



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Adriana Milena Henao Bejarano

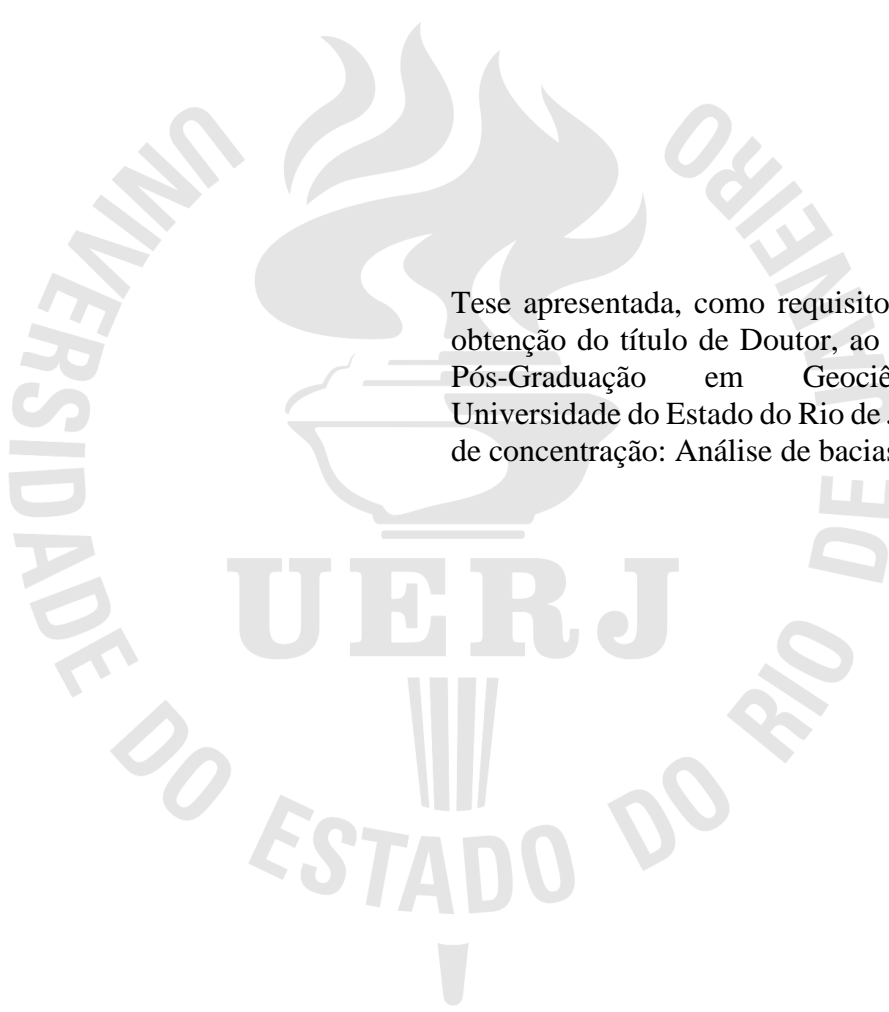
**Modelagem estratigráfica de alta resolução aplicada ao registro Paleoceno,
do sudoeste da Bacia de Santos, Brasil**

Rio de Janeiro

2020

Adriana Milena Henao Bejarano

Modelagem estratigráfica de alta resolução aplicada ao registro Paleoceno, do sudoeste da Bacia de Santos, Brasil



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

Orientador: Prof. Dr. Egberto Pereira

Rio de Janeiro

2020

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

B423 Bejarano, Adriana Milena Henao.
Modelagem estratigráfica de alta resolução aplicada ao registro Paleoceno, do sudoeste da Bacia de Santos, Brasil / Adriana Milena Henao Bejarano. – 2020.
185 f. : il.

Orientador: Egberto Pereira.
Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geociências – Teses. 2. Geologia estratigráfica - Cenozóico – Teses. 3. Sedimentos (Geologia) – Santos, Bacia de – Teses. I. Pereira, Egberto. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Engenharia. III. Título.

CDU 550.8.013”62” (815.3)

Bibliotecária: Júlia Vieira – CRB7/6022

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

Assinatura

Data

Adriana Milena Henao Bejarano

Modelagem estratigráfica de alta resolução aplicada ao registro Paleoceno, do sudoeste da Bacia de Santos, Brasil

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

Aprovada em 17 de dezembro de 2020.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Egberto Pereira (Orientador)

DEPA / UERJ

Prof. Dr. Segio Bergamaschi

DEPA / UERJ

Prof. Dr. Miguel Angelo Mane

DGAP / UERJ

Dr. Leonardo Costa de Oliveira

PETROBRAS

Dr. Cleverson Guizan Silva

IGEO / UFF

Rio de Janeiro

2020

DEDICATÓRIA

A todas as pessoas no Brasil e Colômbia que durante esses anos contribuíram para minha construção profissional e pessoal.

Minhas filhas, meu marido, minha família e amigos.

Nada é impossível, as limitações estão na cabeça.

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Dr. Egberto Pereira, pela boa oportunidade de trabalhar com ele, e pelo conhecimento compartilhado.

Ao Professor Dr Sérgio Bergamaschi por todo seu apoio.

À ANP por ter disponibilizado os dados sísmicos e de poço.

Ao Programa FAPERJ, pela concessão de bolsa de doutorado

A minha família por seu apoio.

A Edward meu amor pela orientação geofísica e por seu amor incondicional. A meu melhor amigo e colega, Gregorio Kawakami pela orientação geofísica, dedicação nestes anos de estúdio.

Ao longo do curso existiram muitas pessoas que contribuíram para a realização deste projeto.

Agradeço a todos que estiveram presentes no meu caminho ao longo do curso, me apoiando e acreditando em mim.

RESUMO

BEJARANO, Adriana Milena Henao. *Modelagem estratigráfica de alta resolução aplicada ao registro Paleoceno, do sudoeste da Bacia de Santos, Brasil*. 2020. 185 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

A modelagem estratigráfica e sedimentológica é uma ferramenta valiosa para testar os parâmetros do processo de deposição de rochas sedimentares. O presente estudo sobre a evolução tectonoestratigráfica do sudoeste da Bacia de Santos visa mostrar o contexto geológico registrado no Cenozoico daquela bacia no que se refere à taxa de subsidência e ao comportamento anômalo da curva do nível relativo do mar. O intervalo Cenozoico-Paleoceno na bacia é controlado principalmente por eventos tectônicos na região continental próxima à bacia, associados à evolução da Serra do Mar. Esses eventos podem explicar a sedimentação anômala registrada neste período, produzindo uma pilha sedimentar que gera uma discrepância entre a curva de onlap costeiro e o comportamento da curva de nível eustático global, em condição de subsidência constante. O software de modelagem Dionisos permitiu testar o papel dos parâmetros no processo sedimentar da bacia de Santos, calculando possíveis cenários de deposição para a plataforma entre 66 e 56 milhões de anos. Uma variedade de cenários foi simulada, mas apenas seis são explorados neste projeto. O objetivo principal foi compreender os parâmetros de controle da formação e evolução deste sistema, considerando as variações relativas do nível do mar, aporte sedimentar, subsidência com uma abordagem metodológica que inclui a análise estratigráfica sísmica das linhas sísmicas, dados cronoestratigráficos e amostras litológicas de 20 poços exploratórios disponíveis e a construção de modelos estratigráficos 2D e 3D. O cenário três reproduz a geometria observada na seção sísmica e permite obter os parâmetros que controlam a sedimentação considerando a evolução tecno-sedimentar da área de estudo. As simulações para o cenário três foram realizadas usando o método de modelagem de subsidência direta, com uma entrada sedimentar média de 6325 km³ / Ma e descarga do rio de 3000 m³ / s, colocando três fontes de entrada. A partir do modelo estratigráfico final no cenário três, foi possível estimar a variação temporal e espacial de acomodação, subsidência, entrada de sedimentos, descarga fluvial, nível e migração das fontes sedimentares que controlavam o arcabouço tectonoestratigráfico para o sudoeste da Bacia de Santos, Brasil.

Palavras-chave: Bacia de Santos. Serra do Mar. Modelagem estratigráfica. Subsidência. Sedimentos.

ABSTRACT

BEJARANO, Adriana Milena Henao. *High-resolution stratigraphic modeling of the Paleocene in the southwestern Santos basin*. 2020. 185 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

Stratigraphic and sedimentological modeling is a valuable tool for testing the parameters of the depositional process of sedimentary rocks. The present study on the tectono-stratigraphic evolution of the southwestern Santos Basin aims to show the geological context recorded in the Cenozoic of that basin regarding the rate of subsidence and the anomalous behavior of the relative sea level curve. The Cenozoic-Paleocene interval in the basin is mainly controlled by tectonic events in the continental region near to the basin, associated with the evolution of Serra do Mar. These events may explain the anomalous sedimentation recorded in this period, producing a sedimentary stack that generates a discrepancy between the coastal onlap curve and the behavior of the global eustatic level curve, in a condition of constant subsidence. The Dionisos modeling software allowed to test the role of the parameters in the sedimentary process in the Santos basin, by calculating possible deposition scenarios for the platform between 66 and 56 million years. A variety of scenarios were simulated, but only six are explored in this project. The main objective was to understand the controlling parameters of the formation and evolution of this system, considering the relative variations in sea level, sedimentary input, subsidence with a methodological approach that includes the seismic stratigraphic analysis of the seismic lines, chronostratigraphic data and lithological samples of 20 exploratory wells available, and the construction of 2D and 3D stratigraphic models. The scenario two reproduces the geometry observed on seismic section and allow to obtain the parameters that controls the sedimentation considering the techno-sedimentary evolution of the study area. The simulations for scenario two were carried out using the forward subsidence modeling method, with an average sedimentary input of 6325 km³/Ma and river discharge of 3000 m³/s by placing three sources of input. From the final stratigraphic model in scenario 2, it was possible to estimate the temporal and spatial variation of accommodation, subsidence, sediment input, fluvial discharge, sea level and migration of sedimentary sources that controlled the tectono-stratigraphic framework to the southwestern Santos Basin, Brasil.

Keywords: Santos Basin. Serra do Mar. Stratigraphic modeling. Subsidence. Sediments.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1 – Localização área de trabalho – Bacia de Santos..... | 19 |
| Figura 2 – Carta estratigráfica da Bacia de Santos | 24 |
| Figura 3 – Seção geológica regional da Bacia de Santos-Gap Albiano..... | 26 |
| Figura 4 – Serra do Mar, desenho explicativo | 30 |
| Figura 5 – Contexto geológico regional da fenda continental do sudeste do Brasil..... | 33 |
| Figura 6 – Esquema da origem e recuo erosivo da Serra do Mar | 36 |
| Figura 7 – Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil | 40 |
| Figura 8 – Províncias estruturais do sudeste do Brasil | 42 |
| Figura 9 – Características morfológicas | 45 |
| Figura 10 – Representação gráfica dos três principais ciclos orbitais definidos por Milankovich..... | 48 |
| Figura 11 – Localização das correntes marítimas no mundo..... | 49 |
| Figura 12 – Padrão na direção dos ventos superficiais. | 51 |
| Figura 13 – Modelo conceitual da localização dos sistemas atmosféricos | 53 |
| Figura 14 – Tipos de modelos geológicos e processos envolvidos..... | 57 |
| Figura 15 – Evolução das abordagens do termo “sequência estratigráfica” | 59 |
| Figura 16 – Tratos de sistemas e limites de sequências de cada modelo de sequência (Catuneanu, 2006). | 60 |
| Figura 17 – Esquema dos parâmetros que controlam o registro sedimentar de uma margem passiva | 61 |
| Figura 18 – Relação entre os fatores que influenciam na formação dos três tipos de nível de mar | 62 |
| Figura 19 – Relação da eustasia e da subsidência para a construção da taxa de variação relativa do nível do mar | 63 |
| Figura 20 – Definição do nível de base em relação à energia de ondas. | 64 |
| Figura 21 – Padrões arquiteturais em função de variações na razão A/S | 65 |
| Figura 22 – Comparação entre as curvas de variação do nível de base | 66 |
| Figura 23 – Deslocamento do <i>offlap break</i> indicando uma progradação | 67 |
| Figura 24 – Padrões de estratigrafia relacionados com trajetórias de linha de costa..... | 68 |
| Figura 25 – Regressões e transgressões e os padrões de deposição associados | 68 |
| Figura 26 – Desenvolvimento de uma regressão normal..... | 70 |

| | |
|--|-----|
| Figura 27 – Desenvolvimento de um sistema de regressão forçada | 71 |
| Figura 28 – Desenvolvimento de cada trato de sistemas com variações do nível do mar | 73 |
| Figura 29 – Tipos de arquitetura sedimentar baseada em diferentes intensidades de aporte sedimentar..... | 74 |
| Figura 30 – Relação entre elevação ou descida de nível de base e o gradiente topográfico... | 75 |
| Figura 31 – Exemplo da sobreposição de padrões de trajetória de linha de costa de diferente ordens. | 76 |
| Figura 32 – Preenchimento da bacia e o comportamento das unidades sedimentares..... | 80 |
| Figura 33 – Parâmetros que controlam o registro sedimentar de uma margem passiva..... | 82 |
| Figura 34 – Gráficos de variação de porosidade com a profundidade em três tipos de sedimentos diferentes | 83 |
| Figura 35 – Gráfico de produção sedimentar X área de drenagem baseada na compilação de dados realizada | 85 |
| Figura 36 – Descarga de água e inclinação da bacia de vários rios ao redor do mundo..... | 85 |
| Figura 37 – Compilação de informações de descarga d'água (Qw) e área de drenagem | 87 |
| Figura 38 – Imagem ilustrando o nível de máxima denudação para a manutenção de um perfil em equilíbrio | 88 |
| Figura 39 – Possíveis trajetórias de sedimento e o respectivo coeficiente de difusão..... | 90 |
| Figura 40 – Métodos. | 91 |
| Figura 41 – Área de estudo, distribuição da área de estudo..... | 92 |
| Figura 42 – Sismograma sintético, Poço 1-SCS009A-SC | 93 |
| Figura 43 – Carta cronoestratigráfica de eventos..... | 101 |
| Figura 44 – Fluxo de trabalho do <i>plugin</i> de interpretação sismoestratigráfica de sequências (SSIS). | 102 |
| Figura 45 – Construção do <i>HorizonCube</i> | 103 |
| Figura 46 – Interpretação dos tratos de sistemas. | 104 |
| Figura 47 – Superfícies a partir das sequências interpretadas | 105 |
| Figura 48 – Modelo 3D – layers | 106 |
| Figura 49 – Modelo sedimentar 3D | 109 |
| Figura 50 – Poços – fácies interpretadas..... | 111 |
| Figura 51 – Área do modelo estratigráfico. | 112 |
| Figura 52 – Fluxo de trabalho modelagem estratigráfico | 114 |
| Figura 53 – Linha sísmica dip R0003_GRAND_SANTOS.0248-0064.MIG_FIN..... | 115 |
| Figura 54 – Malha de trabalho | 116 |

| | |
|---|-----|
| Figura 55 – Período da simulação..... | 116 |
| Figura 56 – Espaço disponível para acomodação | 117 |
| Figura 57 – Cálculo de espaço de acomodação | 118 |
| Figura 58 – Fácies sedimentares | 120 |
| Figura 59 – Plot do Cálculo da porosidade poço 1BSS0054BS | 124 |
| Figura 60 – Plot do Cálculo da porosidade poço 1SCS0005SC | 124 |
| Figura 61 – Variação eustática..... | 126 |
| Figura 62 – Gráficos da relação descarga sedimentar X descarga d'água. | 127 |
| Figura 63 – Modelagem Sedimentar 3D | 131 |
| Figura 64 – Porcentagem de diferentes tipos sedimentológicos | 132 |
| Figura 65 – Mapa médio de areias no intervalo S-5K-S-6C (Cretáceo) e S-4P-S-5K (Paleoceno) | 132 |
| Figura 66 – Modelo estratigráfico..... | 133 |
| Figura 67 – Linha sísmica R0003_GRAND_SANTOS.0248-0064.MIG_FIN..... | 135 |
| Figura 68 – Linha sísmica dip R0003_GRAND_SANTOS.0248-0059.MIG_FIN com atributos sísmicos | 136 |
| Figura 69 – Linha sísmica R0003_GRAND_SANTOS.0248-0057.MIG_FIN..... | 138 |
| Figura 70 – Mapa de isópacas do intervalo entre a superfície do fundo marinho e o topo do sal..... | 140 |
| Figura 71 – Isópaca entre S-0FM Fundo Marinho e S-5K (Cretáceo)..... | 141 |
| Figura 72 – Isópaca entre S-4P(Paleoceno) e S-5K (Cretáceo), | 143 |
| Figura 73 – Distribuição dos quatro riftes do SRCBSB | 148 |
| Figura 74 – <i>Horizon Cube</i> Linha sísmica dip 0247_S_CARAVELA_1A.0247- 0001.MIG_FIN.17 | 149 |
| Figura 75 – Tratos de sistema Linha sísmica dip 0247_S_CARAVELA_1A.0247 0001.MIG_FIN.17 | 150 |
| Figura 76 – Modelagem do Cretáceo superior e Paleoceno..... | 151 |
| Figura 77 – Dados utilizadas em todas as simulações estratigráficas..... | 152 |
| Figura 78 – Cenário 1 (Subsidência Frontal) aporte estimado do modelo estratigráfico | 154 |
| Figura 79 – Cenário 1 (Subsidência Frontal). Resultados de modelagem | 155 |
| Figura 80 – Calibração refinada dos resultados | 156 |
| Figura 81 – Cenário 3 (Subsidência Frontal), aporte de sedimento estimado. | 157 |
| Figura 82 – Cenário 3 (Subsidência Frontal), Modelo de batimetria. | 158 |
| Figura 83 – Cenário 3 (Forward Subsidente), distribuição de areia. | 159 |

| | |
|---|-----|
| Figura 84 – Cenário 3 (Subsidência Frontal), Inclinação Crítica | 160 |
| Figura 85 – Cenário 3 (Subsidência Frontal), Indicador de Areia Turbidítica | 161 |
| Figura 86 – Temperatura global..... | 163 |
| Figura 87 – Total anual rainfall..... | 164 |
| Figura 88 – Concentração de gases produzidos por vulcanismo. | 165 |
| Figura 89 – Temperaturas profundas do oceano..... | 166 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|-----|
| Tabela 1 – Ordem de ciclicidade | 46 |
| Tabela 2 – Clinoformas progradantes oblíquas e sigmoidais..... | 69 |
| Tabela 3 – Terminações estratais definidas na Estratigrafia Sísmica..... | 72 |
| Tabela 4 – Sistema hierárquico baseado na duração dos ciclos estratigráficos | 77 |
| Tabela 5 – Valores médios de coeficientes de difusão para alguns tipos de sedimento | 89 |
| Tabela 6 – Interpretação dos atributos sísmicos gerados a partir de uma linha sísmica | 95 |
| Tabela 7 – Poços analisados na área de estudo | 97 |
| Tabela 8 – Sismossequências identificadas na zona de estudo..... | 100 |
| Tabela 9 – Quantificação de Volume Sedimentar compactado..... | 122 |
| Tabela 10 – Quantificação de Volume Sedimentar descompactado | 123 |
| Tabela 11 – Taxa de erosão média ao longo da Serra do Mar | 129 |
| Tabela 12 – Coeficientes de difusão para alguns tipos de sedimento | 130 |

SUMÁRIO

| | |
|--|----|
| INTRODUÇÃO..... | 15 |
| OBJETIVOS..... | 18 |
| 1 EVOLUÇÃO TECTÔNICA E SEDIMENTAR DA BACIA DE SANTOS..... | 19 |
| 1.1 Evolução tectono-estratigráfica..... | 23 |
| 2 DENUDAÇÃO DA SERRA DO MAR E IMPLICAÇÕES NO CONTROLE DEPOSICIONAL DA BACIA DE SANTOS..... | 30 |
| 2.1 Características gerais sobre a geomorfologia da Serra do Mar..... | 30 |
| 2.2 Fatores na alta taxa da denudação da Serra do Mar no Paleoceno..... | 43 |
| 2.2.1 Mudanças climáticas..... | 45 |
| 2.3 Ciclicidade e variações climáticas globais..... | 45 |
| 2.3.1 Variações de nível de mar..... | 48 |
| 2.3.2 Variáveis da circulação oceânica..... | 49 |
| 2.3.3 Circulação atmosférica..... | 50 |
| 2.3.4 Movimento horizontal do ar..... | 50 |
| 2.3.5 A zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS)..... | 52 |
| 2.3.6 Influências locais..... | 53 |
| 2.3.7 Influência da temperatura da superfície do mar (TSM):..... | 54 |
| 2.3.8 Características de ocorrência das ZCAS no sudeste..... | 55 |
| 3 FERRAMENTAS IMPLETANDAS NA PREDIÇÃO DE MODELOS SEDIMENTARES..... | 57 |
| 3.1 Estratigrafia de seqüências..... | 58 |
| 3.1.1 Parâmetros condicionantes da arquitetura sedimentar das margens..... | 60 |
| 3.1.1.1 Eustasia..... | 61 |
| 3.1.1.2 Tectonismo..... | 61 |
| 3.1.1.3 Aporte sedimentar..... | 62 |
| 3.1.1.4 Profundidade da coluna d'água..... | 63 |
| 3.1.1.5 Espaço de Acomodação..... | 64 |
| 3.1.1.6 Nível de Base..... | 64 |
| 3.1.1.7 Espaço de Acomodação versus Sedimentação..... | 65 |
| 3.1.2 Caracterização dos deslocamentos de linha de costa..... | 65 |
| 3.1.2.1 Trajetória Transgressiva de Linha de Costa..... | 67 |

| | | |
|---------|---|-----|
| 3.1.2.2 | Trajetórias Regressivas de Linha de Costa..... | 69 |
| 3.1.2.3 | Tipos de regressão | 69 |
| 3.1.2.4 | Superfícies Estratigráficas | 72 |
| 3.1.2.5 | Tratos de Sistemas | 73 |
| 3.1.3 | Arquitetura dos depósitos transgressivos versus aporte sedimentar..... | 74 |
| 3.1.3.1 | Gradiente da Topografia da Base | 75 |
| 3.1.4 | Hierarquia em estratigrafia de sequências | 75 |
| 3.1.4.1 | Hierarquia Baseada na Duração do Ciclo..... | 77 |
| 3.1.4.2 | Hierarquia Baseada na Magnitude das Variações do Nível de Base..... | 77 |
| 3.2 | Modelagem estratigráfica | 79 |
| 3.2.1 | Espaço de acomodação..... | 81 |
| 3.2.2 | Eustatismo e subsidência | 81 |
| 3.2.3 | Compactação | 82 |
| 3.2.4 | Aporte sedimentar..... | 83 |
| 3.2.4.1 | Área da bacia de drenagem (km ²)..... | 84 |
| 3.2.4.2 | Descarga sedimentar (Qs em km ³ /my) (Qs em km ³ /my) | 85 |
| 3.2.4.3 | Run-off | 86 |
| 3.2.4.4 | Descarga d'água (Qw em m ³ /s) | 86 |
| 3.2.5 | Transporte de sedimentos | 88 |
| 4 | METODOLOGIA | 91 |
| 4.1 | Base de dados | 92 |
| 4.2 | Amarração sísmica-poço | 93 |
| 4.3 | Análises das linhas sísmicas | 94 |
| 4.3.1 | Atributos sísmicos | 94 |
| 4.4 | Análises de dados de poços | 96 |
| 4.5 | Interpretação sismoestratigráfica e sismoestrutural..... | 97 |
| 4.6 | Arcabouço cronoestratigráfico | 100 |
| 4.7 | Mapas de isópacas | 104 |
| 4.8 | Modelagem 3D sedimentar no software Petrel..... | 105 |
| 4.9 | Modelo estrutural..... | 106 |
| 4.10 | Upscaling | 107 |
| 4.11 | Modelo de fácies..... | 108 |
| 4.11.1 | Análise litológica..... | 110 |
| 4.12 | Simulação estratigráfica | 111 |

| | | |
|--------|---|-----|
| 4.12.1 | Modelagem estratigráfica na área de estudo..... | 113 |
| 4.13 | Definição da malha de trabalho | 115 |
| 4.14 | Quantificação da variação relativa do nível do mar | 117 |
| 4.15 | Correção paleobatimétrica e cálculo de espaço de acomodação | 118 |
| 4.16 | Poços de controle e litologias | 119 |
| 4.16.1 | Espaço de acomodação | 121 |
| 4.16.2 | Quantificação de volume sedimentar | 121 |
| 4.16.3 | Descompactação do volume sedimentar..... | 122 |
| 4.17 | Cálculo do espaço de acomodação total estimado através da descompactação das camadas sedimentares | 123 |
| 4.18 | Cálculo de espaço de acomodação através das medições entre os <i>offlap breaks</i> compactação | 123 |
| 4.19 | Cálculo das profundidades das superfícies das sequências descompactadas | 125 |
| 4.20 | Correção eustática..... | 126 |
| 4.21 | Superfície inicial..... | 126 |
| 4.22 | Estimativa de subsidência a partir da linha sísmica | 127 |
| 4.23 | Quantificação de aporte sedimentar e descarga fluvial | 127 |
| 4.24 | Quantificação de erosão..... | 129 |
| 4.25 | Cálculo de transporte de sedimentos | 129 |
| 4.26 | Coefficiente de difusão | 130 |
| 4.27 | Simulações estratigráficas | 133 |
| 5 | RESULTADOS E DISCUÇÃO DE RESULTADOS..... | 134 |
| 5.1 | Interpretação sismoestratigráfica e sismoestrutural..... | 134 |
| 5.2 | Sismossequências | 137 |
| 5.3 | Interpretação sismoestrutural..... | 137 |
| 5.3.1 | Mapas de isópacas | 139 |
| 5.4 | Modelo sedimentar | 144 |
| 5.5 | Modelo de simulação..... | 151 |
| 5.6 | O clima e sua influência na denudação em relação a variação da taxa de aporte sedimentar | 163 |
| | CONCLUSÕES | 167 |
| | REFERÊNCIAS | 170 |

INTRODUÇÃO

O entendimento da deposição do arcabouço litológico das bacias sedimentares mediante a aplicação de ferramentas como a modelagem estratigráfica é de grande importância para diferentes disciplinas da geologia. A modelagem estratigráfica auxilia a parametrização e predição da litologia alcançando-se, com isso, um melhor entendimento da evolução das bacias sedimentares.

Esta metodologia foi desenvolvida para buscar um melhor entendimento da arquitetura das seqüências deposicionais, à luz do estudo da variação do espaço de acomodação, este relacionado principalmente com a eustasia, tectonismo, suprimento sedimentar e a subsidência (JERVEY, 1988; POSAMENTIER, 1988; POSAMENTIER e ALLEN, 1994; VAN WAGONER et al., 1988).

O projeto teve foco na Bacia de Santos, que apresenta uma orientação geral SW-NE e geometria côncava, abrangendo cerca de 200.000 km² do sudeste brasileiro. Ao norte, a bacia é limitada pelo Alto de Cabo Frio e ao sul, pela Plataforma de Florianópolis, ambas sendo feições que se posicionam na terminação de lineamentos oceânicos expressivos (CHANG et al., 2008). No sentido oeste, a Bacia de Santos é limitada pela Serra do Mar, uma feição fisiográfica que confina a bacia marginal ao domínio oceânico. A espessura total máxima do pacote Neocomiano ao Recente, que a preenche, é estimada em cerca de 11.000 m.

O projeto foi implementado com a aplicação do software de modelagem estratigráfica Dionisos®, desenvolvido com o objetivo de simular numericamente as complexas interações de processos sedimentares que ocorrem em ambientes marinhos, transicionais e continentais. O software foi desenvolvido para a indústria do petróleo para avaliar a distribuição de fácies e a paleobatimetria no espaço e no tempo, entendendo os câmbios laterais de fácies na vertical e na horizontal, com o objetivo de se conseguir o melhor entendimento do reservatório e diminuir o risco.

Ferramentas como a sismoestratigrafia foram empregadas no desenvolvimento do projeto permitindo a interpretação de dados sísmicos, capazes de possibilitar uma melhor compreensão da evolução tectono-sedimentar de uma bacia (SEVERIANO RIBEIRO, 2001). A aplicação das técnicas de interpretação sismoestratigráfica à análise das bacias sedimentares resultou em uma nova maneira de mapear rochas sedimentares, na qual os refletores sísmicos são agrupados em pacotes que correspondem a intervalos geneticamente relacionados e

limitados cronoestratigraficamente (DELLA FÁVERA, 2001). A sismoestratigrafia constitui o embasamento da chamada Estratigrafia de Sequências, a qual busca o entendimento das relações entre a arquitetura deposicional do preenchimento sedimentar das bacias e as oscilações eustáticas, levando à interpretação dos sistemas deposicionais e dos tratos de sistema (POSAMENTIER et al., 1988). As sequências estratigráficas são comumente interpretadas como tendo se formado em resposta à interação da taxa de variação do nível do mar, da taxa de subsidência e do aporte sedimentar (POSAMENTIER e VAIL, 1988).

Na ausência de determinados dados diretos ou medidos na Bacia de Santos, o presente estudo utiliza uma abordagem metodológica 3D, ou seja, a utilização de múltiplas abordagens analíticas temporais e espaciais, desenvolvidas e aplicadas através da integração entre análise sísmica de dados de diferentes níveis de resolução, análise de dados litológicos e cronoestratigráficos de poços exploratórios e diversos tipos de análise do sinal eustático global.

A focalização das análises em diferentes escalas temporais permitiu que, primeiramente, fosse realizada uma análise regional da evolução e arquitetura deposicional. Estas análises contemplaram simulações de modelagem estratigráfica computacional, que mostraram ser uma ferramenta analítica bastante profícua para a investigação da arquitetura sedimentar e da ciclicidade deposicional da sucessão estratigráfica do Cenozoico. As análises combinadas permitiram a quantificação experimental de parâmetros e a investigação de múltiplas formas de interação entre os parâmetros controladores da arquitetura deposicional, como a taxa de variação eustática, configuração e localização de fontes sedimentares e taxas de aporte e deposição sedimentar. Além disso, obteve-se uma melhor definição temporal do intervalo estratigráfico estudado e sua relação com as mudanças climáticas e eustáticas globais.

O estudo do intervalo Cenozoico torna-se interessante para compreender os eventos que ocorreram na região continental adjacente e que têm implicações diretas na sedimentação e nos reservatórios offshore da Bacia de Santos. Procurando um melhor entendimento geológico da zona de estudo, realizou-se uma análise sismoestratigráfica definindo nove sismossequências, utilizando informação sísmica 2D e poços. Mapas de isópacas, interpretação estratigráfica de sequências além de um modelo sedimentar 3D foram realizados em nosso trabalho de mestrado. Os mesmos mostraram claramente a migração dos depocentros presentes no intervalo através da análise da relação de fatores como o aporte sedimentar, espaço de acomodação, subsidência e nível eustático, destacando-se o surgimento da Serra do Mar e a organização das drenagens do Sistema de Riftes Cenozoicos. Porém, os resultados obtidos identificaram-se algumas limitações na interpretação sismoestratigráfica e da estratigrafia de sequências pela baixa qualidade e quantidade de dados. Além disso, a seção sedimentar interpretada na área de estudo,

durante o trabalho de mestrado, encontrava-se afetada pela movimentação do sal, dificultando a interpretação sismoestratigráfica. Esses fatores demonstraram que seria interessante continuar as análises e interpretações sismoestratigráficas numa área de trabalho maior e com maior número de dados sísmicos e de poço para se obter um melhor entendimento da evolução sismoestratigráfica do sudoeste da Bacia de Santos, especialmente, para entender a evolução tectono-estratigráfica do Cenozoico no intervalo Paleoceno e a conexão com o colapso gravitacional da chamada Serra do Mar Cretácea.

Desta forma, o projeto de doutorado deu continuação ao trabalho de mestrado. O novo plano de trabalho objetivou sumarizar as características das sequências deposicionais da bacia, do Cretáceo superior ao Recente, e apresentar um panorama geral no sentido de estabelecer a variação da localização dos seus depocentros ao longo do tempo geológico, identificando-se os possíveis sistemas de drenagem alimentadores e entender a estratigrafia de sequências da área de trabalho. Para tanto, utilizou-se uma nova base de dados expandida que possibilitasse a realização da modelagem numérica 3D.

Partindo-se do pressuposto de que modelos com arcabouços litológicos bem calibrados são essenciais em modelagens de bacias, tanto para a análise estrutural quanto para o entendimento dos processos dos sistemas petrolíferos, as análises combinadas permitiram a quantificação experimental de parâmetros e a investigação de múltiplas formas de interação entre os parâmetros controladores da arquitetura deposicional, como a taxa de variação eustática, configuração e localização de fontes sedimentares e taxas de aporte e deposição sedimentar nos últimos 70 Ma, e uma melhor definição temporal de alguns intervalos estratigráficos e sua relação com mudanças climáticas e eustáticas globais.

OBJETIVOS

A modelagem estratigráfica é uma importante ferramenta para parametrizar e prever o arcabouço litológico da zona de estudo. Esta metodologia foi desenvolvida para buscar um melhor entendimento da arquitetura das sequências deposicionais, controladas pela atuação interativa entre a acomodação (eustasia e tectonismo) e o suprimento sedimentar (JERVEY, 1988; POSAMENTIER, 1988; POSAMENTIER e ALLEN, 1994; VAN WAGONER et al., 1988).

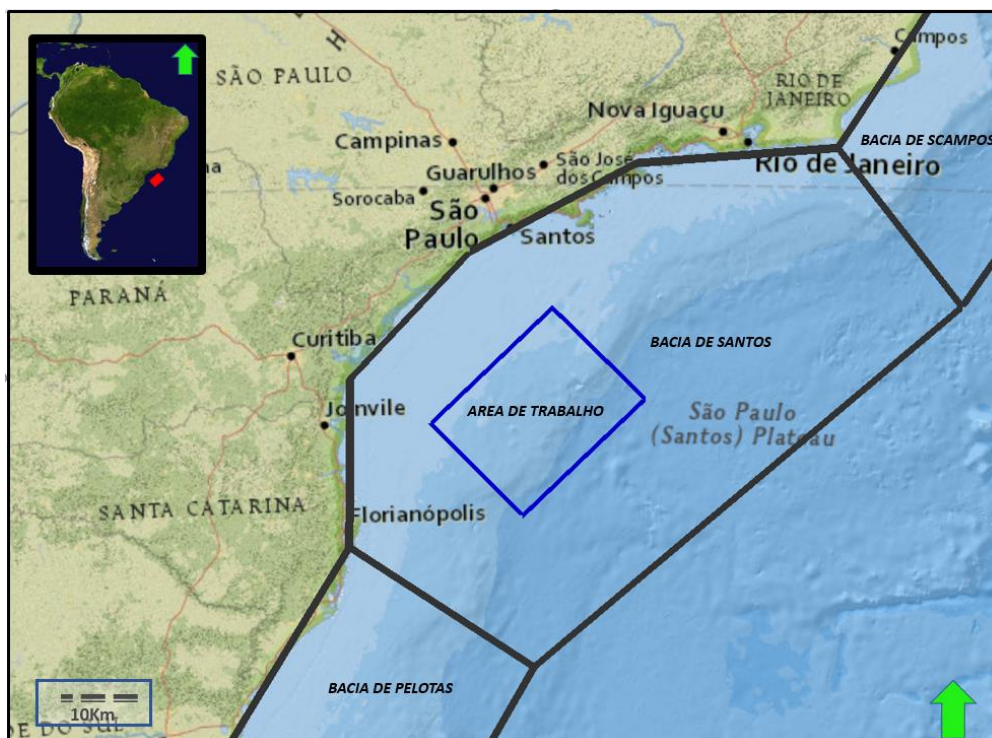
Desta forma, este trabalho tem por objetivos:

- a) determinar as possíveis configurações de múltiplas formas de interação entre os parâmetros controladores do sudoeste da Bacia de Santos, tais como: taxas variáveis de subsidência; natureza e configuração, visando ao melhor entendimento da relação entre os principais parâmetros condicionantes de sua arquitetura deposicional, das fontes sedimentares, e suas taxas de aporte sedimentar;
- b) quantificar parâmetros controladores do sudoeste da Bacia de Santos, tais como: taxas variáveis de subsidência, fontes sedimentares, e suas taxas de aporte sedimentar, nível estático, porcentagem de litologia mediante ferramentas que permitam o cálculo aproximado destas variáveis;
- c) realizar simulações de preenchimento sedimentar no Cenozoico por meio da metodologia de modelagem estratigráfica no tempo (*Stratigraphic Forward Modeling — SFM*), utilizando-se o software Dionisos® (Beicip-Franlab) para as simulações numéricas;
- d) apresentar cenários de simulação analisando cada variável e configuração modelada;
- e) escolher o cenário apropriado refletindo a configuração mais apropriada em relação à evolução tectonoestratigráfica da zona de estudo.

1 EVOLUÇÃO TECTÔNICA E SEDIMENTAR DA BACIA DE SANTOS

A Bacia de Santos (Figura 1) está localizada na margem sudeste do Brasil, entre os Altos de Cabo Frio (ACF) - paralelo 23°30' S - e Florianópolis (AF) - paralelo 28°00' S (CALDAS, 2007). Limita-se ao norte com a Bacia de Campos e ao sul com a Bacia de Pelotas, a oeste com a Serra do Mar e a leste com o limite oriental do Platô de São Paulo (GAMBOA et al., 2008), Figura 1. Do ponto de vista geológico a Bacia de Santos apresenta duas características importantes em relação às demais bacias que compartilham o Pré-sal (os reservatórios de hidrocarbonetos abaixo da seção evaporítica estão distribuídos entre as bacias de Santos e Sergipe-Alagoas): (i) inexistência de porção emersa da bacia (GARCIA, 2012), e (ii) ocorrência de magmatismo formador do embasamento na bacia, representado pela Formação Camboriú, do Neocomiano Superior (MOREIRA et al., 2007) semelhante ao que ocorre também na Bacia de Campos, representado pela Formação Cabiúnas, também do Neocomiano Superior (FILHO et al., 2008). A área total da bacia é de 352.260 km², dos quais 150.760 km², 20.750 km² e 180.750 km² correspondem às áreas situadas entre as cotas batimétricas de 0-400m, 400- 1000m e 1.000-3.000m, respectivamente (SEVERINO, 2000).

Figura 1. Localização área de trabalho – Bacia de Santos



Fonte: A autora, 2020.

A Bacia de Santos foi formada a partir de processos de rifteamento durante a separação do Gondwana, no Mesozoico. A acumulação de sedimentos ocorreu inicialmente em condições flúvio-lacustres, passando posteriormente por estágio de bacia evaporítica e evoluindo para uma bacia de margem passiva. Na fase de bacia de margem passiva, ela possui boa variedade de rochas-reservatório, desde os carbonatos de água rasa da Formação Guarujá, até os arenitos turbidíticos eocênicos da Formação Marambaia. Os carbonatos oolíticos da Formação Guarujá constituem o reservatório mais importante da seção pós-rifte, devido ao maior volume de óleo descoberto nestas rochas, aglutinando os campos de Tubarão, Estrela do Mar, Coral, Caravela e Cavalo-Marinho. Por sua vez, o Membro Ilhabela da Formação Itajaí-Açu, composto por arenitos turbidíticos de idade neo-turoniana a eo-santoniana, que formam, entre outras acumulações sub-comerciais, os campos de Merluza e Lagosta, também constitui importante alvo exploratório (Chang et al., 2008). É bastante significativo o conhecimento disponível sobre o intervalo estratigráfico Cretáceo Superior-Mioceno nas bacias de Santos e de Campos, especialmente documentado em inúmeros estudos que vêm sendo realizados, baseados em levantamentos geofísicos sistemáticos e em informações lito- e bioestratigráficas a partir de testemunhos (e. g. ASSINE et al., 2008; AZEVEDO, 1991; CAINELLI e MOHRIAK, 1999; CALDAS, 2007; CARMINATTI e SCARTON, 1991; CHANG et al., 1990; COBBOLD et al., 2001; CORREA, 2009; DUARTE e VIANA, 2007; MODICA e BRUSH, 2004; MOREIRA et al., 2001, 2007; MOREIRA e CARMINATTI, 2004; PEREIRA, 1994; PEREIRA et al., 1986). A evolução tectono-sedimentar da Bacia de Santos ocorre no mesmo contexto evolutivo das demais bacias da margem leste do Brasil, associada ao processo de ruptura do megacontinente Gondwana (CAINELLI e MOHRIAK, 1999). O início de formação da bacia ocorreu a partir do Eocretáceo, com o início da deposição de sedimentos continentais de fase rifte, sobrepostos às rochas do embasamento. No Aptiano, após a fase rifte, estabeleceu-se entre a América do Sul e a África a formação de uma bacia tipo golfo, de rápida subsidência, e com deposição sedimentar de natureza transicional, constituída de clásticos continentais proximais e de uma espessa sequência evaporítica. Após a deposição evaporítica é que ocorre a efetiva separação dos continentes africano e sul-americano, com a formação da cadeia Meso-Atlântica e incursão marinha, dando início à fase Drifte da bacia. Este ambiente propiciou o desenvolvimento de uma ampla plataforma carbonática de águas rasas durante o Albiano. Nesta época, com a formação de crosta oceânica inicia-se o processo de subsidência termal da bacia, causando um basculamento generalizado da plataforma (MACEDO, 1990). Com a deposição dos carbonatos, foram iniciados, devido à carga de sedimentos, escorregamentos gravitacionais sobre o sal,

dando início à halocinese na bacia (MACEDO, 1990). Esta movimentação halocinética é responsável pela intensa estruturação dos depósitos sobrejacentes. Entre o Cretáceo Inferior e o Superior foram desenvolvidos sistemas deposicionais de padrão arquitetural retrogradacional, em resposta a uma progressiva subida do nível do mar com afogamento da plataforma rasa, compondo a chamada Megassequência Transgressiva. Entre o Meso-Albiano e o Turoniano (104-88 Ma), com a contínua transgressão marinha e aprofundamento da bacia, a sequência carbonática passa a ser substituída por depósitos de mais baixa energia (NUNES et al., 2004; PEREIRA e FEIJÓ, 1994). Segundo Macedo (1990), estes depósitos formaram espessos pacotes sedimentares, principalmente na área norte da bacia de Santos, e foram depositados em duas sequências transgressivas. A condição de máximo afogamento da bacia ocorreu durante o Cenomaniano-Turoniano (90 Ma) com a contínua e rápida subida do nível do mar e continuada subsidência termal (MODICA e BRUSH, 2004), quando foram depositados folhelhos nas áreas mais distais da bacia (MILANI et al., 2000).

Ainda no Cretáceo Superior se desenvolve a proto-Serra do Mar, mais recentemente denominada de Serra do Mar Cretácea por Zalán e Oliveira (2005). A Serra do Mar Cretácea foi formada devido a um soerguimento dômico uniforme de origem térmica na região sudeste do Brasil (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005). Desde o seu soerguimento, a Serra do Mar Cretácea forneceu grande quantidade de sedimentos que se acumulou na plataforma externa e na borda proximal da Bacia de Santos (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998). Este soerguimento resultou, entre o Cretáceo Superior e o Terciário, em uma grande superfície de erosão denominada de Superfície de Aplainamento Japi. Esta superfície de erosão nivelou várias intrusões vulcânicas da área continental adjacente à Bacia de Santos (MACEDO, 1990) e resultou em um grande aporte sedimentar na bacia. O grande aporte sedimentar originário da erosão da Serra do Mar Cretácea resultou a partir do Neoturoniano (~80 Ma) na implantação de uma arquitetura progradacional (regressiva) na Bacia de Santos. Este padrão regressivo se insere num contexto de aumento relativo do nível do mar e de forte subsidência da margem e nível de mar alto, compondo a chamada Megassequência Regressiva (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998; CAINELLI e MOHRIAK, 1999; MODICA e BRUSH, 2004), antecipando o estilo progradacional de deposição que normalmente se implanta nas bacias marginais a partir da diminuição da taxa de subsidência térmica (CHANG et al., 1990; MACEDO, 1990; NUNES et al., 2004). Em termos de arquitetura sedimentar, a Megassequência Regressiva é formada pela acreção lateral de sucessivas cunhas offlap, tendo como resultado a expressiva progradação da margem. Durante o Neo-Campaniano (75 Ma) ocorreu uma reorganização das drenagens proximais da Serra do Mar, direcionando a drenagem do proto-rio Paraíba do Sul para a porção

norte da Bacia de Santos (MODICA e BRUSH, 2004). A drenagem do Paraíba do Sul promoveu, então, episódios fortemente progracionais fazendo com que a linha de costa avançasse significativamente mar adentro (PEREIRA et al., 1986). A partir do final do Paleoceno, a atual Serra do Mar se desenvolveu, resultante de um colapso gravitacional da chamada Serra do Mar Cretácea (com desnível de três mil metros em relação à Bacia de Santos). Este colapso teria ocorrido devido ao desequilíbrio isostático entre a bacia cada vez mais sobrecarregada de sedimentos e a área continental elevada e em contínua erosão (ASMUS E FERRARI, 1978). Este jogo de esforços a que foi submetida à crosta resultou em falhamentos normais que desencadearam o basculamento dos blocos (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005). Este período coincidiu com o nível de mar baixo mais intenso, que possibilitaria a erosão que forneceu grande quantidade de sedimentos para a Bacia de Santos e deu forma à atual Serra do Mar. O nível de mar baixo possibilitou a implantação de inúmeros cânions, principalmente na porção norte da Bacia de Santos, onde o nível de mar mais baixo parece ter sido mais acentuado devido a um soerguimento termal em torno de Cabo Frio (MODICA e BRUSH, 2004). O padrão progracional foi ainda intensificado a partir do Eoceno Inferior-Médio (MOREIRA et al., 2001; MOREIRA e CARMINATTI, 2004; PEREIRA, 1994; ZALÁN e OLIVEIRA, 2005), quando houve um aumento da taxa de aporte siliciclástico fornecida à Bacia de Santos em função da reativação cenozoica da Serra do Mar no domínio continental emerso (CHANG et al., 1990; ZALÁN e OLIVEIRA, 2005). De acordo com Macedo (1990), processos distensivos ocorridos durante o Eoceno podem ser os causadores da reativação da Serra do Mar atual, e de deslocar a drenagem do proto-Rio Paraíba do Sul no Oligoceno, que passou a fornecer os sedimentos mais grossos para a Bacia de Campos. Com a drenagem do Paraíba do Sul desviada para a Bacia de Campos, a porção norte da Bacia de Santos passa a ser uma bacia com pouco aporte sedimentar fazendo com que a borda da plataforma continental eocênica e seus sistemas progracionais migrassem em direção ao continente em cerca de 50 km. As sequências sedimentares depositadas a partir do Eo-eoceno são constituídas por sedimentos bem mais finos que os do Cretáceo Superior, como resultado da captura dos sedimentos mais grossos pelo Rio Paraíba do Sul, que hoje deságua na Bacia de Campos. Esta seria a razão pela qual a sequência terciária da Bacia de Campos é bem mais expressiva que a da Bacia de Santos, o inverso do observado no Cretáceo Superior (MACEDO, 1990; NUNES et al., 2004). De acordo com Modica e Brush (2004), a partir do desvio do Rio Paraíba do sul, a porção central /norte da Bacia de Santos passa a faminta, constituindo uma margem afogada onde a quebra de plataforma migra 50 km na direção do continente. Além disso, no mesmo período de desvio do

rio, ocorre uma grande transgressão marinha que marca o desenvolvimento do chamado Marco Azul na Bacia de Campos.

A evolução de margens sedimentares passivas tem sido foco de inúmeros estudos de análise de bacias visando ao melhor entendimento da relação entre os principais parâmetros condicionantes de sua arquitetura deposicional, tais como: taxas variáveis de subsidência; natureza e configuração das fontes sedimentares, e suas taxas de aporte siliciclástico associadas; os variáveis graus de influência das oscilações climáticas e eustáticas globais sobre o registro estratigráfico. A necessidade de tais estudos se explica pela importância de se determinar, e quantificar, as possíveis configurações de múltiplas formas de interação entre os parâmetros controladores da bacia. A compreensão das formas de interação é requisito essencial para o entendimento de aspectos da evolução estrutural e ambiental das bacias marginais, como por exemplo: as razões que determinam a localização e dimensões de depocentros de interesse econômico; a distribuição de seus tipos litológicos e características sedimentológicas; e o grau de preservação e/ou destruição de determinados intervalos estratigráficos. Contudo, muito frequentemente estudos desta natureza não dispõem de suficientes dados diretos de medição, quantificação de parâmetros geológicos, ou mesmo de datações adequadas, que permitam uma investigação mais robusta de como os parâmetros controladores da evolução geológica das bacias sedimentares interagem entre si.

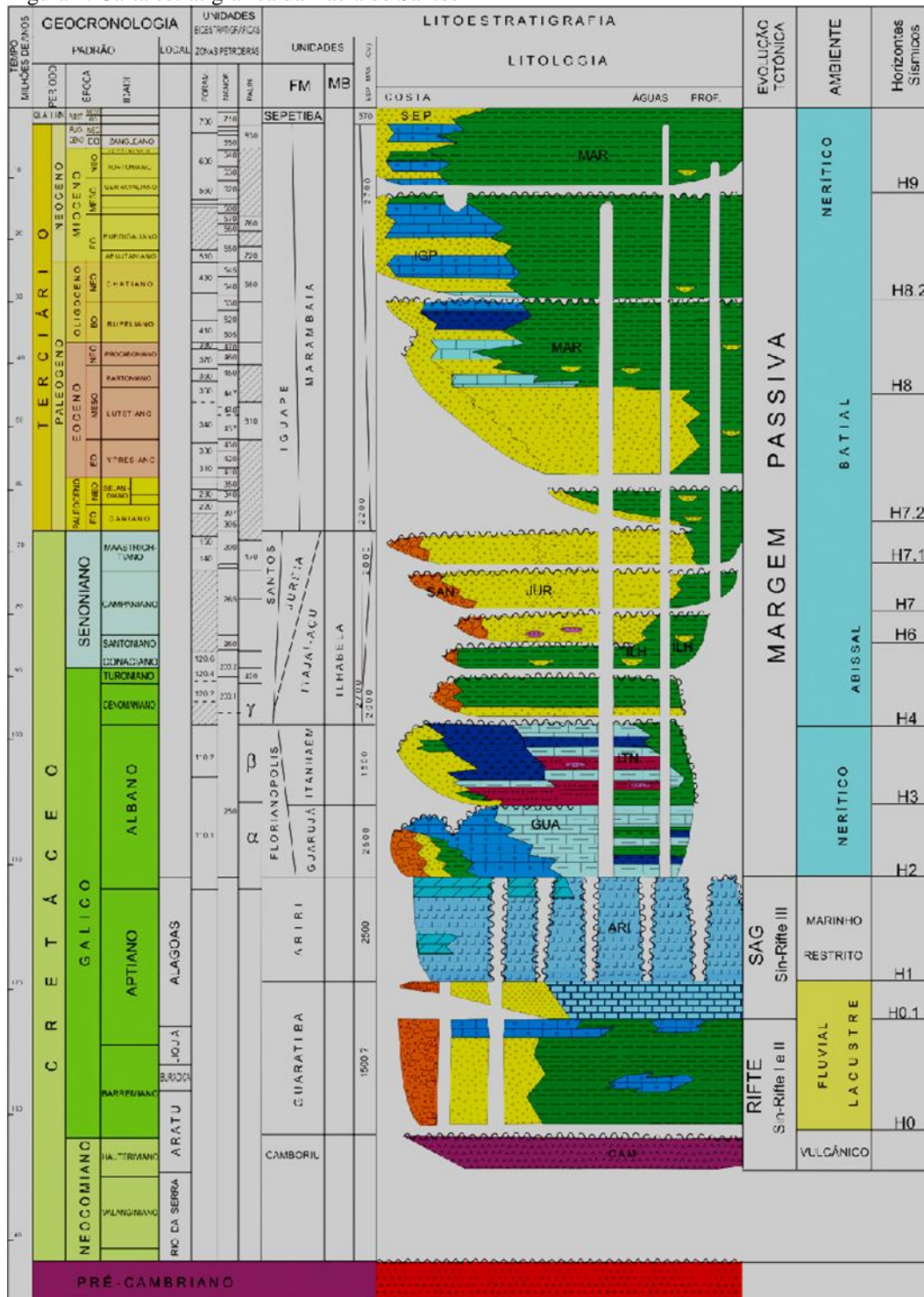
1.1 Evolução tectono-estratigráfica

A acumulação de sedimentos ocorreu inicialmente em condições flúvio-lacustres, passando posteriormente por um estágio de bacia evaporítica e evoluindo para uma bacia de margem passiva (CHANG et al., 2008) (Figura 2).

A supersequência rifte compreende o registro vulcano-sedimentar de idade Hauteriviana a Eo-Aptiana. Inicia-se com o extravasamento de lavas basálticas da Formação Camboriú. Com a evolução do estiramento, os semi-grábens formados foram sendo preenchidos por sedimentos clásticos continentais, representados por conglomerados e arenitos nas porções proximais e pelitos de composição talco-estevensítica e folhelhos escuros ricos em matéria orgânica nas porções distais, pertencentes à Formação Piçarras do Grupo Guaratiba.

Esses sedimentos foram depositados desde o estágio inicial até o estágio de máxima atividade de formação dos semi-grábens, durante o Barremiano (MOREIRA et al., 2007).

Figura 2. Carta estratigráfica da Bacia de Santos



Fonte: CHANg et al., 2008. (modificado de PEREIRA e FEIJÓ, 1994).

Discordantemente, foram depositados os sedimentos pelíticos e carbonáticos da Formação Itapema do Grupo Guaratiba de idade Eo- Aptiana, já no estágio final da formação dos semi-grábens, quando as falhas diminuem a atividade até cessar quase completamente. É

caracterizada pela intercalação de calcirruditos, formados por fragmentos de conchas de pelecípodes (coquinas), e folhelhos escuros, ricos em matéria orgânica (MOREIRA et al., 2007).

Quando as falhas principais do rifteamento haviam cessado sua atividade, ou sofriam raras reativações, toda a bacia rifte iniciou sua subsidência térmica, dando início à deposição da supersequência pós-rifte durante o Aptiano (Andar Alagoas). Em um ambiente transicional, entre continental e marinho raso, bastante estressante, houve a deposição dos sedimentos clásticos/carbonáticos da Formação Barra Velha e dos evaporitos da Formação Ariri, ambas pertencentes ao Grupo Guaratiba (MOREIRA et al., 2007).

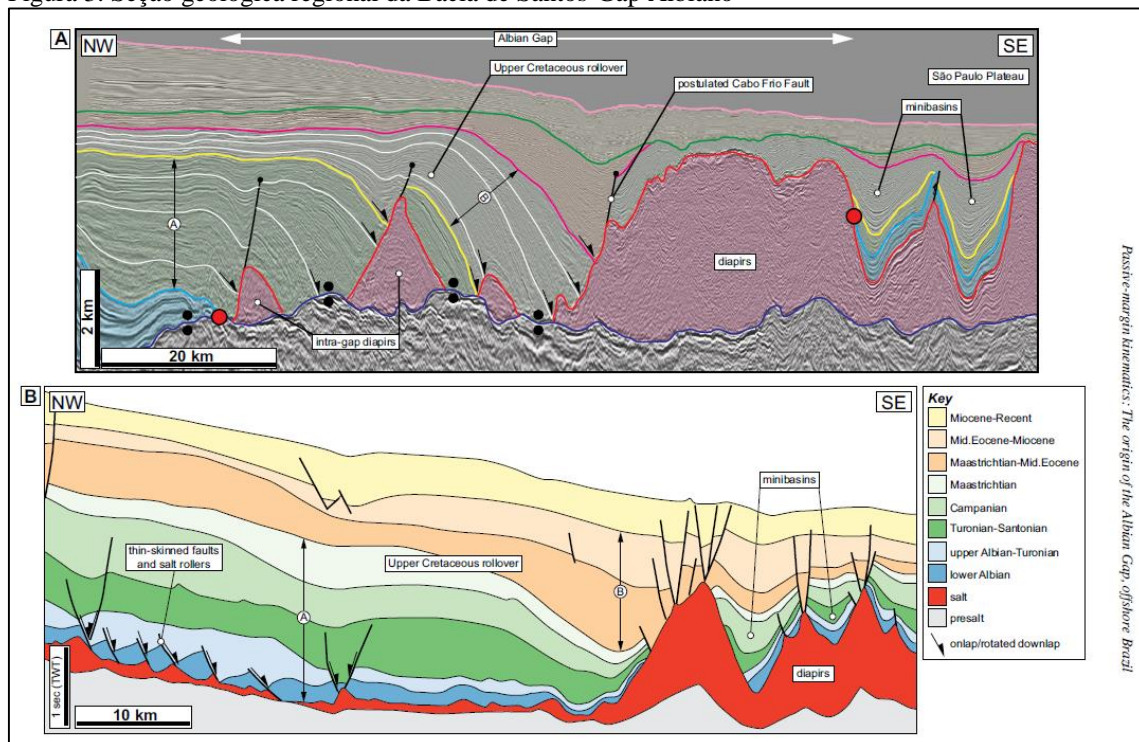
A Formação Barra Velha assenta-se sobre a discordância break-up (MOHRIAK, 2003) ou pré-Alagoas (MOREIRA et al., 2007). É caracterizada por depósitos de águas muito rasas em um lago/mar epicontinental, composta de calcários estromatolíticos, laminitos microbiais, microbiolitos ricos em talco e argilas magnesianas e folhelhos carbonáticos, com ocorrência subordinada de coquinas, e com sedimentos clásticos grossos na porção proximal (MOREIRA et al., 2007). O limite superior da Formação Barra Velha é a base dos evaporitos da Formação Ariri do Grupo Guaratiba, datada de 113 Ma, que marca a passagem de uma sedimentação clástica/carbonática para uma sedimentação evaporítica (MOREIRA et al., 2007).

A expressiva sedimentação evaporítica na Bacia de Santos, que pode apresentar espessuras originais máximas da ordem de 2000 a 2500 m (PEREIRA e MACEDO, 1990), se deu em um ambiente marinho restrito, condicionado pelo alinhamento do Alto de Florianópolis e da Dorsal de São Paulo. Essas estruturas barraram a circulação do oceano Atlântico já coexistente mais a sul na Bacia de Pelotas, que, alinhadas ao clima seco e quente vigente à época, proporcionaram as condições ideais para o desenvolvimento dessa vasta bacia evaporítica (DEMERCIAN, 1996; GARCIA et al., 2012). A Formação Ariri é caracterizada por espessos pacotes de halita, associados a anidrita, calcilitos, folhelhos e margas (PEREIRA e FEIJÓ, 1994), depositados em um intervalo temporal de 0,7 a 1 Ma (DIAS, 1998 apud MOREIRA et al., 2007). A Bacia de Santos é reconhecida por apresentar uma situação geológica particular associada a uma estrutura conhecida como o Gap Albiano (Figura 3), uma zona de até 75km de largura onde a secção albiana está ausente. É interpretada como o resultado da movimentação de uma falha extensional pós-Albiana ou como uma estrutura de sal evacuada em resposta à carga lito estática de sedimentos albianos (JACKSON et al. 2015).

Após a fase evaporítica, teve início a separação efetiva dos continentes, com subsidência termal, formação da Cadeia Meso-Atlântica e entrada definitiva do mar, propiciando o desenvolvimento de uma ampla plataforma carbonática durante o Albiano (MACEDO, 1989).

A Formação Guarujá é composta por calcarenitos oolíticos e bioclásticos, gradando lateralmente para calcilitos e margas, e interdigita-se lateralmente com os clásticos grosseiros proximais da Formação Florianópolis (PEREIRA e FEIJÓ, 1994). Durante a deposição dos carbonatos, tiveram início os processos de escorregamento do sal bacia adentro, correspondendo às primeiras manifestações da deformação halocinética na bacia (PEREIRA et al., 1986) (Figura 3).

Figura 3. Seção geológica regional da Bacia de Santos-Gap Albiano



Fonte: JACKSON et al. (2015).

Duas seqüências de padrão retrogradante se sucederam, levando ao afogamento da plataforma carbonática pelos sedimentos pelágicos do Neo-Albiano ao Meso-Turoniano, em resposta a uma subida relativa do nível do mar (MACEDO, 1989). Do Neo-Albiano ao Eo-Cenomaniano, houve a deposição dos sedimentos clásticos/carbonáticos da Formação Itanhaém, caracterizada por folhelhos e margas de origem marinha, com arenitos intercamadados pertencentes ao Membro Tombo. Esses arenitos são originados por fluxos gravitacionais densos, geralmente encaixados em baixos deposicionais gerados pela tectônica salífera albiana (MOREIRA et al., 2007). O subsequente aprofundamento da bacia resultou na implantação de um ambiente marinho transgressivo até o Meso-Turoniano (MOHRIAK, 2003), representado pelos folhelhos e argilitos escuros da Formação Itajaí-Açu, marcando a maior

ingresso marinha do registro sedimentar, correspondente ao evento anóxico Turoniano (MOREIRA et al., 2007).

Posteriormente essa fase eminentemente transgressiva, que, diferentemente da maioria das bacias marginais brasileiras, perdurou apenas até o Meso-Turoniano (PEREIRA e MACEDO, 1990), ocorreu uma série de eventos fortemente regressivos durante o Senoniano (Neo-Cretáceo), fazendo com que a linha de costa recuasse significativamente mar adentro (PEREIRA et al., 1986). Esses pulsos sedimentares de intensidade ímpar na margem continental brasileira, registrados pelos depósitos do Grupo Frade (Formações Santos/Jureia e Itajaí-Açu e Membro Ilhabela), estão intimamente ligados ao soerguimento da Serra do Mar (PEREIRA et al., 1986; PEREIRA e MACEDO, 1990; MACEDO, 1990; MODICA e BRUSH, 2004). A Serra do Mar foi a principal fonte de sedimentos clásticos para a bacia, conduzindo a uma progradação da plataforma a despeito do alto nível do mar global (MODICA e BRUSH, 2004). Almeida e Carneiro (1998) e Zalán e Oliveira (2005) preferem referir-se a esta feição geomorfológica que existiu no Cretáceo Superior como proto-Serra do Mar ou Serra do Mar Cretácea, respectivamente, considerando que a Serra do Mar propriamente dita surgiu devido a processos tectônicos de movimentação vertical ocorridos no Cenozoico.

A Formação Santos é caracterizada por sedimentos conglomeráticos de leques aluviais, que se interdigitam com os arenitos plataformais a costeiros da Formação Juréia (PEREIRA, 1989), que passam gradualmente a sedimentos pelíticos, siltitos e folhelhos, além de diamictitos e margas da Formação Itajaí-Açu (PEREIRA e FEIJÓ, 1994), depositados nas regiões de plataforma distal, talude e bacia. O Membro Ilhabela ocorre sob a forma de arenitos de fluxos turbidíticos, mostrando-se fortemente canalizados ou na forma de leques pelo desconfinamento do fluxo (MOREIRA et al., 2007).

Sobre a discordância da passagem do Cretáceo para o Paleoceno, apesar da diminuição do aporte sedimentar, foram depositados uma série de pacotes progradacionais, devido à baixa taxa de subsidência térmica (CHANG e KOWSMANN, 1985 apud PEREIRA et al., 1986) e queda generalizada do nível do mar (VAIL et al., 1977). Peixoto (2004) também cita que estudos baseados em traço de fissão em apatitas apontam novos pulsos de soerguimento das Serras do Mar e da Mantiqueira há cerca de 60 Ma.

Essas sequências regressivas se estenderam do Paleoceno Inferior até o limite Eoceno/Oligoceno, compreendendo uma série de pacotes progradacionais a agradacionais para o topo, que deslocaram a quebra da plataforma continental para dezenas de quilômetros além da quebra atual, representando a maior queda na variação relativa do nível do mar durante o Paleogeno. Essas sequências são representadas pelos arenitos plataformais a continentais da

Formação Ponta Aguda nas porções proximais; enquanto nas regiões de plataforma distal, talude e bacia predominam os siltitos e folhelhos, além de diamictitos e margas da Formação Marambaia. Expressivos cânions cortam os sedimentos da Formação Marambaia, sendo preenchidos pelos arenitos resultantes de fluxos turbidíticos densos do Membro Maresias, que ocorrem também intercalados aos sedimentos pelíticos da Formação Marambaia na região batial (MOREIRA et al., 2007).

No Oligoceno Inferior, ocorre uma importante discordância relacionada a uma grande elevação relativa do nível do mar, que propiciou um expressivo recuo da borda da plataforma em relação à sequência anterior. As sequências depositadas sobre essa discordância apresentam padrão progradante, e em posições próximas à quebra da plataforma, ocorrem pela primeira vez os calcarenitos e calcirruditos da Formação Iguape (MOREIRA et al., 2007).

No Mioceno Inferior, as sequências de ordem menor passam a apresentar uma tendência transgressiva, culminando em uma proeminente superfície de inundação no Meso-Mioceno, há cerca de 16 Ma (MOREIRA et al., 2007). Uma queda eustática global em torno de 11 Ma gera outra importante discordância no Mioceno da bacia, relacionada com a formação da capa de gelo do leste da Antártica (PEIXOTO, 2004 apud MOREIRA et al., 2007).

A sedimentação pliocênica e pleistocênica da bacia é representada por arenitos e coquinas da Formação Sepetiba depositados na porção plataformal. Na porção de talude predominam os sedimentos lamosos cortados por cânions preenchidos por sedimentos lamosos ou arenosos. Na porção bacinal predominam as cunhas de diamictitos e lamas de água profunda da Formação Marambaia, e ocorrem intercalados os arenitos turbidíticos do Membro Maresias (MOREIRA et al. 2007). Segundo Peixoto (2004), a cunha progradante que estabelece a posição atual da borda da plataforma encontra-se formada desde o Plioceno.

