, o resultado obtido proporciona um ponto de início para observações mais detalhadas sobre as sismofácies reconhecidas, de forma pioneira.

Por fim, a exploração de hidrocarbonetos na Bacia de Campos encontra-se consolidada, com vários intervalos produtores – a saber, o pré-sal (mais recente), e os turbiditos do Cretáceo Superior, e os carbonatos – rudstones e coquinas da seção rifte, que são produtores desde a década de 1970 (Abrahão et al., 1990). Desta forma, o reconhecimento de uma sismofácies específica, no presente caso, a sismofácies 3,

relacionada aos rudstones e coquinas produtores de Campos, permite uma observação de novos níveis não explorados na seção rifte da Bacia de Campos, e aponta para a possibilidade de encontrar estes mesmos corpos potenciais na Bacia de Santos, em condições até mais favoráveis, pois apresentam menores profundidades.

Agradecimentos - Este estudo constitui parte da tese de doutorado da primeira autora (RA) junto ao Programa de Pós-graduação em Geociências da UFRGS, integrada ao Projeto *Deep Rift*, desenvolvido em parceria entre a Universidade Federal do Rio Grande do Sul e a BG Brasil, amparado pela Lei do Petróleo. Agradecemos especialmente ao *Global Technology Centre* da BG Brasil pelo apoio financeiro e contribuições técnicas ao projeto. Adicionalmente, agradecemos à ANP pelo compromisso com investimentos em pesquisa e desenvolvimento.

6. Referências Bibliográficas

- Abrahão, D. & Warme, J.E. 1990. Lacustrine and Associated Deposits in a Rifted Continental Basin – Lower Cretaceous Lagoa Feia Formation, Campos Basin, Offshore Brazil. In: Katz, B.J. (Ed.). AAPG Memoir 50 - Lacustrine Basin Exploration, Case Studies and Modern Analogs. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 287-305.
- Brown Jr, L.F. & Fischer, W.L. 1977. Seismic Interpretation of Depositional Systems: Examples from Brazilian Rift and Pull-Apart Basins. In: Payton, C.E. (Ed.). AAPG Memoir 26 - Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 213-248.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F. & Bender, A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213: 97-138.
- Chopra, S., Marfurt, K.J. 2007. Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization. USA, SEG books, 464p.
- Gao, D. 2003, Volume texture extraction for 3D seismic visualization and interpretation: *Geophysics*, 68, 1294–1302.
- Gao, D., 2007, Application of three-dimensional seismic texture analysis with special reference to deep-marine facies discrimination and interpretation: Offshore Angola, West Africa. *AAPG Bulletin*, 91, 1665–1683
- Haralick, R. M., Shanmugam, K., & Dinstein, I. 1973, Textural features for image classification: *IEEE Transactions on Systems, Man and Cybernetics*, SMC-3, 610–621.
- Iacopini, D., Alvarenga, R. S., Kuchle, J., Goldberg, K., & Kneller, B. 2015. Recognition of seismic textures and their lithological significance in the sub-salt rifted section of the Lagoa Feia Group, Campos Basin, offshore Brazil. *Journal of Marine and Petroleum Geology*. (submitted...).
- Milani, E.J. & Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos, D.A (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 389-449.
- Moreira, J. L. P.; Madeira, C. V.; Gil, J. A. & Machado, M. A. P. 2007. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 531-549.

- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. & Vail, P.R. 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition I - Conceptual Framework. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Waggoner, J.C. (Eds.). SEPM Special Publication, 42 - Sea-level changes: an integrated approach. Tulsa, SEPM Strata Society for Sedimentary Geology, p. 109-124.
- Prather B. E., Booth J. R., Steffens G. S, and Craig P. A., 1998. Classification, Lithologic Calibration, and Stratigraphic Succession of Seismic Facies of Intraslope Basins, Deep-Water Gulf of Mexico. AAPG Bulletin, 82, 701–728.
- Rangel, H.D., Martins, F.A.L., Esteves, F.R. & Feijó, F.J. 1994. Bacia de Campos. Boletim de Geociências Petrobrás, 8(1): 203-217.
- Reed IV, T.B. & Hussong, D. (1989). Digital image processing techniques for enhancement and classification of SeaMARC II Side Scan Sonar Imagery. Journal of Geophysical Research 94: doi: 10.1029/89JB00409. issn: 0148-0227.
- Radovich, B. J., & R. B. Oliveros, 1998, 3-D sequence interpretation of seismic instantaneous attributes from the Gorgon field: The Leading Edge, v. 17, p. 1286–1293.
- Vinther, R., K. Mosegaard, K. Kierkegaard, I. Abatzis, C. Andersen, O. Vejbaek, F. If, and P. Nielsen, 1995, Seismic texture classification: A computer-aided approach to stratigraphic analysis: 65th Annual International Meeting, Society of Exploration Geophysicists Expanded Abstracts, v. 95, p. 153–155.
- Weszka, J., Dyer, C., Rosenfeld, A., 1976. A comparative study of texture measures for terrain classification. IEEE Trans. Systems Man Cybernet. 6, 269–285.
- Winter, W.R., Jahnert, R.J. & França, A.B. 2007. Bacia de Campos. Boletim de Geociências Petrobrás, 15(2): 511-529.
- Zhang, Z., & M. Simaan, 1989, Knowledge-based reasoning in SEISIS: A rules-based system for interpretation of seismic sections based on texture, in F. Aminzadeh and M. Simaan, eds., Expert systems in exploration: Society of Exploration Geophysicists Geophysical Development Series, v. 3, p. 141–159.

***Capítulo 4 – Síntese
Integradora***

4.1. PRINCIPAIS DADOS OBTIDOS NOS ARTIGOS

4.1.1. Artigo 1 – *Tectonic-stratigraphic evolution based on seismic sequence stratigraphy. Example from the rift section of Campos Basin, Brazilian Eastern Margin*

Este artigo teve como objetivo estabelecer um arcabouço tectono-estratigráfico da sucessão rifte profunda na Bacia de Campos (Grupo Lagoa Feia), utilizando os conceitos fundamentais da estratigrafia de sequências em dados sísmicos e um mapeamento sistemático neste intervalo a partir de um estudo sismoestratigráfico detalhado de algumas linhas selecionadas, conforme proposto por Vail, (1977), Abreu (1997), Neal & Abreu (2009) e Kuchle & Scherer, (2010).

A análise sismoestratigráfica compreendeu as seguintes etapas: (1) Interpretação de refletores - Figura 27B; (2) Definição das Unidades sismoestratigráficas - Figura 27C; (3) Definição das Sismofácies - Figura 28A e Figura 29; (4) Identificação dos Tratos de Sistemas - Figura 28B e (5) Elaboração do diagrama cronoestratigráfico, cf. Wheeler (1958) - Figura 28C. A interpretação de refletores é realizada de forma sistemática com o mapeamento de todos os refletores e suas terminações que compõem o intervalo analisado. Após são definidas as unidades que compõem eventos temporais distintos que representam mudança deposicional. A seguir, as sismofácies são definidas através do cruzamento de dados litológicos (informações de poços), uso de atributos sísmicos (*sweetness*, *cosine phase*, *RMS amplitude* e *relative acoustic impedance*) e propriedades dos refletores. Os tratos de sistemas são definidos a partir das unidades sismoestratigráficas baseados em padrões geométricos e sua distribuição espacial. Por fim, foi feita a elaboração do diagrama cronoestratigráfico a partir da integração de todos os dados em escala temporal.

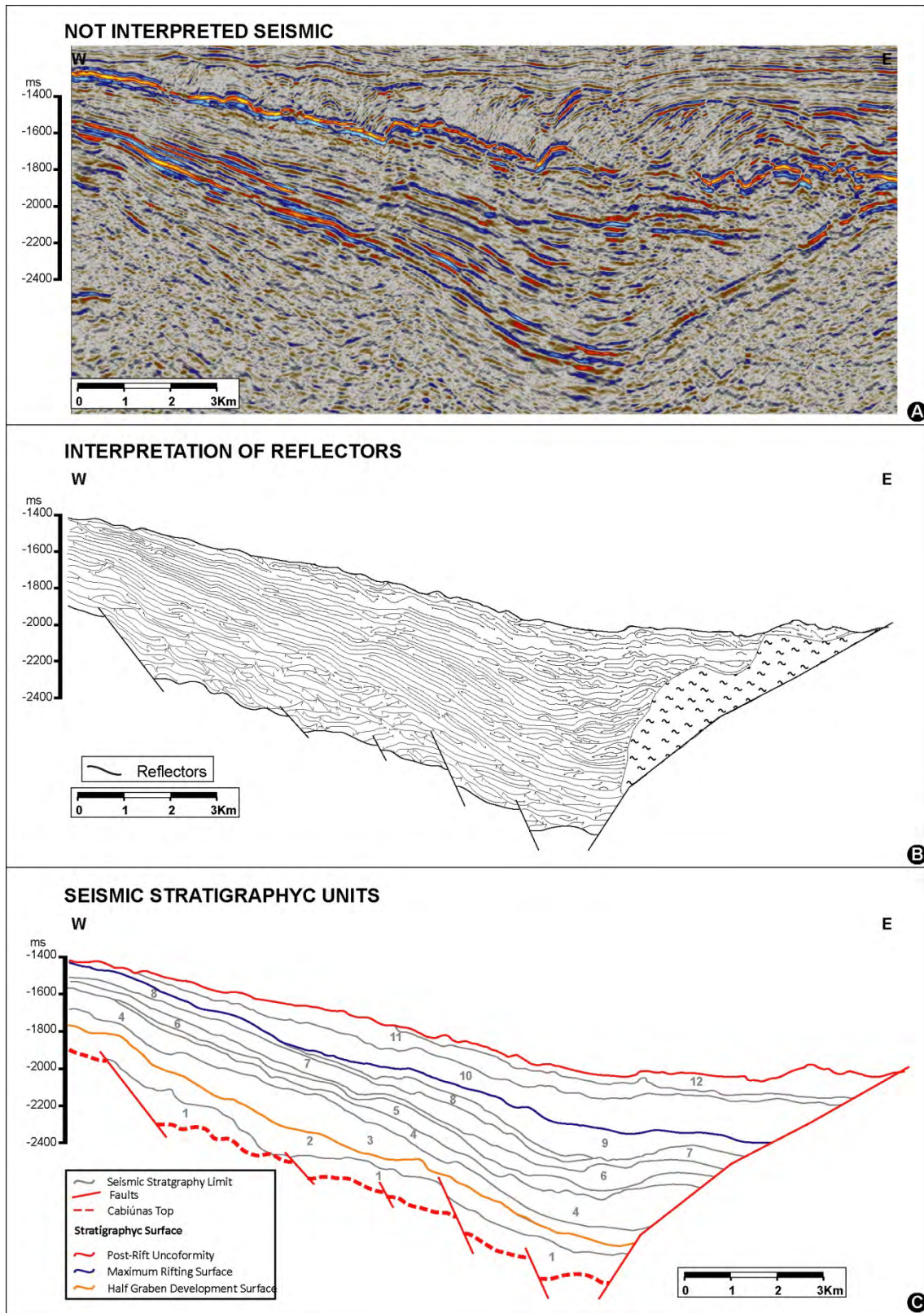


Figura 27. Linha sísmica III (localização da linha na Figura 1B). A) Em *normal phase* sem interpretação. B) Com a interpretação dos refletores. C) Com a delimitação das Unidades Sismoestratigráficas.

