

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA  
CAMPUS CAÇAPAVA DO SUL  
CURSO DE GEOLOGIA**

**ANÁLISE DA TAXA DE SUBSIDÊNCIA DA BACIA DE  
CAMPOS NAS PROXIMIDADES DO LINEAMENTO ALEGRE**

**VINÍCIUS LUIZ DA SILVA**

**Caçapava do Sul  
2015**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA  
CAMPUS CAÇAPAVA DO SUL  
CURSO DE GEOLOGIA**

**ANÁLISE DA TAXA DE SUBSIDÊNCIA DA BACIA DE  
CAMPOS NAS PROXIMIDADES DO LINEAMENTO ALEGRE**

**VINÍCIUS LUIZ DA SILVA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Felipe Guadagnin

**Caçapava do Sul  
2015**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA  
CAMPUS CAÇAPAVA DO SUL  
CURSO DE GEOLOGIA**

**VINÍCIUS LUIZ DA SILVA**

**ANÁLISE DA TAXA DE SUBSIDÊNCIA DA BACIA DE  
CAMPOS NAS PROXIMIDADES DO LINEAMENTO ALEGRE**

Projeto de Trabalho de Conclusão de Curso  
apresentado ao Curso de Geologia da  
Universidade Federal do Pampa, como  
requisito parcial para obtenção do Título de  
Bacharel em Geologia.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 4 de Dezembro de 2015.

Banca examinadora:

---

Prof. Dr. Felipe Guadagnin  
Orientador  
UNIPAMPA

---

Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory  
UNIPAMPA

---

Prof. Dr. Marcus Vinicius Aparecido Gomes de Lima  
UNIPAMPA

Dedico esse trabalho a todos os meus familiares, amigos e professores.

## **AGRADECIMENTO**

Agradeço ao Professor Felipe Guadagnin pela oportunidade de ter desenvolvido esse trabalho e aprender mais ao longo da jornada.

Agradeço aos meus familiares por toda a ajuda possível.

Agradeço aos amigos que conheci durante o período da faculdade, entre os que merecem destaque Samuel, Saulo, Thiago, Artur, Maiara, Guilherme, Everton, Cesar e tantos outros.

“Não deixe sua chama se apagar com a indiferença.  
Nos pântanos desesperançosos do ainda, do agora não.  
Não permita que o herói na sua alma padeça frustrado e solitário com a vida que ele merecia,  
mas nunca foi capaz de alcançar.  
Podemos alcançar o mundo que desejamos. Ele existe.  
É real.  
É possível.  
É seu.”

Ayn Rand

## RESUMO

Bacias sedimentares de margem continental passiva são caracterizadas por dois estágios de subsidência. Durante a fase rifte a subsidência é acentuada por processos de estiramento crustal (subsidência mecânica). Após essa fase, a taxa de subsidência é relativamente menor, caracterizada por subsidência termal. A análise da história de subsidência de bacias sedimentares de margem continental passiva permite reconstruir as taxas de subsidência ao longo do tempo, seja em um ponto (1D), ao longo de uma seção (2D) ou em um volume (3D), e construir curvas de acumulação dos sedimentos compactados e descompactados. A técnica de *backstripping* consiste em um balanço isostático que permite isolar a componente da carga sedimentar da componente subsidência total e obter a subsidência tectônica. A subsidência tectônica é influenciada por três variáveis em função do tempo que são: i) sedimentos depositados  $y(t)$ , ii) a profundidade da lâmina d'água  $W_d(t)$ , e iii) a variação global no nível do mar  $\Delta_{SL}(t)$ . trabalho foi realizada análise da história de subsidência da Bacia de Campos. Essa bacia está localizada na margem continental brasileira e possui aproximadamente 100 mil km<sup>2</sup> de área. É limitada ao sul pelo Alto de Cabo Frio, que a separa da Bacia de Santos, e ao norte pelo Alto de Vitória, que a separa da Bacia do Espírito Santo. A história de subsidência da bacia foi determinada por meio de dois poços cujos dados foram disponibilizados pela ANP. Os poços analisados foram: 1-BRSA-797-RJS e 3GP-002A-RJS, localizados próximos à cidade de Campos, no Rio de Janeiro. Os poços selecionados ocorrem a NE e SW de uma importante feição estrutural da região sudeste do Brasil, denominada de Lineamento Alegre. A partir da história de subsidência foi possível determinar quantitativamente e representar graficamente as curvas de acumulação dos pacotes sedimentares compactados através do tempo e, depois de realizadas as correções da história de subsidência, foram obtidas as curvas referentes às espessuras sedimentares descompactadas. A ferramenta *backstripping* possibilitou remover a componente da carga sedimentar e obter as curvas que correspondem à subsidência tectônica para a Bacia de Campos nas proximidades do Lineamento Alegre. As distintas curvas de subsidência definidas apresentaram variações na subsidência entre cerca de 30 Ma, evidenciando um processo de subsidência diferencial entre os dois poços utilizados, que refletem evoluções distintas entre o bloco SW e NE do Lineamento Alegre.

**PALAVRAS-CHAVE:** Bacia de Campos; Análise de Subsidência; História de Subsidência; *Backstripping*.

## ABSTRACT

Passive continental margin sedimentary basins are characterized by two subsidence stages. During the rift phase, subsidence is accelerated by crustal stretching processes (mechanic subsidence). After the rift phase, subsidence rates are relatively smaller, defined by thermal subsidence. Sedimentary basins Geohistory Analysis allows reconstruct subsidence rates through time in one point (1D), along a cross-section (2D) or in a volume (3D). This procedure results in accumulation curves for compacted and uncompact sediment sequences. Backstripping technique consists in an isostatic balance which allow the isolation of the sedimentary load from the total subsidence component and to obtain the tectonic subsidence. The tectonic subsidence is influenced by three variables in function of time: i) sediments deposited  $y(t)$ , ii) water column depth  $W_d(t)$ , and iii) global sea level variations  $\Delta_{SL}(t)$ . In this work, it was analyzed the subsidence history of Campos Basin. This basin is located at the Brazilian continental margin, and have an area of *circa* one hundred thousand Km<sup>2</sup>. It is limited to the south by the Cabo Frio High, which separates Campos from Santos Basins, and to the north by the Vitória High, separating Campos from Espírito Santo Basins. Basin subsidence history was defined in two wells, provided by ANP. The wells were labeled 1-BRSA-797-RJS e 3GP-002A-RJS and located near the city of Campos, Rio de Janeiro. The selected wells occur to the NE and SW directions of an important structural feature in the SE Brazil, named Alegre Lineament. Based on the subsidence history analysis it is possible to determine quantitatively and represent graphically the compacted sedimentary packages accumulation curves through time and latter, with the correction of the subsidence history, it is obtained the curves related to the uncompact sedimentary thickness. The Backstripping tool allow removing the sedimentary load component and to obtain the curves that correspond to the tectonic subsidence of Campos Basin at the vicinities of Alegre Lineament. Distinct subsidence curves are defined and present variations in the subsidence from 30 Ma, showing diferencial subsidence rates between the two wells. This reflects distinct evolution between the SW and NE blocks separated by the Alegre Lineament.

**KEYWORDS:** Campos Basin; Subsidence Analysis; *Backstripping*.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da Bacia de Campos e dos poços utilizados no presente trabalho. Em (a) é mostrada a localização da Figura 1B no contexto topográfico/batimétrico da América do Sul. Em (b) é mostrada a localização da Bacia de Campos, do Lineamento Alegre e dos poços utilizados no contexto da margem continental do Brasil. A imagem de fundo corresponde ao relevo sombreado da porção continental, e os intervalos de batimetria do fundo oceânico são indicados. Em (c) é mostrado detalhe da localização dos dois poços utilizados em relação ao Lineamento Alegre. ....	18
Figura 2 - Bloco diagrama representando a paleogeografia da sequência <i>sin</i> -rifte da Bacia de Campos. ....	20
Figura 3 - Perfis ao longo da direção W-E indicando o deslocamento para leste durante o processo de rifteamento, expondo as porções proximais das bacias da margem leste durante o Eoaptiano (A); durante o Neo-aptiano ocorreu sedimentação marinha, recobrando a discordâncias pré-Aptiana, em condições de quiescência tectônica (B). ....	21
Figura 4 - Bloco diagrama representando a paleogeografia da sequência carbonática. ....	22
Figura 5 - Bloco diagrama representando a paleogeografia da sequência clástica em condições de regressão marinha, com exemplos de diamictitos e arenitos do Oligoceno da Bacia de Campos. ....	23
Figura 6 - Simbologia utilizada para a carta cronoestratigráfica. ....	25
Figura 7 - Carta Cronoestratigráfica da Bacia de Campos. ....	26
Figura 8 - Ambientes de sedimentação, litoestratigrafia e sequências deposicionais da Bacia de Campos. ....	27
Figura 9 - Topografia do fundo marinho relacionada com a profundidade da coluna d'água. ....	33
Figura 10 - Relação exponencial da porosidade em função da profundidade. ....	35
Figura 11 – Balanço isostático ilustrando o <i>backstripping</i> para carga sedimentar. ....	37
Figura 12 – Backstripping 1-D. Em (a) representação da coluna observada no tempo presente, muito compactada a sequência estratigráfica é composta por 3 unidades compactadas. No tempo 1', a unidade 1 é descompactada e obtêm-se a espessura original e densidade (equações 3.3 e 3.8). No tempo 1, a profundidade do embasamento, sem a unidade 1, é restaurada isostaticamente ( <i>backstrip</i> ; equações 5.6 e 5.7), obtendo a subsidência tectônica TS no tempo 1. No tempo 2' a espessura inicial da unidade 2 e a unidade 1 é parcialmente compactada de acordo com essa nova profundidade. No tempo 2, a unidade 2 não compactada e a unidade 1 parcialmente compactada são <i>backstripped</i> e obtêm-se a subsidência tectônica TS para o	

tempo 2. Esse procedimento é repetido pra a camada 3. Em (b), o gráfico corresponde à subsidência tectônica plotada em um gráfico. ....	39
Figura 13 – Correções para as camadas. Inicia-se corrigindo a unidade mais antiga, calculando a porosidade com a profundidade (Phi), a porosidade inicial (Phi*), a espessura atual (S), a espessura original (S*), a densidade (Rho), e calcula-se a subsidência tectônica (Y). Tendo sido feitas essas correções, deve-se descompactar a unidade sobrejacente e realizar as devidas correções, compactando parcialmente a unidade abaixo. ....	40
Figura 14 – Legenda para os perfis compostos dos poços 1 - BRSA - 797 – RJS e 3-GP-002A-RJS (ANP). ....	42
Figura 15 - O intervalo entre 92 metros até 523 metros é representado pelo Mb. Grussaí predominam corpos de calcarenitos plataformais com corpos de arenitos. ....	42
Figura 16 - Intervalo correspondente ao Mb. São Tomé. ....	43
Figura 17 - Intervalo correspondente às rochas da Fm. Emborê - Mb. Grussaí. ....	43
Figura 18 - Intervalo correspondente ao Mb. São Tomé da Fm. Emborê. ....	44
Figura 19 - Intervalo correspondente ao Mb. Geribá da Fm. Ubatuba. ....	45
Figura 20 - Intervalo das rochas sedimentares do Mb. Siri. ....	45
Figura 21 - Intervalo registrado pelo Mb. Geribá. ....	45
Figura 22 - Porção correspondente as rochas do Mb. Siri. ....	46
Figura 23 - Intervalo correspondente para as rochas do Mb. São Tomé. ....	46
Figura 24 - Intervalo correspondente ao Mb. Tamoios da Fm. Ubatuba. ....	47
Figura 25 - Intervalo correspondente para a Fm. Outeiro. ....	48
Figura 26 - Intervalo registrado pela Fm. Quissamã do Grupo Macaé. ....	48
Figura 27 - Intervalo correspondente ao Mb. Grussaí. ....	49
Figura 28 - Intervalo correspondente ao Mb. Geribá. ....	49
Figura 29 - Registro correspondente as rochas sedimentares do Mb. São Tomé. ....	50
Figura 30 - Espessura corresponde ao Mb. Siri. ....	50
Figura 31 - Intervalo correspondente ao Mb. Geribá. ....	51
Figura 32 - Intervalo registrado pelas rochas do Mb. São Tomé. ....	51
Figura 33 - Intervalo constituído pelo Mb. Geribá da Fm. Ubatuba. ....	52
Figura 34 - Intervalo registrado pela Fm. Carapebus. ....	52
Figura 35 - Registro do Mb. Geribá da Fm. Ibatuba. ....	53
Figura 36 - Intervalo correspondente ao Mb. Tamoios. ....	53
Figura 37 - Intervalo correspondente para a Fm. Carapebus. ....	54
Figura 38 - Intervalo corresponde ao Mb. Tamoios. ....	54

Figura 39 - Intervalo representado pela Fm. Outeiro. ....	55
Figura 40 - Intervalo corresponde para a Fm. Quissamã.....	55
Figura 41 - Porosidade das rochas sedimentares do poço 3GP - 0002A – RJS. ....	56
Figura 42 - Porosidade das rochas sedimentares do poço 1 - BRSA - 797 - RJS. ....	56
Figura 43 - Curvas para o poço 3GP – 0002A – RJS. A subsidência tectônica (vermelho) foi obtida sem os valores de <b>Wdi</b> . A curva correspondente para a espessura sedimentar compactada (laranja). A curva da espessura sedimentar descompactada (azul). ....	59
Figura 44 – Curvas obtidas para o poço 1 – BRSA – 797 – RJS. A subsidência tectônica (vermelho) foi construída sem os valores para <b>Wdi</b> . Curva a espessura sedimentar compactada (laranja) a curva da espessura sedimentar descompactada é representada em azul. ....	59
Figura 45 - Curvas para o poço 3GP – 0002A – RJS. Para a subsidência tectônica (vermelho), foram atribuídos os valores para a paleobatimetria. ....	60
Figura 46 - Curvas obtidas para o poço 1 – BRSA – 797 – RJS. Para a subsidência tectônica (vermelho), foi inserido os valores da paleobatimetria. ....	60
Figura 47 – Curvas para o poço 3GP – 0002A – RJS, sem os valores para a paleobatimetria.	61
Figura 48 – Valores da paleobatimetria atribuídos para o poço 3GP – 002A – RJS. ....	62
Figura 49 - Curvas para o poço 1 – BRSA – 797 – RJS, sem os valores para a paleobatimetria. ....	63
Figura 50 - Curvas para o poço 1 – BRSA – 797 – RJS, com a paleobatimetria atribuída.....	63
Figura 51 – Trajetória do <i>hot spot</i> durante o Cenozoico, e suas manifestações intrusivas e vulcânicas no território brasileiro. Observar o Lineamento Cabo Frio – Poços de Caldas e o Lineamento Vitória – Trindade. ....	65
Figura 52 – Curva da subsidência tectônica obtida por Scarton (1993), esse autor identificou as oscilações na curva de subsidência tectônica entre o Eoceno e o Mioceno no poço CB – 1 na Bacia de Campos. Essa curva é comparada com o Modelo de Extensão Uniforme (Mckenzie, 1978). A curva em verde é referente ao poço 1 – BRSA – 797 – RJS e a curva em vermelho para o poço 3GP – 002A – RJS. ....	66

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Sequência do Grupo Lagoa Feia.....	28
Tabela 2: Sequências pertencentes ao Grupo Macaé.....	29
Tabela 3: Sequências correspondentes ao Grupo Campos.....	30
Tabela 4: Dados médios para porosidade, constante de decaimento da porosidade e densidade para cada litologia, baseando em Sclater & Christie (1980).....	34
Tabela 5: valores referentes para o poço 3GP - 0002A - RJS.....	56
Tabela 6: Valores obtidos para o poço 1 –BRSA – 797 – RJS.....	57
Tabela 7 - Valores obtidos para o poço 3GP - 0002A - RJS.....	58
Tabela 8 - Valores obtidos para o poço 1 – BRSA – 797 - RJS.....	59

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

$Y_i(t)$  - Subsidiência tectônica;

$W_{di}(t)$  – Profundidade da lamina d'água;

$\Delta_{SL}(t)$  – Variação global do nível;

$S$  – Espessura dos sedimentos compactados;

$S_i^*$  - Espessura dos sedimentos descompactados;

$\emptyset$  - Porosidade;

$\emptyset_o$  – Porosidade inicial;

$c$  – Constante de decaimento da porosidade em função da profundidade;

$g$  – Gravidade;

$y$  – Profundidade;

$\rho_c$  – Densidade média da crosta;

$\rho_m$  – Densidade média do manto;

$\rho_s$  – Densidade média do sedimento;

$\bar{\rho}_{si}$  – Densidade média da massa sedimentar;

$\rho_w$  - Densidade média da água;

$\beta$  – Fator de estiramento.

## SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	15
2 CONTEXTO GEOLÓGICO .....	17
2.1 Evolução Tectono-Sedimentar .....	17
2.2.1 Megasequência Contintal – Estágio Rife (Neocomiano).....	19
2.2.2 Megasequência Transicional .....	20
2.2.3 Megasequência Carbonática .....	22
2.2.4. Megasequência Clástica .....	23
2.3. Arcabouço Litoestratigráfico.....	24
3 ESTADO DA ARTE .....	30
3.1 Mecanismos Formadores de Bacias Sedimentares.....	30
3.2 Análise de Subsidência.....	32
3.3 Conceitos de Análise de Subsidência .....	34
3.4 Backstripping.....	36
4 Materiais e Métodos .....	39
5 Resultados Obtidos.....	41
6 Conclusão .....	64
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	68

## 1 INTRODUÇÃO

A Análises Geohistórica de bacias sedimentares tem o objetivo de representar graficamente o movimento vertical dos horizontes estratigráficos em uma bacia sedimentar, sendo os movimentos de subsidência e soerguimento discutidos de forma quantitativa (VAN HINTE, 1978). Para trabalhar com essa abordagem, são necessárias as informações da seção estratigráfica, que representa a espessura dos pacotes litoestratigráficos atual, as diferentes litologias, porosidade da rocha em função da profundidade, as idades dos horizontes e os indicadores de paleobatimetria (*e.g.* WATTS & RYAN, 1976; STECKLER & WATTS, 1978; WATTS, 1981; ANGEVINE *et al.*, 1990; XIE & HELLER, 2009; ALLEN & ALLEN, 2013).

Os processos de subsidência em bacias sedimentares podem ocorrer por adelgaçamento crustal, espessamento litosférico, carga sedimentar e vulcânica, carga tectônica, carga subcrustal, fluxo mantélico e densificação crustal (*e.g.*, BALLY & SNELSON, 1980). A subsidência pode ocorrer de forma diferencial na mesma bacia sedimentar, afetando a distribuição lateral dos depósitos e a variação dos depocentros da bacia, o que acarreta em mais de um *locus* deposicional na bacia sedimentar. As estruturas geológicas que controlam a evolução tectono-estrutural das bacias sedimentares controlam também a evolução sedimentar, de modo que possam existir vários sítios deposicionais em uma mesma bacia sedimentar, como no caso das bacias da margem continental brasileira (ASMUS & PORTO, 1972; DIAS, 2005; MILANI *et al.* 2007; MOHRIAK, 2012).

A Análise Geohistórica de bacias sedimentares compreende algumas etapas sistemáticas, que possibilitam estimar de forma quantitativa a porosidade inicial das rochas sedimentares, descompactação, taxa de sedimentação, taxa de subsidência, entre outros parâmetros. Abordada inicialmente por Watts & Ryan (1976); Steckler & Watts (1978) e Watts (1981), esse conjunto de processos compõe a ferramenta conhecida como *backstripping*, que constitui a aplicação de um balanço isostático a uma dada carga sedimentar.

A Bacia de Campos (Fig. 1), juntamente com as demais bacias da margem continental brasileira, evoluiu a partir da separação do Supercontinente Gondwana, sendo posteriormente preenchida por pacotes vulcanossedimentares ao longo do

Mesozoico e todo o Cenozoico (WINTER *et al.*, 2007). A Bacia de Campos foi fortemente influenciada por processos tectônicos, eustáticos e de variação na taxa de sedimentação. Asmus & Porto (1972) distinguiram quatro megasequências deposicionais na Bacia de Campos, sendo elas, da base para o topo da bacia: Continental, Transicional, Carbonática e Clástica, respectivamente. A Bacia de Campos é a maior produtora de óleo e gás do Brasil (DIAS *et al.*, 1990; WINTER *et al.*, 2007). Além disso, nessa região da litosfera da Placa Sul-Americana, diversos processos tectônicos estão registrados.

A aplicação da ferramenta *backstripping* para seções 1D para da Bacia de Campos permite reconstruir a curva de subsidência corrigida para a compactação e a curva em que se fora retirada a carga sedimentar obtendo-se, deste modo, a curva de subsidência tectônica total para esta bacia (CHANG *et al.*, 1992; ). No presente trabalho, a ferramenta *backstripping* foi aplicada para os poços 1-BRSA-797-RJS e 3-GP-002A-RJS, que registram a evolução tectono-sedimentar da Bacia de Campos a partir de sua fase Drifte. O presente estudo poderá contribuir com uma lacuna no conhecimento sobre os processos tectônicos regionais que levaram a arquitetura bacial encontrada na região da Bacia de Campos, a evolução dos depocentros e das tacas de deformação ao longo do tempo. Os resultados poderão contribuir com o avanço do conhecimento científico nessa importante região do Brasil.

O objetivo desse trabalho foi realizar um estudo sobre a história de subsidência a partir de dois poços, através da sistemática proposta por Van Hinte (1978). Os objetivos específicos são representar graficamente a espessura dos sedimentos compactados; realizar as correções para a porosidade, compactação, e as correções paleobatimétricas; representar quantitativamente a subsidência tectônica através da ferramenta *backstripping* para os poços 1-BRSA-797-RJS e 3-GP-002A-RJS nas proximidades do Lineamento Alegre na Bacia de Campos.