É possível o reconhecimento de cones vulcânicos e derrames submarinhos em seções sísmicas da bacia, de forma que foram identificados eventos magmáticos no pré-Albiano, Albiano, Santoniano, Maastrichtiano, Paleoceno e no Eoceno (OUREIRO, 2006 apud MOREIRA et al., 2007). As rochas magmáticas extrusivas do Paleoceno e do Eoceno constituem, principalmente, estratovulcões de formato cônico, que apresentam uma sismofácies caótica no seu interior (MOREIRA et al., 2007).

Os principais reservatórios da Bacia de Santos são os carbonatos das formações Itapema e Barra Velha na seção pré-sal, e os reservatórios carbonáticos da Formação Guarujá e os siliciclásticos do Membro Ilhabela na seção pós-sal.

Os reservatórios carbonáticos da Formação Itapema se referem a coquinas depositadas em condições lacustres no topo da seção rifte no Eo-Aptiano. Os reservatórios da Formação

Barra Velha, por sua vez, são constituídos de microbialitos e estromatólitos depositados em condições transicionais no estágio pós-rifte da bacia (PAPATERRA, 2010). Integram o sistema petrolífero Piçarras-Itapema / Barra Velha, responsável, por exemplo, pelas acumulações dos campos de Lula, Sapinhoá, Búzios e área de Libra (ANP, 2013).

Os carbonatos de água rasa da Formação Guarujá constituem um importante reservatório da seção pós-sal na porção sul da Bacia de Santos. Este reservatório é caracterizado por calcarenitos oolíticos, depositados durante a implantação de uma plataforma carbonática ao longo do Albiano. Integra o sistema petrolífero Guaratiba-Guarujá, responsável, por exemplo, pelas acumulações dos campos de Tubarão, Coral, Estrela do Mar e Caravela (CHANG et al., 2008).

O principal reservatório siliciclástico da Bacia de Santos é representado pelos arenitos turbidíticos do Membro Ilhabela, de idade eo-turoniana a eo-santoniana. Os mesmos ocorrem intercalados aos pelitos de água profunda da Formação Itajaí-Açu e concentram-se no eixo central da bacia. Integra o sistema petrolífero Itajaí-Açu-Ilhabela, responsável, por exemplo, pelas acumulações dos campos de Merluza, Uruguá e Tambuatá (CHANG et al., 2008).

Outras unidades litoestratigráficas também constituem reservatórios siliciclásticos na seção pós-sal da bacia, destacando-se os arenitos neocretácicos das formações Santos/Jureia, além dos arenitos turbidíticos eocênicos da Formação Marambaia, que ocorrem principalmente nas porções central e norte da bacia (CHANG et al., 2008).

2 DENUDAÇÃO DA SERRA DO MAR E IMPLICAÇÕES NO CONTROLE DEPOSICIONAL DA BACIA DE SANTOS

2.1 Características gerais sobre a geomorfologia da Serra do Mar

A Serra do Mar estende-se desde o estado de Santa Catarina (SC) até Campos no estado do Rio de Janeiro, representando morfologias escalonadas e escarpadas (Figura 4), que vem sofrendo uma intensa dissecação nos relevos na região sul do estado de São Paulo. Este setor é formado por vales que dissecam ligeiramente, isolando patamares, cujas altitudes decrescem em direção ao litoral. A Serra do Mar foi interpretada como um front dissecado de bloco falhado (RUELLAN, 1944), devido aos padrões de falhamentos escalonados (FREITAS, 1951), o que acabou gerando uma certa dificuldade na reconstituição das superfícies de erosão cíclicas a que este relevo esteve submetido.

Figura 4. Serra do Mar, desenho explicativo



Fonte: MARENT et al., 2012.

Estudos sobre as feições morfológicas do leste brasileiro têm chamado a atenção, devido à ampla variedade e complexidade das paisagens que compõem a porção do relevo do sudeste brasileiro. De acordo com as características morfológicas dos relevos, estas apresentam uma grande variedade de aspectos morfológicos em função da multiplicidade de fenômenos geológicos, estruturais, tectônicos e climáticos em que estes foram submetidos ao longo do

tempo geológico. Vários episódios de aplainamentos sucessivos se baseiam na combinação entre os processos erosivos e de sedimentação, onde parte de suas origens está relacionada a variações entre fenômenos tectônicos e climáticos (MOREIRA, 1965).

Nas últimas décadas os estudos geomorfológicos aprofundaram os conhecimentos sobre as relações entre os processos e as formas, em pequenas escalas e em curto período de tempo. No entanto, foram produzidos poucos trabalhos sobre as relações entre a gênese, a escala e como se processa a funcionalidade do relevo em longos períodos (SUMMERFIELD, 1991).

Os trabalhos pioneiros realizados nas décadas de 40 e 50, sobre os aspectos geomorfológicos no cenário brasileiro em sua maioria tem-se fundamentado nos princípios da teoria Davisiana (teoria do Ciclo Geográfico). Os trabalhos utilizaram a interpretação de sucessivos estágios de evolução do relevo, baseando-se no rebaixamento contínuo e a redução da declividade do terreno. Dentro desta proposta de ciclo evolutivo surgiram terminologias como níveis de erosão, superfícies de aplainamento, peneplanos, peneplanícies, relevo jovem, relevo maduro, relevo senil e rejuvenescimento da paisagem, exemplificando o estágio evolutivo e a morfologia resultante do processo em andamento.

No caso do sudeste brasileiro, as superfícies de aplainamento começaram a ser objeto de estudo a partir dos trabalhos de Moraes Rego em 1932. Em seu trabalho o autor exemplifica a existência de um peneplano pós-cretáceo e pré-pleiocênico, sendo provavelmente eocênico, o qual teve início o ciclo erosivo delineando a rede hidrográfica atual e a escarpa do planalto ocidental.

A partir da década de 1950, a tectônica começa a ser empregada no modelado do relevo com o trabalho realizado por Freitas (1951). O autor procura explicar o relevo da Serra do Mar através da alternância de fases de epirogênese. Neste contexto, Freitas (1951) coloca a existência de três ciclos erosivos, o mais antigo seria correlato à Era Mesozoica, sendo precedido por um soerguimento epirogênico e encerrando-se no Cretáceo, o que gerou um peneplano Cretáceo ou nível B. Após a geração deste peneplano, um novo movimento epirogênico positivo durante o período Terciário, o que provocou a fragmentação do escudo brasileiro em blocos escalonados, muralhas, fossas e vales de afundamento.

Correlato ao pensamento empregado por Freitas (1951), King (1956), em seu ensaio sobre a geomorfologia do Brasil Central, faz uma recapitulação de ciclos erosivos que “reduziram as primitivas paisagens brasileiras à condição de aplainamento intenso ou ondulação suave, em escala que interessou a todo país”. Estes ciclos corresponderiam superfícies que se distribuem em diversos níveis no Brasil, que ainda hoje se manifestam, em graus diversos na configuração do relevo. O autor coloca como elemento fundamental para o

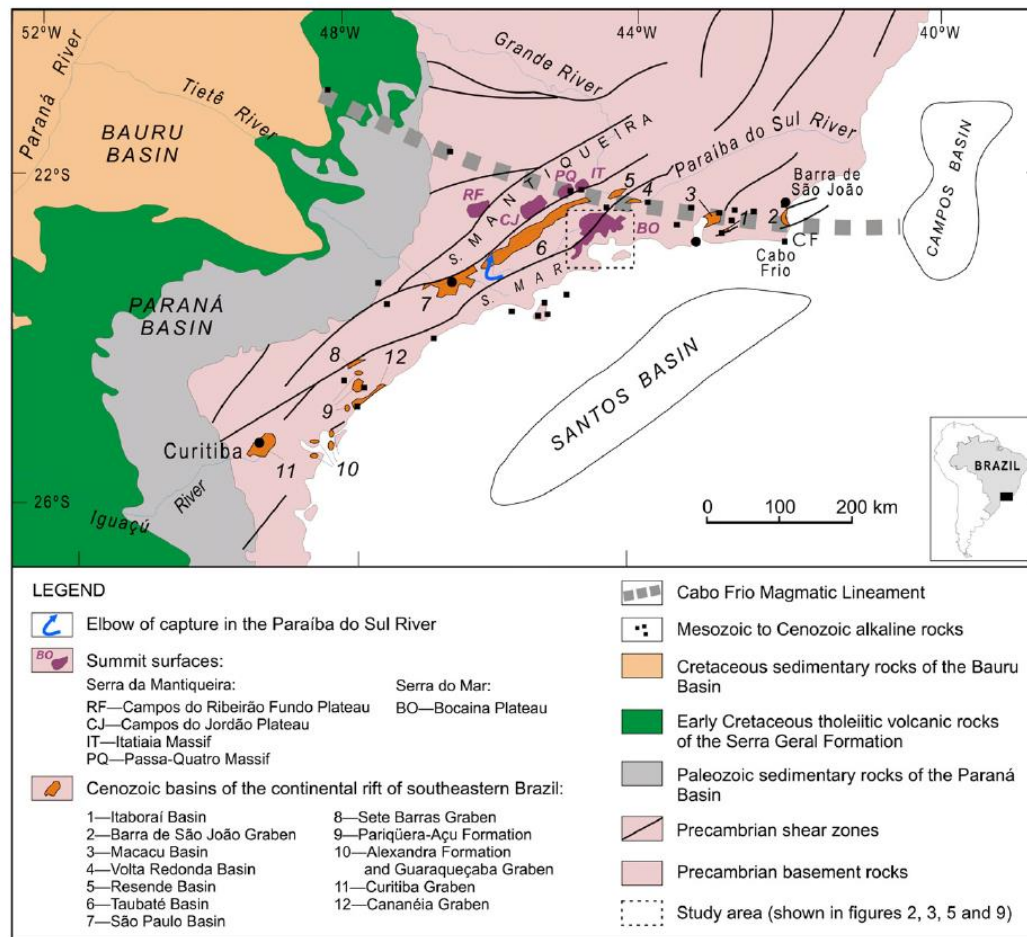
desenvolvimento das morfologias brasileiras as vastas planícies produzidas pela denudação, durante o Cretáceo Inferior e o Terciário Médio, quando estas foram soerguidas, sendo posteriormente reduzida a um planalto dissecado pela erosão policíclica. Contrário às proposições de uma origem tectônica para as interrupções dos ciclos de aplainamentos colocadas por Freitas (1951) e King (1956), Bigarella e Ab' Sáber (1964) colocam que a ciclicidade é baseada principalmente nas alternâncias de fases climáticas. Para estes autores, as superfícies contemporâneas podem desenvolver-se sob a forma de alvéolos, apresentando-se em altitudes variadas, evoluindo na dependência direta das soleiras mantidas pela rede de drenagem.

Segundo Bigarella et al. (1965), estas superfícies contemporâneas não têm o caráter regressivo (remontante), como preconizado por King (1956), pois estas superfícies possuem uma interação sutil entre as profundas mudanças climáticas, deslocamentos de níveis de base locais e levantamentos crustais. Neste caso, os autores referem-se à atuação de dois conjuntos de processos morfogenéticos que atuam no modelado da paisagem. O primeiro conjunto, operante sob clima semi-árido, sendo representado pelos processos de morfogênese mecânica, promovendo uma degradação lateral da topografia. O segundo conjunto opera sob a ação de clima úmido, compreendendo a decomposição química, erosão linear e profunda dissecação da topografia.

A importância do tectonismo influenciando no modelado do relevo é retomada por Almeida (1964), ressaltando a importância dos desnivelamentos dos relevos em decorrência de episódios de tectonismo durante o Cenozoico. Após o soerguimento registrado durante Neocretáceo, um importante ciclo denudacional instalou-se formando a superfície de aplainamento Japi. A idade das superfícies de aplainamentos correlacionadas Japi (ALMEIDA, 1964) e/ou Sul-Americana (KING, 1956) foi inicialmente considerada neocretácea, sem excluir a possibilidade de que tenha continuado a evoluir durante o Cenozoico. Esta superfície erosiva é considerada balizadora do início da sedimentação nas bacias do rift (ALMEIDA, 1976; 1983). Sua presença evidencia uma fase de erosão generalizada, atuante até o limite Cretáceo-Paleoceno (RICCOMINI et al, 2004) (Figura 5), anterior à instalação do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB) (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005). Durante o Eoceno-Oligoceno, período em que se precedeu à formação do SRCSB, esta sofreu desníveis, resultantes da deformação tectônica cenozoica de natureza tafrogênica e movimentos descensionais de bloco situada na plataforma continental da Bacia de Santos e limitada, a leste, por uma falha referenciada como Falha de Santos (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998).

Posteriormente, foi admitida como eocênica, uma vez que teria existido anteriormente à subsidência tectônica do segmento central do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) (RICCOMINI, 1989) e pelo fato de ter nivelado as intrusões alcalinas senonianas (ALMEIDA, 1976, ALMEIDA e CARNEIRO, 1998), particularmente na região do Triângulo Mineiro.

Figura 5. Contexto geológico regional da fenda continental do sudeste do Brasil.



Nota: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development.

Fonte: Hiruma, 2009.

Hadler et al. (2001); Hackspacher et al. (2004 a,b); Tello Saenz et al. (2003b, 2005), Ribeiro (2003), Tello Saenz et al. (2005) enfatizam que a Serra do Mar surgiu no final do Cretáceo por volta de 80Ma, seguido de um soerguimento até o Oligoceno (30Ma), sucedido por um soerguimento tectônico com ascensão das isothermas (soerguimento tectônico) até o Mioceno (20Ma).

Grande parte das características morfológicas da porção continental adjacente às bacias sedimentares na região sudeste brasileira tem seus aspectos físicos relacionados à sua evolução durante as Eras Mesozoica e Cenozoica, marcada pela interação entre os processos tectônicos,

isostáticos e climáticos. Registros sobre a atuação de eventos tectônicos e climáticos, principalmente durante o Cretáceo Superior e o Paleoceno, contribuíram de maneira significativa para a história evolutiva das morfologias que compõem a Serra do Mar.

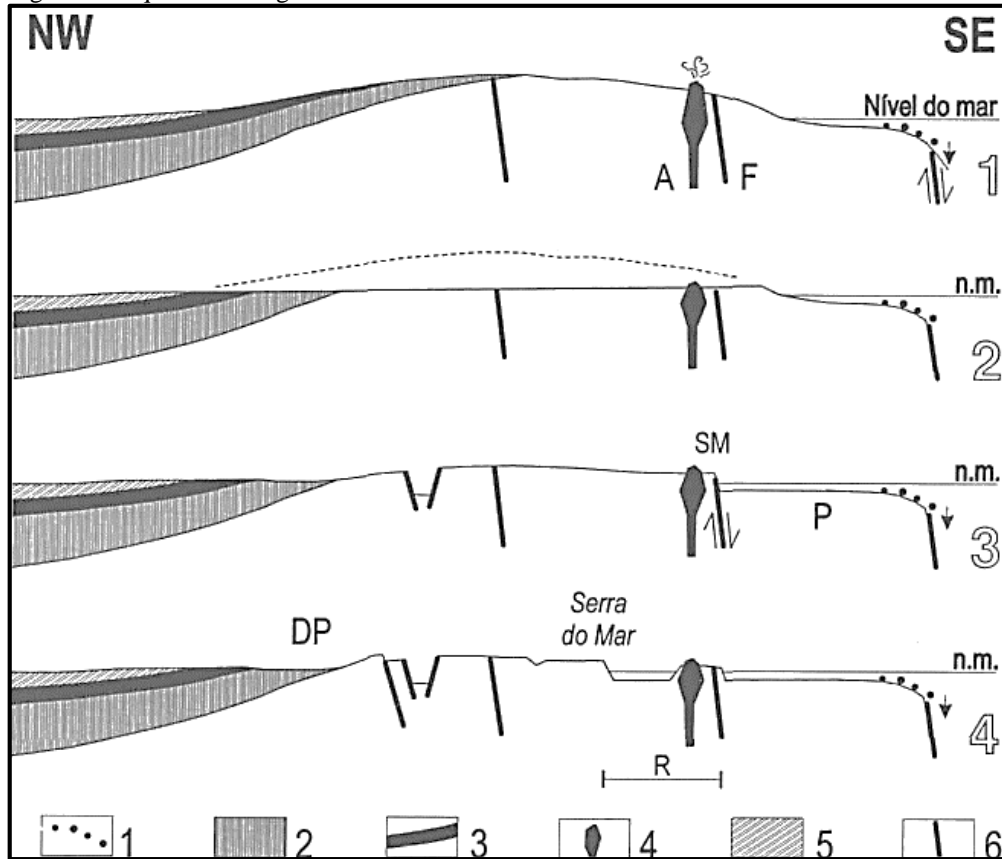
A Serra do Mar é um conjunto de escarpas festonadas de direção geral ENE que se estende por cerca de 1.000 km de extensão, desde o Rio de Janeiro até o norte de Santa Catarina. Constitui a borda do Planalto Atlântico no trecho voltado para a Bacia de Santos. No Rio de Janeiro, apresenta-se como uma montanha constituída por bloco de falhas inclinado para norte-noroeste em direção ao rio Paraíba do Sul, com vertentes abruptas voltadas para a Baixada Fluminense, a sul; em São Paulo, impõe-se como típica borda de planalto, com altitudes de 800 a 1.200 m; no Paraná, configura uma cadeia de montanhas com elevações de até 1.800 m; e no norte de Santa Catarina, é encontrada na forma de cordões de serras paralelas e montanhas isoladas (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998).

A contribuição dos processos atuantes na configuração geomorfológica do sudeste brasileiro durante o período Cretáceo Superior e o Paleoceno tem sido amplamente descrita na literatura desde a década de 1930 por Moraes Rego (1932), ao ressaltar a formação de um peneplano pós-Cretáceo na porção que descreve a Serra do Mar ou através da alternância de fases do soerguimento após o Cretáceo Superior como postulado por Freitas (1951) e King (1956), respectivamente. A partir da década de 1970, os trabalhos realizados ao longo da Serra do Mar enfatizaram a importância na correlação dos eventos tectônicos na porção emersa, contribuindo nos estudos sobre o padrão de sedimentação nas bacias sedimentares marginais (ALMEIDA, 1976; HASUI et al., 1978; ASMUS e FERRARI, 1978). Entretanto, diversos aspectos relacionados ao período em que os planaltos que compõem a Serra do Mar foram originados permaneceram controversos. Nos trabalhos apresentados por Gallagher et al. (1994, 1995), utilizando a análise de traços de fissão em apatitas (ATFA), foram atribuídas idades pertencentes a três conjuntos, o primeiro relacionado às idades pré-rift (mais antigas que 200 Ma), o segundo relacionado às idades rifts entre (200-100 Ma) e o terceiro correlacionado às idades pós-rift (100-50 Ma), embora o período de rifteamento ativo não passou dos últimos 100 Ma, descartando desta maneira a influência dos processos tectônicos durante o Paleogeno que culminaram com a formação dos rifts cenozoicos do sudeste brasileiro. Dentro da concepção colocada por Gallagher et al. (1994, 1995), o modelo de evolução de relevo estabelecido foi associado ao recuo paralelo de escarpas e rebaixamento do relevo ao longo de toda sua história evolutiva.

Almeida e Carneiro (1998) definem no Paleoceno a origem dos sistemas montanhosos subparalelos que compõe a Serra do Mar. A evolução de tais feições ímpares da borda atlântica

do continente tem despertado questões controversas, e a resolução é sobretudo balizada pela idade das superfícies de erosão do Japi e outras mais novas, cujos indícios são encontrados no Planalto Atlântico. O estudo é dificultado pelo pequeno volume de levantamentos em escala de detalhe ao longo desses domínios escarpados, muitas vezes de difícil acesso e recobertos por densa vegetação. Entretanto, os conhecimentos atuais permitem admitir que, durante o Terciário, a evolução do relevo regional tenha afetado grande parte dos registros sincrônicos da Bacia de Santos, restando muitas evidências e provas de que as escarpas da Serra do Mar desenvolveram-se bem mais a leste que a posição geográfica atual. A mudança de posição, hipótese defendida neste trabalho, é principalmente devida ao recuo erosivo diferencial condicionado pelas estruturas e unidades litológicas pré-cambrianas. O importante evento tectônico iniciado no Paleoceno, que causou a deformação por flexuras e falhamentos da superfície Japi dando origem às bacias tafrogênicas do sudeste e a Serra da Mantiqueira, supomos que também tenha feito surgir a Serra do Mar na área da atual plataforma continental, (Figura 6), Estágios: 1. Soerguimento senoniano erodido, causando deposição nas bacias de Santos e do Paraná. Depósitos da Formação Santos indicados na primeira e do Grupo Bauru na segunda. Vulcanismo alcalino (A); Falha de Santos (F). 2. Desenvolvimento da superfície de aplainamento Japi no final do Senoniano. 3. Deformação da Superfície Japi no Paleoceno. Surge a Serra do Mar (SM) na Falha de Santos (F), o sistema de grábens continentais e começa a se desenvolver, na costa, a plataforma continental (P). 4. Recuo erosivo (R) da Serra do Mar para sua posição atual. A posição esquemática da Depressão Periférica e indicada (DP). Intrusões alcalinas sustentam ilhas. Convenções: 1. Depósitos da Fm. Santos, 2. Cobertura fanerozóica sotoposta ao basalto Serra Geral, 3. Formação Serra Geral, 4. Corpos alcalinos, 5. Grupo Bauru, 6. Falhas por soerguimento do bloco ocidental da Falha de Santos e abatimento do oriental, que se cobriu com sedimentos marinhos cenozoicos. Sugerimos que no decorrer de três a quatro dezenas de milhões de anos a erosão tenha feito recuar as encostas da serra até sua posição atual. Almeida e Carneiro (1998) forneceram evidências geológicas que, no final do Cretáceo, o sudeste brasileiro apresentava o escudo cristalino estendido para o leste na atual plataforma continental interna. O escudo se estendeu até a borda da Bacia de Santos, uma bacia sedimentar offshore agora preenchida com cerca de 13.000 m de sedimentos, o mais antigo dos quais data de volta ao Cretáceo Superior (100 Ma). Esta sequência sedimentar do final do Cretáceo da Bacia de Santos é a contrapartida da sequência de mesma idade encontrada no grupo Bauru (Bacia do Paraná), e ambas representam o ciclo de desnudamento erosivo do escudo cristalino brasileiro ocorrido ao longo da margem oriental do continente daquele período até o presente.

Figura 6. Esquema da origem e recuo erosivo da Serra do Mar



Nota: Na região entre a Bacia do Paraná, no continente, e a Bacia de Santos, a sudeste.
 Fonte: Almeida, F. F. M. & Carneiro, C. D. R. 1998.

Entre as implicações mais importantes para a biogeografia da biota continental aquática resultante do evento do Atlântico Sul destaca-se a paleodrenagem tectonicamente imposta do escudo cristalino brasileiro. De acordo com o modelo descrito por Cox (1989), as plumas do manto superior criaram um arco de deformação com centenas de quilômetros de largura durante a fase de ruptura que impôs um padrão de drenagem característico, com rios saindo do centro do mega domo. Este processo supostamente atuou em várias porções das margens continentais da África e da América do Sul, dando origem a seis mega domos principais (POTTER, 1997). Os padrões de drenagem criados por essas áreas de elevação ainda são evidentes, como mostrado na Fig. 3. De todos os principais rios da América do Sul, o Paraná parece ter o ajuste mais perfeito para essas estruturas (POTTER, 1997); no entanto, este padrão tectônico também é evidente nas cabeceiras e foz do rio São Francisco (Fig. 3). Além daqueles rios que evoluíram ao longo da borda dessas deformações, a reativação mesozoica resultou em padrões de drenagem nos quais os sistemas fluviais desenvolveram longas e tortuosas rotas sobre o antigo escudo cristalino brasileiro antes de descarregar no Oceano Atlântico (POTTER, 1997).

Com o fim da reativação e com a separação completa do Gondwana, se inicia a história independente dos rios da face atlântica da América do Sul. Esses rios formam uma série de bacias hidrográficas isoladas conhecidas como Drenagens Costeiras do Leste do Brasil, com os principais sistemas hidrográficos sendo os rios Paraguaçu, Contas, Jequitinhonha, Doce, Paraíba do Sul, Ribeira de Iguape, Itajaí e Jacuí (Fig. 4). Estas, juntamente com várias outras bacias menores isoladas, são separadas pelas paisagens montanhosas e escarpadas da margem oriental do escudo cristalino brasileiro. Ao longo da margem costeira oriental da América do Sul, a história pós-cretácea do segmento sudeste do continente, no sudeste do Brasil, é mais bem compreendida. De acordo com Cobbold et al. (2001), a margem obliquamente raiada do sudeste do Brasil é caracterizada por um contexto tectônico que contrasta com a visão tradicional em que a margem Atlântica do Brasil é uma margem passiva. Esses autores interpretam a reativação do final do Cretáceo e do Cenozoico de estruturas mais antigas, atribuindo-as ao efeito combinado do estresse de campo distante (relacionado à elevação andina) e atividade de hot-spot (o Ponto quente de Trindade). Muitos eventos sísmicos são relatados no sudeste do Brasil relacionados às regiões vizinhas. Padrões de topografia e drenagens fornecem evidências de levantamento recente, falhas em blocos e captura do rio, todos os quais são sintomáticos de tectônica ativa. No interior, a crosta da região parece ser mais espessa do que o normal e decididamente mais espessa do que o esperado para uma margem que sofreu rifteamento, provavelmente devido ao encurtamento cenozoico originado da ação de tensões compressivas continentais. A litosfera do sudeste do Brasil é relativamente fraca em relação às áreas cratônicas adjacentes, e os pontos fracos provavelmente explicam por que esta região é sísmicamente ativa e sujeita a deformações. As intrusões alcalinas da idade do Cretáceo Tardio-Paleogeno são relativamente comuns e relacionadas à atividade de pontos quentes ou reativação de falha.

Evidências geológicas onshore e offshore levam à conclusão de que a margem sudeste do Brasil foi reativada em três fases principais e separadas por intervalos mais quiescentes que coincidem com as fases Peruana (90-75 Ma), Incaica (50-40 Ma) e Quechuana (25-0 Ma) da orogenia andina, que ocorreram durante períodos de convergência relativamente rápida no Margem andina da América do Sul. Além disso, a cinemática de deformação cenozoica no sudeste do Brasil é compatível com a mudança de direção de convergência na região da margem andina, que era altamente oblíqua no Paleogeno e muito menos no Neogeno (COBBOLD et al., 2001).

Contrários a este modelo evolutivo, os trabalhos utilizando Análise por Traços de Fissão em Apatitas (Apatite Fission Track Analysis, AFTA®) apresentados por Hackspacher et al.

(2004, 2003, 2006) retratam a evolução dos planaltos que compõem a margem passiva brasileira em dois períodos distintos: o primeiro há 130 Ma, representado pela Serra da Mantiqueira associado aos processos de rifteamento que culminaram com a abertura do Atlântico Sul, e o segundo de 80-50Ma, formado pelo conjunto de planaltos que constituem a Serra do Mar, associado aos processos de soerguimento durante o Cretáceo Superior, precedido pelo desnivelamento das morfologias da paleo-Serra do Mar durante o Paleogeno. Segundo Hackspacher et al. (2006), os dados de traços de fissão em apatitas não permitem a modelagem de um processo erosivo simples a partir de um planalto soerguido durante a abertura do Atlântico Sul devido às incompatibilidades existentes entre as idades de traços de fissão em apatitas e os valores denudacionais esperados em modelagens que considerem apenas os processos erosivos.

A aplicação da análise de traços de fissão em apatitas (ATFA) na porção sudeste da margem passiva brasileira tem abordado detalhadamente a problemática sobre a evolução tectono-denudacional do Cenozoico no sudeste brasileiro, o que tem levantado questões sobre a necessidade de se reavaliar os processos extensionais no limite Cretáceo Superior-Paleoceno nas áreas cristalinas (HACKSPACHER et al. 2006). Para documentar os eventos tectônicos e erosivos são necessários a implementação de termocronômetros de baixa temperatura e análises geomorfológicas que forneçam informações específicas sobre as variações denudacionais da paisagem no decorrer dos períodos geológicos.

O resultado de dois termocronômetros de baixa temperatura constatou que a formação das morfologias que compõem a Serra do Mar ocorreu em função do rebaixamento do nível de base regional, o que ocasionou o resfriamento simultâneo destes diferentes termocronômetros no mesmo período. O primeiro período no Cretáceo Superior e o segundo no Paleoceno. O primeiro evento de soerguimento tectônico regional durante o Cretáceo Superior ocasionou a exumação e formação das morfologias que compõem a Serra do Mar, o segundo evento de soerguimento tectônico, com idade do Paleoceno, foi responsável pelo desnivelamento e fragmentação dos níveis de paleosuperfícies que até então nivelavam os relevos da Serra do Mar durante o início do Paleogeno.

Na porção continental adjacente à Bacia de Santos encontra-se uma das mais importantes feições orográficas da borda atlântica do continente sul-americano: as serras do Mar e da Mantiqueira (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998). A presença desse sistema de montanhas revela que a região sudeste do Brasil não se constituiu em uma típica margem passiva tal como preconizada a visão clássica da Teoria da Tectônica de Placas (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005).

Zalán e Oliveira (2005) também reconhecem dois episódios de soerguimento do embasamento. Estudos de traços de fissão em apatita apontam para um importante soerguimento entre 85-65 Ma (TELLO SAENZ et al., 2003), e para um outro com início datado imprecisamente como pós-60 Ma (TELLO SAENZ et al., 2003) e clímax no Eoceno-Oligoceno (HACKSPACHER et al., 2003). Influxos anômalos de sedimentos e a ocorrência de turbiditos na Bacia de Santos corroboram com as idades obtidas para os dois pulsos de soerguimento: volumosos depósitos clásticos grossos proximais (Formação Santos), clásticos médios-finos plataformais (Formação Juréia) e turbiditos (Membro Ihabela, Formação Itajaí-Açu) ocorrem do Santoniano ao Maastrichtiano; pulsos de turbiditos arenosos são retomados timidamente no Neopaleoceno/Eoceno, e de maneira notável no Mesoeoceno (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005).

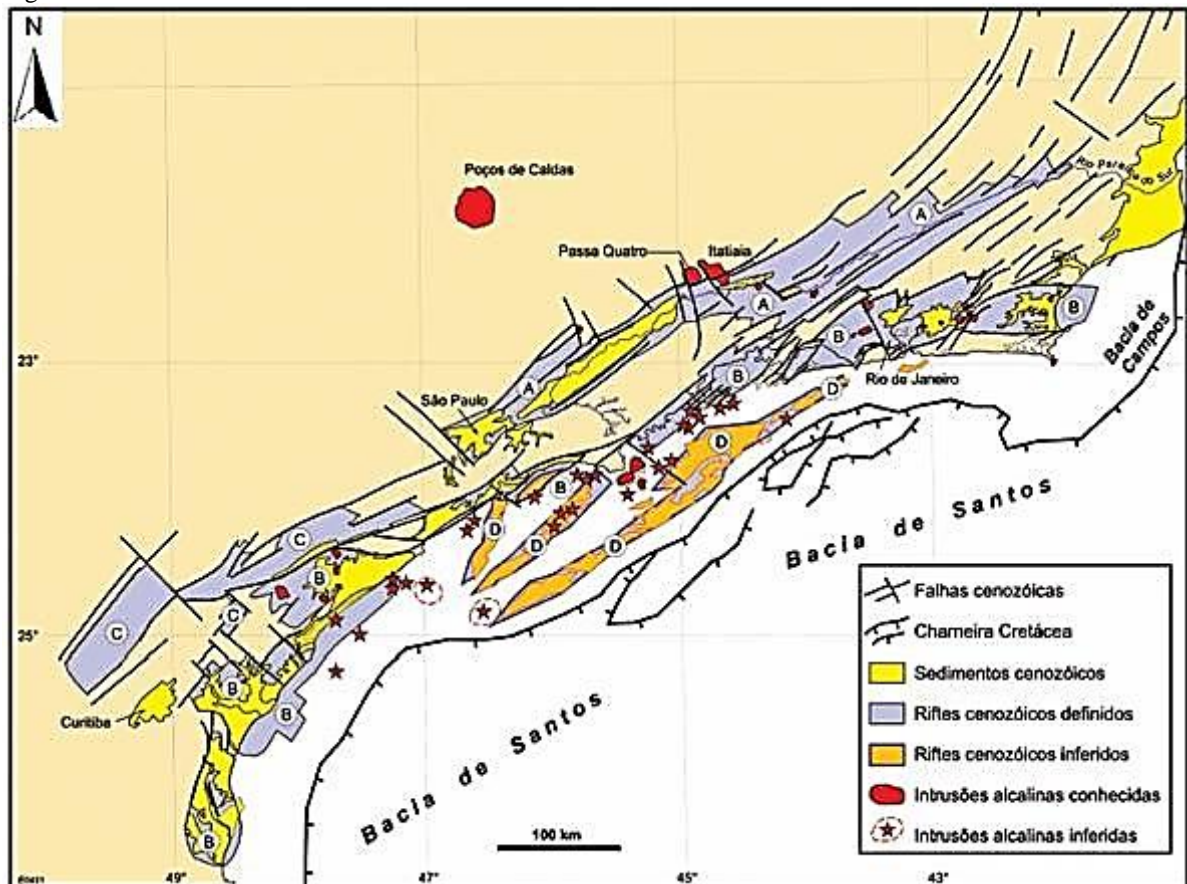
O primeiro soerguimento foi de natureza epirogenética, envolvendo amplas regiões do embasamento e das bacias, gerando um megaplanalto amplo e coeso, denominado Serra do Mar Cretácea, cujo limite oriental coincide com a atual linha de charneira das bacias de Santos e Campos. Seus pulsos iniciais se deram no Coniaciano (89,5-88 Ma), e seu clímax durante o Santoniano-Maastrichtiano (85-65 Ma). Seu final coincide com o desenvolvimento da Superfície de Aplainamento Japi, no limite Cretáceo/Terciário (65 Ma), que nivelou o planalto em torno de 2000 m em relação ao nível do mar atual. A crosta continental foi soerguida de maneira maciça e uniforme, sem quebramentos, provavelmente em resposta à passagem de leste para oeste da crosta continental da Placa Sul-americana sobre uma anomalia térmica do manto (hot spot de Trindade), o que é corroborado pelas intrusões/diques alcalinos datados em 82-52 Ma (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005) (Figura 7).

O segundo soerguimento não foi de natureza ascensional, mas sim de colapso por instabilidade gravitacional, uma vez que a Serra do Mar Cretácea constituía um imenso planalto com flanco leste abrupto com um grande desnível em relação à Bacia de Santos, esta progressivamente subsidente. O megaplanalto começou a rachar e colapsar localmente no final do Paleoceno e mais abrangentemente no início do Eoceno. O clímax do colapso gravitacional deu-se no Mesoeoceno (48,6 – 40,4 Ma), e o colapso continuou ao longo do Neoceno/Oligoceno/Eoceno. O abatimento de blocos no interior do megaplanalto falhado ocorreu em faixas lineares de direção NE-SW, escalonadas à direita, indicando distensão levemente oblíqua, sinistrógira. As falhas delimitantes e as falhas transversais segmentadoras dos riftes são quase todas nucleadas em antigas zonas de cisalhamento do Ciclo Brasileiro (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005).

Alves (1981) indica a existência de um proeminente falhamento normal, a Falha de Santos, entre a Charneira de Santos e a linha de costa. Almeida e Carneiro (1998) sugerem que

a atual Serra do Mar tenha surgido na Falha de Santos como resultado de abatimentos do planalto durante o evento tectônico iniciado no Paleoceno. Zalán e Oliveira (2005) não encontraram sinais da existência da Falha de Santos nos mapas de métodos potenciais.

Figura 7. Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil



Nota: Paraíba do Sul; (B) Litorâneo; (C) Ribeira e (D) Marítimo.
Fonte: Zalan, Oliveira, 2005.

O rebate elástico atuante nos blocos que não colapsaram devido ao alívio de carga provocado pelo escorregamento dos grábens, deve ter sido suficiente para soerguê-los em centenas de metros, elevando a Superfície de Aplainamento Japi para altitudes acima de 2.000 m (planaltos atuais). A geração de intenso relevo vertical por abatimento seletivo de blocos criando grábens e ombreiras rejuvenesceu a área-fonte de sedimentos para as bacias adjacentes, havendo um conseqüente aumento da carga de sedimentos clásticos transportados pelas drenagens que fluíam do interior dos riftes em direção às bacias de Santos e Campos (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005).

Uma série de grábens de idade cenozoica desenvolveram-se subparalelamente a Serra do Mar no evento de colapso do megaplanalto, ocorrendo desde o Paraná até o norte do Rio de Janeiro, coincidindo totalmente com a extensão da Serra do Mar e, em parte, com a da Serra da

Mantiqueira. Serras menores, com orientações paralelas a estas (ex.: Serra da Carioca, RJ), também fazem parte deste conjunto. Zalán e Oliveira (2005) denominam essa associação de serras com vales tectônicos intervenientes e suas extensões na plataforma continental das bacias de Santos/Campos (até às suas charneiras) de Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil.

Zalán e Oliveira (2005) definiram quatro grandes riftes ou corredores de grábens: Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo (Figura 6). O Rifte do Paraíba do Sul, que encaixa completamente o curso do rio homônimo, engloba de oeste para leste os grábens de São Paulo, Taubaté, Resende-Volta Redonda e do Baixo Paraíba do Sul. O Rifte Litorâneo engloba, de leste para oeste, os grábens da Barra de São João, Guanabara, Ubatuba, Santos, Ribeira do Iguape, Cananéia e Paranaguá. O Gráben da Guanabara é subdividido nos sub-grábens da Baía, Guandu-Sepetiba e Paraty; separados por um divisor de águas (Zona de Transferência Tinguá-Tijuca) e pela região rica em ilhas que separa as baías de Sepetiba e da Ilha Grande (Zona de Acomodação de Ilha Grande-Sepetiba) (Figura 6). O Rifte do Ribeira engloba os grábens de Sete Barras e Alto Ribeira, enquanto o Rifte Marítimo contém rombo-grábens sugeridos na plataforma continental da Bacia de Santos.

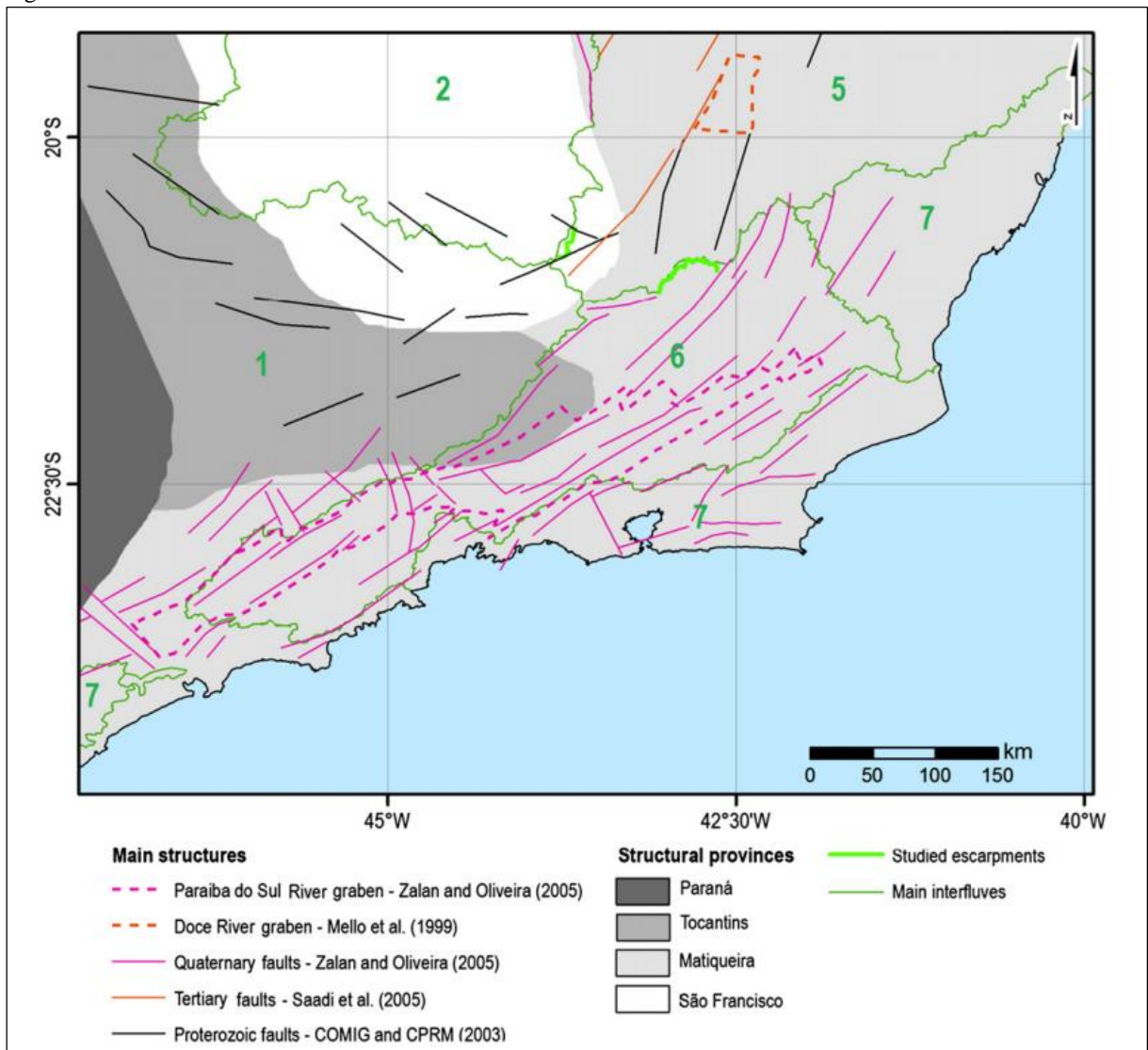
Segundo Zalán e Oliveira (2005), o Rifte Litorâneo, como por exemplo a drenagem do Rio Guandu no Gráben da Guanabara, foi o provável alimentador das areias mesoecênicas da Bacia de Santos, portadoras de grandes acumulações de óleo pesado (Figura 6). A maior quantidade de areias mesoecênicas a miocênicas na Bacia de Campos em relação à Bacia de Santos se deve possivelmente à maior área de rifte drenado pelo Rio Paraíba do Sul em comparação com a área emersa do Rifte Litorâneo e às maiores altitudes das bordas do Rifte do Paraíba do Sul.

Franco-Magalhaes et al. (2010), por sua vez, enfocam sua investigação da evolução dos riftes na margem continental passiva, baseada na termocronologia de baixa temperatura, em dados de traços de fissão de apatita, que refletem a forte influência da evolução da deriva do Atlântico Sul na área de estudo.

Além disso, a reativação de zonas de transferência onshore no Mioceno é exibida pela variação nas idades dos traços de fissão da apatita para o NE e SW da falha de tendência de NW-SE zonas. A reativação da margem sudeste brasileira desde o estágio inicial de separação, como também evidenciado por estudos termocronológicos, poderia ser descrita em três fases principais. Estruturas do Cretáceo Inferior e mais antigas (Neoproterozoico principalmente) na margem raiada foram reativadas durante o Cretáceo Superior e Paleogeno como uma resposta

de anomalia térmica induzida pelo hot spot de Trindade desde este tempo, como também evidenciado em outras áreas do SE do Brasil.

Figura 8. Províncias estruturais do sudeste do Brasil



Nota: Mostrando o graben do rio Doce, o graben do rio Paraíba do Sul, principais falhas, interflúvios principais e escarpas estudadas

Fonte: Mello et al., 1999; COMIG e CPRM, 2003; Saadi et al., 2005; Zalán e Oliveira, 2005.

O alívio gradual do leste do Brasil é uma consequência de longo prazo de três episódios de tectônicas distensivas: (1) O primeiro episódio começou com o desenvolvimento da margem continental passiva após a divisão do Gondwana. (2) A seguir, o Sistema de Rift Cenozoico do Sudeste do Brasil (ALMEIDA et al., 1981; RICCOMINI, 1989) desenvolvido a partir de tectônica distensiva no período Terciário. (3) Finalmente, tectônica distensiva quaternária ocorreu no meio da Bacia do Rio Doce (MELLO et al., 1999; RICCOMINI e ASSUMPÇÃO, 1999; SAADI et al., 2005). Além disso, esta região experimentou elevação regional não

orogênica desde o início do período Terciário, reativando falhas terciárias e quaternárias (RICCOMINI e ASSUMPÇÃO, 1999; SAADI et al., 2005). A bacia do rio Paraíba do Sul drena o nível inferior, a bacia do rio Doce drena o nível intermediário e as cabeceiras das bacias dos rios Paraná e São Francisco drenam o nível superior. As duas últimas bacias hidrográficas e as províncias estruturais do São Francisco e do Paraná são divididas pelo Arco do Alto Paranaíba (BRITO NEVES, 2003), apesar de estar na mesma região morfoclimática, ou seja, úmido tropical (BÜDEL, 1982; THOMAS, 1994).

2.2 Fatores na alta taxa da denudação da Serra do Mar no Paleoceno.

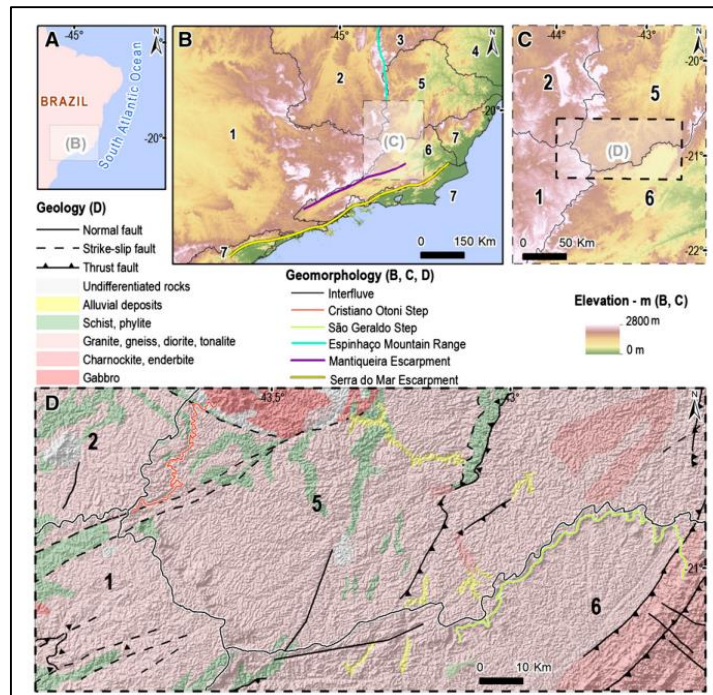
A maioria dos trabalhos realizados sobre a gênese e compartimentação das superfícies de aplainamento no Brasil oriental foram concebidas por meio do isolamento dos fatores (tectônicos e climáticos) que determinam a dinâmica e a evolução do relevo. Neste caso, a resposta sobre qual mecanismo é responsável pela elaboração e fragmentação de uma superfície erosiva acaba tornando-se muito difícil de identificá-lo. Uma probabilidade muito forte que se tem a respeito sobre este tema tão controverso é a associação dos períodos de instabilidade crustal registrados nesta parte da plataforma continental do sudeste do Brasil, principalmente durante o final do Cretáceo e início do Paleogeno, atuando como força motriz capaz de afetar profundamente a estrutura e os processos vinculados a este sistema que até então se encontrava em equilíbrio, propiciando a geração de morfologias com características particulares.

O relevo topográfico no sudeste do Brasil consiste em uma sequência de superfícies escalonadas que se formaram após a fragmentação do Gondwana durante os pulsos tectônicos do Cretáceo, Terciário e Quaternário. Para entender a evolução em termos de denudação da Serra do mar é importante iniciar-se com o entendimento das escarpas e a relação com a denudação. Poderíamos olhar a serra do Mar como uma escarpa, considerando-se escarpas como encostas altas e íngremes de comprimento considerável que separam as terras altas das terras baixas. As taxas de denudação de escarpas a longo prazo dependem de estruturas geológicas, tectônicas, clima e tempo (SUMMERFIELD, 1991; RIEBE et al., 2000; MATMON et al., 2003; GOUDIE, 2004; HUGGETT, 2007). Vários métodos são comumente aplicados para avaliar as taxas dos processos que controlam a evolução de curto e longo prazo das escarpas, incluindo termocronologia (por exemplo, COCKBURN et al., 2000; PERSANO et al., 2002; HACKSPACHER et al., 2004; BALESTRIERI et al., 2005; GUNNELL et al., 2007;

HIRUMA et al., 2010) e medição de concentrações de nuclídeos cosmogênicos (por exemplo, FLEMING et al., 1999; VAN DER WATEREN e DUNAI, 2001; HEIMSATH et al., 2006; HUMPHREYS et al., 2006; BURKE et al., 2009). A correlação com características geomórficas de escarpas também é usada como um método para avaliar a evolução da escarpa (por exemplo, MATMON et al., 2002; MOORE e BLENKINSOP, 2006; OLIVEIRA e QUEIROZ NETO, 2007; PRINCIPE et al., 2011).

As concentrações de nucleídeos cosmogênicos são amplamente aplicadas em estudos que incidem na compreensão do desnudamento das escarpas a nível global medindo as taxas de denudação de sedimentos fluviais, perfis de solo e afloramentos rochosos. Este método é aplicado a estudar várias escarpas, por exemplo, a escarpa de Drakensberg em sudeste da África (FLEMING et al., 1999; COCKBURN et al., 2000; VAN DER BEEK et al., 2002; CHARDON et al., 2006; MOORE e BLENKINSOP, 2006; BEAUVAIS et al., 2008), a Grande Escarpa no sudeste da Austrália (SEIDL et al., 1996; PERSANO et al., 2002; HEIMSATH et al., 2006; HUMPHREYS et al., 2006; BURKE et al., 2009) e a escarpa Blue Ridge no leste da América do Norte (por exemplo, HANCOCK e KIRWAN, 2007; SULLIVAN et al., 2007). Von Blanckenburg (2005) estudou amplamente o desnudamento individual de escarpas como recuo e desgaste e no controle geomórfico em suas taxas de denudação. Estudos anteriores demonstram que algumas escarpas ao redor do globo apresentam baixas taxas de denudação e mostram que tais taxas são desacopladas dos parâmetros geomórficos (FLEMING et al., 1999; COCKBURN et al., 2000; RIEBE et al., 2000; MATMON et al., 2002; VAN DER BEEK et al., 2002; VON BLANCKENBURG, 2005; HEIMSATH et al., 2006). Outros estudos verificaram que a forte dependência de taxas de denudação é consequência do reajuste da paisagem pela elevação tectonicamente dirigida ou mudança de nível de base, conforme discutido por von Blanckenburg (2005). Neste último caso, morfogênese é controlada pela diferença no potencial erosivo para a frente e as taxas de desnudação das escarpas são superiores às das terras altas (por exemplo, BIERMAN e CAFFEE, 2001; PERSANO et al., 2002; HEIMSATH et al., 2006; VANACKER et al., 2007; BURKE et al., 2009). (Figura 9).

Figura 9. Características morfológicas



Legenda: (A) A localização da área de estudo no sudeste do Brasil; (B) uma imagem SRTM retratando o relevo do sudeste do Brasil. Incluindo as principais características morfológicas e o rio bacias: (1) Rio Paraná, (2) Rio São Francisco, (3) Rio Jequitinhonha, (4) Rio São Matheus, (5) Rio Doce, (6) Rio Paraíba do Sul, (7) Rios costeiros; (C) localização do escarpas desnudacionais estudadas; (D) um mapa geológico.

Fonte COMIG e CPRM, 2003.

2.2.1 Mudanças climáticas

Mudanças climáticas, sejam elas globais, como as causadas por eventos planetários, ou regionais, como aquelas associadas à elevação tectônica, têm profunda influência na sedimentação das rochas, constituindo-se em parte fundamental no entendimento do tipo de sedimentação, da velocidade de sedimentação, da geomorfologia e do tipo de rocha.

O Cenozoico é marcado por grandes mudanças climáticas da Terra. No decorrer do Cenozoico são observadas tendências graduais de aquecimentos e resfriamentos do clima global terrestre conduzidas por processos tectônicos de escala temporal de 100 Ka a 10 Ma, por ciclos periódicos conduzidos por processos orbitais de ciclicidade de 10 Ka a 1 Ma.

2.3 Ciclicidade e variações climáticas globais

A primeira curva global de variação de nível de mar foi proposta por Vail et al. (1977), posteriormente modificada por Haq et al. (1987), baseada nas variações de posição do onlap costeiro (ver Capítulo de Estratigrafia de Sequências) como forma de reproduzir as variações eustáticas globais. A partir desta curva foram observados diferentes padrões de comprimento de onda das variações de nível de mar e, a partir daí, foi introduzido o termo ordem de ciclicidade, que se refere a diferentes padrões cíclicos de comprimento de onda. Primeiramente, somente as ordens de ciclicidade 1ª, 2ª e 3ª (ou ordens de 1ª a 4ª, de acordo com a classificação de Carter, 1998) foram reconhecidas na curva global de nível de mar de Vail et al. (1977) e de Haq et al. (1987), e estariam relacionadas à tectônica de placas e às questões regionais ou local.

As ciclicidades de 1ª a 5ª ordem envolvem oscilações de nível do mar variando entre 108 a 103 de anos (Tabela 3.1 e Tabela 3.2). Já as ciclicidades de 6ª a 7ª ordens são representadas por periodicidades de 20 a 40 Ka, e tem causas predominantemente glacio-eustáticas (Tabela 1).

Tabela 1. Ordem de ciclicidade

| Ordem hierárquica | Duração (Ma) | Causas |
|-------------------|--------------|--|
| 1ª ordem | 200-400 | Formação e quebra de supercontinentes |
| 2ª ordem | 10-100 | Variação no volume das cordilheiras mesoceânicas |
| 3ª ordem | 1-10 | Cinemática regional das placas |
| 4ª e 5ª ordens | 0,01-1 | Forças orbitais |

Fonte: CATUNEANU (2006)

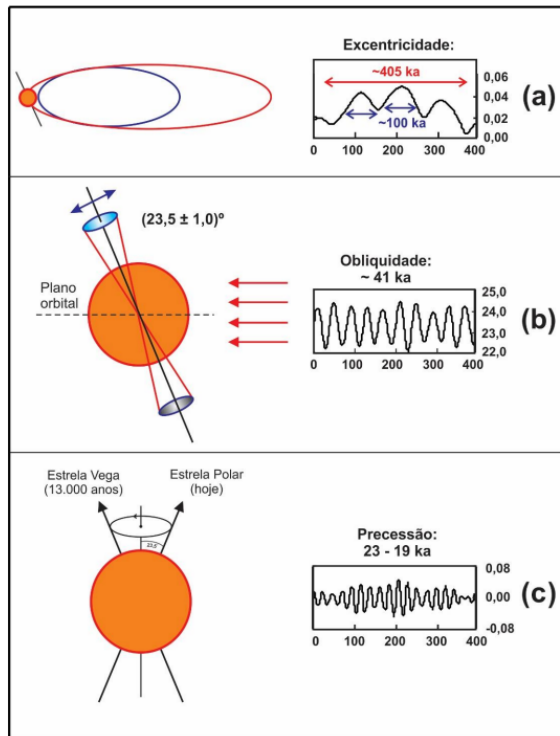
Episódios naturais de períodos glaciais e interglaciais foram causados, principalmente, devido mudanças cíclicas na órbita Terra-Sol. Variações na excentricidade, obliquidade e precessão incluem os três ciclos dominantes, coletivamente conhecidos como os Ciclos de Milankovitch (Figura 10). Mudanças sazonais de radiação solar que alcança a superfície da Terra resultam das variações na excentricidade, mudanças na obliquidade e precessão (HARTMANN, 1990). As mudanças na insolação devem-se, basicamente, à precessão dos equinócios, que altera as datas do periélio/afélio (posição da órbita terrestre em que o planeta se encontra mais próximo/distante do sol), aumentando o contraste sazonal em um Hemisfério e diminuindo no outro; as mudanças nos demais parâmetros são menores (BRACONNOT et al., 2004; CLAUZET et al., 2006).

Tais variabilidades, explicáveis pela interação entre a Terra e os corpos vizinhos do Sistema Solar, ocorrem de maneira periódica em escalas de tempo da ordem de 104 – 105 anos, compreendem os chamados Ciclos de Milankovitch (Fig. II. 1), e que são:

- a) excentricidade (E): determinada pela razão entre a distância focal e o eixo maior de uma elipse, impõe que a translação da Terra varia de órbitas quase circulares ($e \approx 0,001$) até órbitas mais elípticas ($e \approx 0,06$) – atualmente, a excentricidade é estimada como em torno de 0,017 (WEEDON, 2003). As periodicidades principais são de aproximadamente 400 Ka e 100 Ka (KODAMA e HINNOV, 2015), praticamente constantes ao longo da história do planeta (BERGER et al., 1992);
- b) obliquidade (O): relacionada à variação do ângulo de inclinação do eixo de rotação da Terra em relação ao plano orbital, e que se dá entre $22,5^\circ$ e $24,5^\circ$ - atualmente, o valor do ângulo de inclinação do eixo de rotação é de cerca de $23,5^\circ$, apresentando nos dias de hoje um período principal em torno de 41 Ka);
- c) a inclinação do eixo de rotação está diretamente relacionada às variações sazonais em insolação. Sua variação altera a distribuição de radiação solar entre o equador e os polos, e sua influência predomina em altas latitudes (HINNOV, 2000);
- d) no passado geológico, as periodicidades observadas para a obliquidade eram menores (BERGER et al., 1992);
- e) precessão (P): movimento tipo “peão”, que é causado pelo efeito de atração lunar e solar sobre a região equatorial do planeta. Este movimento desloca as posições de equinócio e solstício em relação ao periélio e afélio. Sua periodicidade atual é de aproximadamente 20 Ka, com periodicidades menores registradas no passado (BERGER, 1977).

A partir das características descritas acima, podemos concluir que os parâmetros orbitais determinam de maneira praticamente direta (i) a quantidade de radiação que será distribuída na superfície da Terra; (ii) o gradiente de temperatura entre o equador e os polos e (iii) as características dos verões e invernos. Considera-se que a obliquidade é o principal parâmetro que influencia na geometria da insolação recebida pelo planeta, enquanto a precessão e a excentricidade influenciam na distância Terra-Sol (LOUTRE, 2003). Os ciclos de Milankovitch são capazes de alterar a radiação solar em relação ao nosso planeta, a ponto de influenciar nos ciclos deposicionais.

Figura 10. Representação gráfica dos três principais ciclos orbitais definidos por Milankovich.



Fonte: <http://www.sciencemag.org/feature/data/vis2003/TasaDemo.html> (Modificado de Freitas, 2006).

2.3.1 Variações de nível de mar

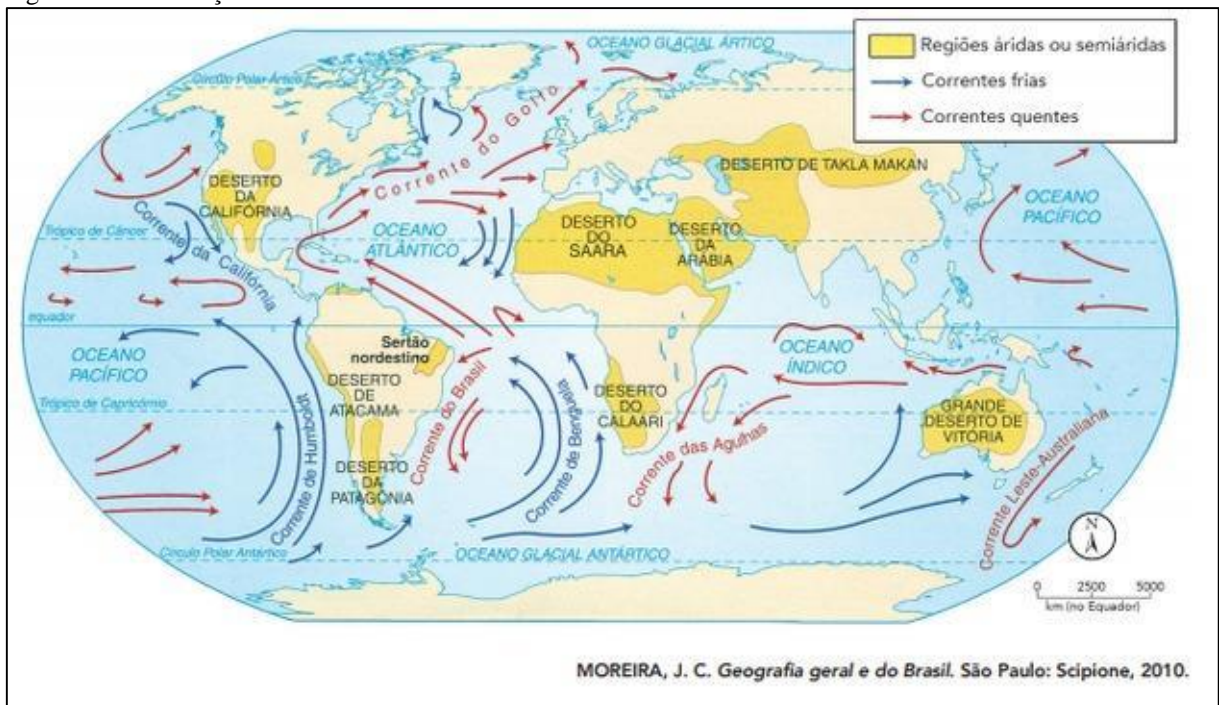
As variações do nível do mar estão diretamente relacionadas às variações no volume de água

disponível para preenchimento das bacias oceânicas e às variações no volume destas bacias (MILLER et al., 2005). As variações na quantidade de água disponível são dominadas pelo aumento e diminuição do volume de camadas de gelo (glaciações), mas também são influenciadas pela expansão termal, contração da água do mar, quantidade de água presa em aquíferos, entre outros. Dentre os processos que variam o volume das bacias oceânicas são consideradas como principais as variações nas taxas de aberturas dos oceanos e comprimentos das cordilheiras. Outros fatores como sedimentação, subsidência e posição das placas tectônicas também são considerados nas variações de volume das bacias oceânicas. A **Figura 11** abaixo mostra estes fatores principais e os relaciona com as respectivas amplitudes e escalas temporais.

2.3.2 Variáveis da circulação oceânica

O controle da insolação e das variáveis da circulação oceânica (Figura 11) sobre o transporte de umidade pela zona de convergência do Atlântico sul, com significativo impacto sobre a distribuição de chuvas que tem grande impacto na erosão e denudação do relevo. O clima é controlado pelo ar e a água, tendo ambos dinâmica própria, podendo interagir entre si, com a terra, ou com os ecossistemas. Os movimentos do ar dão origem à circulação geral da atmosfera e os movimentos da água dão origem às correntes marítimas (SILVA DIAS e SILVA, 2009). Nesse sentido estes fatores poderiam ter incidência no transporte do sedimento, sedimentação e a diagêneses das rochas sedimentares.

Figura 11. Localização das correntes marítimas no mundo



Fonte: Moreira, geografia geral e do Brasil, 2010

O estudo do comportamento atmosférico e hidrológico é tarefa fundamental para compreender as ocorrências das inundações; para tanto, torna-se necessário delinear os agentes deflagradores destes processos. Por isso, o presente capítulo se debruçará em caracterizar a circulação global da atmosfera, dando atenção especial à ação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), além de discutir o mecanismo que rege as inundações.

2.3.3 Circulação atmosférica

O planeta Terra é envolto por uma massa gasosa heterogênea bastante dinâmica chamada atmosfera. Esta se encontra em constante movimento ocasionado pelo desigual aquecimento da superfície terrestre, onde a “região tropical tem excesso de energia, ao passo que as regiões polares têm déficit de energia” (CARVALHO; JONES, 2009, p. 16), essa distribuição de energia varia também ao longo do tempo – estações do ano. Com isso, os fluidos, ar e água, buscam o equilíbrio térmico do desigual aquecimento entre as regiões, fato que nunca é atingido (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007; CARVALHO; JONES, 2009). Acrescentam-se o vento à superfície e o movimento de rotação da Terra, que produziram movimentos verticais e horizontais do ar, ocorrendo em diferentes escalas temporais e espaciais, há também a influência da topografia, da circulação oceânica e a diferença na cobertura da superfície terrestre (continentais e oceânicas), como agentes indutores da movimentação do ar (AYOADE, 1996)

A circulação atmosférica do período de verão faz com que zonas de máxima precipitação se configurem em determinadas regiões do planeta, resultante de sistemas atmosféricos específicos que mudam as condições do tempo em sua região de atuação durante seu período de atividade. Na América do Sul, convencionou-se chamar Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) a banda de nebulosidade com orientação NW/SE, se estendendo do sul da região Amazônica até o oceano Atlântico Sul, e que persiste sobre a região durante pelo menos quatro dias e fornece precipitação abundante, porém não regularmente distribuída, em sua área de atuação (QUADRO, 1994).