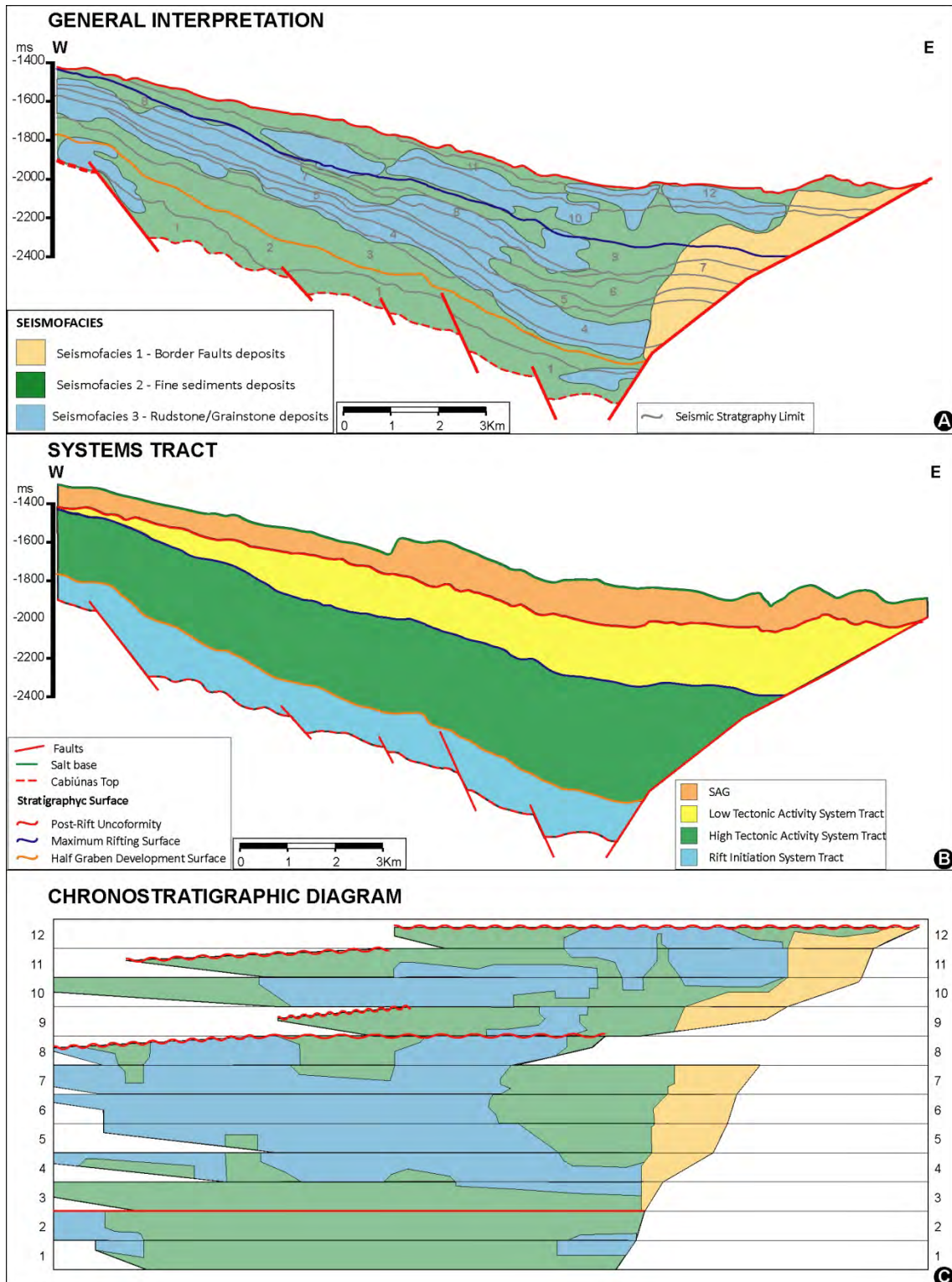


Figura 28. Linha sísmica III. A) Interpretação das seisnofácies. B) Interpretação e delimitação dos Tratos de Sistemas. C) Diagrama cronoestratigráfico.

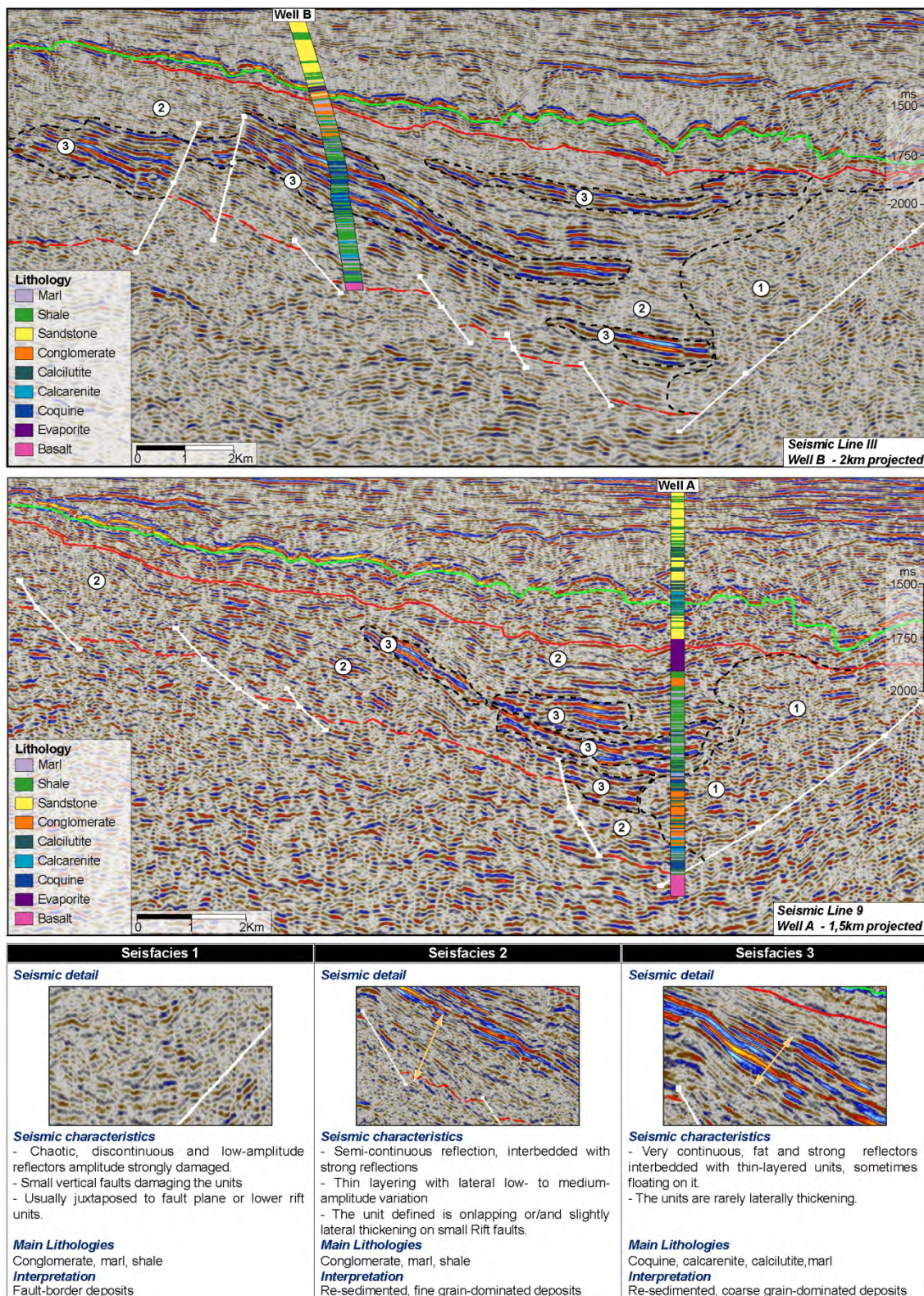


Figura 29. Representação em seção sísmica e descrição das principais sismofácies observadas na seção estudada da Bacia de Campos.

A compartimentação interna da seção sin-rifte baseou-se nos conceitos de evolução de bacias rifte apresentados por: 1) Prosser (1993), especialmente acerca dos tratos de sistemas tectônicos (unidades temporais compostas por arranjos de sistemas deposicionais baseados em um controle tectônico específico e diferente dos demais), 2) Morley (2002), para definição do padrão estrutural, geometria da bacia e caracterização da fase de início do rifte, 3) Gawthorpe & Leeder (2000), para modelos evolutivos da estruturação de um meio-gráben e propagação de falhas de borda, 4) Bosence (1998), para definição de padrões estratiais e critérios de separação de seções pré-, sin-, e pós-rifte, e 5) Kuchle & Scherer (2010), para aplicação dos conceitos de evolução de bacias rifte, utilizando estratigrafia de seqüências e caracterização sismoestratigráfica.

O arcabouço estratigráfico (Figura 30) proposto para a seção rifte da Bacia de Campos na área de estudo compreendeu unidades representativas de eventos distintos, com suas superfícies limítrofes (superfícies estratigráficas) e por vezes, superfícies funcionais, que são superfícies passíveis de mapeamento, mas sem significado estratigráfico (sem contexto temporal estabelecido, ou cuja variação de controles é incerta).

Litho-stratigraphy	Age Ma	Stratigraphic Framework	Rifting Process	Structural Pattern	Recognition Criteria		
Sea	0	SEA sea bottom	POST-RIFT		Intense erosional truncations in the entire half-graben structure.		
Campos Macaé Gr.		PASSIVE MARGIN					Very discontinuous and parallel/wavy reflections. Synformal depression overlying the half-graben.
Retiro Salt	113	SAG salt base					Intense erosional truncations in the entire half-graben structure.
Lagoa Feia Gr.	118/124	LOW TECTONIC ACTIVITY SYSTEM TRACT post-rift unconformity	SYN-RIFT	HALF GRABEN	More horizontal reflectors, trough infill pattern. Slightly divergent reflectors indicate deposition during a low tectonic activity. Well developed half-graben structure. Intense erosion due to the post-rift unconformity.		
	undef	TECTONIC CHANGE SURFACE			Erosional truncations at flexural margin and onlaps at the depocenter of the half-graben.		
	undef	HIGH TECTONIC ACTIVITY SYSTEM TRACT half-graben development surface			Strongly divergent reflectors indicates deposition during a high tectonic activity. Well developed half-graben structure. With strong flexural margin.		
	undef	RIFT INITIATION SYSTEM TRACT			Erosional truncations at flexural margin and downlaps at the depocenter of the half-graben.		
Cabiúnas Fm.	130	cabiuñas top		SYNFORMAL DEPRESSION	Discontinuous reflections, iwith a parallel to wavy orientation. Synformal depression beneath the half-graben structure. Depositional area larger than the half-graben indicated by strong border erosions.		
Basement	135/540	pre-rift unconformity	PRE-RIFT		Differential reflection patterns (volcanics and sediments interface), specially on sweetness attribute. Faint tracking surface.		
		PRE-RIFT			No mappable reflector continuity or contrast. Just few local continuities which indicate fault activity during deposition.		
					Not mappable - no seismic resolution or contrast.		