Para atingir os objetivos propostos, foram desenvolvidos os seguintes procedimentos:

- Interpretação dos perfis compostos disponibilizados pela ANP;
- Estimativa da idade de deposição dos pacotes sedimentares registrados no poço;
- Calcular a porosidade das rochas na profundidade atual;



- Descompactação dos pacotes sedimentares, obtendo a espessura inicial das unidades estratigráficas;
- Calcular a densidade média das unidades estratigráfica ponderadas pelas espessuras;
- Calcular a subsidência tectônica;
- Representar graficamente os sedimentos compactados, descompactados e as curvas de subsidência tectônica;
- Comparar as curvas obtidas entre os dois poços, e analisar os períodos de tempo em que houve soerguimento ou subsidência na região.

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO

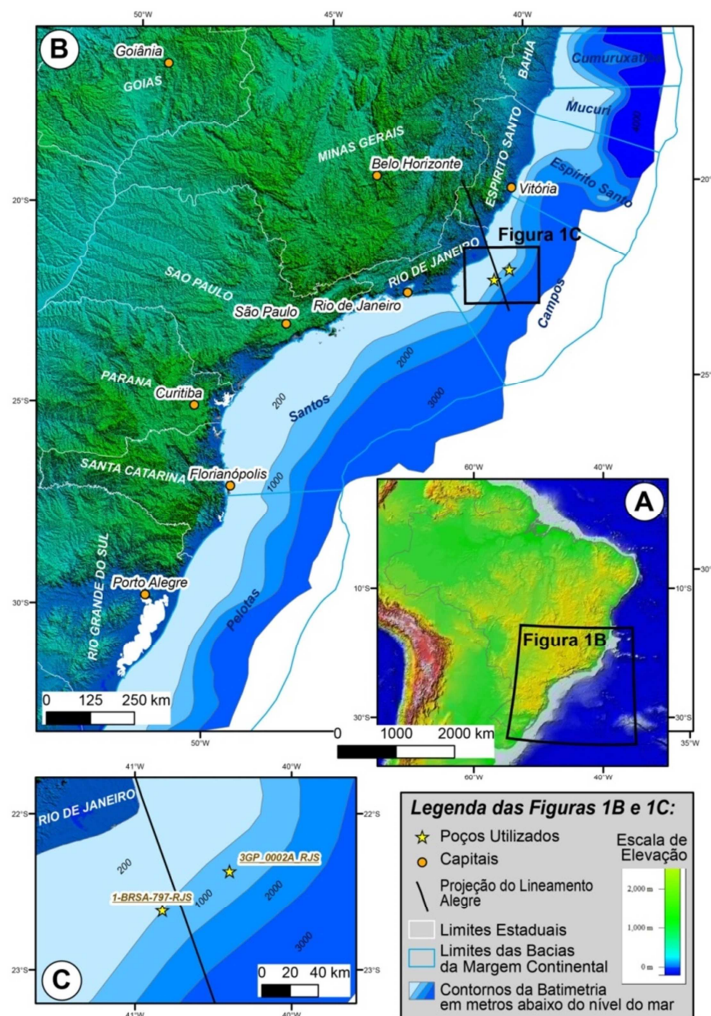
A Bacia de Campos está localizada na margem continental brasileira, sobrepõe as rochas Neoproterozoicas da faixa Ribeira, com área imersa em águas oceânicas em aproximadamente 100.000 Km<sup>2</sup> e desta área total, 500 Km<sup>2</sup> corresponde à porção emersa (MOHRIAK, 2003). Esta bacia ocupa a plataforma do estado do Rio de Janeiro e parte da plataforma do Espírito Santo. Seu limite sul é marcado pelo Alto de Cabo Frio, que a separa da Bacia de Santos, e o limite norte com a bacia do Espírito Santo é dado pelo Alto de Vitória. A Bacia de Campos é cronocorrelata com as demais bacias da margem continental brasileira, com fases de sedimentação ao longo do meso-cenozoico, que por sua vez registram os eventos deposicionais controlados pela taxa de subsidência, aporte sedimentar e variações eustáticas (ASMUS & PORTO, 1972). A área de estudo (Fig. 1) abrange parte do Lineamento Alegre, de direção NNW-SSE.

### 2.1 Evolução Tectono-Sedimentar

Asmus & Porto (1972) propõe que essas bacias resultaram de uma ampla depressão, denominada de Depressão Afro-Brasileira, condicionada por estiramento crustal e/ou falhamentos incipientes, provocados por deformações tensionais na crosta aquecida. Segundo esses autores, a distância relativa da dorsal condicionou diferentes taxas de subsidências, e criou arcos divisores das bacias. Entretanto, a Bacia de Campos possui características intrínsecas em termos de potencial petrolífero (DIAS *et al.*, 1990). As características que a diferencia das demais são: baixo grau de afinamento crustal;

reativação das fontes de sedimentos; intensa tectônica adiastrófica; e variações globais do nível do mar.

Figura 1 - Localização da Bacia de Campos e dos poços utilizados no presente trabalho. Em (a) é mostrada a localização da Figura 1B no contexto topográfico/batimétrico da América do Sul. Em (b) é mostrada a localização da Bacia de Campos, do Lineamento Alegre e dos poços utilizados no contexto da margem continental do Brasil. A imagem de fundo corresponde ao relevo sombreado da porção continental, e os intervalos de batimetria do fundo oceânico são indicados. Em (c) é mostrado detalhe da localização dos dois poços utilizados em relação ao Lineamento Alegre.



Fonte: Dados topográficos oriundos do SRTM (Shuttle Radas Topography Mission), obtidos no consórcio internacional para Análise Espacial (<http://srtm.csi.cgiar.org/>); Dados batimétricos oriundos da Carta Batimétrica Geral dos Oceanos (<http://gebco.net/>); Dados geográficos oriundos da Carta do Brasil ao Milionésimo (<http://www.cprm.gov.br/publique/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm?infoid=298&sid=26>); Localização dos poços oriunda do Banco de Dados de Exploração e Produção da Agência Nacional do Petróleo ([www.bdep.gov.br/](http://www.bdep.gov.br/)); e localização do Lineamento Alegre extraída de Calegari (2015).

Asmus & Porto (1972) definiram quatro megasequências deposicionais que influenciaram na sedimentação da bacia de campos:

- Megasequência Continental (estágio rifte);
- Megasequência Transicional (estágio golfo proto-oceano);
- Megasequência Carbonática Marinha (estágio oceânico);
- Megasequência Clástica Marinha (estágio oceânico).

### 2.2.1 Megasequência Contiental – Estágio Rifte (Neocomiano)

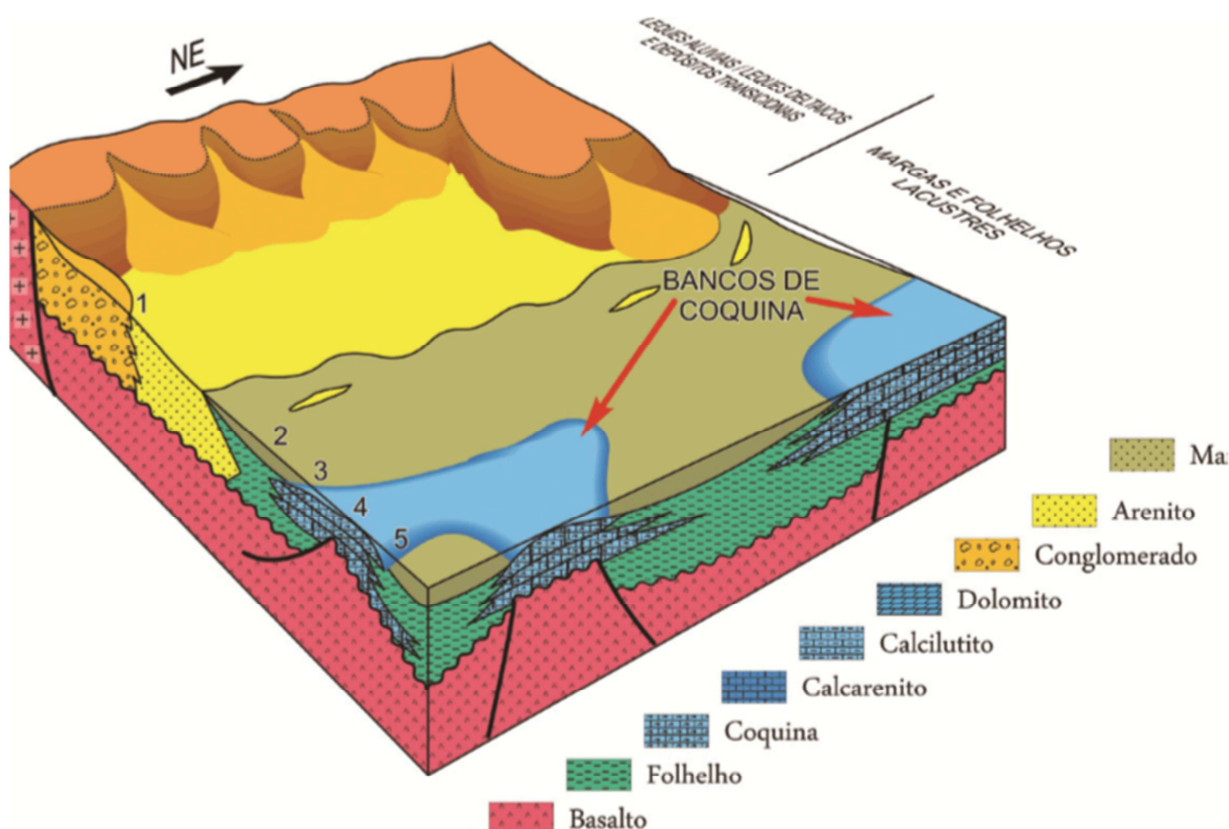
A evolução da Bacia de Campos iniciou-se com a desfragmentação do Supercontinente Gondwana, condicionada por tectônica extensional no Eocretáceo (Barremiano). Esse processo resultou em um sistema de riftes alongados na direção NE-SW, aproveitando as zonas de fraqueza de outros ciclos tectônicos, com o desenvolvimento de *horsts*, *grabens* e meios-*grabens*. As falhas sintéticas e antitéticas que limitam essas estruturas possuem rejeitos que variam na escala de dezenas de metros até em torno de 2.500 m. As falhas de direção NNW-SSE ou E-W são menos expressivas na bacia (DIAS *et al.*, 1990). Nesse arcabouço estrutural, a Falha-Charneira de Campos foi importante ao longo da evolução geológica da bacia, pois é esta a falha que separa a área dos pacotes estratigráficos depositados durante o Cretáceo da área do embasamento raso (DIAS *et al.*, 1990).

O Alto Regional de Badejo é o *horst* mais expressivo da fase rifte. Localiza-se a partir da porção meridional da bacia, mergulhando para o norte até a altura do Cabo de São Tomé (DIAS *et al.*, 1990). Nas proximidades do Alto Regional de Badejo, ocorrem os meios-*grabens* mais proeminentes originados na fase rifte que proporcionaram os principais depocentros, que por sua vez possibilitaram as instalações de ambientes de sedimentação lacustrinos da fase rifte (DIAS *et al.*, 1990). Cabe destaque aos baixos de Corvina-Parati, Albacora e Marlim (estes dois últimos posicionados na porção norte da bacia, em batimetria maior que 500 m; Dias *et al.*, 1990).

O início da fase rifte foi associado com intensa atividade magmática, com derrames de lavas basálticas no interior do continente. Na Bacia de Campos esse evento é registrado pela Formação Cabiúnas, que é cronocorrelata com outros eventos, como o evento Serra Geral na Bacia do Paraná (WINTER *et al.*, 2007).

Nas fases finais do estágio rifte ocorreu uma expressiva taxa de sedimentação siliciclástica em ambientes continentais, e deposição carbonática em ambientes lacustrinos (DIAS *et al.*, 1990). Este pacote estratigráfico é representado pelo Grupo Lagoa Feia (Fig. 2; Winter *et al.*, 2007).

Figura 2 - Bloco diagrama representando a paleogeografia da sequência *sin*-rifte da Bacia de Campos.



Fonte: extraído de Mohriak (2012); modificado de Guardado *et al.*, (1990).

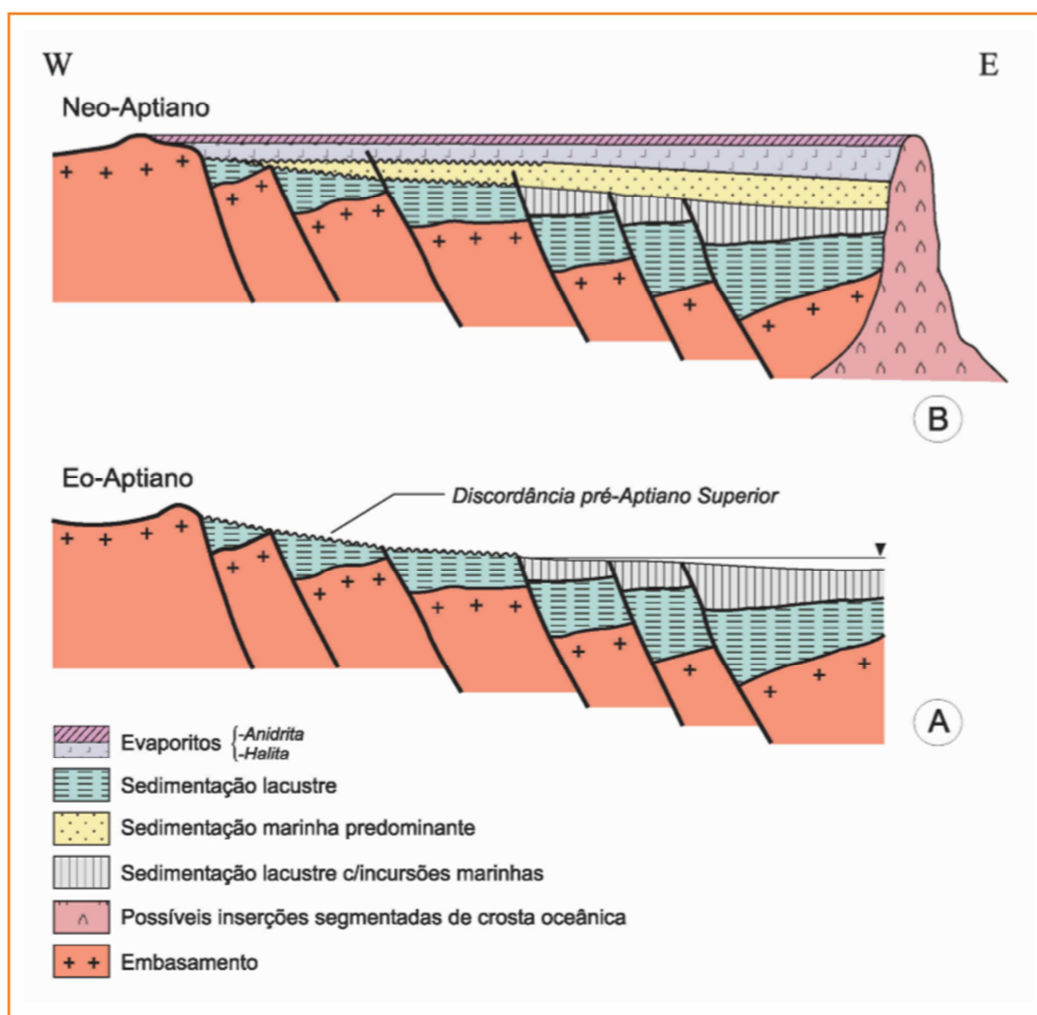
### 2.2.2 Megasequência Transicional

Asmus & Porto (1972) sugerem que a extensa deposição evaporítica regional tenha ultrapassado os altos regionais de cada bacia, depositando-se sobre a crosta oceânica recém-formada. Os paleoaltos topográficos provavelmente serviram para oferecer restrições a salmouras mais concentradas.

Na margem leste brasileira, o Andar Aptiano pode ser subdividido em dois pacotes distintos, sendo eles os subandares Aptiano Inferior e Aptiano Superior.

Segundo Dias (2005), durante o Eoaptiano constituiu-se uma sedimentação continental, e incursões marinhas esporádicas em um ambiente tectônico de rifte, enquanto no Neoaptiano a sedimentação é condicionada por processos marinhos num contexto de quiescência tectônica. Esse autor propõe que as bordas das bacias eram inativas, enquanto as porções mais distais, próximas ao eixo da dorsal, eram influenciadas por intensa tectônica. Houve erosão dos *grabens* próximos às bordas da bacia e posteriormente recobrimento dos mesmos, o que é representado pelo chamado Andar Alagoas (Fig. 3).

Figura 3 - Perfis ao longo da direção W-E indicando o deslocamento para leste durante o processo de rifteamento, expondo as porções proximais das bacias da margem leste durante o Eoaptiano (A); durante o Neo-aptiano ocorreu sedimentação marinha, recobrendo a discordâncias pré-Aptiana, em condições de quiescência tectônica (B).



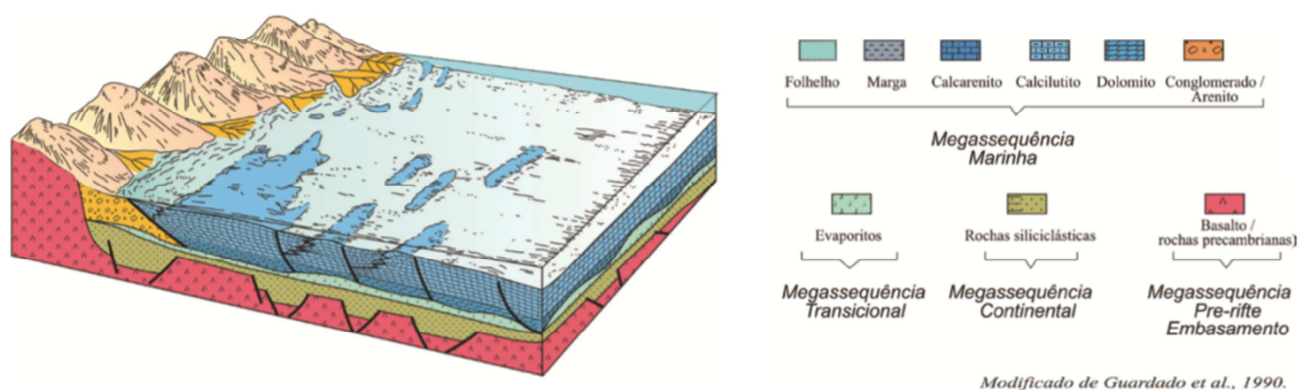
Fonte: extraído de Dias (2005).

O registro estratigráfico é um marco importante nas bacias da margem continental brasileira, definindo a transição das condições continentais para marinhas (DIAS *et al.*, 1990). Sendo identificada pela mudança de fácies sedimentares conglomeráticas e lamosas variando lateralmente para carbonatos nodulares e estromatólitos (DIAS *et al.*, 1990).

### 2.2.3 Megasequência Carbonática

Com o abatimento dos altos topográficos que limitavam as bacias da margem continental brasileira e o afastamento das margens da dorsal, as margens foram sujeitas a subsidência contínua (Dias, 2005). Houve uma redução do fluxo litosférico. Durante essa fase ocorreu um período de quiescência tectônica gradual, que se iniciou no Albiano, até o Cretáceo Superior entre o Turoniano-Coniaciano (ASMUS & PORTO, 1972). Isso condicionou a implantação do oceano Atlântico-Sul no Eoalbianno, e a instalação de uma ampla plataforma clástico-carbonática (Fig. 4; DIAS *et al.*, 1990).

Figura 4 - Bloco diagrama representando a paleogeografia da sequência carbonática.



Fonte: extraído de Mohriak (2012); modificado de Guardado *et al.*, (1990).

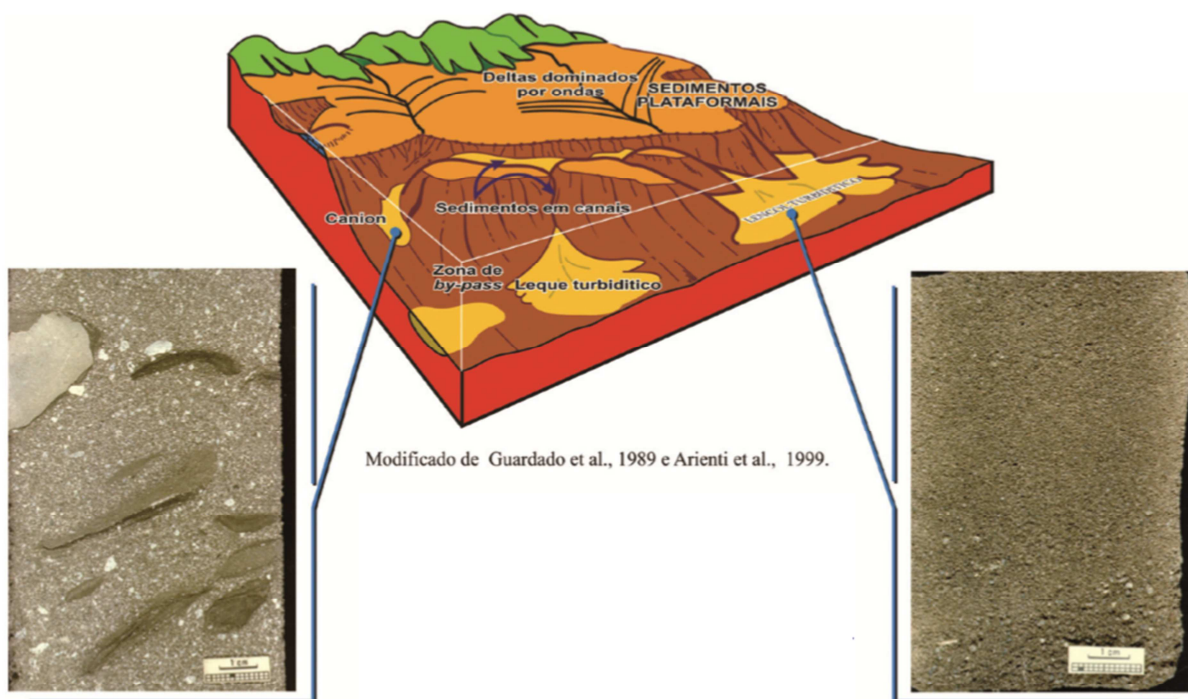
No limite entre o Eoalbianno/Mesoalbianno, desenvolveu-se a tectônica adiastrófica relacionada com a tectônica salina, gerada pela carga sedimentar e basculamento da bacia (DIAS *et al.*, 1990).