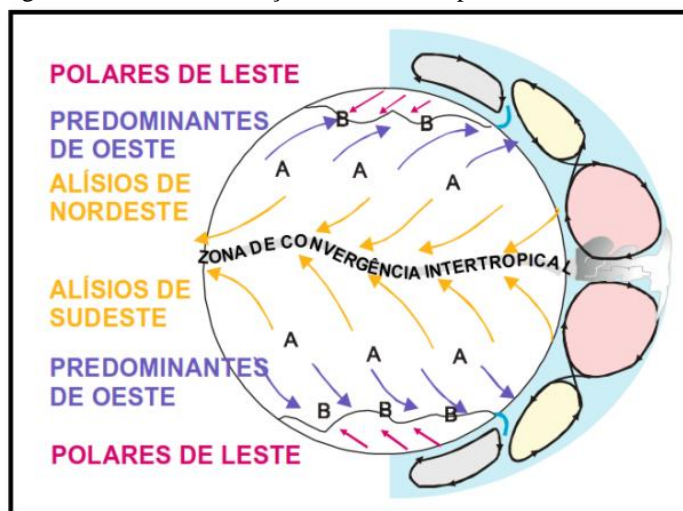
2.3.4 Movimento horizontal do ar

A movimentação horizontal do ar atmosférico está relacionada aos sistemas circulatórios, onde o movimento do ar próximo à superfície terrestre ocorre por causa do gradiente de pressão, da força de Coriolis, da aceleração centrípeta e da força de fricção. Quando tais fatores se manifestam, o ar entra em movimento e a atmosfera torna-se extremamente complexa (AYOADE, 1996). A diferença no gradiente de pressão horizontal é a

causa primordial do movimento do ar, movendo-se das áreas de alta pressão para as áreas de menor pressão, ocasionadas por fatores térmicos ou mecânicos, sendo o gradiente de pressão inversamente proporcional à densidade do ar (AYOADE, 1996), ou seja, nas áreas de alta pressão encontra-se ar denso (frio), já nas áreas de baixa pressão encontra-se ar leve (quente).

Uma vez que o gradiente de pressão age sobre o ar atmosférico e o coloque em movimento, a força de Coriolis passa a atuar. Esta força resulta do movimento de rotação da Terra, que faz qualquer objeto, inclusive o ar, sofrer um aparente desvio na trajetória indo para a esquerda no hemisfério sul e para a direita no hemisfério norte, considerando-se o sentido da direção do vento (Figura 12), sendo seu efeito máximo nos polos e nulo no equador (AYOADE, 1996; VAREJÃO-SILVA, 2005; MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007). Quando a força de Coriolis é aplicada na mesma intensidade da força do gradiente de pressão, “o vento resultante é paralelo às isóbaras, gerando o vento geostrófico” (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007, p. 78), que se caracteriza por ser um vento horizontal não acelerado que sopra ao longo de trajetórias retilíneas a trajetória das isóbaras. Assim, há um padrão na direção dos ventos superficiais, formando seis sistemas de ventos igualmente divididos entre os hemisférios norte e sul, sendo esses respectivamente: “ventos alísios de nordeste, os ventos dominantes de oeste e os ventos polares de leste [...] os alísios de sudeste, os ventos predominantes de oeste e os ventos polares de leste” (AYOADE, 1996). Os ventos alísios de ambos os hemisférios cruzam a linha do equador, tornando-se ventos de sudoeste (alísios de sudeste) e ventos de noroeste (alísios de nordeste).

Figura 12. Padrão na direção dos ventos superficiais.



Fonte: Adaptado de VAREJÃO-SILVA (2005)

2.3.5 A zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

De acordo com Escobar (2019), a ZCAS é caracterizada por uma persistente banda de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste, que se estende desde a Amazônia até o oceano Atlântico sudoeste (KODAMA, 1992; QUADRO, 1994; KOUSKY, 1988; CARVALHO et al, 2004), influenciando as precipitações desde o centro-sul da Região Norte até o norte do Paraná, incluindo a totalidade das Regiões Centro-Oeste e Sudeste e parte do Nordeste do Brasil. A ZCAS está associada com uma sequência de dias chuvosos que em muitas ocasiões provocam episódios de chuva extrema e, por consequência, desastres naturais como por exemplo inundações e deslizamentos de terra (REBOITA et al., 2017; SELUCHI e CHOU, 2009).

Nas últimas décadas tem-se avançado consideravelmente no conhecimento sobre o papel primordial da ZCAS no sistema monçônico da América do Sul, principalmente do ponto de vista científico e acadêmico (NOGUÉS-PAEGLE e MO, 1997; NOGUÉS-PAEGLE et al., 2002; REBOITA et al., 2010; MARENGO et al., 2012). Porém, do ponto de vista da previsão operacional de tempo, os meteorologistas previsores enfrentam uma série de dificuldades relacionadas com a identificação do sistema. Em particular, durante a estação chuvosa do Brasil (outubro - abril) é muito comum observar na análise diária das condições do tempo, situações meteorológicas que parecem desenvolver-se como ZCAS, porém que acabam evoluindo como situações típicas de verão, onde a convecção organizada responde fundamentalmente à componente termodinâmica. Em termos gerais, a circulação atmosférica média associada com eventos de ZCAS mostra um padrão em altitude que inclui a presença da Alta da Bolívia (AB) e do Vórtice Ciclônico em Altos Níveis no Nordeste do Brasil (VCAN-NEB).

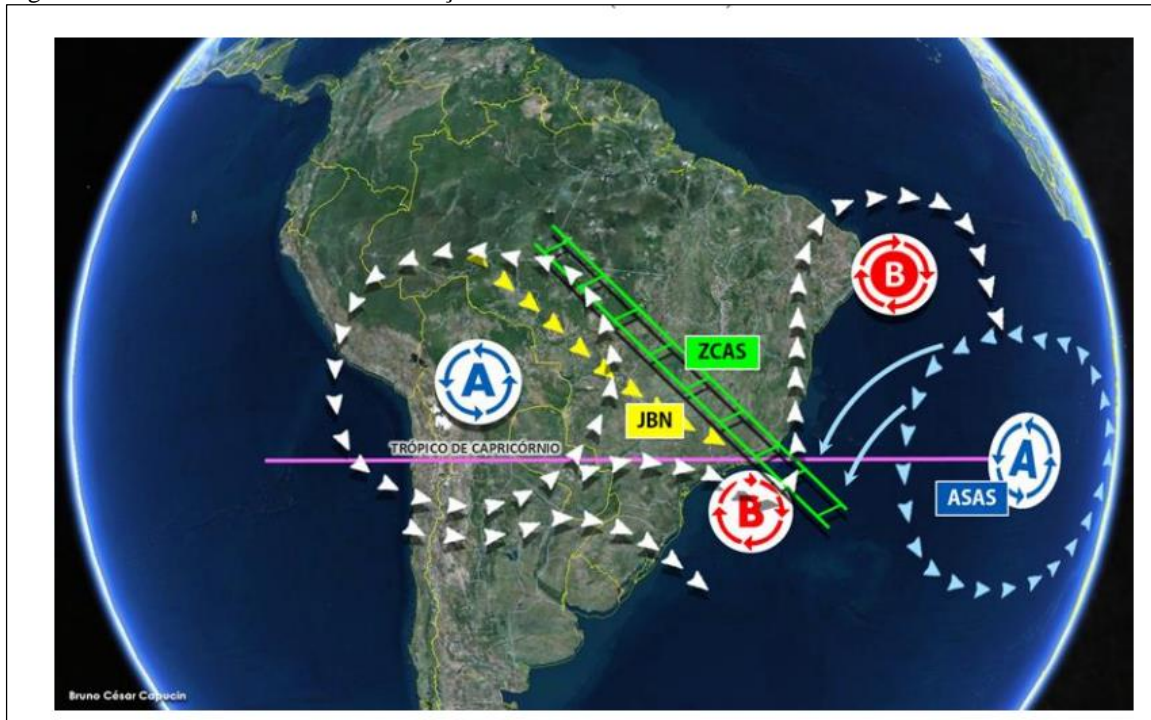
A situação sinótica mais frequente em superfície está associada à atuação de um sistema frontal estacionário, principalmente no oceano e na altura da **Região Sudeste do Brasil**.

A forte divergência em altitude provocada pela AB ajuda a manter a convecção sobre boa parte do Centro Oeste, Sudeste e Norte do Brasil, entanto que o sistema frontal estacionário em superfície serve para dar início à convergência de umidade na camada baixa da atmosfera. Uma vez estabelecido este padrão de circulação de superfície e altitude, os sistemas transientes continuam passando ao sul do paralelo 30S e acabam sendo absorvidos pela zona de convergência da ZCAS.

Assim, a convergência de massa e umidade continua se auto alimentando, o que favorece a manutenção do sistema. Desta maneira, a circulação atmosférica fica determinada

por um padrão de circulação muito estável (Fig. 13) que faz com que os eventos de ZCAS persistam por vários dias, aproximadamente entre 4 e 10 dias (ESCOBAR, 2019, p.6).

Figura 13. Modelo conceitual da localização dos sistemas atmosféricos



Nota: sistemas atmosféricos que contribuem para a formação da ZCAS e elevados totais de precipitação ao sudeste do Brasil. As setas brancas indicam a posição dos sistemas em altos níveis da atmosfera: sobre a Bolívia encontra-se a Alta da Bolívia (A) e nas cercanias do Nordeste do Brasil há um cavado com um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) no seu centro (indicado com a letra B). As setas amarelas indicam a localização do Jato de Baixos Níveis (JBN) a leste dos Andes; as linhas verdes, a posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); as setas azuis, o Anticiclone do Atlântico Sul (ASAS) e, por fim, a letra B na costa sudeste do Brasil, uma região de baixa pressão.

Fonte Capucin,2010

2.3.6 Influências locais

Entre os mecanismos locais que frequentemente são atribuídos à formação, manutenção e posicionamento da ZCAS, estão as condições de grande escala da circulação atmosférica, a atividade convectiva na Amazônia, a presença da cordilheira dos Andes e uma possível influência da temperatura da superfície do mar no Atlântico. Esses mecanismos são discutidos resumidamente abaixo.

Condições de grande escala da circulação atmosférica: a circulação atmosférica no nível de 850 hPa, durante o verão na América do Sul, apresenta um escoamento de norte, que é

importante para o transporte de umidade da região amazônica para o Brasil central e regiões sul e sudeste do país.

Os ventos alísios no oceano Atlântico equatorial penetram na região amazônica e, então, giram anticiclonicamente a leste dos Andes, escoando na direção sul/sudeste e transportando umidade da região amazônica para latitudes mais ao sul.

Atividade convectiva na Amazônia: frequentemente, observa-se que a convecção na Amazônia encontra-se bem organizada durante o verão (CASARIN e KOUSKY, 1986).

De acordo com Oliveira e Nobre (1986), quando um sistema frontal (SF) desloca-se em direção a baixas latitudes, pode ocorrer uma interação com a convecção na Amazônia na forma de uma banda de nebulosidade convectiva de direção preferencial NW/SE sobre a Amazônia e parte central do Brasil.

Esse tipo de interação pode, eventualmente, favorecer a formação da ZCAS.

Presença da cordilheira dos Andes: Figueroa et al. (1995) usaram um modelo com a coordenada vertical η , incluindo o efeito da liberação de calor latente para simular características da circulação de escala regional sobre a América do Sul, com ênfase especial na formação da ZCAS. A função escolhida para representar a forçante do modelo é uma aproximação da liberação de calor latente na bacia amazônica, correspondendo a distribuição de chuva na região. O primeiro experimento foi realizado com a presença dos Andes, e o resultado foi a presença de uma zona de convergência na baixa troposfera com inclinação NW/SE, semelhante à orientação da ZCAS.

O segundo experimento foi realizado sem a presença dos Andes. Esse experimento reproduz a ZCAS, embora localizada fora de sua posição observada. Portanto, Figueroa et al. (1995) concluíram que a ZCAS poderia existir independentemente dos Andes, mas não sem a convecção sobre a região amazônica. Aparentemente, os Andes intensificam o escoamento em baixos níveis, auxiliando a alimentação da convergência com o ar úmido da Amazônia. Para os autores, a geração da ZCAS se dá através de uma ação combinada da fonte de calor latente da Amazônia e da topografia da cordilheira dos Andes.

2.3.7 Influência da temperatura da superfície do mar (TSM):

De acordo com Nobre et al. (2002), é possível que anomalias de TSM do oceano Atlântico Sul modulem a convecção sobre o continente. Robertson e Mechoso (2000) sugerem

que anomalias negativas de TSM sobre o Atlântico sudoeste podem aumentar a persistência das anomalias de radiação de onda longa emitida associadas à ZCAS, que, por sua vez, podem intensificar as anomalias de TSM.

Desta forma, estabelecida a circulação da ZCAS, as áreas oceânicas adjacentes a esse sistema tenderiam a resfriar, intensificando a circulação sobre a AS. Porém, as anomalias positivas de TSM favorecem o aumento de evaporação, podendo favorecer a convecção da ZCAS através de maior disponibilidade de vapor d'água e instabilização das camadas inferiores da atmosfera (NOBRE et al., 2002). Nobre et al. (2002) realizaram simulações com o modelo de circulação geral da atmosfera do CPTEC, tentando compreender os efeitos de anomalias de TSM sobre o Atlântico sudoeste na posição e intensidade da ZCAS.

Os autores concluíram que, ao menos para situações onde condições favoráveis à formação da ZCAS já estejam presentes nas condições iniciais do modelo, no curto intervalo de tempo de aproximadamente uma semana, os efeitos de anomalias positivas de TSM sobre o Atlântico SE favorecem o desenvolvimento de casos de ZCAS mais intensa do que a presença de águas mais frias sobre o Atlântico SE. Silva Dias (1995) argumentou que, do ponto de vista oceânico, tem-se considerado a possível influência das configurações da TSM quanto ao posicionamento e intensidade da ZCAS. Esse argumento é baseado no alinhamento da ZCAS com uma região de forte gradiente de TSM. Contudo, é também possível que as anomalias de TSM sejam uma resposta oceânica à anomalia de vento à superfície do oceano, decorrente da própria ZCAS.

2.3.8 Características de ocorrência das ZCAS no sudeste

O clima varia de tropical a subtropical e essa variação é decorrente do relevo, topografia, da latitude e da proximidade com o oceano. Isso é marcante para mudanças de temperatura e precipitação sobre a região. Por apresentar características transicionais – nos trópicos e subtropicais – a região está à mercê da influência tanto de sistemas tropicais quanto de sistemas extratropicais, e os mecanismos da circulação estão sob efeito da dinâmica da frente polar (NUNES et al., 2009)

Um dos sistemas de bastante influência para a região Sudeste, a ZCAS se estende numa faixa de nebulosidade orientada de NW-SE e é bem definida durante o verão. Apresenta grandes amplitudes térmicas e ainda sofre a influência do oceano como regulador térmico. A

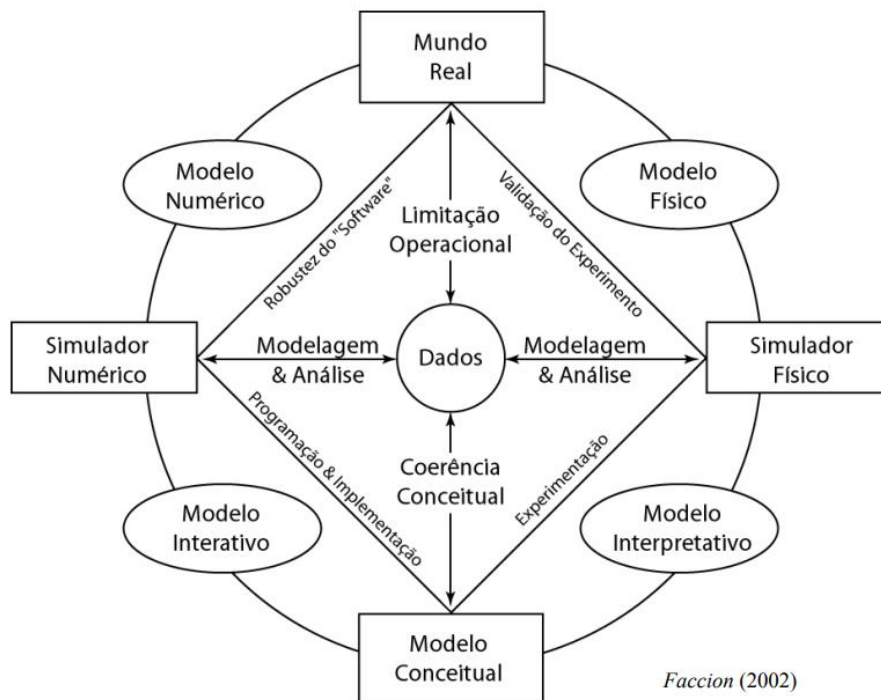
pluviosidade é bem variada para cada local, dependendo de fatores como relevo, posição em relação ao mar, assim como a dinâmica dos sistemas atmosféricos como, por exemplo, a passagem das frentes. Outro fator marcante na pluviosidade da região é a variação interanual. As massas polares causam maiores totais pluviais, e em contrapartida, anos com menor incidência de massas polares resultam no domínio de sistemas intertropicais sobre a região. Além disso, as ZCAS e a posição da corrente de jato podem dificultar a penetração de massas polares na região sudeste.

3 FERRAMENTAS IMPLANTADAS NA PREDIÇÃO DE MODELOS SEDIMENTARES.

A geologia sedimentar (Sedimentologia e Estratigrafia) é o estudo dos produtos dos processos físicos, químicos e biológicos atuantes na superfície da Terra não só no presente como também ao longo de toda a sua evolução. Em função disso, a geologia sedimentar pode ser aplicada em diversos campos, como, por exemplo, no estudo da formação de materiais de construção, combustíveis fósseis, fosfatos para agricultura, entre outros.

Um dos focos principais da geologia sedimentar reside em determinar os parâmetros e processos pelos quais as bacias sedimentares são preenchidas, conjunto este de fatores implícitos no conceito de modelo geológico (FACCION, 2002). Em geologia, os modelos que descrevem tais fenômenos podem ser dos seguintes tipos (Figura 14).

Figura 14. Tipos de modelos geológicos e processos envolvidos.



Fonte: Faccion, 2002

A ideia de uma estratigrafia baseada essencialmente no contexto de sequências, dando um tratamento dinâmico-temporal aos pacotes sedimentares, foi conquistando espaço nas três últimas décadas. Tal fato advém, principalmente, do grande avanço nas técnicas de aquisição e

processamento de dados sísmicos, permitindo que as “ideias históricas” da Estratigrafia Clássica fossem reunidas, trabalhadas e aperfeiçoadas para constituírem a base do que hoje é o paradigma na Geologia: a Estratigrafia de Sequências (HOLZ, 1998). O surgimento desta nova estratigrafia veio possibilitar uma visão do todo na análise de bacias sedimentares, permitindo conciliar, num só arcabouço, informações advindas de diversas áreas da Geologia Sedimentar (sedimentologia, bioestratigrafia, entre outros), bem como de diferentes fontes de dados geológicos (descrição litológica, sísmica, perfilagem de poços, etc) (SEVERIANO RIBEIRO, 2001).

É importante deixar claro que a estratigrafia de sequências foi, a princípio, modelada para bacias de margem passiva, onde a eustasia (variação global do nível do mar) é o principal fator controlador deste tipo de bacia (PROSSER, 1993). No entanto, em bacias do tipo rifte, a exemplo do que acontece nos estágios iniciais de evolução das bacias marginais brasileiras, a eustasia é um fator subordinado (KÜCHLE et al., 2005), tornando-se inadequada a aplicação direta e irrestrita dos conceitos da estratigrafia de sequências, fazendo-se necessário, portanto, adaptações nas terminologias, conceitos e modelos originais da teoria.

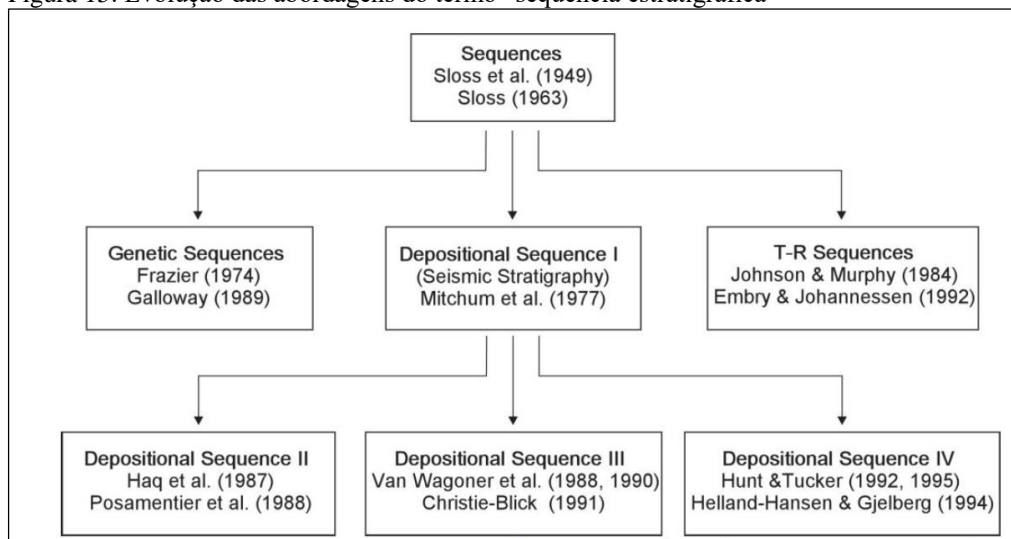
3.1 Estratigrafia de sequências

A Estratigrafia de Sequências consiste em técnicas de análise de padrões cíclicos de sedimentação que estão presentes em sucessões estratigráficas e de como tais padrões respondem espacial e temporalmente a variações de taxa de aporte sedimentar e de espaço de acomodação (POSAMENTIER e ALLEN, 1999). Este método tem fornecido um melhor entendimento de como unidades estratigráficas, tratos de sistemas deposicionais, assim como fácies e elementos deposicionais diversos se relacionam entre si, no tempo e no espaço, durante o preenchimento das bacias sedimentares.

Os mais importantes estudos que investigam a relação entre sedimentação, discontinuidades deposicionais e flutuações no nível de base foram publicados antes do surgimento da Estratigrafia Sísmica (e.g. CURRAY, 1964; GRABAU, 1913; SLOSS, 1962; WHEELER e MURRAY, 1957; WHEELER, 1964, 1959, 1958). No entanto, estes estudos trazem importantes conceitos estratigráficos diretamente relacionados com a Estratigrafia de Sequências, sendo de tal modo considerados seus antecessores (CATUNEANU, 2006, 2002).

O termo “sequência” foi introduzido por Sloss et al. (1949) para designar uma unidade estratigráfica limitada por descontinuidades subaéreas. Em 1963, Sloss enfatizou também a importância do tectonismo na geração das sequências e descontinuidades. O significado de “sequências” foi posteriormente expandido, incluindo qualquer ‘sucessão em conformidade com estratos relacionados geneticamente’ (MITCHUM JR et al., 1977), independentemente das escalas temporais e espaciais. O conceito de ‘unidade limitada por descontinuidades’ (‘sequência’ de Sloss) foi formalizada no ‘International Stratigraphic Guide’ na Europa, em 1994. (Figura 15 y Figura 16).

Figura 15. Evolução das abordagens do termo “sequência estratigráfica”



Fonte: Catuneanu et al., 2010

Estruturas estratigráficas de sequência são específicas da bacia em termos de tempo, escalas e controles sobre ciclicidade estratigráfica, refletindo as condições locais de acomodação e sedimentação. Não há padrões para as escalas físicas ou temporais de sequências e tratos de sistemas deposicionais. A escala das menores sequências estratigráficas em qualquer local depende da configuração geológica (ou seja, condições locais de acomodação e sedimentação). A variabilidade 3D da arquitetura estratigráfica em termos de tempo e escalas de unidades estratigráficas e as superfícies delimitadoras requerem uma abordagem baseada em dados para análise estratigráfica, em que os dados têm precedência sobre quaisquer suposições baseadas em modelos. A construção de arcabouços estratigráficos para bacias específicas é um grande avanço e difere dos primeiros modelos idealizados com base em suposições de correlações globais. Os gráficos de ciclo global não fazem mais parte da sequência da metodologia estratigráfica (CATUNEANU, 2020).

Figura 16. Tratos de sistemas e limites de seqüências de cada modelo de seqüência (Catuneanu, 2006).

| Sequence model Events | Depositional Sequence II | Depositional Sequence III | Depositional Sequence IV | Genetic Sequence | T-R Sequence |
|-----------------------------|-----------------------------|------------------------------|-----------------------------|---------------------|-----------------|
| end of transgression | HST | early HST | HST | HST | RST |
| end of regression | TST | TST | TST | TST | TST |
| end of base-level fall | late LST (wedge) | LST | LST | late LST (wedge) | RST |
| onset of base-level fall | early LST (fan) | late HST (fan) | FSST | early LST (fan) | |
| | HST | early HST (wedge) | HST | HST | |

— sequence boundary

— systems tract boundary

- - - within systems tract surface

Fonte: Catuneanu et al., 2006

O contínuo desenvolvimento da Estratigrafia de Sequências levou, no entanto, à criação de diferentes conceitos e tipos de “sequências”, em função da consideração de diferentes superfícies estratigráficas como superfícies limitantes, tais como: seqüência deposicional, que é limitada por discordâncias subaéreas e suas conformidades correlativas (HUNT e TUCKER, 1992; POSAMENTIER et al., 1988; VAIL et al., 1977; VAN WAGONER et al., 1988); seqüência genética, limitada pela Superfície de Inundação Máxima (Galloway, 1989); e seqüência transgressivo-regressiva (T-R), limitada pelas Superfícies de Máxima Regressão (EMBRY e JOHANNESSEN, 1992) (Fig. 16).

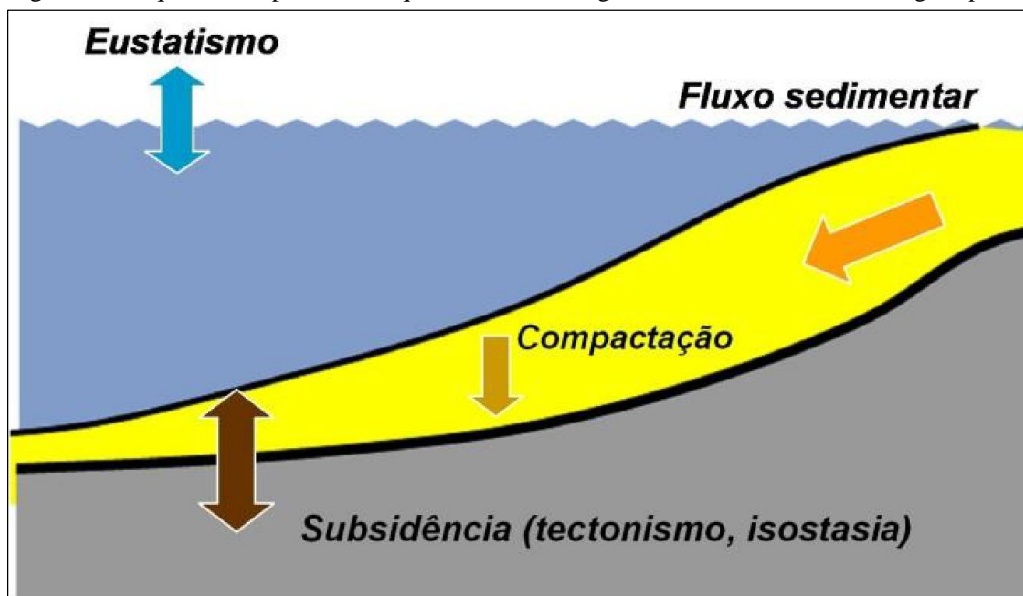
3.1.1 Parâmetros condicionantes da arquitetura sedimentar das margens

As seqüências estratigráficas são interpretadas como resposta da interação entre as taxas de eustasia, subsidência e aporte sedimentar (VAN WAGONER et al., 1988).

3.1.1.1 Eustasia

É considerada como o movimento da superfície do mar em relação a um ponto de referência imóvel, como o centro da Terra, e é controlada por dois fatores: (1) variação glacioeustática, que considera as variações no volume de água nos oceanos e é controlado principalmente pelas glaciações; (2) variações tectono-eustáticas, que consideram as variações no volume das bacias oceânicas e são controladas principalmente pela abertura e fechamento de oceanos (WALKER e JAMES, 1992), Figura 17.

Figura 17. Esquema dos parâmetros que controlam o registro sedimentar de uma margem passiva



Fonte: levemente modificado de Homewood et al., 2003

3.1.1.2 Tectonismo

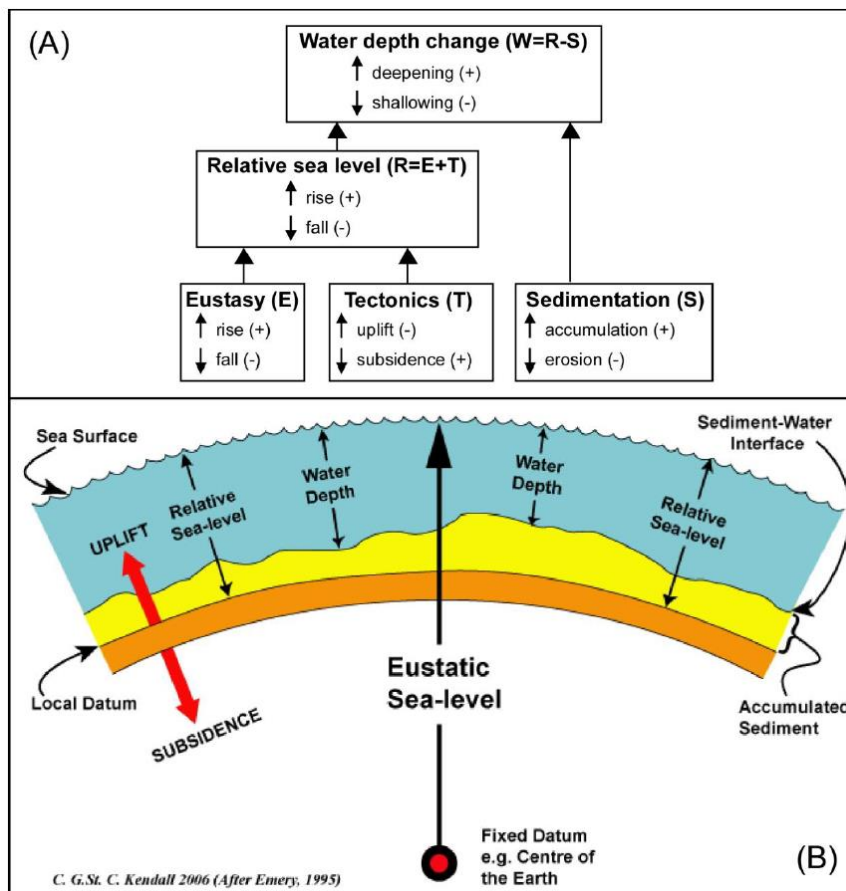
Em um sentido amplo se refere a movimentos em escala crustal (subsidiência e soerguimento). A subsidiência pode ocorrer através de três mecanismos: estiramento, quando a litosfera se afina e se aprofunda; resfriamento (subsidiência térmica), quando a litosfera se esfria se tornando mais densa e mais pesada; e sobrecarga sedimentar, quando é adicionada

uma grande quantidade de sedimentos à litosfera. Em escala de plataforma, a subsidência total (estiramento + resfriamento + sobrecarga) apresenta taxas diferenciadas desde a plataforma interna até a borda da plataforma, sendo a taxa de subsidência progressivamente maior nas porções mais distais da plataforma (CATUNEANU, 2006) (Fig. 18).

3.1.1.3 Aporte sedimentar

Este parâmetro influencia na extensão do preenchimento da bacia e na sua geometria (diferentes geometrias arquiteturais refletem variações no tipo e na taxa de aporte). Este fator depende em parte dos fatores precedentes; por exemplo, o soerguimento tectônico induz à erosão e a uma maior taxa de aporte sedimentar.

Figura 18. Relação entre os fatores que influenciam na formação dos três tipos de nível de mar

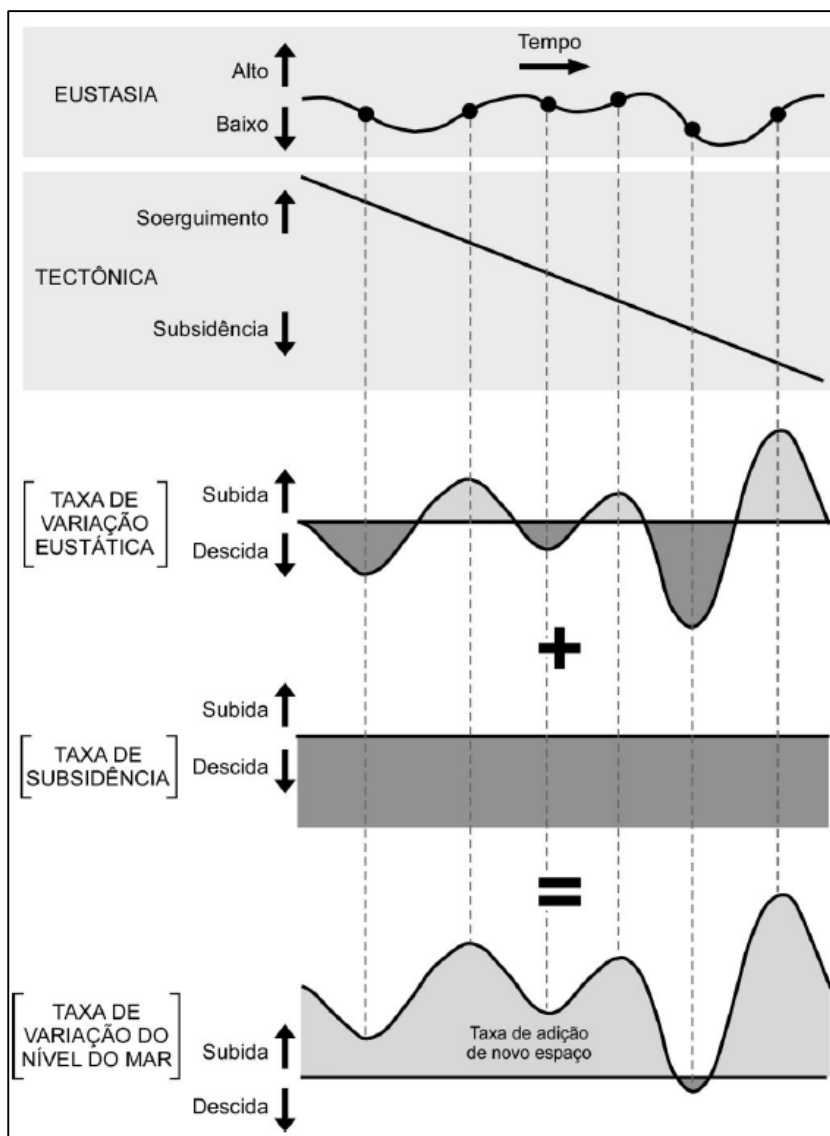


Fonte: (A) (Catuneanu, 2006) e (B) (Posamentier *et al.*, 1988).

3.1.1.4 Profundidade da coluna d'água

Depende da relação entre a eustasia e a tectônica local, assim como da variação relativa do nível do mar. Mas a profundidade da coluna d'água também envolve o grau de preenchimento sedimentar local (WALKER e JAMES, 1992). Assim, para o entendimento das variações na profundidade batimétrica, tem-se que considerar as variações relativas do nível do mar, além das variações de aporte sedimentar locais (Figura 19).

Figura 19. Relação da eustasia e da subsidência para a construção da taxa de variação relativa do nível do mar



Fonte: levemente modificado de Posamentier et al. (1988).

3.1.1.5 Espaço de Acomodação

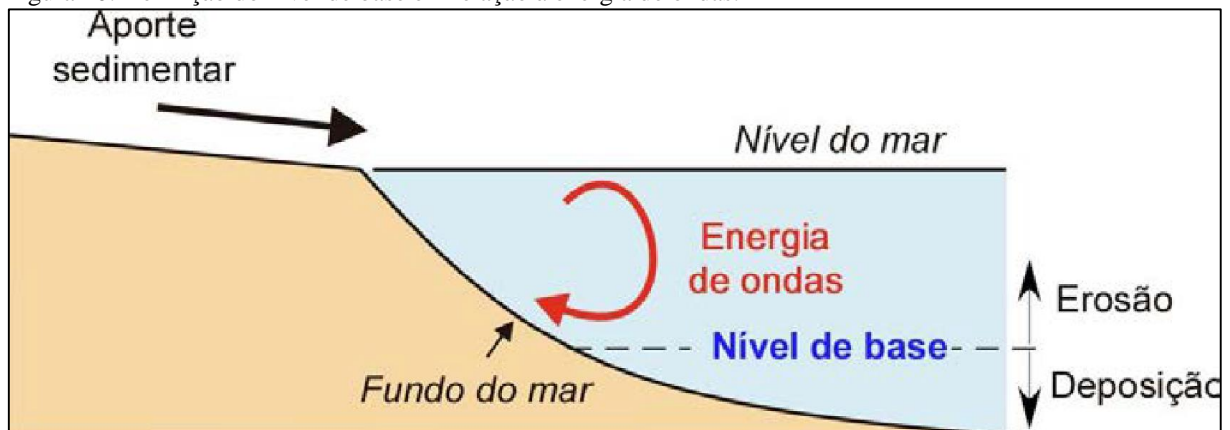
O espaço de acomodação, de acordo com Jervey (1988), é o espaço disponível para os sedimentos se acumularem, ou seja, é relacionado diretamente com as variações eustáticas e tectônicas (subsidência e/ou soerguimento) e, por isso, varia com o nível relativo de mar (CATUNEANU, 2006, 2002).

3.1.1.6 Nível de Base

O Nível de Base (de deposição ou de erosão) é geralmente considerado como a superfície de

balanço entre erosão e deposição sedimentar (CATUNEANU et al., 2009). Esta superfície é definida pelo nível de erosão continental, pelo nível mais baixo de desenvolvimento fluvial e pelo nível mais alto onde uma sucessão sedimentar consegue se desenvolver (SLOSS, 1962; TWENHOFEL, 1939). Como simplificação, o nível de base é frequentemente aproximado ao nível do mar (SCHUMM, 1993), embora esteja, na realidade, situado a alguns metros abaixo do nível zero do mar, devido à ação erosiva de ondas e de correntes marinhas (Figura 20). É importante ressaltar também que o nível de base é completamente independente da taxa de aporte sedimentar, variando apenas em relação à variação relativa do nível do mar.

Figura 20. Definição do nível de base em relação à energia de ondas.



Nota: Nível de base linha tracejada

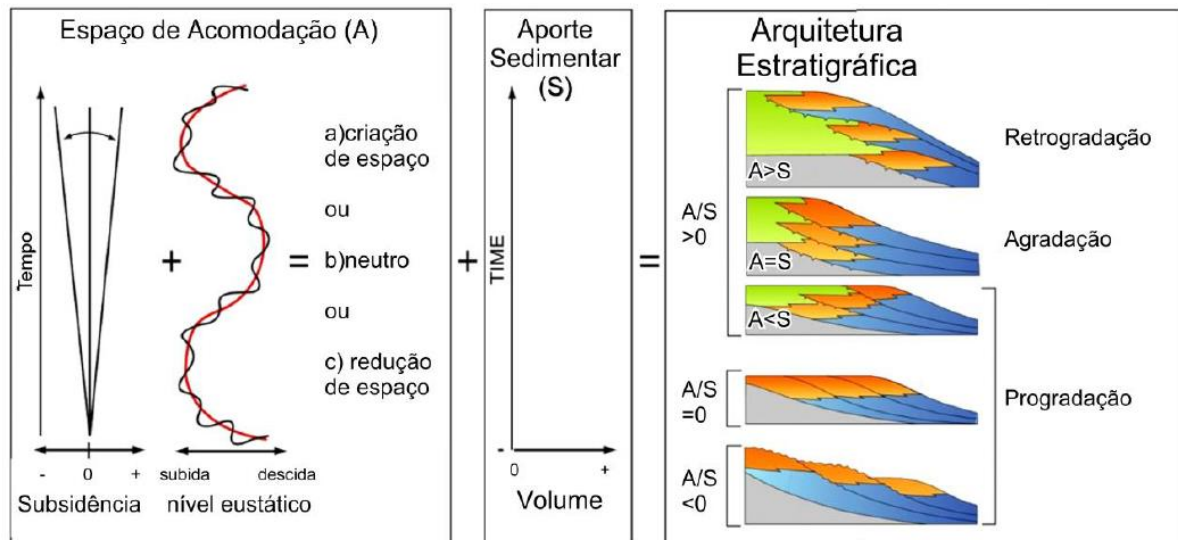
Fonte: Catuneanu, 2006.

3.1.1.7 Espaço de Acomodação versus Sedimentação

A relação entre o espaço de acomodação (taxa de acomodação) e o aporte sedimentar que irá preencher este espaço (taxa de deposição) será refletida no padrão de deposição das unidades sedimentares, que pode ser classificada como progradacional, retrogradacional e agradacional, (VAN WAGONER et al., 1988) (Figura 21).

O padrão progradacional se desenvolverá quando a taxa de deposição for maior que a taxa de acomodação, ou quando houver equilíbrio entre ambas. O padrão retrogradacional se desenvolverá quando a taxa de deposição for menor que a taxa de acomodação. É importante ressaltar que o padrão progradacional frequentemente se desenvolve com o padrão agradacional.

Figura 21. Padrões arquiteturais em função de variações na razão A/S



Nota: Diferentes padrões arquiteturais (progradacional, retrogradacional e agradacional) desenvolvidos em função de variações na razão A/S (espaço de acomodação/aporte sedimentar) da bacia

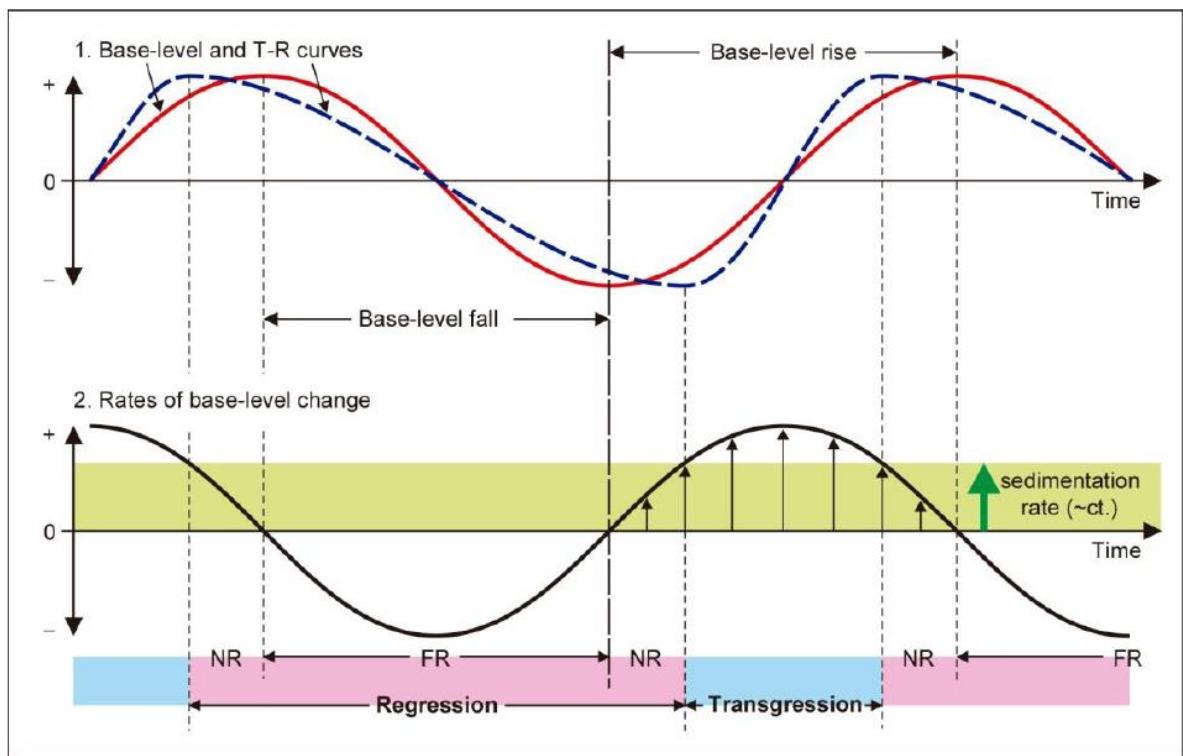
Fonte: Homewood *et al.*, 2000

3.1.2 Caracterização dos deslocamentos de linha de costa

Os padrões de deposição progradacional, retrogradacional e agradacional, explicados anteriormente estão diretamente relacionados aos deslocamentos da linha de costa

transgressivos e regressivos. Estes deslocamentos são resultado da relação entre taxa de variação do nível de base e taxa de sedimentação (POSAMENTIER et al., 1992). A curva da Figura 22 idealiza as subidas e descidas cíclicas do nível de base através do tempo definindo o período de ocorrência das transgressões e regressões. Em linhas de sísmica de reflexão, os sistemas sedimentares progracionais apresentam uma geometria deposicional marcante, cujo perfil deposicional é caracterizado por camadas de topo (*topsets*) / clinoformas / camadas de base (*bottomsets*) (EMERY e MYERS, 1999). As clinoformas são usadas para descrever a porção mais inclinada do perfil deposicional (geralmente $> 1^\circ$) que se desenvolvem a frente dos *topsets*. As clinoformas são caracterizadas pela sobreposição lateral de estratos e estão relacionadas ao padrão chamado *offlap*, que é caracterizado pela presença de terminações em *onlap* ou *toplap*, no limite superior, e em *downlap* no limite inferior de uma sequência sísmica (MITCHUM JR et al., 1977). A principal quebra no gradiente do perfil deposicional ocorre entre os *topsets* e as clinoformas, e é chamado de *offlap break* (Figura 23).

Figura 22. Comparação entre as curvas de variação do nível de base

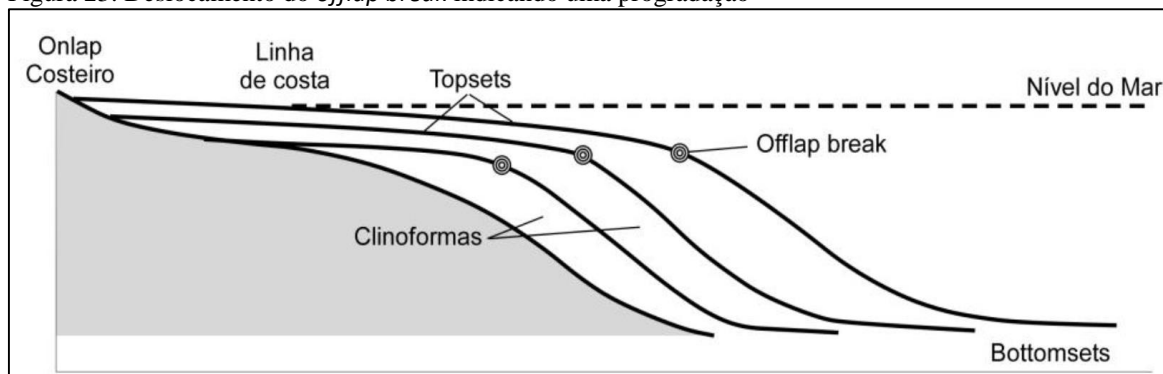


Nota: Curva T-R (transgressivo-regressivo) e a taxa de variação de nível de base

Fonte: Catuneanu, 2006, 2002

Os *offlap breaks* indicavam, até recentemente, a posição da linha de costa, contudo estudos mais atuais indicam que as clinoformas e *offlap breaks* podem ocorrer em diferentes escalas, desde ondas de sedimento a faces de praia e quebras de plataforma continental.

Figura 23. Deslocamento do *offlap break* indicando uma progradação



Fonte: Ligeiramente modificado de Emery e Myers, 1999

As trajetórias dos *offlap breaks* de borda de plataforma continental são normalmente fixas ou em direção à bacia e são influenciadas por variações relativas de nível de mar e de aporte sedimentar em uma ordem maior do que as que controlam as trajetórias da linha de costa (HELLAND e HAMPSON, 2009 apud CATUNEANU e ZECCHIN, 2013). Uma classificação mais atual da arquitetura estratal das sucessões sedimentares de clinofórmias através do reconhecimento das trajetórias de *offlap break* de borda de plataforma foi proposta por Zecchin e Catuneanu (2013). Nesta classificação o ângulo da trajetória de migração do *offlap break* é relacionado aos diferentes depósitos transgressivos e regressivos, como mostra a Figura 23.

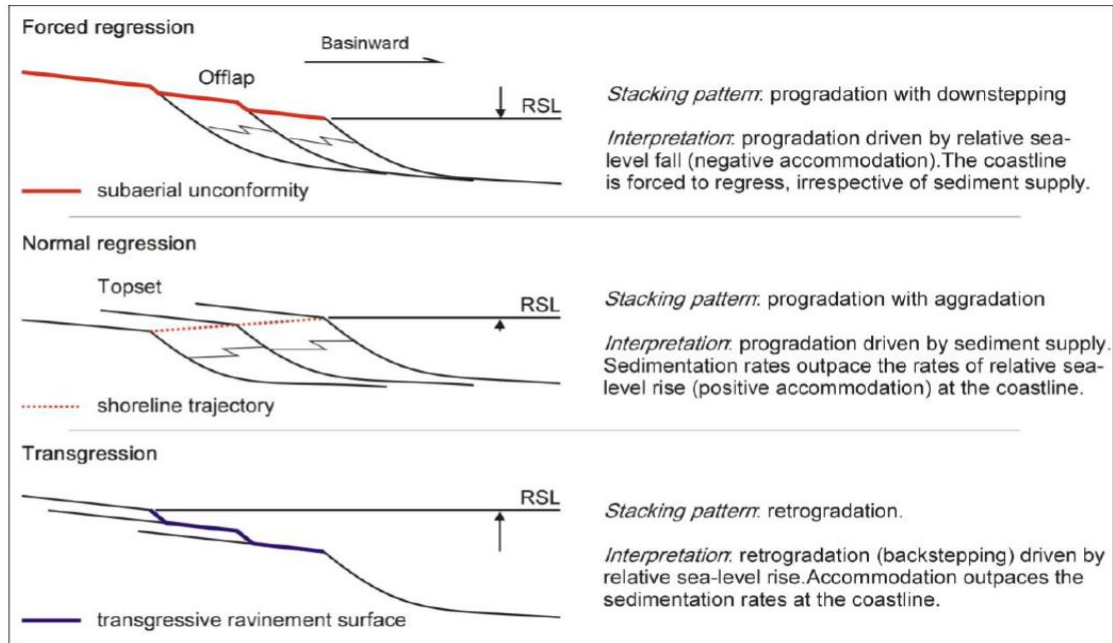
3.1.2.1 Trajetória Transgressiva de Linha de Costa

Uma transgressão de linha de costa ocorre quando a taxa de criação de espaço de acomodação é maior que a taxa de aporte sedimentar. Este cenário ocorre normalmente próximo ao ponto de inflexão da curva de elevação do nível de base, quando aumenta a taxa de subida e a variação do nível do mar tende a ser o fator dominante sobre o aporte sedimentar (Figura 24). Os sistemas deposicionais formados durante uma transgressão apresentam o padrão retrogradacional de acamamento (Figura 24), através da migração de fácies marinhas sobre fácies não-marinhas.

Existem três possibilidades para a ocorrência de uma trajetória transgressiva da linha de costa: (1) A trajetória coincide ou faz um ângulo pequeno com a antiga superfície que foi transgredida, e pouco ou nenhum depósito transgressivo pode ser acomodado; (2) A trajetória é direcionada para cima (com ângulo ligeiramente mais inclinado) da topografia transgredida;

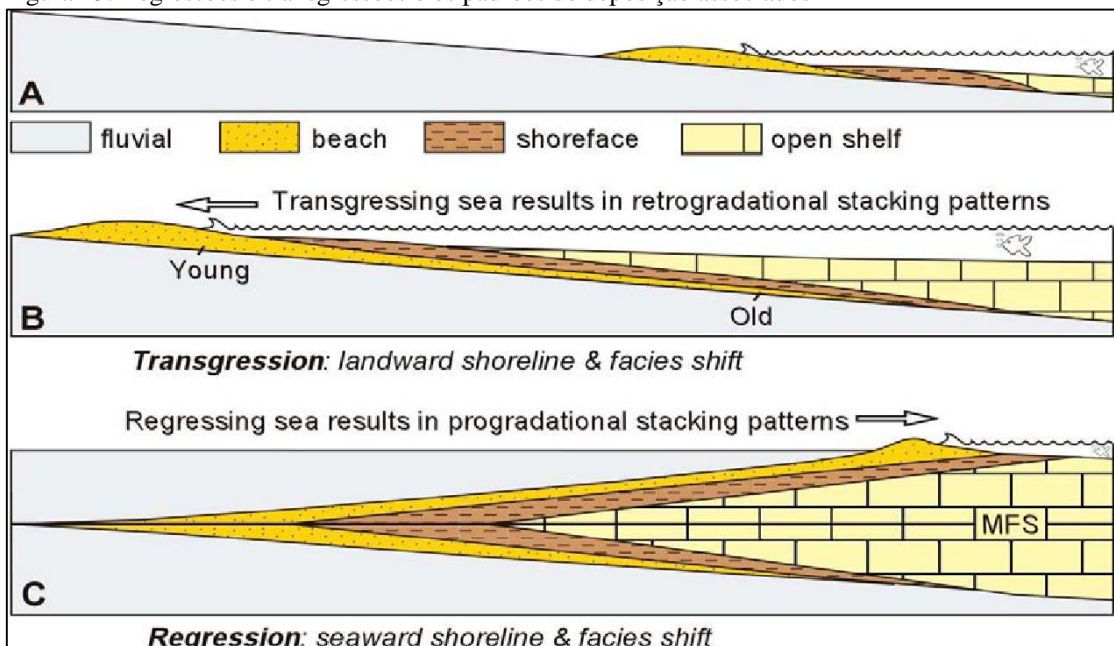
(3) A trajetória possui um complexo padrão em zig-zag onde a transgressão ocorre em movimento de pulsos, mas com um movimento geral em direção ao continente. Neste caso, há pequenos intervalos de regressão durante toda a transgressão (padrão retrogradacional) devido a variações no espaço de acomodação ou no aporte sedimentar. Estes tipos de depósito são os mais frequentes (Figura 25).

Figura 24. Padrões de estratigrafia relacionados com trajetórias de linha de costa



Fonte: Catuneanu et al., 2010

Figura 25. Regressões e transgressões e os padrões de deposição associados

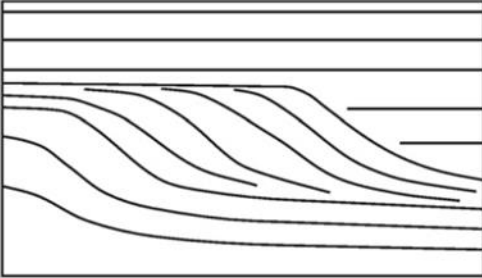
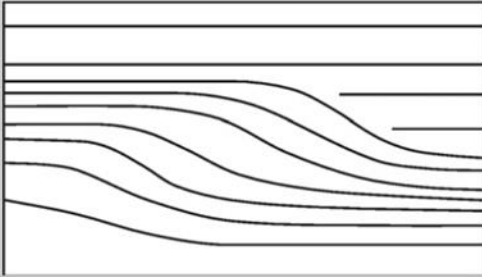


Fonte: Catuneanu et al., 2010.

3.1.2.2 Trajetórias Regressivas de Linha de Costa

A regressão de sistemas deposicionais é caracterizado pelo padrão de acamamento progradacional, com migração de clinoformas em direção à bacia, e migração de fácies não marinhas sobre fácies marinhas. Os sistemas regressivos são sismicamente interpretados através da identificação do tipo de clinoformas, sumarizadas na Tabela 2.

Tabela 2. Clinoformas progradantes oblíquas e sigmoidais.

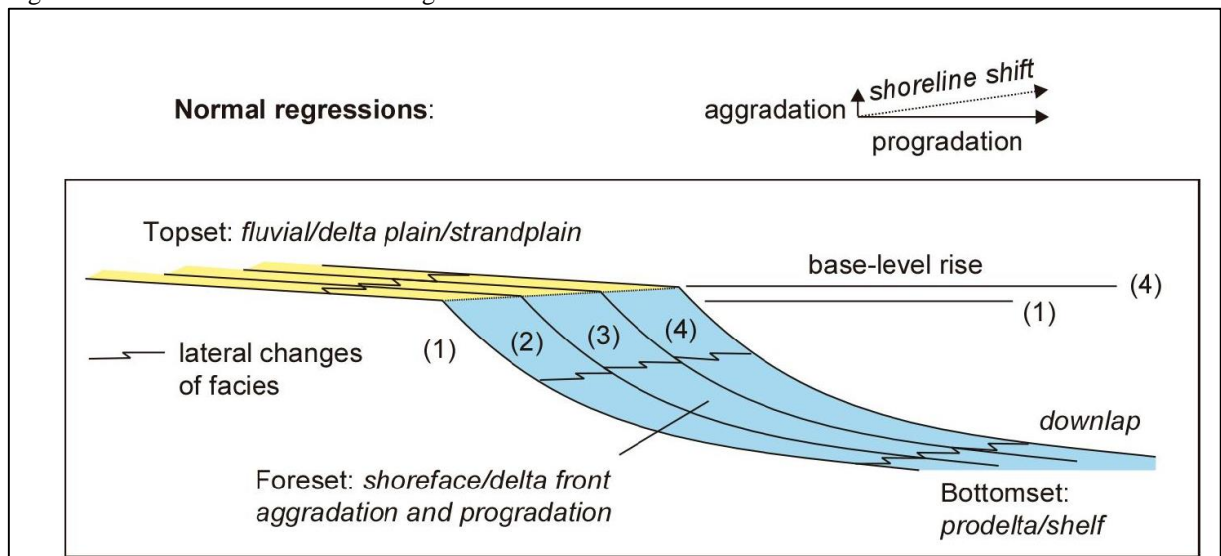
| | |
|--|--|
| <p><u>Clinoformas progradantes oblíquas</u></p>  | <p>Padrão onde o ângulo de mergulho é relativamente alto, com terminações em <i>toplap</i> e em <i>downlap</i> (Mitchum Jr <i>et al.</i>, 1977) Este tipo de clinoforma sugere condições de alto suprimento sedimentar e nível relativo do mar estacionário ou descendente, e é relacionada diretamente às regressões forçadas.</p> |
| <p><u>Clinoformas progradantes sigmoidais</u></p>  | <p>Padrão com disposição lateral dos refletores em forma de "S" com construção progressiva em direção à bacia. Este tipo de clinoforma apresenta na porção mais superior da fácies sísmica uma construção agradacional (sugerindo uma subida do nível do mar), passando a uma construção progradacional em direção à bacia, característica das regressões normais (Mitchum Jr <i>et al.</i>, 1977)</p> |

Fonte: Catuneanu *et al.*, 2010.

3.1.2.3 Tipos de regressão

Diferentes tipos de sistemas regressivos podem ser identificados, cada um deles relacionados a cenários criados pela relação entre as taxas de criação de espaço de acomodação e aporte sedimentar: (1) As regressões normais são identificadas sísmicamente através da presença de clinofórmulas sigmoidais e/ou oblíquas. Elas se formam quando a taxa de aporte sedimentar ultrapassa a taxa de elevação do nível de base. Este tipo de regressão pode ocorrer em dois momentos: no início e no final da elevação do nível de base, onde a velocidade é mais lenta. Este tipo de regressão é caracterizado pelo desenvolvimento de sistemas agradacionais em conjunto com os sistemas progradacionais (Figura 26). (2) As regressões forçadas são caracterizadas por clinofórmulas oblíquas que podem apresentar seu topo. Este tipo de regressão é formada durante a descida do nível de base com destruição de espaço de acomodação.

Figura 26. Desenvolvimento de uma regressão normal



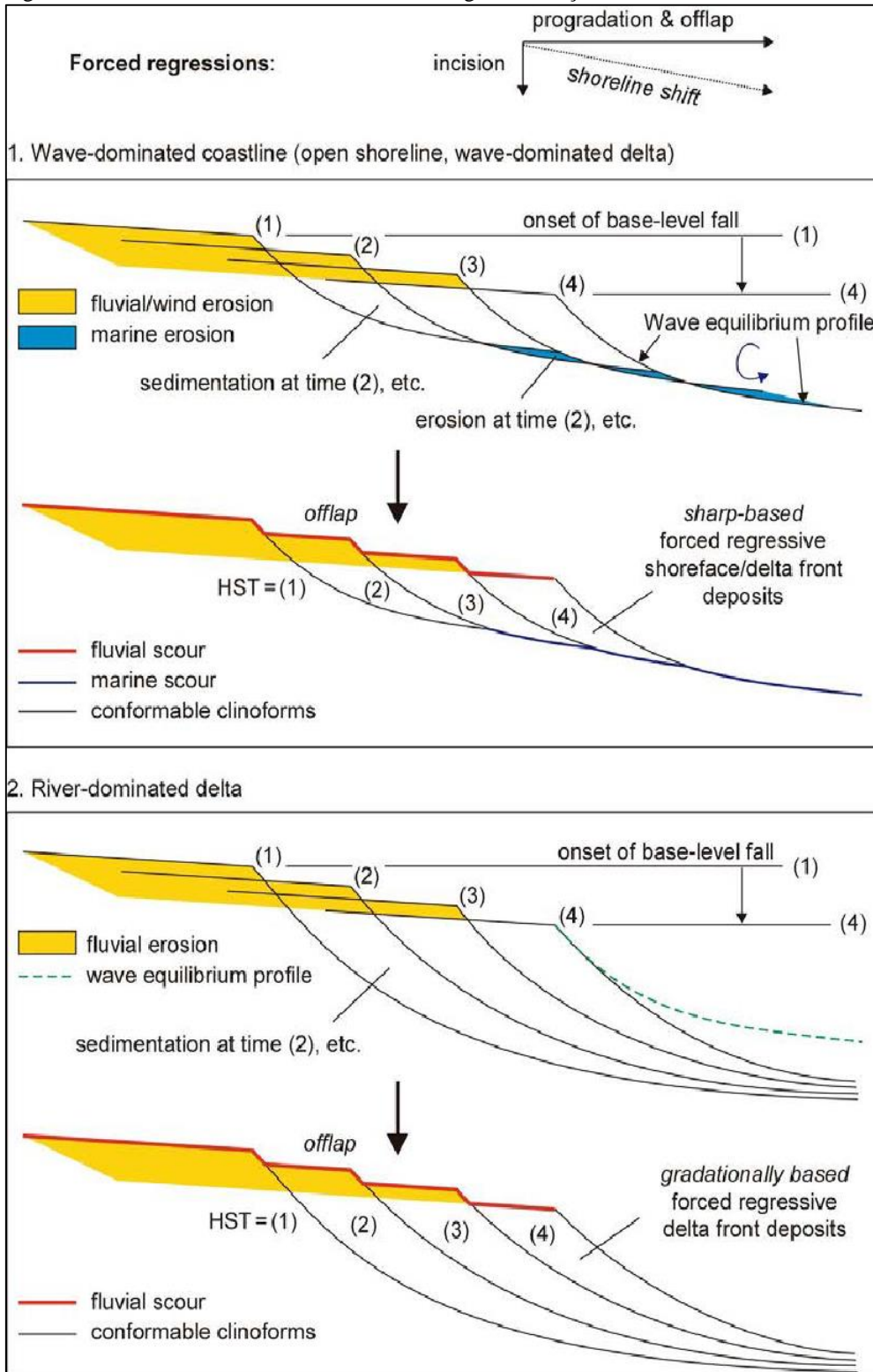
Fonte: Catuneanu, 2006

Os prismas de regressão forçada são formados durante as descidas do nível do mar quando a linha de costa é forçada a regredir pelo nível de base descendente. Outros processos, como a taxa de sedimentação, o perfil deposicional, o sistema deposicional, o ambiente deposicional e o clima não são determinantes para a formação da feição, mas são parâmetros importantes no potencial de desenvolvimento e preservação dos sedimentos depositados e das superfícies desenvolvidas (HUNT e TUCKER, 1995). De acordo com os modelos da estratigrafia de sequências, os depósitos de regressão forçada consistem em fácies de água rasa e água profunda, que se acumulam ao mesmo tempo em que há a formação da descontinuidade subaérea na porção não marinha (Figura 27).

Este processo de regressão forçada pode ser dividido em duas partes: o início da descida do nível de base, onde passam a ser desenvolvidos depósitos retrabalhados pela erosão/bypass

nos ambientes fluviais e marinhos rasos; e o final da descida do nível de base, que marca o término da erosão e o início da deposição (agração) nos ambientes fluviais e marinhos rasos (Figura 27).

Figura 27. Desenvolvimento de um sistema de regressão forçada

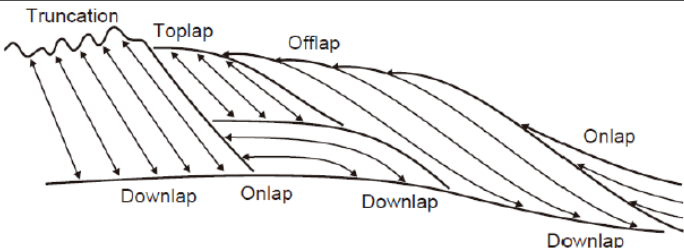


Fonte: (Catuneanu, 2006).

3.1.2.4 Superfícies Estratigráficas

As superfícies evocadas pela Estratigrafia de Sequências são definidas em relação a duas curvas: uma que descreve a variação do nível de base na linha de costa (base level curve); e outra que descreve os deslocamentos da linha de costa (T-R curve), representando a relação entre a curva de nível de base e a sedimentação. Estas duas curvas estão deslocadas uma da outra pela duração das regressões normais, que ocorrem no final da descida e no início da elevação do nível de base, quando a taxa de elevação é muito baixa sendo, normalmente, ultrapassada pela taxa de sedimentação.