Figura 30. Quadro geral do arcabouço estratigráfico desenvolvido para o projeto, contendo os dados litoestratigráficos, idades gerais das superfícies, o arcabouço com superfícies e tratos de sistemas, o processo atuante, padrão estrutural e os critérios de reconhecimento das unidades e superfícies.

Desta forma, o arcabouço estratigráfico (Figura 30) foi definido a partir de três tratos de sistemas tectônicos para a fase sin-rifte: (1) *Trato de Sistema Tectônico de Início do Rifte* – composto por vulcânicas e sedimentos vulcanoclásticos em uma fase inicial de depressão

sinformal, sem estruturas de meio-grábens desenvolvidas (Figura 31), (2) *Trato de Sistemas Tectônico de Alta Atividade Tectônica* – caracterizado por um padrão de refletores divergentes e alta geração de espaço de acomodação, onde a deformação concentra-se em determinados falhamentos, gerando falhas de borda e estruturas de meio-grabens, com padrões estratais divergentes (Figura 32), e (3) *Trato de Sistemas Tectônico de Baixa Atividade Tectônica* – caracterizado por uma significativa diminuição na atividade das falhas de borda, gerando deposição relativamente menor de sedimentos ao longo da falha de borda. O padrão estratal apresenta suaves divergências e dominância de paralelos, indicando uma relativamente menor atividade tectônica, ainda dentro de uma estrutura de meio-graben (Figura 33).

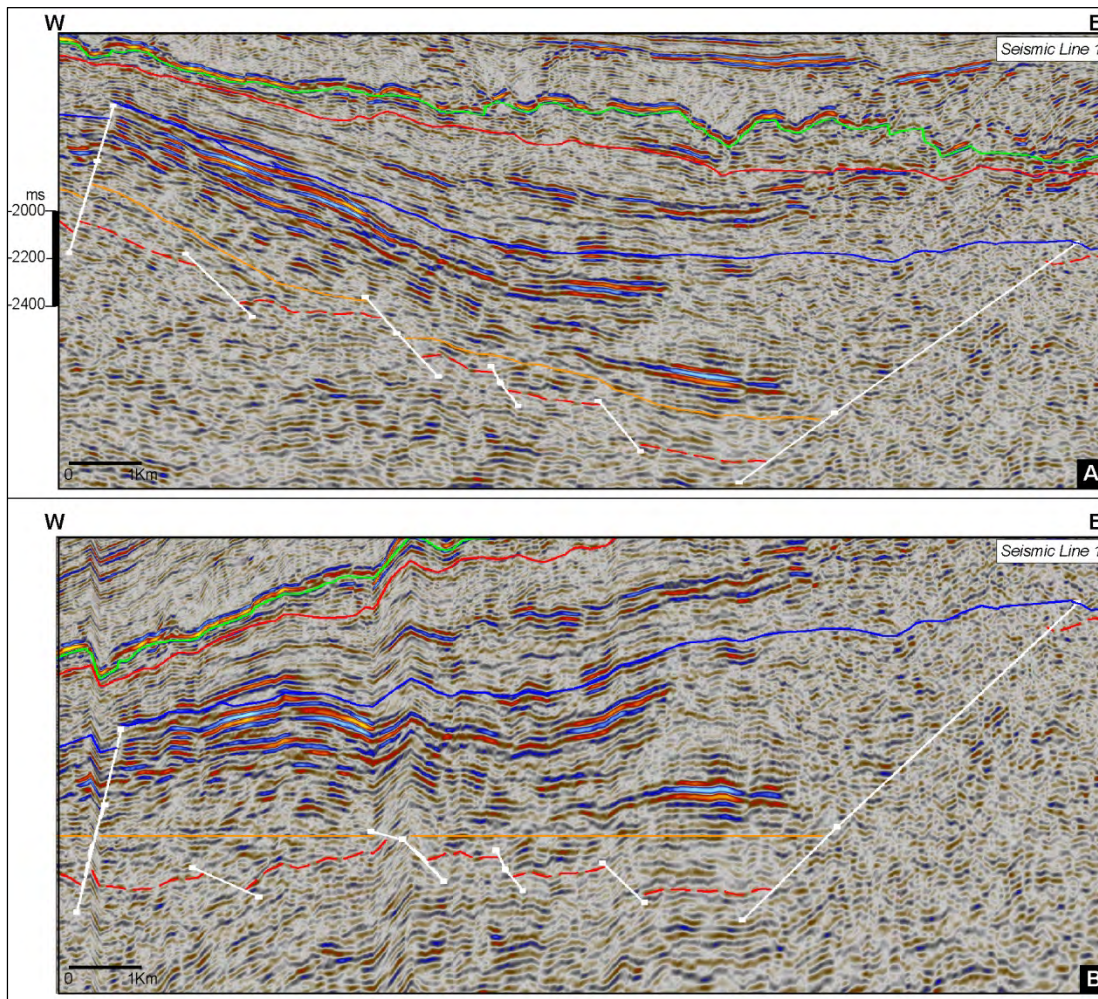


Figura 31. Trato de Sistemas do Início do Rifte. A) Linha sísmica 1, mostrando a estruturação da seção de início do rifte (entre os refletores laranja e vermelho tracejado), onde se observa a ocorrência da sismofácies 2. B) Linha sísmica 1 com o nivelamento horizontal (*flattening*) do topo da seção de início do rifte (Superfície de desenvolvimento do meio-gráben). Observar que todos os falhamentos apresentam rejeitos semelhantes, e ocorre uma configuração geral de depressão sinforme na seção de início do rifte.

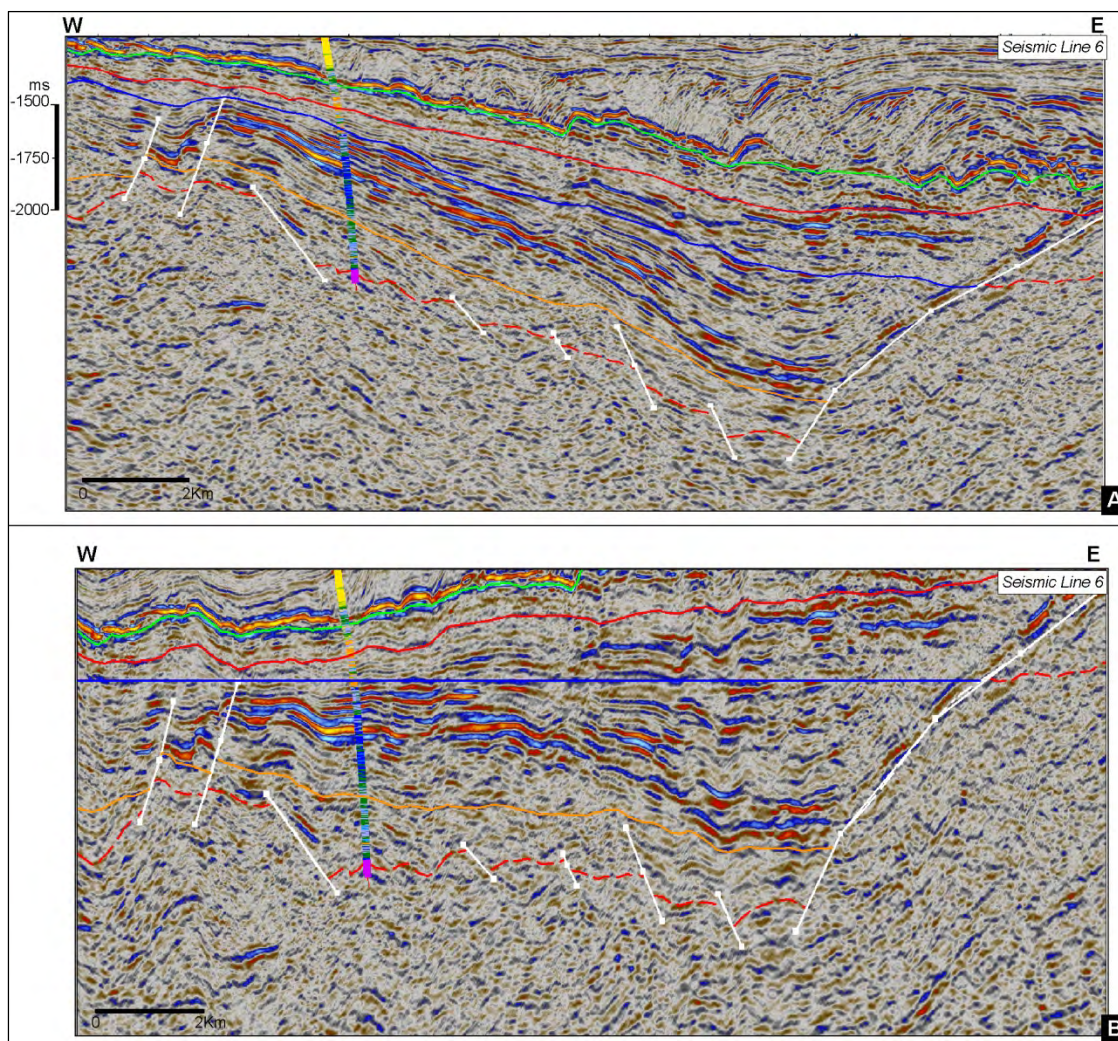


Figura 32. Trato de Alta Atividade Tectônica. A) Linha sísmica 6 mostrando o padrão divergente dos refletores do Trato de Sistemas de Alta Atividade Tectônica (seção entre os horizontes laranja e azul). B) Linha sísmica 6, com nivelamento horizontal (*flattening*) no topo do Trato de Sistemas de Alta Atividade Tectônica (superfície de mudança da atividade tectônica), evidenciando o padrão divergente dos refletores do trato de sistemas de alta atividade tectônica (seção entre os horizontes laranja e azul).