### 2.2.4. Megasequência Clástica

A Megasequência Clástica ocorre desde o Neolábano até o presente. É caracterizada por variações globais do nível do mar, compreendendo ciclos transgressivos e regressivos (Fig. 5; WINTER *et al.*, 2007). Essa sequência é marcada por intensa tectônica, que segundo Zalán & Oliveira (2005) influenciada pela passagem da Plataforma Sul sobre uma pluma mantélica. Isso condicionou a evolução do Sistema de Riftes do Sudeste Brasileiro. Na Bacia de Campos, essa deformação é identificada pelo *graben* da Barra de São João, que possui uma configuração assimétrica, com dimensões de 20 Km x 40 Km, com o eixo maior orientado na direção NE (MOHRIAK & BARROS, 1990).

A Bacia de Campos registra atividades ígneas durante o Cretáceo e Terciário. Segundo Winter *et al.*, (2007), esses eventos magmáticos são denominados: Cretáceo-Paleógeno de 65,5 Ma; Paleoceno de 62 Ma; Abrolhos de  $53 \pm 2$  Ma; e Eoceno Médio de 43 Ma.

Figura 5 - Bloco diagrama representando a paleogeografia da sequência clástica em condições de regressão marinha, com exemplos de diamictitos e arenitos do Oligoceno da Bacia de Campos.



Fonte: extraído de Mohriak (2012); modificado de Guardado *et al.*, (1989).

### 2.3. Arcabouço Litoestratigráfico

A hierarquia estratigráfica adotada nesse trabalho segue as definições de Rangel *et al.*, (1994) e Winter *et al.* (2007). Na Figura 6 são apresentados os símbolos utilizados para a classificação litoestratigráfica. Na Figura 7 é representada a carta cronoestratigráfica da Bacia de Campos e as sequências são apresentadas na Figura 8.

A litoestratigrafia da Bacia de Campos se inicia com a Formação Cabiúnas, que foi proposta inicialmente por Rangel *et al.* (1994), pode ser constituída por derrames basálticos eocretáceos. Caracterizada por basaltos amigdaloidais, que por sua vez se interdigitam com pacotes de conglomerados polimíticos (MIZUSAKI *et al.*, 1988). Datações utilizando o método K-Ar indicaram idades entre  $122 \pm 5$  e  $134 \pm 4$  Ma (MIZUSAKI *et al.*, 1989). A Fm. Cabiúnas corresponde a sequência K20-K34. É cronocorrelata com a Fm. Camboriú da Bacia de Santos à Fm. Imbituba da Bacia de Pelotas (RANGEL *et al.*, 1994) e Formação Serra Geral da Bacia do Paraná (WINTER *et al.*, 2007).



Figura 6 - Simbologia utilizada para a carta cronoestratigráfica.

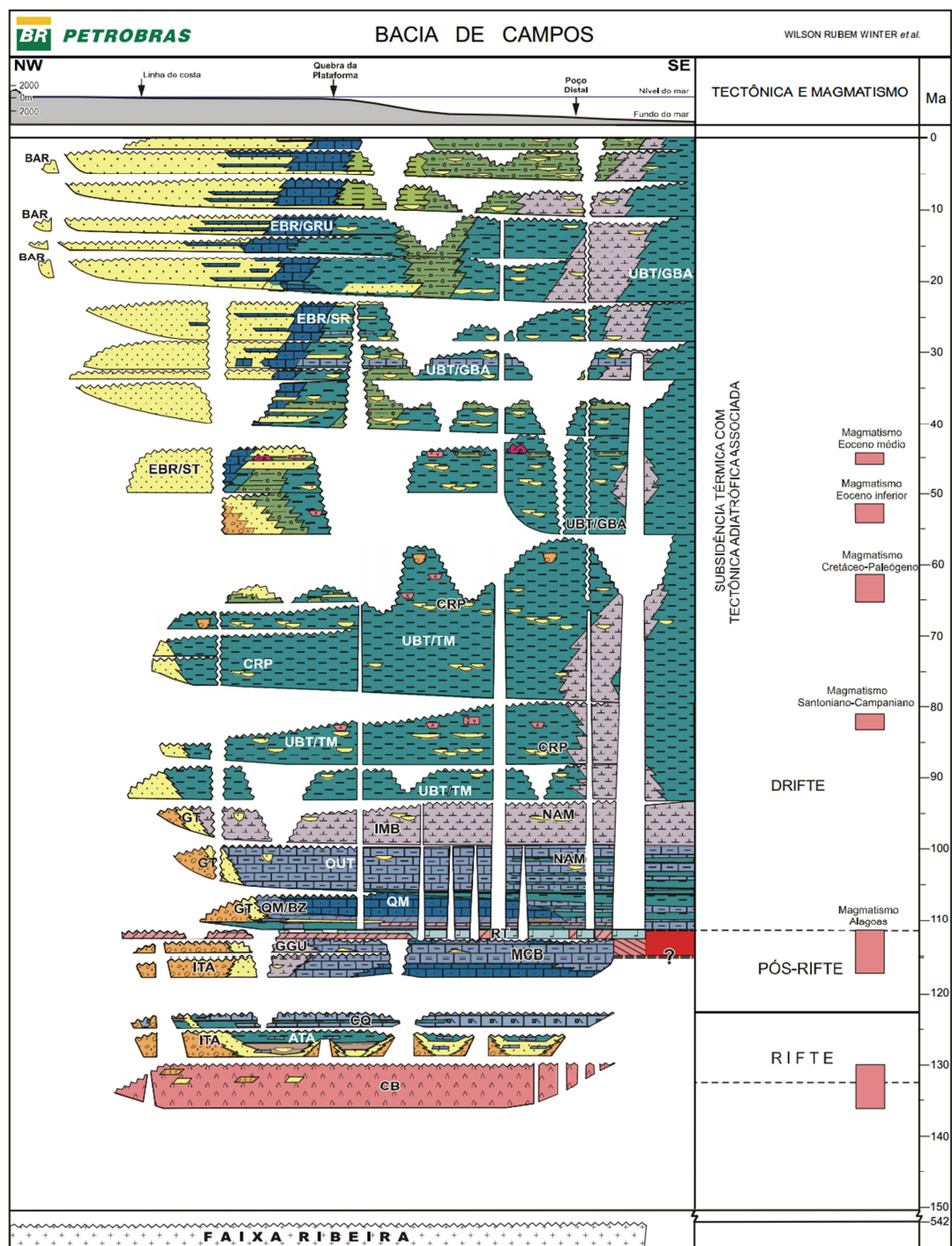


Fonte: extraído de Milani *et al.* (2007).

Sobreposta a Fm. Cabiúnas ocorre o Grupo Lagoa Feia, definido por Schaller (1973) como Formação Lagoa Feia. Assenta-se discordantemente sobre as rochas vulcânicas da Formação Cabiúnas, enquanto sua porção superior é geralmente concordante (RANGEL *et al.*, 1994). Esse grupo abrange diversas litologias, conglomerados, arenitos, folhelhos e siltitos. Segundo Winter *et al.* (2007), o Grupo Lagoa Feia por sua vez dividem-se na formações: Atafona; Itabapoana; Coqueiros, composto por coquinhas e palecípodas; Macabu; Gargaú; Retiro é composto por

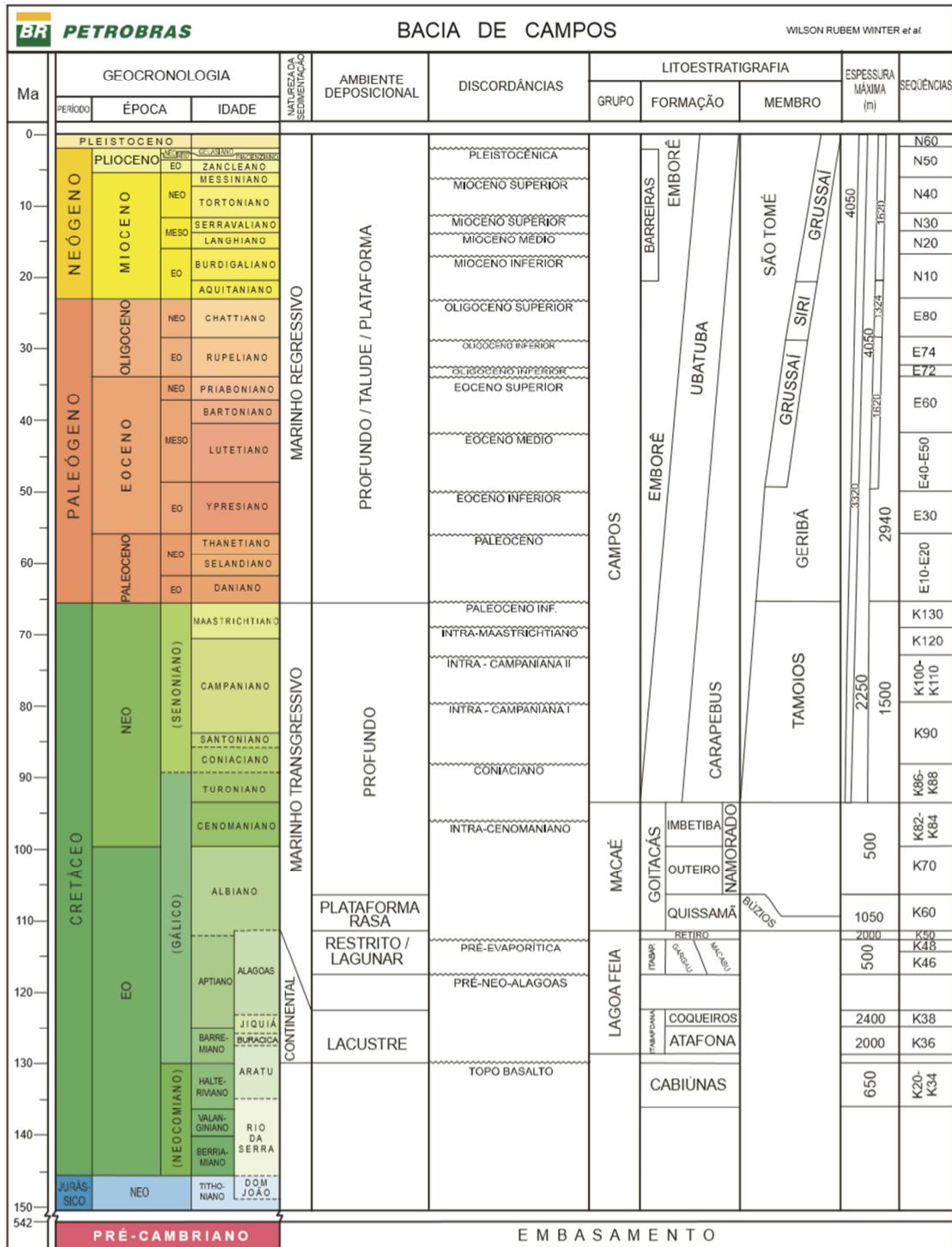
evaporitos, com ocorrência de halita e anidrita. Datações em ostracodes indicam idades barremiana e aptiana. Interpretações paleoambientais indicam a presença de leques aluviais, nas bordas da bacia, sistemas fluviais, lacustres e planícies de *sabka* (Rangel *et al.*, 1987). As formações que compõem o Grupo Lagoa Feia, segundo Winter *et al.*, (2007), são classificadas nas sequências mesozóicas (Tab. 1).

Figura 7 - Carta Cronoestratigráfica da Bacia de Campos.



Fonte: Extraído de Winter *et al.* (2007).

Figura 8 - Ambientes de sedimentação, litoestratigrafia e seqüências deposicionais da Bacia de Campos.



Fonte: Extraído de Winter *et al.* (2007).

O Grupo Lagoa Feia é correlacionado com as formações Guaratiba e Ariri da Bacia de Santos, ao Grupo Nativo da Bacia do Espírito Santos, formações Rio de

Contas e Taupus-Mirim das bacias de Camamu e Almada, entre outras (RANGEL *et al.*, 1994).

Tabela 1 - Sequência do Grupo Lagoa Feia.

Grupo Lagoa Feia	
Fm. Itabapoana	K36, K38, K46, K48
Fm. Atafona	K36
Fm. Coqueiro	K38
Fm. Gargaú	K48, K46
Fm. Macabu	K46, K48
Fm. Retiro	K50

Fonte: Winter *et al.* (2007).

Sobreposta ao Grupo Lagoa Feia ocorre o Grupo Macaé, designado por Schaller (1973) como Fm. Macaé, sobrepõem os evaporitos do Grupo Lagoa Feia e é recoberto em discordância pela Fm. Ubatuba. É composta por calcirruditos, calcarenitos e calcilutitos. Segundo Winter *et al.* (2007) o Grupo Macaé é dividido nas formações: Fm. Quissamã, constituída por leitos de calcarenitos e calcirruditos oolíticos, informalmente chamado de “Macaé inferior” e “Macaé Água Rasa”; Fm. Outeiro, formado por calcilutitos, margas, folhelhos e camadas isoladas de turbiditos, conhecidos informalmente como “Arenito Namorado”. Os pelitos são chamados informalmente de “Macaé Superior” ou “Seção Bota”; Fm. Goitacás, composta por conglomerados, arenitos, calcilutitos e margas é conhecida como “Macaé Proximal”; e Fm. Imbetiba. A Fm. Goitacás ocorre nas proximidades da costa junto à linha de charneira a oeste e se interdigitam com os demais membros da formação. Datações bioestratigráficas em palinóforos, foraminíferos plantônicos e nanofósseis indicam idade albiana e cenomaniana para o Grupo Macaé. Estas rochas foram depositadas em ambientes aluviais, plataforma carbonática (SPADINI *et al.*, 1988), e depósitos marinhos. Marcam os primeiros depósitos das incursões do Oceano Atlântico-Sul na Bacia de Campos (RANGEL *et al.*, 1994).

As formações correspondentes do Grupo Macaé são correspondentes às sequências mesozoicas (Tab. 2) segundo Winter *et al.* (2007).

Tabela 2 - Sequências pertencentes ao Grupo Macaé.

Grupo Macaé	
Fm. Goitacás	K60, K70, K82-K84
Fm. Quissamã	K60
Fm. Namorado	K70, K82-K84
Fm. Imbetiba	K82-K84

Fonte: Winter *et al.* (2007).

Sobreposta ao Grupo Macaé ocorre as rochas sedimentares do Grupo Campos. Anteriormente proposta por Schaller (1973) como Fm. Campos. O Grupo Campos compreende as formações Ubatuba, Carapebus e Emborê.

O Grupo Campos definido por Winter *et al.* (2007), é dividido em:

1) Fm. Ubatuba, inicialmente definida como Membro Ubatuba (Shaller, 1973), sobrepõe discordantemente os carbonatos do Grupo Macaé e lateralmente interdigitada com as rochas carbonáticas e rochas siliciclásticas da Fm. Emborê. A Fm. Ubatuba é composta por pelitos, folhelhos, margas, calcilutito e diamictitos. Interpostos a estes sedimentos, ocorrem arenitos turbidíticos, referidos como Fm. Carapebus (RANGEL *et al.*, 1994). A porção inferior da Fm. Ubatuba, informalmente chamada de “Ubatuba Cretáceo”, foi individualizada no Membro Tamoios (RANGEL *et al.* 1994). Datações bioestratigráficas em foraminíferos planctônicos, nanofósseis calcários e palinomorfos apontam idades Turoniana a Maastrichtiana ao Membro Tamoios. Os pelitos da Fm. Ubatuba são depositados a partir do Cenozócio até o Holoceno, depositados em ambiente marinho, batial e abissal. Os correlatos da Fm. Ubatuba ocorrem em todas as bacias da margem continental brasileira: Imbé da Bacia de Pelotas, Marambaia da Bacia de Santos, Urucutuca da Bacia do Espírito Santo e outras.

2) A Fm. Carapebus, proposta por Winter *et al.* (2007), é constituída por conglomerados e arenitos, intercalados com os pelitos da Fm. Ubatuba. Resultam de atuação de corrente de turbidez depositados no talude da bacia, do Turoniano ao Holoceno. Diversas porções da Fm. Carapebus recebem denominações informais, em função da idade (Carapebus Eoceno, Carapebus Mioceno) ou da ocorrência de hidrocarbonetos em reservatórios (Arenito Marlim, Arenito Albacora).

3) A Fm. Emborê, proposta por Schaller (1973), é constituída por arenitos e carbonatos impuros, sobrepostos e lateralmente interdigitados com os pelitos da Fm. Ubatuba. O Membro São Tomé designa as rochas siliciclásticas de textura grossa que ocorrem na borda oeste da bacia; o membro Siri é composto por calcarenitos bioclásticos; o Membro Grussaí é composto calcarenitos bioclásticos e detríticos. A interpretação paleoambiental para as rochas da Fm. Emborê é interpretada como ambiente deltaico e plataforma carbonática, do Maastrichtiano ao Holoceno. A Fm. Emborê é correlacionada à Fm. Cidreiras da Bacia de Pelotas, Iguape e Sepetiva da Bacia de Santos, Rio Doce da Bacia do Espírito Santo e outras.

As formações que compõem o Grupo Campos são classificadas segundo Winter *et al.* (2007) nas sequências meso-cenozóicas (Tab. 3).

Tabela 3 - Sequências correspondentes ao Grupo Campos.

Grupo Campos	
Fm. Ubatuba – Mb. Tamois	K86-K88, K110-K110, K120, K130
Fm. Carapebus	K86-K88, K110-K110, K120, K130, E10-E20, E40-E50, E74, E80, N10, N20, N30, N40, N50
Fm. Emborê – Mb. São Tomé	K86-K88, K110-K110, K130, E10-E20, E30, E40-E50, E60, E74, E80, N10, N20, N30, N40, N50
Fm. Mb. Siri	E80, N10
Fm. Emborê – Mb. Grussaí	E40-E50, E60, E72, E74, N20, N30, N40, N50
Fm. Emborê – Mb. Geribá	E10-E20, E40-E50, E72-E74, E80, N10, N20, N30, N40, N50, N60
Fm. Barreiras	N20, N30

Fonte: Winter *et al.* (2007).

### 3 ESTADO DA ARTE

#### 3.1 Mecanismos Formadores de Bacias Sedimentares

As classificações de bacias sedimentares são dadas com base na localização em relação ao seu substrato litosférico, a proximidade da bacia à margem da placa e o limite

de placa nas proximidades da bacia (divergente, convergente, transformante) (DICKINSON, 1974). A evolução de uma bacia sedimentar é explicada por mudanças de interação e o sentido do movimento da placa.

As classificações propostas por Bally (1975) e Bally & Snelson (1980) levam em consideração a sua posição em relação ao orógeno, incluindo os produtos envolvidos na orogênese e atividade magmática associada com tectônica compressiva. A zona limite de um orógeno é frequentemente relacionada com subducção, se tratando de crostas oceânicas (Benioff ou subducção do tipo-B) ou colisão de uma crosta oceânica com uma crosta continental (Amferer ou subducção do tipo-A) e pode também ser através de localizações tectonicamente importantes ao longo de falhas transformantes. Dickinson (1974), Ingersoll (1988) e Ingersoll & Busby (1995) distinguiram 26 tipos diferentes de bacias sedimentares, dividindo-as em cinco sistemas, sendo eles: divergente; intraplaca; convergente; transformante; e híbrido.

Ingersoll & Busby (1995) e Ingersoll (2011) definiram sete mecanismos de subsidência segundo esses autores, esses mecanismos operam em diferentes graus e em variados tipos de bacias, sendo eles:

1. Adelgaçamento crustal, causado principalmente por estiramento litosférico ou erosão superficial;
2. Espessamento litosférico, sendo este causado por resfriamento seguido por estiramento litosférico ou acreção de fluidos derivados da astenosfera;
3. Carga sedimentar e vulcânica, causada por reajuste isostático;
4. Carga tectônica (supracrustal), causada por reajuste isostático;
5. Carga subcrustal, resultado de cargas subcrustais densas, tal como magmatismo ou obducção de partes do manto;
6. Fluxo mantélico, devido principalmente por subducção de placas litosféricas frias;
7. Densificação crustal, originada por variações nas condições de temperatura e pressão, ou resultado de intrusões de fluidos de alta densidade.

Considerando-se os processos fundamentalmente litosféricos, os mecanismos de subsidência e soerguimento regional são classificados como (isostática, flexural e dinâmica) Allen & Allen (2013).

Em uma bacia sedimentar pode ocorrer a influência de alguns ou todos os mecanismos, com alguns tendo uma importância maior do que os outros. Um dado mecanismo opera em mais do que em um tipo de bacia.

As bacias sedimentares que evoluem a partir do estiramento litosférico são as do tipo *rift e drift* (ALLEN & ALLEN, 2013). O estiramento litosférico condiciona processos de subsidência isostática, têm-se o desenvolvimento de falhas extensionais, que por sua vez propiciaram subsidência mecânica. O contínuo processo de extensão possibilita a criação de assoalho oceânico e o desenvolvimento de bacias proto-oceano. Após um intenso processo tectônico durante a fase rife ocorre uma fase de quiescência tectônica (WATTS & RYAN, 1976). Com o fim do estiramento litosférico e resfriamento do assoalho oceânico, ocorrem subsidência térmica, e essas bacias são denominadas de margem passiva ou bacias *drift* (ALLEN & ALLEN, 2013).

Dois modelos evolutivos são propostos para a evolução de bacias rife, sendo eles o rifteamento ativo (a partir da influência de plumas mantélicas, Allen & Allen, 2013) e rifteamento passivo (*stress* deviatório trativo horizontal). Os modelos que propõe a evolução de riftes é o modelo de cisalhamento puro e cisalhamento simples (Mckenzie, 1978).