Tabela 3. Terminações estratigráficas definidas na Estratigrafia Sísmica.

|  | | |
|---|-------------------------------------|--|
| Terminações contra o limite superior | <u>Truncamento erosivo</u> | As reflexões terminam lateralmente por terem sido seccionadas, por erosão, no seu limite deposicional superior original |
| | <u>Toplap</u> | As reflexões terminam lateralmente, diminuindo gradualmente de espessura mergulho acima até alcançar o limite superior. O <i>toplap</i> evidencia um hiato não deposicional e indica uma região de passagem sedimentar (<i>bypass</i>), impedindo a deposição agradacional |
| | <u>Conformidade ou concordância</u> | As reflexões das duas unidades adjacentes se apresentam paralelas com a superfície que as delimitam, evidenciando preenchimento sedimentar em agradação. Este tipo de reflexão pode ocorrer tanto na base como no topo de uma unidade sísmica |
| Terminações contra o limite inferior | <u>Onlap</u> | As reflexões inicialmente horizontais, ou de pequena inclinação, terminam mergulho acima contra uma superfície de maior inclinação, evidenciando preenchimento sedimentar |
| | <u>Downlap</u> | As reflexões inicialmente inclinadas terminam mergulho abaixo contra uma superfície horizontal ou contra uma superfície com pouca inclinação, evidenciando sistemas deposicionais prográdatos |

Fonte: Modificada de Mitchum Jr et al., 1977

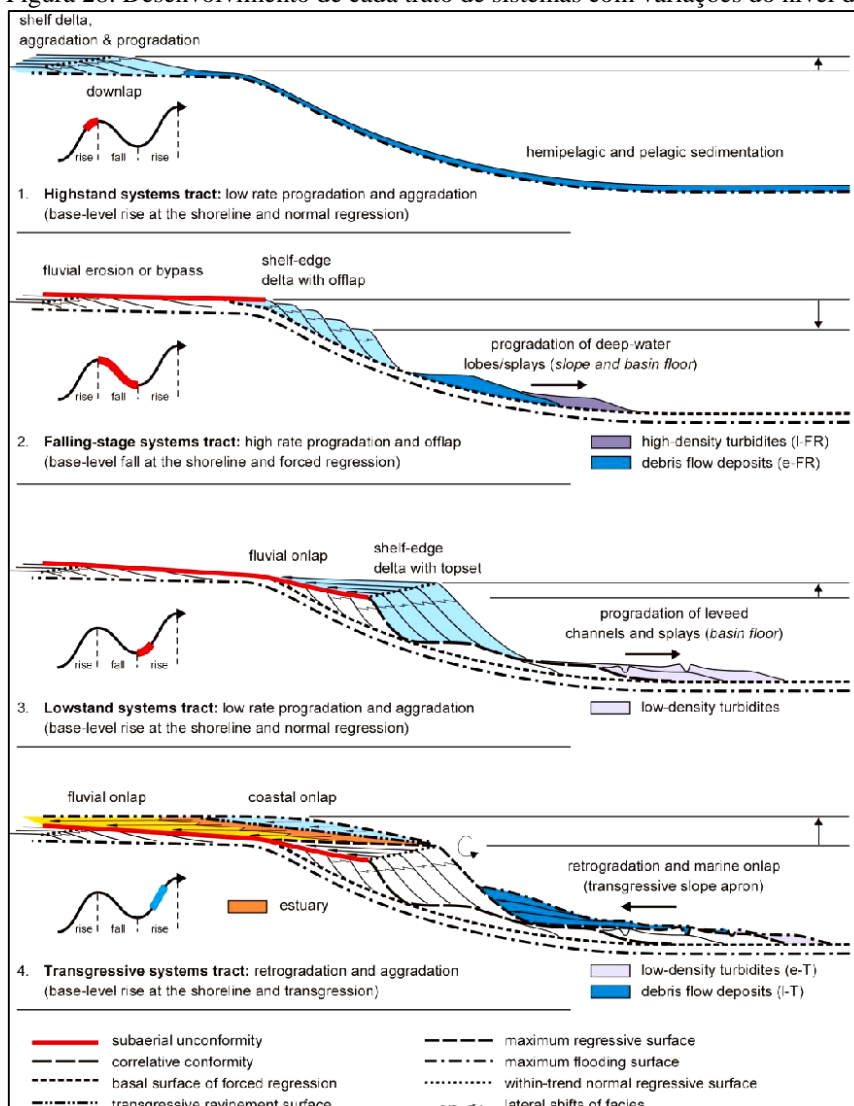
As superfícies estratigráficas podem ser interpretadas em linhas sísmicas através do reconhecimento do padrão de terminação de refletores classificados na Estratigrafia Sísmica, o que permite o reconhecimento dos Limites de Sequências. De acordo com Mitchum Jr et al.

(1977), as terminações de refletores se dividem em dois grupos principais sumarizados na Tabela 3.

3.1.2.5 Tratos de Sistemas

O conceito de tratos de sistemas foi introduzido para definir os sistemas deposicionais (BROWN JR e FISHER, 1977). Os tratos de sistemas são interpretados com base no padrão de deposição, no posicionamento dentro da sequência e nos tipos de superfícies limitantes, e são relacionados com períodos específicos na curva de nível de base. A Figura 28 resume as principais características de cada trato de sistemas, descritos em detalhes posteriormente.

Figura 28. Desenvolvimento de cada trato de sistemas com variações do nível do mar



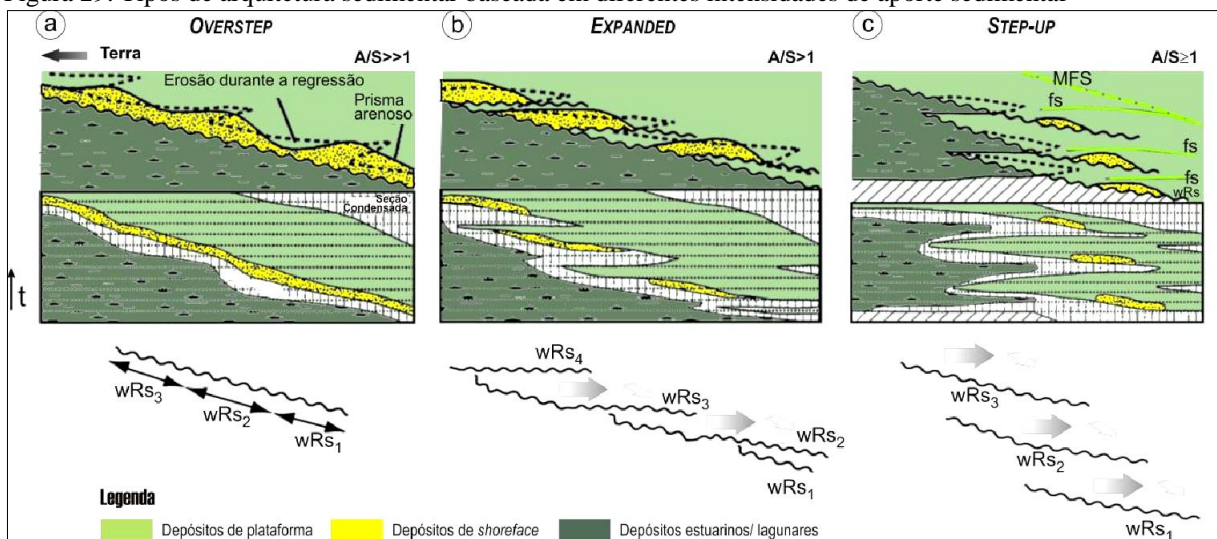
Fonte: Catuneanu, 2002

3.1.3 Arquitetura dos depósitos transgressivos versus aporte sedimentar

A arquitetura e a distribuição dos sistemas transgressivos estão diretamente relacionadas com a taxa de criação de espaço de acomodação e a taxa de aporte sedimentar. Na Figura 29 podemos observar três tipos diferentes de arquitetura relacionados com diferentes intensidades de aporte sedimentar:

- no caso do modelo “*overstep*”, a pequena elevação do nível relativo do mar, associada a baixas taxas de sedimentação ($A/S \gg 1$) causa um sucessivo ravinamento da face de praia pelas ondas. Este ravinamento gera uma superfície erosiva que resulta em extensos e delgados depósitos arenosos mais grossos na porção inferior, tendendo a mais finos na porção superior;
- quando ocorre altas taxas de sedimentação ($A/S \geq 1$), como no caso do modelo “*step up*”, os depósitos retrogradacionais se empilham verticalmente formando degraus, onde pequenas superfícies de ravinamento estão em *onlap* sobre a Superfície de Ravinamento principal;
- quando a taxa de aporte sedimentar tem valores intermediários (entre os modelos de “*overstep*” e o “*step-up*”), a transgressão pode ser conduzida pelo modelo “*expanded*” (Figura 29).

Figura 29. Tipos de arquitetura sedimentar baseada em diferentes intensidades de aporte sedimentar



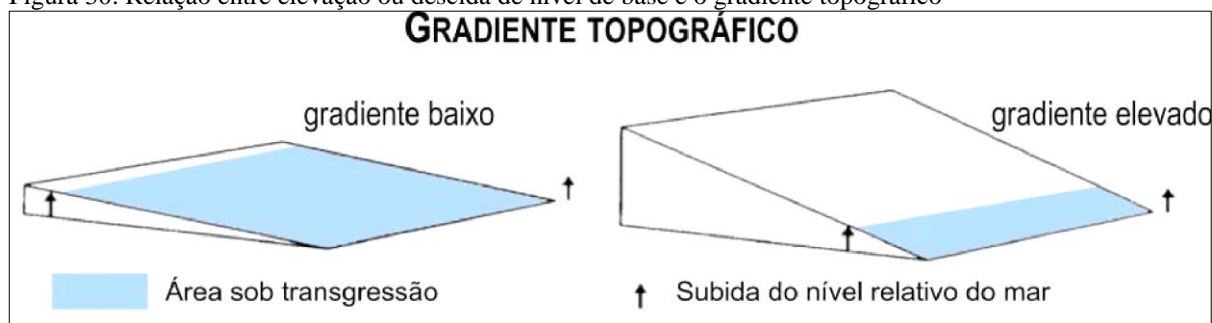
Fonte: Cattaneo e Steel, 2003; Hatushika, 2008.

3.1.3.1 Gradiente da Topografia da Base

Outro fator que influencia na deposição ou não deposição sedimentar durante a transgressão marinha, tanto em escala costeira quanto em escala plataformal, é o gradiente topográfico sobre o qual se desenvolve a transgressão. Durante transgressões em topografias com alto gradiente, o movimento da linha de costa em direção ao continente é relativamente lento e o processo de ravinamento na linha de costa tem mais tempo para retrabalhar e redepositar os sedimentos.

Isso resulta num recuo da face de praia, formação da Superfície de Ravinamento e deposição acima desta superfície de possíveis espessos depósitos transgressivos. Já baixos gradientes resultam na rápida migração da linha de costa em direção ao continente, visto que as áreas de transgressão marinha são mais extensas quando comparadas com topografias de alto gradiente. Com isso os sedimentos são dispersos em maiores distâncias, gerando depósitos transgressivos pouco espessos (CATTANEO e STEEL, 2003) (Figura 30).

Figura 30. Relação entre elevação ou descida de nível de base e o gradiente topográfico



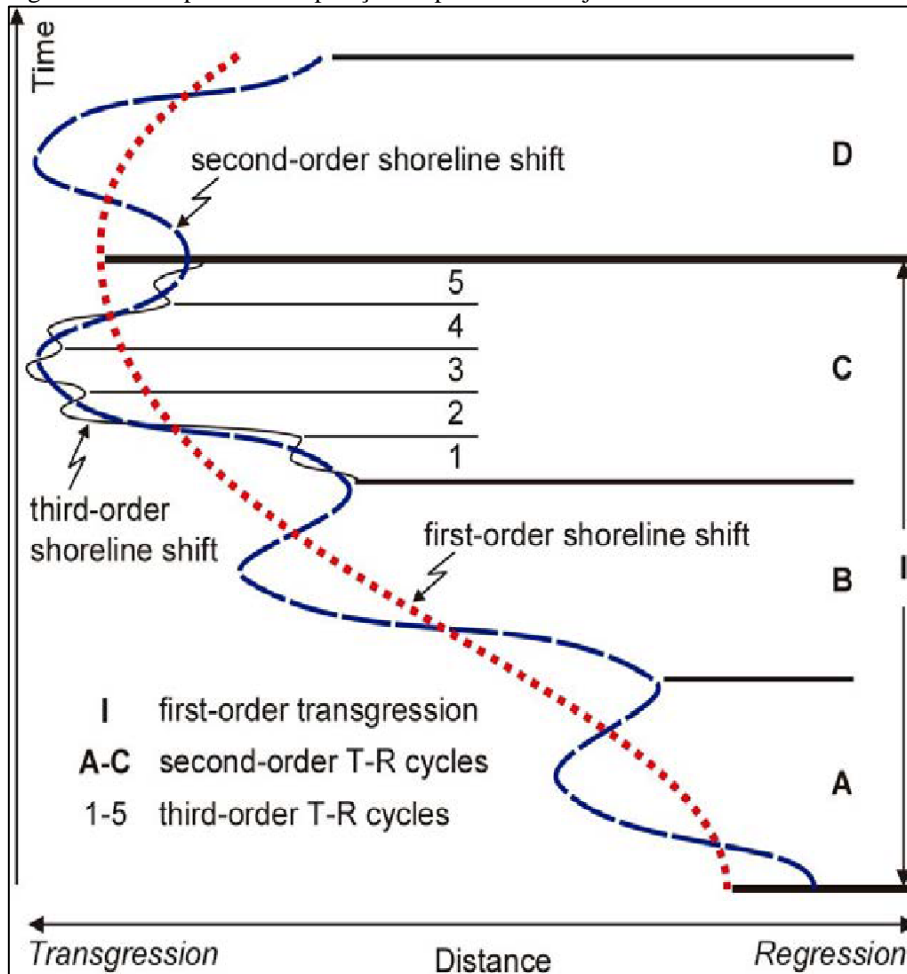
Fonte: Hatushika, 2008.

3.1.4 Hierarquia em estratigrafia de seqüências

O conceito de hierarquia se refere à classificação das seqüências baseado em suas escalas e significados estratigráficos (CATUNEANU et al., 2011). A primeira ordem é a mais importante e representa as seqüências de maior ordem (high order) e de mais baixa frequência que as seqüências de ciclicidade de menor ordem. É importante ressaltar que seqüências de ordem maior são normalmente subdivisíveis em várias seqüências de ordem menor. Logo, uma

visão geral da arquitetura estratigráfica que descreva a tendência deposicional como um todo, é normalmente complicada (CATUNEANU, 2006). A hierarquia entre sequências passa a ser importante a partir do momento que as interpretações entre as sequências e superfícies das sequências de maiores ordens passam a se confundir com sequências de menor ordem que as compõem (CATUNEANU, 2006) (Figura 31).

Figura 31. Exemplo da sobreposição de padrões de trajetória de linha de costa de diferente ordens.



Nota: A menor ordem de ciclicidade (3ª ordem neste exemplo) reflete o verdadeiro deslocamento da linha de costa. As ordens maiores de ciclicidade refletem tendências gerais de deslocamento

Fonte: Catuneanu, 2006.

Dois sistemas hierárquicos são utilizados atualmente: (1) baseado na frequência dos limites de sequência (duração do ciclo) (e.g. MITCHUM e VAN WAGONER, 1991; VAIL et al., 1977) e, (2) baseado na magnitude das variações do nível de base que formam os limites de sequência (independente da duração do ciclo) (CATUNEANU, 2006)

3.1.4.1 Hierarquia Baseada na Duração do Ciclo

O sistema de hierarquia baseado na duração do ciclo (MITCHUM e VAN WAGONER, 1991; VAIL et al., 1977) enfatiza a eustasia como principal força controladora da ciclicidade estratigráfica, que, por sua vez, é controlada por tectonismo e forças orbitais (Tabela 4). O sistema hierárquico baseado na duração do ciclo é fundamentado no pressuposto de que os controles sobre a ciclicidade em específicas ordens hierárquicas são previsíveis, repetitivas e invariáveis ao longo do tempo (CATUNEANU, 2006).

Como a eustasia é um fenômeno global, as sequências de diferentes ordens hierárquicas deveriam ter um sincronismo mundial, ou seja, um único gráfico de ciclicidade (*'global-cycle chart'* de Haq et al., 1987) poderia descrever a ciclicidade estratigráfica observada em qualquer bacia do mundo (CATUNEANU, 2006). Contudo, as bacias são submetidas, além da variação eustática, a tectonismos de escalas regionais a continentais, resultando na formação de arquiteturas estratigráficas dessincronizadas ao redor do mundo, o que limitaria a utilização do sistema hierárquico baseado na duração do ciclo.

Tabela 4. Sistema hierárquico baseado na duração dos ciclos estratigráficos

| Tipo de sequência | Duração (my) | Terminologia |
|--|--------------|--|
| A) Ciclo global de supercontinente; | 200-400 | Ciclo de 1ª ordem (Vail et al., 1977) |
| B) Ciclos gerados por processos termais do manto em escala continental e cinemática de placas; | 10-100 | Ciclo de 2ª ordem (Vail et al., 1977) Superciclo (Vail et al., 1977) Sequência (Sloss, 1962) |
| C) Ciclos locais ou regionais de movimentos do embasamento causados por cinemática regional de placas; | 0.01-10 | Ciclo de 3ª a 5ª ordem (Vail et al., 1977) |
| D) Ciclos globais gerados por forças orbitais. | 0.01-2 | Ciclo de 4ª e 5ª ordem (Vail et al., 1977), Ciclos de Milankovitch |

Fonte: Modificado de Miall, 2010

3.1.4.2 Hierarquia Baseada na Magnitude das Variações do Nível de Base

A hierarquia baseada na magnitude das variações do nível de base, que resulta na formação dos limites das sequências, fornece uma classificação em que a ordem da sequência depende de atributos físicos das superfícies limitantes e é independente da duração do ciclo

(EMBRY, 1995). As classes estabelecidas são ordenadas de acordo com a quantidade relativa das variações de nível de base, quanto maior a variação de nível de base, maior a ordem hierárquica. A escala é uma questão fundamental na estratigrafia de sequências, com implicações para metodologia, nomenclatura e aplicações práticas. A escala de observação pode ser selecionada pelo praticante em função do propósito de estudo (por exemplo, exploração de petróleo vs. desenvolvimento da produção), ou pode ser restringido por parâmetros locais, como configuração geológica (por exemplo, taxas locais de subsidência e sedimentação) e a resolução dos dados disponíveis. Não há padrões temporais ou físicos para a escala de qualquer tipo de unidade ou superfície de estratigrafia de sequências; os mesmos tipos de unidades estratigráficas e superfícies limitantes podem ser observadas em diferentes escalas (ou seja, níveis hierárquicos), e as escalas associadas a qualquer classificação hierárquica particular pode variar entre e dentro das bacias. Esta variação de escala reflete uma combinação de fatores, incluindo a variabilidade natural na acomodação e condições locais de sedimentação e o desenvolvimento diacrônico das superfícies estratigráficas (CATUNEANU et al., 1998; CATUNEANU, 2006, 2019).

Por esses motivos, a metodologia e nomenclatura devem permanecer independente da escala e de todas as variáveis locais, para uma aplicação consistente da estratigrafia de sequências em toda a gama de configurações geológicas, escalas estratigráficas e tipos de dados disponíveis.

A seguir estão os pontos-chaves relacionados à questão da escala na Estratigrafia de Sequências (CATUNEANU, 2020):

- a) a estrutura estratigráfica da sequência;
- b) hierarquia estratigráfica da sequência;
- c) escala de mudanças paleogeográficas;
- d) escala dos sistemas deposicionais;
- e) escala de tratos e sequências de sistemas;
- f) escalas na estratigrafia de sequências;
- g) inconformidades vs. Diastemas;
- h) inconformidades intra-sequência;
- i) sucessões relativamente conformáveis;
- j) escalas sedimentológicas vs. Estratigráficas;
- k) estratigrafia de sequências independente de escala.

3.2 Modelagem estratigráfica

A modelagem estratigráfica é utilizada principalmente na indústria do petróleo para construir modelos de fácies e geometrias deposicionais em áreas de fronteira exploratória. Também pode ser aplicada como uma ferramenta para testar hipóteses na compreensão e quantificação dos parâmetros e processos envolvidos na formação de ambientes deposicionais conhecidos. A modelagem estratigráfica tem como objetivo a simulação geométrica e de fácies das unidades sedimentares em uma escala de dezenas a centenas de quilômetros e em uma escala de tempo de milhares a milhões de anos (GRANJEON e JOSEPH, 1999; GRANJEON e WOLF, 2007; GRANJEON, 2009, 1997). A arquitetura estratigráfica de uma bacia sedimentar é controlada pelo transporte de sedimentos, mas também pelo espaço de acomodação e o aporte sedimentar. A criação ou redução de espaço de acomodação e a sedimentação são os principais componentes da evolução estratigráfica.

A construção de modelos numéricos sedimentares é dividida em dois tipos principais: estocástico e determinístico. O modelo estocástico utiliza métodos probabilísticos para regionalizar a informação de um ponto amostrado para a área estudada, porém não permite o entendimento da evolução dos processos envolvidos na formação do ambiente deposicional.

O modelo determinístico, baseado em equações físicas, pode simular os processos que agiram por um determinado intervalo de tempo na formação das camadas estratigráficas. O aspecto diferencial das modelagens determinísticas de sistemas deposicionais é de que, baseado nas relações entre criação de espaço de acomodação e taxa de sedimentação, pode-se reproduzir o significado geológico necessário e que todos os processos importantes na formação das fácies sejam conceitualmente entendidos, adequadamente quantificados e simulados no tempo (WARRLICH, et al., 2008), com razoável aproximação, as arquiteturas estratigráficas das sequências deposicionais.

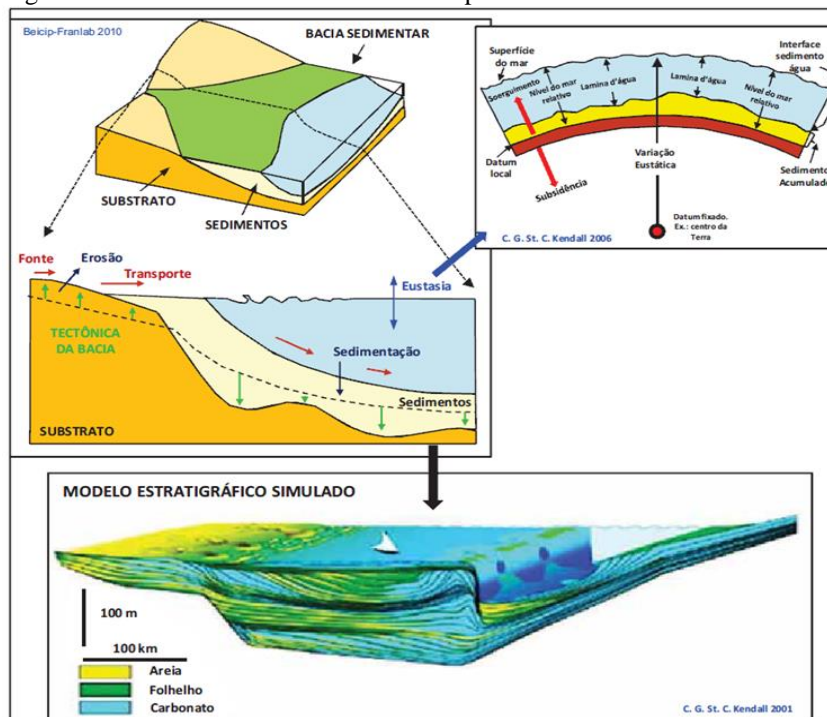
Além disto, proporciona um melhor entendimento dos fatores fundamentais que governam as mesmas. Durante as últimas décadas, diversos programas de modelagem estratigráfica foram desenvolvidos para reproduzir as complexas interações espaciais e temporais que controlam os processos de sedimentação. Estes algoritmos foram direcionados para determinadas escalas de espaço/tempo permitindo discretizar os resultados da variação de parâmetros em sistemas deposicionais de acordo ao ambiente sedimentar.

Neste projeto foi implementado o software Dionisos® (Diffusion Oriented - Normal and Inverse - Simulation of Sedimentation), desenvolvido pelo Instituto Francês de Petróleo (IFP)

em 1992 para ser utilizado na modelagem estratigráfica tridimensional de unidades sedimentares em escala de bacia. Propõe-se a simulação de modelos siliciclásticos e carbonáticos, tendo como principal resultado um modelo com detalhada distribuição de fácies e sua consequente geometria tridimensional, além da quantificação dos parâmetros físicos, como subsidência e eustasia. Os aspectos inovadores deste programa são o uso das equações de transporte de sedimentos através do modelo de difusão e das leis de transporte físico, e a quantificação das taxas de erosão e sedimentação de diferentes litologias (GRANJEON, 1997; GRANJEON E JOSEPH, 1999). Por estas razões, esse programa foi escolhido para testar a simulação do modelo estratigráfica proposto para a área estudada neste trabalho. O programa Dionisos modela o preenchimento da bacia e o comportamento das unidades sedimentares levando em consideração três parâmetros principais (Figura 32):

- Espaço de acomodação, que corresponde ao espaço criado pelos movimentos tectônicos eustáticos para acumulação de sedimentos;
- aporte sedimentar, que pode ser oriunda de uma fonte externa ao ambiente modelado ou da erosão de depósitos previamente depositados;
- transporte de sedimentos no domínio continental e marinho, baseado em equações de difusão.

Figura 32. Preenchimento da bacia e o comportamento das unidades sedimentares



Nota: Comportamento levando em consideração três parâmetros: Espaço de acomodação, aporte sedimentar e transporte de sedimentos.

Fonte: Kendall, 2001

3.2.1 Espaço de acomodação

Obedece ao espaço possível disponível para a acumulação de sedimentos. Este parâmetro é controlado por tectonismo, que cria subsidência ou soerguimento da bacia; e eustatismo, que são as variações absolutas/globais do nível do mar.

Para o cálculo e quantificação do espaço de acomodação criado para a sedimentação em uma bacia é indispensável a compreensão do conceito de nível de base. O nível base é usualmente definido como a superfície onde abaixo dele existe erosão e acima deposição (BARREL, 1917). Contudo, para cálculos de criação de espaço de acomodação, o nível de base é considerado a superfície do nível de mar local.

O espaço de acomodação pode ser calculado de duas maneiras diferentes: a partir da sua origem física, como o resultado dos movimentos eustáticos e de subsidência ou; simplesmente pelo resultado destes fatores nos registros geológicos, como a soma entre a espessura de sedimentos e a batimetria local (GRANJEON, 1997).

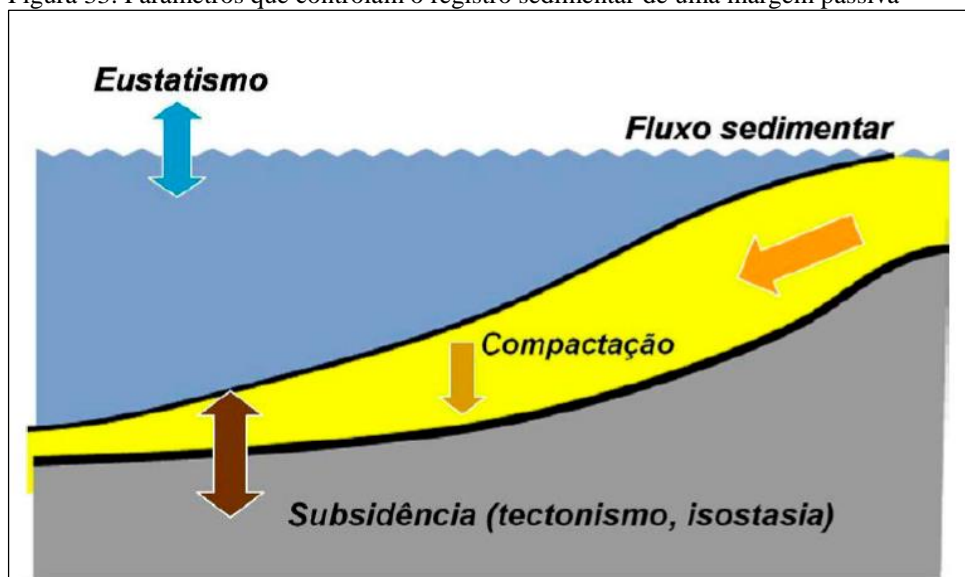
3.2.2 Eustatismo e subsidência

A variações eustáticas, juntamente com as variações de subsidência, são responsáveis pela criação ou destruição de espaço de acomodação. A subsidência é gerada por movimentos verticais do embasamento e pode ser de três tipos: subsidência térmica, por sobrecarga e flexural.

O eustatismo e a variação do fundo marinho (subsidência ou soerguimento) são responsáveis pela chamada variação relativa do nível do mar que é diretamente relacionada à criação/destruição de espaço de acomodação. As variações eustáticas e relativas do nível do mar são mais bem explicadas no capítulo Variações Climáticas e Eustáticas no Cenozoico.

A eustasia e a subsidência descritas acima geram ou destroem espaço de acomodação disponível para os sedimentos. A compactação modifica a batimetria dos sedimentos já depositados diminuindo progressivamente a sua espessura (Figura 33).

Figura 33. Parâmetros que controlam o registro sedimentar de uma margem passiva



Fonte: Homewood et al., 2003.

3.2.3 Compactação

É definida como a mudança nas dimensões de um volume de sedimento como resultado da sobrecarga (ALLEN e ALLEN, 2005). Ela ocorre devido ao progressivo soterramento sedimentar pelas camadas subsequentemente depositadas gerando inúmeras mudanças físicas e químicas como: diminuição da porosidade, aumento da densidade e diminuição da espessura da camada soterrada. Outros tipos de processos também podem ocorrer, como dissolução ou precipitação de elementos químicos, cimentação etc.

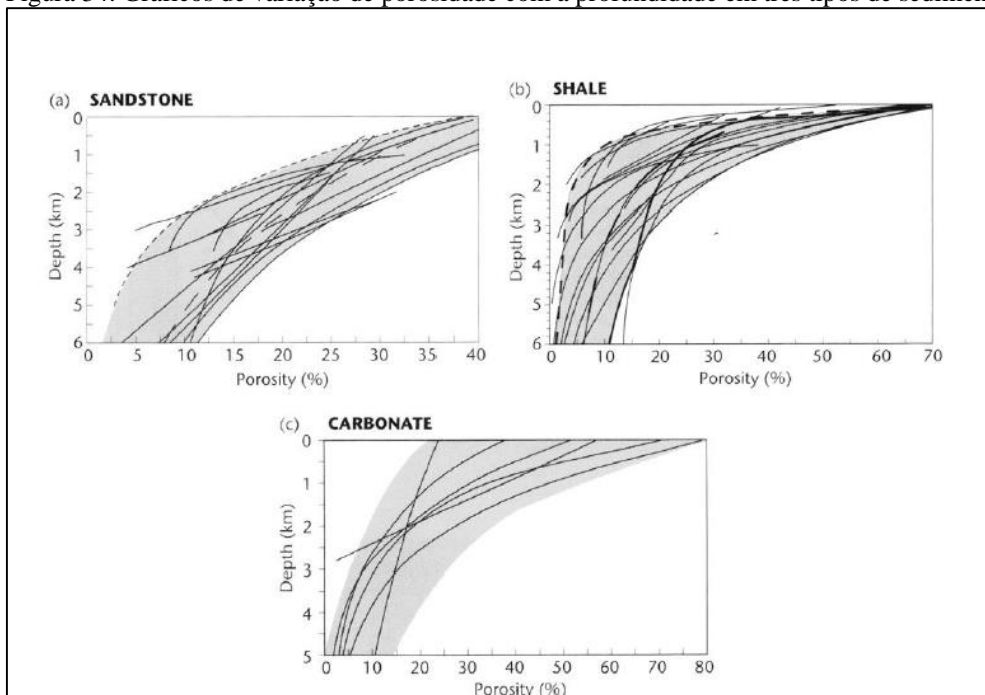
De acordo com Allen e Allen (2005) a compactação e a perda de porosidade são afetadas por três conjuntos de processos inter-relacionados: (1) Compactação mecânica, que é o rearranjo mecânico e compressão dos grãos em resposta à sobrecarga; (2) compactação físico-química que ocorre devido a processos como a pressão da solução, particularmente importante em carbonatos; (3) cimentação, que envolve o preenchimento do espaço do poro pela precipitação química durante o soterramento.

Durante o soterramento, e conseqüente compactação, ocorre a grande redução no volume dos poros e uma pequena redução no volume sólido da rocha devido à compressão. Em contrapartida, a cimentação aumenta o volume de sólidos e diminui ainda mais o volume dos poros.

Na simulação estratigráfica a compactação é diretamente relacionada à perda de porosidade, principal fator que gera a diminuição de espessura das camadas pela expulsão dos líquidos dos poros.

A descompactação das camadas sedimentares nos permite obter a espessura original da camada no momento em que ela foi formada. Para a realização da descompactação é necessária a variação da porosidade com a profundidade, que pode ser obtida através de perfis sônicos ou através da litologia do sedimento. A relação exponencial entre a porosidade e a profundidade, obtida através de inúmeras análises de perfis sônicos, é dada pela fórmula onde a porosidade em cada profundidade, equivale à porosidade original na superfície com o coeficiente que depende da litologia. (ALLEN e ALLEN, 2005). A Figura 34 mostra como a porosidade nas litologias mais frequentes se comportam com a profundidade.

Figura 34. Gráficos de variação de porosidade com a profundidade em três tipos de sedimentos diferentes



Fonte: Allen e Allen, 2005.

3.2.4 Aporte sedimentar

Os sedimentos siliciclásticos são compostos essencialmente por areias, formadas por grãos de sílica e de diâmetro médio na ordem de 0.1 a 1 mm, e por argilas, constituídas por minerais de

silico-alumínio como a illita, a clorita ou a caolinita. Eles são resultados de erosões continentais e são transportados das áreas deltaicas e marinhas pela ação de rios.

Os sedimentos após destacados da rocha fonte são remobilizados através de agentes de transporte como a água ou o vento. Na simulação estratigráfica são considerados somente os agentes aquáticos e, por isso, a produção sedimentar é definida como o total da descarga de sedimentos medidos na boca do rio dividido pela área, resultando em valores de fluxo de massa (ALLEN e ALLEN, 2005).

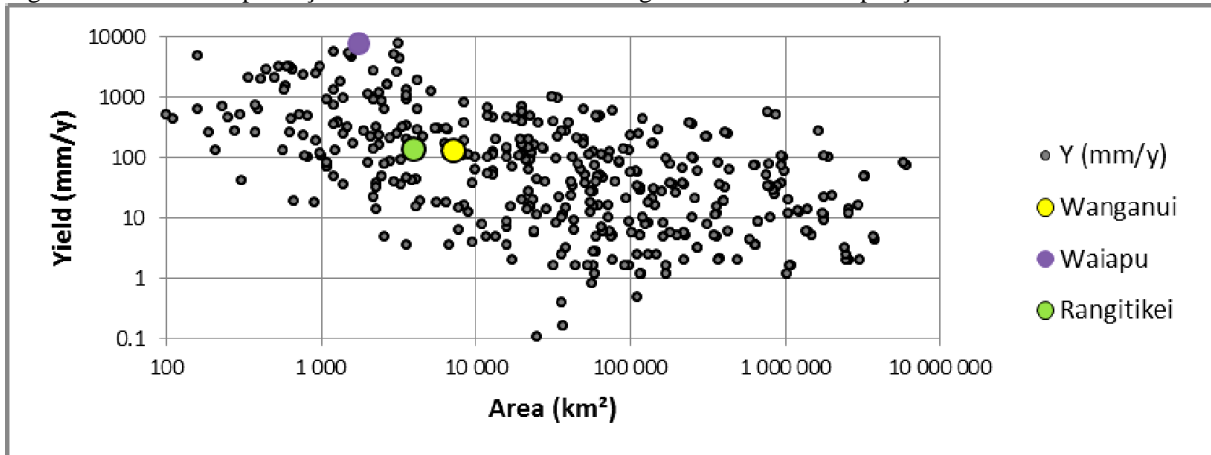
Muitos estudos são realizados para quantificar a produção sedimentar, como a estimativa da taxa de preenchimento sedimentar em lagos e reservatórios artificiais, ou pelo cálculo do volume sedimentar datado em depocentros offshore, como é o caso do presente trabalho. Além de medição diretas, outros parâmetros físicos podem ser quantificados e relacionados com a produção sedimentar, como: o comprimento do curso d'água principal, a área e a altitude média da área fonte, o fluxo d'água e de sedimento na desembocadura do rio e/ou a pluviosidade média. As tentativas de correlação entre estes parâmetros permitiram a elaboração de fórmulas empíricas que relacionam o fluxo sedimentar anual com parâmetros físicos como a área da bacia de drenagem e ao fluxo d'água anual (MILLIMAN e MEADE, 1983) ou a altitude média da área fonte (MILLIMAN e SYVITSKI, 1992).

Compilações mais atuais foram realizadas pelo Dr. Didier Granjeon (obtidas através de comunicação pessoal) resultando em uma série de relações que podem ser utilizadas para estimar o aporte sedimentar. Alguns parâmetros e suas relações com a produção sedimentar estão descritos abaixo:

3.2.4.1 Área da bacia de drenagem (km²)

A área de uma bacia de drenagem é considerada a área total entre a fonte e o destino do sedimento, desde as montanhas onde nascem os rios até bacias sedimentares *offshore*. Foram realizadas tentativas de relacionar diretamente a produção sedimentar e a área da bacia de drenagem através de compilações de dados de inúmeros rios (compilação realizadas pelo Dr. Didier Granjeon e obtidas por comunicação pessoal). Como pode se observar na compilação do gráfico da Figura 35 não é possível verificar uma relação muito clara entre estes dois parâmetros.

Figura 35. Gráfico de produção sedimentar X área de drenagem baseada na compilação de dados realizada

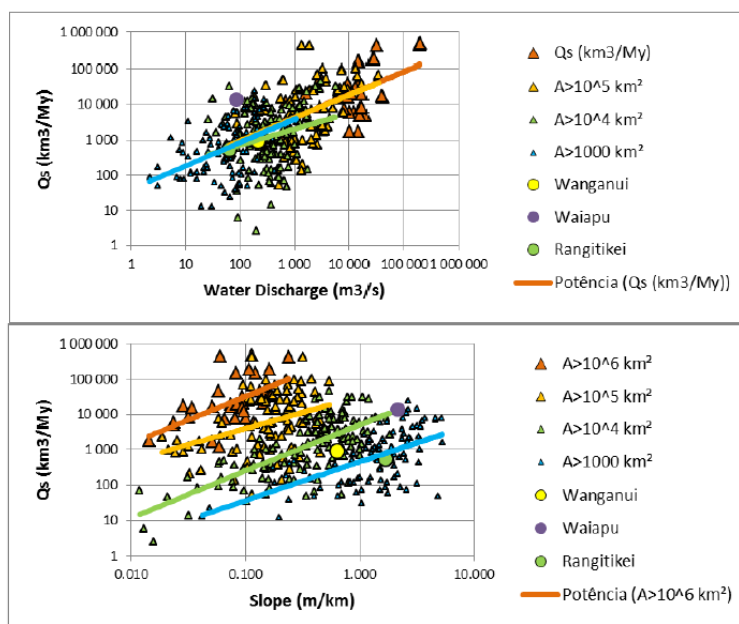


Fonte: Granjeon, 2011

3.2.4.2 Descarga sedimentar (Q_s em km^3/my) (Q_s em km^3/my)

Através da compilação de informações realizadas pelo Granjeon (obtidas por comunicação pessoal) sobre a descarga sedimentar, descarga de água e inclinação da bacia de vários rios ao redor do mundo, foi possível relacionar estes parâmetros e traçar algumas curvas de tendência de acordo com a área da bacia de drenagem (Figura 36).

Figura 36. Descarga de água e inclinação da bacia de vários rios ao redor do mundo.



Fonte: Granjeon, 2011

3.2.4.3 Run-off

O fluxo do ciclo hidrológico que conecta os reservatórios continentais e marinhos. A diferença entre os fluxos continentais e atmosféricos, onde a precipitação excede a evaporação nas áreas continentais, é compensada pelo fluxo *run-off* dos reservatórios continentais para os oceânicos (ALLEN e ALLEN, 2005).

$$P = E + T + \Delta S + \Delta G + R \quad (1)$$

Onde P é a precipitação, E a evaporação, T a transpiração, ΔS a variação da estocagem de água no solo, ΔG é a variação da estocagem de águas subterrâneas, e R é o *run-off*. A importância de cada um destes parâmetros depende do clima, da topografia e da configuração geológica.

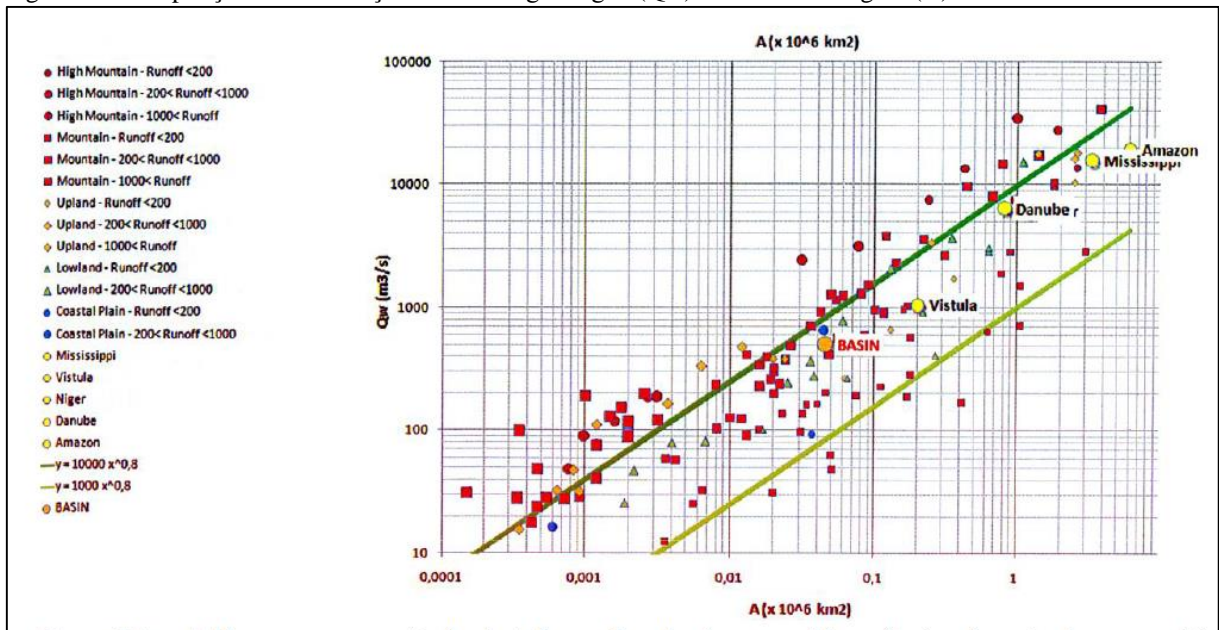
3.2.4.4 Descarga d'água (Q_w em m^3/s)

Este parâmetro é diretamente relacionado com o tamanho da área da bacia de drenagem (A), como observado no gráfico da compilação de dados de área de drenagem X descarga sedimentar. Este gráfico ainda correlaciona estes dois parâmetros a altas ou baixas altitudes (Figura 37).

A erosão dos continentes está ligada à alteração das rochas, combinando diferentes processos físicos, como: congelamento-degelo, umidade e dissecação, e processos químicos, como a hidrólise. Estes processos de intemperismo variam fortemente com as variações climáticas. Compilações realizadas até os anos noventa mostravam que as velocidades médias de erosão variavam entre 0.1 e 100 m/ma (compilação realizada por Granjeon, 1997).

Frequentemente são observados termos relacionados à erosão como a denudação e a exumação. A denudação é a composição entre a erosão e a exumação, onde a erosão representa a perda de relevo e massa sob a ação de processos climáticos (mecânicos e químicos) e de processos de transporte, e a exumação é relacionada a processos tectônicos.

Figura 37. Compilação de informações de descarga d'água (Qw) e área de drenagem (A)



Nota: Mostrando a relação entre área de baixas altitudes, linha em verde clara, e em altas altitudes, linha em verde escuro

Fonte: Granjeon, 2011.

Na simulação estratigráfica a taxa de erosão é quantificada considerando-se os volumes totais de relevo e massa retirados. Esta taxa é definida através da equação abaixo:

$$\text{Taxa erosão} = (V_s \cdot \rho_s) / (t \cdot \rho_r \cdot A) \quad (2)$$

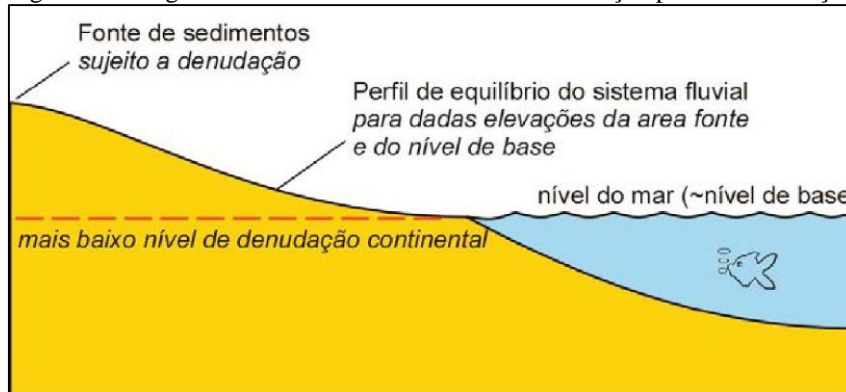
V_s =volume de sedimentos, t =idade do depósito, A =área da bacia, ρ_s =densidade do sedimento (2.3 g/cm^3) e ρ_r =densidade da rocha in situ (2.7 g/cm^3).

O potencial de material passível de erosão depende do relevo que, ao ser erodido, gera reajustes isostáticos (movimentos verticais para reequilibrar o balanço de massa). Este reequilíbrio gera novos altos relevos induzindo, assim, mais erosão. Este processo é contínuo e remodela a geomorfologia até que haja um equilíbrio e os altos relevos desapareçam (Figura 38).

Cálculos de taxa de denudação e taxa de exumação permitem a obtenção de informações relativas à evolução dos fluxos sedimentares e das variações climáticas. Existem alguns tipos de medições como: a análise de isótopos cosmogênicos que permitem a estimativa da taxa de denudação através de: datação geoquímica (produção de isótopos raros, como o berílio, o alumínio, e o cloro, através dos raios cósmicos); análise de traços de fissão de apatita e zircão,

onde são obtidas as taxas de exumação através da quantificação do movimento vertical local; e através de medições de idade de terraços marinhos e linhas de costa.

Figura 38. Imagem ilustrando o nível de máxima denudação para a manutenção de um perfil em equilíbrio



Fonte: Catuneanu, 2006.

3.2.5 Transporte de sedimentos

Desde os trabalhos de Culling (1960) e Carson e Kirby (1972) as leis de difusão têm sido utilizadas em geomorfologia e geologia para representar, em grande escala, os processos de transporte por arrasto, escoamento superficial e fluxo canalizado. O conceito de transporte de sedimento por difusão determina que a capacidade do fluxo d'água seja proporcional à inclinação da bacia e da descarga d'água.

A equação de difusão é derivada de equações empíricas e conceituais de hidráulica de Begin et al. (1981) e Paola et al. (1992). Estas equações vêm sendo amplamente utilizadas de várias formas em modelos de transporte de sedimentos (CARSON E KIRBY, 1972; CULLING, 1960) de deltas aluviais, rios e várzeas (COULTHARD, 1999; PARKER et al., 1998; MURRAY e PAOLA, 1994; BEGIN et al., 1981), montanhas e bacias de *foreland* (JORDAN e FLEMINGS, 1991; TUCKER e SLINGERLAND, 1994), deltas e margens continentais (KENYON e TURCOTTE, 1985; PAOLA et al., 1992; POSTMA et al., 2008; RIVENAES, 1992).

Usando o modelo de evolução sedimentar (TUCKER e SLINGERLAND, 1994; WILLGOOSE et al., 1991), o programa Dionisos combina dois processos de transporte por arrasto em uma superfície inclinada (fluxo gravitacional) e por rápida descarga d'água. O primeiro processo é simulado através da equação linear de difusão *slope-driven* onde o

transporte é proporcional ao gradiente da superfície. O segundo processo é simulado por uma equação não linear de difusão da água e *slope-driven*. Com base na combinação das leis de transporte temos a seguinte equação:

$$Q_s = - (K_s + K_w * q_w^n * S^{(m-1)}) S \quad (3)$$

Onde Q_s é o fluxo de sedimento (km^2/my), K_s e K_w são os coeficientes de transporte por lento arrasto e por processos de water-driven, respectivamente (km^2/ka), q_w é a descarga d'água em uma célula sem dimensão (em que a descarga d'água local está normalizada em $100\text{m}^3/\text{s.km}$), S é gradiente local de bacia, n e m são constantes, usualmente 1 e 2. Simplificada:

$$q_s = K * Q_w * S \quad (4)$$

Onde q_s é a capacidade de transporte de sedimentos, K é o coeficiente de difusão, Q_w é a descarga d'água e S a inclinação do fundo (m/Km)

O coeficiente de difusão K é caracterizado como a eficácia de transporte de um tipo de sedimento em um determinado ambiente, e depende da dinâmica local (fluvial, marés ou por ondas) (Figura 39). Podem ser adotados valores médios de coeficiente de difusão, como mostrado na Tabela 5.

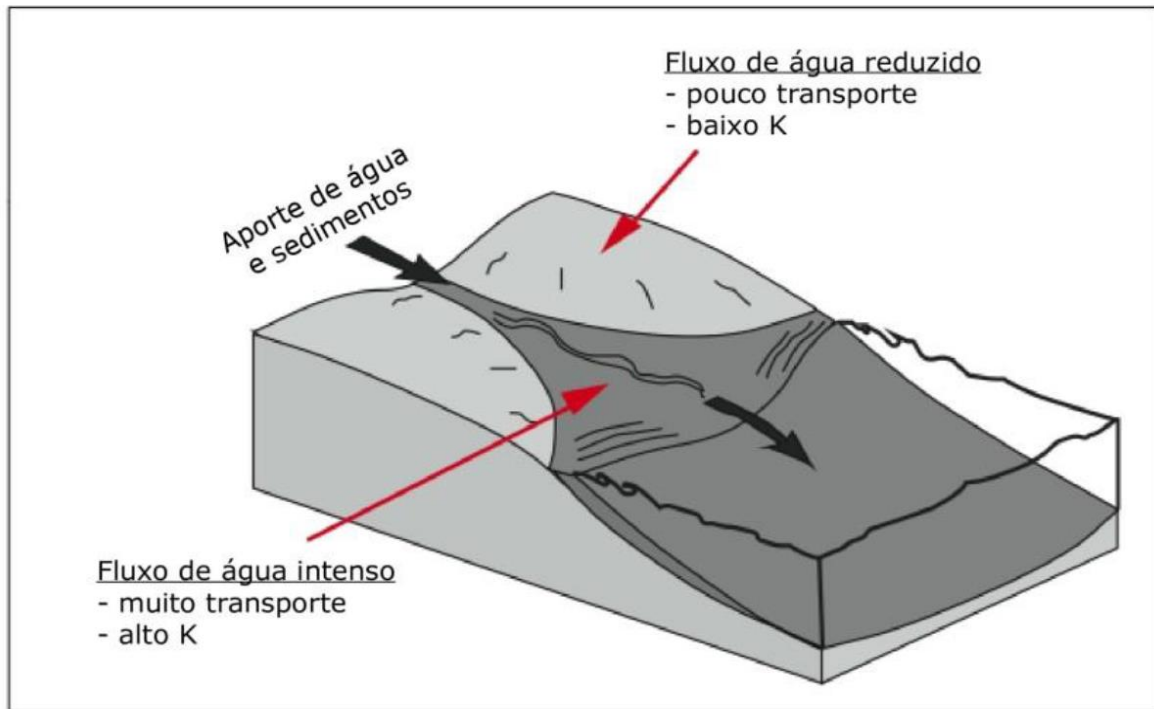
Tabela 5. Valores médios de coeficientes de difusão para alguns tipos de sedimento

| | Kmédio fluvial | Kmédio marinho |
|--------------|----------------|----------------|
| Areia grossa | 447 | 8.9 |
| Areia fina | 1000 | 20 |
| Silte | 2230 | 45 |

Fonte: A autora, 2019

Em um modelo estratigráfico o sedimento é considerado como composto de um número finito de frações de grãos. Além da equação de transporte foi também aplicada a lei da conservação de massa em cada fração de grão levando a definição da taxa de sedimentação e erosão locais. Sedimentação ocorre quando a capacidade de transporte diminui (devido à diminuição da inclinação de fundo ou a diminuição do fluxo d'água), e erosão ocorre quando a capacidade de transporte aumenta.

Figura 39. Possíveis trajetórias de sedimento e o respectivo coeficiente de difusão



Fonte: Modificado de Granjeon, 1997.

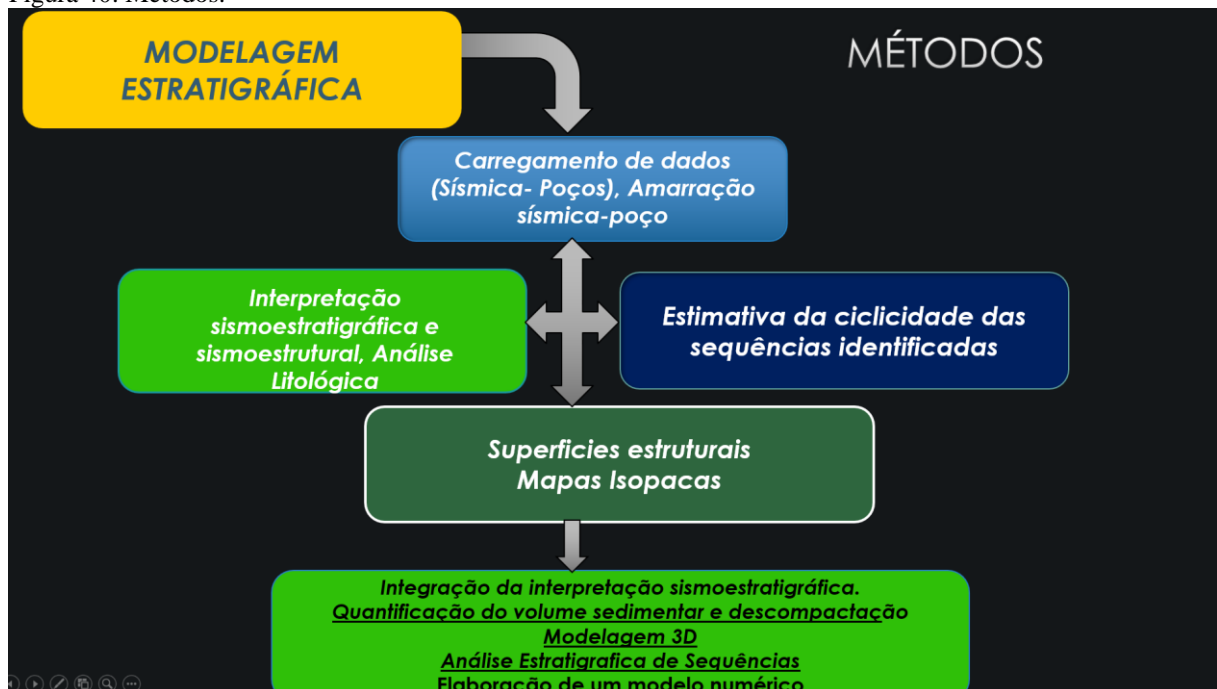
4 METODOLOGIA

Com o objetivo de proceder à construção do modelo estratigráfico mediante a simulação estratigráfica é necessário definir condições de contorno essenciais, como as geometrias internas do modelo, a escala de tempo, os tipos litológicos, o posicionamento das áreas fontes e os paleoambientes de sedimentação que atuaram durante o tempo das simulações, de acordo com os dados a serem utilizados na calibração. De posse destas informações pode-se selecionar o programa de modelagem estratigráfica que melhor se adapte à aplicação desejada.

Adicionalmente, faz-se necessária a definição, a partir dos cenários simulados e das interpretações do modelo deposicional, de alguns parâmetros para a formulação completa do modelo estratigráfico. Os parâmetros críticos são a paleobatimetria, o espaço de acomodação; as taxas de aporte sedimentar e de produtividade carbonática; a energia e direção das ondas; e no caso da utilização de programas que consideram o algoritmo da difusão no controle do transporte de sedimentos, a estimação do coeficiente de difusão.

Uma simulação acertada depende essencialmente dos dados de entrada essenciais nas modelagens estratigráficas e podem ser oriundos dos afloramentos, de trabalhos publicados, das interpretações integradas e de experimentos físicos.

Figura 40. Métodos.



Fonte: A autora, 2018.

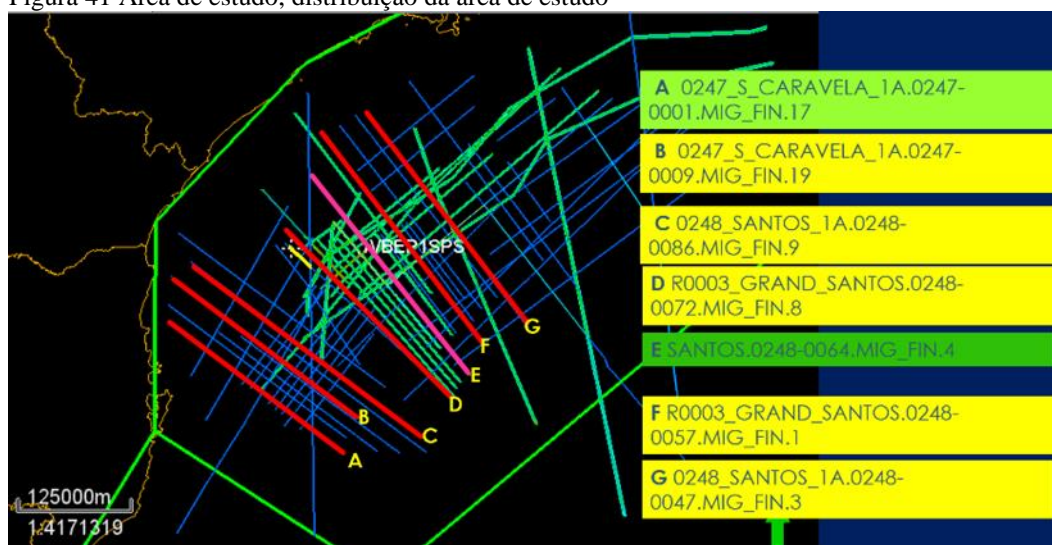
Os materiais e métodos utilizados para a construção e interpretação destes dados incluíram, dados dos poços, sísmica e bibliografia disponível. Para a visualização, interpretação, simulações numéricas e modelagem utilizaram-se alguns programas destinados à interpretação geológica, edição de mapas e modelagem estratigráfica, como: Petrel (Schlumberger); MOVE Link for Petrel (Schlumberger); OpendTect (dGB), Dionisos® (Beicip), respectivamente. Uma síntese sobre as etapas de composição e tratamento dos dados de entrada, desenvolvimento das simulações e calibração do modelo é apresentada na Figura 40. Estas etapas serão descritas, em maiores detalhes, nos itens a seguir deste capítulo.

A sistemática metodológica envolvida no desenvolvimento da continuação do trabalho de interpretação sismoestratigrafia e da simulação estratigrafia tem diversas fases de trabalho, descritas a seguir na Figura 40.

4.1 Base de dados

A base de dados utilizada para o desenvolvimento da área de trabalho compreendeu 71 linhas sísmicas 2D (13.200 km), 20 poços, sendo 38 seções dip e 33 seções strike. O estudo compreendeu uma área de aproximadamente 165.000 km² (Figura 41). Este conjunto de dados foi adquirido junto ao Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) - Agência Nacional do Petróleo (ANP).

Figura 41 Área de estudo, distribuição da área de estudo



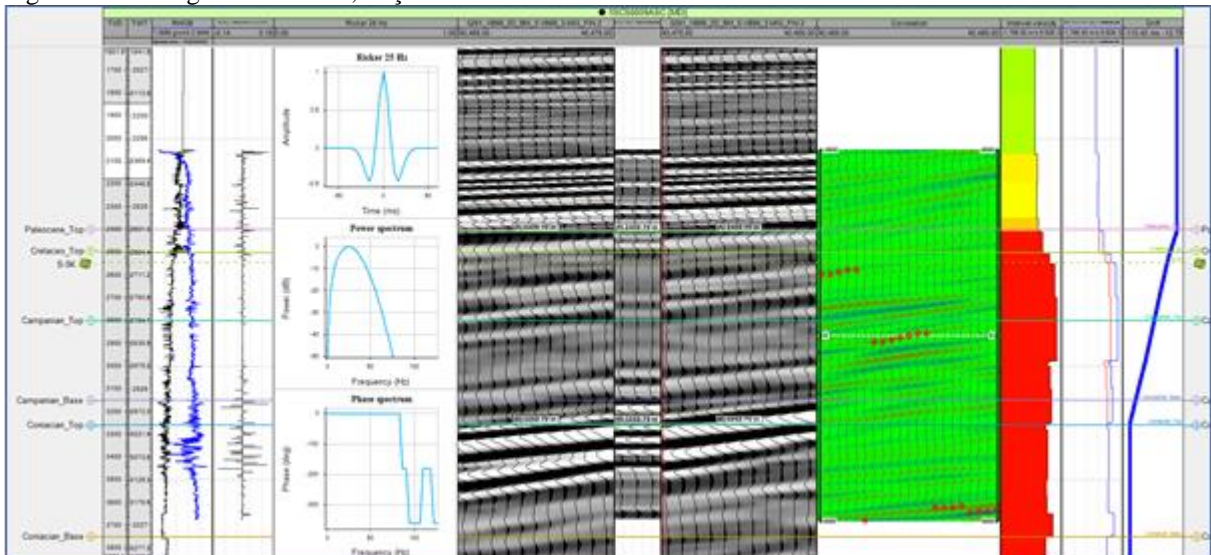
Fonte: A autora, 2019.

4.2 Amarração sísmica-poço

Os dados sísmicos 2D em formato *SEG-Y* e os dados de poço foram carregados no *software* de interpretação sísmica Petrel, assim como os dados de *checkshot* e os perfis de raios-gama, resistividade, sônico e densidade. Os marcadores do topo das formações foram adicionados manualmente. Prosseguiu-se com a amarração dos dados do poço aos dados sísmicos para prover informação litológica para as sismofácies, correlacionar as superfícies-chave identificadas na sísmica com respostas específicas nos perfis de poço e prover informação de profundidade para a sísmica, que, por sua vez, é adquirida em tempo.

Com os perfis-sônico e de densidade devidamente calibrados e editados, foi calculada a impedância acústica, que é obtida multiplicando-se a velocidade pela densidade para cada profundidade amostrada no poço. Essa informação foi utilizada para calcular os coeficientes de reflexão, que se referem à resposta do sinal sísmico à mudança na impedância acústica (RUSSEL, 1991), resultando em um perfil de refletividade (Figura 42).

Figura 42. Sismograma sintético, Poço 1-SCS009A-SC



Fonte: A autora, 2016.

Confeccionaram-se sismogramas sintéticos através da convolução do perfil de refletividade com uma *wavelet* teórica do tipo Ricker com frequência central de 25 Hz, utilizando-se apenas as reflexões primárias. A eleição da frequência da *wavelet* baseou-se na

extração de uma série de *wavelets* estatísticas do dado sísmico, até chegar a uma frequência que propiciasse a amarração mais satisfatória.

4.3 Análises das linhas sísmicas

As linhas sísmicas foram carregadas no software de interpretação Petrel e as sequências estratigráficas foram definidas assinalando todos os aspectos estratigráficos através do uso dos atributos sísmicos.

4.3.1 Atributos sísmicos

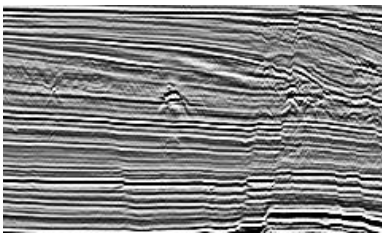

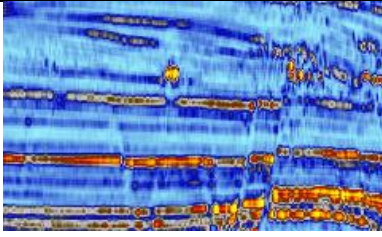
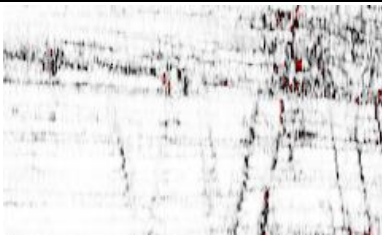
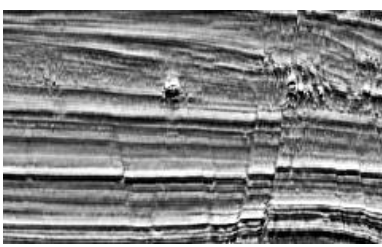
Para auxiliar na interpretação sismoestratigráfica, utilizaram-se quatro atributos sísmicos (Tabela 6) com o objetivo de realçar o topo e a base do sal e as sismossequências, denominados: COS PHASE, Amplitude RMS, Variância e TEC-VA.