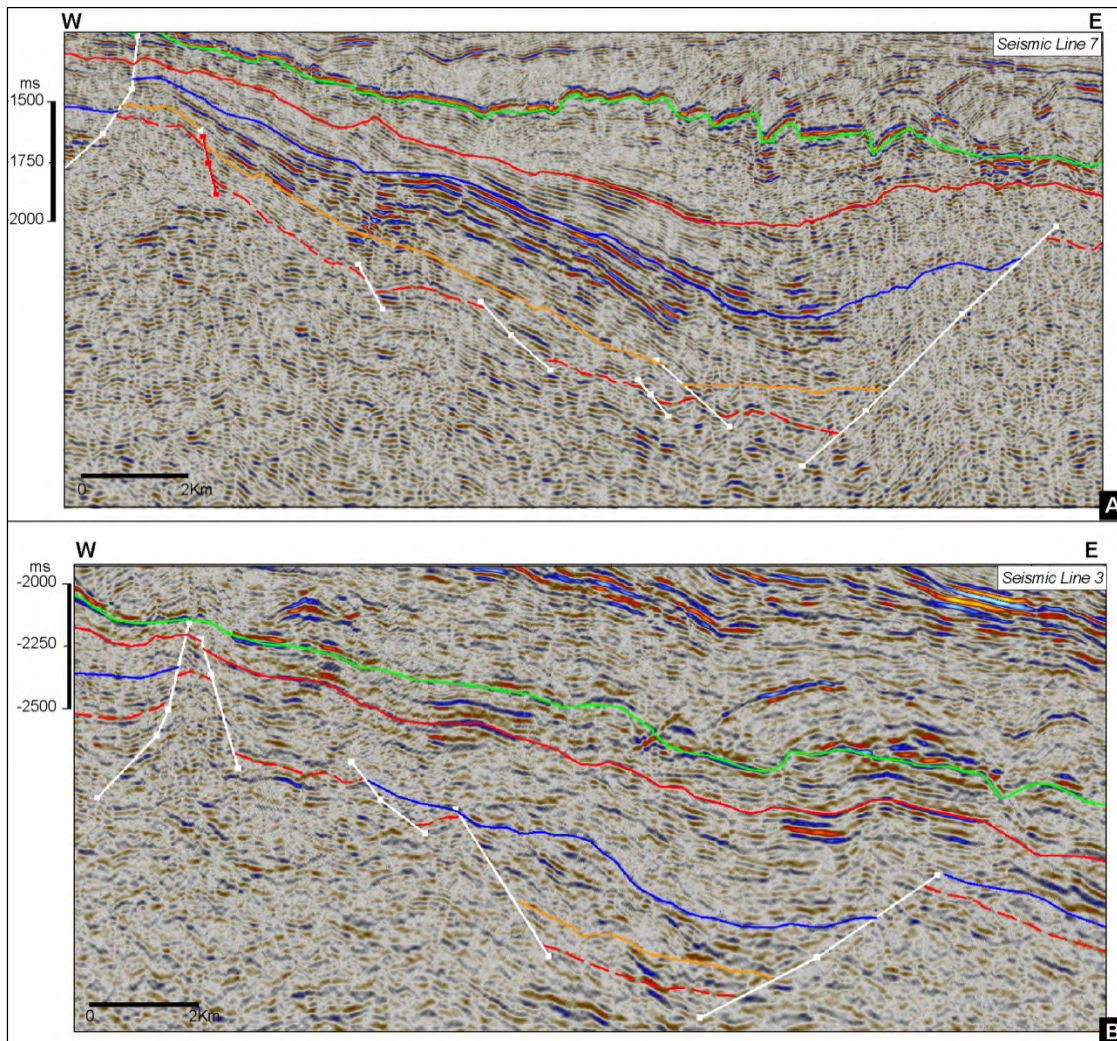


Figura 33. Trato de Baixa Atividade Tectônica. A) Linha sísmica 7 mostrando a diminuição dos refletores da falha de borda no Trato de Sistemas de Baixa Atividade Tectônica, com a dominância da sismofacies 2, com algumas ocorrências da sismofacies 3. B) Linha sísmica 3, mostrando uma ocorrência dominante de sismofacies 2, com concentrações localizadas de sismofacies 3 no Trato de Sistemas de Baixa Atividade Tectônica (intervalo entre as superfícies azul e vermelho).

4.1.2. Artigo 2 – *Seismic characteristics and distribution of hydrothermal vent complexes in the Cretaceous Offshore Rift Section of the Campos Basin, Offshore Brazil*)

Através do uso de dados sísmicos 2D, análise de sismofácies, atributos sísmicos (Figura 34) foi identificada uma quarta sismofácies que ocorre no intervalo rifte, porém em áreas pontuais na Bacia de Campos. Esta sismofácies apresenta zonas com forte descontinuidade na estratificação e efeitos de redução de amplitude, sendo caracterizadas como possivelmente de *vents* hidrotermais. Reconhecendo a importância desta estrutura, no impacto da história petrolífera em uma bacia, recorreu-se para a bibliografia (Hansen, 2006; Hansen *et al.*, 2008; Planke *et al.*, 2005 e Grove, 2013) como suporte para sua identificação.

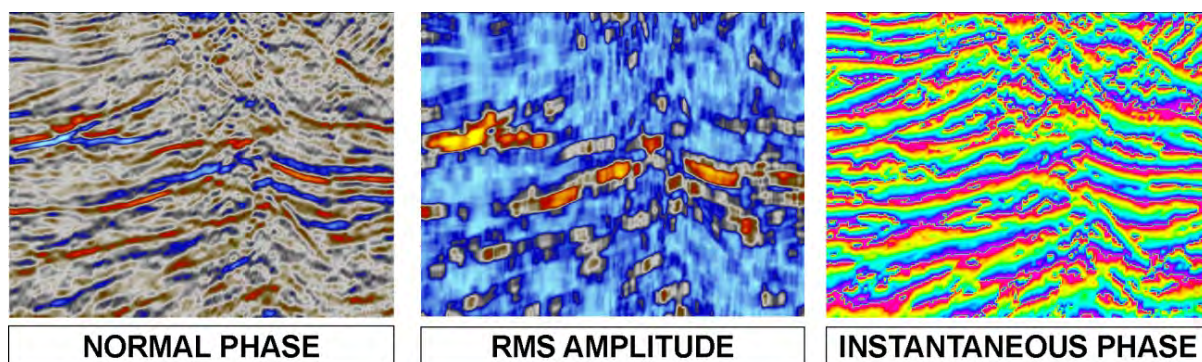


Figura 34. Exemplo de sísmica em *normal phase* e os atributos sísmicos *RMS amplitude* e *Instantaneous phase* utilizados para a delimitação das *vents* hidrotermais.

Desta forma, observando as características sísmicas iniciais identificadas na sismofácies 4, e complementando com as observações na identificação desta estrutura na bibliografia, deu-se o início a identificação e o mapeamento das *vents* hidrotermais na Bacia de Campos. Foram analisadas 127 linhas sísmica, porém apenas 6 linhas apresentaram possíveis estruturas características de *vents* hidrotermais. As *vents* observadas de acordo com a bibliografia (Planke *et al.*, 2005) são caracterizadas como sendo do tipo *dome* (Figura 35) e *eye* (Figura 36). Estas estruturas ocorrem em porções mais profundas e pontuais da Bacia de Campos.

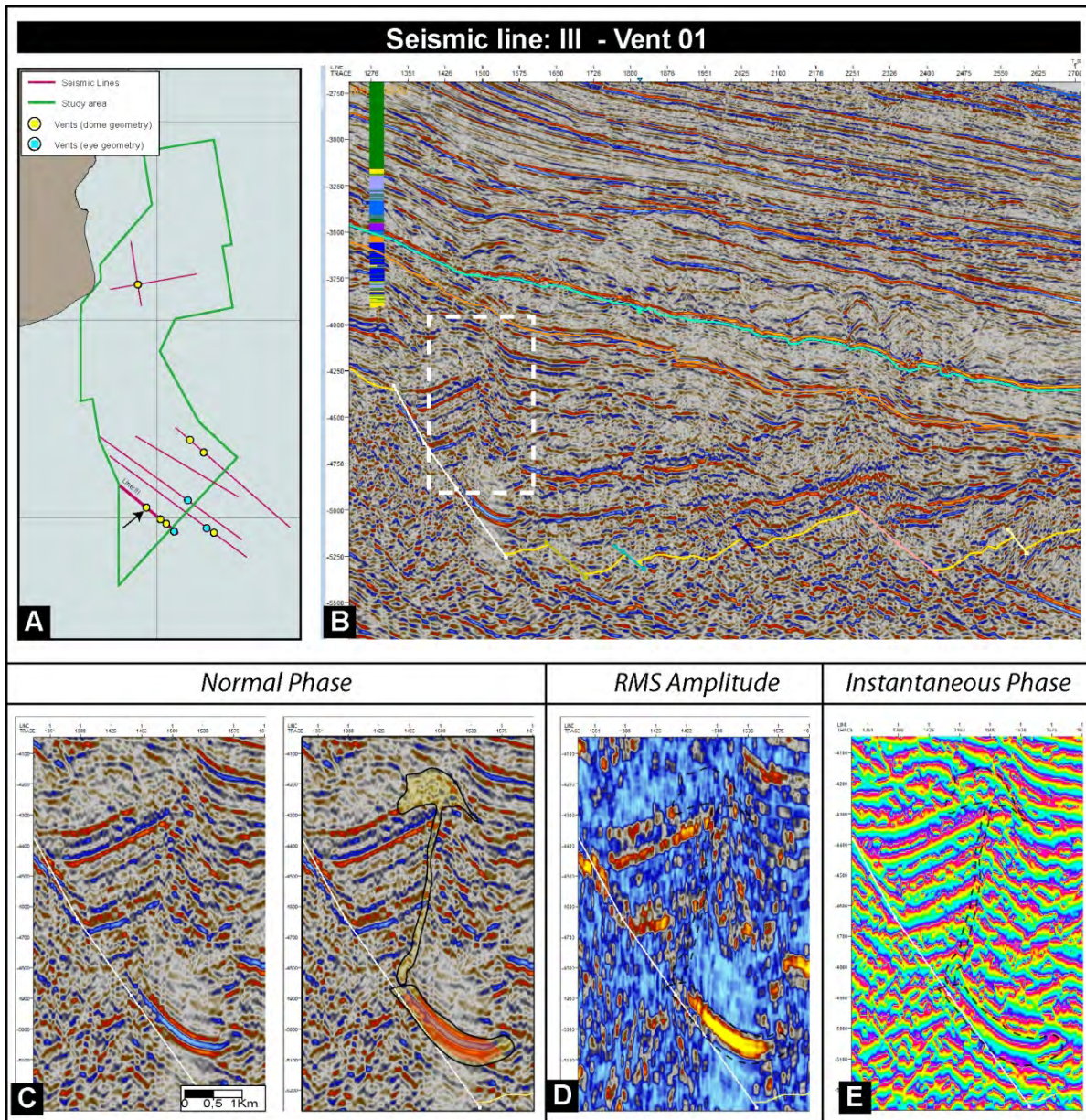


Figura 35. A) Mapa de localização da linha sísmica III. B) Expressão sísmica (*normal phase*) da vent do tipo *dome*. C) Detalhe da Vent 01 em *normal phase*. D) Detalhe da vent 01 usando o atributo sísmico *RMS Amplitude*. E) Detalhe da vent 01 usando o atributo sísmico *Instantaneous Phase*.