### **3.2 Análise de Subsidência**

O objetivo da análise de subsidência é representar graficamente o movimento vertical de um horizonte estratigráfico em uma bacia sedimentar, indicando a história de soerguimento e subsidência (VAN HINTE, 1978). Os dados estratigráficos que são necessários para uma análise geohistórica ou de subsidência dizem respeito à espessura atual das unidades estratigráficas tipos de litologias, idades dos horizontes e estimativa da paleobatimetria (STECKLER & WATTS, 1978; ANGEVINE *et al.*, 1990; XIE & HELLER, 2009; ALLEN & ALLEN, 2013).

Conforme a metodologia aplicada e as escalas adotadas no trabalho, diversos erros são agregados, o que resulta em incertezas no trabalho final (ANGEVINE *et al.*, 1990).

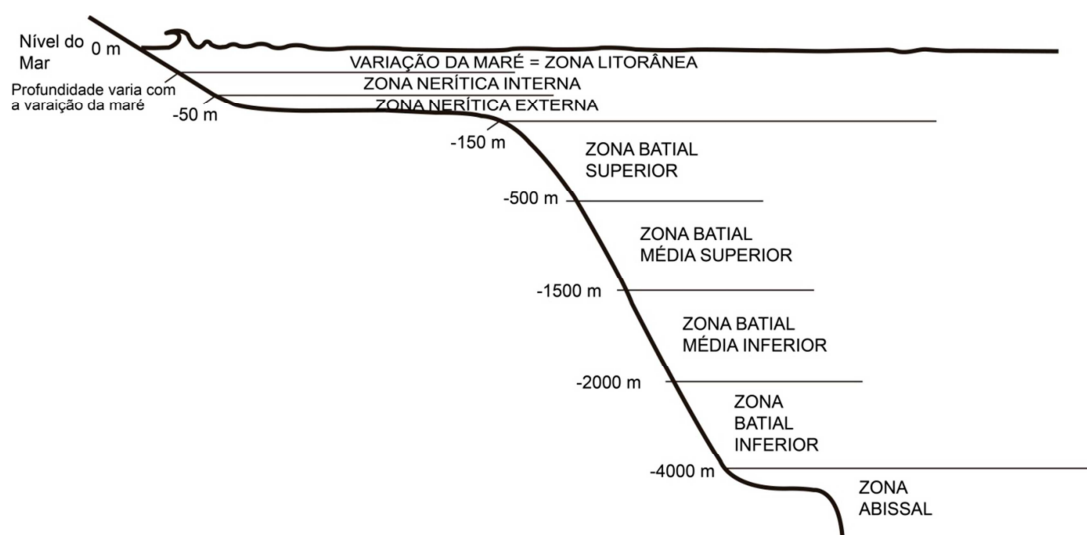
As incertezas agregadas para a escala de tempo devem-se a técnica de datação adotada no trabalho, como por exemplo: datações obtidas através de métodos radiogênicos comparado com datações baseadas em dados bioestratigráficos. Conforme



os erros associados, as taxas de subsidência podem variar entre escalas de tempo (Angevine *et al.*, 1990).

O ajuste para a escala paleobatimétrica é ainda mais complicado quando comparada com a escala de tempo. Entretanto, utilizando-se de dados bioestratigráficos, o erro é pequeno, pois espécies indicam a relativa profundidade da coluna d'água (VAN HINTE, 1978; ANGEVINE *et al.*, 1990). O problema pode ser resolvido caso as sequências tenham sido depositadas em ambiente plataformar em águas rasas. Em águas profundas, a incerteza é generalizada (Fig. 9). Xie & Heller (2009) adotam uma relativa paleobatimetria em determinados ambientes esses autores adotam como 50 metros acima do nível do mar para ambientes não marinhos, 50 metros para plataforma interna, 150 metros para plataforma externa e 350 metros para marinho profundo.

Figura 9 - Topografia do fundo marinho relacionada com a profundidade da coluna d'água.



Fonte: Modificado de Angevine *et al.* (1990).

As correções para a compactação de unidades sedimentares são baseadas empiricamente nas relações de porosidade e profundidade a partir de vários tipos de sedimentos (Tab. 4; SCLATER & CHRISTIE, 1980; ANGEVINE *et al.*, 1990) como as litologias variam ao longo de uma mesma bacia sedimentar, Steckler & Watts (1978) adotam os valores. Os problemas que surgem é na coleta dos dados, os efeitos de sobrecarga nos horizontes, cimentação, e diagênese, refletem sensivelmente no cálculo da história de subsidência.

Tabela 4 - Dados médios para porosidade, ( $c$ ) constante de decaimento da porosidade e densidade para cada litologia.

Litologia	Porosidade na superfície	$c$	Densidade
Folhelho	0.63	0.51	2720
Arenito	0.49	0.27	2650
Calcário	0.70	0.71	2710
Arenito/Folhelho	0.256	0.39	2680

Fonte: Sclater & Christie (1980).

Mudanças no nível do mar refletem erros no cálculo da história de subsidência da bacia, porque o nível do mar é o datum a partir do qual a subsidência é determinada (ANGEVINE *et al.*, 1990). Se o nível do mar sobe, isso pode ser interpretado como subsidência na bacia e vice-versa.

### 3.3 Conceitos de Análise de Subsidência

O conceito de análise de subsidência é bem apresentado por Van Hinte (1978), e é baseado em três passos para a construção de curvas de subsidência.

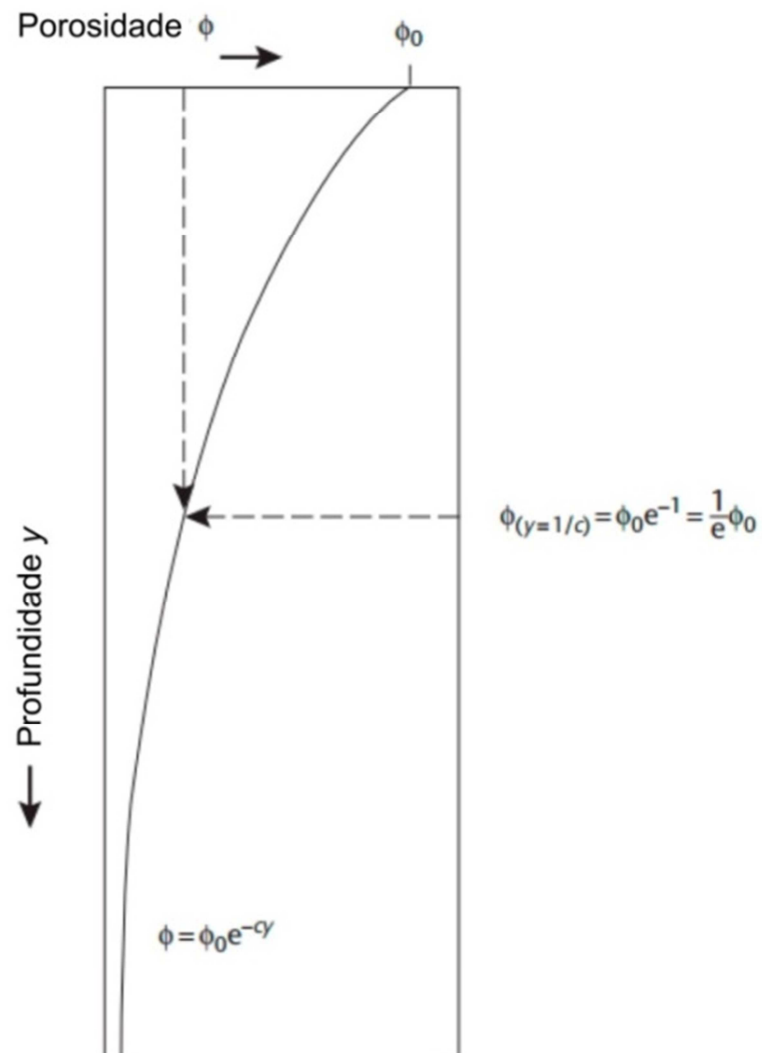
Deve-se primeiramente plotar a acumulação sedimentar através do tempo, utilizando a atual espessura das unidades estratigráficas. O segundo passo consiste nas correções de compactação admite-se que as unidades foram compactadas devido ao peso da sobrecarga, removendo os efeitos da compactação e representando graficamente essa correção. O terceiro passo diz respeito à curva final de subsidência, que incorpora mudanças na paleobatimetria. Tendo sido feitas as correções paleobatimétricas, a curva de subsidência torna-se linearmente (VAN HINTE, 1978; ANGEVINE *et al.*, 1990; XIE & HELLER, 2009).

Correção na compactação remove os efeitos que a sobrecarga exerce sobre as unidades estratigráficas, para esse processo utiliza-se o método de Van Hinte (1978). Esse método admite que o volume dos grãos são constantes durante a deposição, mas o volume dos poros decresce com a deposição (Fig. 10). A taxa de decréscimo da porosidade durante a deposição para diferentes litologias pode ser determinada empiricamente (Bond *et al.*, 1983). Utiliza-se uma relação exponencial para a mudança da porosidade (eq 3.1):

$$\phi = \phi_0 e^{-cy} \quad (3.1)$$

Onde  $\phi$  é a porosidade da rocha,  $\phi_0$  é a porosidade inicial para cada litologia (Tab. 4),  $c$  é a constante de decaimento da porosidade (Tab. 4) e  $y$  é a profundidade da rocha.

Figura 10 - Relação exponencial da porosidade em função da profundidade.



Fonte: Modificado de Allen & Allen (2013).

A espessura original da unidade estratigráfica é relacionada com a espessura atual da seguinte forma:

$$(1 - \phi)S = (1 - \phi_0)S^* \quad (3.2)$$

$$S^* = \frac{S(1 - \emptyset)}{(1 - \emptyset_o)} \quad (3.3)$$

Onde  $S$  é a espessura atual da unidade estratigráfica e  $S^*$  é a espessura descompactada.

Utilizando essas equações, a espessura da unidade pode ser sucessivamente restaurada. Adota-se a média da espessura de cada unidade, que representa a porosidade média para cada pacote estratigráfico (VAN HINTE, 1978; ANGEVINE *et al.*, 1990).

Após os processos de compactação, constrói-se uma curva de acumulação sedimentar e os efeitos da compactação são removidos (ANGEVINE *et al.*, 1990).

### 3.4 Backstripping

A ferramenta *backstripping* foi proposta nos anos 70 e é muito utilizada até os dias atuais (e.g., XIE & HELLER, 2009). Sleep (1971) desenvolve os conceitos iniciais, posteriormente esses conceitos foram aprimorados por Watts & Ryan (1976) para estudar os pacotes sedimentares que ocorrem na costa leste dos Estados Unidos, no Golfo de Lion. Steckler & Watts (1978) utilizaram a ferramenta de *backstripping* na margem continental de Nova Iorque, EUA. Nesse trabalho, os autores correlacionaram dados bioestratigráficos do poço COST B-2, o que possibilitou a determinação que a carga sedimentar influenciou na subsidência total, permitindo isolar a subsidência tectônica.

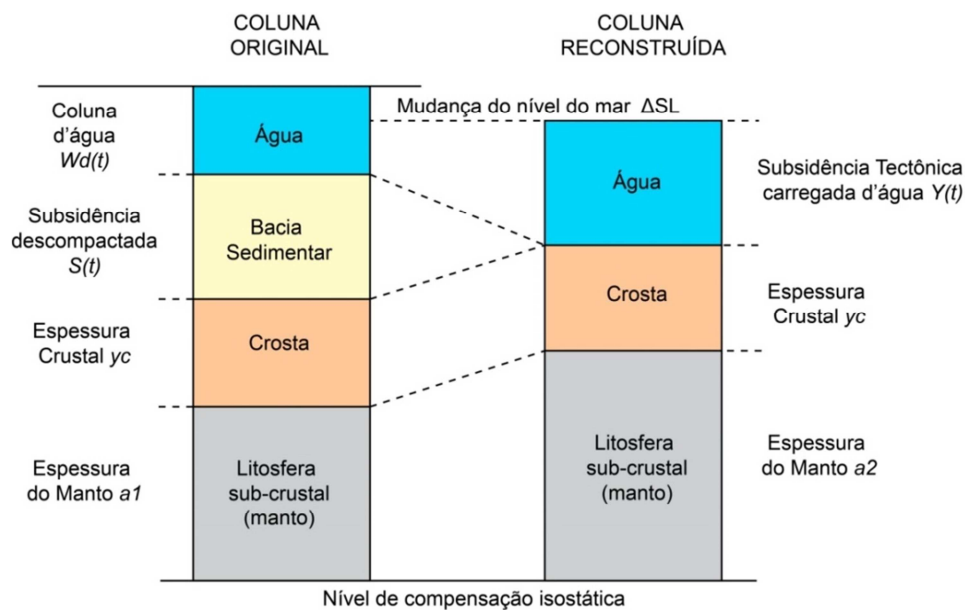
A ferramenta *Backstripping* consiste em um balanço isostático aplicado para a carga sedimentar e relaciona a profundidade da bacia quando a carga sedimentar é removida (WATTS & RYAN, 1976; STECKLER & WATTS, 1978; WATTS, 1981; Angevine *et al.*, 1990). A subsidência tectônica é obtida através de três variáveis em função do tempo (ALLEN & ALLEN, 2013): os sedimentos depositados  $y(t)$ , a profundidade da coluna da água  $W_d(t)$  e a mudança global no nível do mar  $\Delta_{SL}(t)$ . Ocorre o balanço isostático entre a coluna litosférica com uma bacia sedimentar, e uma coluna na qual a carga sedimentar foi removida e preenchida com água, o que possibilita obter a subsidência tectônica  $Y(t)$  (Fig. 11; Watts & Rayan, 1976; Steckler & Watts, 1978, Angevine *et al.*, 1990; Allen & Allen, 2013).

A equação para o equilíbrio isostático está representada abaixo:

$$\rho_w g W_d(t) + \bar{\rho}_b g y(t) + \rho_c g y_c + \rho_m g a_1 = \rho_w g Y(t) + \rho_c g y_c + \rho_m g a_2 \quad (3.4)$$

Onde  $y_c$  é a espessura crustal,  $a_1$  e  $a_2$  é a espessura do manto litosférico antes e depois da carga sedimentar removida entre as duas colunas,  $\rho_w$ ,  $\bar{\rho}_b$ ,  $\rho_c$  e  $\rho_m$  são respectivamente, a densidade da água (1030 Kg/m<sup>3</sup>), a densidade média da carga sedimentar. A densidade da crosta (2850 Kg/m<sup>3</sup>). A densidade do manto (3330 Kg/m<sup>3</sup>).

Figura 11 – Balanço isostático ilustrando o *backstripping* para carga sedimentar.



Fonte: Modificado de Allen & Allen (2013).

Variações globais do nível do mar  $\Delta_{SL}(t)$  mudando do datum para o topo da coluna litosférica. Igualando a espessura entre as duas colunas e removendo  $y_c$  desde que a espessura crustal não mude, e como  $g$  ocorre em todos os termos, a equação fica da seguinte forma (Angevine *et al.*, 1990; Allen & Allen, 2013):

$$W_d(t) - \Delta_{SL}(t) + y(t) + a_1 = Y(t) + a_2 \quad (3.5)$$

Igualando a (eq 3.4) com a (eq 3.5), tem-se:

$$Y(t) = W_d(t) + y(t) \left( \frac{\rho_m - \bar{\rho}_b(t)}{\rho_m - \rho_w} \right) - \Delta_{SL} \left( \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w} \right) \quad (3.6)$$

Caso  $\Delta_{SL}$  seja desconhecido, a equação pode ser expressa como:

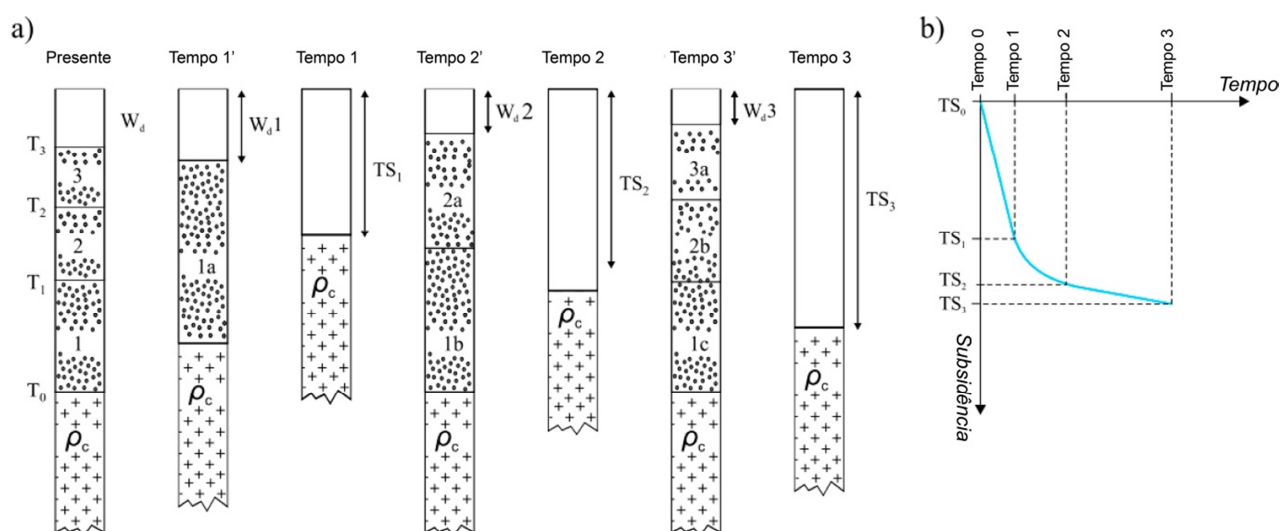
$$Y(t) = W_d(t) + y(t) \left( \frac{\rho_m - \bar{\rho}_b(t)}{\rho_m - \rho_w} \right) \quad (3.7)$$

A densidade da camada sedimentar pode ser obtida através da seguinte expressão:

$$\bar{\rho}_{si} = \frac{\sum_{i=1}^n [\phi_i \rho_w + (1 - \phi_i) \rho_g] y(t)_i^*}{\sum_{i=1}^n y(t)_i^*} \quad (3.8)$$

Todas essas correções devem ser efetuadas para cada unidade estratigráficas (Fig. 12; WATTS & RYAN, 1976; SCKETLER & WATTS, 1978; ANGEVINE *et al.*, 1990).

Figura 12 – Backstripping 1-D. Em (a) representação da coluna observada no tempo presente, muito compactada a sequência estratigráfica é composta por 3 unidades compactadas. No tempo 1', a unidade 1 é descompactada e obtêm-se a espessura original e densidade (equações 3.3 e 3.8). No tempo 1, a profundidade do embasamento, sem a unidade 1, é restaurada isostaticamente (*backstrip*; equações 5.6 e 5.7), obtendo a subsidência tectônica TS no tempo 1. No tempo 2' a espessura inicial da unidade 2 e a unidade 1 é parcialmente compactada de acordo com essa nova profundidade. No tempo 2, a unidade 2 não compactada e a unidade 1 parcialmente compactada são *backstripped* e obtêm-se a subsidência tectônica TS para o tempo 2. Esse procedimento é repetido pra a camada 3. Em (b), o gráfico corresponde à subsidência tectônica plotada em um gráfico.



Fonte: Modificado de Bond & Kominz (1984).

#### 4 Materiais e Métodos

As etapas aplicadas para esse trabalho foi adotada o método de Van Hinte (1978) que é referente à história de subsidência de bacias sedimentares. Tendo sido efetuadas as correções de porosidade e compactação, seguiu-se a proposição de Steckler & Watts (1978), eliminando a carga sedimentar e obtendo a subsidência tectônica. Entretanto não foi levada em consideração a carga tectônica e as variações do nível do mar. Inicialmente foram analisados os perfis compostos dos poços 1-BRSA-797-RJS e 3-GP-002A-RJS disponibilizados pela ANP. Dentre as informações incluídas nesses poços que foram fundamentais para o desenvolvimento do presente trabalho estão as associações de litofácies.

Integrando essas informações e comparando com os estudos de Winter *et al.* (2007), foi possível estimar a qual sequência (Fig. 8) cada intervalo correspondia, que

foi possível estimar a idade desses horizontes estratigráficos (Fig. 8) e a profundidade relativa da profundidade da coluna d'água (Fig. 7) para cada intervalo de tempo. As associações de fácies possibilitaram estimar a profundidade da coluna d'água para cada intervalo de tempo. Adotando o exemplo de Xie & Heller (2009), as fácies sedimentares não marinhas foram estimadas como 50 metros acima do nível do mar, as fácies sedimentares que ocorrem na plataforma interna adotou-se a profundidade de 50 metros, para plataforma externa estima-se como 150 metros de profundidade e fácies formadas em talude obtiveram a profundidade em torno de 350 metros de profundidade.

A próxima etapa do trabalho foi construir uma planilha eletrônica no Microsoft Excel, levando em consideração a profundidade dos horizontes estratigráficos, a espessura dos pacotes sedimentares, a porosidade inicial, a constante de decaimento da porosidade em função da profundidade, a massa específica do manto, a massa específica da água, a massa específica do sedimento. Como as fácies sedimentares não são homogêneas ao longo do perfil adotou-se a proposição de Steckler & Watts (1978), adotando a porosidade inicial com valor de (0,55), a constante de decaimento da porosidade (0,36) e a massa específica dos sedimentos (2650).

Foi estimada a porosidade das rochas sedimentares na profundidade atual através da (eq. 3.1), utilizando a metade dos pacotes sedimentares, assumindo que a porosidade da rocha é homogênea ao longo do pacote (Angevine *et al.*, 1990). Foi construído um gráfico que relaciona a profundidade e a porosidade atual. Tendo estimada a porosidade da rocha, utilizou-se a (eq. 3.2) para descompactar o horizonte mais antigo de cada perfil, retirando os efeitos da compactação das camadas superiores, corrigindo assim a compactação. Após descompactar a rocha aplicou-se a equação da porosidade (eq. 3.1) para estimar a porosidade original da camada descompactada. Utilizando a (eq. 4) foi possível obter a densidade desse pacote.