O atributo COSPHASE, cosseno da fase, também conhecido como Amplitude Normalizada, é o cosseno da fase instantânea. Essa operação escala o dado entre os valores -1 e 1, e, portanto, não possui a informação de amplitudes. Esse atributo é um excelente indicador de continuidade lateral, terminações estratigráficas e variações de fácies sísmicas.

O atributo amplitude RMS é o cálculo da raiz quadrada da somatória das amplitudes quadráticas, dividido pelo número de amostras em uma determinada janela de tempo (média RMS – root mean square). É utilizado como um medidor da energia do sinal e é um clássico indicador direto de hidrocarbonetos, uma vez que possibilita detectar a variação das amplitudes.

O atributo Variância realiza uma análise da coerência do sinal sísmico através da estimação traço a traço da variância do sinal. Ele é independente da amplitude (mas não da orientação) e reproduz a mesma resposta para a mesma assinatura sísmica tanto em regiões de altas amplitudes como em regiões de baixas amplitudes. Normalmente, é utilizado para a detecção de descontinuidades no sinal, como ocasionado por falhas ou fraturas. No entanto, pode também ser utilizado como um atributo estratigráfico: se utilizado em uma janela de tempo pequena, pode realçar características deposicionais.

Tabela 6. Interpretação dos atributos sísmicos gerados a partir de uma linha sísmica

| <i>Atributo</i> | <i>Expressão</i> | <i>Resultado</i> |
|------------------------|---|---|
| Fase normal |  | Sísmica de reflexão processada em tempo. Refletores indicam contrastes de refletividade. |
| Cosseno da fase |  | Cosseno da fase instantânea, também conhecido como Amplitude normalizada, melhora a continuidade lateral das camadas. |
| RMS amplitude |  | Medida da refletividade em uma determinada janela de tempo. Detecta a variação das amplitudes. Atributo clássico para a detecção de “ <i>bright spots</i> ”. |
| Variância |  | Estimação da variância local do sinal. Este atributo é utilizado para isolar discontinuidades na continuidade horizontal das amplitudes, auxiliando na detecção de falhas e fraturas. |
| TEC_VA |  | Técnica Volume de Amplitudes - objetiva refletir ao máximo a geologia da superfície; ele realça a informação de amplitudes e a frequência portadora fundamental, mostrando flutuações que podem revelar falhas, canais etc. |

Fonte: A autora, 2017.

O atributo TEC-VA (ou técnica volume de amplitudes) foi apresentado em 1999 por E.M. Bulhões, no 6º Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, como ferramenta para a obtenção de mapas de variação lateral de sismofácies utilizando-se a média RMS ou a média dos Valores Absolutos de Amplitudes, rotacionada de fase a -90º, através da transformada inversa de Hilbert. A média de valores absolutos ou de RMS cumpre a função de eliminar a frequência portadora, disponibilizando apenas a informação desejada.

A utilização de atributos sísmicos é de grande importância para a interpretação sismoestratigráfica, uma vez que permite o realce das feições estratigráficas e estruturais, revelando ao intérprete características geológicas eventualmente não claras.

4.4 Análises de dados de poços

Os 29 poços analisados e interpretados (Tabela 7), disponibilizados pelo BDEP-ANP, continham:

- a) arquivo geral dos poços, com informações de litologia e resultados de testes de formação;
- b) perfis compostos, com curvas de raios-gama (GR), resistividade, sônico (DT) e densidade (RHOZ);
- c) dados de *checkshot*;
- d) relatórios públicos de poço.

Na análise de perfis de poços, foi fundamental reconhecer as superfícies-chave em conjunto com as sequências identificadas na sísmica para que a análise não ficasse restrita à identificação de contatos entre unidades litoestratigráficas. Foram utilizados com cautela, pois não têm necessariamente significado cronoestratigráfico, uma vez que o padrão dos perfis é condicionado pelas mudanças laterais de fácies, reflexo da justaposição lateral de ambientes deposicionais, tanto na direção strike quanto no mergulho deposicional.

Os perfis de poços constituem uma importante ferramenta, visto que eles representam uma imagem visual, em relação a profundidade, de uma ou mais características ou propriedades das rochas perfuradas (THOMAS, 2001). Assim, tais perfis podem definir detalhes em subsuperfície que, por exemplo, a sísmica não mostra, permitindo uma análise estratigráfica mais detalhada (EMERY e MYERS, 1996).

Tabela 7. Poços analisados na área de estudo

| Poço | X | Y | Datum | TD |
|------------------------|-----------|------------|-------|--------|
| IBG-3-SPS | 478899.3 | 7218871.1 | -25.9 | 4660.5 |
| IBRSA911SPS | 357606.6 | 7105227.9 | -25 | 4405 |
| IBSS0054BS | 338500.1 | 7079688.0 | -27 | 4677 |
| IBSS0070BS | 332522.2 | 7108913.4 | -25 | 5517 |
| ICHEV2SPS | 413570.0 | 7098096.2 | -25 | 4200 |
| ISCS0005SC | 367752.7 | 7098868.5 | -27 | 4188 |
| ISCS0009SC | 390815.1 | 7078986.0 | -12.5 | 2028 |
| ISCS0009ASC | 390829.4 | 7078924.9 | -12.8 | 4395 |
| IVBEP1SPS | 368738.1 | 7114588.7 | -27 | 4200 |
| IVBEP2SPS | 386805.0 | 7124620.0 | -26.3 | 4450 |
| IVBEP3SPS | 371494.6 | 7129470.4 | -26.2 | 6427 |
| 3BRSA947SPS | 408120.9 | 7140489.9 | -25 | 4960 |
| IBRSA658SPS | 350756.6 | 7077784.87 | 0 | 2322 |
| IBRSA667SPS | 344956.64 | 7086854.82 | 0 | 2189 |
| IBSS0068BS | 405511.69 | 7136915.45 | 0 | 4394 |
| IKPGLIDSPS | 381620.89 | 7111824.17 | 0 | 3050 |
| IKPGL2SPS | 394595.14 | 7123375.95 | 0 | 4381 |
| ISPS0028SP | 330940.09 | 7110383.51 | 0 | 5500 |
| 3BRSA1024SPS | 352203.01 | 7077367 | 0 | 2160 |
| 3BRSA694SPS | 347726.59 | 7078204.89 | 0 | 2261 |
| 3BRSA884SPS | 403742.51 | 7134651.9 | 0 | 4675 |
| 4BRSA781SPS | 410698.54 | 7143196.9 | 0 | 5202 |
| 6BRSA661SPS | 405353.53 | 7134642.9 | 0 | 4470 |
| 1-BRSA-757B-SPS | 498590.4 | 7083124.0 | 25 | 6445.8 |
| 1-BRSA-642-SPS | 467636.0 | 7245277.9 | 23 | 5372 |
| 2-ANP-1-RJS | 754043.3 | 7273771.7 | 25 | 5942 |
| 4-BG-7-SPS | 563653.3 | 7255028.9 | 24.4 | 6139 |
| 4-BRSA-708-SPS | 448143.9 | 7168706.2 | 23 | 5189 |
| 1-MRK-2A-SPS | 420404.0 | 7218191.7 | 26.5 | 3893 |

Fonte: A autora, 2019.

4.5 Interpretação sismoestratigráfica e sismoestrutural

A metodologia caracteriza o registro deposicional em unidades que podem ser hierarquizadas da parassequência à sequência (VAN WAGONER, 1985; POSAMENTIER et

al., 1988; JERVEY, 1988), contendo superfícies cronocorrelatas e padrões de empilhamentos estratais, geneticamente relacionadas no tempo e espaço, correspondentes ao produto da interação entre a variação relativa do nível do mar e o suprimento sedimentar.

A caracterização das sequências baseou-se no reconhecimento e correlação das superfícies estratigráficas-chave (superfície de inundação máxima e limite de sequência) e no agrupamento hierárquico das unidades estratais, que constituem a essência do método de análise estratigráfica de sequências deposicionais. A superfície de inundação máxima corresponde ao tempo de máxima transgressão (LOUTIT et al., 1988) e o limite de sequência se materializa na discordância e na concordância relativa geneticamente relacionada, separando estratos mais jovens de mais antigos, ao longo dos quais pode haver evidências de exposição ou truncamento subaéreo, com indicação de significativo hiato de tempo (POSAMENTIER et al., 1988.). Estas superfícies estratigráficas-chave, desenvolvidas em resposta à variação relativa do nível do mar, embora ligeiramente diacrônicas (ITO e O'HARA, 1994; ITO, 1995), para propósitos práticos, são consideradas linhas de tempo, separando rochas mais antigas sotopostas de rochas mais novas sobrepostas (POSAMENTIER et al., 1988; PLINT, 1996).

O agrupamento hierárquico das unidades estratais é fundamentado na organização vertical e lateral da parassequência, menor componente geométrico mapeável de uma sequência (PLINT, 1996), constituído por sucessões de camadas progradantes, concordantes e geneticamente relacionadas, limitada por superfícies de inundação (VAN WAGONER, 1985). A sequência, unidade básica da estratigrafia de sequências, por sua vez, pode ser subdividida pelo reconhecimento das superfícies estratigráficas chave, em tratos de sistemas: associação de sistemas deposicionais contemporâneos (BROWN e FISHER, 1977), constituída por associações tridimensionais de litofácies, empilhadas em conjuntos de parassequências.

A resposta estratigráfica idealizada a um único ciclo de variação relativa do nível do mar prevê a formação de uma sequência deposicional completa, a partir do limite de sequência. Constituída por um ciclo de fases regressiva-transgressiva-regressiva, pode-se subdividir a sequência em trato de sistemas de mar baixo (TSMB), transgressivo (TST) e de mar alto (TSMA), representados por sucessões de fácies características, em função do sítio paleogeográfico (POSAMENTIER e ALLEN, 1994).

A análise fundamentou-se no mapeamento sistemático dos principais horizontes da sequência Cretácea e Terciária, incluindo topo do sal e base do sal, para compreender e analisar da base ao topo de toda a megassequência. Inicialmente, foi feito o mapeamento dos refletores sísmicos de maior amplitude que pudessem representar diferentes sismossequências, com base nos padrões de terminação das reflexões. Os horizontes interpretados foram confrontados com

as informações litológicas de poço, de modo que os padrões, quebras e picos observados nos perfis pudessem ser tentativamente correlacionados a superfícies-chave na seção sísmica.

Esta análise baseou-se tanto em critérios sismoestratigráficos (terminações dos refletores, padrão de sismo fácies e geometrias externas) (CATUNEANU, 2010), como também nas informações obtidas a partir da análise dos poços. Esta relação permitiu reconhecer várias sismossequências e interpretar diferentes sistemas deposicionais em todo intervalo estudado e seus tratos de sistemas, bem como os limites de sequências, visando a definição de modelos estratigráficos, tendo sido adotadas neste projeto a sequência deposicional IV (CATUNEANU, 2006).

Foi estabelecido um quadro-modelo com características dos parâmetros das reflexões sísmicas encontradas nas nove sismossequências e, por fim, considerado como modelo de sismofácies da área de estudo.

Foram definidas 9 sismossequências distintas: SA, SB, SC, SD, SE, SF, SG, SH e SI, mapeando-se 10 horizontes sísmicos principais ou sequências, sendo que, deste total, 04 sismofácies pertencem ao embasamento até o intervalo Cretáceo da bacia. As cinco sismofácies restantes correspondem ao registro Paleoceno da bacia, tendo sido denominadas, da base para o topo. Na interpretação das fácies sísmicas descreveram-se os parâmetros dos padrões de reflexão observados numa unidade sísmica ou numa sequência, tais como: configuração, continuidade, amplitude, frequência e geometria. Os limites das sequências foram rastreados sobre todas as seções. Cada sequência representa unidades deposicionais com particular distribuição regional, geometria das camadas, espessuras e história geológica (Tabela 8).

A aplicação de técnicas de interpretação sismoestratigráfica à análise de bacias sedimentares resultou em uma nova maneira de subdividir, correlacionar e mapear rochas sedimentares. Esta técnica é chamada por Vail (1987) de estratigrafia de sequências.

No modelo de estratigrafia de sequências (POSAMENTIER e VAIL, 1988; VAN WAGONER et al., 1988) uma seção sedimentar é subdividida em sequências. Estas, como unidades estratigráficas básicas, são constituídas por uma sucessão contínua de estratos geneticamente relacionados, sendo limitadas por discordâncias erosivas e suas concordâncias relativas.

Na interpretação, o reconhecimento dos limites de sequências deposicionais é complexo já que os limites têm atributos diferentes dependendo da posição paleogeográfica da seção analisada. Os limites de sequências deposicionais nas plataformas marinhas são caracterizados, assim, pela superposição de diferentes sistemas dependendo da geometria da plataforma.

Tabela 8. Sismossequências identificadas na zona de estudo

| <i>Horizonte sísmico</i> | <i>Sismossequência</i> |
|--------------------------|------------------------|
| <i>S-0FM</i> | SA |
| <i>S-1</i> | SB |
| <i>S-2</i> | SC |
| <i>S-3</i> | SD |
| <i>S-4P</i> | SF |
| <i>S-5K</i> | SG |
| <i>S-6C</i> | SH |
| <i>S-7</i> | SI |
| <i>S-8TS</i> | SJ |

Fonte: A autora, 2016.

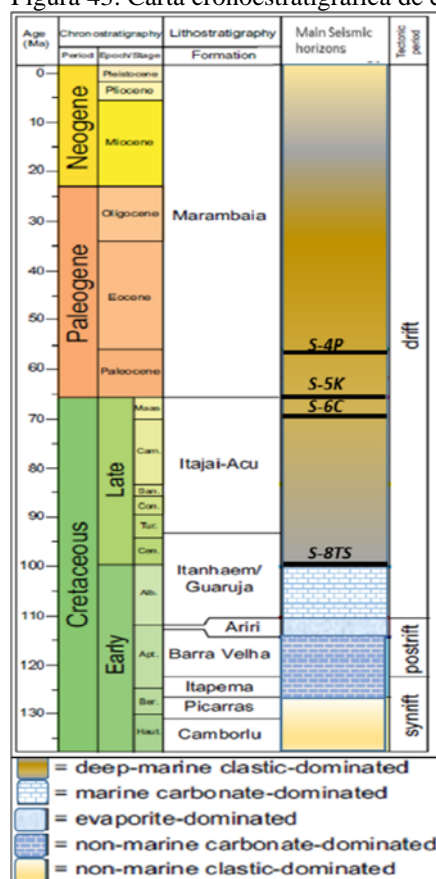
É importante ressaltar que o presente trabalho objetiva a reinterpretação sismoestratigráfica da nova seção de trabalho para o intervalo estratigráfico correspondente ao Cretáceo Superior e Paleoceno, relacionando-a principalmente a eventos tectônicos ocorridos na região continental adjacente, não justificando o avanço da interpretação em direção a regiões muito distais da bacia.

4.6 Arcabouço cronoestratigráfico

Com as unidades sismoestratigráficas e as fácies sísmicas reinterpretadas, completar-se-á o arcabouço cronoestratigráfico na área de trabalho para toda a seção cretácea e o Cenozoico, para cada sequência com os dados. Foi elaborada a carta cronoestratigráfica de eventos (Figura 43), conforme determinado por Wheeler (1958) e adaptado para o contexto sísmico por Vail et

al. (1977). Na carta cronoestratigráfica, a geometria da unidade fornece o contexto paleogeomorfológico no qual ela foi depositada, e a disposição espacial das unidades mostra o arranjo arquitetural dos sistemas deposicionais durante o preenchimento da bacia, indicando os momentos de mudança (KUCHLE e SCHERER, 2010).

Figura 43. Carta cronoestratigráfica de eventos



Fonte: KUCHLE e SCHERER, 2010

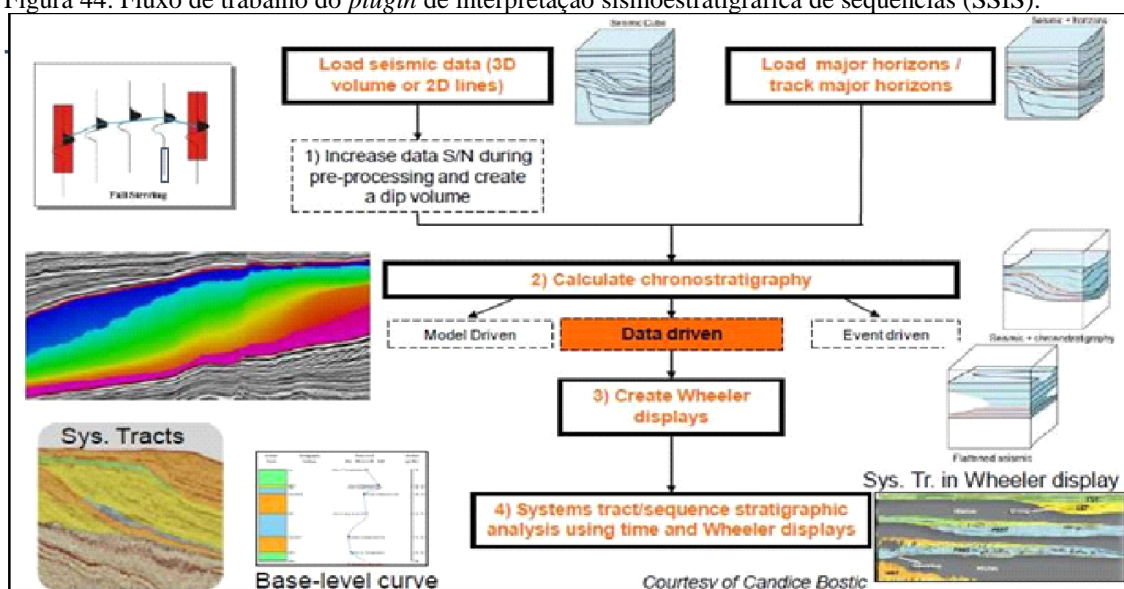
As sismossequências são fundamentais na construção do arcabouço cronoestratigráfico para a sucessão sedimentar em análise. Tais superfícies podem ser identificadas com base em vários critérios, como:

- a) a natureza do contato (concordante ou discordante);
- b) a natureza dos sistemas de deposição que estão em contato com toda a superfície;
- c) tipos de terminações dos refletores associados a essa superfície;
- d) as tendências de deposição identificadas abaixo e acima da superfície de contato (CATUNEANU, 2006).

Na análise sismoestratigráfica da área de estudo realizou-se a construção do arcabouço cronoestratigráfico e se utilizou o *plugin* comercial SSIS (*Sequence Stratigraphy Interpretation System*) do software OpendTect. Esse sistema de interpretação estratigráfica de sequências, em conjunto com os *plugins* *DipSteering* e *HorizonCube*, permite a autodetecção de horizontes refletores em sua correta ordem cronoestratigráfica e a geração de diagramas de Wheeler, além da interpretação dos tratos de sistemas.

O fluxo de trabalho do SSIS envolve primeiramente a criação de um *SteeringCube* a partir do dado sísmico, através do *plugin* *DipSteering* (Figura 44). Um *SteeringCube* armazena em cada posição da amostra o *dip* e o azimute locais dos eventos sísmicos. Com base no volume de *steering* criado, filtrou-se o dado sísmico com um *dip steered median filter*, a fim de remover o ruído aleatório e aumentar a continuidade lateral dos eventos sísmicos.

Figura 44. Fluxo de trabalho do *plugin* de interpretação sismoestratigráfica de sequências (SSIS).

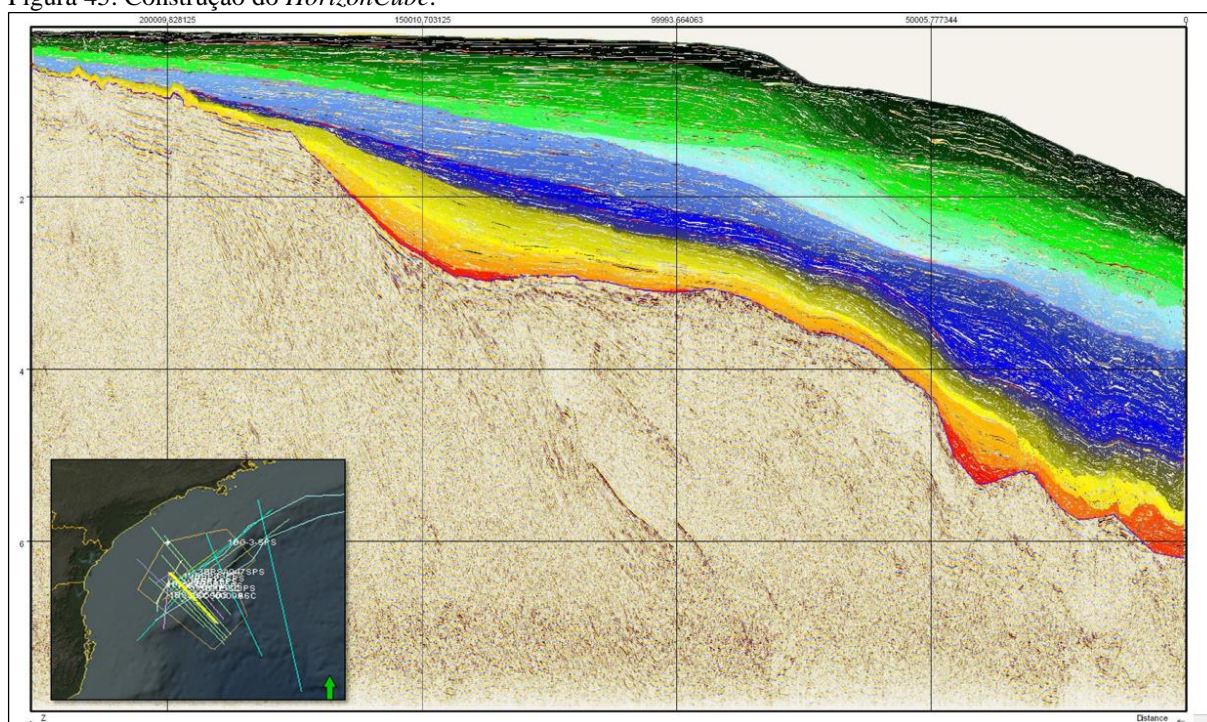


Fonte: SSIS, 2018.

A partir da geração do *SteeringCube* foi criado um dado sísmico filtrado para servir de informação de entrada para a construção do *HorizonCube*, o qual consiste em um mapeamento automático denso de todos os horizontes refletores intermediários encontrados dentro do intervalo limitado pelas superfícies principais anteriormente mapeadas. Os horizontes são automaticamente posicionados em sua correta ordem estratigráfica, e os pacotes correspondentes são definidos. Através do *HorizonCube* foi possível analisar e interpretar os padrões e as terminações das reflexões, e assim compreender os elementos deposicionais e a evolução da deposição ao longo do tempo e do espaço (Figura 45).

Para um melhor entendimento das variações temporais nos sistemas deposicionais, principalmente quanto aos períodos de não-deposição ou erosão, foi criado um diagrama de *Wheeler* (Wheeler, 1958) para a zona de trabalho. Este foi obtido através do achatamento do dado sísmico ao longo dos horizontes detectados, respeitando-se truncamentos e hiatos deposicionais ou erosionais. O estudo do dado sísmico através do diagrama de *Wheeler* permite a compreensão da distribuição espacial e da variação temporal da deposição sedimentar.

Figura 45. Construção do *HorizonCube*.



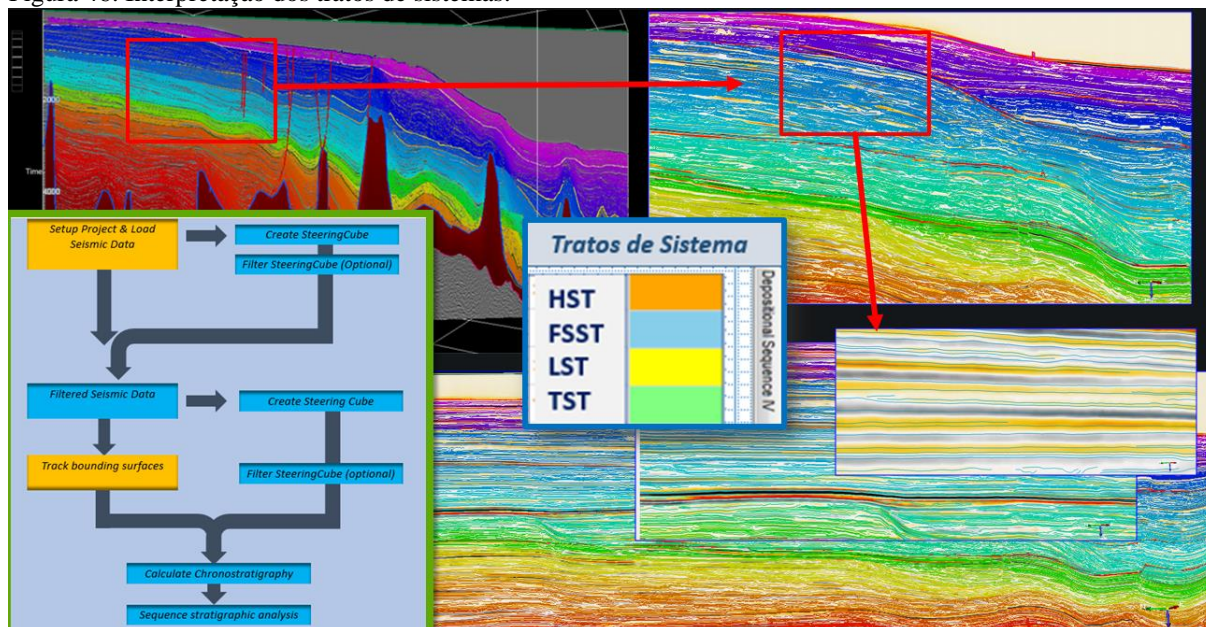
Nota: Linha sísmica dip R0003_GRAND_SANTOS.0248-0064.MIG_FIN

Fonte: A autora, 2018.

Realizou-se para a área a interpretação com os tratos de sistemas através da análise da distribuição espacial e dos padrões de acunhamento dos eventos sísmicos com a metodologia de seqüências (Figura 46): seqüência deposicional tipo IV, Hunt e Tucker. A partir da seqüência deposicional houve o surgimento de alguns modelos distintos presentes na literatura atual, entretanto a diferença entre eles não é tão marcante, ficando restrita ao posicionamento dos limites de seqüências. Notoriamente o posicionamento do limite de seqüências quando da presença de regressão forçada é um ponto de questionamento entre os modelos de Posamentier e Allen (1999) e o de Hunt e Tucker (1992). Os primeiros autores reconhecem a concordância correlativa como sendo a base da regressão forçada, e, portanto, o limite de seqüências, enquanto os segundos, por sua vez, consideram o topo da regressão forçada como a continuidade física da discordância subaérea, a qual determina um hiato decrescente em direção

à bacia até a posição da linha de costa ao final da regressão forçada, posicionando aí o limite de seqüências.

Figura 46. Interpretação dos tratos de sistemas.



Nota: Interpretação através da análise da distribuição espacial e dos padrões de acunhamento

Fonte: A autora, 2018.

4.7 Mapas de isópacas

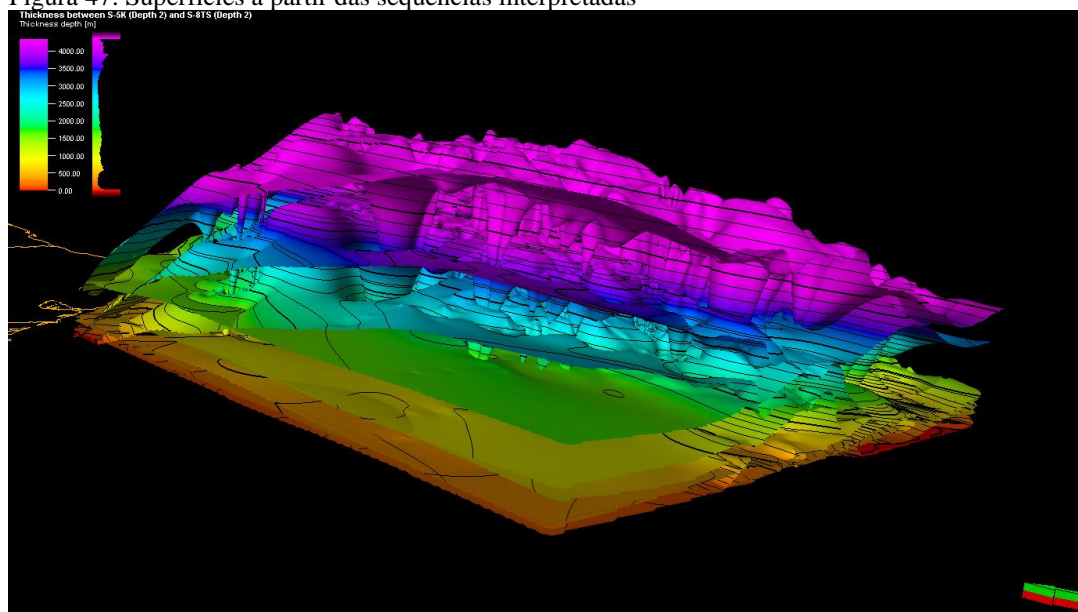
Foram obtidos mapas de isópacas de toda a seção Cretácea e Cenozoica para cada seqüência definida com o objetivo de entender a evolução espaço-temporal dos depocentros na porção centro-norte da bacia durante o Paleoceno, assim como, os principais fatores de criação de espaço de acomodação.

Para as isópacas, inicialmente foi necessário gerar os grids (ou superfícies) a partir dos horizontes sísmicos reinterpretados (Figura 47). Foram criados grids regulares utilizando-se uma malha de 500m tanto para X como para Y. O critério utilizado para essa malha foi o espaçamento médio entre as linhas sísmicas interpretadas, que variava entre 5000m e 10000m. Dessa forma, um espaçamento de 500m (ou 10% do espaçamento mínimo) permitiu extrapolar a informação entre linhas sem perder o formato original da interpretação e ao mesmo tempo manter a variabilidade entre as linhas.

Após a geração dessas superfícies, foi criado um modelo de velocidades simples do tipo layer-cake (camada de bolo) para convertê-las a profundidade. Esse modelo consistiu

basicamente de 05 camadas: a porção referente à lâmina d'água, a camada de rochas desde o Fundo do Mar até a sequência S-3, a porção entre a sequência S-3 e o Paleoceno, a porção entre o Paleoceno e o Cretáceo, e por fim, a porção entre o Cretáceo e o Topo do Sal. O Topo do Sal representou a base do modelo de velocidades visto que a área objetivo seria principalmente a porção cretácea superior e terciária da bacia. Para as velocidades, foi utilizada uma velocidade constante de 1500 m/s para a lâmina d'água e equações de velocidades lineares ($V0K$) para as camadas posteriores. Essas velocidades foram obtidas diretamente das velocidades dos poços da área de estudo: analisando as velocidades de cada poço com respeito aos topos geológicos, verificou-se que a velocidade apresentava um comportamento aproximadamente linear em relação à profundidade. Com isso, foi possível converter todas as superfícies à profundidade e obter os mapas de isópacas da área de estudo.

Figura 47. Superfícies a partir das sequências interpretadas



Fonte: A autora, 2018.

4.8 Modelagem 3D sedimentar no software Petrel

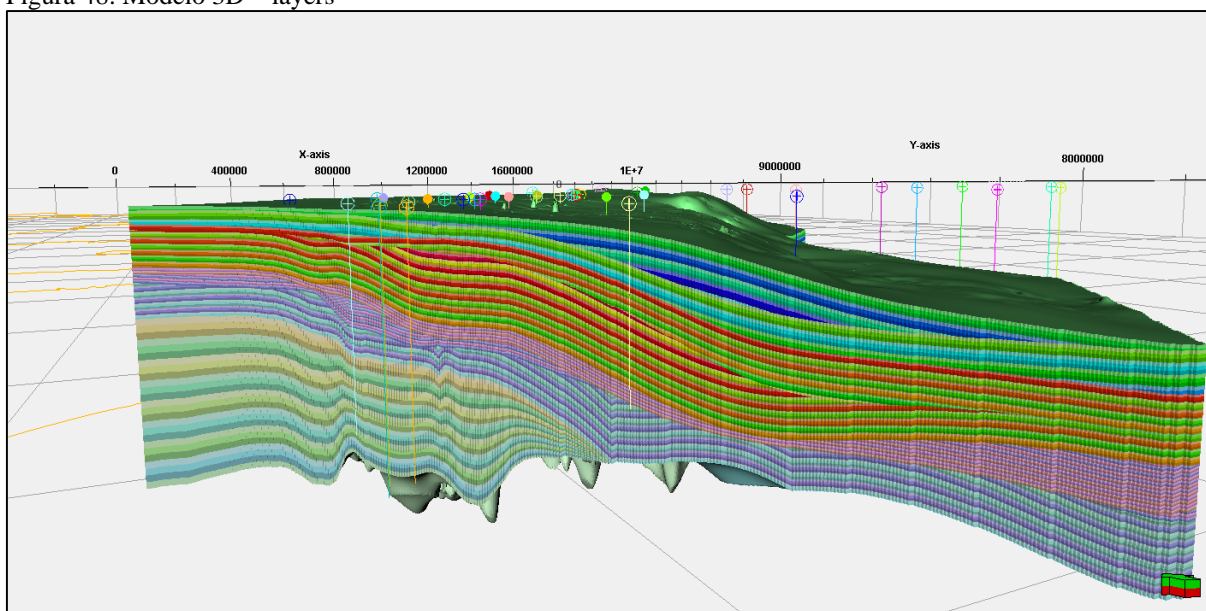
Utilizando as superfícies convertidas em profundidade foi gerado um modelo 3D preliminar, utilizado posteriormente para a população de propriedades. Esse modelo foi gerado com parâmetros de 500m para a malha em X/Y e 50m em Z, com o horizonte de base guiando cada uma das células. Essa malha 3D regional é o ponto inicial para a realização de um modelo estático. Um modelo estático integra toda a informação geológica, geofísica e petrofísica de um

campo estudado para então se obter resultados probabilísticos de volumetria de óleo, gás e água a nível de reservatório (Figura 48). O fluxo de trabalho para a geração de um modelo estático 3D basicamente passa pelas seguintes etapas:

- a) construção do arcabouço estrutural (malha 3D);
- b) escalamento das informações de poços (registros litológicos e petrofísicos);
- c) modelagem de fácies;
- d) modelagem petrofísica;
- e) análise dos contatos de fluidos;
- f) análise volumétrica;
- g) cálculo probabilístico de incertezas.

Para fins deste trabalho, foram abordados somente as três primeiras etapas do fluxo de trabalho, descritas com maiores detalhes a seguir:

Figura 48. Modelo 3D – layers



Fonte: A autora, 2019.

4.9 Modelo estrutural

O modelo estrutural basicamente é uma malha 3D, onde o seu menor componente seria uma célula nas direções IJK.

A criação do modelo estrutural pode ser subdividida em 3 etapas:

- a) definição da geometria;
- b) subdivisão do modelo em zonas;
- c) subdivisão das zonas em camadas.

A definição da geometria consiste na definição da malha a ser utilizada, tanto horizontalmente como verticalmente, em I, J e K. As direções em I e J podem ser associadas aos mínimos valores das superfícies geradas a partir dos horizontes (dX e dY). A informação em K corresponderia à espessura da camada associada (dZ). Nesta etapa, é definida somente a geometria em dX e dY, neste caso, a mesma geometria utilizada para os horizontes interpolados (superfícies), 500m x 500m.

As falhas não foram incluídas neste modelo, uma vez que a resolução e espaçamento das linhas sísmicas não possibilitou a integração dessa informação.

Os horizontes interpolados e convertidos a profundidade representam a maior unidade estratigráfica do modelo, chamados de zonas. Estas zonas são reajustadas aos topos estratigráficos obtidos pelos poços e as isópacas geradas são utilizadas para respeitar as espessuras ao longo de toda a zona.

Finalmente, essas zonas são subdivididas em camadas (layers). Essas camadas seriam a de menor espessura definida no modelo. Para essa espessura utilizou-se o valor de 50m, com o horizonte de base guiando a orientação das células.

Dessa forma, o arcabouço estrutural utilizando os horizontes interpretados se configurou como uma malha 3D com as dimensões 500m x 500m x 50m em IJK.

4.10 Upscaling

Upscaling ou escalonamento significa trazer uma determinada medida de uma resolução maior para uma resolução menor. No contexto de modelagem geológica, o processo de upscaling seria trazer a informação obtida dos poços (resolução métrica/ centimétrica) à resolução do modelo geológico 3D (resolução de dezenas de m a km).

Em suma, em uma célula com as dimensões de 500m x 500 m x 50m, é assinalado somente um único valor para a área do perfil do poço que cruza essa determinada célula.

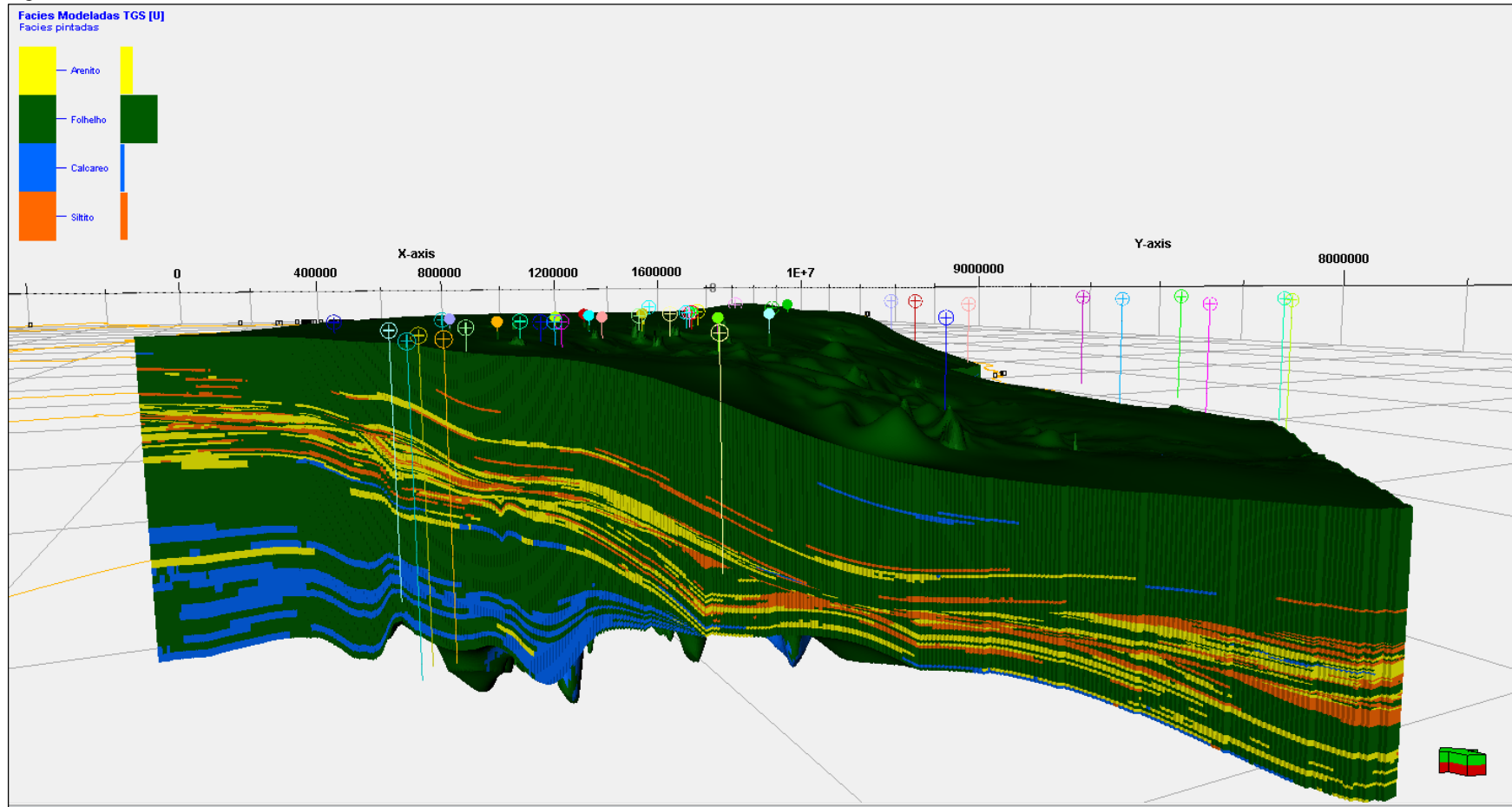
Para definir qual valor deve ser assinalado, é calculada uma média do perfil de poço na região da célula. Essa média pode ser aritmética, ponderada, harmônica etc., e vai depender de como os valores do perfil do poço variam de acordo com a profundidade.

O perfil de fácies se comporta como um registro discreto, com valores de números inteiros para cada fácies diferente, e utilizou-se o método de cálculo de média chamado “Most of” (mais de) para o upscaling. Esse método calcula o número de fácies diferentes que cruzam uma determinada célula e define a fácies que mais vezes está presente como o valor a ser assinalado para essa célula. Neste trabalho, foi realizado somente o upscaling do perfil de fácies dos poços, com o intuito de chegar até o modelo sedimentar regional.

4.11 Modelo de fácies

Usando a informação dos poços na malha 3D, passa-se então à etapa de modelagem dessa informação. A modelagem realiza uma “interpolação” da informação presente somente na posição dos poços para todas as células da malha estrutural, gerando-se, assim, o novo modelo sedimentar 3D (Figura 49).

Figura 49. Modelo sedimentar 3D



Fonte: A autora, 2019

Existem diferentes algoritmos que podem ser utilizados para a modelagem, e eles podem ser basicamente separados em 2 grandes grupos: algoritmos determinísticos e algoritmos estocásticos. Os determinísticos sempre dão o mesmo resultado para os mesmos dados de entrada e, em geral, tem um rápido tempo de execução. Eles são muito transparentes: é fácil ver por que uma determinada célula recebeu um valor particular. A desvantagem é que os modelos com poucos dados de entrada são automaticamente suaves, embora a evidência e experiência possa sugerir que isso não seja provável. Obter uma boa ideia da incerteza de um modelo em uma região distante dos pontos dos dados de entrada é muitas vezes difícil em tais modelos.

Os algoritmos estocásticos utilizam uma “semente” (ponto inicial de propagação da informação) aleatória em adição aos dados de entrada. Dessa forma, enquanto corridas consecutivas do algoritmo possam dar resultados similares, os detalhes dos resultados são diferentes. Esses algoritmos normalmente são complexos e levam maiores tempos de execução do que aquele utilizado para os algoritmos determinísticos. No entanto, eles respeitam melhor o aspecto do dado de entrada, especificamente a variabilidade desses dados. A distribuição resultante é mais tipicamente próxima ao caso real, no entanto localmente a variação específica pode não corresponder à realidade.

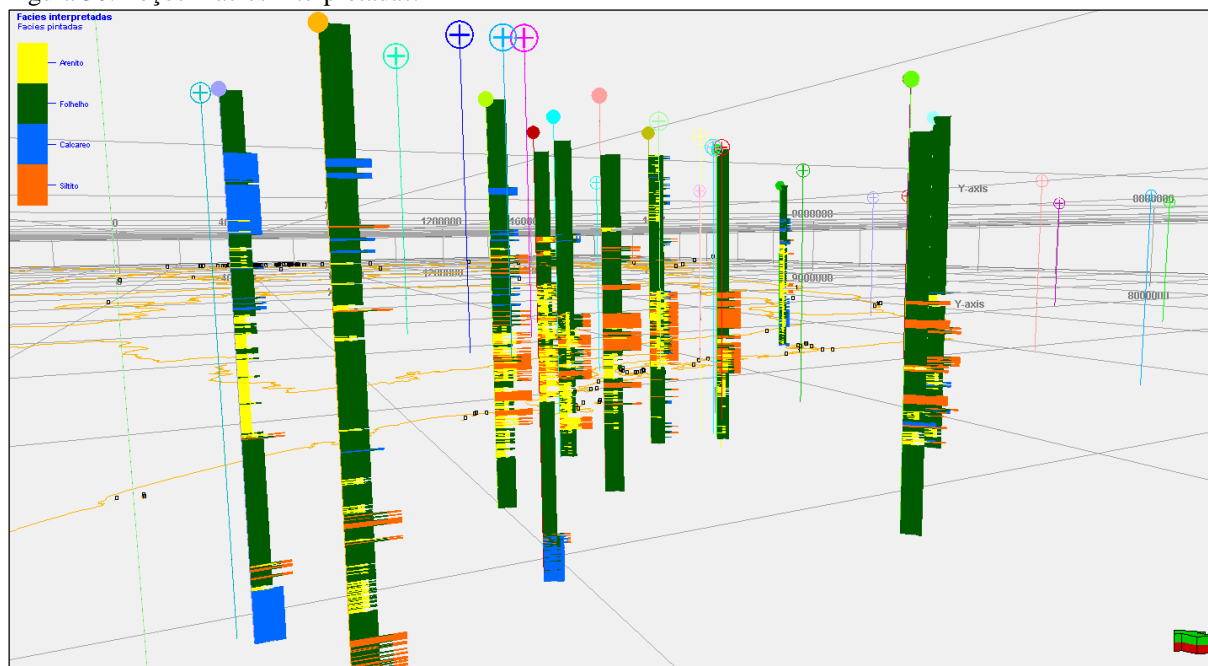
No modelo deste trabalho, foram testados diferentes algoritmos e optou-se por utilizar o algoritmo de Simulação por Indicatriz Sequencial (Sequential Indicator Simulation – SIS). Este é um algoritmo estocástico e normalmente é utilizado onde ocorre uma transição natural na sequência de fácies. Alguns exemplos típicos de seu uso estão associados a sequências fluviais progradacionais. O motivo da utilização deste algoritmo foi o fato de que, apesar de ser estocástico, permite um maior controle da distribuição das fácies de acordo ao modelo teórico proporcionado. Além disso, devido à grande variabilidade e espaçamento dos dados de entrada, optou-se por dar uma maior preferência à distribuição e variabilidade da informação em contrapartida aos valores médios de entrada.

A distribuição da informação é definida principalmente através de variogramas, curvas de tendências e de proporção de ocorrência. Essas informações são então traduzidas em uma função aleatória com uma distribuição gaussiana e diferentes simulações são realizadas. Finalmente, o tipo de fácies fornecido pela simulação é dado pelo valor fornecido pela função gaussiana.

4.11.1 Análise litológica

A análise litológica foi baseada em 19 poços a partir dos dados presentes nos respectivos *composite logs* (perfis compostos), que representam as descrições das amostragens realizadas durante a perfuração do poço exploratório (Figura 50).

Figura 50. Poços –fácies interpretadas.



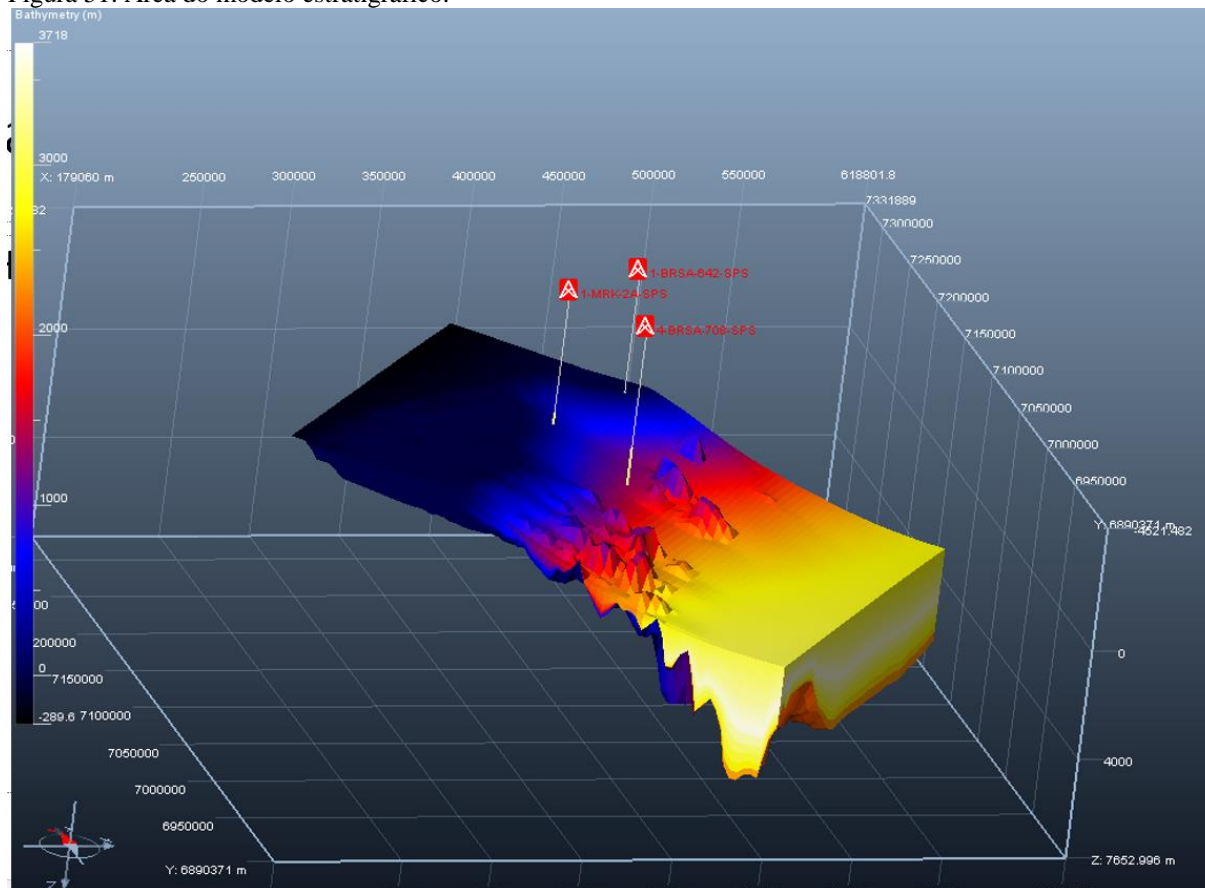
Fonte: A autora, 2019.

Para uma melhor distribuição amostral, os poços foram agrupados em 9 áreas (plataforma, talude e bacia em três zonas da área de estudo leste, central e oeste). A correlação da variação litológica dos poços com as superfícies interpretadas nas linhas sísmicas permite estabelecer a variação litológica no tempo e espaço na área de estudo.

4.12 Simulação estratigráfica

A modelagem estratigráfica é utilizada principalmente na indústria do petróleo para construir um modelo de fácies e geometrias deposicionais com parâmetros em áreas de fronteira exploratória (Figura 51). Também pode ser aplicada como uma ferramenta para testar hipóteses na compreensão e quantificação dos parâmetros e processos envolvidos na formação de ambientes deposicionais conhecidos e aportar para o desenvolvimento de campos maduros.

Figura 51. Área do modelo estratigráfico.



Fonte: A autora, 2019.

A construção de modelos numéricos sedimentares também é dividida também em dois tipos principais: estocástico e determinístico. O modelo estocástico utiliza métodos probabilísticos para regionalizar a informação de um ponto amostrado para a área estudada, porém não permite o entendimento da evolução dos processos envolvidos na formação do ambiente deposicional. O modelo determinístico, baseado em equações físicas, pode simular os processos que agiram por um determinado intervalo de tempo na formação das camadas estratigráficas.

A modelagem determinística de sistemas deposicionais é baseada nas relações entre criação de espaço de acomodação e taxa de sedimentação. Pode-se reproduzir no tempo, com razoável aproximação, as arquiteturas estratigráficas das sequências deposicionais. Além disto, proporciona um melhor entendimento dos fatores fundamentais que governam as mesmas. Porém, para que o resultado da simulação estratigráfica tenha significado geológico, é necessário que todos os processos importantes na formação das fácies sejam conceitualmente entendidos, adequadamente quantificados e simulados (WARRLICH, et al., 2008).

4.12.1 Modelagem estratigráfica na área de estudo

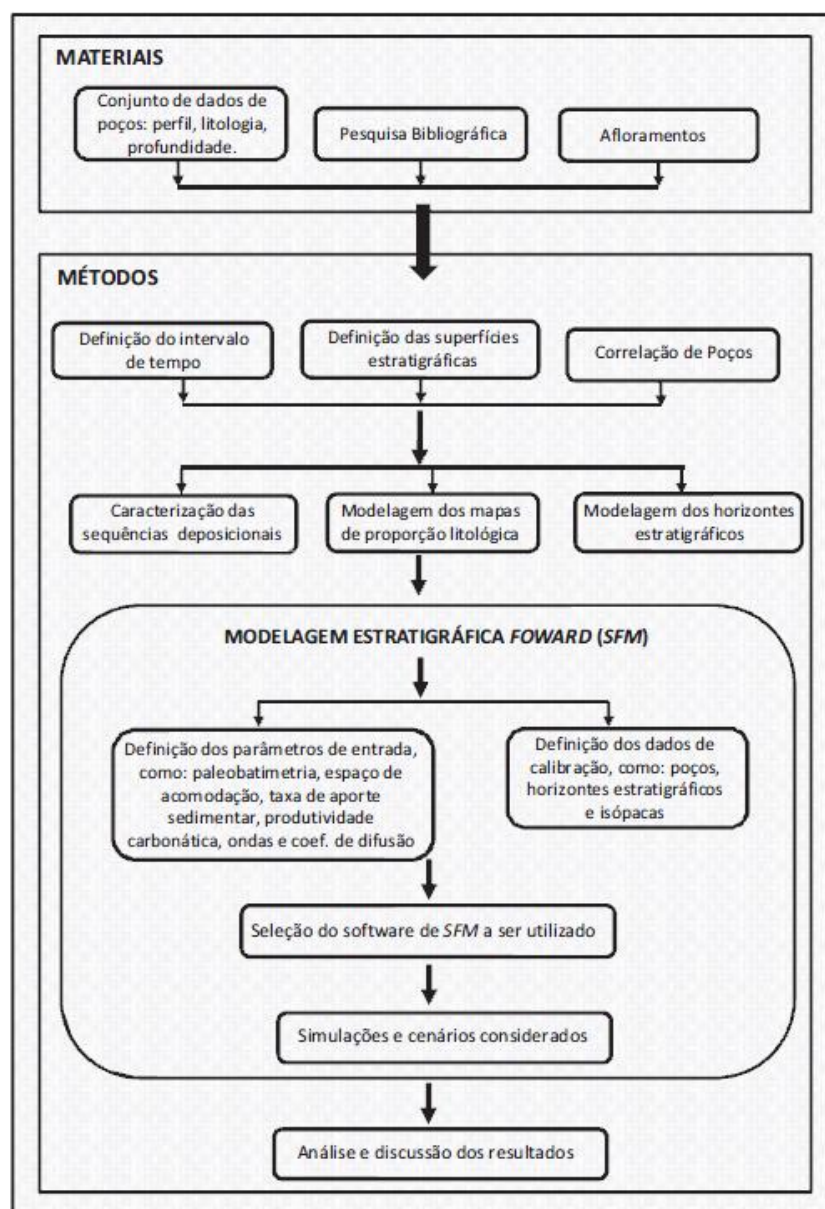
O objetivo foi a simulação geométrica e de fácies das unidades sedimentares em uma escala de dezenas a centenas de quilômetros e em uma escala de tempo de milhares a milhões de anos, representando a arquitetura estratigráfica da Bacia de Santos. Esta bacia é controlada pelo transporte de sedimentos, mas também pelo espaço de acomodação e aporte sedimentar. A criação ou redução de espaço de acomodação e a sedimentação são os principais componentes da evolução estratigráfica na área de estudo.

O espaço de acomodação na Bacia de Santos é definida pela composição entre movimentações verticais do embasamento (subsidência ou soerguimento) e a variação do nível do mar. Para se proceder a uma simulação estratigráfica é necessário definir algumas condições de contorno essenciais, como as geometrias internas do modelo, a escala de tempo, os tipos litológicos, o posicionamento das áreas fontes e os paleoambientes de sedimentação que atuaram durante o tempo das simulações, de acordo com os dados medidos a serem utilizados na calibração. Com base nas simulações, pode-se selecionar o programa de modelagem estratigráfica que melhor se adapte à lógica da evolução estratigráfica da bacia, ao controle dos dados e ao conhecimento da interpretação das informações (Figura 52).

É preciso uma definição, a partir dos cenários simulados e das interpretações do modelo deposicional, de alguns parâmetros para a formulação completa do modelo estratigráfico. Os parâmetros críticos implementados na construção do modelo são a paleobatimetria, o espaço de acomodação; as taxas de aporte sedimentar; e a energia e direção das ondas. Neste projeto, o software considera o algoritmo da difusão no controle do transporte de sedimentos, sendo a estimativa do coeficiente de difusão dependente da base de dados fornecida. A simulação lógica dependerá dos dados de entrada essenciais das modelagens estratigráficas e das interpretações integradas, realizadas previamente.

O Dionisos é um software de modelagem sedimentar 2D e 3D da BeicipFranlab, o qual foi utilizado durante este trabalho com o objetivo de validar e estimar o aporte sedimentar na construção da sedimentação na Bacia de Santos no Paleoceno. Foi escolhida a Linha sísmica R0003_GRAND_SANTOS.0248-0064.MIG_FIN como base para a restauração estrutural e sete grids para a construção da modelagem estratigráfica: fundo marinho, S1, S-2, S-3, S-4P, S-5K, S-6C (Figura 53).

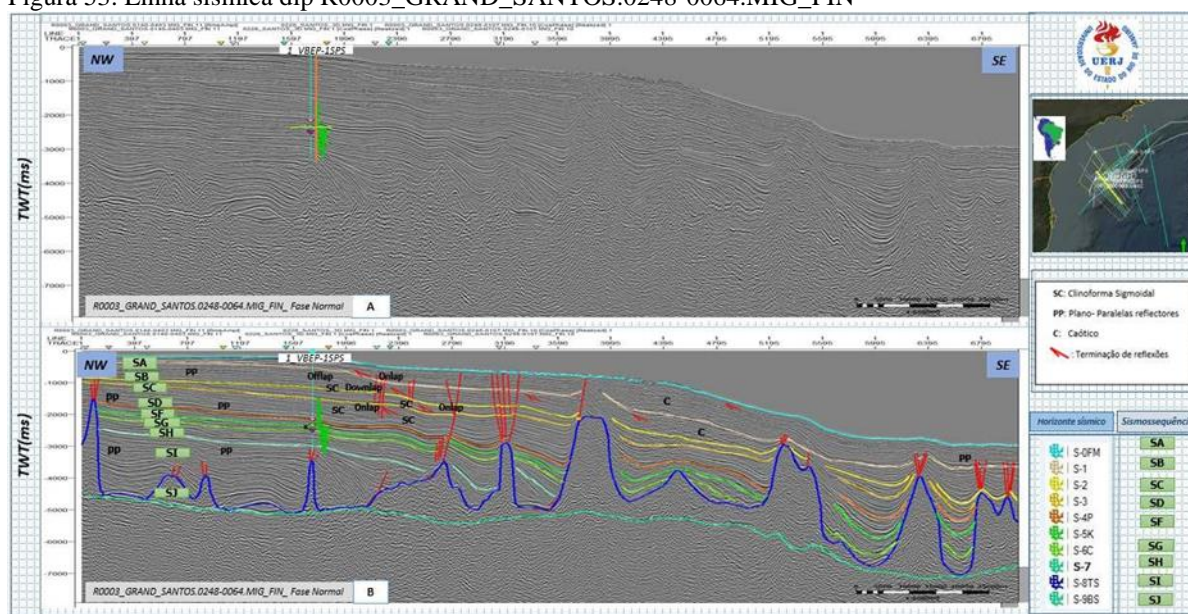
Figura 52. Fluxo de trabalho modelagem estratigráfica



Fonte: SHARMA, 2016.

Para determinar o volume/aporte sedimentar preenchendo o modelo de modo a representar a seção sísmica em profundidade, foram definidas as quebras de plataforma mais significativas nas sequências identificadas. Cada quebra representa uma mudança no sistema deposicional refletindo o balanço entre o volume sedimentar aportado e a variação relativa do nível do mar.

Figura 53. Linha sísmica dip R0003_GRAND_SANTOS.0248-0064.MIG_FIN



Nota: A: FASE NORMAL, B: FASE NORMAL com interpretação. Detalhe dos horizontes sísmicos mapeados e as Sismofácies identificadas e padrões de terminação.

Fonte: HENAO, 2019

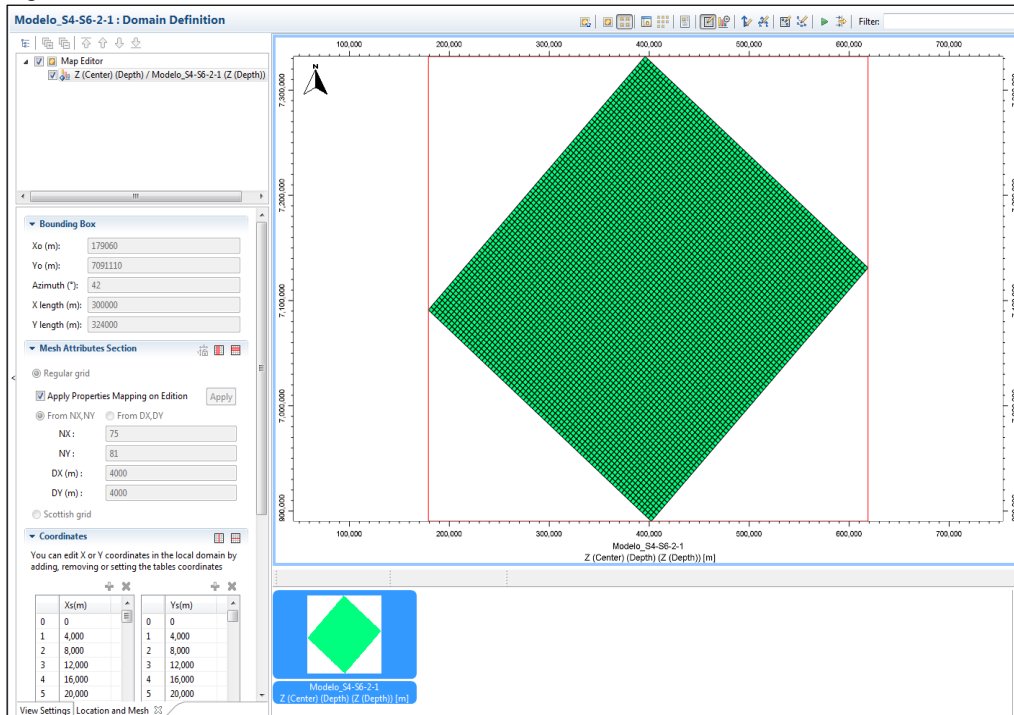
4.13 Definição da malha de trabalho

A definição da malha de trabalho é o parâmetro principal a ser considerado durante o processo de modelagem, onde são definidas as extensões e resoluções. O Dionisos sempre trabalha com um retângulo como sendo a área do modelo. Definiu-se a extensão do modelo de acordo com os eixos X e Y em quilômetros (Lx e Ly) e o espaçamento desta malha também em quilômetros.

Para esta modelagem utilizou-se a malha de 24725 km² em um espaçamento de 2km. Para a simulação da evolução estratigráfica, a construção é dada do passado ao presente em uma sequência de blocos de tempo. Para definir o intervalo simulado é necessário especificar a idade inicial e final em milhões de anos (Ma), sendo que a idade inicial de modelagem foi estimada em 72 Ma (Base do Maastrichtiano) até o Paleoceno. O intervalo de fatiamento do tempo foi de 01 Ma (Figura 54), para se obter uma resolução aceitável para o modelo.

Período da simulação – Após a prévia interpretação dos dados é possível estimar aproximadamente o período que está compreendido as unidades sedimentares estudadas. Para a estimativa do período são usadas algumas ferramentas como: dados cronoestratigráficos de poços, correlação de superfícies erosivas com quedas de nível de mar, etc. (Figura 55).