Também foi realizada uma interpretação dos corpos intrusivos associados a estas *vents*, com a caracterização da geometria dos refletores sísmicos e o tipo de duto que está conectado à *vent*. A caracterização das texturas sismofácies cruzando com informações litológicas de poços (poço E na porção mais rasa) permitiu a caracterização de 3 sismofácies (Figura 37). Foi observado que refletores que apresentam alta amplitude, geometria em disco ou em pires e terminações abruptas, podem ser indicativos dos derrames basálticos e ainda apresentam uma assinatura de sismofácies de rochas vulcânicas associadas com rochas sedimentares (Figura 37). No entanto, não é possível o

mapeamento de corpos intrusivos (sills), pois o dado sísmico 2D disponível é problemático devido ao processamento destas linhas e a grande quantidade de ruídos associados.

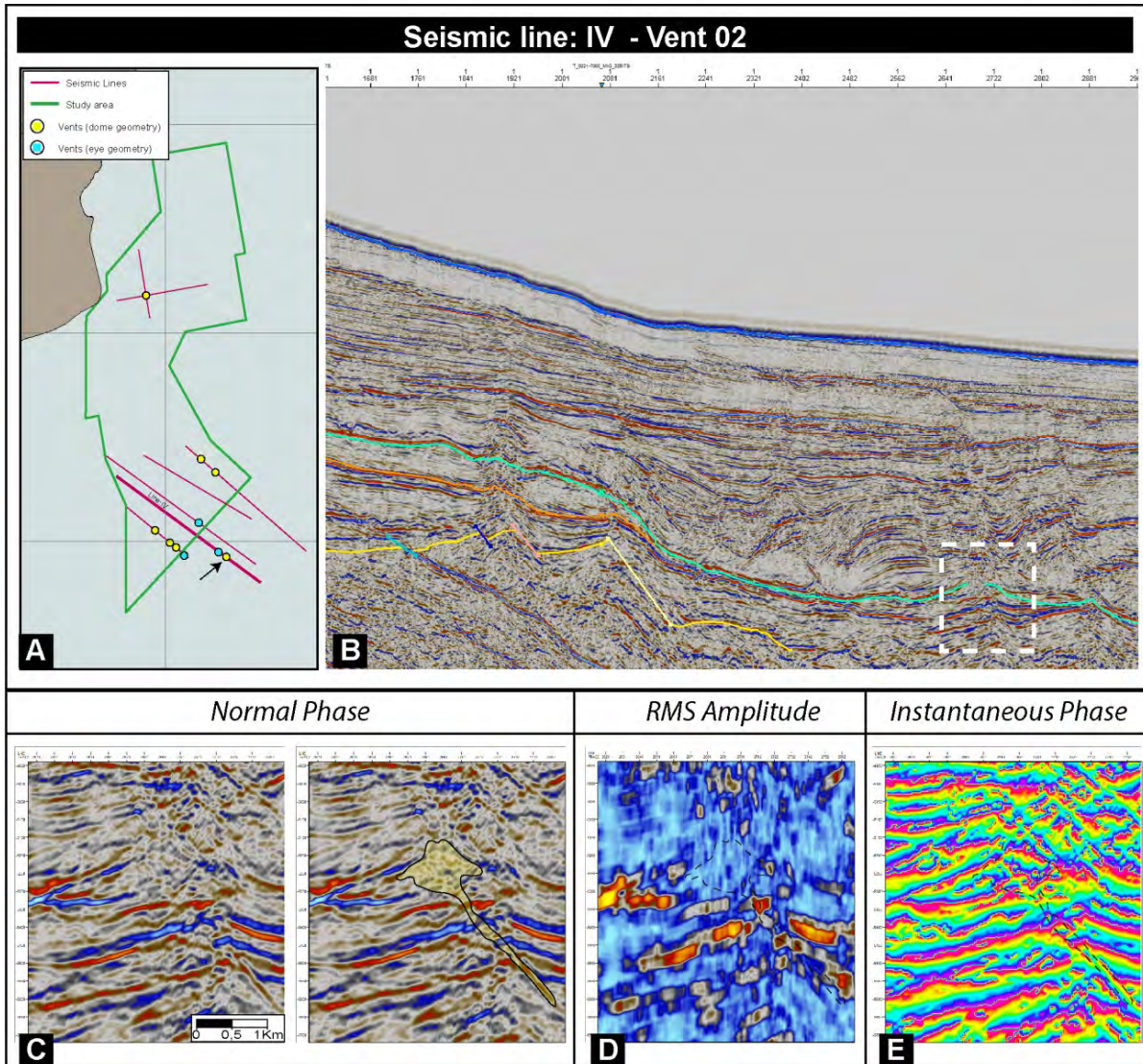


Figura 36. A) Mapa de localização da linha sísmica IV. B) Expressão sísmica (*normal phase*) da *vent* do tipo *eye*. C) Detalhe da *Vent 02* em *normal phase*. D) Detalhe da *vent 02* usando o atributo sísmico *RMS Amplitude*. E) Detalhe da *vent 02* usando o atributo sísmico *Instantaneous Phase*.

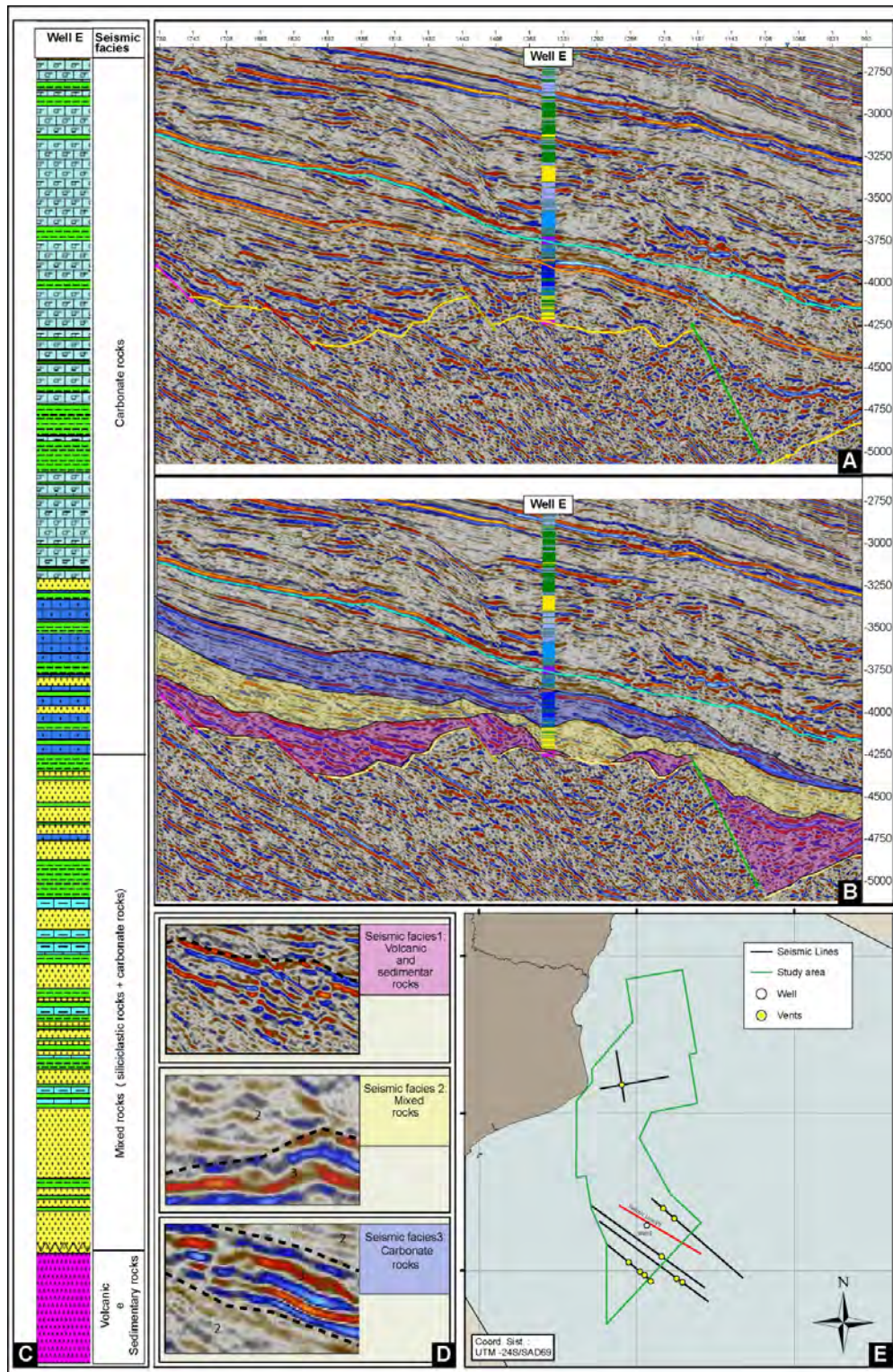


Figura 37. A) Linha sísmica VII com o poço E (que atinge a Formação Cabiúnas). B) Linha sísmica com interpretação das sísmofácies. C) Sumário das três sísmofácies integrado com a litologia do poço E. d) Quadro resumido com as três sísmofácies observadas e detalhe sísmico. e) Mapa de localização das linhas sísmicas, poços e vents.

4.1.3. Artigo 3 - Reconhecimento e análise das fácies sísmicas no Grupo Lagoa Feia nas bacias de Campos e Santos

Apresenta uma análise das sismofácies como uma ferramenta confiável, econômica e dinâmica para a identificação de sistemas deposicionais. Este trabalho auxilia na transposição das informações para áreas com condições deposicionais similares, porém com restrição de dados de poço para a amarração litológica, como é o caso da Bacia de Santos. Neste trabalho foram utilizadas sete linhas sísmicas 2D, dois poços com dados litológicos para a calibração com a sísmica, além da aplicação de atributos sísmicos para o realce de feições litológicas e estruturais (Figura 38).

Atributo sísmico	Utilidade	Regras de interpretação	Expressão visual
Sweetness X2 Trace AGC	Usar os contrastes claros e escuros para o mapeamento da seção rift	Usar o limite entre as áreas claras e escuras	
Cosine Phase	Estabelecer continuidade do padrão dos refletores e visualização de falhas	Usar o limite entre os padrões	
RMS Amplitude	Melhoramento visual das fácies sísmicas - principalmente para carbonatos e evaporitos - mapeamento da base do sal	Transforma picos e calhas do sinal sísmico em positivo e background (próximo a zero) em negativo	
RAI - Relative Acoustic Impedance	Melhoramento visual das fácies sísmicas - principalmente para carbonatos e evaporitos - mapeamento da base do sal - juntamente com o atributo cosine phase, mapeamento das falhas	- Inversão de picos e calhas Pico: (-) Calha: (+) - Amplia a frequência da reflexão - Realça a textura	

Figura 38. Síntese das regras de interpretação dos atributos sísmicos e sua utilidade geológica na análise da textura sísmica.