Com esses parâmetros definidos, utilizou-se a (eq 3.3) para calcular a subsidência tectônica. Tendo sido feitas as correções para o horizonte mais antigo, foram feitas as correções para os outros horizontes e somando a densidade dos pacotes sedimentares corrigidos (STECKLER & WATTS, 1980) e refazendo os efeitos da compactação para os pacotes abaixo (Fig. 13).

Figura 13 – Correções para as camadas. Inicia-se corrigindo a unidade mais antiga, calculando a porosidade com a profundidade ( $\Phi$ ), a porosidade inicial ( $\Phi^*$ ), a espessura atual ( $S$ ), a espessura original ( $S^*$ ), a densidade ( $\rho$ ), e calcula-se a subsidência tectônica ( $Y$ ). Tendo sido feitas essas correções, deve-se descompactar a



unidade sobrejacente e realizar as devidas correções, compactando parcialmente a unidade abaixo.

Fm. Quissamã	
Média da Profundidade	3,312
Phi	0,167
Phi*	0,533
S	0,176
S*	0,314
Rho	1786,784

Y-14	0,261
------	-------

Fm. Outeiro	
Média da Profundidade	3,147
Phi	0,177
Phi*	0,535
S	0,155
S*	0,274

Fm. Quissamã	
Média da Profundidade	0,431
Phi*	0,427
S	0,314
S*	0,290

Som-13	489,030
Som-14	567,322

Rho	1873,556
-----	----------

Y-13	0,657
------	-------

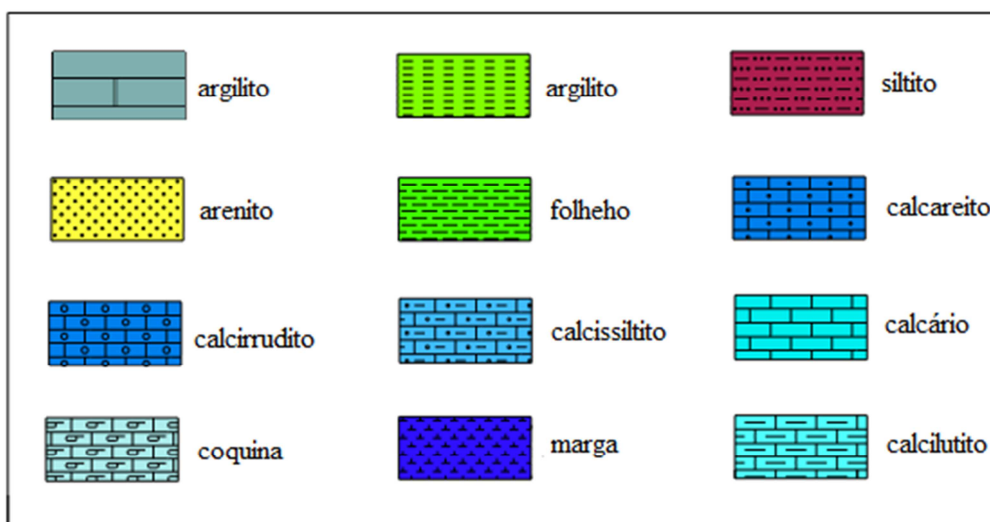
Fonte: Autor.

Foram construídas 4 curvas para cada poço que representam os horizontes compactados, a espessura dos sedimentos descompactado e duas curvas para a subsidência tectônica. Para uma curva, adotou-se ( $W_{di} = 0$ ), e duas curvas para a profundidade da coluna d'água. Comparando as duas curvas e comparando os efeitos da coluna d'água para a subsidência tectônica.

## 5 Resultados Obtidos

Com base no perfil composto do poço 1 - BRSA - 797 - RJS disponibilizado pela Petrobrás, foram analisadas as informações dos horizontes estratigráficos e as respectivas espessuras de cada pacote ao longo do poço (Fig. 15).

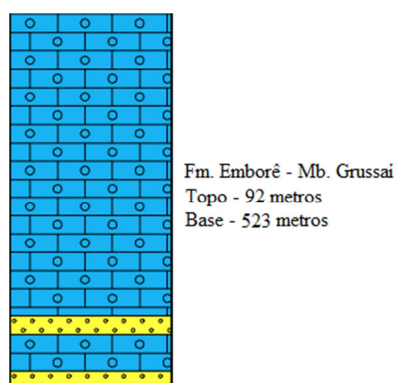
Figura 14 – Legenda para os perfis compostos dos poços 1 - BRSA - 797 – RJS e 3-GP-002A-RJS (ANP).



Fonte: Modificado dos poços 1 - BRSA - 797 – RJS e 3-GP-002A-RJS (ANP).

O topo do poço 1 - BRSA - 797 - RJS é representado pelo Mb. Grussaí da Fm. Emborê (Fig. 15). Foi perfurado entre o intervalo de 92 metros de profundidade até 523 metros, e possui 431 metros de espessura. Foi classificado pertencente à sequência N60 e atribuída uma idade de aproximadamente 2 Ma. Essa formação é composta predominantemente por calcarenitos e arenito. Winter *et al.* (2007) descrevem esse intervalo como corpos de calcário plataformais. Seguindo a sugestão de Xie & Heller (2009), foi estimada uma paleopropriedade de 50 metros da coluna d'água.

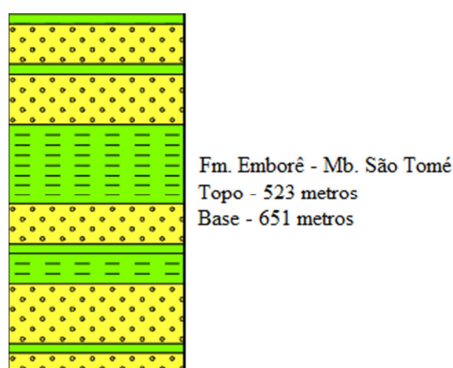
Figura 15 - O intervalo entre 92 metros até 523 metros é representado pelo Mb. Grussaí predominam corpos de calcarenitos plataformais com corpos de arenitos.



Fonte: Modificado do poço 1 - BRSA - 797 – RJS (ANP).

O Mb. São Tomé que compõe a Fm. Emborê foi perfurado entre a profundidade de 523 metros até 651 metros, tendo 128 metros de espessura (Fig. 16). Baseado em Winter *et al.* (2007) foi interpretado pertencente a sequência N50, com idade aproximada de 5 Ma. É composto basicamente por arenitos, folhelhos e argilitos. Seguindo a proposição de Xie & Heller (2009), estima-se que a paleobatimetria é aproximadamente 25 metros.

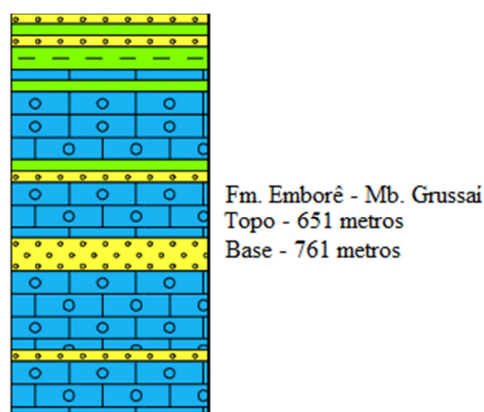
Figura 16 - Intervalo correspondente ao Mb. São Tomé.



Fonte: Modificado do poço 1 - BRSA - 797 – RJS (ANP).

As rochas do Mb. Grussaí pertencente a Fm. Emborê foram identificadas entre 651 metros até 761 metros de profundidade e abrangem uma espessura de 110 metros (Fig. 17). Baseado em Winter *et al.* (2007), esse intervalo foi correlacionado com a sequência N40, e com idade aproximada de 10 milhões de anos. Foi descrita por esses autores como calcarenitos e calcirruditos de bancos algálicos. A paleobatimetria é estimada em torno de 50 metros, baseado em Xie & Heller (2009).

Figura 17 - Intervalo correspondente às rochas da Fm. Emborê - Mb. Grussaí.

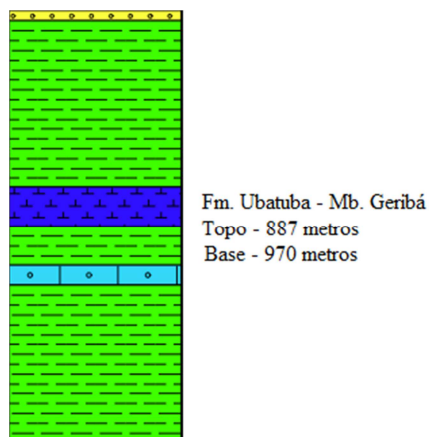


Fonte: Modificado do poço 1 - BRSA - 797 – RJS (ANP).



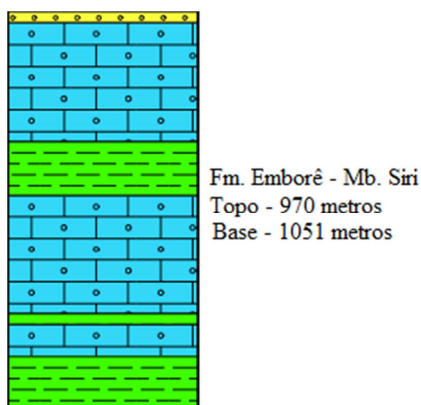
fluxos densos e correntes de contorno, intercaladas com siltitos e folhelhos. Adotando a proposta de Xie & Heller (2009), estima-se que a paleobatimetria seja de 300 metros.

Figura 19 - Intervalo correspondente ao Mb. Geribá da Fm. Ubatuba.



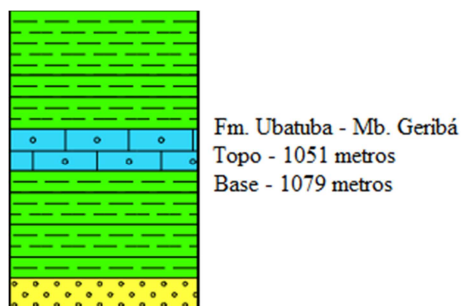
Fonte: Modificado do poço 1 - BRSA - 797 - RJS (ANP).

Figura 20 - Intervalo das rochas sedimentares do Mb. Siri.



Fonte: Modificado do poço 1 - BRSA - 797 - RJS (ANP).

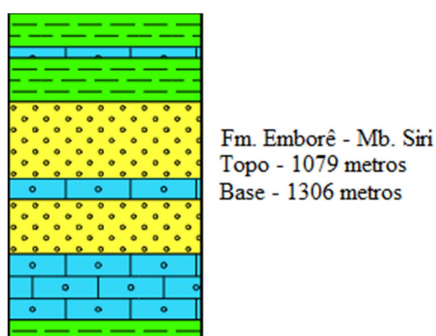
Figura 21 - Intervalo registrado pelo Mb. Geribá.



Fonte: Modificado do poço 1 - BRSA - 797 - RJS (ANP).

As rochas do Mb. Siri da Fm. Emborê foram perfuradas entre 1079 metros e 1306 metros, tendo 227 metros de espessura (Fig. 22). Baseando-se em Winter *et al.* (2009), esse intervalo foi classificado como pertencente a sequência E80, com idade em torno de 28 Ma. São corpos de calcirruditos e arenitos bioclásticos, intercalados com rochas siliciclástica de ambiente plataformar. Baseando-se em Xie & Heller (2009), a paleobatimetria é de aproximadamente 50 metros.

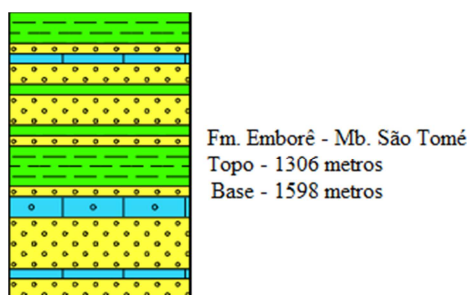
Figura 22 - Porção correspondente as rochas do Mb. Siri.



Fonte: Modificado do poço 1 - BRSA - 797 - RJS (ANP).

As rochas sedimentares do Mb. São Tomé, inseridas dentro da Fm. Emborê, foram perfuradas entre 1306 metros até 1598 metros, com 292 metros de espessura (Fig. 23). Seguindo os estudos de Winter *et al.* (2007), essas rochas foram inseridas dentro da sequência E40-E50, com idade aproximada de 50 Ma. São interpretadas como rochas siliciclásticas, intercaladas com rochas carbonáticas de ambiente plataformar. Foi estimada a paleobatimetria em torno de 50 metros, adotando a proposta de Xie & Heller (2009).

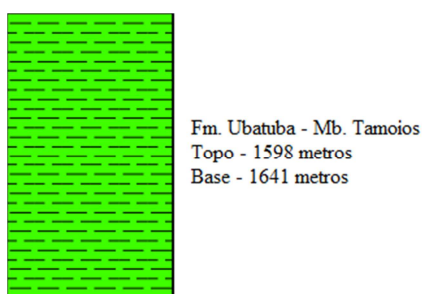
Figura 23 - Intervalo correspondente para as rochas do Mb. São Tomé.



Fonte: Modificado do poço 1 - BRSA - 797 - RJS (ANP).

O Mb. Tamoios da Fm. Ubatuba foi perfurado entre 1598 metros e 1641 metros, com metros 43 de espessura (Fig. 24). Foi interpretado como pertencente à sequência K120, com idade de aproximadamente 75 Ma esse limite foi baseado em Winter *et al.* (2007). Esse pacote de folhelho foi depositado em ambiente marinho profundo. A paleobatimetria é estimada em 300 metros, adotando a proposta de Xie & Heller (2009).

Figura 24 - Intervalo correspondente ao Mb. Tamoios da Fm. Ubatuba.



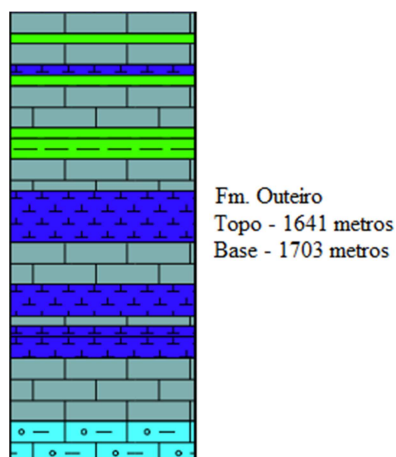
Fonte: Modificado do poço 1 - BRSA - 797 – RJS (ANP).

A partir da profundidade de 1641 metros, o poço perfurou as rochas sedimentares do Grupo Macaé. O intervalo entre 1641 metros até 1703 metros é registro pela Fm. Outeiro, com 62 metros de espessura (Fig. 25). Baseado em Winter *et al.* (2007), essas rochas foram classificadas dentro da sequência K70, com idade aproximada em 100 Ma. Esse pacote constitui-se basicamente por intercalações de folhelhos e margas, depositados em ambiente marinho profundo. Seguindo a proposta de Xie & Heller (2009), a paleobatimetria foi estimada em 300 metros.

A última unidade registrada pelo poço corresponde a Fm. Quissamã, que abrange o intervalo entre 1703 metros e 2078 metros de profundidade, com 375 metros de espessura (Fig. 26). É correspondente a sequência K60, e idade aproximada em 110 Ma, adotando os estudos de Winter *et al.* (2007). Esse intervalo é composto por rochas sedimentares carbonáticas depositadas em ambiente de alta energia. Seguindo a proposta de Xie & Heller (2009), estima-se que a paleobatimetria é de 50 metros.

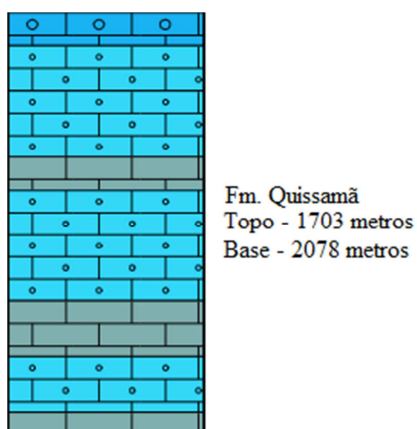
As informações disponíveis no perfil composto referente ao poço Poço 3GP - 0002A – RJS, revelam as fácies litoestratigráficas e seus respectivos intervalos em profundidade.

Figura 25 - Intervalo correspondente para a Fm. Outeiro.



Fonte: Modificado do poço 1 - BRSA - 797 - RJS (ANP).

Figura 26 - Intervalo registrado pela Fm. Quissamã do Grupo Macaé.



Fonte: Modificado do poço 1 - BRSA - 797 - RJS (ANP).

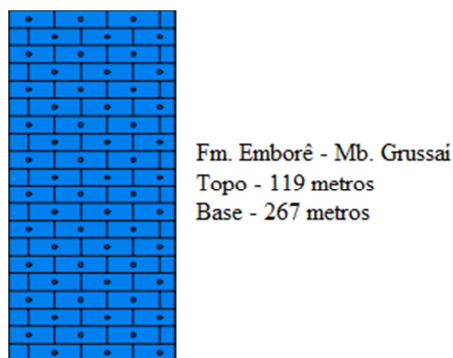
O intervalo registrado entre a profundidade de 119 metros e 267 metros, corresponde ao Mb. Grussaí da Fm. Emborê, com 148 metros de registro sedimentar (Fig. 27). A sequência que foi atribuída para esse intervalo é a N40, com idade aproximada de 10 Ma, baseando-se em Winter *et al.* (2007). Essas rochas constituem-se como calcarenitos depositados em ambiente plataformar. Baseando-se em Xie & Heller (2009), a paleobatimetria foi estimada em 50 metros.

Abaixo desse intervalo, o poço perfurou as rochas sedimentares do Mb. Geribá da Fm. Ubatuba, entre o intervalo de 267 metros e 732 metros, com 465 metros de espessura (Fig. 28). A sequência atribuída para esse intervalo, corresponde a sequência N30, com idade aproximada em 13 Ma, utilizando os estudo de Winter *et al.* (2007). Esse intervalo constitui-se por rochas siliciclásticas intercaladas com carbonatos



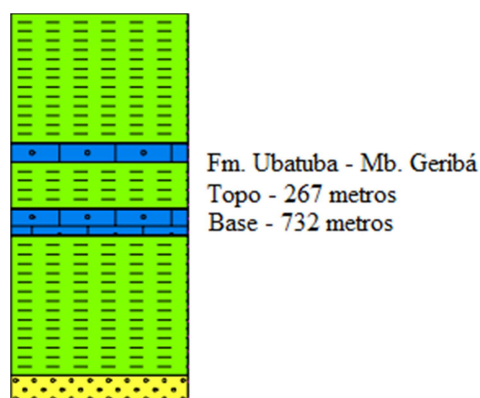
depositados em ambiente marinho profundo. Adotando a proposta de Xie & Heller (2009), a paleobatimetria é estimada em 300 metros de profundidade.

Figura 27 - Intervalo correspondente ao Mb. Grussaí.



Fonte: Modificado do poço 3GP - 0002A – RJS (ANP).

Figura 28 - Intervalo correspondente ao Mb. Geribá.

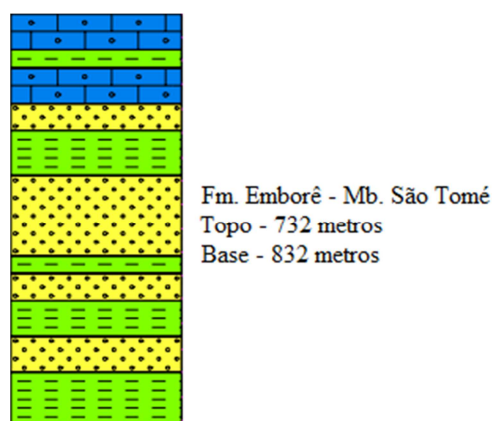


Fonte: Modificado do poço 3GP - 0002A – RJS (ANP).

O intervalo entre 732 metros e 832 metros corresponde ao Mb. São Tomé, com 100 metros de espessura (Fig. 29). Esse intervalo foi classificado dentro da sequência N10, com idade aproximada em 20 Ma, baseando-se em Winter *et al.* (2007). São rochas siliciclásticas intercaladas com carbonatos depositados em ambiente plataformar. A paleobatimetria foi estimada em 50 metros, adotando Xie & Heller (2009).

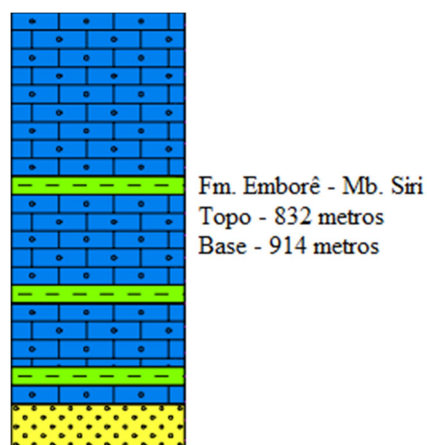
O Mb. Siri foi perfurado entre as profundidades de 832 metros e 914 metros, com 82 metros de espessura (Fig. 30). Foi classificado dentro da sequência E80, com 25 Ma, baseando-se em Winter *et al.* (2007). São rochas carbonáticas intercaladas com rochas siliciclásticas depositadas em ambiente plataformar. Utilizando Xie & Heller (2009), a paleobatimetria foi estimada em 50 metros.

Figura 29 - Registro correspondente as rochas sedimentares do Mb. São Tomé.



Fonte: Modificado do poço 3GP - 0002A – RJS (ANP).

Figura 30 - Espessura corresponde ao Mb. Siri.

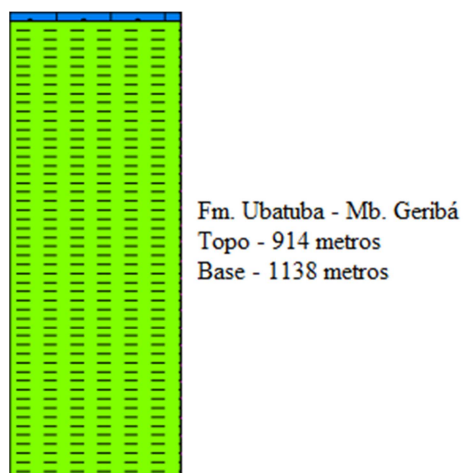


Fonte: Modificado do poço 3GP - 0002A – RJS (ANP).