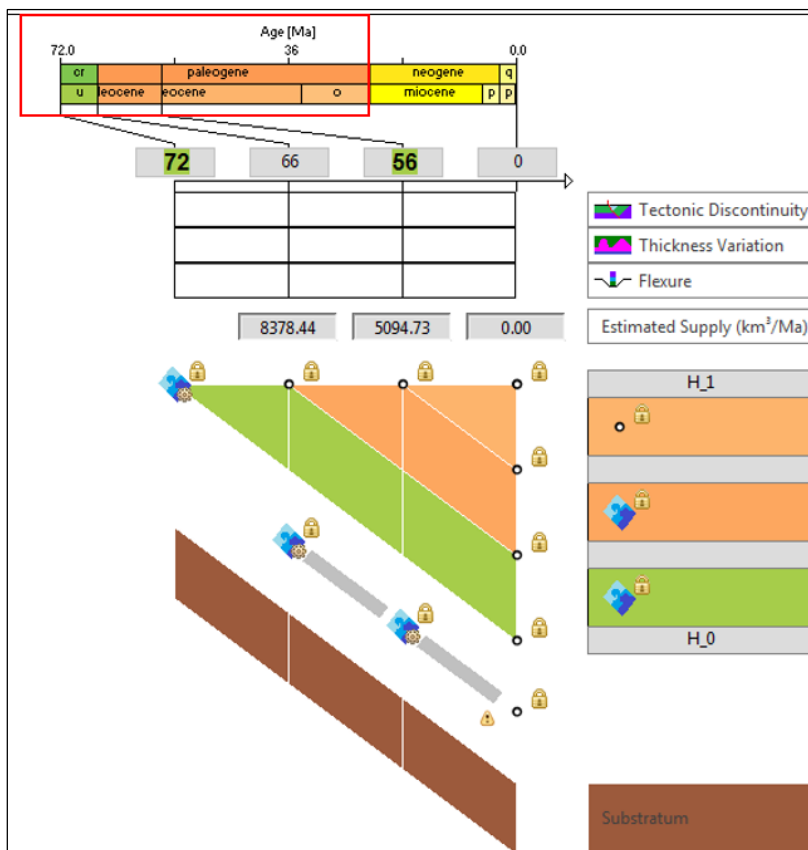
Figura 54. Malha de trabalho



Nota: é o parâmetro principal a ser considerado durante o processo de modelagem

Fonte: A Autora, 2019

Figura 55. Período da simulação



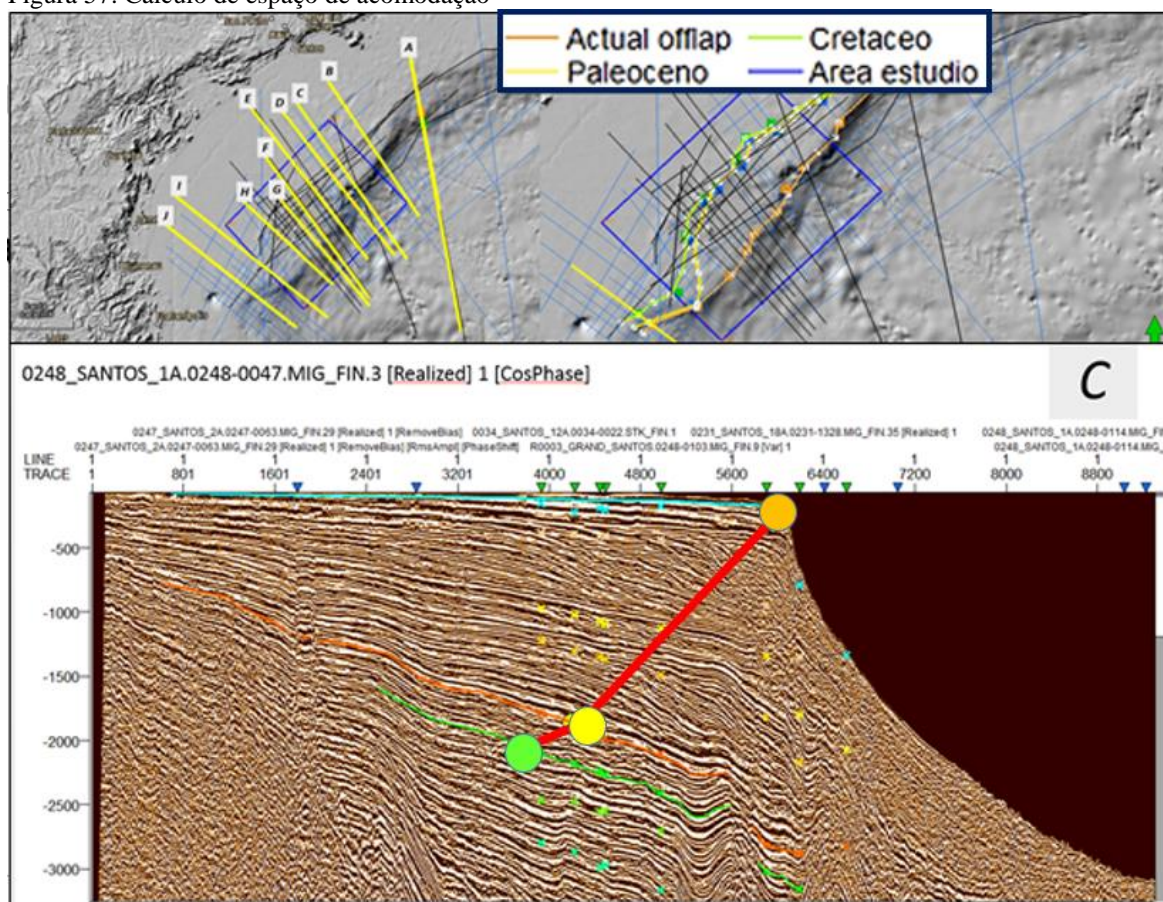
Fonte: A autora, 2019

4.15 Correção paleobatimétrica e cálculo de espaço de acomodação

A correção paleobatimétrica é a tentativa de se construir a paleobatimetria no momento da formação da superfície específica no tempo específico. O reconhecimento de evidências de paleoprodutividades podem ser fornecidas através da identificação de feições que sejam capazes de determinar níveis de mar. Importantes quedas de nível de mar são frequentemente reconhecidas em plataformas ao redor do mundo por superfícies fortemente erosivas.

O alcance máximo de profundidade desta erosão é representado pelo offlap break da respectiva sequência e, por isso, a profundidade deste offlap break é relacionada ao nível de mar mais baixo, como mostrado nas superfícies identificadas na linha sísmica da Figura 57. Realizou-se a interpretação do offlap break para 10 linhas sísmicas, porém todas as linhas dip foram revisadas com o objetivo de se identificar o offlap.

Figura 57. Cálculo de espaço de acomodação

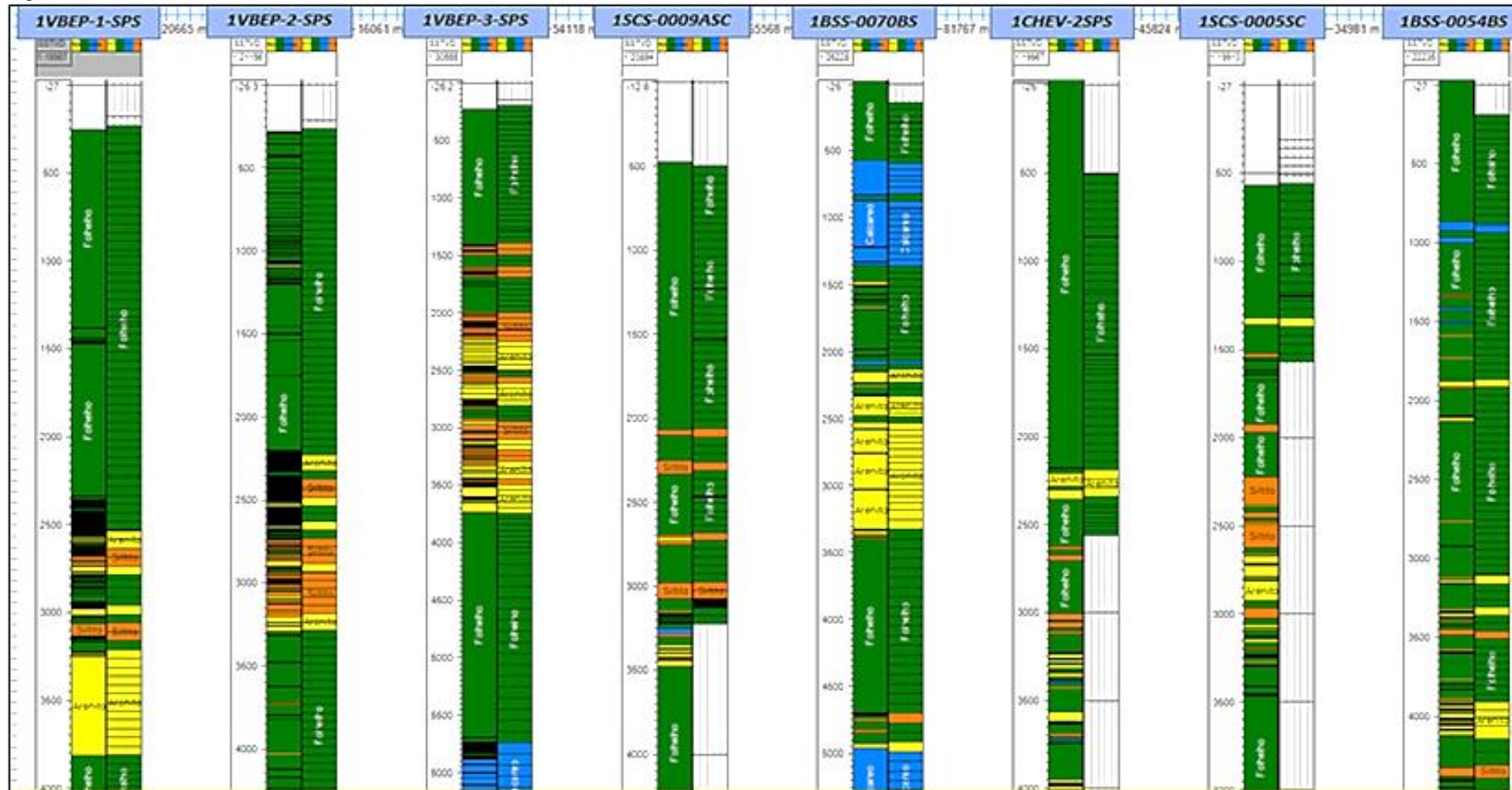


Fonte: A Autora

4.16 Poços de controle e litologias

Trinta e um poços foram implementados para a correlação estratigráfica, sendo que 11 deles cumpriam com os requisitos para realizar a análise completa uma vez que incluíam perfis de poço, principalmente de Raios Gama, o perfil litológico para a calibração das simulações e na quantificação de alguns parâmetros necessários à definição das condições de contorno do modelo. A litologia interpretada para as simulações se determinou de acordo à estatística em torno da proporção de litologia, principalmente se está formada por arenito, folhelho ou calcário (Figura 58).

Figura 58. Fácies sedimentares



Nota: Colunas da esquerda representam as fácies sedimentares a partir do perfil composto dos poços da área de estudo e as colunas da direita representam o *upscaling* das fácies para a construção do modelo 3D sedimentar.

Fonte: A autora, 2019

4.16.1 Espaço de acomodação

A criação do espaço de acomodação pode ser controlada pela variação eustática, subsidência tectônica, taxa de sedimentação ou ainda por compactação diferencial entre as litologias. No software de modelagem estratigráfica Dioniso®, o espaço de acomodação é equivalente à subsidência tectônica. Para realizar o cálculo de subsidência se tomam os dados correspondentes à paleobatimetria e às espessuras sedimentares. O fluxo do cálculo da subsidência contempla o cálculo do delta de subsidência e a subsidência total, conforme as equações (5) e (6):

$$\text{Delta de subsidência (t)} = \text{Espessura (t)} + \text{Batimetria (t)} - \text{Batimetria (t-1)} \quad (5)$$

$$\text{Subsidência total (t)} = \text{subsidência (t-1)} + \text{Delta subsidência (t)} \quad (6)$$

Os mapas paleobatimétricos utilizados foram estimados a partir dos mapas médios de litofácies da modelagem sedimentar do software Petrel, além da análise da seção estratigráfica dip, por informações de referências bibliográficas e por simulações que comparam se as variações batimétricas são compatíveis às taxas de sedimentação e aos tipos litológicos observados nos poços. Para calibrar as espessuras sedimentares, foram considerados os mapas de isópacas sem a descompactação, uma vez que o Dioniso® não considera a variação de porosidade no cálculo das simulações.

A curva de variação eustática em simulações estratigráficas é uma variação do nível do mar, em metros, que determina a alteração do espaço de acomodação entre um tempo T0 (inicial) e T1 (final), dentro do intervalo a ser simulado. A eustasia é utilizada para auxiliar na calibração das interpolações batimétricas e nas distribuições litológicas. Esta curva é definida por uma composição entre a curva proposta pelo usuário e as curvas de variações eustáticas globais de alta e baixa frequência de Haq et al. (1988).

4.16.2 Quantificação de volume sedimentar

O cálculo do volume sedimentar compactado, ou seja, o volume estimado diretamente nas linhas sísmicas, foi realizado utilizando os mapas de isópacas das sequências estratigráficas interpretadas nas 71 linhas sísmicas (Tabela 9).

Tabela 9. Quantificação de Volume Sedimentar compactado

| | | | | | | | | |
|-------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| . | | | | | | | | |
| Depth | | | | | | | | |
| Age | 0.0 | 10.0 | 20.0 | 30.0 | 56.0 | 66.0 | 72.0 | |
| S0 | 256.85 | | | | | | | |
| S1 | 551.99 | 410.29 | | | | | | |
| S2 | 1155.17 | 1092.92 | 814.57 | | | | | |
| S3 | 1787.69 | 1761.60 | 1664.51 | 1389.73 | | | | |
| S4P | 2164.16 | 2150.19 | 2099.77 | 1984.48 | 1822.89 | | | |
| S5K | 2345.56 | 2335.51 | 2299.62 | 2220.17 | 2118.32 | 2039.87 | | |
| S6 | 2750.54 | 2747.26 | 2736.12 | 2712.46 | 2684.36 | 2665.13 | 2583.16 | |
| Basement | 2981.97 | 2981.97 | 2981.97 | 2981.97 | 2981.97 | 2981.97 | 2981.97 | 2981.97 |
| . | | | | | | | | |
| Thicknesses | | | | | | | | |
| Age | 0.0 | 10.0 | 20.0 | 30.0 | 56.0 | 66.0 | 72.0 | |
| S0 | 295.14 | | | | | | | |
| S1 | 603.18 | 682.63 | | | | | | |
| S2 | 632.52 | 668.68 | 849.94 | | | | | |
| S3 | 376.47 | 388.58 | 435.26 | 594.74 | | | | |
| S4P | 181.40 | 185.32 | 199.86 | 235.69 | 295.43 | | | |
| S5K | 404.97 | 411.75 | 436.49 | 492.29 | 566.04 | 625.26 | | |
| S6 | 231.43 | 234.70 | 245.85 | 269.51 | 297.61 | 316.84 | 398.81 | |

Fonte: A autora, 2019

4.16.3 Descompactação do volume sedimentar

Os volumes sedimentares obtidos diretamente dos mapas de isópacas e de linhas sísmicas 2D consideram os sedimentos compactados. A descompactação deste volume é necessária para a obtenção do valor real do volume sedimentar depositado em cada sequência. A descompactação foi realizada considerando os gráficos de variação de porosidade com a profundidade, obtendo-se gráficos de perda de volume sedimentar com a profundidade (Tabela 10).

Tabela 10. Quantificação de Volume Sedimentar descompactado

| | PHlo | C | S0-S1 | PHlo | C | S1-S2 | PHlo | C | S2-S3 | PHlo | C | S3-S4P | PHlo | C |
|-----------|------|----------|---------|----------|----------|---------|-------|-----------|--------|-------|-----------|---------|-------|----------|
| Arena | 0.49 | 4.00E-04 | 2.63% | 0.013 | 0.000011 | 0.00% | 0.000 | 0.0000000 | 0.00% | 0.000 | 0.0000000 | 4.45% | 0.022 | 0.000018 |
| Shale | 0.63 | 5.00E-04 | 97.37% | 0.613431 | 4.87E-04 | 97.37% | 0.613 | 0.000487 | 95.33% | 0.601 | 0.000477 | 87.78% | 0.553 | 0.000439 |
| Silt | 0.56 | 4.00E-04 | 0% | 0 | 0.00E+00 | 0% | 0.000 | 0.0000000 | 0% | 0.000 | 0.0000000 | 6.64% | 0.037 | 0.000027 |
| Carbonato | 0.7 | 5.00E-04 | 0% | 0 | 0.00E+00 | 1.34% | 0.009 | 0.0000007 | 4.67% | 0.033 | 0.000023 | 1.13% | 0.008 | 0.000006 |
| | | | | 0.63 | 0.50 | | 0.62 | 0.49 | | 0.63 | 0.50 | | 0.62 | 0.49 |
| | PHlo | C | S4P-S5K | PHlo | C | S5K-S6C | PHlo | C | S6C-S7 | PHlo | C | S7-S8T5 | PHlo | C |
| Arena | 0.49 | 4.00E-04 | 37.71% | 0.185 | 0.000151 | 41.12% | 0.201 | 0.000164 | 27.38% | 0.134 | 0.000110 | 4.93% | 0.024 | 0.000020 |
| Shale | 0.63 | 5.00E-04 | 47.00% | 0.296 | 0.000235 | 31.26% | 0.197 | 0.000156 | 52.10% | 0.329 | 0.000261 | 66.26% | 0.417 | 0.000331 |
| Silt | 0.56 | 4.00E-04 | 14.15% | 0.079 | 0.000057 | 25.67% | 0.144 | 0.000103 | 18.09% | 0.101 | 0.000072 | 9.91% | 0.005 | 0.000004 |
| Carbonato | 0.7 | 5.00E-04 | 1.13% | 0.008 | 0.000006 | 1.94% | 0.014 | 0.000010 | 2.33% | 0.016 | 0.000012 | 27.90% | 0.195 | 0.000140 |
| | | | | 0.57 | 0.45 | | 0.56 | 0.43 | | 0.58 | 0.45 | | 0.64 | 0.49 |

| | 1: Rock Type | 2: Rock Group | 3: Background_colour | 4: pattern | 5: Sandstone(%) | 6: Shale(%) | 7: Limestone(%) | 8: Porosity | 9: DepthCoefficient |
|------|--------------|---------------|----------------------|------------|-----------------|-------------|-----------------|-------------|---------------------|
| | Sandstone | Sand | | | 100 | 0 | 0 | 0.49 | 0.27 |
| | Shale | Shale | | | 0 | 100 | 0 | 0.63 | 0.51 |
| | Limestone | Limestone | | | 0 | 0 | 100 | 0.41 | 0.40 |
| Unit | | | | | % | % | % | | km ⁻¹ |
| 1 | Default | Sand | | | | | | 0.56 | 0.39 |
| 2 | S0-1 | | | | | | | 0.63 | 0.50 |
| 3 | S1-2 | | | | | | | 0.62 | 0.49 |
| 4 | S2-3 | | | | | | | 0.63 | 0.50 |
| 5 | S3-4 | | | | | | | 0.62 | 0.49 |
| 6 | S4P-5K | | | | | | | 0.57 | 0.45 |
| 7 | S5K-6C | | | | | | | 0.56 | 0.43 |
| 8 | S6C-7 | | | | | | | 0.58 | 0.45 |
| 9 | S7-8 | | | | | | | 0.64 | 0.49 |

Fonte: A autora 2019

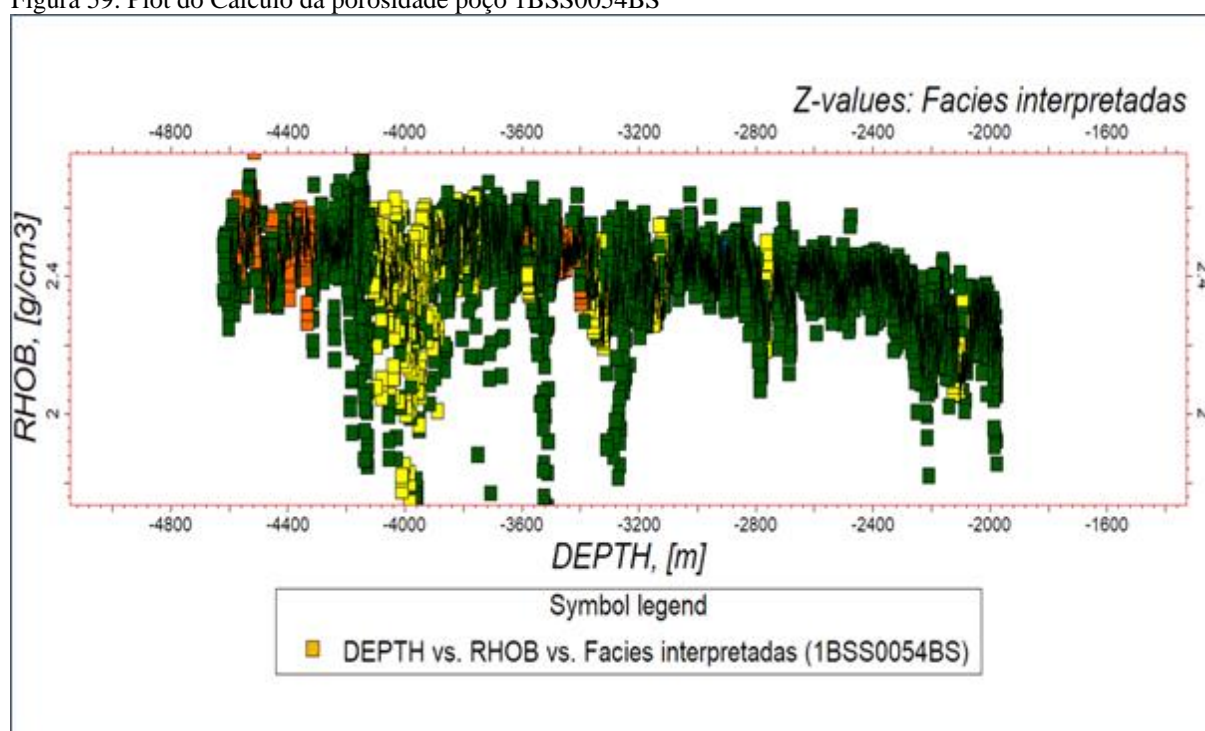
4.17 Cálculo do espaço de acomodação total estimado através da descompactação das camadas sedimentares

O espaço de acomodação total criado durante a formação de uma sequência sedimentar é calculado pela diferença entre os valores de profundidade dos *offlap breaks* das superfícies topo e base da sequência. O valor obtido do espaço de acomodação total é a resposta da interação entre a variação do nível do mar, da subsidência/soerguimento do fundo marinho e da compactação.

4.18 Cálculo de espaço de acomodação através das medições entre os *offlap breaks* compactação

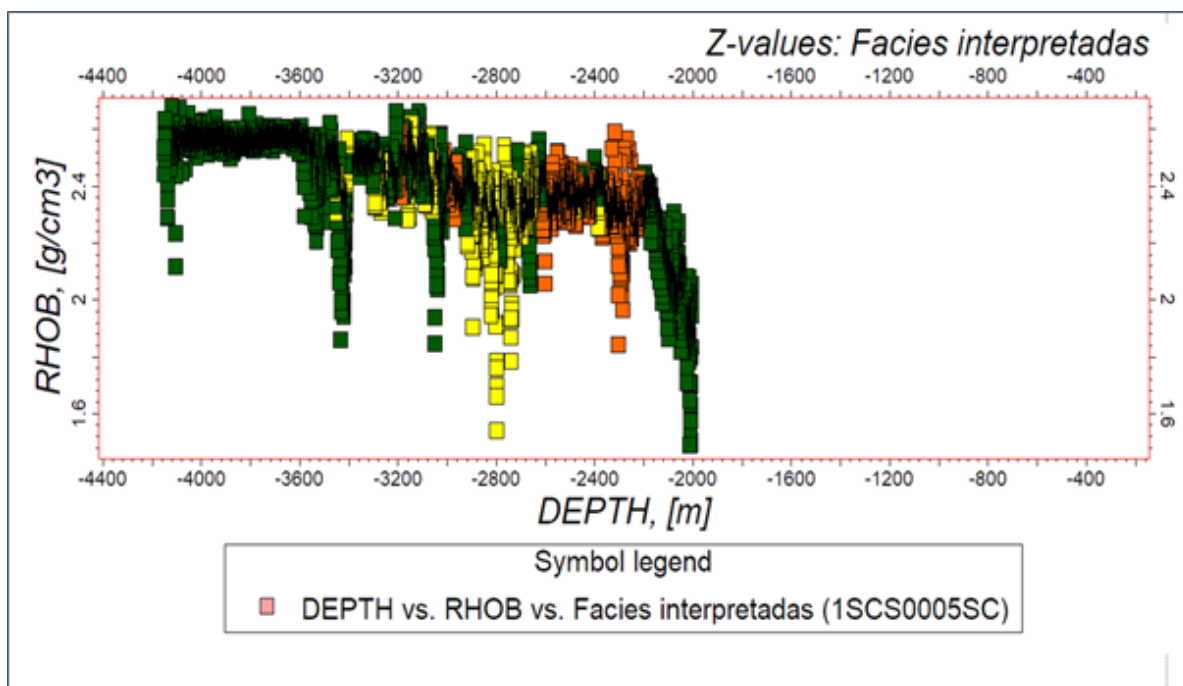
O cálculo da compactação é obtido através da estimativa do espaço de acomodação mais real gerado durante o período de desenvolvimento do pacote sedimentar estudado. A compactação está intimamente relacionada à porosidade da rocha, que é o espaço existente entre os grãos. Existem alguns métodos para o cálculo de porosidade da sequência estudada, como amostragens diretas da rocha (onde se pode obter diretamente a porosidade da rocha ou somente estimá-la através do tipo de sedimento encontrado), e cálculos indiretos utilizando perfis de poços. Neste projeto o cálculo da porosidade é indireto, com perfis (RHOB) em relação com as fácies interpretadas dos poços da zona de estudo (Figura 59, 60).

Figura 59. Plot do Cálculo da porosidade poço 1BSS0054BS



Fonte: A Autora, 2016

Figura 60. Plot do Cálculo da porosidade poço 1SCS0005SC



Fonte: A Autora, 2019

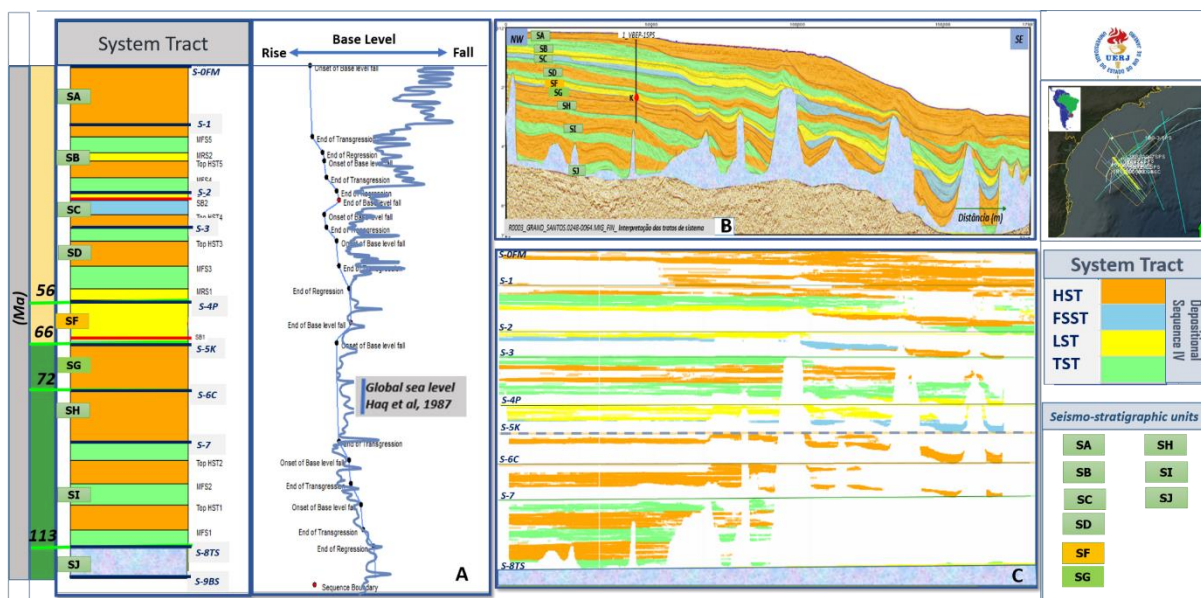
4.19 Cálculo das profundidades das superfícies das sequências descompactadas

Para a descompactação das superfícies das sequências estudadas, pode ser utilizado um programa (Move). Este programa utiliza a relação da variação de porosidade com profundidade das camadas sedimentares e a variação da perda de volume sedimentar. Nele, é necessário inserir alguns dados como: profundidade atual das superfícies estudadas, a granulometria do sedimento de cada sequência sedimentar e a porosidade inicial deste sedimento. Os valores de granulometria e de porosidade inicial são frequentemente estimados de acordo com o tipo de sedimento, e representa as profundidades de cada superfície desconsiderando compactação, ou seja, é a evolução de cada superfície descompactada com o tempo os cálculos de descompactação são realizados usando como ponto de referência os offlap breaks, que representam pontos específicos do nível do Mar referente a observações do padrão de empilhamento. O resultado destes cálculos de compactação gera informações suficientes para a estimativa mais real do espaço de acomodação gerado ou destruído durante o período estudado. Sendo assim, é possível estimar a subsidência a partir deste espaço de acomodação “descompactado” e da correção eustática das paleobatimetrias de topo e base da sequência sedimentar estudada.

4.20 Correção eustática

Através da utilização de curvas de variação de nível de mar é possível determinar a quantidade de espaço de acomodação criado ou destruído relativo às variações eustáticas. Este cálculo é realizado considerando a formação da superfície base e topo da sequência com específicos níveis eustáticos, normalmente de mar baixo, relacionados diretamente aos respectivos *offlap breaks* das sequências sedimentares (Figura 61).

Figura 61. Variação eustática



Nota: Direita. Curvas de variação eustática HAQ et al. (1987), esquerda. Henao e Pereira 2017

Fonte: a autora, 2019

4.21 Superfície inicial

A batimetria inicial do horizonte base da simulação deve ser baseada na paleobatimetria atual do horizonte. Contudo, essa paleobatimetria precisa ser corrigida para representar a superfície no momento de sua formação. Para isso, a superfície é rotacionada para a posição

que mais se aproxima da posição original da formação da superfície, considerando o espaço de acomodação desenvolvido.

4.22 **Estimativa de subsidência a partir da linha sísmica**

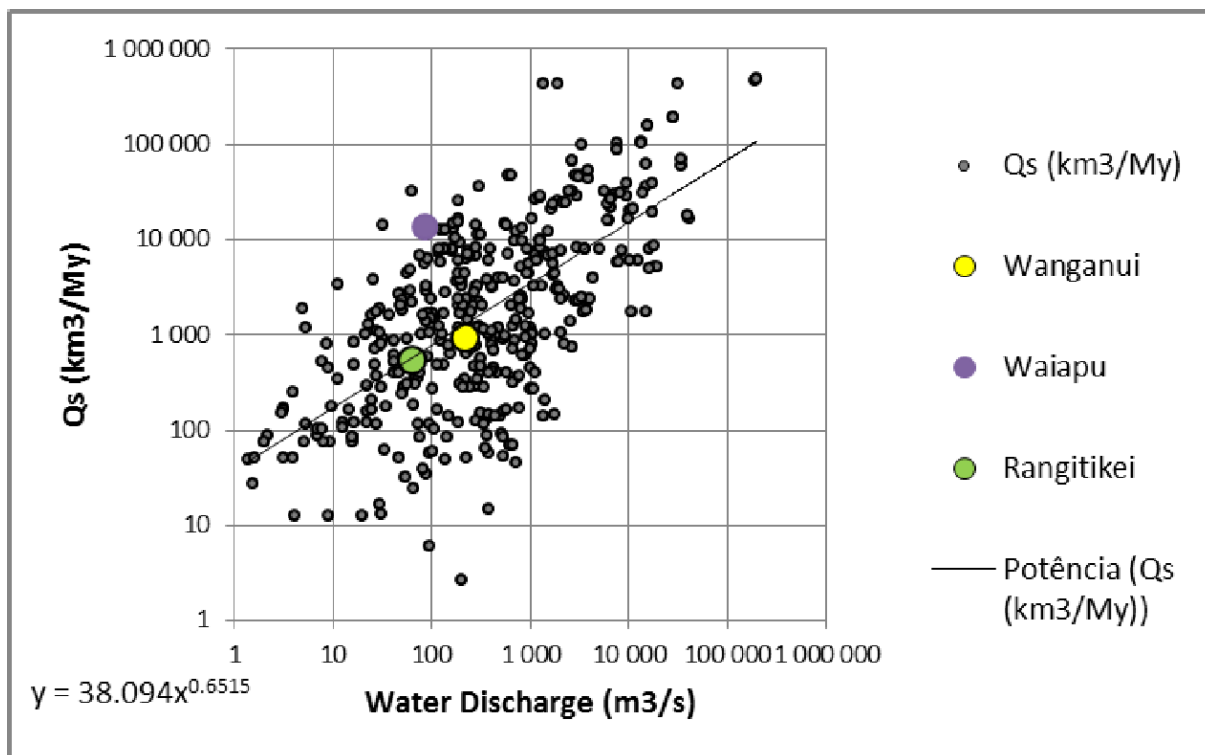
Após o cálculo da compactação e da correção eustática, é possível obter como resultado final o espaço de acomodação gerado pela subsidência nos *offlap breaks* de cada sequência. Este cálculo é realizado através da subtração da compactação e da variação eustática do valor total de espaço de acomodação criado/destruído, relacionados ao topo e à base das superfícies do pacote sedimentar.

4.23 **Quantificação de aporte sedimentar e descarga fluvial**

As taxas de aporte sedimentar podem ser obtidas de diferentes maneiras como a utilização de informações contidas na bibliografia ou cálculo de volume sedimentar calculado através das espessuras sedimentares ou dos mapas de isópacas baseados em interpretações sísmicas na área de estudo.

Os valores de descarga fluvial (Q_w) podem ser obtidos tanto através de dados bibliográficos da área de estudo, como também, grosseiramente estimados através de estudos baseados em compilações das relações de descarga fluvial com outros parâmetros, como, por exemplo, o aporte sedimentar (Q_s) (Figura 62).

Figura 62. Gráficos da relação descarga sedimentar X descarga d'água.



Fonte: Baseados na compilação de dados realizada por DIDIER GRANJEON 2009.

A descarga fluvial pode ser calculada através da medição da sua taxa diretamente nos rios que desaguam na área de estudo ou também através de gráficos de compilações de dados hidrológicos que relacionam a descarga d'água à produção sedimentar e à área da bacia de drenagem. De acordo com o site da Agência Nacional de Águas (ANA - <http://www.ana.gov.br/>) a descarga d'água existente atualmente na porção leste do Brasil (bacia de drenagem – Atlântico Leste, englobando a costa desde o Rio de Janeiro até Sergipe) é de 12982 m³/s. A área total desta bacia hidrográfica é de aproximadamente 600 mil km², e a área referente à sub-bacia hidrográfica com rios que desaguam na área de estudo é de 12600 km².

Considerando uma proporcionalidade entre a descarga fluvial e a área de drenagem, pode-se inferir uma descarga fluvial na costa do Rio de Janeiro de aproximadamente 273 m³/s para o período atual.

Também foi possível estimar a descarga d'água local através do gráfico de compilação de dados de descarga d'água relacionados à produção sedimentar e áreas de bacias de drenagem ao redor do mundo. Considerando uma bacia de drenagem de área de 12600 km² (área de drenagem $A > 10^4$) e uma taxa de sedimentação atual entre 11000 e 16000 km³/ma pode-se estimar uma descarga fluvial de 1557 m³/s.

4.24 Quantificação de erosão

A erosão é quantificada considerando-se os volumes totais de relevo e massa retirados do embasamento e das sequências sedimentares formadas anteriormente. Esta taxa é definida através da equação abaixo:

$$\text{Taxa erosão} = (V_s \cdot \rho_s) / (t \cdot \rho_r \cdot A) \quad (7)$$

Onde: V_s =volume de sedimentos, t =idade do depósito, A =área da bacia, ρ_s =densidade do sedimento (2,3 g/cm³) e ρ_r =densidade da rocha in situ (2,7g/cm³). Caso não seja possível obter todos estes parâmetros, a taxa de erosão pode ser estimada através de outros estudos na área ou através de estudos em locais que possuam condições climáticas e geológicas similares, que foi o nosso caso (Tabela 11).

Tabela 11. Taxa de erosão média ao longo da Serra do Mar

| Idade média (Ma) | Idade máxima (Ma) | Idade mínima (Ma) | Taxa de erosão média (m/my) |
|--|-------------------|-------------------|-----------------------------|
| 355 | 419 | 291 | 11 |
| 77 | 86 | 68 | 48.7 |
| 100 | 112 | 88 | 37.5 |
| 62 | 69 | 55 | 60.5 |
| 79 | 88 | 70 | 47.5 |
| 88 | 95 | 81 | 42.6 |
| 45 | 50 | 40 | 83 |
| 49 | 55 | 43 | 76.5 |
| 43 | 47 | 39 | 87.2 |
| 68 | 72 | 64 | 55 |
| 42 | 51 | 33 | 89.18 |
| 31 | 36 | 26 | 105 |
| 76 | 80 | 72 | 55.14 |
| 61 | 61 | 61 | 61.3 |
| 58 | 62 | 54 | 98.7 |
| 39 | 48 | 30 | 96.15 |
| Média de taxa de erosão dentro do período de estudo (m/my) | | | 89.505 |

Fonte: HACKSPACHER et al., 2004

4.25 Cálculo de transporte de sedimentos

O transporte dos sedimentos é o parâmetro mais complicado de se simular. Utiliza-se a relação entre a capacidade de transporte, a descarga d'água e a inclinação do fundo. A capacidade de transporte é relacionada ao coeficiente de difusão K que varia de acordo com o ambiente sedimentar e o tipo de sedimento.

$$Q_s = K * Q_w * S \quad (8)$$

Onde Q_s é a capacidade de transporte de sedimentos; K é o coeficiente de difusão; Q_w é a descarga d'água; S é a inclinação m/km do fundo.

Existem alguns valores médios de coeficientes de difusão fluvial e marinho para cada tipo de sedimento, resumidos na Tabela 12.

Tabela 12. Coeficientes de difusão para alguns tipos de sedimento

| | Kmédio fluvial | Kmédio marinho |
|--------------|----------------|----------------|
| Areia grossa | 447 | 8.9 |
| Areia fina | 1000 | 20 |
| Silte | 2230 | 45 |

Fonte: HACKSPACHER et al., 2004.

4.26 Coeficiente de difusão

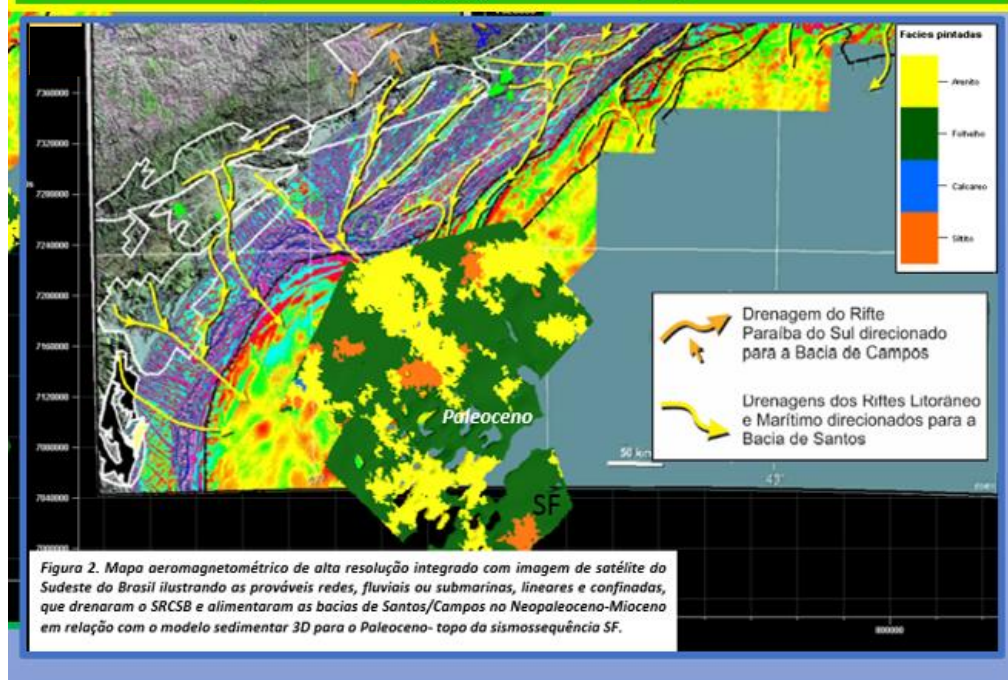
A equação de difusão é utilizada para descrever processos que relacionam a taxa de variação de uma determinada propriedade, com os diferentes gradientes desta propriedade ao longo de uma determinada dimensão espacial. Portanto, a constante de proporcionalidade entre o fluxo de massa e os referidos gradientes é denominada difusividade ou coeficiente de difusão (CALDAS, 2000). O programa Dionisos® calcula a partir da equação da difusão, dos parâmetros de declividade e fluxo de água, a eficiência do transporte de partículas em um determinado ambiente sedimentar, onde o sedimento mobilizado Q_s (m^2/s) é proporcional à declividade S (m/km) do substrato e ao fluxo Q_w (m^2/s) de água e evolui de acordo com o coeficiente de difusão K do ambiente deposicional, que pode ser continental, costeiro ou de águas profundas, de acordo com a equação (9):

$$Q_s = K * Q_w * S \quad (9)$$

Esta equação é resolvida para cada litologia, independentemente, e no caso de áreas emersas, a equação seria resolvida envolvendo um K continental (fluvial) que está associado ao gradiente potencial do rio, mesmo antes de atingir um corpo aquoso, como mares e lagos (GRANJEOU, 1997; GRANJEON E JOSEPH, 1999). Calculando-se os tipos litológicos, os parâmetros Q_w e S , além do paleoambiente deposicional, o cálculo do coeficiente de difusão pode ser estimado de forma automática no Dionisos®.

Figura 63. Modelagem Sedimentar 3D

A modelagem sedimentar 3D sugere que as drenagens alimentadoras para o sudoeste do sistema sedimentar para o Terciário na área de estudo eram provenientes dos grabens (11) Cananéia, (12) Paranaguá, e possivelmente, para o noroeste os grabens (8) Ubatuba, (9) Santos pertencentes aos riftes litorâneos. Além disso se interpreta se clara influência alimentadora do sistema sedimentar dos grabens do riftes Marítimos (15).



Fonte: Adaptado de Zalan, 2005

Para a interpretação das principais posições de fontes sedimentares a partir dos dados disponíveis, foi confeccionado o modelo sedimentar 3D e recalculado para este trabalho, tendo em conta as fácies sedimentares dos poços e a modelagem determinística, além da relação com os riftes cenozoicos com o objetivo de prever as drenagens alimentadoras no Cretáceo superior e Paleoceno, refinando assim, a modelagem estratigráfica. Na literatura, encontram-se

informações de hipóteses das drenagens alimentadoras associadas ao ancestral rio Paraíba do Sul, segundo Modica e Brush (2004). Porém, neste trabalho foram utilizadas as drenagens alimentadoras realizadas na modelagem sedimentar no software Petrel relacionadas aos riftes cenozoicos da bacia (Figura 63).

A análise litológica evidencia uma grande variação de tipos de sedimentos que chegam à bacia ao longo do desenvolvimento das sequências sedimentares estudadas (Figura 64).

Figura 64. Porcentagem de diferentes tipos sedimentológicos

| Code | Name | % | N | Intervals | Min | Mean |
|------|----------|-------|---------|-----------|---------|-------------|
| 0 | Arenito | 37.71 | 1300927 | 534411 | 0.0 (1) | 57.8 (2.43) |
| 1 | Folhelho | 47.00 | 1621486 | 593892 | 0.0 (1) | 64.6 (2.73) |
| 2 | Calcáreo | 1.13 | 39033 | 23592 | 0.0 (1) | 36.5 (1.65) |
| 3 | Siltito | 14.15 | 488276 | 275521 | 0.0 (1) | 41.3 (1.77) |

S-4P-S-5K

| Code | Name | % | N | Intervals | Min | Mean |
|------|----------|-------|---------|-----------|---------|-------------|
| 0 | Arenito | 41.12 | 1498800 | 615833 | 0.0 (1) | 57.2 (2.43) |
| 1 | Folhelho | 31.26 | 1139520 | 519378 | 0.0 (1) | 51.3 (2.19) |
| 2 | Calcáreo | 1.94 | 70881 | 46755 | 0.0 (1) | 35.4 (1.52) |
| 3 | Siltito | 25.67 | 935518 | 433474 | 0.0 (1) | 51.4 (2.16) |

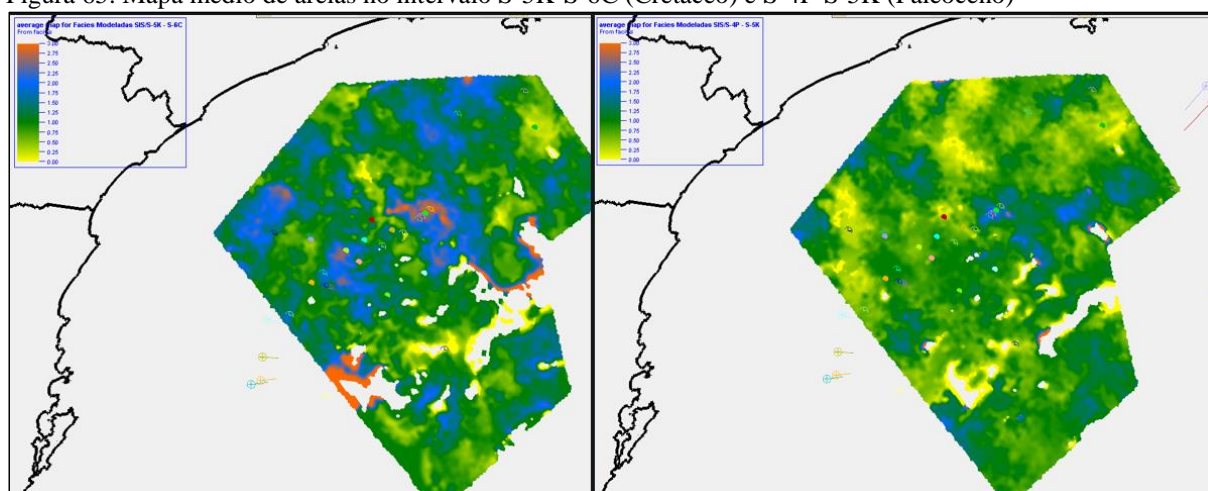
S-5K-S-6C

Nota: Porcentagem observadas para cada intervalo com a modelagem sedimentar 3D

Fonte: A autora 2019

Esta análise permitiu a estimativa da porcentagem de diferentes tipos sedimentológicos em porcentagens observadas para cada intervalo com a modelagem sedimentar 3D, a partir das quais foi definida a variação litológica que deveria ser inserida nos modelos estratigráficos e apoio a confecção dos mapas de litologias, feitos no Petrel (Figura 65).

Figura 65. Mapa médio de areias no intervalo S-5K-S-6C (Cretáceo) e S-4P-S-5K (Paleoceno)

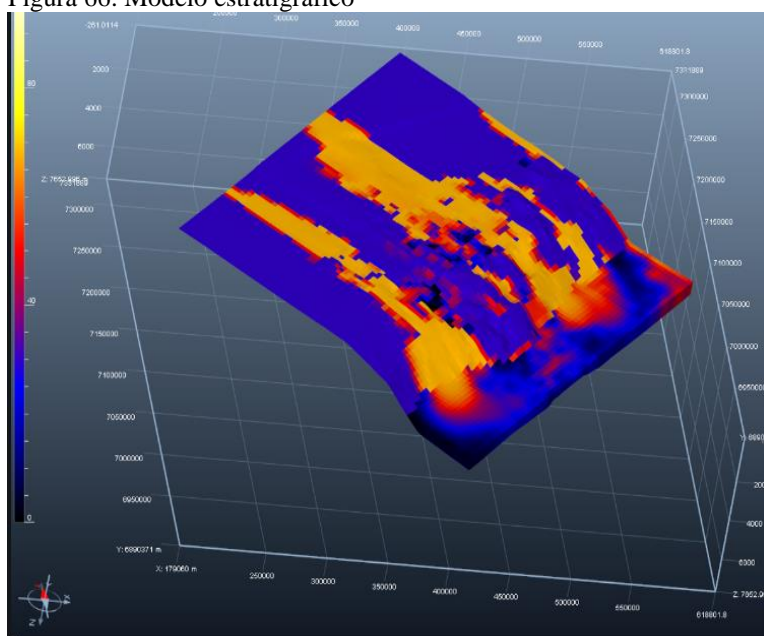


Fonte: Autora 2019

4.27 Simulações estratigráficas

O modelo estratigráfico é gerado a partir da estimativa dos parâmetros de entrada descritos anteriormente. Simulações estratigráficas podem ter diferentes objetivos como: a reprodução da geometria de um determinado pacote sedimentar e, assim, a obtenção da variação dos principais parâmetros responsáveis pela sua formação ou; a realização de testes para determinação do comportamento sedimentar em diferentes ambientes sedimentares. As simulações realizadas no presente trabalho tiveram como objetivo a reprodução da geometria das seqüências sedimentares interpretadas na etapa de análise sísmica (Figura 66).

Figura 66. Modelo estratigráfico



Fonte: A autora

A partir do modelo estratigráfico final foi possível, então, estimar a variação temporal e espacial dos parâmetros definidores da construção arquitetural da bacia sedimentar estudada como a variação de espaço de acomodação e de subsidência, a variação de aporte sedimentar e de descarga fluvial e migração das fontes sedimentares que alimentam a bacia.

Os parâmetros utilizados foram testados individualmente até a obtenção do modelo lógico e adequado para a evolução da Bacia de Santos. Foram realizados 6 cenários com base no modo do cálculo de simulação do software Forward subsidence, backward thickness.

5 RESULTADOS E DISCUÇÃO DE RESULTADOS

Os resultados compreendem a reinterpretação sísmica de 71 linhas, análises de mapas de isópacas realizados a partir da interpretação sísmica; análise cronoestratigráfica a partir de dados de poços; análise litológica e quantificação de taxa de sedimentação; e modelagem estratigráfica 3D em diferentes períodos do tempo, no Cretáceo superior e Paleoceno.

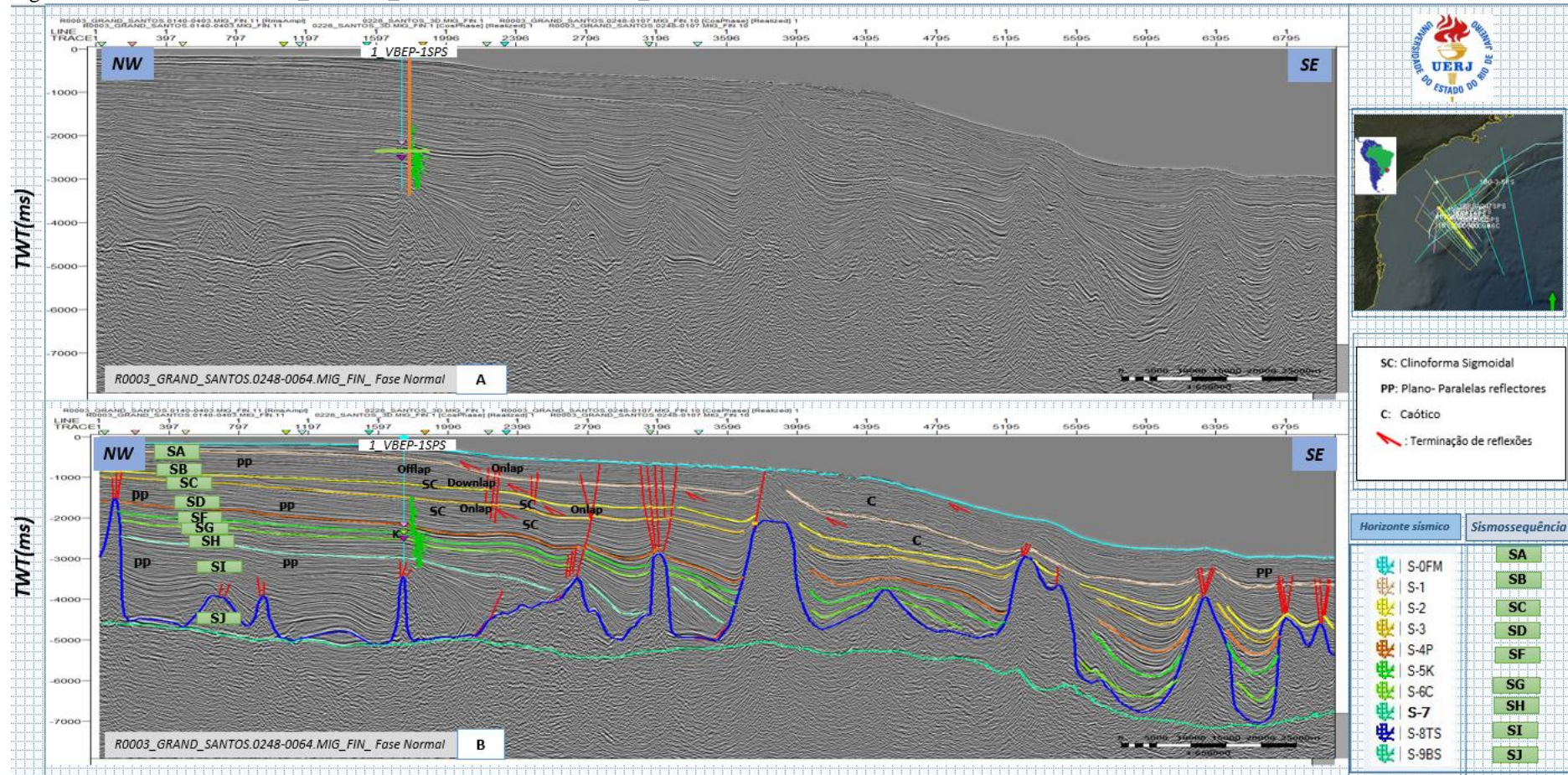
5.1 Interpretação sismoestratigráfica e sismoestrutural

A área de estudo ao sul da Bacia de Santos apresenta um arcabouço estratigráfico complexo, resultado da superimposição de diversos eventos geológicos. Tais eventos encontram-se impressos no arcabouço estratigráfico da bacia, mas sua expressão é desigual, tanto em termos de magnitude quanto de representatividade, nos diferentes compartimentos estruturais da bacia. As sequências consideradas neste trabalho apresentam arquitetura estratigráfica e padrões de preenchimento distintos.

Com base na continuidade, polaridade, amplitude e padrão de terminação dos refletores, foram mapeados 10 horizontes e interpretadas 9 sismossequências para toda a área de estudo. Cinco sismossequências pertencem ao intervalo Cretáceo da bacia. As quatro sismossequências restantes correspondem ao registro Terciário da bacia. Com base nas sismossequências foram denominadas, do topo para a base, as Sismofácies SA, SB, SC, SD, SE, SF, SG, SH e SI. (Figura 67 e 68). Os limites definidos para cada sismossequência não correspondem a limites de sequência no sentido clássico, porque nem todos os limites são descontinuidades.

As principais características de reflexão sísmica das sequências mapeadas e a sua devida interpretação realizaram-se com base nos dados de poços, bioestratigrafia e na literatura.

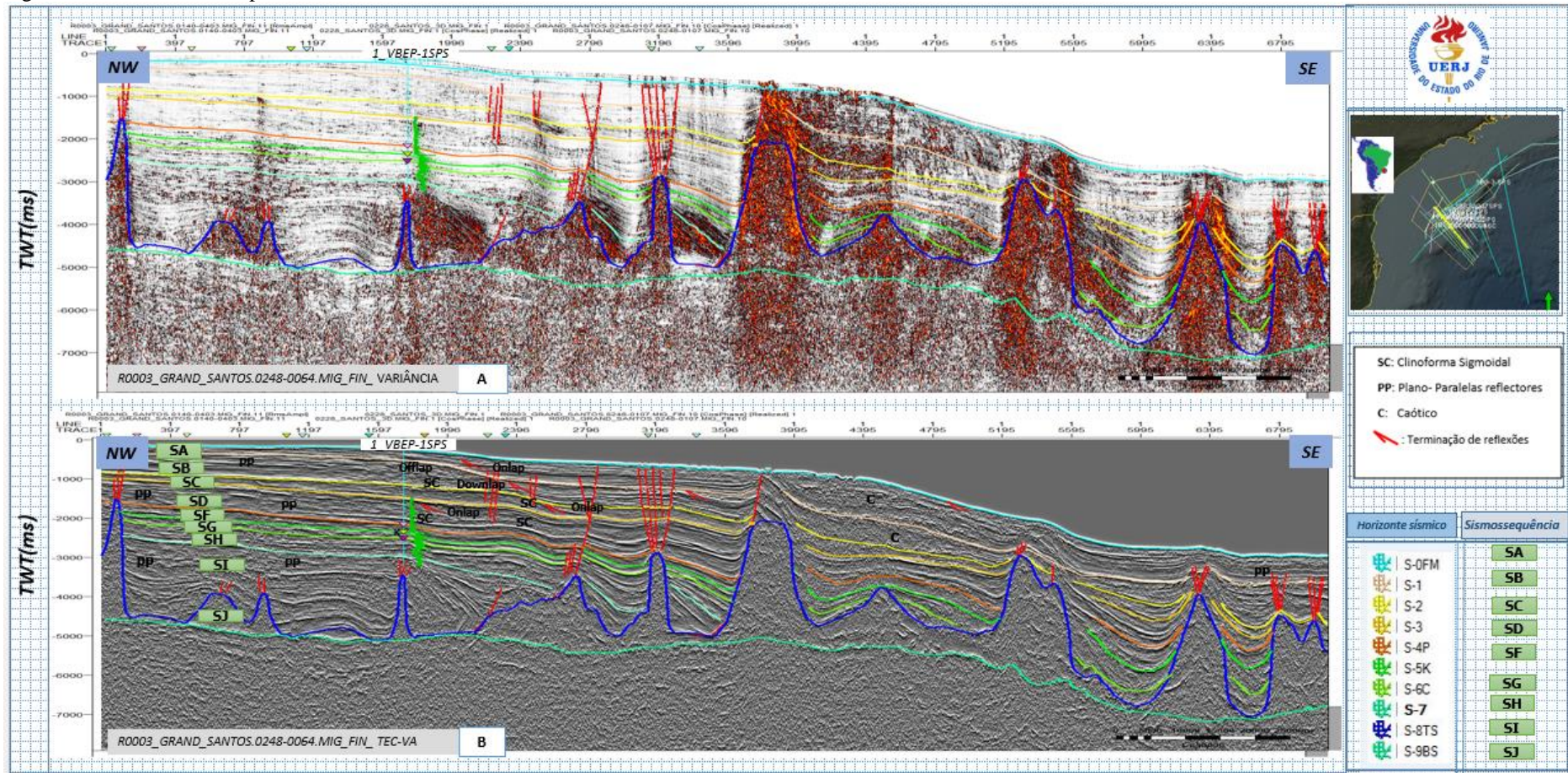
Figura 67. Linha sísmica R0003_GRAND_SANTOS.0248-0064.MIG_FIN



Nota: Detalhe dos horizontes sísmicos remapeados e as Sissossequências entre as sequências identificadas.

Fonte: A autora, 2019.

Figura 68. Linha sísmica dip R0003_GRAND_SANTOS.0248-0059.MIG_FIN com atributos sísmicos



Nota: Detalhe dos horizontes sísmicos remapeados e as Sismofácies identificadas. A: VARIÂNCIA, B: TEC-VA

Fonte: A autora, 2019.

5.2 Sismossequências

O mapeamento de cada uma das Sismossequências foi feito para as 71 linhas 2D (132000 Km) da área de estudo.

A arquitetura das Sismossequências do Cretáceo e do Terciário revelou-se bem mais complexa. A evolução no Cretáceo é marcada por maior aporte sedimentar progradacional e processos tectônicos como o primeiro levantamento da Serra do Mar, principalmente. O Terciário também foi marcado por grandes cunhas clásticas (clinoformas) progradacionais, grandes oscilações do nível do mar, desenvolvimento de carbonatos de borda de plataforma e o abatimento da Serra do Mar durante 56 milhões de anos, aproximadamente.

A subdivisão do registro Cretáceo e Terciário em nove sismossequências deposicionais atendeu plenamente ao objetivo de caracterizar a geologia do Cretáceo superior e Terciário da bacia. Estas sequências apresentam características muito distintas, o que permitiu estabelecer, em linhas gerais, a sucessão de eventos. As características das sismossequências deposicionais da bacia, do Cretáceo superior ao Recente, são sumarizadas a seguir, buscando-se fornecer informações que permitam compreender sua arquitetura estratigráfica e distribuição ao longo da bacia.

5.3 Interpretação sismoestrutural

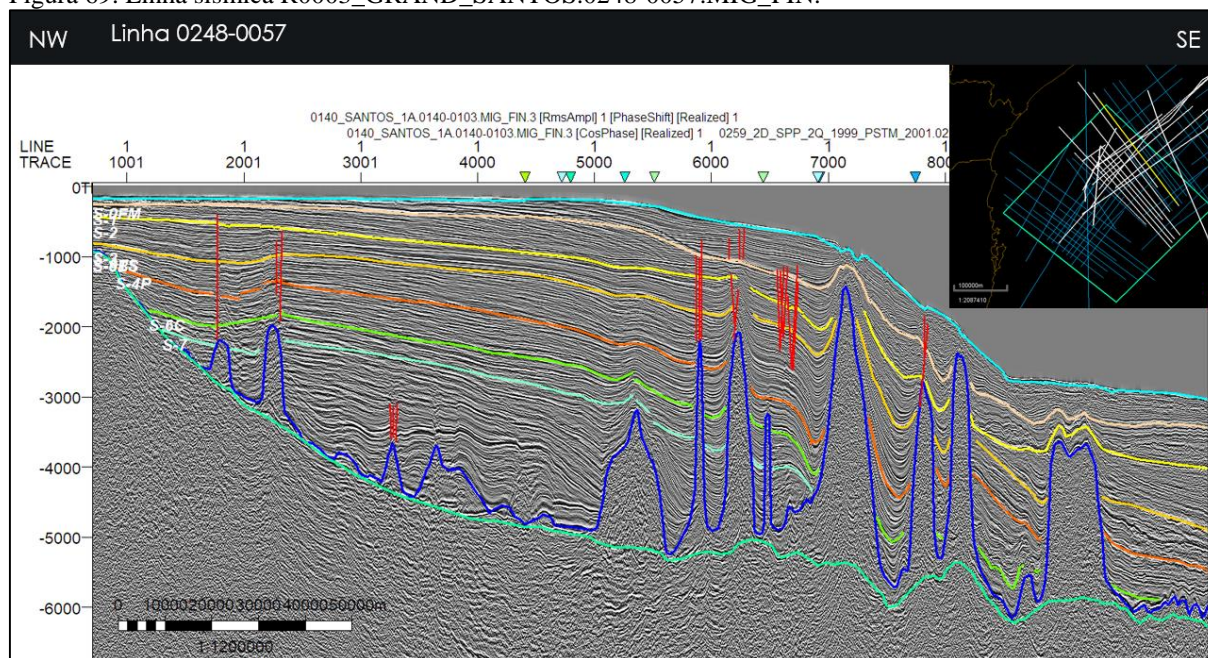
A interpretação sismoestrutural foi feita essencialmente na seção drift, identificando-se diferentes tipos de estilos estruturais de acordo com sua gênese e idade.

Interpretaram-se falhas associadas à tectônica salífera. A movimentação do sal, possivelmente causada pela sobrecarga das unidades marinhas pós-sal, imprimiu uma estruturação nas unidades sedimentares sobrepostas. Foram criadas falhas normais nas unidades sedimentares depositadas sobre os diápiros e domos de sal, causadas pelo colapso após o soerguimento do sal; e falhas lítricas de médio a grande porte nas paredes dos diápiros, provocando o arqueamento das unidades sobrepostas, gerando falhas de crescimento das

camadas sobrepostas sobre a superfície da falha lítrica. As falhas normais cortam desde a seção Albiana até as unidades mais recentes, mostrando que a movimentação do sal perdura até hoje.

Próximo à linha de charneira, ocorrem falhas de alto ângulo cortando as unidades sedimentares, mas só se identificou claramente na linha sísmica dip R0003_GRAND_SANTOS.0248-0057.MIG_FIN, que não estão associadas à tectônica do sal diretamente. Essas falhas cortam desde a sismossequência SG, mas não ultrapassam a sismossequência SA. (Figura 69).

Figura 69. Linha sísmica R0003_GRAND_SANTOS.0248-0057.MIG_FIN.



Nota: Detalhe dos horizontes sísmicos re-mapeados e as Sismofácies identificadas.

Fonte: A Autora

Essas falhas sugerem uma reativação tectônica que ocorreu no início do Terciário. Sugere-se que esse falhamento corresponde ao registro do soerguimento da Serra do Mar, que se deu por colapso gravitacional do megaplanalto cretáceo que se estendia até a Charneira de Santos, ocasionando o escorregamento de grábens e o soerguimento de ombreiras por rebate elástico (ZALÁN, 2005).

Com base na interpretação sismoestratigráfica e sequencial das linhas sísmicas no presente trabalho, foi possível observar que o preenchimento da Bacia de Santos durante o Terciário é dado essencialmente por sistemas deltaicos. O registro Cenozoico pode ser dividido em pelo menos cinco sismossequências, caracterizadas essencialmente por um padrão de clinofórmulas progradantes, separadas por superfícies de inundação máxima. Essas sequências refletem o estabelecimento de drenagens crescentemente organizadas durante o Cenozoico,

tendência exibida na modelagem 3D sedimentar. A seção Paleoceno contrasta fortemente com a seção do Cretáceo Superior sotoposta. Esta última é caracterizada por um grande aporte sedimentar com drenagens pouco organizadas em contraste ao cenário dos 56Ma da modelagem, correspondente às sismossequências SF, SD, SC, SB e SA.