Como resultados foram identificados três sismofácies na Bacia de Campos Sismofácies 1 (depósitos de falhas de borda), Sismofácies 2 (depósitos de sedimentos finos) e Sismofácies 3 (grainstones e rudstones) mapeáveis em escala de bacia (Figura 39).. Detalhes das principais características sísmicas das sismofácies interpretadas para a Bacia de Campos e reconhecidas na Bacia de Santos podem ser observados na Figura 40, Figura 41 e Figura 42.

A metodologia proposta, baseada em dados sísmicos 2D antigos, por vezes, extremamente ruidosos permitiu uma caracterização das assinaturas das texturas sísmicas

e posterior correlação com os dados litológicos com base em perfis compostos obtendo assim, a identificação das sismofácies. Desta forma, mesmo com dados de má qualidade (ruídos e com má distribuição) é possível identificar as sismofácies e atribuir a elas um bom controle no ambiente deposicional e assim, visualizar a sua distribuição estratigráfica.

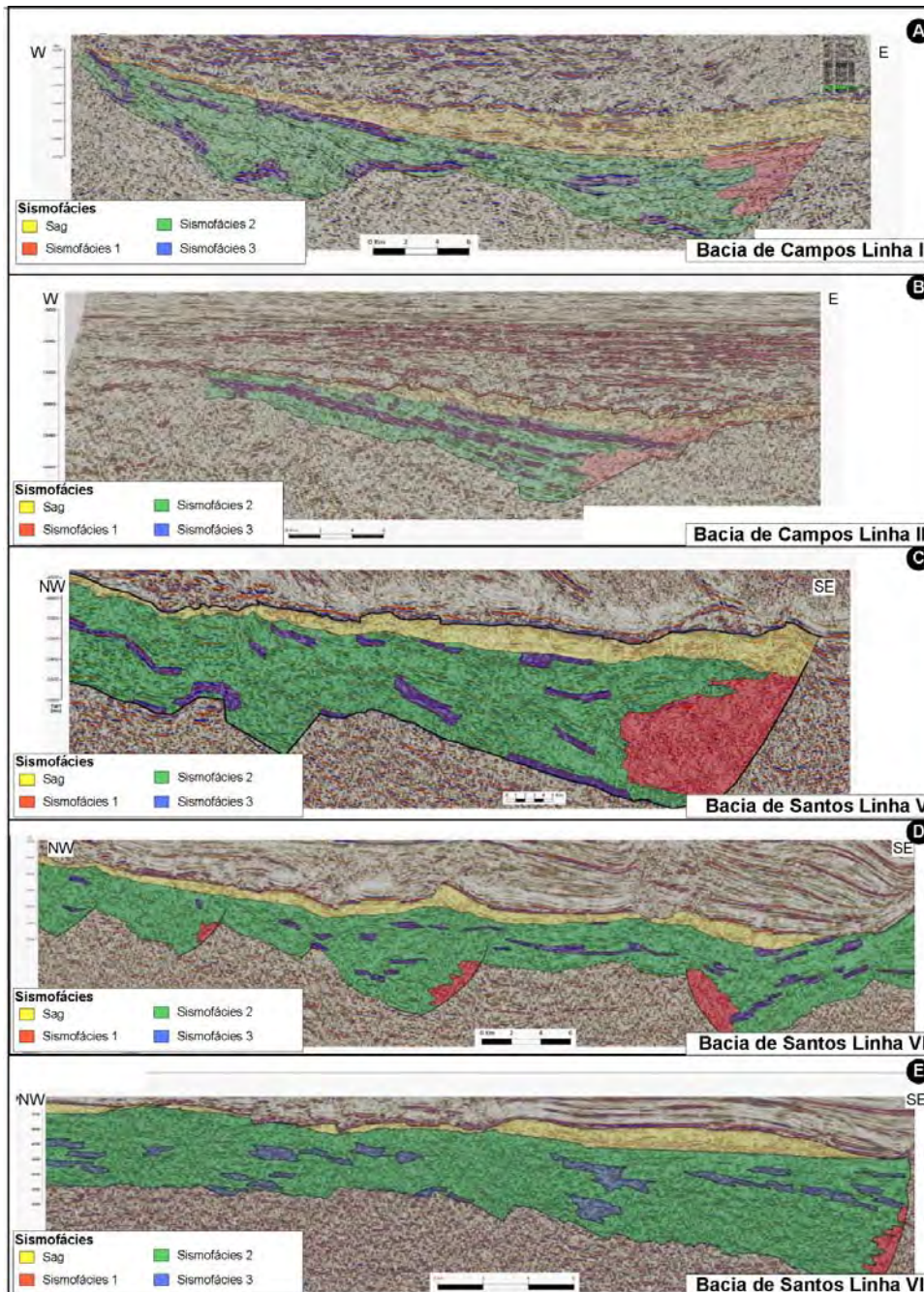


Figura 39. Mapeamento das sismofácies nas linhas sísmicas nas bacias de Campos e Santos.

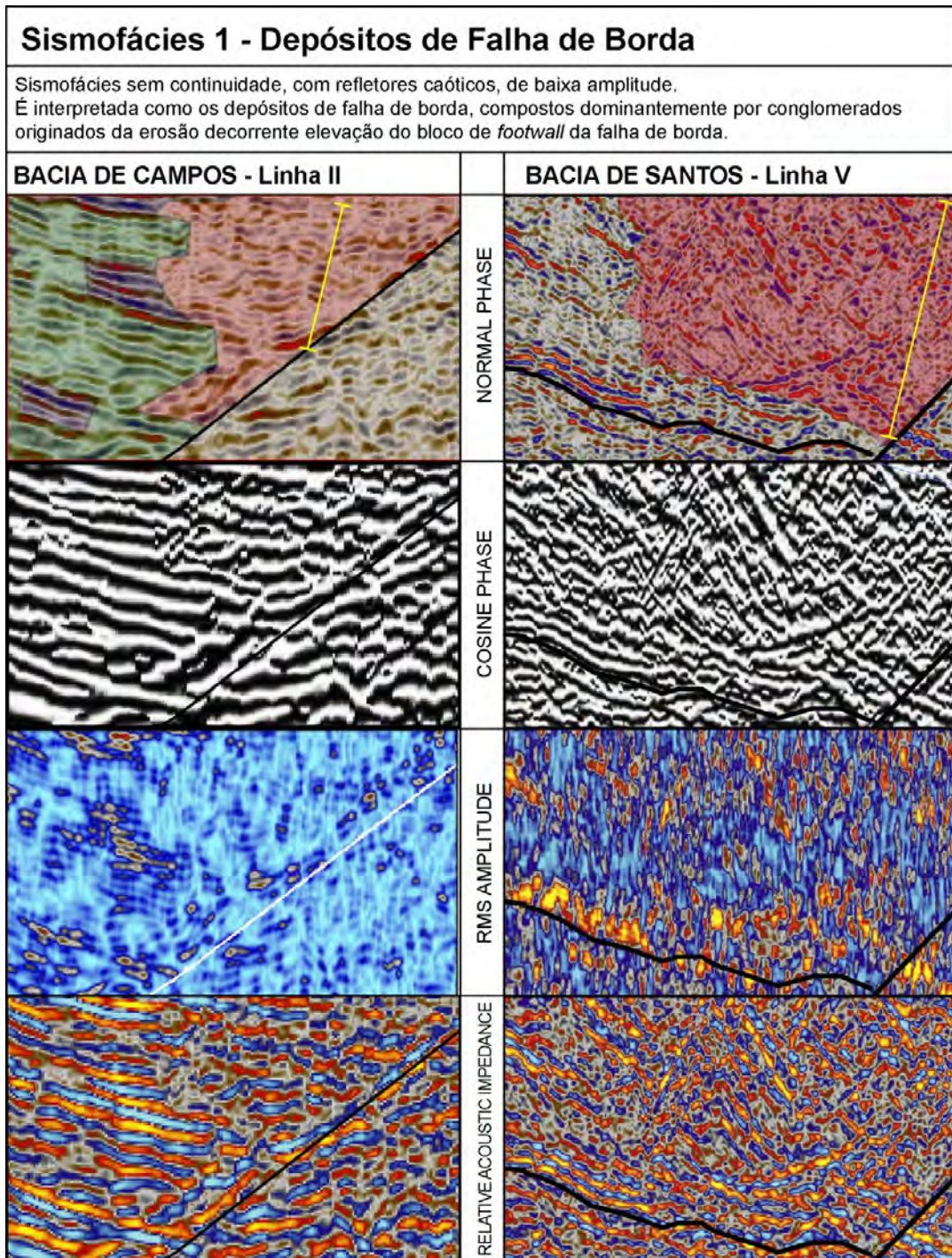


Figura 40. Painel comparativo da sismofácies 1 nas Bacias de Santos e Campos, em *normal phase*, *cosine phase*, *RMS amplitude*, e *Relative Acoustic Impedance*.