O intervalo correspondente entre 914 metros até 1138 metros é registrado pelo Mb. Geribá, com 268 metros de espessura (Fig. 31). Foi inserido dentro da sequência E74, com idade aproximada em 28 Ma, adotando os estudos de Winter *et al.* (2007). Esse pacote compreende rochas siliciclásticas intercaladas com carbonatos, depositados em ambiente marinho profundo. Adotou-se a paleobatimetria de 300 metros.

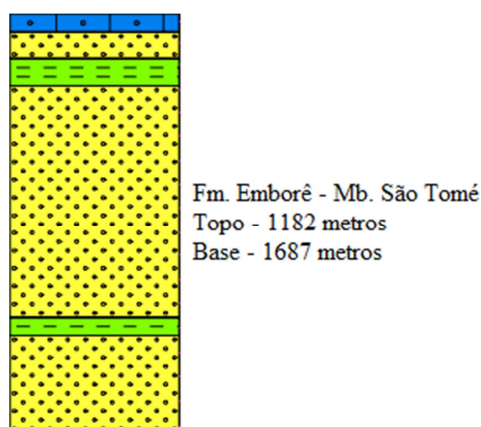
O intervalo entre 1182 metros e 1687 metros, corresponde as rochas sedimentares do Mb. São Tomé, com 505 metros de espessura (Fig. 32). Essa rochas foram classificadas dentro da sequência E74, com idade aproximada em 30 Ma, seguindo a proposta de Winter *et al.* (2007). Esse pacote é registrado por rochas siliciclásticas intercaladas com carbonatos depositados em uma plataforma marinha rasa. Estima-se que a paleobatimetria seja de 50 metros, seguindo a sugestão de Xie & Heller (2009).

Figura 31 - Intervalo correspondente ao Mb. Geribá.



Fonte: Modificado do poço 3GP - 0002A – RJS (ANP).

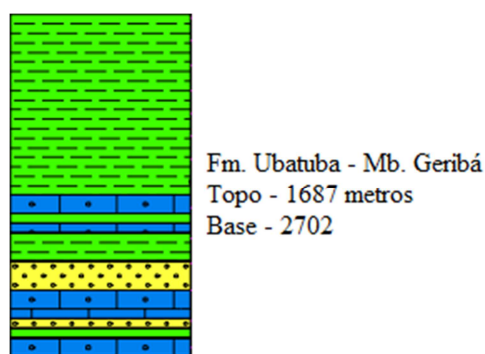
Figura 32 - Intervalo registrado pelas rochas do Mb. São Tomé.



Fonte: Modificado do poço 3GP - 0002A – RJS (ANP).

O Mb. Geribá foi perfurado entre o intervalo de 1687 metros até 2702 metros, com 1015 metros de espessura (Fig. 33). Esse intervalo foi inserido dentro da sequência E72, com idade aproximada de 32 Ma, baseando-se em Winter *et al.* (2007). As rochas sedimentares desse intervalo constituem-se por rochas siliciclásticas intercaladas com carbonatos, depositados em ambiente marinho profundo. Adotando a propostas de Xie & Heller (2009), supõe-se que a paleobatimetria seja de 300 metros.

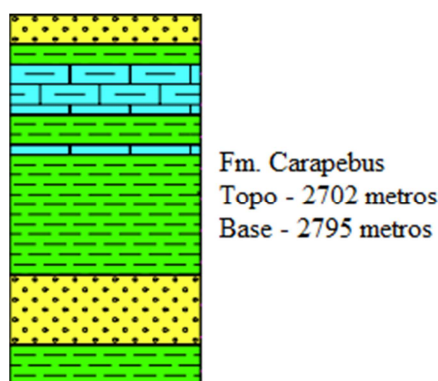
Figura 33 - Intervalo constituído pelo Mb. Geribá da Fm. Ubatuba.



Fonte: Modificado do poço 3GP - 0002A – RJS (ANP).

O intervalo perfurado entre 2072 metros de profundidade e 2795 metros, é registrado pela Fm. Carapebus, com espessura de 93 metros (Fig. 34). Através dos estudos de Winter *et al.* (2007), esse intervalo foi inserido dentro da sequência E10-E20, com idade de aproximadamente 55 Ma. Essas rochas são representadas por litofácies siliciclásticas, intercaladas com carbonatos, depositados em ambiente marinho profundo. Adotando Xie & Heller (2009), a paleobatimetria foi estimada em 300 metros de profundidade.

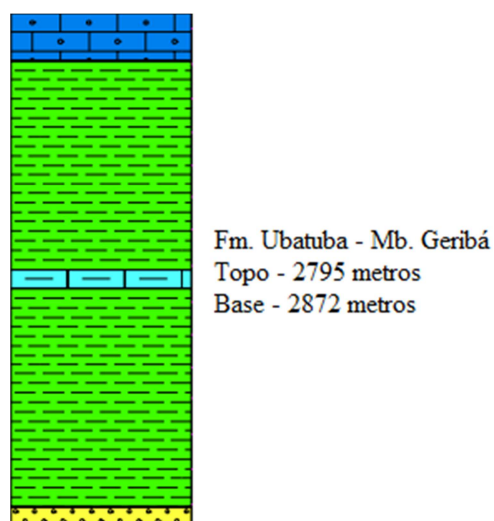
Figura 34 - Intervalo registrado pela Fm. Carapebus.



Fonte: Modificado do poço 3GP - 0002A – RJS (ANP).

Entre as profundidades de 2795 metros e 2872 metros, o poço perfurou as rochas sedimentares do Mb. Geribá, com 77 metros de espessura (Fig. 35). Essa unidade foi inserida dentro da sequência E10-E20, com idade aproximada em 60 Ma, adotando como referência Winter *et al.* (2007). Esse intervalo é constituído por rochas siliciclásticas e carbonáticas, depositadas em ambiente marinho profundo. Com paleobatimetria de aproximadamente 300 metros, adotando Xie & Heller (2009).

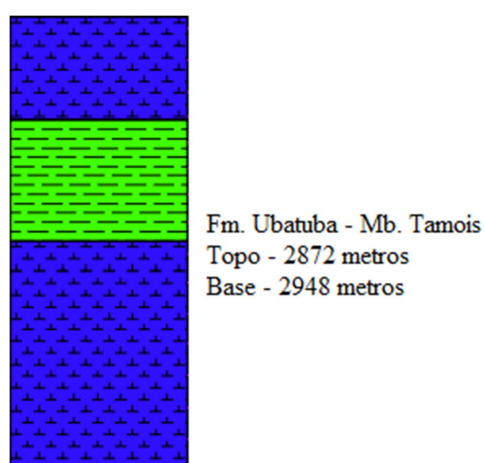
Figura 35 - Registro do Mb. Geribá da Fm. Ibatuba.



Fonte: Modificado do poço 3GP - 0002A – RJS (ANP).

O registro obtido entre 2872 metros de profundidade e 2948 metros, é dado pelo Mb. Tamoios, com espessura de 76 metros (Fig. 36). Esse pacote de rochas sedimentares, foi inserido como pertencente à sequência K130, com idade de aproximadamente 68 Ma, utilizando-se Winter *et al.* (2007). São rochas siliciclásticas de textura fina, intercaladas com margas, essas rochas foram depositadas em ambiente marinho profundo. Estima-se que a paleobatimentria seja de 300 metros, baseando-se em Xie & Heller (2009).

Figura 36 - Intervalo correspondente ao Mb. Tamoios.

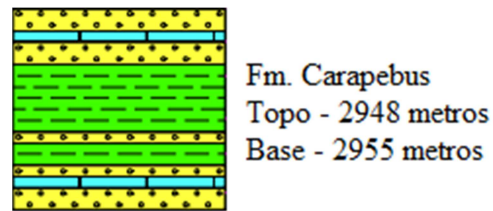


Fonte: Modificado do poço 3GP - 0002A – RJS (ANP).

O intervalo entre 2948 metros e 2955 metros de profundidade, é registrado pela Fm. Carapebus, com 7 metros de espessura (Fig. 37). É classificado dentro da sequência

K120, com aproximadamente 70 Ma, baseando-se em Winter *et al.* (2007). Esses pacotes siliciclásticos de textura fina ocorrem com corpos arenosos, originados por correntes de turbidez, depositados em ambiente marinho profundo. Utilizou-se a proposta de Xie & Heller (2009) e estima-se a paleobatimetria com o valor de 300 metros.

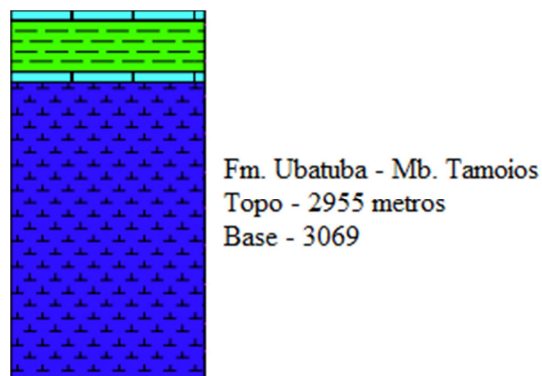
Figura 37 - Intervalo correspondente para a Fm. Carapebus.



Fonte: Modificado do poço 3GP - 0002A – RJS (ANP).

O Mb. Tamoios foi perfurado entre as profundidades de 2955 metros e 3069 metros, com espessura de 114 metros (Fig. 38). Esse intervalo é classificado dentro da sequência K100-K110, com idade aproximada de 75 Ma, baseando-se em Winter *et al.* (2007). Esse pacote é registrado por rochas siliciclásticas, intercaladas com margas, que foram depositadas em ambiente marinho profundo. Estima-se que a paleobatimetria seja de 300 metros, utilizando a proposta de Xie & Heller (2009).

Figura 38 - Intervalo corresponde ao Mb. Tamoios.

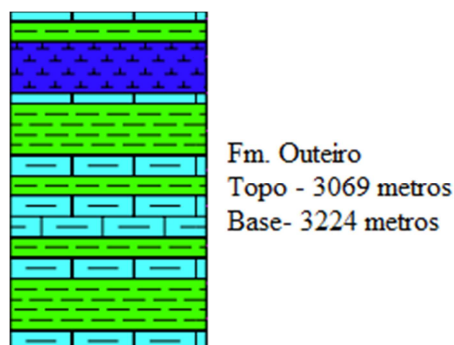


Fonte: Modificado do poço 3GP - 0002A – RJS (ANP).

Entre 3069 metros e 3224 metros de profundidade, o poço perfurou as rochas sedimentares do Grupo Macaé. Esse intervalo é representado pela Fm. Outeiro, com 155 metros de espessura (Fig. 39). Esse intervalo foi classificado como pertencente dentro da sequência K70, com idade aproximada de 100 Ma, baseando-se em Winter *et al.*

(2007). Essas rochas são caracterizadas por pacotes siliciclásticos intercalados com carbonatos, depositados em ambiente marinho profundo. Adotando Xie & Heller (2009), foi estimada a paleobatimetria como sendo de 300 metros.

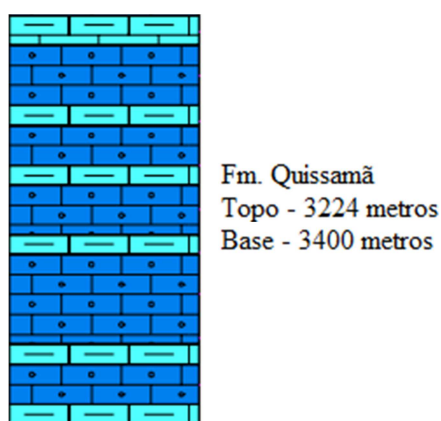
Figura 39 - Intervalo representado pela Fm. Outeiro.



Fonte: Modificado do poço 3GP - 0002A – RJS (ANP).

O intervalo entre 3224 metros e 3400 metros de profundidade, o furo perfurou a última unidade litoestratigráfica dessa seção. Esse pacote é representado pela Fm. Quissamã, com 176 metros de espessura (Fig. 40). Foi estimada que esse intervalo corresponde a sequência K60, com idade de 110 Ma, baseando-se em Winter *et al.* (2007). Essas rochas carbonáticas, foram depositadas em ambiente plataformal raso. Baseando-se em Xie & Heller (2009), a paleobatimetria foi estimada em 50 metros.

Figura 40 - Intervalo corresponde para a Fm. Quissamã.



Fonte: Modificado do poço 3GP - 0002A – RJS (ANP).

Após coletar essas informações presentes nos poços, foi criado um banco de dados (Tab. 5; Tab. 6), com as informações relevantes para o trabalho, levando em consideração o nome de cada unidade, a profundidade em que essas unidades ocorrem e

a espessura. Para obter a porosidade dessas unidades (Fig. 42; Fig. 43), utilizou-se a proposta de Steckler & Watts (1978) adotaram-se os valores para a porosidade inicial como sendo de (0,55), o valor para a constante de decaimento da porosidade (0,36) e a massa específica dos sedimentos (2650). Os valores da porosidade inicial ( $\phi_o$ ) e constante de decaimento da porosidade em função da profundidade ( $c$ ) foram inseridos na (eq 3.1), juntamente com os valores do topo de cada unidade. Tendo obtido o valor da porosidade, utilizou-se a (eq 3.3), para obter o valor da espessura inicial das unidade.

Tendo-se obtido esses valores, e sido feitas as correções de compactação e porosidade, foram calculadas as densidades de cada intervalo de tempo através da (eq 3.8). Esses valores foram utilizados na equação de subsidência (Tab. 7; Tab. 8). Primeiro, utilizou-se os valores para ( $W_{di} = 0$ ) e posteriormente atribuindo os valores de ( $W_{di}$ ). Foram geradas duas curvas para cada poço (Fig. 43; Fig. 44) as curvas representadas nas (Fig. 45; Fig. 46) representam a influência dos valores da paleobatimetria inseridos na (eq 3.7). As curvas foram comparadas com as curvas obtidas por Chang *et al.* (1992) nessas imagens essas curvas são representadas como a subsidência total e subsidência tectônica. Observa-se os valores contrastantes entre as curvas obtidas por esses autores e as curvas obtidas nesse trabalho essa diferença ocorre devido ao fato que Chang *et al.* (1992) trabalharam com os depósitos acumulados desde a fase rifte, enquanto esse trabalho focou apenas as unidades referentes a fase drifte da bacia.



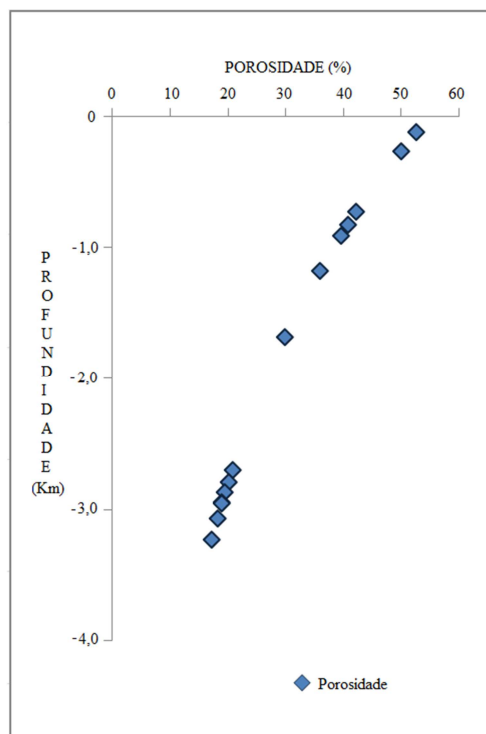
Tabela 5 - valores referentes para o poço 3GP - 0002A - RJS.

Poço 3GP - 0002A – RJS							
Unidade	Sequência	Idade (Ma)	Topo da Unidade (Km)	Espessura compactada (Km)	Porosidade (%)	Espessura descompacta (Km)	Paleobatimetria (Km)
Fm. Emborê - Mb. Grussaí	N40	10	0,119	0,148	52,694	0,155	0,050
Fm. Ubatuba - Mb. Geribá	N30	13	0,267	0,465	49,960	0,509	0,300
Fm. Emborê -Mb. São Tomé	N10	20	0,732	0,100	42,259	0,127	0,050
Fm. Emborê - Mb. Siri	E80	25	0,832	0,082	40,765	0,107	0,050
Fm. Ubatuba -Mb. Geribá	E74	28	0,914	0,268	39,579	0,351	0,300
Fm. Emborê - Mb. São Tomé	E74	30	1,182	0,505	35,939	0,626	0,050
Fm. Ubatuba - Mb. Geribá	E72	32	1,687	1,015	29,964	1,406	0,300
Fm. Carapebus	E10-E20	55	2,702	0,093	20,793	0,161	0,300
Fm. Ubatuba - Mb. Geribá	E10-E20	60	2,795	0,077	20,108	0,135	0,300
Fm. Ubatuba - Mb. Tamoios	K130	68	2,872	0,076	19,559	0,134	0,300
Fm. Carapebus	K120	70	2,948	0,007	19,031	0,013	0,300
Fm. Ubatuba - Mb. Tamoios	K100-K110	75	2,955	0,114	18,983	0,201	0,300
Fm. Outeiro	K70	100	3,069	0,155	18,220	0,274	0,300
Fm. Quissamã	K60	110	3,224	0,176	17,231	0,314	0,050
Fundo do Poço			3,400				

Tabela 6 - Valores obtidos para o poço 1 –BRSA – 797 – RJS.

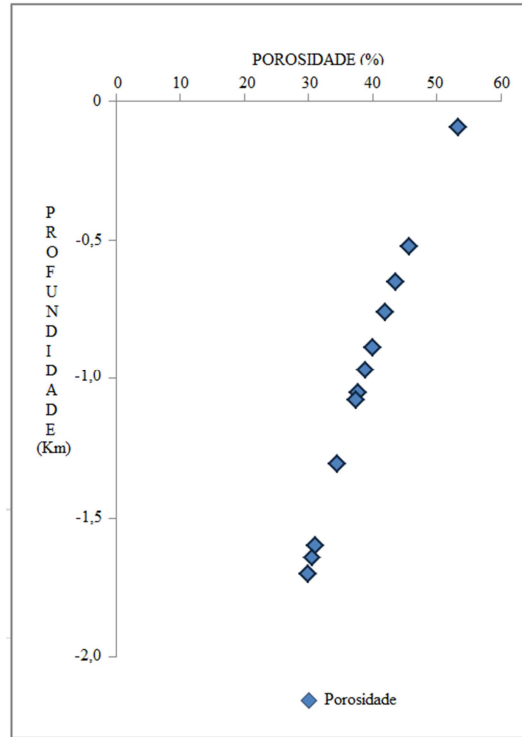
Poço 1 - BRSA - 797 - RJS							
Unidade	Sequência	Idade (Ma)	Topo da Unidade (Km)	Espessura compactada (Km)	Porosidade (%)	Espessura descompactada (Km)	Paleobatimetria (Km)
Fm. Emborê - Mb. Grussaí	N60	2	0,092	0,431	53,208	0,446	0,050
Fm. Emborê - Mb. São Tomé	N50	5	0,523	0,128	45,561	0,154	0,050
Fm. Emborê - Mb. Grussaí	N40	10	0,651	0,110	43,509	0,137	0,050
Fm. Emborê - Mb. São Tomé	N20	15	0,761	0,126	41,820	0,161	0,025
Fm. Ubatuba - Mb. Geribá	N10	17	0,887	0,083	39,965	0,110	0,300
Fm. Emborê - Mb. Siri	E80	20	0,970	0,081	38,789	0,109	0,050
Fm. Ubatuba - Mb. Geribá	E80	25	1,051	0,028	37,674	0,039	0,300
Fm. Emborê - Mb. Siri	E80	28	1,079	0,227	37,296	0,309	0,050
Fm. Emborê - Mb. São Tomé	E40-E50	39	1,306	0,292	37,296	0,412	0,050
Fm. Ubatuba - Mb. Tamoios	K120	75	1,598	0,043	30,940	0,066	0,300
Fm. Outeiro	K70	100	1,641	0,062	21,832	0,095	0,050
Fm. Quissamã	K60	110	1,703	0,375	20,892	0,607	0,050
Fundo do Poço			2,078				

Figura 41 - Porosidade das rochas sedimentares do poço 3GP - 0002A – RJS.



Fonte: Autor.

Figura 42 - Porosidade das rochas sedimentares do poço 1 - BRSA - 797 - RJS.



Fonte: Autor.

Tabela 7 - Valores obtidos para o poço 3GP - 0002A - RJS.