As sismossequências SH até o topo e SG marcam o início da megassequência marinha regressiva, que tomou lugar após o máximo transgressivo representado pela sismossequência SI. Tanto a seção terciária quanto a seção do Cretáceo Superior parecem estar relacionadas à origem e evolução da Serra do Mar. Zalán e Oliveira (2005) propõem dois pulsos de soerguimento da Serra do Mar: um no Cretáceo Superior e o outro no Paleoceno. A seção do Cretáceo Superior está relacionada ao primeiro pulso de soerguimento, que implantou um megaplanalto na região sudeste, chamado de Serra do Mar Cretácea. Esse megaplanalto estendia-se até a charneira de Santos, de modo que havia um enorme desnível entre o megaplanalto e a bacia. Esse megaplanalto ergueu-se a partir do Coniaciano, em resposta à passagem da placa sul-americana sobre um hot spot. A não-deposição ou erosão de sedimentos Cretáceos sobre o embasamento raso da bacia, a oeste da Charneira de Santos, e a presença de sedimentos Terciários sobre o embasamento raso, sugerem que esta configuração da bacia se estabeleceu apenas no Terciário. A superfície extremamente plana do embasamento raso observada claramente nas linhas sísmicas, sobre a qual encontra-se uma delgada cobertura de sedimentos cenozoicos, é interpretada como a Superfície de Aplainamento Japi, rebaixada à sua cota mínima durante o colapso gravitacional ocorrido no Terciário. A superfície Japi é entendida como o término de um processo erosivo que arrasou o relevo surgido com o soerguimento senoniano realizado na plataforma continental e região adjacente do continente.

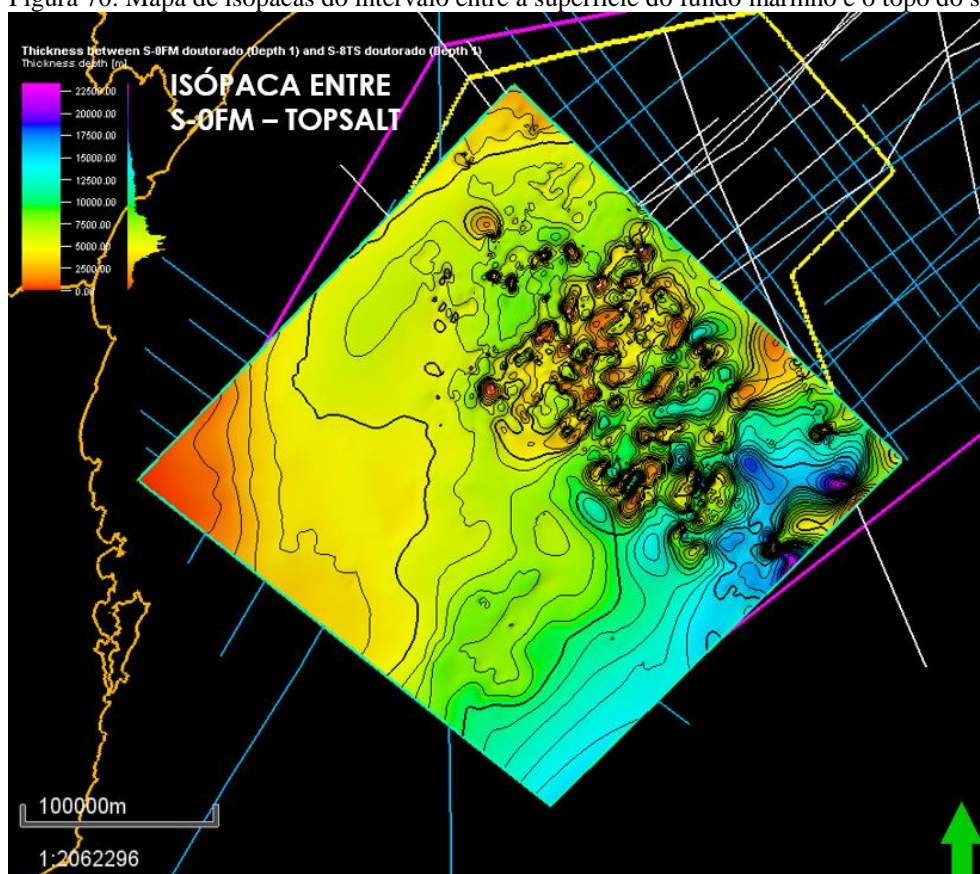
O registro Terciário representado por clinofomas progradantes reflete o estabelecimento de drenagens organizadas, o que é perfeitamente explicado pelo desenvolvimento do sistema de riftes do Sudeste do Brasil no Cenozoico. O desenvolvimento desses riftes está associado ao segundo pulso de soerguimento da Serra do Mar, que se deu por colapso gravitacional, situação que se reflete na modelagem sedimentar para as sismossequências SF e SD, principalmente.

5.3.1 Mapas de isópacas

A interpretação sismoestratigráfica do sudoeste da Bacia de Santos permitiu a subdivisão do intervalo sedimentar em 9 sismossequências estratigráficas. Estas subdivisões foram interpoladas para gerar mapas de isópacas e a partir destes mapas, foram identificados depocentros que permitiram deduzir alguns fatores que atuaram durante a deposição sedimentar, como a influência de domos salinos que agiram como barreira à deposição em áreas mais distais, além do aumento da taxa de sedimentação após o soerguimento da Serra do Mar e seu colapso.

Os mapas de isópacas permitiram a compreensão de componentes como influxo sedimentar e variação do nível do mar na sedimentação e evolução da área de estudo. A partir da análise dos mapas foi possível observar a espessura sedimentar depositada na área de estudo. A movimentação dos evaporitos, formando as muralhas na área mais distal, permitiu a criação de depocentros que foram preenchidos pelo grande aporte sedimentar gerado pelo surgimento da Serra do Mar.

Figura 70. Mapa de isópacas do intervalo entre a superfície do fundo marinho e o topo do sal



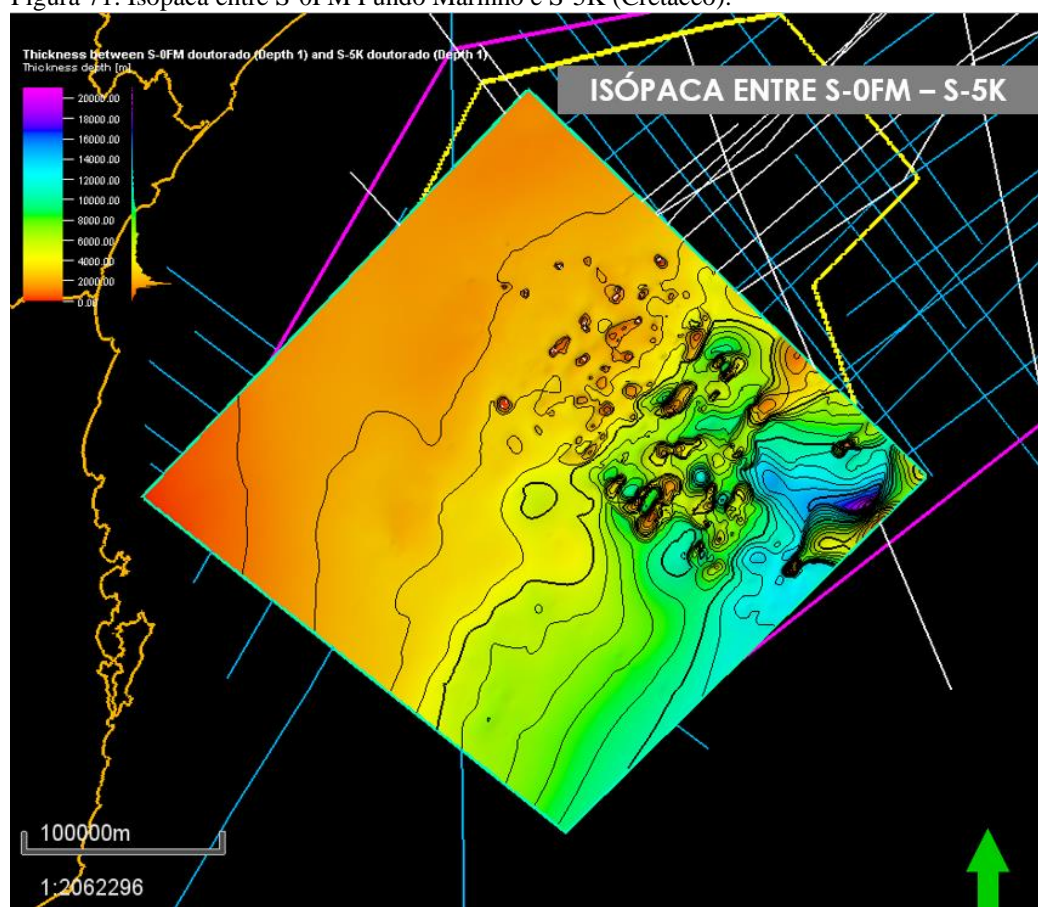
Fonte: A autora

O Mapa de Isópacas Total propõe uma estimativa de como ocorre a distribuição sedimentológica a partir da ruptura do Supercontinente Gondwana até o período recente (Figura

70). O mapa mostra os maiores altos e depocentros da área estudada considerando a história geológica da Bacia de Santos. A partir da análise deste mapa conclui-se que a porção intermediária atuou como um depocentro sedimentar. Além disso, esses depocentros tiveram relação com a mobilidade dos sedimentos Aptianos devido ao grande aporte sedimentar ocorrido durante períodos como o Cretáceo superior e Paleoceno.

É identificada a existência de um depocentro principal localizado na porção sudeste da área de estudo, com espessuras de até 7200 m. A disposição do depocentro é uma calha de direção NE-SW que concentra as maiores espessuras de sedimento. Essa calha reflete um forte controle estrutural, devido tanto à subsidência tectônica quanto à halocinese. A borda sudeste da calha, por sua vez, é controlada pela halocinese, devido à presença de grandes diápiros de sal. A formação desses diápiros pressupõe que haja a retirada de sal de outras porções da bacia para que este corpo seja alimentado, o que é responsável pela criação de espaço de acomodação adicional nas regiões adjacentes.

Figura 71. Isópaca entre S-0FM Fundo Marinho e S-5K (Cretáceo).



Nota: Contornos estruturais.

Fonte: A autora, 2019

No mapa de isópacas terciário entre os horizontes S-0FM e S-5K (Figura 71) foi identificado um depocentro principal localizado na porção sudoeste da área de estudo, com espessuras de até 4000 m. Há um segundo depocentro, com espessuras entre 3600 até 2800, em uma distribuição ainda NE-SW e um forte controle estrutural, devido tanto à subsidência tectônica quanto à halocinese.

É identificado um depocentro principal no mapa de Isópaca do Cretáceo entre os horizontes S-5K e S-8TS (Figura 71) localizado na porção sudoeste da área de estudo, com espessuras de até 3200 m. A disposição do depocentro é uma calha de direção NE-SW que concentra as maiores espessuras de sedimento. Essa calha reflete um forte controle estrutural, devido tanto à subsidência tectônica quanto à halocinese.

Existe uma migração importante na localização dos depocentros com maior espessura, do NE, no Cretáceo, com uma espessura máxima de 3200, ao SW, no Terciário, com uma espessura máxima de 4200 aproximadamente. Porém, a disposição do depocentros com espessuras entre 2400 e 3200 na direção NE-SW se conservam para todas as sequências estudadas do Cretáceo e Terciário, evidenciando o controle na sedimentação e rejuvenescimento da área fonte para o Terciário.

A sedimentação da sismossequência SJ (Sal) ocorreu sobre a superfície de discordância, que se apresentava com morfologia relativamente plana, sem grandes irregularidades. Com a ruptura do Gondwana e deriva continental em curso, uma charneira flexural se delineou originando uma bacia com fisiografia de rampa. No Albiano houve incremento acentuado do espaço de acomodação devido à subsidência diferencial, com a formação da geometria em rampa, e à subida eustática do nível do mar. O movimento do sal talude abaixo, com retirada de massa da área da rampa, incrementou ainda mais o espaço de acomodação.

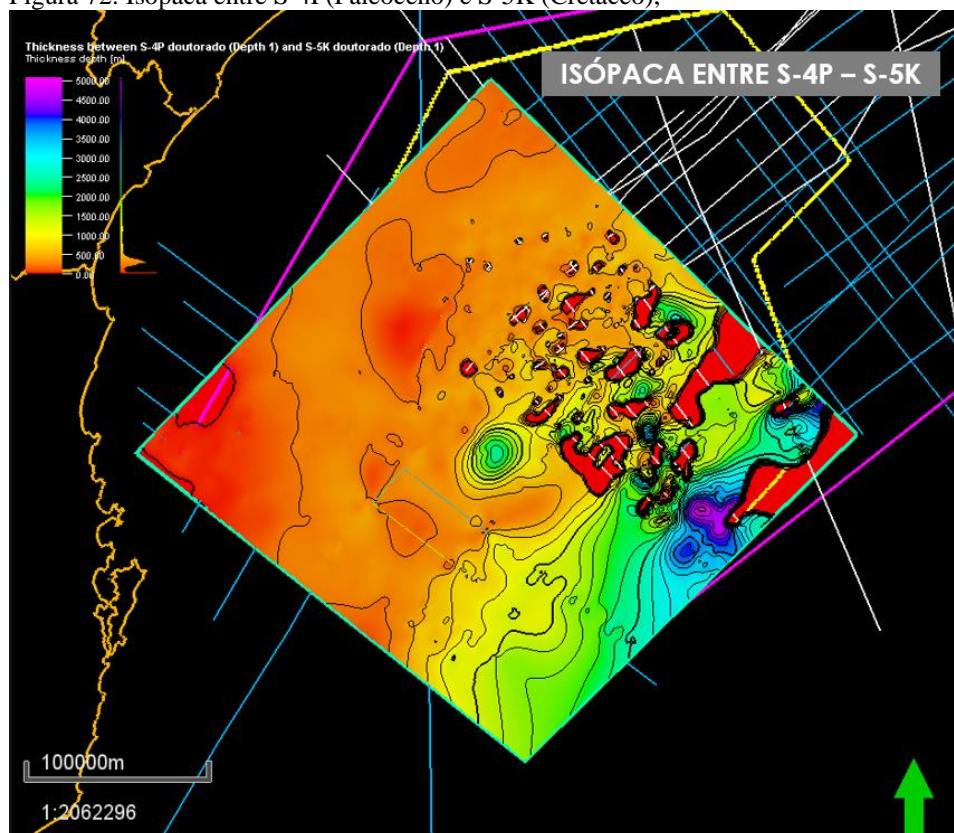
O mapa de isópaca da sismossequência SI apresenta depocentro principal a sudoeste, com espessuras de até cerca de 3600 m. Observa-se que neste tempo, o sal constituía-se em um importante barreira à deposição nas porções mais distais da bacia.

O mapa de isópaca da sismossequência SH apresenta depocentros principais ao NE e depocentros nas mini-bacias formadas entre as estruturas de sal, com espessuras de até cerca de 2200 m. Observa-se que as maiores espessuras de sedimento encontram-se mais distais em relação à sequência anterior, refletindo a queda do nível relativo do nível do mar experimentada no fim da deposição dessa sequência. As maiores espessuras referem-se aos depósitos de fluxo gravitacional de trato de sistema de mar baixo que ultrapassaram a barreira do sal.

O mapa de isópaca da sismossequência SG (Maastrichtiano) apresenta um depocentro principal a sudoeste e outro secundário a nordeste, ao longo da calha de direção NE-SW, com espessuras de até 1400 m. Observa-se, portanto, que não possui uma migração acentuada com relação aos depocentros principais das sequências anteriores. Da base ao topo da sismossequência SH até SF (Paleoceno) se evidencia a maior extensão e desenvolvimento dos depocentros, com espessuras entre 2200m e 1400 m. Para o Limite K/T, o desenvolvimento em tamanho é maior em relação às sismossequências anteriores, com uma espessura aproximada de 1500 m, demonstrando maior contribuição sedimentar para finais do Cretáceo e Terciário Inferior (Figura 72).

A sismossequência SD apresenta um depocentro principal a sudoeste e outro secundário a nordeste, ao longo da calha de direção NE-SW. É a sismossequência que apresenta as maiores espessuras para o Terciário, mostrando-se bem desenvolvida em todas as linhas, com espessuras de até 1800m. A deposição dessa proeminente cunha sedimentar reflete o estabelecimento de uma drenagem mais organizada e possante. Observa-se que neste tempo, o sal constituía-se em uma importante barreira à deposição ainda nas porções mais distais da bacia.

Figura 72. Isópaca entre S-4P(Paleoceno) e S-5K (Cretáceo),



Nota: Sismossequência SF, Depocentros de color rosa.

Fonte: A autora, 2019

A sismossequência SC apresenta o depocentro na porção SE da área de estudo, com espessuras de até 1300 m. Observa-se, portanto, que houve a migração do depocentro principal, que durante a deposição das sismossequências anteriores encontrava-se preferencialmente a sudoeste. Essa migração ocorreu provavelmente devido à disponibilidade do espaço de acomodação, esgotado na porção sudoeste pela deposição da espessa sismossequência SD.

Na sismossequência SB identificou-se o depocentro principal a SE, com espessuras de até cerca de 1300 m. Observa-se que as maiores espessuras de sedimento se encontram pouco desenvolvidas em relação à sismossequência anterior, refletindo as variações relativas do nível do mar experimentada na deposição dessa sismossequência.

A sismossequência SA apresenta depocentro na porção SW da área de estudo, com espessuras de até 1200 m. Observa-se, portanto, que houve uma pequena migração dos depocentros principais da sismossequência anterior e, além disso, um desenvolvimento importante do depocentro identificado na sismossequência SA, que durante a deposição das sismossequências anteriores encontrava-se preferencialmente a sudeste. Essa migração ocorreu provavelmente devido à disponibilidade do espaço de acomodação, esgotado na porção sudeste pela deposição da sismossequência SB.

5.4 Modelo sedimentar

O fluxo de trabalho de modelo-independente proposto por Catuneanu (2009) e utilizado como base deste trabalho se mostrou satisfatório em sua aplicabilidade. Assim, foi possível individualizar nove unidades sismoestratigráficas, além da aplicação dos métodos de interpretação sismoestratigráfica integrada a modelos propostos na bibliografia, permitindo a identificação da terminação dos refletores, a individualização em unidades sismoestratigráficas, uma melhor compreensão dos padrões estratigráficos e a definição do arcabouço sismoestratigráfico para a sequência drift na área de estudo.

A análise e interpretação dos dados de sísmica 2D amarrados aos dados de poço permitiram a identificação dos depocentros e sua migração ao longo da história da bacia. Os mapas de isópacas permitiram a compressão de componentes como influxo sedimentar e variação de nível do mar na sedimentação e evolução da área de estudo. A partir da análise dos

mapas, foi possível observar a espessura sedimentar depositada a sudoeste da Bacia de Santos. A movimentação dos evaporitos, formando as muralhas na área mais distal, permitiu a criação de depocentros que foram preenchidos pelo grande aporte sedimentar gerado pelo surgimento da Serra do Mar. A deposição aptiana ocorreu em um ambiente com baixa atividade tectônica, contudo, devido à grande capacidade plástica dos evaporitos e à intensa deposição das sequências sobrepostas, houve uma extraordinária mobilidade dos sedimentos evaporíticos em áreas mais proximais, com conseqüente acúmulo na parte mais distal da área de estudo, gerando os domos e diápiros de sal interpretados. Alguns domos exerceram uma espécie de bloqueio à migração de sedimentos para áreas da bacia. Estruturalmente, a margem continental do sudeste brasileiro na área de estudo apresenta uma evolução tectônica distensional, com orientação preferencial na direção NE-SW. Isto fica evidenciado pela identificação no mapa de isópaca total de alinhamentos nesta mesma direção.

Com base na interpretação sismoestratigráfica e trabalhos existentes na Bacia de Santos, realizou-se uma interpretação preliminar identificando-se padrões de sismofácies e terminações dentro das sismossequências identificadas, com o objetivo de identificar os tratos de sistema e parassequências para construir a curva eustática relativa para a área de estudo em conjunto com o diagrama de Wheeler. Serão apresentadas as interpretações para a linha sísmica dip R0003_0259_2D_SPP_2Q_1999.SPP993241.MIG_PSTM mostrando os resultados mais lógicos de acordo à tendência estratigráfica sequencial da Bacias de Santos.

Ressalta-se a dificuldade em aplicar a estratigrafia de sequências à área de estudo afetada pela tectônica do sal, a qual impediu a interpretação através do rastreamento automático dos horizontes, mostrando alguns equívocos quanto à correta continuidade dos horizontes, e à idade relativa destes visualizados no diagrama de Wheeler. Dessa forma, os resultados gerados pelo software devem ser analisados criticamente considerando-se as limitações dos dados interpretados.

A redefinição do modelo de fácies gerado através da prévia atribuição de fácies principais (Areia, folhelho, calcário, siltito) honram os dados originais dos perfis dos poços. Contudo, há uma extensa área sem o controle de dado condicionante feito pelos poços. Nessa extensa área, pode-se incorrer em uma interpretação com uma porcentagem de erro considerável.

Pelas realizações do modelo de litofácies é possível observar que extensas áreas apresentam continuidade de litofácies, fato que está relacionado com a variografia que condiciona o resultado gerado pelo algoritmo de Simulação por Indicatriz (Sequential indicator

simulation – SIS), bem como a quantidade e distribuição do dado condicionante, no caso os onze poços da área de estudo.

A distribuição da litofácies arenito tem uma distribuição majoritária na região e em torno dos poços 1-VEP-1-SPS, 1-VEP-2-SPS, 1-VEP-3-SPS e 1-BSS-0070BS sendo a região mais propensa a desenvolver os depósitos de leques e depósitos deltaicos na área de estudo.

Verticalmente pode ser observado que há extensas e contínuas camadas da litofácies arenito com intercalações da litofácies folhelho e calcário nas zonas com menor deformação do sal, e menos bem definidos os depósitos da litofácies siltito em geral para toda a área modelada. Evidencia-se a influência na deposição das fácies areia para toda a área modelada, resultado da tectônica do sal para o Albiano até o recente.

O pacote evaporítico da sismossequência SJ, associado à fase transicional (golfo) foi depositado numa relativa aquiescência tectônica. Sua movimentação posterior foi de grande importância na formação de estruturas e na distribuição faciológica dos sedimentos marinhos sobrepostos a ele. Nessa fase, na Bacia de Santos foi depositada a seção evaporítica da Fm. Ariri constituída principalmente por anidrita e halita.

A sismossequência SI foi gerada numa elevação do nível do mar. Em termos de litologia, observa-se a deposição de ciclos de carbonatos que se repetem e nota-se o estreitamento da camada evaporítica na plataforma e talude superior em todas as seções sísmicas.

As sismossequências SH e SG (Maastrichtiano) marcam o estabelecimento definitivo das condições oceânicas. Esta sequência é constituída por depósitos em forma de cunha com configuração interna de refletores plano-paralelos a subparalelos. Os depósitos sedimentares desta sismossequência são constituídos por folhelhos, carbonatos e areias em menor proporção. Segundo Viviers e Azevedo (1988), neste intervalo tanto a Bacia de Campos como a Bacia de Santos estiveram sob a influência do evento anóxico observado nas porções profundas da margem continental, denotando seu caráter global.

As configurações lenticulares observadas nas seções sísmicas da sismossequência SF (Paleoceno) são características associáveis com clinofomas progradantes com padrões de downlaps e com importante contribuição de sedimentos siliciclásticos provenientes do continente (Serra do Mar) (ZALÁN, 2005). Do Paleoceno ao recente a variação eustática global controlou o desenvolvimento da bacia nesse intervalo, situação que se tratará no próximo capítulo.

A modelagem sedimentar 3D demonstra que a seção terciária contrasta fortemente com a seção do Cretáceo Superior sotoposta. Esta última é caracterizada por uma grande cunha de

areia para a área de trabalho, que reflete um grande aporte sedimentar e uma sedimentação bastante espessa. Essa sequência Senoniana marca o início da megassequência marinha regressiva. Tanto a seção terciária quanto a seção do Cretáceo Superior poderiam estar relacionadas à origem e evolução da Serra do Mar. Zalán e Oliveira (2005) propõem dois pulsos de soerguimento da Serra do Mar, um no Cretáceo Superior e o outro no Terciário.

A seção do Cretáceo superior está relacionada ao primeiro pulso de soerguimento, que implantou um megaplano na região sudeste, chamado de Serra do Mar Cretácea, caracterizando-se por uma sedimentação não organizada nas drenagens do sistema. A deposição da sismossequência SG do Cretáceo Superior inicia-se nas condições de um trato de sistema de mar alto, apresentando um padrão de empilhamento agradacional a progradacional. Conforme se processa a deposição, o padrão de empilhamento se torna crescentemente progradacional, refletindo um nível relativo do mar estacionário ou iniciando sua queda, tomando lugar um trato de sistemas de mar baixo. A sedimentação do trato de sistemas de mar baixo é caracterizada por um depósito de fluxo gravitacional, grandemente influenciado pela instabilidade gerada pela movimentação do diápiro de sal.

O registro Paleoceno, representado por clinofórmias progradantes, reflete o estabelecimento de drenagens organizadas, situação que se observa na modelagem sedimentar 3D para as sismossequências SF e SD, o que é perfeitamente explicado pelo desenvolvimento do sistema de riftes do Sudeste do Brasil no Cenozoico. O desenvolvimento desses riftes está associado ao segundo pulso de soerguimento da Serra do Mar, que se deu por colapso gravitacional. O megaplano começou a quebrar e colapsar localmente no final do Paleoceno e mais abrangentemente no início do Eoceno. O clímax do colapso gravitacional deu-se no Mesoeoceno (48,6-40,4 Ma), e o colapso continuou ao longo do Neoeoceno/Oligoceno/Eomioceno. O colapso gravitacional, dado pela imensa instabilidade, rebaixou grábens e soergueu ombreiras por rebote elástico. A região do embasamento raso foi rebaixada. As áreas soerguidas representaram uma renovação da área-fonte, mas por estarem mais recuadas em direção ao continente, o aporte em direção à bacia foi feito pelos sistemas de drenagem (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005).

A interpretação para a zona de plataforma com pouca deformação interna pôde dar resultados confiáveis. O sistema de deposição para o Cretáceo Superior é dominado por uma sedimentação grossa de *Fan delta* e o Paleogeno é essencialmente marcado pela deposição de siliciclásticos de sistemas deltaicos e carbonatos de borda de plataforma. Embora haja uma grande dificuldade em aplicar a estratigrafia de sequências nesses sistemas, optou-se por utilizar

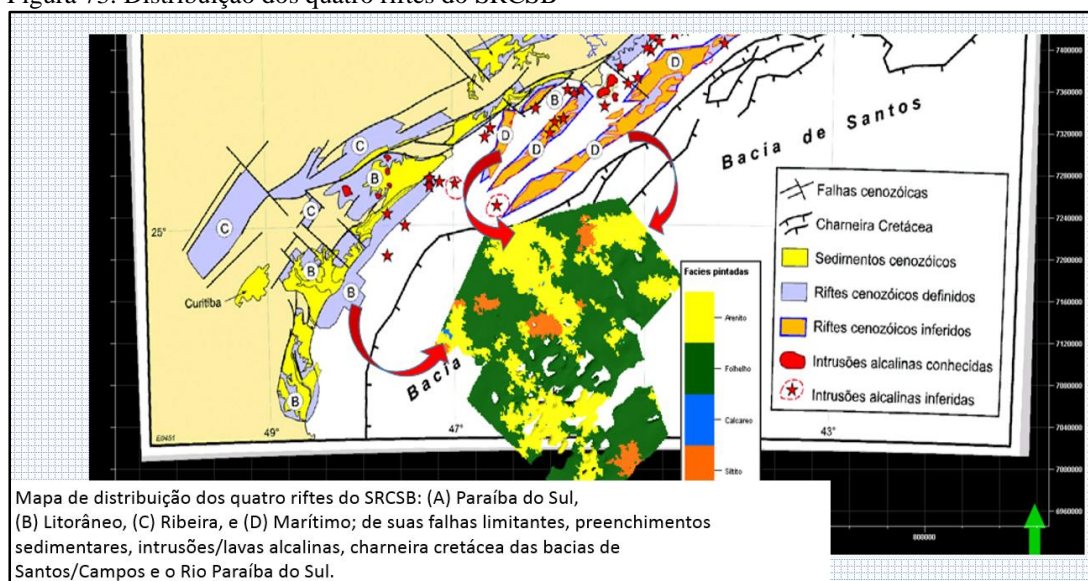
os conceitos de Sequências tipo IV propostas por Hunt e Tucker (1992, 1995). Eles propõem que o limite de sequência seja dado por uma discordância ou sua conformidade correlata, reconhecendo quatro tratos de sistema: mar baixo, transgressivo, mar alto e sistema de queda, interpretando sequências de segunda e terceira ordem, principalmente.

Com base nas sismossequências identificadas (caracterizadas por um padrão de clinofórmulas progradantes para as sismossequências SH, SG, SF, SD, pertencentes ao Cretáceo superior e Paleogeno, desenvolvidas em um contexto de nível de mar subindo e que refletem a instalação de proeminentes sistemas de leques e deltas durante esse período, e também nos depocentros identificados através dos mapas de isópacas e nas direções aproximadas de aporte sedimentar (observadas nas seções sísmicas *dip* e *strike*), foi construído um modelo sedimentar para todas as sismossequências, porém enfocando-se no Cretáceo superior e Paleogeno, com o intuito de identificar os sistemas de drenagem alimentadores dos sistemas deltaicos Cenozoicos e os leques para o Cretáceo do sudoeste da Bacia de Santos.

Através da geração do modelo sedimentar, conseguiu-se obter a distribuição espacial das fácies principais da área de estudo (Figura 73).

Com base na modelagem sedimentar 3D, sugere-se que as drenagens alimentadoras para o sudoeste do sistema sedimentar para o Terciário para a área de estudo eram provenientes dos grábens Cananéia, Paranaguá, e possivelmente, para o noroeste, os grábens Ubatuba, e Santos pertencentes aos riftes litorâneos. Além disso, interpretou-se uma clara influência alimentadora do sistema sedimentar dos grábens do riftes marítimos (Figura 73).

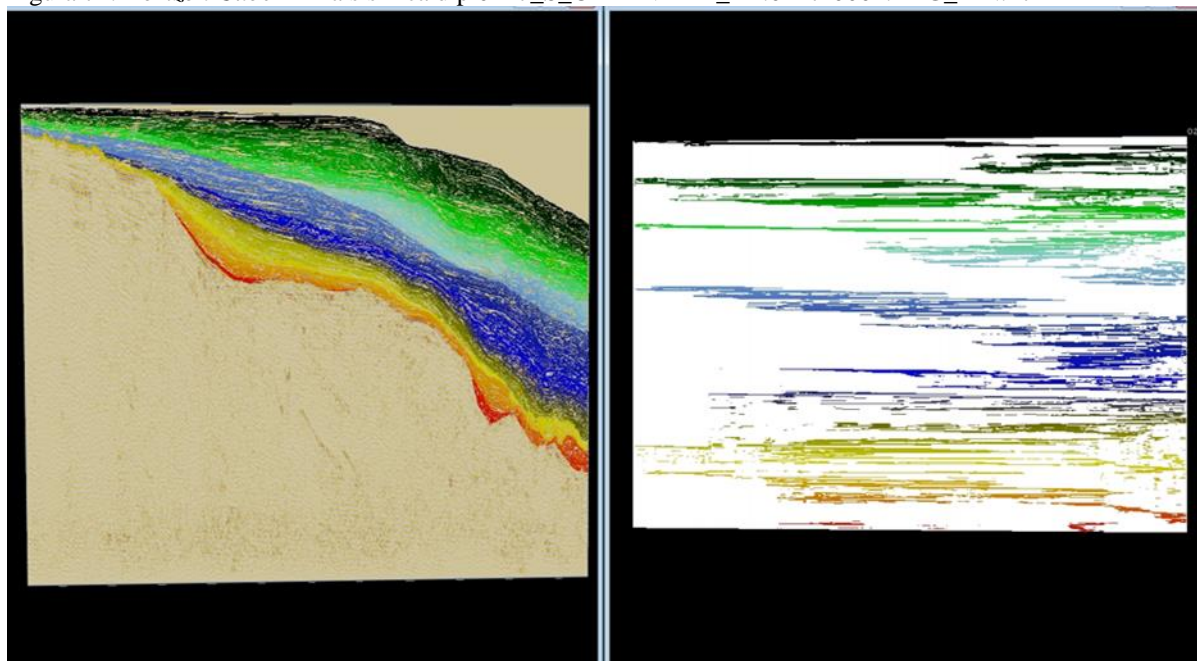
Figura 73. Distribuição dos quatro riftes do SRCBSB



Fonte:

O software utilizado na interpretação se denomina OpendTect com os módulos de Horizon Cube e SSIS. O procedimento completo empregado está descrito no capítulo de Materiais e Métodos. Com a linha sísmica filtrada, ou seja, com menor ruído para realizar o mapeamento denso, obteve-se o Horizon Cube o qual permitiu definir e confirmar as cliniformas e terminações estratais interpretadas na sísmica na fase normal (Figura 74).

Figura 74. *Horizon Cube* Linha sísmica dip 0247_S_CARAVELA_1A.0247-0001.MIG_FIN.17



Nota: A: *Filter dip_Steered Cube*

Fonte: A autora, 2018.

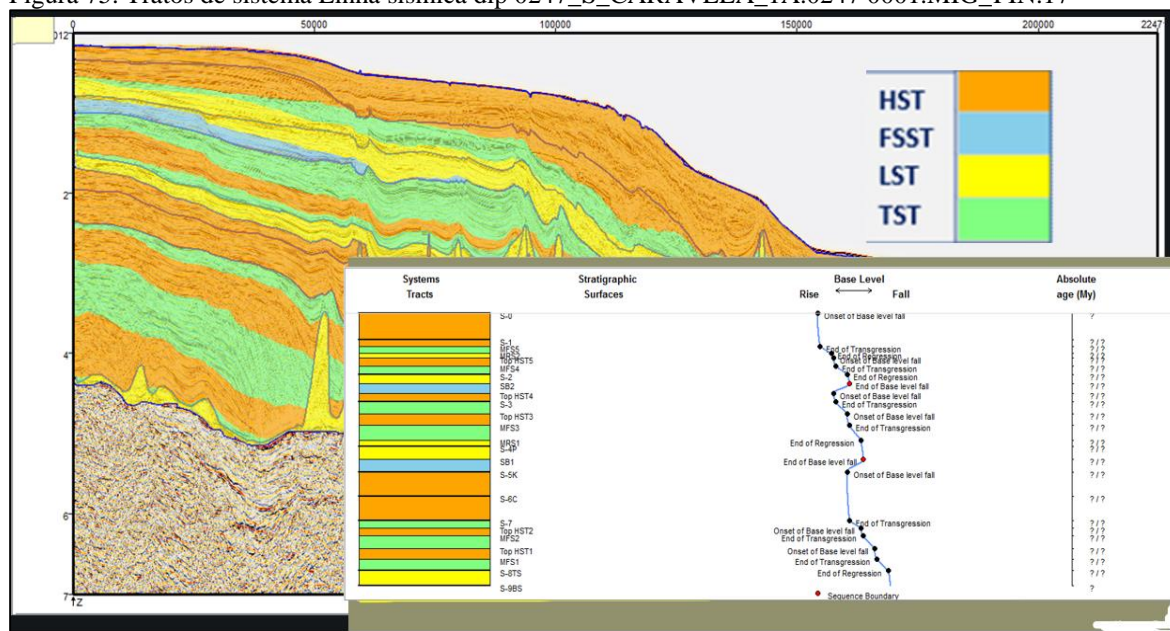
Paralelo a este processo, desenhou-se a curva eustática relativa para a área de estudo que corresponde à base da interpretação dos tratos de sistema e o diagrama de Wheeler (Figura 75)

A sismossequência SJ até a base da Sismossequência SH possui comportamento transgressivo e foi interpretada em resposta aos efeitos combinados de uma tendência eustática geral para a elevação do nível do mar. Compreende os sedimentos depositados em ambiente tectonicamente ativo pelos depósitos de sal do Albiano, com contínua subsidência. Observa-se uma subida gradual e de longa duração da curva eustática.

O limite Cretáceo -Paleoceno representado pelas sismossequências SG e SH representa o limite de sequência, gerado pela queda do nível do mar (FSST). A sismossequência SG até SA, segunda fase de deposição pós-deriva continental, é representada por um pacote sedimentar desenvolvido a partir da sismossequência SF (Paleoceno), a qual é caracterizada por espessas

cunhas progradantes, com contínua subsidência. Para as sismossequências terciárias, a resposta das taxas de variação do nível de base revela como se dá a criação de espaço de acomodação na bacia. A deposição de sedimentos progradacionais na plataforma rasa da bacia é devido à criação de espaço de acomodação. Este, por sua vez, é fruto de um aumento do nível relativo do mar, que resulta da interação entre eustasia e subsidência tectônica. Sugere-se, no entanto, que essa retrogradação ocorra pela subsidência do embasamento raso ocasionado pela carga sedimentar devido ao colapso gravitacional da Serra do Mar, mostrado pela curva eustática relativa desenhada neste trabalho, e que exibe uma tendência de subida gradual do mar com clinofórmulas progradacionais. Em contrapartida à curva eustática global do mar está a curva eustática relativa da área de estudo, que se mostra de forma contrária para o Terciário.

Figura 75. Tratos de sistema Linha sísmica dip 0247_S_CARAVELA_1A.0247 0001.MIG_FIN.17



Legenda: A: Filter dip_Steered Cube B: Interpretação tratos de sistemas. TST: trato de sistemas transgressivos; HST: trato de sistemas de mar alto; LST: trato de sistemas de mar baixo e FSST: sistema de queda
Fonte: A autora, 2018.

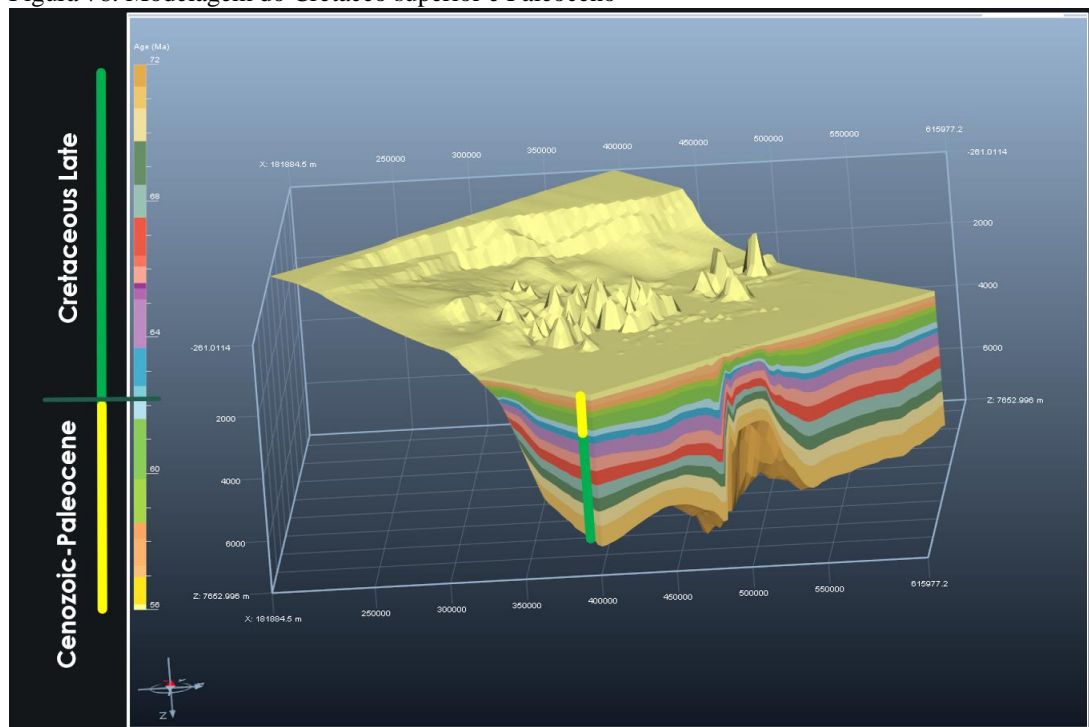
A reprodução da geometria de um determinado pacote sedimentar permitiu a obtenção dos principais parâmetros responsáveis pela sua formação e a realização de testes para a determinação do comportamento sedimentar em diferentes ambientes sedimentares. As simulações realizadas no presente trabalho tiveram como objetivo a reprodução da geometria das sequências sedimentares interpretadas na etapa de análise sísmica. A partir do modelo estratigráfico final foi possível, então, estimar a variação temporal e espacial dos parâmetros definidores da construção arquitetural da bacia sedimentar estudada como a variação de espaço

de acomodação e de subsidência, a variação de aporte sedimentar e de descarga fluvial e migração das fontes sedimentares que alimentam a bacia.

5.5 Modelo de simulação

A partir dos modelos estratigráficos finais foi possível estimar a variação temporal e espacial dos parâmetros definidores da construção arquitetural da bacia sedimentar estudada, como a variação de espaço de acomodação e de subsidência, a variação de aporte sedimentar e de descarga fluvial e migração das fontes sedimentares que alimentam a bacia. Foram realizados 6 cenários, porém o modelo 3 é o mais bem calibrado com relação aos poços. Conforme exposto, as simulações estratigráficas objetivaram o conhecimento das interações entre os processos sedimentares que atuaram durante a deposição do Cretáceo superior e Paleoceno. Numerosos são os parâmetros que influenciam o registro de diferentes padrões arquiteturais observado nas margens continentais, como: criação ou destruição de espaço de acomodação (subsidência + variação eustática), taxas variáveis de aporte sedimentar, modificações no regime hidrodinâmico e de transporte sedimentar.

Figura 76. Modelagem do Cretáceo superior e Paleoceno



Fonte A Autora, 2020

Modelagem Estratigráfica de Plataforma Continental Siliciclástica de Margem Passiva. Contudo, enquanto as variações de espaço de acomodação e de aporte sedimentar podem ser estimadas a partir da interpretação sísmica, e sua correlação com curvas de variação eustática, os padrões de hidrodinâmica e de transporte. São apresentados os resultados em torno da modelagem do Cretáceo tardio e Cenozoico especificamente o Paleoceno, São apresentados os resultados em torno da modelagem do Cretáceo superior e Paleoceno (sucessão estratigráfica depositada entre os 70,6 e 55,8Ma) (Figura 76).

Os parâmetros ambientais que influenciam e controlam a arquitetura e a evolução estratigráfica do Cretáceo superior e Paleoceno da zona de estudo foram testados para várias simulações para entender as mudanças nas variações espaciais e temporais de aporte sedimentar e de descarga fluvial, de espaço de acomodação e subsidência, com o intuito de apontar as simulações mais certeiras na tentativa de se reproduzir a arquitetura sedimentar mais semelhante àquela observada na etapa de interpretação sísmica em cada área da bacia ou intervalo estratigráfico considerado.

Figura 77. Dados utilizadas em todas as simulações estratigráficas

| | Average | | | | |
|---|----------|----------|----------|------|------|
| Age (Ma) | | 72 | 66 | 56 | 0 |
| Estimated Supply (km ³ /Ma) | | - | - | - | - |
| Total Supply (km ³ /Ma) | 6325.5 | 8378 | 5094 | 0 | 0 |
| Total Fluvial Discharge (m ³ /s) | 61250 | 80000 | 50000 | 3000 | 3000 |
| Rain Fall (mm/year) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Evaporation (mm/year) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ▲ Sources List | | | | | |
| S1 | 2058.75 | 2000 | 2094 | 0 | 0 |
| S2 | 1375 | 2000 | 1000 | 0 | 0 |
| S3 | 2891.75 | 4378 | 2000 | 0 | 0 |
| Os parâmetros utilizados foram testados individualmente até a obtenção do modelo apresentado que mais se adequa até o momento | | | | | |
| ▼ Transport Parameters for each Sediment | | | | | |
| | Sand | Shale | Silt | | |
| ▲ Gravity-Driven Diffusion Coefficient : Kgravity | | | | | |
| Continental (km ² /kyr) | 0.0001 | 0.0001 | 0.0001 | | |
| Marine (km ² /kyr) | 0.0001 | 0.0001 | 0.0001 | | |
| ▲ Water-Driven Diffusion Coefficient : Kwater | | | | | |
| Continental (km ² /kyr) | 10.0000 | 50.0000 | 20.0000 | | |
| Marine (km ² /kyr) | 20.0000 | 100.0000 | 50.0000 | | |
| ▲ Wave Diffusion Coefficient : Kwave | | | | | |
| Kwave (km ² /kyr) | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | | |
| ▲ Slope Failure Model | | | | | |
| Critical Slope Failure (m/km) | 70.0000 | 70.0000 | 70.0000 | | |
| ▲ Erosion : E | | | | | |
| Gravity Weathering Rate (m/Ma) | 100.0000 | 100.0000 | 100.0000 | | |
| Water Weathering Rate (m/Ma) | 100.0000 | 100.0000 | 100.0000 | | |

Fonte: A autora, 2020

As estimativas e os cálculos desenvolvidos representam resultados quantitativos dos dados de entrada, importantes para a geração de simulações estratigráficas. Estes dados são aproximados e serão utilizados como valores de base para a modelagem estratigráfica. Contudo, estes valores são alterados no decorrer das simulações para a obtenção de resultados mais

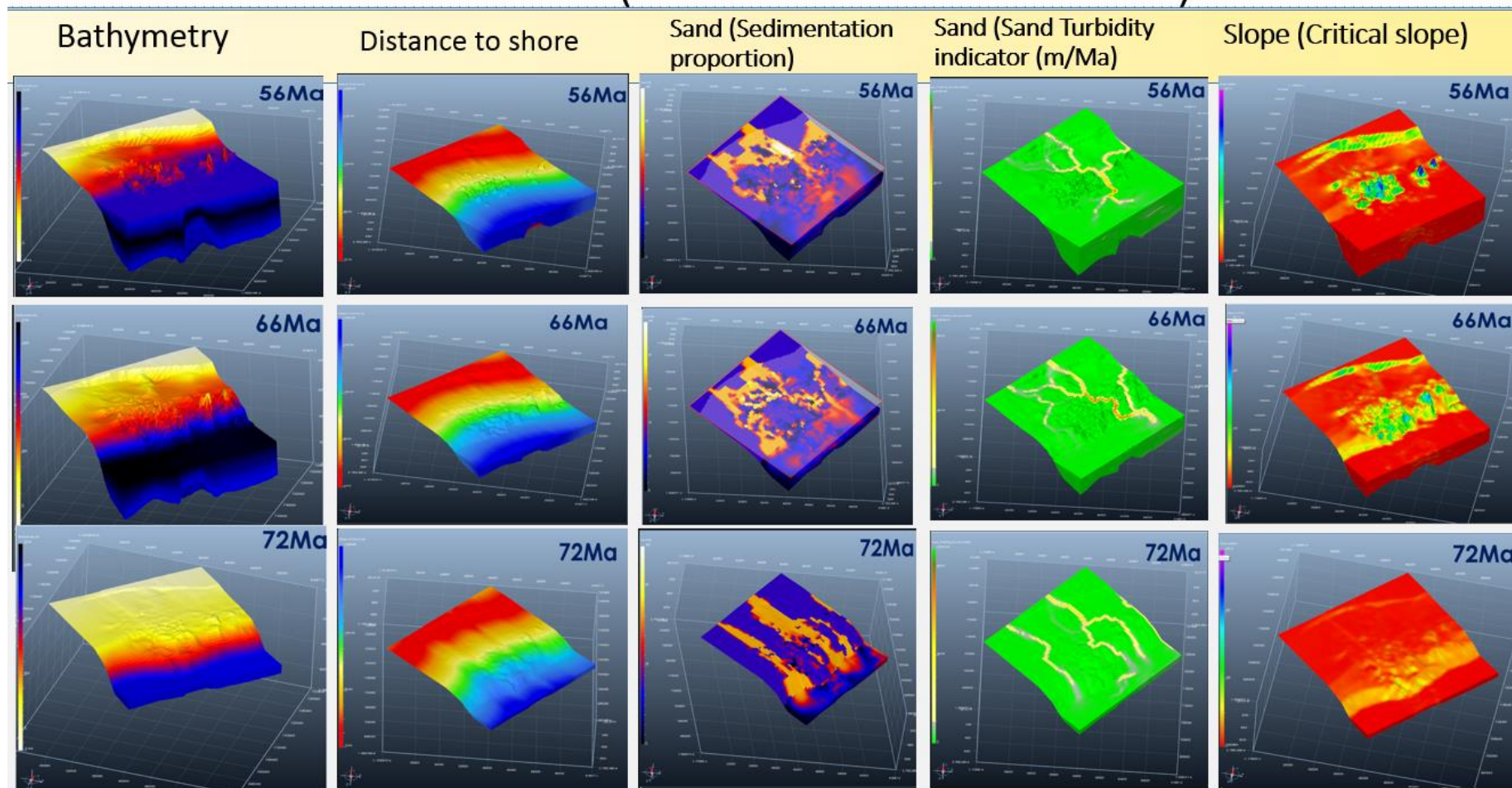
realistas. Foram utilizadas as informações de composição litológica, estimativa de descarga d'água e estimativa de taxa de erosão. Elas consistem em dados gerais que foram utilizadas em todas as simulações estratigráficas realizadas (Figura 77). Além disso, também foram utilizados os dados próprios de cada simulação, tais como as estimativas de espaço de acomodação criado e de taxa de sedimentação, e a confecção do embasamento inicial do modelo de cada simulação.

Várias simulações realizadas, no total 6 cenários estratigráficos, utilizando diferentes parâmetros até a obtenção de seis modelos finais. Serão apresentados dois cenários, o cenário 1 apresentará a metodologia para todos os cenários realizados. Deve ser destacado que o cenário 3 representa o cenário com a calibração mais próxima da realidade. Com a calibração dos poços, obteve-se o modelo mais logicamente possível e correlacionável. Os parâmetros utilizados foram testados individualmente até a obtenção do modelo final para três períodos do tempo: 72, 66 e 52 Ma, o qual adequa-se à arquitetura esperada.

Os resultados apresentados foram obtidos a partir das sucessivas interações nas simulações 3D da evolução das sequências sedimentares do sudeste da Bacia de Santos durante o Cenozoico, mais especificamente de 72, 66 e 56 Ma. Estes resultados permitiram uma melhor compreensão de como os fatores responsáveis pela construção de uma arquitetura sedimentar interagiram para o desenvolvimento da margem norte da Bacia de Santos durante o período estudado. O modelo estratigráfico final permitiu estabelecer detalhes da variação da arquitetura sedimentar, da disposição das fontes sedimentares, da variação das taxas de aporte sedimentar e de descarga da água, do espaço de acomodação e subsidência ao longo do tempo e espaço (Figura 78, 79).

Figura 79. Cenário 1 (Subsidência Frontal). Resultados de modelagem

Cenário 1 (Forward Subsidence)



Nota: Batimetria, distância à costa, proporção de sedimentação de areia, indicador de areia turbidítica e inclinação crítica para 56 Ma, 66Ma e 72 Ma

Fonte A Autora, 2020

Para uma calibração mais precisa e refinada dos cenários simulados, o intervalo de tempo considerado para o cálculo dos processos de sedimentação no tempo é de 1 Ma por evento. O "passo de tempo" uniforme para cada evento é uma condição imposta pelo algoritmo do software. Os resultados das simulações apresentadas neste item referem-se ao melhor ajuste encontrado em comparação aos parâmetros medidos de calibração. O controle de qualidade dos cenários simulados com os valores de referência foi feito de forma visual, no caso dos poços.

A partir da formulação completa do modelo estratigráfico foram realizadas dezenas de simulações para calibrar as distribuições litológicas, espessuras sedimentares e as profundidades batimétricas aos poços de controle. Foram necessárias algumas variações na eustasia para se controlar, a cada passo de tempo, a variação no espaço de acomodação, a batimetria e a distribuição dos litotipos considerados.

A representação da calibração refinada dos resultados é ilustrada a partir das variações de eustasia, proporções litológicas, batimetrias e espessuras das superfícies em função dos dados medidos como as descrições de calha e o perfil de raios gama, conforme a Figura 80. O cenário 3 foi o que melhor representou a calibração (Figura 81, 82).

Figura 80. Calibração refinada dos resultados

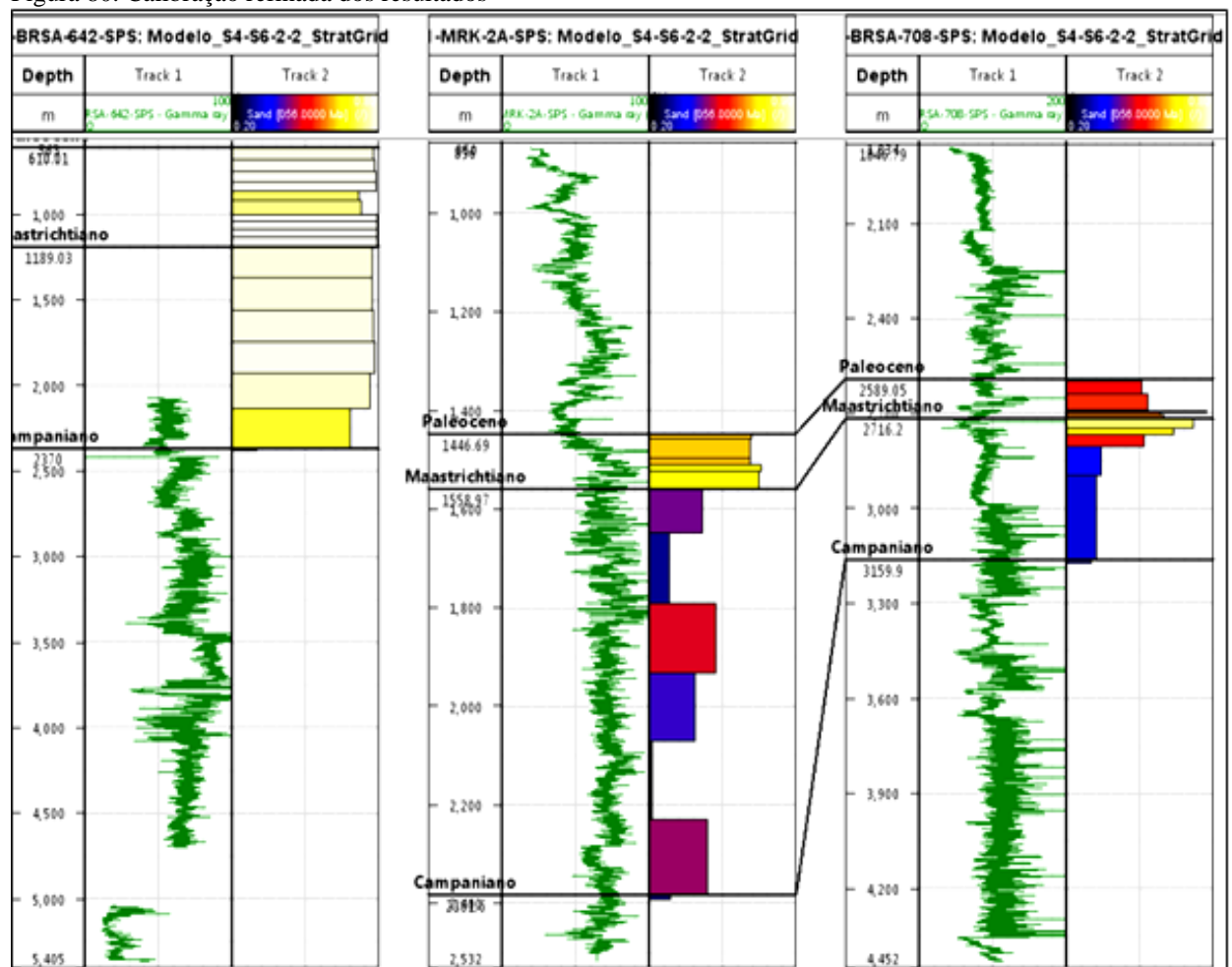
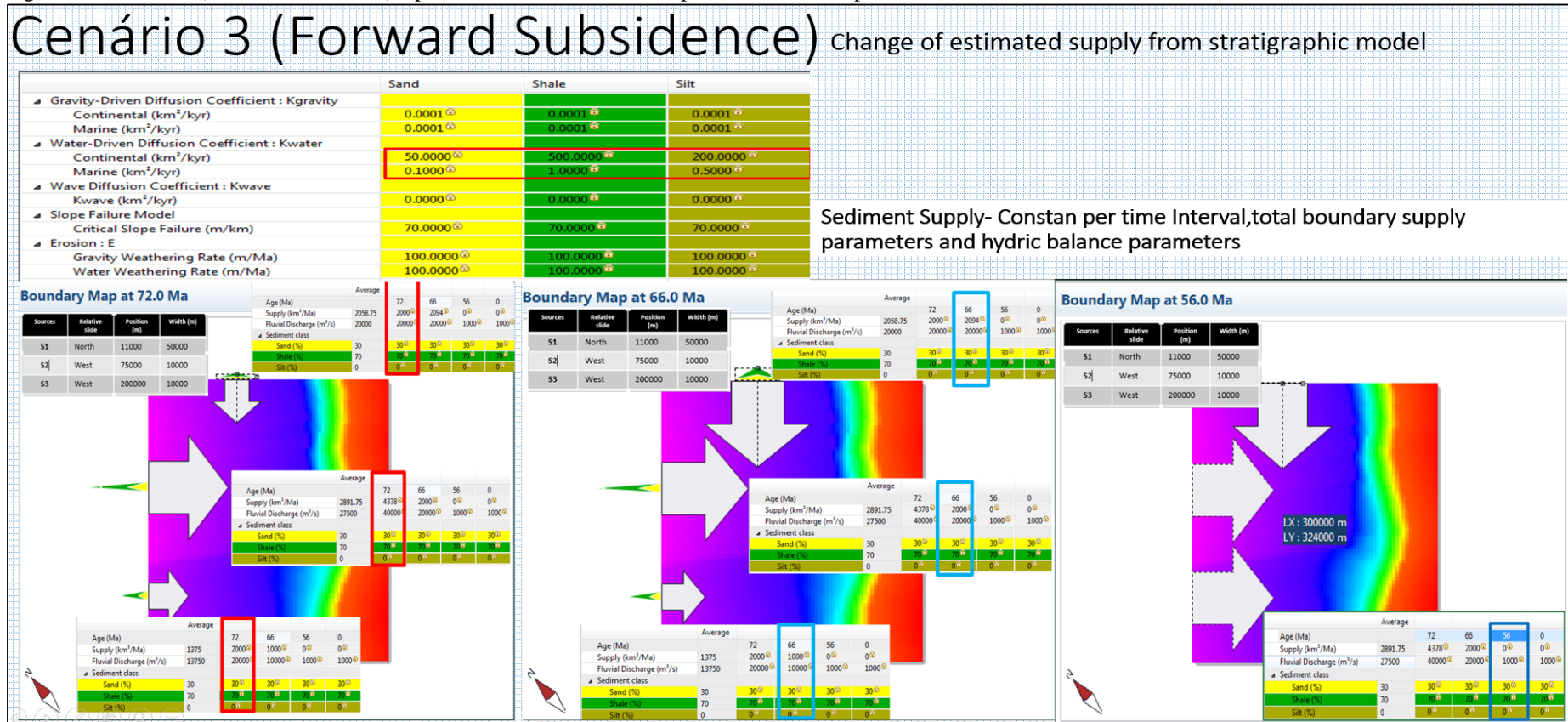
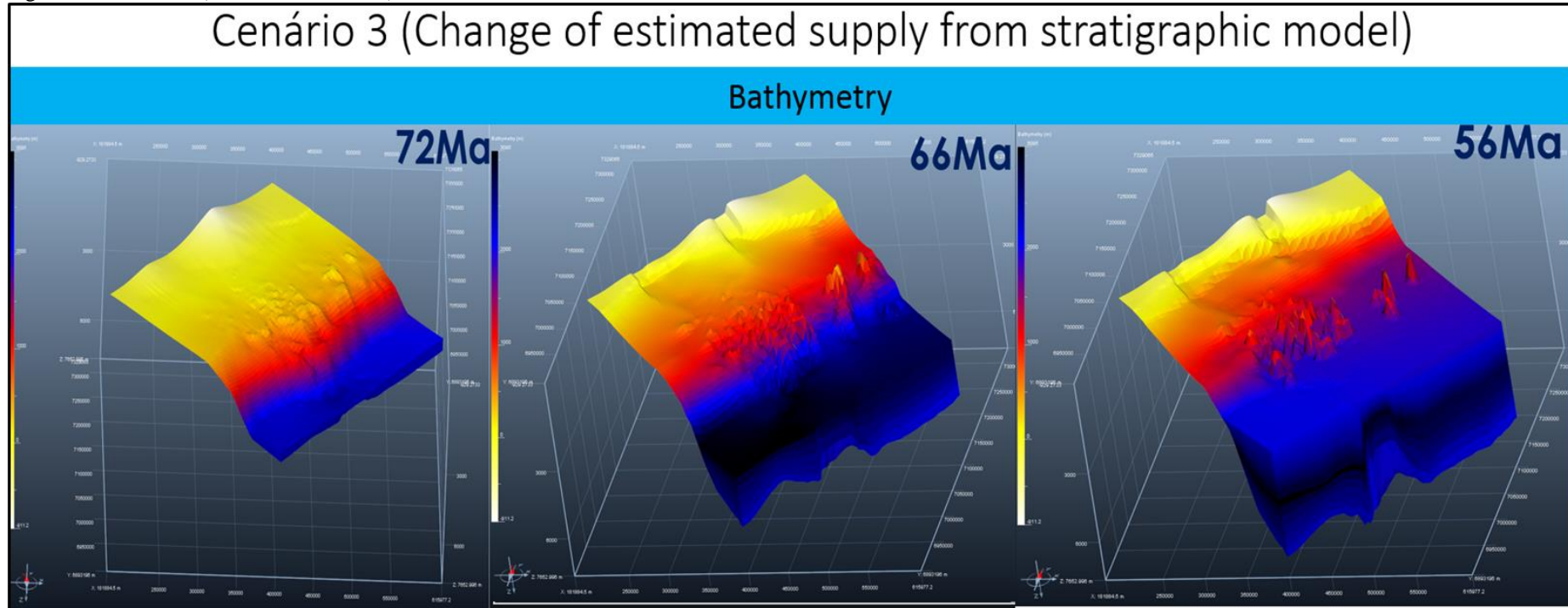


Figura 81. Cenário 3 (Subsidência Frontal), aporte de sedimento estimado para diferentes tempos.



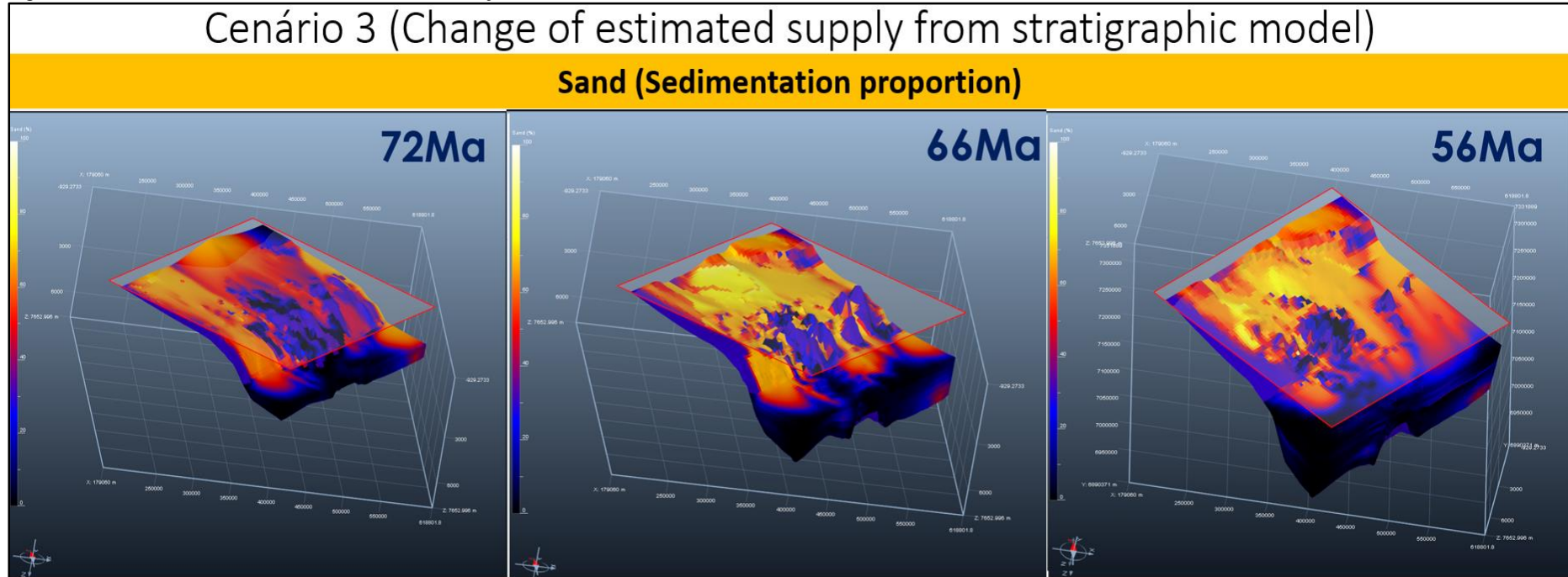
Fonte A Autora, 2020

Figura 82. Cenário 3 (Subsidência Frontal), Modelo de batimetria.