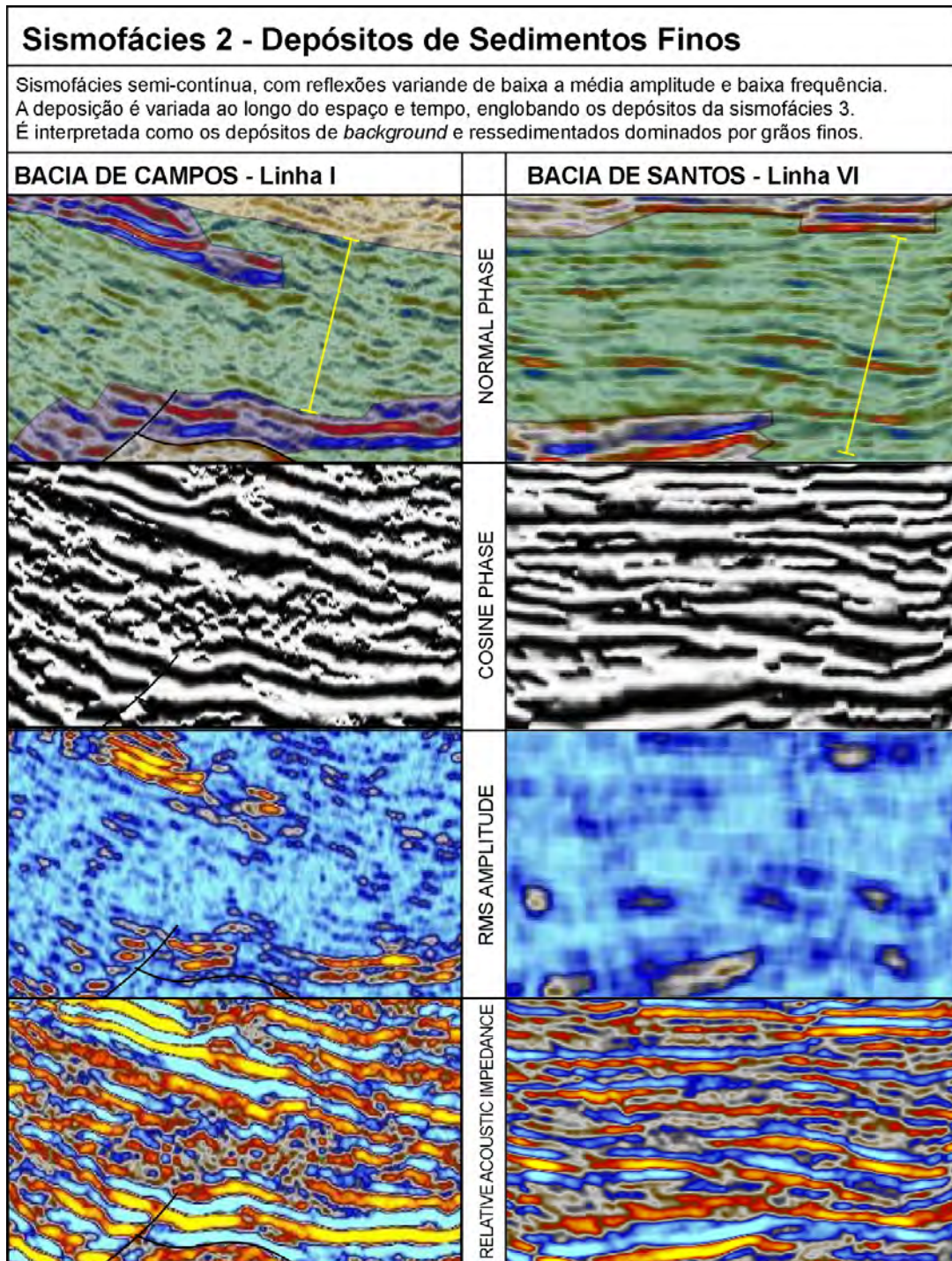


Figura 41. Painel comparativo da sismofácies 2 nas bacias de Santos e Campos, em *normal phase*, *cosine phase*, *RMS amplitude*, e *Relative Acoustic Impedance*.

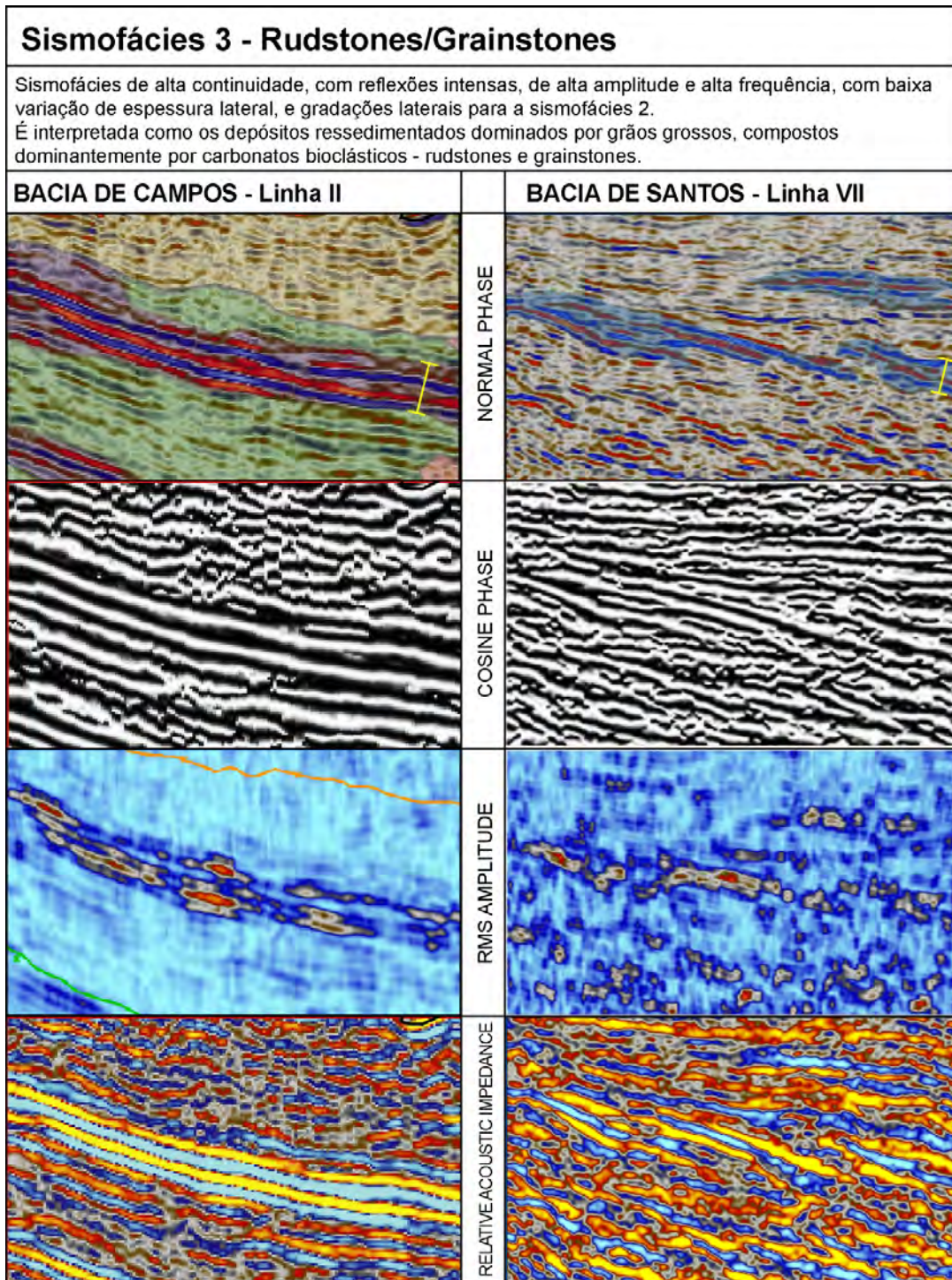


Figura 42. Painel comparativo da sismofácies 3 nas bacias de Santos e Campos, em *normal phase*, *cosine phase*, *RMS amplitude*, e *Relative Acoustic Impedance*.

4.2. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com o propósito de estabelecer uma caracterização tectono-estratigráfica para o intervalo rifte da Bacia de Campos foram aplicados os conceitos fundamentais da estratigrafia de seqüências adaptado para bacias do tipo rifte (Prosser, 1993; Bosence, 1998; Gawthorpe & Leeder, 2000; Morley, 2002; e Kuchle & Scherer, 2010) e feita uma análise sismoestratigráfica conforme proposto por Vail & Mitchum (1977) e posteriormente por Abreu (1997), Neal & Abreu (2009) e Kuchle & Scherer (2010). Os principais resultados que pode-se destacar são:

(1) Através do uso de dados sísmicos 2D e o uso dos conceitos de sismoestratigrafia e conceitos fundamentais da estratigrafia de seqüências adaptado para bacias do tipo rifte é possível a elaboração de um arcabouço tectono-estratigráfico regional da sucessão na Bacia de Campos (Grupo Lagoa Feia).

(2) O reconhecimento de elementos estratigráficos interpretados na sísmica foi baseado nos princípios da sismoestratigrafia, a partir do mapeamento em linhas 2D, conforme proposto por Vail & Mitchum (1977) e posteriormente por Abreu (1997), Neal & Abreu (2009) e Kuchle & Scherer (2010). Para a análise sismoestratigráfica, foi realizada uma seleção de linhas sísmicas com boa qualidade dos levantamentos sísmicos e uma boa cobertura geográfica. Na interpretação das linhas sísmicas, foi seguido um *workflow* de trabalho (Figura 27 e Figura 28), onde foram interpretados os refletores e suas terminações, seguido pela interpretação das unidades estratigráficas (e superfícies chave), sismofácies (Figura 29) e finalizando com a elaboração de uma carta cronoestratigráfica, que forneceu informações para a elaboração dos tratos de sistemas, assim como o mapeamento sistemático (Figura 27 e Figura 28) das principais superfícies observadas e para o modelo de evolução da seção rifte da bacia. Assim, foi testado a aplicabilidade no método de interpretação sismoestratigráfica de Vail et al. (1977), posteriormente aperfeiçoada por Neal & Abreu (2009) e Kuchle & Scherer (2010) para a Bacia de Campos com o uso de linhas 2D.

(3) A aplicabilidade da análise sismoestratigráfica mostra-se eficiente na identificação de unidades sismoestratigráficas e contextualização das sismofácies que representam possíveis reservatórios e rochas geradoras, integrando a metodologia da sísmica com a descrição de poços e outras ferramentas. Assim, é possível com a

aplicabilidade da sismoestratigrafia compreender a evolução de bacias rifte para atividade de exploração na indústria de hidrocarbonetos, fornecendo informações do que possivelmente controla a deposição dessas sismofácies, e procedência dos sedimentos que abastecem a bacia.

(4) Mesmo com a utilização de linhas sísmica 2D antigas, que por vezes apresentam um pobre imageamento e com muitos ruídos associados, com o auxílio dos atributos sísmicos é possível fazer uma análise sismoestratigráfica para o reconhecimento das sismofácies, assim como transpor essa análise para outras áreas que possuem semelhante deposição.

(5) A metodologia proposta para a definição de sismofácies utilizando dados antigos de sísmica 2D reprocessados, extremamente ruidosos e com pobre imageamento apresentou-se útil. Embora existam dados sísmicos recentes com imageamentos mais avançados e boa definição nestes níveis profundos da bacia, o grande volume de dados disponíveis são as linhas sísmicas 2D antigas. Desta forma, este estudo forneceu subsídios para obter informações nas porções mais profundas nas bacias de Campos e Santos de forma simples e utilizando dados pré-existentes.

(6) As sismofácies reconhecidas na Bacia de Campos, a partir de dados sísmicos e com suas composições litológicas estabelecidas a partir de dados de poços foram também interpretadas como presentes na Bacia de Santos, onde não foram utilizados dados de poços. Ainda que de forma especulativa, esta transposição de sismofácies é válida e importante, pois na Bacia de Campos a sismofácies 3 é relacionada a importantes reservatórios de hidrocarbonetos, e sua possível ocorrência na Bacia de Santos abre novas perspectivas exploratórias.

(7) A análise de sismofácies também permitiu a identificação de uma textura anômala que corta unidades temporais. Esta sismofácies apresenta zonas com forte descontinuidade na estratificação e efeitos de redução de amplitude. Com o auxílio bibliográfico foi possível caracterizar, identificar e mapear nas demais linhas sísmicas do dataset estas estruturas definidas como vents hidrotermais, localizadas nas porções mais profundas da Bacia de Campos. A Bacia de Campos teve um intenso magmatismo durante o Neocomiano responsável pela geração da Formação Cabiúnas. No entanto, não há estudos com o mapeamento de possíveis corpos intrusivos relacionados a tal

magmatismo nas áreas mais profundas da Bacia de Campos. Com estes dados seria possível um melhor mapeamento de vents hidotermiais, atestando de forma indireta (com sísmica e poços próximos) sua ocorrência sendo que sua ocorrência está vinculada com corpos intrusivos. O presente trabalho mostra que este magmatismo apresentou ocorrências pontuais, discretas, mas pervasivas e bem distribuídas ao longo da seção rifte, que é o principal gerador da Bacia de Campos (Guardado et al., 1997), e que possui importantes reservatórios. Assim, a ocorrência de magmatismo associado pode ser um fator a mais a contribuir com a prolífica carga de hidrocarbonetos gerados na Bacia de Campos, e a modificação estrutural e constituinte das rochas pode servir de caminhos de migração ou facilitar acumulações localizadas.