Poço 3GP - 0002A - RJS					
Unidade	Idade (Ma)	Espessura Compactada (Km)	Espessura Descompactada (Km)	Subsidência (Km)	Subsidência* (Km)
Fm. Emborê - Mb. Grussaí	10	3,281	4,513	1,150	1,200
Fm. Ubatuba - Mb. Geribá	13	3,133	4,358	1,212	1,512
Fm. Emborê - Mb. São Tomé	20	2,668	3,849	1,138	1,188
Fm. Emborê - Mb. Siri	25	2,568	3,722	1,203	1,253
Fm. Ubatuba - Mb. Geribá	28	2,486	3,615	1,257	1,557
Fm. Emborê - Mb. São Tomé	30	2,218	3,264	1,248	1,298
Fm. Ubatuba - Mb. Geribá	32	1,713	2,638	1,175	1,475
Fm. Carapebus	55	0,698	1,232	0,526	0,826
Fm. Ubatuba - Mb. Geribá	60	0,605	1,071	0,488	0,788
Fm. Ubatuba - Mb. Tamoios	68	0,528	0,936	0,456	0,756
Fm. Carapebus	70	0,452	0,802	0,423	0,723
Fm. Ubatuba - Mb. Tamoios	75	0,445	0,789	0,439	0,739
Fm. Outeiro	100	0,331	0,588	0,357	0,657
Fm. Quissamã	110	0,176	0,314	0,211	0,261

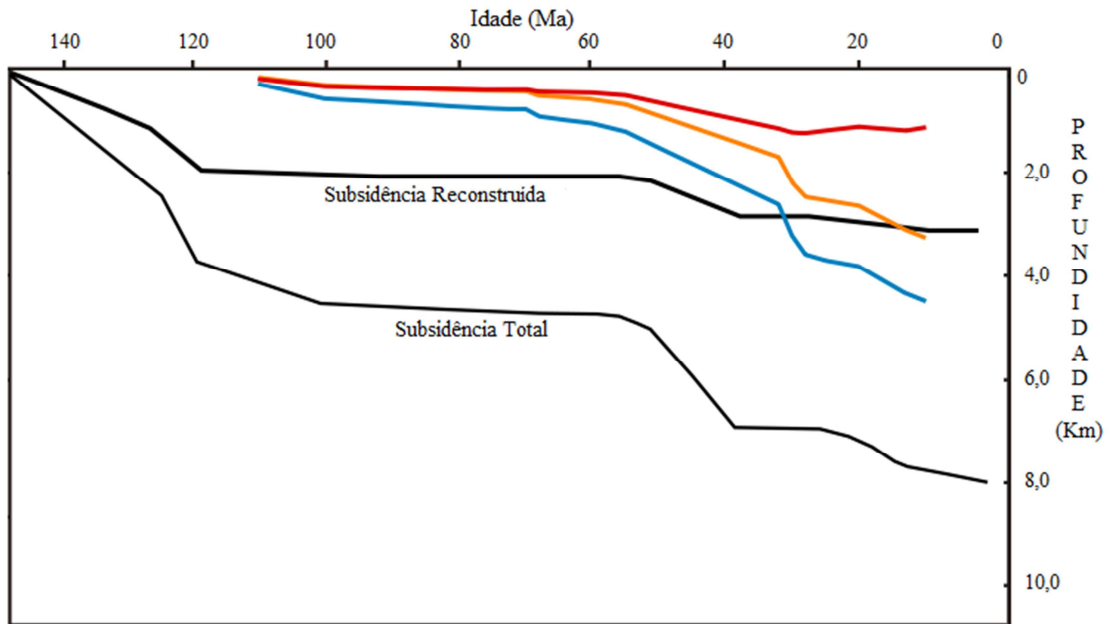
\* Valores da paleobatimetria atribuídos

Tabela 8 - Valores obtidos para o poço 1 – BRSA – 797 - RJS.

Poço 1 - BRSA - 797 - RJS					
Unidade	Idade (Ma)	Espessura Compactada (Km)	Espessura Descompactada (Km)	Subsidência (Km)	Subsidência* (Km)
Fm. Emborê - Mb. Grussaí	2	1,986	2,643	0,783	0,833
Fm. Emborê - Mb. São Tomé	5	1,555	2,197	0,665	0,716
Fm. Emborê - Mb. Grussaí	10	1,427	2,043	0,664	0,714
Fm. Emborê - Mb. São Tomé	15	1,317	1,907	0,664	0,690
Fm. Ubatuba - Mb. Geribá	17	1,191	1,745	0,653	0,953
Fm. Emborê - Mb. Siri	20	1,108	1,636	0,659	0,709
Fm. Ubatuba - Mb. Geribá	25	1,027	1,526	0,665	0,966
Fm. Emborê - Mb. Siri	28	0,999	1,488	0,704	0,754
Fm. Emborê - Mb. São Tomé	39	0,772	1,179	0,618	0,669
Fm. Ubatuba - Mb. Tamoios	75	0,480	0,767	0,446	0,746
Fm. Outeiro	100	0,437	0,702	0,429	0,480
Fm. Quissamã	110	0,375	0,607	0,399	0,449

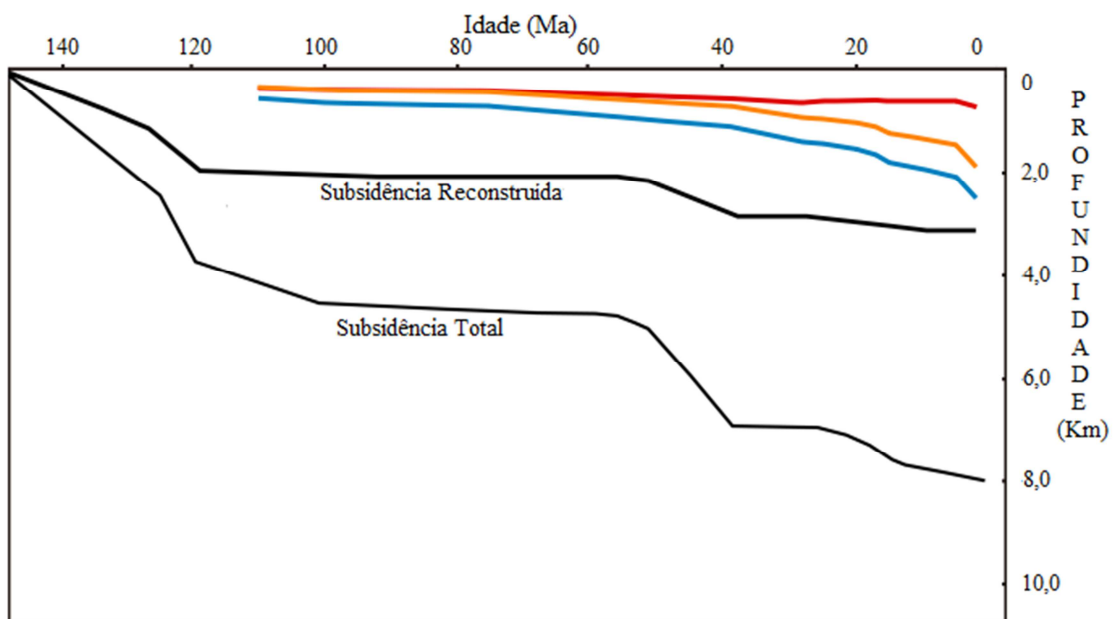
\* Valores da paleobatimetria atribuídos

Figura 43 - Curvas para o poço 3GP – 0002A – RJS. A subsidência tectônica (vermelho) foi obtida sem os valores de ( $W_{di}$ ). A curva correspondente para a espessura sedimentar compactada (laranja). A curva da espessura sedimentar descompactada (azul).



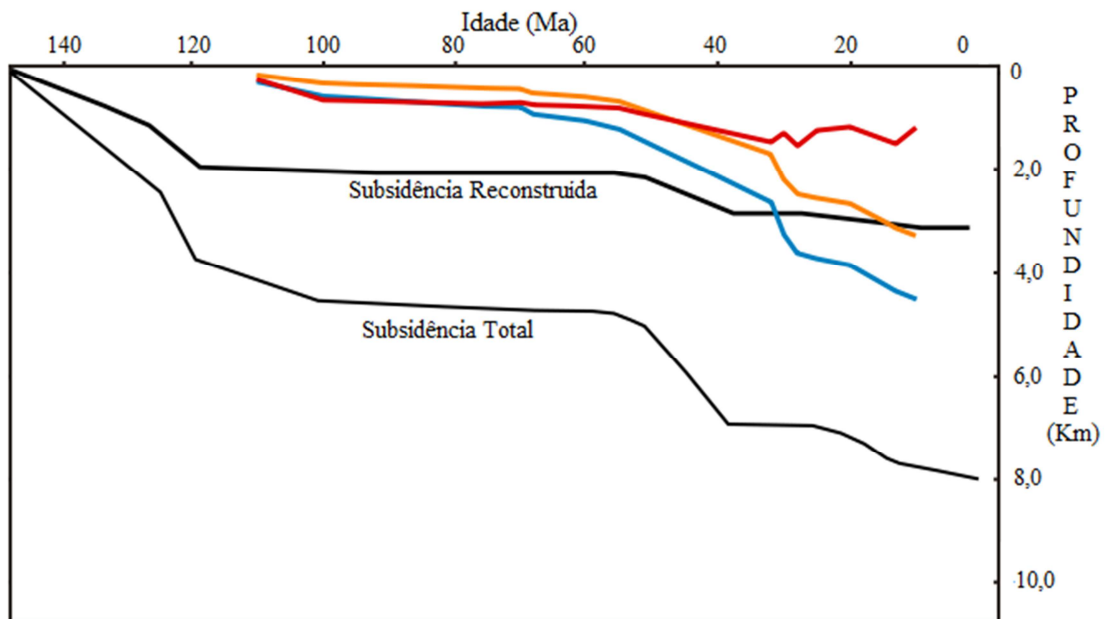
Fonte: Modificado de Chang *et al.* (1992).

Figura 44 – Curvas obtidas para o poço 1 – BRSA – 797 – RJS. A subsidência tectônica (vermelho) foi construída sem os valores para ( $W_{di}$ ). Curva a espessura sedimentar compactada (laranja) a curva da espessura sedimentar descompactada é representada em azul.



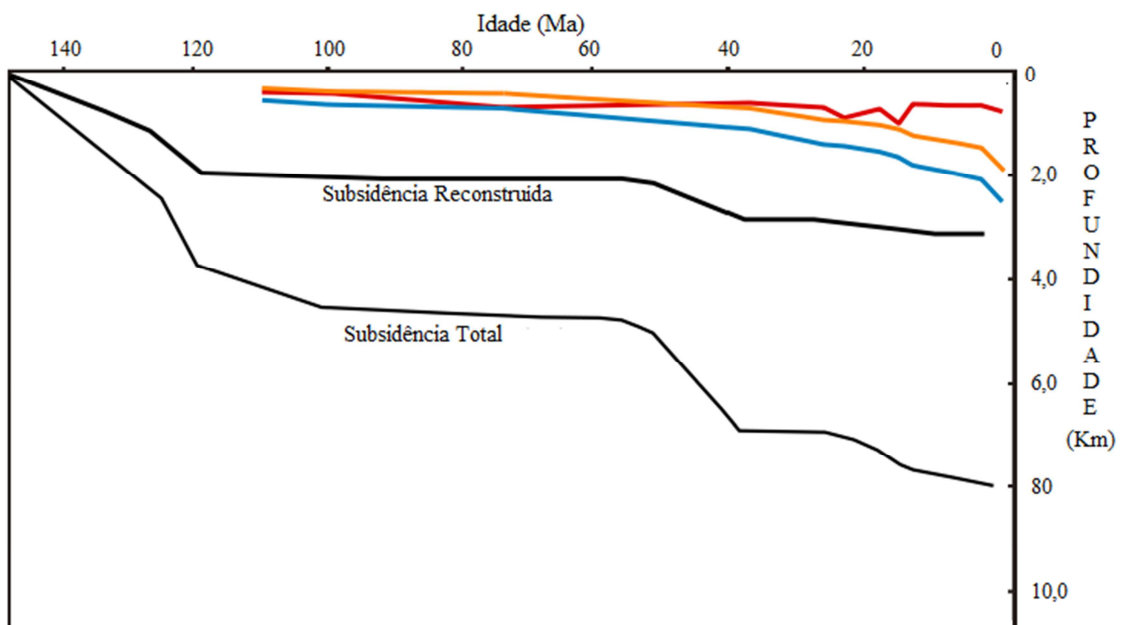
Fonte: Modificado de Chang *et al.* (1992).

Figura 45 - Curvas para o poço 3GP – 0002A – RJS. Para a subsidência tectônica (vermelho), foram atribuídos os valores para a paleobatimetria.



Fonte: Modificado de Chang *et al.* (1992).

Figura 46 - Curvas obtidas para o poço 1 – BRSA – 797 – RJS. Para a subsidência tectônica (vermelho), foi inserido os valores da paleobatimetria.



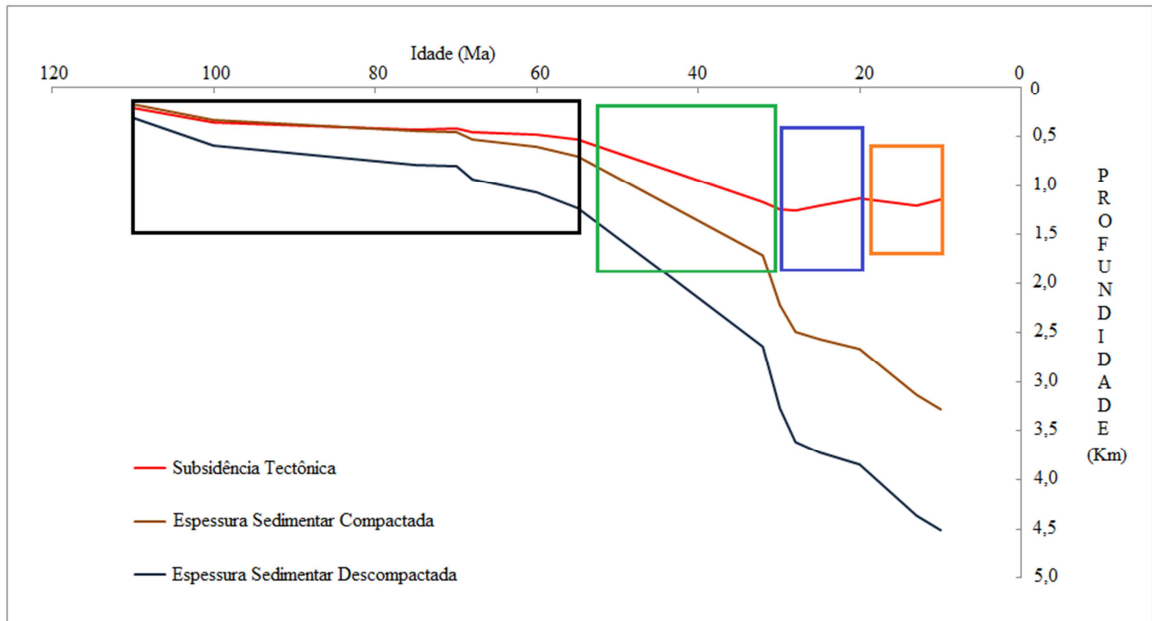
Fonte: Modificado de Chang *et al.* (1992).

O método de Van Hinte (1978) possibilitou construir as curvas que dizem respeito às espessuras sedimentares compactadas (curvas em laranja) e as curvas descompactadas (curvas



em azul). A ferramenta *backstripping* possibilitou remover a componente da carga sedimentar para obter a subsidência tectônica. Observando as curvas isoladamente (Fig. 47; Fig. 48), foi possível reconhecer as principais fases de subsidência e soerguimento para esses poços.

Figura 47 – Curvas para o poço 3GP – 0002A – RJS, sem os valores para a paleobatimetria.



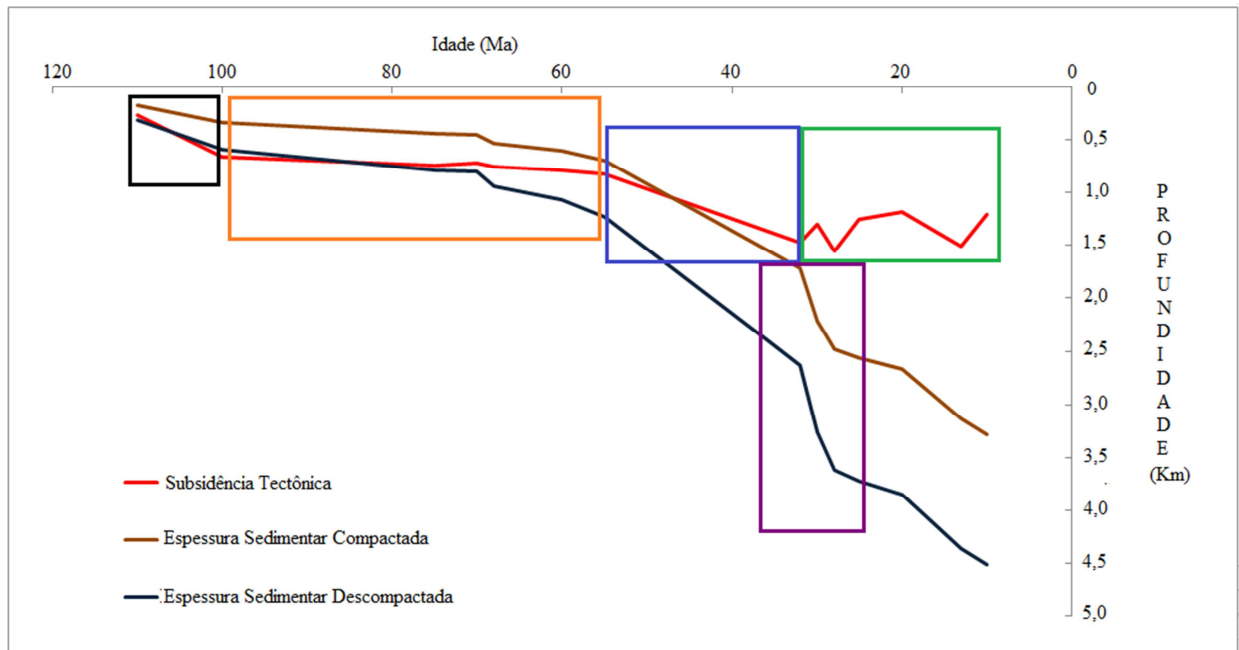
Fonte: Autor.

O poço 3GP – 0002A – RJS, sem os valores da palaeobatimetria inseridos na (eq 3.7), indicaram que a subsidência entre aproximadamente 110 Ma até cerca de 55 Ma (caixa preta), a subsidência tectônica comportou-se de maneira contínua (Fig. 47). A faixa de idade entre 55 Ma até aproximadamente 30 Ma (caixa verde), representou um acréscimo na taxa de subsidência. A partir de 30 Ma, essa curva apresentou uma fase de soerguimento até 20 Ma (caixa azul). O período entre 20 Ma até 10 Ma (caixa laranja), a curva representa uma pequena fase de subsidência e soerguimento.

Com os valores da paleobatimetria, observou significativa diferença entre as duas curvas da subsidência tectônica obtidas para esse poço. O intervalo entre 110 Ma e 100 Ma (caixa preta) revela que a subsidência atuou de forma significativa, indicada pela inclinação da curva durante esse período (Fig. 48). No período entre cerca de 100 Ma até 55 Ma (Caixa laranja) não ocorre variações expressivas no comportamento da curva. A subsidência retoma as atividades entre o período de 55 Ma até 35 Ma (caixa azul). Entre 35 Ma até aproximadamente 10 Ma (caixa verde) a curva comporta-se de maneira “serrilhada” durante essa faixa de tempo as variações na subsidência e soerguimento ocorrem em curtos intervalos

de tempo. Para esse poço, o período em que o aporte sedimentar foi mais expressivo ocorreu entre 35 Ma até 25 Ma (caixa lilás).

Figura 48 – Valores da paleobatimetria atribuídos para o poço 3GP – 002A – RJS.

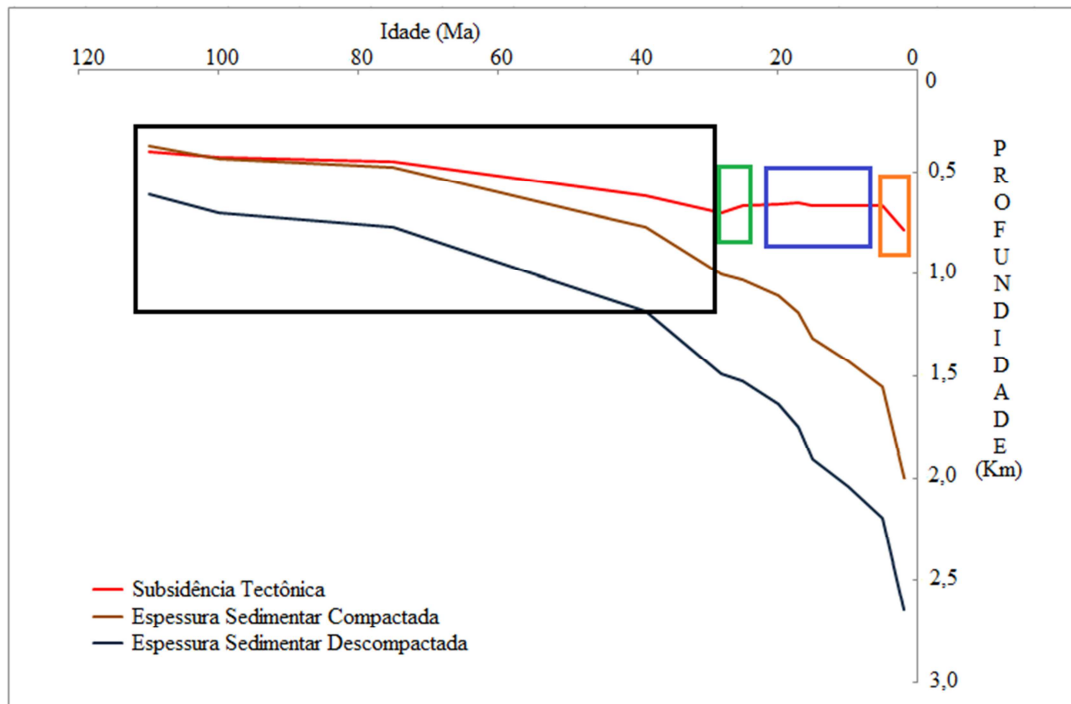


Fonte: Autor.

A curva para a subsidência tectônica para o poço 1 – BRSA – 797- RJS, sem os valores da paleobatimetria atribuídos (Fig. 49) revelaram uma subsidência tectônica suave e contínua entre 110 Ma até aproximadamente 30 Ma (caixa em preto). Entre 30 Ma até aproximadamente 25 Ma a curva apresenta um leve pulso de soerguimento (curva em verde). Na faixa de tempo referente entre 20 Ma até 10 Ma (caixa azul), não houve variações na curva, comportando-se de maneira constante. Entre 7 Ma até 2 Ma (caixa laranja) houve a reativação na subsidência tectônica, que foi mais expressiva que a primeira fase de subsidência (caixa preta).