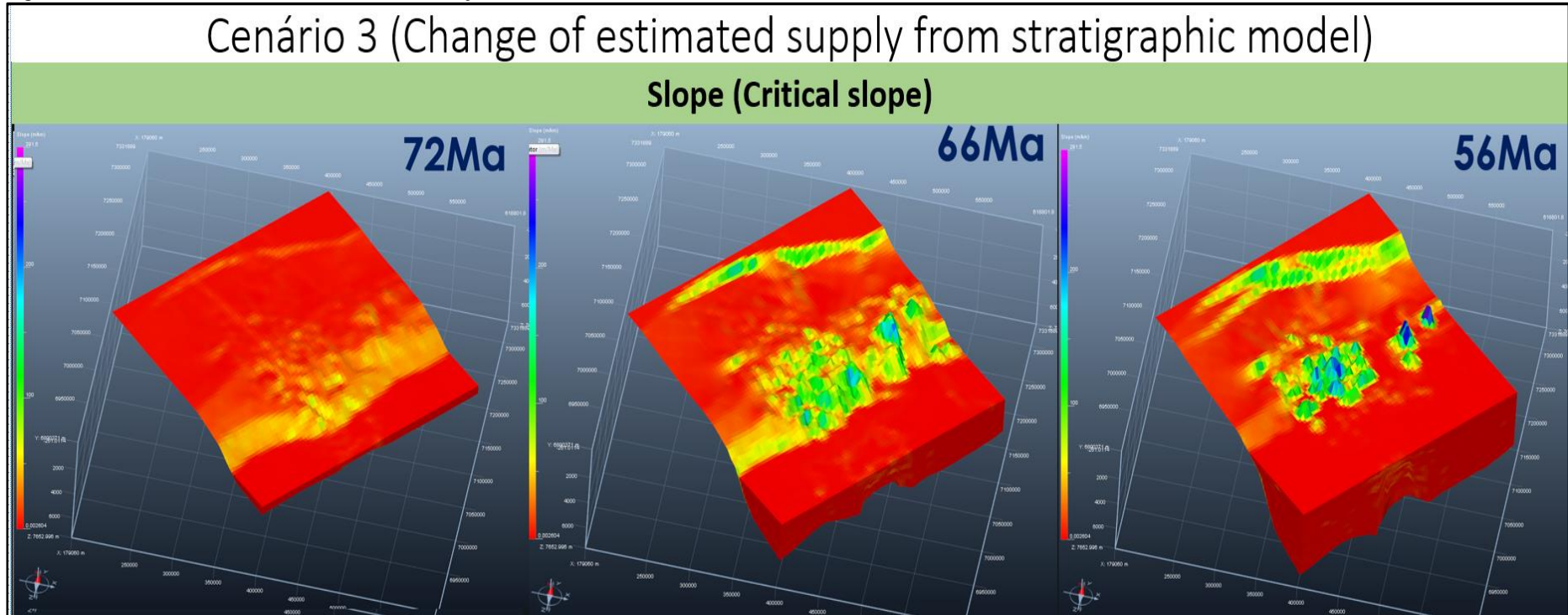
Fonte A Autora, 2020

Figura 83. Cenário 3 (Forward Subsidente), distribuição de areia.



Fonte A Autora, 2020

Figura 84. Cenário 3 (Subsidência Frontal), Inclinação Crítica



Fonte A Autora, 2020

A estimativa da profundidade da superfície do embasamento do modelo sobre o qual a deposição do pacote sedimentar estudado se desenvolve foi realizado utilizando-se a batimetria original da superfície-base do pacote sedimentar, reposicionada à profundidade no momento do seu desenvolvimento. Ao longo de um perfil batimétrico o aumento do espaço de acomodação foi considerado linear desde a plataforma até a bacia (Figura 83). Durante o desenvolvimento das simulações, diferentes espaços de acomodação foram testados até a obtenção da batimetria do embasamento inicial que melhor se adequasse. Para os 72 Ma se apresenta uma ampla plataforma, morfologicamente irregular passando a los 56Ma com uma plataforma reduzida e irregularidades relacionadas à halocinense (Figura 84).

Com as simulações estratigrafias, foi possível estabelecer a criação da taxa de aporte sedimentar ao longo dos 72 Ma a 56 Ma, indicando o aumento significativo de aporte sedimentar através dos 72 Ma a 56 Ma, A análise das condições de aporte sedimentar e a elaboração do modelo 3D sedimentar no Petrel permitiram compreender o desenvolvimento de cada fonte sedimentar. Evidencia-se uma migração dos principais pontos de descarga de sedimentos na bacia ao longo do tempo. Os depósitos provenientes da Serra do Mar representam a principal fonte durante todo o período estudado. Podem ser observados dois principais períodos de aumento da taxa de aporte sedimentar na fonte sedimentar (Figura 85).

A modelagem estratigráfica permitiu a simulação da variação da taxa de aporte sedimentar durante a evolução da feição progradante eocênica.

A partir da modelagem estratigráfica 3D foi possível relacionar a aumento no aporte sedimentar no Paleoceno com um maior espaço de acomodação criado na porção SE da área. O mapa de distribuição da areia, elaborado a partir da simulação dos modelos estratigráficos, indica uma maior quantidade de subsidência há 56 Ma justamente na porção leste da área, período de formação das feições progradantes.

A Megassequência desenvolvida entre 72 e 56 Ma é representada por um empilhamento sedimentar progradante localizado a aproximadamente 100 km da costa atual, zona deprimida que sofre contínuo aumento de espaço de acomodação induzido pela sobrecarga sedimentar da feição e consequente migração de sal. A feição é sedimentologicamente caracterizada por sedimentos 40% arenosos originários de uma fonte sedimentar. A progradação da feição se desenvolve desde a fonte sedimentar em direção à bacia e também em direção leste conduzida pelo maior espaço de acomodação local. Além disso, são observados no pé do talude importantes movimentos de massa que se estendem ao longo de toda a feição progradante.

Os resultados do modelo para 66 Ma - 52 Ma sugerem que o formato da clinofoma é controlado predominantemente pela batimetria inicial onde, em um ambiente deltaico, ocorre a progradação e o desequilíbrio entre o alto suprimento de sedimentos e a taxa de criação de acomodação a longo prazo, com maior frequência das oscilações do nível do mar. A formação de

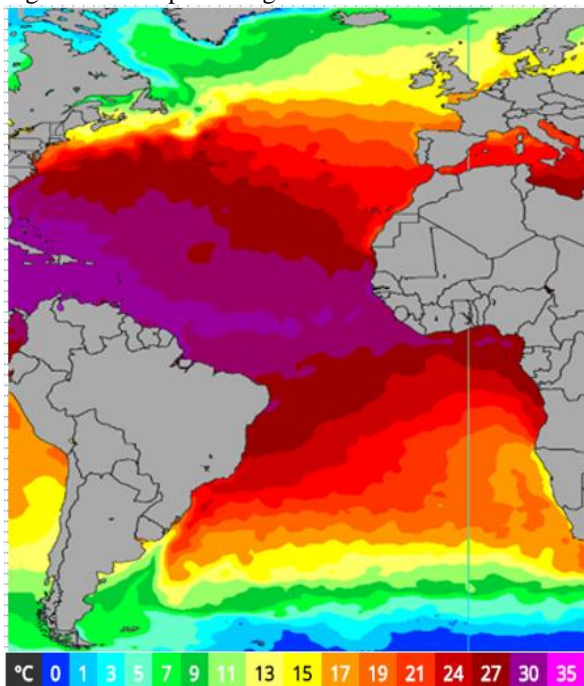
deltas nas plataformas pode ser um processo de alto aporte sedimentar de equilíbrio autorregulada pela subsidência com um nível eustático ascendente; novas fases de progradação, forçadas ou não, podem alcançar a borda da plataforma, padrão porque a posição da borda da plataforma é uma consequência de fases anteriores de progradação, associada à alta taxa de sedimentação pela denudação da Serra do Mar.

A Megassequência desenvolvida entre 72 a 66 Ma é caracterizada por uma grande retrogradação dos sistemas sedimentares, induzida por uma importante subsidência ocorrida na época.

5.6 O clima e sua influência na denudação em relação a variação da taxa de aporte sedimentar

Estudos sobre a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) têm se tornado cada vez mais frequentes, devido ao impacto do fenômeno, especialmente precipitação durante o verão na América do Sul. ZCAS é um dos grandes responsáveis por episódios de precipitação intensa nas bacias estudadas, influenciando de maneira significativa os seus correspondentes regimes pluviométricos.

Figura 86. Temperatura global



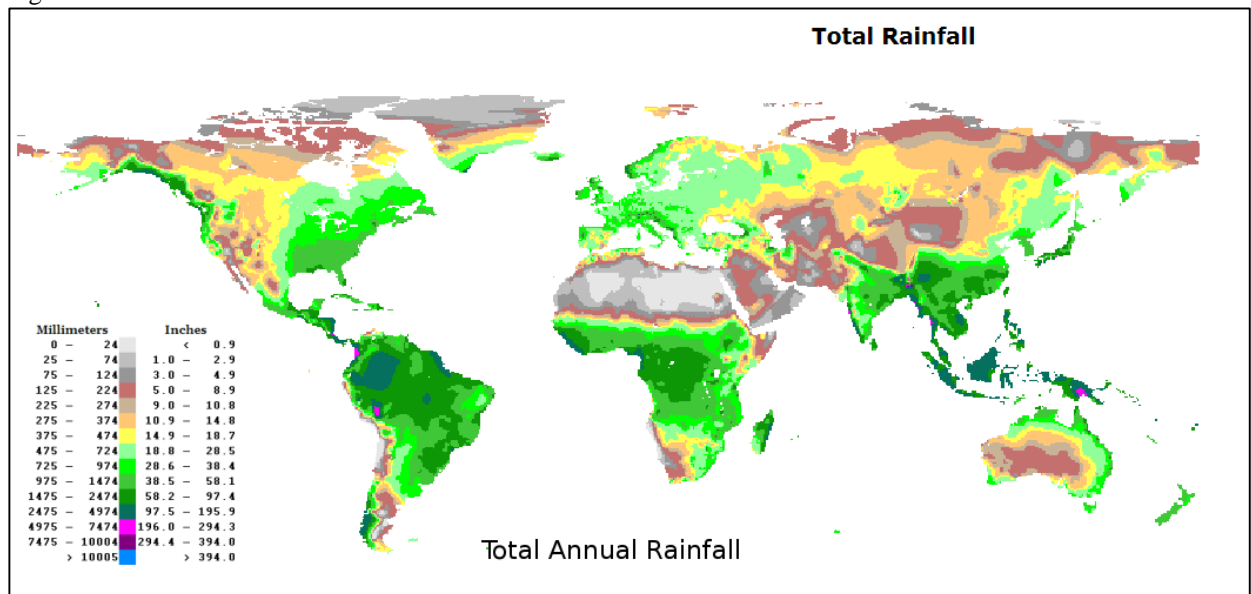
Fonte: <https://www.climate-charts.com/World-Climate-Maps.html#temperature>

É muito importante estudar a relação os fatores climáticos que acontecem no presente para poder deduzir as características climáticas no passado, claramente ligados a estudos experimentares e simulações para entender com o objetivo de entender os processos ligados aos fatores climáticos, como a taxa de denudação em relação à temperatura, precipitação e a direção

nos ventos principalmente. Mudanças na precipitação no Paleoceno poderiam estar relacionadas com o aumento na temperatura.

Alterações hidrológicas estão relacionadas ao intemperismo e erosão continentais, como aumento da taxa de sedimentação, deposição de caulinita e evolução geomorfológica (e.g. JOHN et al., 2008; FOREMAN et al., 2012) Projeções de como o ciclo hidrológico da Terra irá operar uma futura Terra mais quente indica mudanças no caráter sub-anual da precipitação, incluindo a frequência e intensidade de eventos extremos (EMORI e BROWN, 2005; O'GORMAN, 2015).

Figura 87. Total anual rainfall



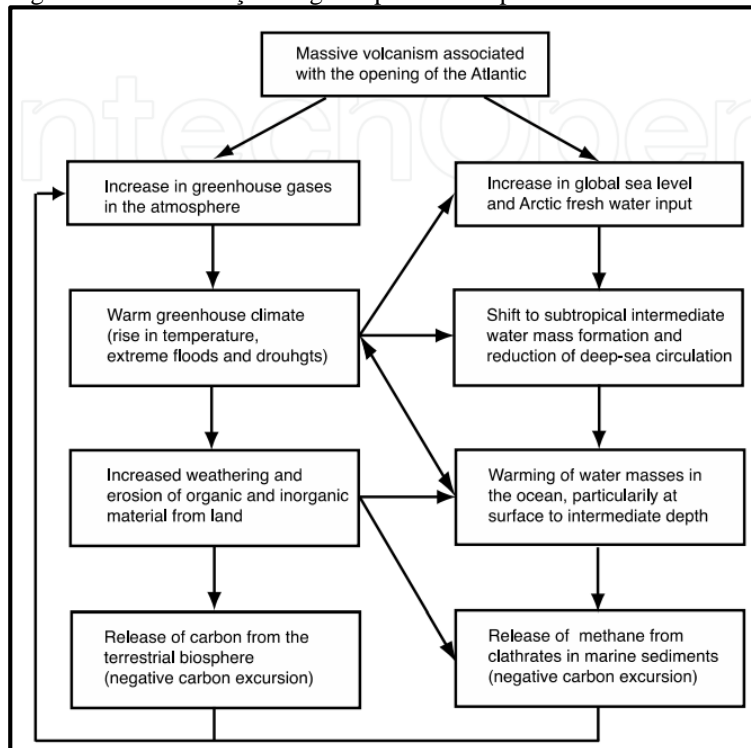
Fonte: <https://www.climate-charts.com/World-Climate-Maps.html#temperature>

Como tal, a resposta do ciclo hidrológico aos intervalos de aquecimento global no registro geológico da região está recebendo maior atenção em estudos de paleoclima (por exemplo PIERREHUMBERT, 2002; SPEELMAN et al., 2010). As causas que levaram ao evento de aquecimento no limite Paleoceno-Eoceno ainda são controversas, mas que em projetos como este de modelagem sedimentar são muito importantes, e poderiam proporcionar melhor entendimento de eventos no passado e encaminhar soluções para as amplas variações nas taxas de sedimentação, as quais constituem uma problemática nas simulações de modelagem estratigráfica. A zona de estudo esteve influenciada principalmente por mudanças no clima que poderiam ter incidência direta na alta taxa de sedimentação proveniente da Serra do Mar. A alta progradação de sedimentos nesse período apontam ao clima e à tectônica desse período.

Uma possível sequência de eventos inferidos a partir de paleoproxis relaciona um aumento global na temperatura da superfície com um aumento na concentração de gases de efeito estufa (vapor d'água, CO₂, CH₄ e outros constituintes) produzidos por vulcanismo (BRALOWER et al., 1997; KENNETT e STOTT, 1999; SLUIJS et al., 2007, 2011; THOMAS et al., 2000). Vários estudos de modelagem climática investigaram o evento de aquecimento na fronteira do Paleoceno-Eoceno em resposta das concentrações elevadas de gases de efeito estufa. Esses estudos utilizaram

modelos de circulação geral da atmosfera (SLOAN e BARRON, 1992; SLOAN e REA, 1995; HUBER e SLOAN O início do Cenozoico foi um intervalo de clima globalmente quente [por exemplo, ZACHOS et al., 2001, 2008; PEARSON et al., 2007; SLUIJS et al., 2008; BIJL et al., 2009], pontuado por uma série de eventos de aquecimento transiente de curto prazo em escala global, conhecidos como hipertérmicas (KENNETT e STOTT, 1991; ZACHOS et al., 2001, 2008; CRAMER et al., 2003; LOURENS et al., 2005; NICOLO et al., 2007; AGNINI et al., 2009; GALEOTTI et al., 2010).

Figura 88. Concentração de gases produzidos por vulcanismo.



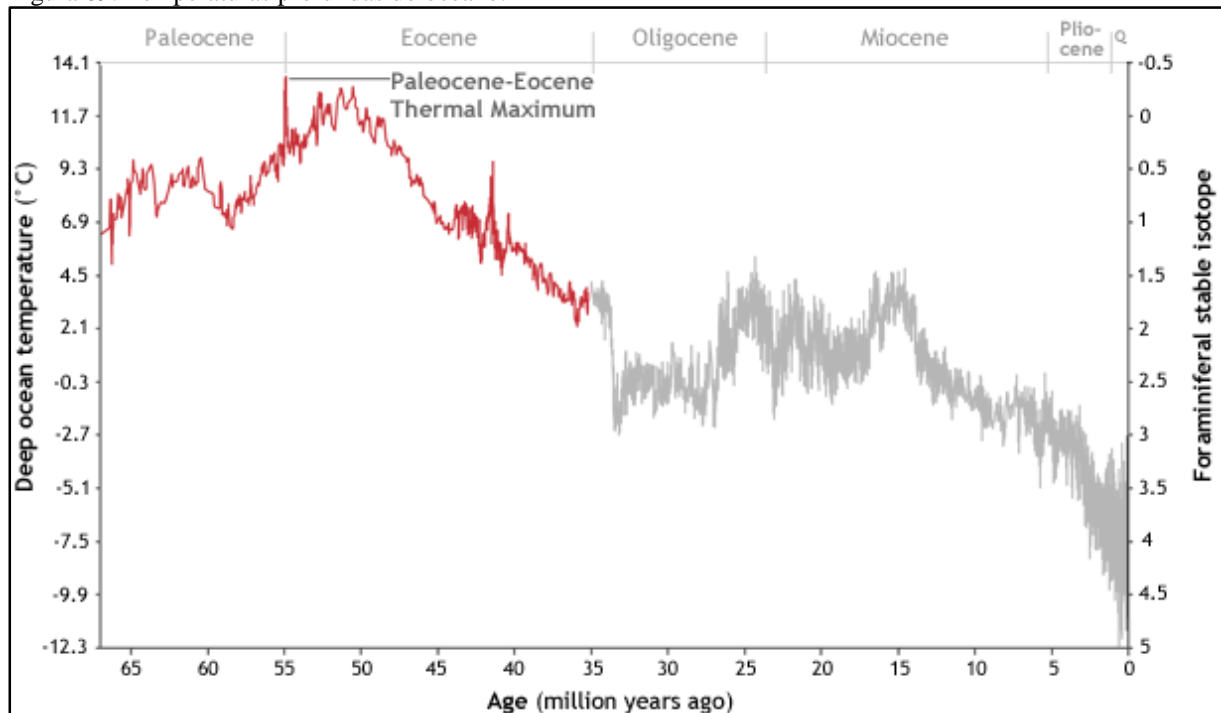
Fonte: NOAA National Climatic Data Center, cortesia de Carrie Morrill.

O hipertermal mais pronunciado, o Máximo Termal Paleoceno-Eoceno (PETM), reflete o aquecimento em escala global tanto da superfície quanto das águas de fundo em -5°C (KENNETT e STOTT, 1991; ZACHOS et al., 2003; TRIPATI e ELDERFIELD, 2005; SLUIJS et al., 2006).

As excursões negativas de isótopos de carbono (CIEs) e horizontes de dissolução de carbonato mostraram ser coevos com aquecimento durante o PETM e outros hipertermais (LOURENS et al., 2005; ZACHOS et al., 2005, 2010), implicando que uma quantidade significativa de carbono isotopicamente leve foi injetada no sistema exógeno para causar o aquecimento observado (DICKENS et al., 1995, 1997; SLUIJS et al., 2007; PANCHUK et al., 2008; ZEEBE et al., 2009).

No entanto, o mecanismo de gatilho para a liberação de carbono no PETM é controverso, com várias hipóteses propostas (SLUIJS et al. 2007) (Figura 89).

Figura 89. Temperaturas profundas do oceano.



Nota: As temperaturas foram geralmente altas durante todo o Paleoceno e Eoceno, com um pico particularmente quente na fronteira entre as duas épocas geológicas, cerca de 56 milhões de anos atrás. As temperaturas no passado distante são inferidas de proxies (razões de isótopos de oxigênio de foraminíferos fósseis). "Q" representa o Quaternary. Gráfico de Hunter Allen e Michon Scott.

Fonte NOAA National Climatic Data Center, cortesia de Carrie Morrill.

O Máximo Termal Paleoceno-Eoceno (MTPE, PETM em inglês), também chamado de Máximo Térmico Eoceno Inicial, ou Máximo Térmico Paleoceno Superior (KATZ et al., 1999), foi uma mudança climática repentina que marcou o fim do Paleoceno e o início do Eoceno, 55,8 milhões de anos atrás. É um dos períodos mais significativos de mudança climática da era cenozoica, que alterou repentinamente a circulação oceânica e atmosférica, causando a extinção de vários gêneros de foraminíferos bentônicos, e causando grandes mudanças nos mamíferos terrestres que marcaram o surgimento de linhagens atuais.

Em apenas 20.000 anos, a temperatura média da Terra aumentou 6 ° C, com um aumento correspondente do nível do mar, bem como o aquecimento dos oceanos. (KENNETT et al., 1991), Apesar do aquecimento poder ter sido desencadeado por uma infinidade de causas, acredita-se que as principais foram a forte atividade vulcânica e a emissão de gás metano que ficava armazenado nos estratos dos sedimentos oceânicos, e que poderiam intensificar o aquecimento pela liberação a atmosfera grandes quantidades de carbono empobrecido no isótopo carbono-13. Além disso, as concentrações atmosféricas de CO₂ aumentaram significativamente, interrompendo seu ciclo e causando um aumento na lisoclina e uma escassez de oxigênio nas profundezas do oceano.

CONCLUSÕES

Os resultados do presente trabalho nos dão uma visão diferente da evolução tectono-sedimentar do sul da Bacia de Santos. A utilização de diferentes metodologias de análise de bacias, incluindo a interpretação sísmica, a análise de dados de poços exploratórios e etapas de modelagem estratigráfica, permitiu a quantificação experimental preliminar dos principais parâmetros que influenciaram a construção sedimentar da bacia durante a maior parte do Cretáceo superior e Paleoceno, tais como a quantificação do aporte sedimentar e a subsidência, assim como a proposição de novos padrões de ciclicidade e arquitetura deposicional das areias. Estas informações possuem um importante papel na exploração de petróleo, auxiliando no maior entendimento das rotas de migração dos turbiditos em direção às regiões mais profundas da bacia.

O trabalho multidisciplinar com diferentes ferramentas da área de geociências, tais como a geofísica, sedimentologia e estratigrafia de sequências possibilitou o entendimento da relação entre o registro sedimentar do Cretáceo e Terciário na área de estudo e os eventos ocorridos na região continental adjacente, como o surgimento da Serra do Mar e o desenvolvimento do sistema de riftes Cenozoicos do sudeste do Brasil. Porém, a elaboração de um arcabouço cronoestratigráfico foi limitada pela baixa qualidade dos dados de poço e bioestratigráficos para um melhor controle de qualidade dos eventos.

A análise e interpretação dos dados de sísmica 2D amarrados aos dados de poço permitiram a identificação dos depocentros e a avaliação de sua migração ao longo da história da bacia. Os mapas de isópacas permitiram a compressão de componentes como influxo sedimentar e variação de nível de mar na sedimentação e evolução da área de estudo. A partir da análise dos mapas foi possível observar a espessura sedimentar depositada e integrar com a modelagem estratigráfica.

Mediante a simulação estratigráfica foi mostrado que a movimentação dos evaporitos já estava ocorrendo e evidenciando-se no Cretáceo superior, formando as muralhas na área mais distal, permitindo a criação de depocentros que foram preenchidos pelo grande aporte sedimentar gerado pelo surgimento da Serra do Mar. Devido à grande capacidade plástica dos evaporitos e à intensa deposição das sequências sobrepostas, houve uma extraordinária mobilidade dos sedimentos evaporíticos em áreas mais proximais com consequente acúmulo

na parte mais distal da área de estudo, gerando os domos e diápiros de sal interpretados, e condicionando a sedimentação dos intervalos estudados.

As simulações para o cenário 3 foram realizadas aplicando-se o método de modelagem de subsidência direta, com uma entrada sedimentar média de $6325 \text{ km}^3 / \text{Ma}$ e descarga do rio de $3000 \text{ m}^3 / \text{s}$, e considerando-se três fontes de entrada. A partir do modelo estratigráfico final no cenário 3, foi possível estimar a variação temporal e espacial de acomodação, subsidência, entrada de sedimentos, descarga fluvial, além de observar o nível e migração das fontes sedimentares que controlavam o arcabouço tectonoestratigráfico no sudoeste da Bacia de Santos.

Pudemos analisar as implicações do máximo térmico do Paleoceno na erosão e alta taxa de sedimentação da Serra do Mar próximo à zona de estudo, além disso, nos processos tectônicos de movimento vertical ocorridos no Cenozoico, foi analisada a incidência da tectônica que originou um imenso planalto maciço, cujo flanco leste era provavelmente abrupto e tinha um desnível de 3.000m para a Bacia de Santos (2.000m acima do nível do mar). Este megaplanalto começou a rachar e colapsar localmente no final do Paleoceno e mais abrangentemente no início do Eoceno. Este abatimento individualizou riftes paralelos à costa, formando longos corredores de grábens junto a Serra do Mar. Uma questão relevante: o colapso da Serra do Mar pode ter tido uma influência climática, além da tectônica, associada à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), desenvolvendo altas precipitações durante o verão nessa época na América do Sul.

Com a simulação estratigráfica pode-se inferir que o abatimento da Serra do Mar na zona de estudo tornou possível o desenvolvimento de uma ampla plataforma continental, permitindo então o acúmulo das areias em ambientes marinhos rasos de alta energia. Os turbiditos evidenciados no cenário 3, alimentados a partir de tal plataforma, apresentam evolução muito superior no Paleoceno aos dos turbiditos do Cretáceo superior. O Rife Litorâneo e a drenagem formados na época foram os responsáveis pelas passagens alimentadoras das areias na zona de estudo, descartando-se a possibilidade de um rio maior alimentando a zona, em um ambiente de plataforma rasa, representados pelos clásticos grossos proximais da Formação Santos, os clásticos médios-finos plataformais da Formação Jureia e os turbiditos do Membro Ilhabela.

O fluxo de trabalho de modelo-independente por Catuneanu (2009), utilizado como base deste trabalho mostrou-se satisfatório em sua aplicabilidade. Assim, foi possível individualizar nove unidades sismoestratigráficas, além de aplicar os métodos de interpretação sismoestratigráfica integrada a modelos propostos na bibliografia, permitindo a identificação

da terminação dos refletores, a individualização em unidades sismoestratigráficas, uma melhor compreensão dos padrões estratigráficos e definir o arcabouço sismoestratigráfico para a sequência drifte na área de estudo.

A deposição dos sedimentos do Paleoceno teve forte controle tectônico, com a formação de sedimentos arenosos, possivelmente turbiditos, com alta taxa de sedimentação evidenciada nas progradações no sistema de mar alto, interpretado na curva de onlap-costeiro. Esta curva, construída neste projeto, refletiu um comportamento contrário à curva eustática global do mar, devido à alta taxa de sedimentação na área de estudo.

A movimentação do fluxo halocinético se associa na zona de estudo tanto à tectônica distensiva como à compressiva. O sal migra da parte proximal, induzido pela sedimentação de plataforma, para a distal, na qual se acumula sob compressão. Esta condição permite avaliar uma premissa controversa na restauração da tectônica do sal: a conservação material da camada de sal. Além disso, o contexto regional da área permite investigações e debates sobre deformação adiastrófica, rifteamento, situação estratigráfica do sal, evolução da falha de Cabo Frio.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, P.A., ALLEN, J.R., 2005. Basin Analysis: Principles and Applications. John Wiley & Sons, 560 p.
- ALMEIDA F.F.M.de 1983. Relacoes tectonicas das rochas alcalinas mesozoicas na regio meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(3): 139-158.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2): 135-150, jun. 1998.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1964. Fundamentos Geológicos do relevo Paulista. Boletim Instituto de Geografia e Geologia-IGG-USP -São Paulo: v. 41, 169-263.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 48 (suplemento), p. 15- 26.
- ALVES, E.C. 1981. Estrutura da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes. In: PETROBRAS. *Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais; relatório final*. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES/ DINTEP. p. 187-269. (Projeto REMAC 9).
- ANP, 2007. *Seminário Técnico-ambiental da Nona Rodada de Licitações – Bacia de Santos*.
- ANP, 2013. *Seminário Técnico-ambiental da Primeira Rodada de Partilha de Produção – Área de Libra*.
- ASMUS, H.E., FERRARI, A.L., 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil, Série Projeto REMAC, 4, pp. 75–88.
- ASSINE, M. L.; CORRÊA, F. S.; CHANG, H. K. 2008. Migração de depocentros na Bacia de Santos: importância na exploração de hidrocarbonetos. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2- suplemento): 111-127, jun. 2008.
- AYOADE, J O. 1996. *Introdução a climatologia para os trópicos*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 4 ed. 332 p.
- AZEVEDO, J.M.F., 1991. Integração entre o preenchimento Sedimentar cenozóico das bacias de Campos e Santos e a evolução tectônica e geomorfológica das áreas continentais adjacentes (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal de Ouro Preto.
- BALESTRIERI, M.L., STUART, F.M., PERSANO, C., ABBATE, E., BIGAZZI, G., 2005. Geomorphic development of the escarpment of the Eritrean margin, southern Red Sea: Combined use of fission track and (U-Th)/He Thermochronometry: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 231, p. 97-110.
- BARREL, J, 1917. Rhythms and the measurement of Geologic time. *Geological Society of America Bulletin*, 28, pp. 745–904

- BEAUVAIS, A., RUFFET, G., HEÉNOCQUE, O., COLIN, F., 2008. Chemical and physical erosion rhythms of West African Cenozoic morphogenesis: the ^{39}Ar ^{40}Ar dating of supergene K-Mn oxides. *Journal of Geophysical Research* 113, 1–15.
- BEGIN, Z.B., MEYER, D.F., SCHUMM, S.A., 1981. Development of longitudinal profiles of alluvial channels in response to base-level lowering. *Earth Surface Processes Landforms*, 6, pp. 49–68.
- BERGER, A.L., IMBRIE, J., HAYS, J., SALTZMAN, B., 1984. *Milankovitch and climate*, 2. Reidel.
- BERNER, R.A., KOTHAVALA, Z., 2001. Geocarb III: A Revised Model of Atmospheric CO₂ over Phanerozoic Time. *American Journal of Science*, 301, pp. 182–204. doi:10.2475/ajs.301.2.182
- BIGARELLA, J.J., AB`SABER, A.N. 1964. Palaeogeographic and features of the southern Brazilian Devonian. In: NAIRN, A.E.M. *Problems in Palaeoclimatology*. London, Interscience, pp. 293-303.
- BIGARELLA, J.J., MOUSINHO, M.R. 1965. Significado Paleogeografico e Paleoclimatico dos depositos Rudaceos. *Boletim Paranaense de Geografia*, n.16-17, p.7-16.
- BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, Brazil, pp. 5–26
- BRITO NEVES, B.B., 2003. Geologia do Brasil no contexto da plataforma Sul-Americana. In:
- BROWN, E.T.; STALLARD, R.F.; LARSEN, M.C.; RAISBECK, G.M.; YIOU, F. 1995. Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ^{10}Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Sciences Letters*. v. 129, p. 193-202.
- BUDEL, J. 1957. Die “Doppeiten Einebnungsflächen” in den feuchten tropen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, v. 1, p. 201-288.
- CAINELLI, C., MOHRIAK, W.U. 1998. General evolution of the eastern Brazil continental margin. *The leading edge*, v. 18, pp. 800-804.
- CAINELLI, C., MOHRIAK, W.U., 1999. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 22, pp. 206–216.
- CALDAS, M.F., 2007. Reconstituição cinemática e tectono-sedimentação associada a domos salinos nas águas profundas da bacia de Santos, Brasil (Dissertação de Mestrado). UFRJ, Rio de Janeiro.
- CARMINATTI, M., SCARTON, C., 1991. Sequence Stratigraphy of the Oligocene Turbidite Complex of the Campos Basin, Offshore Brazil: an Overview, in: Weimer, P. and Link, M. H. *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Springer-Verlag, New York, pp. 241–246.
- CARSON, M.A., KIRBY, M.J., 1972. *Hillslope Form and Process*. The University Press, 476 p.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. 2009. Zona de convergência do Atlântico Sul. In: CAVALCANTI, I. F. A. (Org.). *Tempo de clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de textos, 2009. p. 95-125.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. 2004 The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, 17: 88–108.

CASARIN, D. P., KOUSKY, V. E. 1986. Anomalias de Precipitação no Sul do Brasil e Variações na Circulação Atmosférica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 1: 83-90.

CATTANEO, A., STEEL, R.J., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62, pp. 187–228.

CATUNEANU, O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*, Elsevier, Amsterdam (2006) 375 pp.

CATUNEANU, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35, pp. 1–43.

CATUNEANU, O., 2020. Sequence stratigraphy in the context of the ‘modeling revolution’, *Marine and Petroleum Geology* (2020), pp. 18-32 doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104309>.

CATUNEANU, O., BHATTACHARYA, J.P., BLUM, M.D., DALRYMPLE, R.W., ERIKSSON, P.G., FIELDING, C.R., FISHER, W.L., GALLOWAY, W.E., GIANOLLA, P., GIBLING, M.R., 2010. Thematic Set: Sequence stratigraphy: common ground after three decades of development. *first break*, 28.

CATUNEANU, O., GALLOWAY, W.E., KENDALL, C.G.S.C., MIALL, A.D., POSAMENTIER, H.W., STRASSER, A., TUCKER, M.E., 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, 44, pp. 173–245. doi:10.1127/0078-0421/2011/0011

CATUNEANU, O.; ABREU, V.; BHATTACHARYA, J. P.; BLUM, M. D.; DALRYMPLE, R. W.; ERIKSSON, P. G.; FIELDING, CHRISTOPHER R.; FISHER, W. L.; GALLOWAY, W. E.; GIBLING, M. R.; GILES, K. A.; HOLBROOK, J. M.; JORDAN, R.; KENDALL, C. G. ST.C.; MACURDA, B.; MARTINSEN, O. J.; MIALL, A. D.; NEAL, J. E.; NUMMEDAL, D.; POMAR, L.; POSAMENTIER, H. W.; PRATT, B. R.; SARG, J. F.; SHANLEY, K. W.; STEEL, R. J.; STRASSER, A.; TUCKER, M. E.; WINKER, C. 2009. Towards the Standardization of Sequence Stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 92 (1–2): 1–33.

CHANG, H. K.; ASSINE, M. L.; CORRÊA, F. S.; TINEN, J. S.; VIDAL, A. C.; KOIKE, L. 2008. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2-suplemento): 29-46, jun. 2008.

CHANG, H. K.; ASSINE, M. L.; CORRÊA, F. S.; TINEN, J. S.; VIDAL, A. C.; KOIKE, L. 2008. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2-suplemento): 29-46, jun. 2008.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; RENDER, A. A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213, p. 97-138.

CHANG, H.K., KOWSMANN, R.O., FIGUEIREDO, A.M.F., 1990. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro, in: *Origem E Evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobras, pp. 269-289.

CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O. 1985. *Thermal Subsidence of Santos and Sergipe-Alagoas Basins, Brazil--Application to Hydrocarbon Exploration: AAPG Meeting Abstract*, v. 69/2, 1 pg.

CHARDON, D., CHEVILLOTTE, V., BEAUVAIS, A., GRANDIN, G., BOULANGÉ, B., 2006. Planation, bauxites and epirogeny: one or two paleosurfaces on the West African margin? *Geomorphology* 82, 273–282.

CHEREM, L. F. S., VARAJÃO, C. A. C., BRAUCHER, R., BOURLÉS, D., SALGADO, A. A. R., & VARAJÃO, A. C. (2012). Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. *Geomorphology*, 173-174, 118–127. doi:10.1016/j.geomorph.2012.06.002

CHRISTIE-BLICK N.; DRISCOLL N.W. 1995. Sequence stratigraphy. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 23: 451- 478.

CHRISTIE-BLICK, N. 1991. Onlap, offlap, and the origin of unconformity- bounded depositional sequences, *Marine Geology*, 97, p. 35–56, 1991.

COBBOLD, P.R., MEISLING, K.E., MOUNT, V.S., 2001. Reactivation of an Obliquely Rifted Margin, Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, 85, pp. 1925–1944. doi:10.1306/8626D0B3-173B-11D7-8645000102C1865D

COCKBURN, H.A.P., BROWN, R.W., SUMMERFIELD, M.A., SEIDL, M.A., 2000. Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fissiontrack thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. *Earth and Planetary Science Letters* 179, 429–435.

COMIG, CPRM, 2003. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais. CPRM, Belo Horizonte, Brazil.

CONTRERAS, J.; ZÜHLKE, R.; BOWMANB, S.; BECHSTÄDT, T. 2010. Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins), *Marine and Petroleum Geology*, 27(9): 1952-1980.

CÓRDOBA V.C. 2001. *A evolução da plataforma carbonática Jandaíra durante o Neocretáceo na Bacia Potiguar: Análise paleoambiental, diagenética e estratigráfica*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 239 p.

COULTHARD, T.J., 1999. Modelling upland catchment response to Holocene environmental change. (Tese de Doutorado). University of Leeds.

CULLING, W.E.H., 1960. Analytical theory of erosion. *The Journal of Geology*, pp. 336–344.

CURRAY, J.R., 1964. Transgressions and regressions. Papers in Marine Geology: New York, Macmillan pp. 175–203.

DELLA FÁVERA, J.C. (Ed.) 2001. *Fundamentos de estratigrafia moderna*. EdUERJ. Rio de Janeiro, 264 p.

DEMERCIAN, L. S. A 1996. *Halocinese na evolução do sul da bacia de Santos do Aptiano ao Cretáceo superior*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 201 p., 1996.

EMBRY, A.F., 1993. Transgressive-regressive (TR) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30, pp.301–320.

EMBRY, A.F., JOHANNESSEN, E.P., 1992. TR sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. *Arctic geology and petroleum potential*, 2, pp. 121–146.

EMERY, D.; MYERS, K. (Eds.) 1996. *Sequence Stratigraphy*. Oxford: Blackwell Scientific Company, 297 p.

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS P. L. 1995. Simulations of the Summer Circulation over the South American Region with an Eta Coordinate Model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52(10): 1573-1584.

FRANCO-MAGALHAES, A. O. B., HACKSPACHER, P. C., GLASMACHER, U. A., & SAAD, A. R. (2010). Rift to post-rift evolution of a “passive” continental margin: the Ponta Grossa Arch, SE Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 99(7), 1599–1613. doi:10.1007/s00531-010-0556-8

FREITAS, R.O. DE. 1951. Relevos policíclicos na tectônica do Escudo Brasileiro. *Boletim Paulista de Geografia*, n.7, pp.3-19.

GALLAGHER, K., HAWKESWORTH, C.J., MANTOVANI, M.S.M. 1995. Denudation, Fission Track analysis and long term evolution of passive margin topography : application to the southeast Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences*, v.8. n.1, pp.65-77.

GALLAGHER, K., HAWKEWORTH, C.J., MANTOVANI, M.S.M. 1994. The denudation history of onshore continental margin of S.E. Brazil inferred from fission track data. *Journal Geophysical Research*, 99, p. 18117-18145.

GALLOWAY, W.E.1989. Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of Flooding-Surface bounded Depositional Units. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 73(2): 125-142.

GAMBOA, L. A. P.; MACHADO, M. A. P; SILVEIRA, D. P.; FREITAS, J. T. R.; SILVA, S. R. P. 2008. Evaporitos estratificados no Atlântico Sul. In: Mohriak, W., Szatmari, P., Anjos, S. M. C. (eds). *Sal- Geologia e Tectônica: exemplos de bacias brasileiras*. Petrobras, p. 340-359.

GRABAU, A.W., 1913. Principles of stratigraphy. AG Seiler and company.

GRANJEON, D., 1997. Modelisation stratigraphique deterministe: conception et applications d'un modele diffusif 3 D multilithologique (Tese de Doutorado). Université de Rennes I.

GRANJEON, D., 2009. 3D stratigraphic modeling of sedimentary basins. AAPG Search and Discovery Article 90090, pp. 7–10.

GRANJEON, D., 2011. Dionisos 4 - User Guide, IFP Energies Nouvelles. ed.

GRANJEON, D., JOSEPH, P., 1999. Concepts and applications of a 3-D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modeling. In: Numerical Experiments in Stratigraphy, SEPM, Special Publications, 62, pp. 197-210.

GRANJEON, D., WOLF, S., 2007. 3D stratigraphic modelling in complex tectonic area, In: AAPG Annual Convention.

GUNNELL, Y. 2000. Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology. Basin Research, 12, pp.115-132.

HACKSPACHER, P.C., RIBEIRO, L.F.B., RIBEIRO, M.C.S., FETTER, A.H., NETO, J.C.H., TELLO, C.E.S., DANTAS, E.L., 2004. Consolidation and Break-up of the South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and Denudation Histories. Gondwana Research, 7, pp. 91–101. doi:10.1016/S1342-937X(05)70308-7

HACKSPACHER, P.C., RIBEIRO, L.F.B., RIBEIRO, M.C.S., FETTER, A.H., HADLER NETO, J.C., TELLO SAENZ, C.E., DANTAS, E.L. 2004. Consolidation and break –up of the South American platform in southeastern Brazil: tectonothermal and denudation histories. Gondwana Research –nº1, pp. 91 -101.

HACKSPACHER, P.C., RIBEIRO, L.F.B., RIBEIRO, M.C.S., HADLER NETO, J.C., IUNES, P.J., TELLO SAENZ, C.A. 2003. A origem da Serra do Mar: Termocronologia por Tracos de Fissao em apatita. In: 9o Simposio Nacional de Estudos Tectonicos, 3rdInternational Symposium on Tectonics, Boletim de Resumos, p.384-386.

HACKSPACHER, P.C., SAAD, A.R., HADLER NETO, J.C. 2006. O registro do limite Cretaceo Superior- Paleogeno em rochas pre- cambrianas da região sudeste do Brasil com base em datacao por tracos de fissao em apatitas. In: Boletim do 7o Simposio do Cretaceo do Brasil e 1o Simposio do Terciario do Brasil, p.65.

HADLER NETO, J. C., IUNES, P.J., PAULO, S.R., TELLO SAENZ, C.A., BALESTRIERI, M.L., BIGAZZI, G., CURVO, E. A. C., HACKSPACHER, P. C. 2001. A PC compatible Brazilian software for obtaining thermal histories using apatite fission track analysis. Radiation Measurements, 34, pp. 149-154.

HADLER NETO, J. C., IUNES, P.J., PAULO, S.R., TELLO SAENZ, C.A., BALESTRIERI, M.L., BIGAZZI, G., CURVO, E. A. C., HACKSPACHER, P. C. 2001. A PC compatible Brazilian software for obtaining thermal histories using apatite fission track analysis. Radiation Measurements, 34, pp. 149-154.

HANCOCK, G., KIRWAN, M., 2007. Summit erosion rates deduced from 10Be: implications for relief production in the central Appalachians. Geology 35 (1):89–92. <https://doi.org/10.1130/G23147A.1>.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, pp. 1156–1167.

HASUI, Y., ALMEIDA, F.F.M. 1978. Aspectos estruturais na geomorfologia da área cristalina de São Paulo e Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, 1978. *Anais... Recife, SBG.v.1*, pp.360-367.

HATUSHIKA, R.S., 2008. Evolução da Planície Costeira do Rio Doce (ES) com Base nos Conceitos de Estratigrafia de Sequências (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal Fluminense.

HEIMSATH, A.M., CHAPPELL, J., FINKEL, R.C., FIFIELD, K., ALIMANOVIC, A., 2006. Escarpment erosion and landscape evolution in southeastern Australia. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 398:173–190. [https://doi.org/10.1130/2006.2398\(10\)](https://doi.org/10.1130/2006.2398(10)).

HIRUMA S.T. et al. 2010. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development *Gondwana Research* 18 (2010) 674–687.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER-NETO, J. C.; FRANCO-MAGALHÃES, A. O. B. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Research*, v. 18, p. 674-687, 2010.

HOLZ, M. 1998. Um breve histórico de conceitos fundamentais da estratigrafia moderna: seqüências deposicionais e seus fatores controladores. *Pesquisas*, 25: 3-26.

HOMEWOOD, P., MAURIAUD, P., LAFONT, F., DUMAY, J., SORRIAUX, P., 2000. Best practices in sequence stratigraphy: for explorationists and reservoir engineers. Technip Editions, 25, 81 p.

HUBER, M., SLOAN, L.C., 2001. Heat transport, deep waters, and thermal gradients: Coupled simulation of an Eocene greenhouse climate. *Geophysical Research Letters*, 28, pp. 3481–3484. doi:10.1029/2001GL012943

HUGGETT, R.J., 2007. *Fundamentals of Geomorphology*. Routledge Fundamentals of Physical Geography Series. Routledge, London, UK.

HUMPHREYS, G.S., TOMKINS, K.M., WILKINSON, M.T., FINK, D., SHAKESBY, R.A., DOERR, S.H., WALBRINK, P.J., BLAKE, W.H., 2006. Longer-term and contemporary denudation rates, and the role of extreme events along a passive margin, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (18-Supplement 1), A273-A273.

HUNT, D., TUCKER, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81, pp. 1–9.

HUNT, D., TUCKER, M.E., 1995. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall—reply. *Sedimentary Geology*, 95, pp. 147–160.

JERVEY, M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: *Sea-level Changes - An integrated Approach*, SEPM Special Publication, 42.

KATZ, M.E.; PAK, D.K.; DICKENS, G.R.; MILLER, K.G. 1999 The Source and Fate of Massive Carbon Input During the Late Paleocene Thermal Maximum. *Science*, 286 (5444): 1531-1533.

KENNETT, J.P.; STOTT, L.D. 1991. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. *Nature*, 353, p. 225-229.

KODAMA, Y. M. 1992. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 70(4): 813–835.

KOUSKY, V. E. 1988. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 3(1): 217-231.

KÜCHLE 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*, 13(2): 227-244.

MACEDO, J. M. 1989. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 3(3): 159-173, jul./set. 1989.

MACEDO, J.M., 1990. Evolução tectônica da bacia de Santos e áreas continentais adjacentes, in: Raja Gabaglia, G. P. E Milani E. J. Origem E Evolução de bacias Sedimentares. Petrobras, Rio de Janeiro, pp. 361–376

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; GRIMM, A. M.; MISRA, V. SILVA DIAS, P. L.; CALVALCANTI, I. F. A.; CARVALHO, L. M. V.; BERBERY, E. H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; NOGUES-PAEGLE, J.; ZIPSER, E.; SETH, A.; ALVES, L. M. 2012. Review recent developments on the South American monsoon system. *International Journal of Climatology*, 32(1): 1-21.

MARENT, B. R., 2011. Mensuração dos processos desnudacionais a longo-termo (¹⁰Be) na Serra do Mar no Estado do Paraná: implicações para a evolução do relevo. 2011. 107 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2011.

MATMON, A.; BIERMAN, P.; ENZEL, Y., 2002. Pattern and tempo of great escarpment erosion. *Geology*; v. 30, n. 12, p. 1135–1138, 2002.

MELLO, C.L., METELO, C.M.S., SUGUIO, K., KOHLER, H.C., 1999. Quaternary sedimentation, neotectonics and the evolution of Doce River middle valley lake system (southeastern Brazil). *Revista do Instituto Geológico* 20 (1–2), 29–36.

MENDONÇA. F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. 2007. *Climatologia: noções básicas e climas do Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 206 p.

MIALL, A.D., 2010. The geology of stratigraphic sequences. Springer, 514 p. ISBN 978-3-642-05027-5

MILANI, E.J., BRANDÃO, J., ZALÁN, P.V., GAMBOA, L.A.P., 2000. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Brazilian Journal of Geophysics*, 18, pp.351–396.

MILLER, K.G., BROWNING, J.V., AUBRY, M.-P., WADE, B.S., KATZ, M.E., KULPECZ, A.A., WRIGHT, J.D., 2008. Eocene–Oligocene global climate and sea-level changes: St. Stephens Quarry, Alabama. *Geological Society of America Bulletin*, 120, pp. 34–53. doi:10.1130/B26105.1

MILLER, K.G., KOMINZ, M.A., BROWNING, J.V., WRIGHT, J.D., MOUNTAIN, G.S., KATZ, M.E., SUGARMAN, P.J., CRAMER, B.S., CHRISTIE-BLICK, N., PEKAR, S.F., 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, 310, pp. 1293–1298. doi:10.1126/science.1116412

MILLIMAN, J.D., MEADE, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology* 1–21.

MILLIMAN, J.D., RUTKOWSKI, C.M., MEYBECK, M., 1995. River discharge to the sea: a global river index (GLORI). School of Marine Science, Virginia Institute of Marine Science, College of William and Mary.

MILLIMAN, J.D., SYVITSKI, J.P.M., 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology*, pp. 525–544.

MILNE, G.A., GEHRELS, W.R., HUGHES, C.W., TAMISIEA, M.E., 2009. Identifying the causes of sea-level change. *Nature Geoscience*, 2, pp. 471–478. doi:10.1038/ngeo544

MITCHUM JR, R.M., VAIL, P.R., THOMPSON III, S., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. Payton, C. E. *Seismic stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir 26*.

MITCHUM, R.M., JR. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: C.E. Payton (Ed.). *Seismic stratigraphy: Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG, Memoir, 26, p. 205-212.

MITCHUM, R.M., JR.; VAIL, P.R.; SANGREE, J.B. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: C.E. Payton (Ed.). *Seismic stratigraphy: Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG, Memoir, 26, p. 117-133.

MITCHUM, R.M., JR.; VAIL, P.R.; THOMPSON III, S. 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphy analysis. In: C.E. Payton (Ed.). *Seismic stratigraphy: Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG, Memoir, 26, p. 53-62.

MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SANGREE, J.B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 7: Seismic stratigraphy interpretation procedures. Payton, C. E. *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, Memoir 26*.

MITCHUM, R.M., VAN WAGONER, J.C., 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70, pp. 131–160.

- MODICA, C.J., BRUSH, E.R., 2004. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. *AAPG bulletin* 88, pp. 923–945.
- MOHRIAK, W. U. 2003. Bacias sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, 2003.
- MOHRIAK, W. U.; MAGALHÃES, J. M. 1993. *Estratigrafia e evolução estrutural da área norte da Bacia de Santos*. Atas do Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, p. 19-26, 1993.
- MOHRIAK, W. U.; PAULA, O. B. 2005. *Major tectonic features in the southeastern Brazilian margin*. 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador, Brazil, 2005.
- MORAES RÊGO, L. F. Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua gênese. *Boletim Geográfico*, v. 4, n. 37, p. 9-17, 1946. (Transcrito do Instituto Astronômico e Geográfico, 1932).
- MORAES, J. J.; TOLEDO, J. B. 1993. *A exploração de petróleo na Bacia de Santos*. Atas do Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, p. 27-32, 1993.
- MOREIRA, J. L. P.; CARMINATTI, M. 2004. Sistemas deposicionais de talude e de bacia no Eoceno da Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro*, 12(1): 73-87, nov. 2003/maio 2004.
- 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, maio/nov. 2007.
- MOREIRA, J.L., NALPAS, T., JOSEPH, P., GUILLOCHEAU, F., 2001. Stratigraphie sismique de la marge éocène du Nord du bassin de Santos (Brésil): relations plate-forme/systèmes turbiditiques; distorsion des séquences de dépôt. *Earth and Planetary Science*, 332, pp. 491–498.
- MURRAY, A.B., PAOLA, C., 1994. A cellular model of braided rivers. *Nature*, 371, 6492, pp. 54-57.
- NOBRE, P.; MALAGUTTI, M.; CHAVES, R.R.; SANCHES, M.B. 2002. *Modulações da ZCAS pelas temperaturas da superfície do mar no Atlântico Sudoeste*. In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Foz do Iguaçu, PR. Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Rio de Janeiro, RJ, Brasil: SBMET, 2002. p. 3520–3527., 2002, pp. 3520-3527.
- NOGUÉS PEAGLE, J.; MECHOSO, C. R.; et al. 2002. Progress in Pan America CLIVAR Research: Understanding the South American Monsoon. *Meteorologica*, 27: 3-30.
- NOGUÉS-PEAGLE, J.; MO, K. C. 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review*, 125: 279-291.
- NUNES, L. H.; VICENTE, A. K.; CANDIDO, D. H. 2009. Clima da região do sudeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A. (Org.). *Tempo de clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, v. 1, p. 243-258.

OJEDA H.A. 1991. *Curso de sismoestratigrafia: texto preliminar*. 4a versão. Rio de Janeiro: Petrobras/ Sedes, 351p.

OLIVEIRA, A. S., NOBRE, C. A., 1986. *Interações entre Sistemas Frontais e a Convecção na Amazônia. Parte I: Aspectos Climatológicos*. In: IV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 311-316, 4, Brasília.

OLIVEIRA, D., QUEIROZ NETO, J.P., 2007. Estudo da evolução do relevo na Serra do Mar no Estado de São Paulo a partir de um caso de captura fluvial. *Geosp*, São Paulo. 22: pp. 73–88. <https://doi.org/10.11606/issn.2179-0892.geosp.2007.74067>.

PAOLA, C., WHIPPLE, K.X., ANGEVINE, C.L., 1992. The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: Theory. *Basin Research*, 4, pp. 73–90.

PARKER, G., PAOLA, C., WHIPPLE, K.X., MOHRIG, D., 1998. Alluvial fans formed by channelized fluvial and sheet flow. I: Theory. *Journal of Hydraulic Engineering*, 124, pp. 985–995.

PEREIRA, M. J.; BARBOSA, C. M.; AGRA, J.; GOMES, J. B.; ARANHA, L. G. F.; SAITO, M.; RAMOS, M. A.; CARVALHO, M. D.; STAMATO, M.; BAGNI, O. 1986. *Estratigrafia da Bacia de Santos: Análise das sequências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica*. Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, v. 1, p. 65-79, 1986.

PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1): 219-234, jan./mar. 1994.

PEREIRA, M. J.; MACEDO, J. M. 1990. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4(1): 3-11, jan./mar. 1990.

PEREIRA, M.J., FEIJÓ, F.J., 1994. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8, pp. 219–234.

PERSANO, C.; STUART, F. M.; BISHOP, P.; BARFOD, D.N. 2002. Apatite (U-Th)/He age constraints on the development of the Great Escarpment of the southeastern Australian passive margin: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 200, p. 79–90.

POSAMENTIER, H.W. 2001. *Ruminations on sequence terminology with specific reference to “sequence” and sequence boundary types*. In: AAPG Hedberg Conference, Sequence stratigraphic and allostratigraphic: principles and concepts. Dallas, Program and Abstracts Volume, p. 39-41.

POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM*, 82, 13, 156 p.

POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T., VAIL, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework. In: *Sea-Level Changes*, *SEPM*, 42, pp. 109-124. doi: 10.2110/pec.88.01.0109

POSAMENTIER, H.W.; JAMES, D.P. 1993. An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. In: H.W. Posamentier, C.P. Sommenhayen, B.U. Haq, G.P. Allen (Eds.)

Sequence stratigraphy and facies associations. The International Association of Sedimentologists, Special Publications 18, p. 3-18

POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T.; VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I: conceptual framework. In: C.K. Wilgus; B.S. Hastings; C.G.S.C. Kendal; H.W. Posamentier; C.A. Ross; J.C. Van Wagoner (Eds.). *Sea – level change: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications, 42, p.109-124.

POSAMENTIER, H.W.; VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II: sequence and systems tract models. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S. C. Kendal, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (Eds.). *Sea – level change: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications, 42, p. 110–124.

POSTMA, G., KLEINHANS, M.G., MEIJER, P., EGGENHUISEN, J.T., 2008. Sediment transport in analogue flume models compared with real-world sedimentary systems: A new look at scaling evolution of sedimentary systems in a flume. *Sedimentology*, 55, pp. 1541–1557.

POTTER, P.E., SZATMARI, P., 2009. Global Miocene tectonics and the modern world. *Earth-Science Reviews* 96, pp. 279–295. doi:10.1016/j.earscirev.2009.07.003

PRINCE, P.S., SPOTILA, J.A., HENIKA, W.S., 2011. Stream capture as driver of transient landscape evolution in a tectonically quiescent setting. *Geology* 39 (9), 823–826

PROSSER, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: G. D. Williams; A. Dobb (Eds.) *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society, London, Special Publication, 71: 35-66.

QUADRO, M. F. de L. 1994. *Estudo de Episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul*. 1994. 123 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1994.

RAPOSO, J. M. 2014. *Interpretação sismoestratigráfica da seção terciária do centro-norte da Bacia de Santos*. 2014. Monografia – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. 2010. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 25 (2): 185-204.

REBOITA, M. S.; MARIETTO, D.M.G.; SOUZA, A.; BARBOSA, M. Caracterização Atmosférica quando da ocorrência de eventos extremos de chuva na região Sul de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Climatologia*. 21: 20-37.

RICCOMINI C., RODRIGUES-FRANCISCO B.H. 1992. Idade potássio-argônio do derrame de ankaramito da Bacia de Itaborai, Rio de Janeiro, Brasil: implicacoes tectonicas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos Expandidos..., Sao Paulo, v. 2, p. 469-470.

RICCOMINI C., VELAZQUEZ V.F., GOMES C.B. 2004a. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: P.Comin-

Chiaramonti, C.B. Gomes (eds). Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. EDUSP-FAPESP, São Paulo, p. 1-26.

RICCOMINI, C. 1989. O Rift continental do sudeste do Brasil. Tese (Doutoramento em Geologia Sedimentar) apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo: 190p.

RICCOMINI, C., ASSUMPÇÃO, M., 1999. Quaternary tectonics in Brazil. Episodes 22 (3), 221–225. São Paulo: Beca, 2004. pp. 383-405.

RICCOMINI, C., SANT'ANNA, L.G., FERRARI, A.L. 2004b. Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B. B. (Ed.). Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida.

RIEBE, C. S.; KIRCHNER, J. W.; GRANGER, D. E.; FINKEL, R. C. Erosional equilibrium and disequilibrium in the Sierra Nevada, inferred from cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in alluvial sediment. *Geology*, v. 28, n. 9, p. 803-806, 2000.

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. 2000. Interannual and Interdecadal Variability of the South Atlantic Convergence Zone. *American Meteorology Society*, 128: 2947-2957.

RUELLAN, F. Comunicação sobre a excursão a Campo Belo e Itatiaia. *Boletim Geográfico*, v. 1, n. 7, p. 76-80, 1943.

SALVADOR, A. 2001a. *Review of the concept of and recommended terminology for unconformity-related units*. In: AAPG – Hedberg Conference, Sequence stratigraphic and allostratigraphic: principles and concepts. Dallas, Program and Abstract Volume, p. 46-47.

SALVADOR, A. 2001b. *The correlative conformities*. In: AAPG – Hedberg Conference, Sequence stratigraphic and allostratigraphic: principles and concepts. Dallas, Program and Abstracts Volume, p. 48-49.

SCHUMM, S.A., 1993. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *The Journal of Geology*, pp. 279–294.

SEIDL, M.A., WEISSEL, J.K., PRATSON, L.F., 1996. The kinematics and pattern of escarpment retreat across the rifted continental margin of SE Australia. *Basin Res.* 8:301–316. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.00266.x>.

SELUCHI, M. E.; E S. C. CHOU, E.S.C. 2009. Synoptic patterns associated with landslide events in the Serra do Mar, Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, 98, 67-77.

SEVERIANO RIBEIRO, H. J. P. 2001. *Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, RS: Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos, 428 p., 2001.

SILVA DIAS, P. L. 1995. *A Zona de Convergência do Atlântico Sul*. IV Curso de Interpretação de Imagens e Análise Meteorológica, UNIVAP.

SLOSS, L.L., 1962. Stratigraphic models in exploration. *AAPG Bulletin* 46, pp. 1050–1057.

SLOSS, L.L., KRUMBEIN, K.C., DAPPLES, E.C., 1949. Integrated facies analysis. In: *Sedimentary facies in geologic history: conference at meeting of the Geological Society of America. Memoir, 39*, pp. 91–124.

SLUIJS, A. BIJL, P.K., SCHOUTEN, S., ROEHL, U., REICHAERT, G.-J., AND BRINKHUIS, H., 2011: Southern Ocean warming, sea level and hydrological change during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Climate of the Past*, 7, 47–61.

SLUIJS, A., 14 others, & the Expedition 302 Scientists, 2006: Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Paleocene/Eocene thermal maximum. *Nature*, 441, 610-613.

SLUIJS, A., BRINKHUIS, H., SCHOUTEN, S., BOHATY, S.M., JOHN, C.M., ZACHOS, J.C., REICHAERT, G.-J., SINNINGHE DAMSTÉ, J.S., CROUCH, E.M., & DICKENS, G.R., 2007: Environmental precursors to rapid light carbon injection at the Palaeocene/Eocene boundary. *Nature*, 450, 1218-1221.

SLUIJS, A., ET AL., 2008b: Eustatic variations during the Paleocene-Eocene greenhouse world. *Paleoceanography*, 23, PA4216, doi:10.1029/2008PA001615.

SLUIJS, A., RÖHL, U., SCHOUTEN, S., BRUMSACK, H.-J., SANGIORGI, F., SINNINGHE DAMSTÉ, J.S., & BRINKHUIS, H., 2008a: Arctic Late Paleocene – Early Eocene paleoenvironments with special emphasis on the Paleocene – Eocene thermal maximum (Lomonosov Ridge, IODP Expedition 302). *Paleoceanography*, 23, PA1S11, doi:10.1029/2007PA001495.

SULLIVAN, C., BIERMAN, P.R., REUSSER, L., PAVICH, M., LARSEN, J., FINKEL, R.C., 2007. Cosmogenic erosion rates and landscape evolution of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachian Mountains. In: Geological Society of America (Ed.), *Geological Society of America Abstracts with Programs, Colorado Convention Center*, p. 512.

SUMMERFIELD, M.A., 1991. *Global Geomorphology*. JohnWiley and Sons, New York, p. 537.

TELLO SAENZ, C.A., HACKSPACHER, P. C., HADLER NETO, J. C., IUNES, P. J., GUEDES, S., PAULO, S. R., RIBEIRO, L. F. B. 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogene Tectonic Reactivation, through Apatite Fission-Track Analysis, in Precambrian areas of the Southeast Brazil: Association with the South Atlantic Ocean Opening. *Journal of South American Earth Science*, 15, pp. 137-142.

THOMAS, M.F., 1994. *Geomorphology in the Tropics- a study of weathering and denudation in low latitudes*. John Wiley & Sons, Chichester, 460pp. Tucker, G.E., Slingerland, R.L., 1994. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study. *Journal of Geophysical Research*, 99.

TWENHOFEL, W.H., 1939. *Principles of sedimentation*. 628 p.

VAIL, P.R., 1987. *Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure*. AAPG Memoir 26.

- VAIL, P.R.; TODD, R.G.; SANGREE, J.B. 1977b. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 5: Chronostratigraphy Significance of Seismic Reflections. In: Payton, C. E. (ed.). *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, p. 99-116.
- VAN DER WATEREN FM, DUNAI TJ. 2001. Late Neogene passive margin denudation history – cosmogenic isotope measurements from the central Namib desert. *Global and Planetary Change* 30: 271–307.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M.J., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUITIT, T.S., HARDENBOL, J., 1985. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: *Sea-Level Changes—An Integrated Approach*, SEPM Special Publication, 42.
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M., JR.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUITIT, T.S.; HARDENBOL, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: C.K.Wilgus, B.S.Hastings, C.G.S.C.Kendal, H.W. Posamentier, C.A.Ross, J.C.Van Wagoner (Eds.) *Sea – level change: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Memoir 42, p. 39-45.
- VANACKER, V., von BLANCKENBURG, F., HEWAEASAM, T., 2007. Constraining landscape development of the Sri Lankan Escarpment with cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters* 253, 402–414.
- VAREJÃO-SILVA, M. A. 2005. *Meteorologia e climatologia*. Versão Digital, Recife, 2005. p. 296-363.
- VON BLANCKENBURG, F., 2005. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth Planet. Sci. Lett.* 237, 462–479. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.030>.
- WALKER, R.G., JAMES, N.P., 1992. Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada. 409 p.
- WHEELER, H.E., 1958. Time-stratigraphy. *AAPG Bulletin*, 42, pp. 1047–1063.
- WHEELER, H.E., 1964. Baselevel, lithosphere surface, and time-stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 75, pp. 599–610.
- WHEELER, H.E., Murray, H.H., 1957. Base-level control patterns in cyclothem sedimentation. *AAPG Bulletin*, 41, pp. 1985–2011.
- WILLGOOSE, G., Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I., 1991. A coupled channel network growth and hillslope evolution model: 1. Theory. *Water Resources Research*, 27, pp. 1671–1684.
- ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E., BILLUPS, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, pp. 686–693.c
- ZACHOS, J.C., BOHATY, S.M., JOHN, C.M., MCCARREN, H., KELLY, D.C., & NIELSEN, T., 2007: The Paleocene-Eocene carbon isotope excursion: constraints from individual shell planktonic foraminifer records. *Phil. Trans. R. Soc. London, A*, 365, 1829-1842.

ZACHOS, J.C., DICKENS, G.R., & ZEEBE, R.E., 2008: An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon cycle dynamics. *Nature*, 451, 279-283. de Janeiro, v.13, n.2, p.269-200, maio/novembro, 2005.

ZACHOS, J.C., et al., 2005: Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Science*, 308, 1611-1615.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13(2): 269-300, maio/nov. 2005.

ZALAN, P.V., OLIVEIRA, J.A.B de. 2005. Origem e evolucao estrutural do sistema de rifte Cenozoicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências Petrobrás*, Rio

ZALÁN, P.V.; SEVERINO, M.C.G.; RIGOTI, C.A.; MAGNAVITA, L. P.; BACH, J. A. 2011. *An entirely new 3D-view of the crustal and mantle structure of a South Atlantic passive margin – Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil*. American Association of Petroleum Geology, Annual Convention and Exhibition, Houston, 12 p, 2011.

ZECCHIN, M., CATUNEANU, O., 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: units and bounding surfaces. *Marine and Petroleum Geology*, 39, pp. 1-25.

ZEEBE, R.E., ZACHOS, J.C., & DICKENS, G.R., 2009: Carbon dioxide forcing alone insufficient to explain Palaeocene-Eocene Thermal Maximum warming. *Nature Geoscience*, 2, 576-580.