***Capítulo 5 – Referências
Bibliográficas***

5.1. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu, V., 1998, Evolution of the conjugate volcanic passive margins: Pelotas Basin (Brazil) and offshore Namibia (Africa): Implication for global sea-level changes [Ph.D. thesis]: Houston, Rice University.
- ANP. Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural. Julho 2015 / Número 59
- Araújo, C.C., Yamamoto, J.K., Rostirolla, S.P. 2004. Distribuição espacial e caracterização geológica dos arenitos asfálticos da borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências* 34(2): 198-200.
- Badley, M.E. 1985. *Practical Seismic Interpretation*. International Human Resources Development Corporation, Boston, MA.
- Bellion, Y., Crevola, G., 1991. Cretaceous and cainozoic magmatism of the Senegal Basin (West Africa): a review. In: Kampunzu, A.B., Lubala, R.T. (Eds.), *Magmatism in Extensional Structural Setting; the Phanerozoic African Plate*. Springer, Berlin, pp. 189–208.
- Beltrami, C. V.; Meister, E. M. & Guardado, L. R. 1982. Carta estratigráfica da Bacia de Campos. Rio de Janeiro, Petrobrás. Rel. interno
- Bosence, d. W. J. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: PURSER, B. H.; bosence, d. W. J. *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea - Gulf of Aden*. London: Chapman & Hall, 1998. p. 9-25.
- Brown, L. F., Jr & Fischer, W. L. *Seismic Interpretation of Depositional Systems: Examples from Brazilian Rift and Pull-Apart Basins*. 1977. *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists. 1977. AAPG Memoir 26. P. 213-248.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 375 p.
- Chang, H. K.; Bender, A. A.; Kowsmann, R. O., Mello, U. T. 1990. Origem e evolução termomecânica de bacias sedimentares. *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. PETROBRAS, Rio de Janeiro. p. 49-71.
- Chopra, S., Marfurt, K.J. 2007. *Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization*. USA, SEG books, 464p.
- Dias, J.L., Scarton, J.C., Esteves, F.R., Carminatti, M., Guardado, L.R. 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (coords.). *Origem e evolução de bacias sedimentares*, PETROBRAS, CENSUD, Rio de Janeiro, 333-360.

- Embry, A.F., Johannessen, E.P., 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analyses and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. Arctic Geology and Petroleum Potential. Norwegian Petroleum Society (NPF) Special Publication 2, pp. 121-146.
- Figueiredo, A.M.F., Mohriak, W.U. 1984. A Tectônica Salífera e as Acumulações de Petróleo da Bacia de Campos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Anais, Rio de Janeiro, 1380-1394.
- Galloway, W.E., 1989. Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 73 (2), 125-142.
- Gawthorpe, R. L.; Leeder, M. R. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. Basin Research, v. 12, p. 195-218, 2000.
- Grove C. 2013. Submarine hydrothermal vent complexes in the Paleocene of the Faroe-Shetland Basin: Insights from three-dimensional seismic and petrographical data. GEOLOGY vol. 41(1); p. 71–74.
- Guardado, L.R., Spadini, A.R., Brandão, J.S.L., Mello, M.R. 2000. Petroleum System of the Campos Basin, Brazil. In: Mello, M.R., Katz, B.J. (eds.). Petroleum systems of South Atlantic margins, AAPG Memoir 73:317- 324.
- Hansen D.M., 2006. The morphology of intrusion-related vent structures and their implications for constraining the timing of intrusive events along the NE Atlantic margin. Journal of the Geological Society, London, Vol. 163, pp. 789–800.
- Hansen D.M., Redfern J., Federici F., Di Biase D., Bertozzi G., 2008. Miocene igneous activity in the Northern Subbasin, offshore Senegal, NW Africa. Marine and Petroleum Geology 25 1–15.
- Jamtveit, B., Svensen, H., Podladchikov, Y.Y., Planke, S., 2004. Hydrothermal vent complexes associated with sill intrusions in sedimentary basins. In: Bretkreuz, C., Petford, N. (Eds.), Physical Geology of High-Level Magmatic Systems, Geological Society, London, Special Publications 234, pp. 233–241.
- Kuchle, J. & Scherer, C. M. S. 2010. Sismoestratigrafia de bacias rifte: técnicas, métodos e sua aplicação na Bacia do Recôncavo. Boletim de Geociências da Petrobras, v.18, n.2, p.179-206.
- Kuchle, J.; Holz, M.; Brito, A. F. & Bedregal, R. P. 2005. Análise estratigráfica de bacias rifte: aplicação de conceitos genéticos nas bacias de Camamu-Almada e Jequitinhonha. Boletim de Geociências da Petrobras, v.13, n.2, p.227-244.
- Leeder, M.R., 1995. Continental Rifts and Proto - Oceanic Rift Troughs. In: Busby, C.J. and Ingersoll, R.V. (Eds.), Tectonics of Sedimentary Basins, Blackwell, Oxford, pp. 119-148.

- Lentini, M.R., S.I. Fraser, H.S. Sumner, and R.J. Davies, 2010, Geodynamics of the central South Atlantic conjugate margins: implications for hydrocarbon potential: *Petroleum Geoscience*, v. 16/3, p. 217-229.
- Lie´geois, J.-P., Benhallou, A., Azzouni-Sekkal, A., Yahiaoui, R., Bonin, B., 2005. The Hoggar swell and volcanism: reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West Africa Cenozoic volcanism. In: Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., Anderson, D.L. (Eds.), *Plates, Plumes and Paradigms*. Geological Society of America, Special Paper, vol. 388, pp. 379–400.
- Mitchum Jr., R. M.; Vail, P. R.; Sangree, J. B. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: PAYTON, C. E. (Ed.) *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977. p. 117-133. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 26).
- Mizusaki, A.M.P. 1986. Rochas ígneo-básicas do Neocomiano da Bacia de Campos – caracterização e comportamento como reservatório de hidrocarbonetos. Dissertação de Mestrado, Universidade federal do Rio de Janeiro, 103pp.
- Mizusaki, A.M.P., Mohriak, W.U. 1992. Seqüências vulcanosedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio, RJ. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, SP, Resumos Expandidos, 2:468-469.
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz Filho, A. Valença, J.G. 1988. VolcanoSedimentary Sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 18:247-251.
- Mizusaki A.M.P., Thomaz-Filho A., Cesero P. de. 1998. Ages of the Magmatism and the Opening of the South Atlantic Ocean. *Pesquisas*, 25(2):47-57.
- Morley, C.K., 1995. Developments in the structural geology of rifts over the last decade and their impact on hydrocarbon exploration. Geological Society, London, Special Publications, v.80; p. 1-32.
- Morley, C. K. Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data. *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin*, Tulsa, Okla., v. 86, n. 6, p. 961-978, 2002.
- Neal, J. & Abreu, V. 2009. Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method. *Geology*, v.37, n.9, p 779-782.
- Planke S., Rasmussen T., Rey S.S. Myklebust R. 2005. Seismic characteristics and distribution of volcanic intrusions and hydrothermal vent complexes in the Vøring and Møre basins. *Petroleum Geology Conference series 2005*, v.6; p833-844.
- Ponte, F.C., Asmus, H.E. 1978. Geological Framework of the Brazilian Continental Margin. *Geologische Rundschau*, 67:201-235.

- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C.G.ST.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea-level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, pp. 109-124.
- Prosser, S. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: Williams, G. D.; Dobb, A. (Ed.) Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy. London: Geological Society of London, 1993. p. 35-66. (Geological Society Special Publication, 71).
- Rangel, H.D., Martins, F.A.L., Esteves, F.R., Feijó, F.J. 1994. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 8(1):203-218.
- Rangel, H. D., and M. Carminatti. 2000. Rift lake stratigraphy of the Lagoa Feia Formation, Campos Basin, Brazil, in E. H. Gierlowski-Kordesch and K. R. Kelts, eds., Lake basins through space and time: AAPG Studies in Geology 46, p. 225-244.
- Rosendahl, B. R.; Reynolds, D. J.; Lorber, P. M.; Burgess, C. F.; McGill, J.; Scott, D.; Lambiase, J. J.; Derksen, S. J. Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, África. Sedimentation in the African Rifts. Oxford: Geological Society, 1986. p. 29-43. (Geological Society Special Publication, 25).
- Santos, R.V., Dantas, E.L., Oliveira, C.G., Alvarenga, C.J.S., Anjos, C.W.D., Guimarães, E.M., Oliveira, F.B. 2009. Geochemical and thermal effects of a basic sill on black shales and limestones of the Permian Irati Formation. Journal of South American Earth Sciences 28: 14-24.
- Schaller, H. Estratigrafia de Bacia de Campos. In: Congresso Brasileiro de Geologia 27, Aracaju. v.3, 247-258. 1973.
- Sloss, L. L.; Krumbein, W. C.; Dapples, E. C. Integrated facies analysis. In: Longwell, C.R. (Ed.), Sedimentary Facies in Geologic History. Boulder: Geological Society of America, 1949. p. 91–124. (Geological Society of America. Memoir, 39).
- Souza, I.V.A.F., Mendonça Filho, J.G., Menezes, T.R. 2008. Avaliação do efeito térmico das intrusivas ígneas em um horizonte potencialmente gerador da Bacia do Paraná: Formação Irati. Revista Brasileira de Geociências 38(2-suplem.): 138-148.
- Svensen, H., Jamtveit, B., Planke, S., and Chevallier, L., 2006, Structure and evolution of hydrothermal vent complexes in the Karoo Basin, South Africa: The Geological Society of London Journal, v. 163, p. 671–682.
- Thomaz-Filho A., Mizusaki A.M.P. & Luzia Antonioli L. 2008. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. Revista Brasileira de Geociências 38(2): 128-137.

- Vail, P. R. & Mitchum JR., R. M. Overview. Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977b. p. 51-52. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 26).
- Vail, P. R.; Mitchum Jr., R. M.; Todd, R. G.; Widmier, J. M.; Thompson, S.; Sangree, J. B.; Bubb, J. N.; Hatlelid, W. G. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977. p. 49-212. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 26).
- Wheeler, H. E. Time Stratigraphy. 1958. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. vol. 42. p. 1047-1063.
- White, R. S., Smallwood, J. R., Fliedner, M. M., Boslaugh, B., Maresh, J. & Fruehn, J. 2003. Imaging and regional distribution of basalt flows in the Faeroe–Shetland basin. Geophysical Prospecting, 51, 215–231
- Winter, W. R.; Jahnert, R. J.; França, A. B. 2007. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro. v. 15, n. 2, p. 511-529.