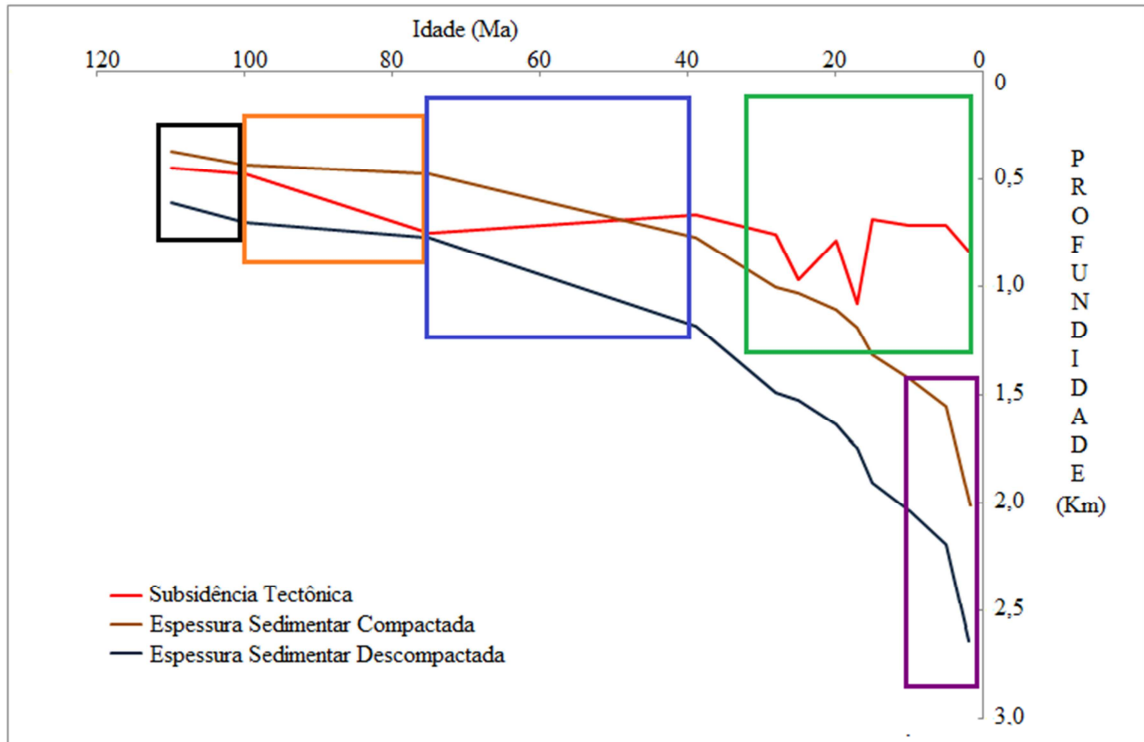
Quando os valores para a paleobatimetria foram atribuídos, as curvas de subsidência tectônica apresentaram variações significativas para os dois poços (Fig. 49; Fig. 50).

Figura 49 - Curvas para o poço 1 – BRSA – 797 – RJS, sem os valores para a paleobatimetria.



Fonte: Autor.

Figura 50 - Curvas para o poço 1 – BRSA – 797 – RJS, com a paleobatimetria atribuída.



Fonte: Autor.

A paleobatimetria atribuída para o cálculo da subsidência tectônica para o poço 1 – BRSA – 797 – RJS (Fig. 50) indicou que no período entre 110 Ma até 100 Ma (caixa preta) a subsidência atuou de forma lenta. Esse comportamento da curva varia entre aproximadamente 100 Ma até aproximadamente 77 Ma (caixa laranja) essa nova fase de subsidência tectônica é mais significativa que a anterior. Entre cerca de 75 Ma até meados de 40 Ma (caixa azul), a curva tectônica apresenta uma fase de soerguimento. Na fase entre 35 Ma até aproximadamente 5 Ma (caixa verde), a curva oscila em período de subsidência e soerguimento. A faixa entre aproximadamente 10 Ma (caixa lilás) apresenta o período em que houve o acúmulo sedimentar mais significativo para esse poço.

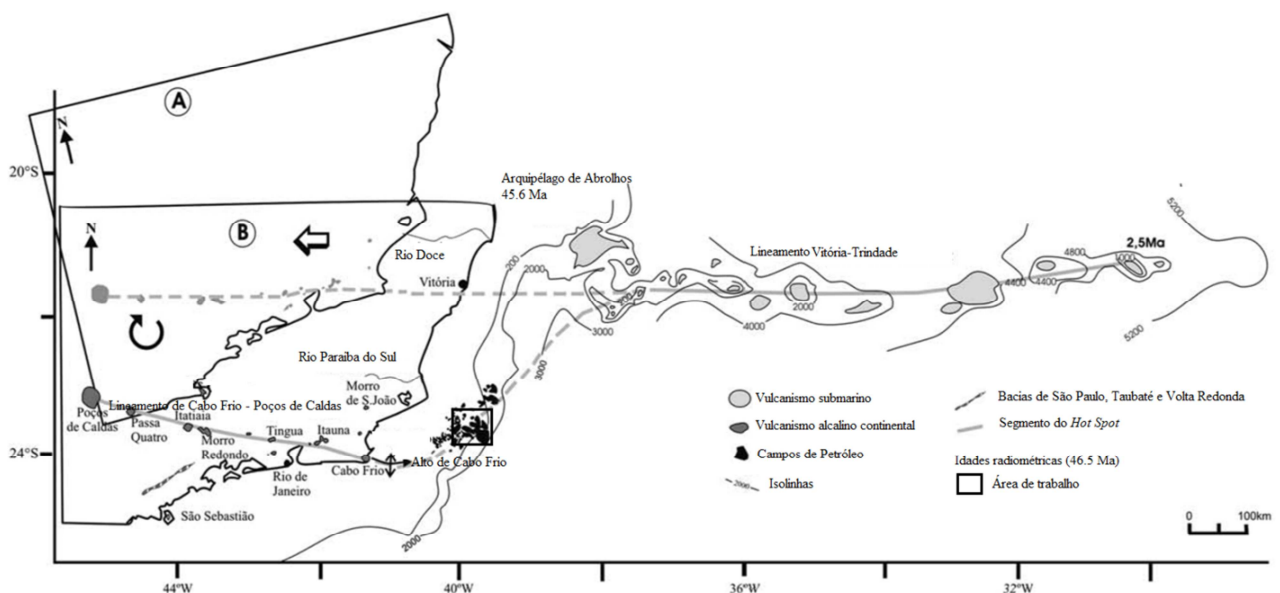
## 6 Conclusão

O sudeste brasileiro é caracterizado por reativações tectônicas durante o Cenozóico. Zalán & Oliveira (2005) descrevem os efeitos de uma pluma mantélica que causou o soerguimento da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira relacionadas à formação dos riftes Cenozoicos do sudeste brasileiro. Nesse intervalo de tempo ocorreram deformações na crosta continental, com reativações de extensas áreas que contribuíram significativamente para a deposição sedimentar nas bacias da costa brasileira e efeitos de soerguimento e subsidência

nas imediações da pluma. Thomaz-Filho *et al.* (2002) sugerem que o vulcanismo que afetou a região sudeste do Brasil no Cenozoico foi do tipo intra-placa. Esse magmatismo foi responsável pela geração de uma série de corpos intrusivos que ocorrem da região Leste de Minas Gerais até a região da Cordilheira Vitória-Trindade entre ca. 65 Ma e o presente (Fig. 51). Esse magmatismo afetou a Bacia de Campos em torno de 65 Ma até aproximadamente 32 Ma, representados pelos magmatismos Cretáceo – Paleógeno, Eoceno inferior e Eoceno médio (Fig. 7; THOMAZ-FILHO *et al.* 2005; WINTER *et al.*, 2007).

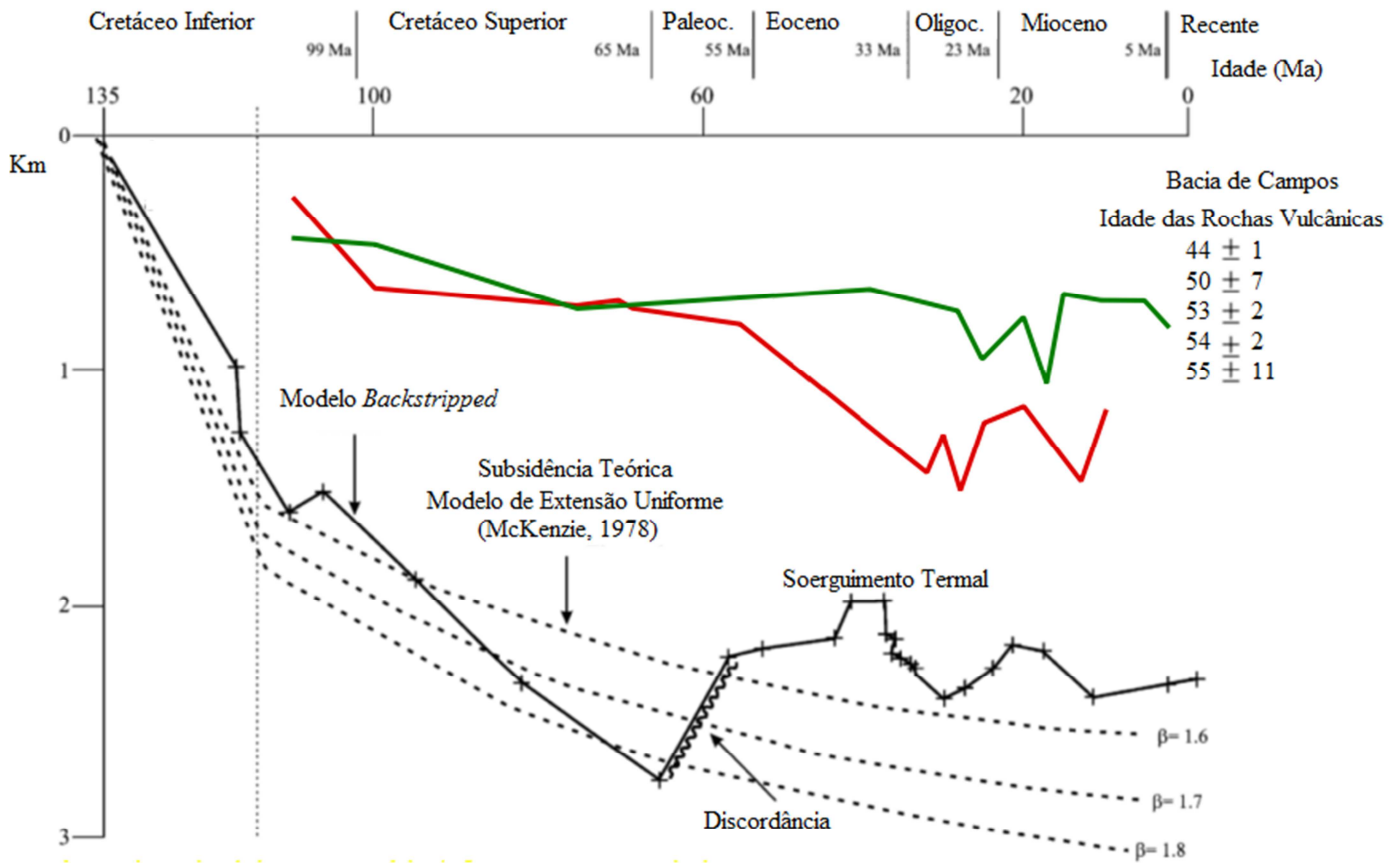
As curvas de subsidência tectônica geradas no presente trabalho, quando comparadas com as curvas obtidas pro Chang *et al.* (1992), revelam certa igualdade. Entretanto, as curvas obtidas por esses autores revelaram toda a subsidência da bacia, incluindo a fase rifte, enquanto no presente trabalho as curvas foram obtidas a partir da fase Drifte. Comparando as curvas obtidas nesse trabalho com a curva obtida por Scarton (1993), observa-se que esse autor também evidenciou as oscilações tectônicas durante esse mesmo período de tempo no poço CB – 1 na Bacia de Campos (Fig. 52).

Figura 51 – Trajetória do *hot spot* durante o Cenozoico, e suas manifestações intrusivas e vulcânicas no território brasileiro. Observar o Lineamento Cabo Frio – Poços de Caldas e o Lineamento Vitória – Trindade.



Fonte: Modificado de Thomaz-Filho *et al.* (2005).

Figura 52 – Curva da subsidência tectônica obtida por Scarton (1993), esse autor identificou as oscilações na curva de subsidência tectônica entre o Eoceno e o Mioceno no poço CB – 1 na Bacia de Campos. Essa curva é comparada com o Modelo de Extensão Uniforme (McKenzie, 1978). A curva em verde é referente ao poço 1 – BRSA – 797 – RJS e a curva em vermelho para o poço 3GP – 002A – RJS.



Fonte: Modificado de Scarton (1993).

Conclui-se que a partir de 30 Ma essa região o Lienamento Alegre sofreu os efeitos de períodos de soerguimento e de subsidência, que podem ter relação com *hot spot* entre o período de 30 Ma e 20 Ma. O poço 3GP – 002A – RJS teve uma representatividade mais expressiva na subsidência tectônica em comparação com o poço 1 – BRSA – 797 – RJS. Os períodos em que houve mais expressivo acúmulo sedimentar para o poço 3GP – 002A – RJS ocorreram entre 40 Ma e 35 Ma, enquanto no poço 1 – BRSA – 797 – RJS o acúmulo sedimentar mais expressivo ocorreu entre aproximadamente 10 Ma até o presente.

A análise de subsidência uni-dimensional (1D) publicadas por Chang et al. (1992) e Scarton (1992) para a Bacia de Campos, somadas aos resultados apresentados no presente trabalho mostra que existe uma variação significativa nos eventos e quantidade de subsidência tectônica ao longo da Bacia de Campos. Esses fenômenos de subsidência diferencial podem

ter relação com a evolução tectônica da bacia no Cenozoico, associadas a reativações tectônicas. O Lineamento Alegre pode ter sido reativado durante esse período. A comprovação da evolução diferencial nos blocos SW e NE separados pelo Lineamento Alegre necessita de mais investigações. Sendo assim, sugere-se que seja realizado um estudo de análise de subsidência em 2D e em 3D para quantificar as taxas ao longo de perfis ou em volumes.

## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, P.A.; ALLEN, J. R. **Basin Analysis – Principles e Applications**. London, 2<sup>a</sup> ed.; Blackwell Scientific Publications Ltd, 2013.

ANGEVINE, C.L., HELLER, P.L., PAOLA, C., **Quantitative Sedimentary Basin Modeling**: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note Series no. 32, 256 p. 1990.

ASMUS, H.E. **Controle Estrutural da Deposição Mesozóica nas Bacias da Margem Continental Brasileira**. Revista Brasileira de Geociências, v. 5, nº. 3, p. 160-175, 1975.

ASMUS, H.E.; PORTO, R. **Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas**. In: Congr. Bras. Geol., 26., 1972, Belém. Anais... Belém: SBgeo. v. 2, p. 667-690, 1972.

BALLY, A.W; SNELSON, S. **Realms of subsidence**. In: **Facts and Principles of World Petroleum Occurrence** (ed. by MIALL, A.D.), Canadian Society Petroleum Geologists Memoir, 6, 9–75, 1980.

BOND, G.C., KOMINZ, M. A., **Construction of Tectonic Subsidence Curves For the Early Paleozoic Miogeocline, Southern Canadian Rocky Mountains; Implications For Subsidence Mechanisms, Age of Breakup, and Crustal Thinning**, Geological Society of America Bulletin, 95, (2), 155 - 173, 1984.

BOND, G.C. MKOMINZ M.A., DEVLIN W.J. **Thermal Subsidence and Eustasy in the Lower Paleozoic Miogeocline of Westen North America**: Nature, v. 306, p. 775-779, 1983.

CALEGARI, S., **Significado e influência do Lineamento Alegre na Evolução Tectônica da Bacia de Campos e Margem Continental Adjacente, Sudeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 128 p., 2015.

DIAS J.L. **Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira**. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 13(1): 7-25, 2005.



Dias, J.L., Scarton, J.C., Esteves, F.R., Carminatti, M., Guardado, L.R. **Aspectos da Evolução Tectono-sedimentar e a Ocorrência de Hidrocarbonetos na Bacia de Campos.** In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (coords.). Origem e evolução de bacias sedimentares, PETROBRAS, CENSUD, Rio de Janeiro, 333-360, 1990.

FOSSEN, H. **Structural Geology.** Cambridge University Press. p. 463, 2010.

GUARDADO, L.R. et al.,1990. **Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos.** In: Raja Gabaglia & Milani, E.J. (coords.). Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro: Petrobras, 333 - 360, 1990.

GUARDADO L.R.; GAMBOA L.A.P.; LUCHESI C.F. **Petroleum geology of the Campos Basin, a model for a producing Atlantic-type basin.** In: J. D. Edwards, P.A. Santogrossi. eds. Divergent/Passive Margin Basins. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., v. 48, p. 3-79,1989.

INGERSOLL, R.V. **Tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature.** In: **Tectonics of Sedimentary Basins**, Second Edition (ed. by C.J. Busby and A. Azor), Wiley-Blackwell. 2011.

INGERSOLL, R.V; BUSBY, C.J. **Tectonics of sedimentary basins.** In: **Tectonics of Sedimentary Basins** (ed. by C.J. Busby and R.V. Ingersoll), Blackwell Publishing Ltd., Oxford, 1–52, p. 579, 1995.

MCKENZIE, D.P. Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 40, p. 25 – 32. 1978.

KINGSTON, D.R.; DISHROON, C.P; WILLIAMS, P.A. **Global basin classification.** *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67, 2175–2193, 1983.

MILANI, E.J.; RANGEL, H.D.; BUENO, G.V.; STICA, J.M.; WINTER, W.R.; CAIXETA, J.M.; NETO, O.C.R. **Bacias Sedimentares Brasileiras – Cartas Estratigráficas.** *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 183-205, 2007.

MIZUSAKI, A.M.P.; PICCIRILLO, E.M.; DIAS, J.L.; CHIARAMONTI, P.C.; ROISEMBER, A.; BELLIENI, G.; GIARETTA, A. **Petrologia, Geoquímica e Geocronologia do vulcanismo básico do Neomiano da Bacia de Campos**. Rio de Janeiro, Petrobrás. Rel. interno. 1989.

MIZUSAKI, A.M.P.; THOMAZ F. A.; VALENÇA, J. **Volcanosedimentary sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brasil)**. São Paulo, Ver. Bras. Geoc. v.18, n.3, p. 247-251, 1988.

MOHRIAK W.U. **Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira**. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus R.M. Vidotti, Gonçalves J.H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, p. 87-94, 2003.

MOHRIAK W.U. **Bacias da Margem Continental Divergente**. In: Hasui, Yociteru; Carneiro, Celso Dal Ré; Almeida, Fernando Flavio Marques; Bartorelli, Andrea. (Org.). *Geologia do Brasil*. 1ed. São Paulo: Editora Beca, 2012, v. 1, p. 466-480. 2012.

MOHRIAK W.U.; BARROS A.Z. **Novas evidências de tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil: o graben de Barra de São João na Plataforma continental de Cabo Frio, RJ**. Rev. Bras. Geoc., 20(1-4):187-196, 1990.

RANGEL, H.D.; CORRÊA, G.A.; BISOL, D.L. **Evolução geológica e aspectos exploratórios das áreas norte e central da Bacia de Campos**. Rio de Janeiro, Petrobrás. Rel. interno. 1987.

SCARTON, J.C., **Análise estratigráfica do Terciário Inferior da Bacia de Campos – Uma visão moderna (com ênfase na região dos campos petrolíferos de Corvina e Malhado)**. Tese de Doutorado, IG/UFRGS, 2 vols. 403 pp. 1993.

SCHALLER, H. **Estratigrafia da Bacia de Campos**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27. Aracaju, SBG. Anais, V. 3, p. 247-258, 1973.

SCLATER, J.C. CHRISTIE P.A.F. **Continental Stretching: An Explanation of the Post Mid-Cretaceous Subsidence of the Central North Sea Basin.** Journal of Geophysical Research, 85, 3711-3739. 1980.

SLEEP, N.H. **Thermal Effects of the formation of Atlantic continental margins by continental break-up,** Geophys. J. R. Astr. Soc., v. 24, p. 325-350, 1971.

SPADINI, A.R.; ESTEVES, F.R.; DIAS-BRITO, D.; AZEVEDO, R.L.M.; RODRIGUES, R. **The Macaé Formation, Campos Basin, Brazil: its evolution in the context of the initial history of the south Atlantic.** Rev. Bras. Geoc., 18 (3): 261-272, 1988.

STECKER, M.S.; WATTS, A.B. **Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York.** Earth and Planetary Science Letters 41 (1), p. 1-13, 1978.

THOMAZ-FILHO, A., CESERO, P. MIZUSAKI, A.M., LEÃO J.G. **Hot Spot Volcanic Tracks and Their Implications For South American Plate Motion, Campos Basin (Rio de Janeiro State), Brazil.** Journal of South American Earth Sciences. 18, p 383-389. 2005.

VAN HINTE, J.E. **Geohistory Analysis: Application of Micropaleontology in Exploration Geology.** American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Serie, 7, Tulsa, 55 pp. 1978.

WATTS, A.B.; RYAN, W.B.F. **Flexure of the lithosphere and continental margin basins.** Tectonophysics, 36, p. 25-44, 1976.

WATTS, A.B., **The U.S. Atlantic Continental Margin: Subsidence History, Crustal Structure and Thermal Evolution.** American Association of Petroleum Geologists Education Course Note Series, v. 19, p 2-1 para 2-15. 1981.

WINTER, R.W.; JAHNERT, R.J; FRANÇA, A.B. **Bacia de Campos.** Boletim de Geociencias da Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p. 501-509, 2007.

XIE, X.; HELLER, P.L. **Plate Tectonics and Basin Subsidence History.** Geological Society of American Bulletin, 121, 55-64. 2009.

ZALÁN P.V.; OLIVEIRA J.A.B. **Origem e evolução estrutural do sistema de riftes cenozoico do Sudeste do Brasil.** Bol. Geoc. Petrobras, 13(2): 290-300, 2005.