

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**ANÁLISES ESTRATIGRÁFICA E ESTRUTURAL DA SEÇÃO RIFTE  
(VALANGINIANO AO BARREMIANO) NA ÁREA DO LEVANTAMENTO SÍSMICO  
3D DE BAIXO VERMELHO, BACIA POTIGUAR EMERSA**

Autora:

**KATIANE DOS SANTOS SALVIANO**

Orientadora:

**PROFA. DRA. VALÉRIA CENTURION CÓRDOBA**

Co-Orientador:

**DR. RENATO MARCOS DARROS DE MATOS**

Dissertação n° 63/PPGG

Natal/RN, Março de 2007

# **Livros Grátis**

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**ANÁLISES ESTRATIGRÁFICA E ESTRUTURAL DA SEÇÃO RIFTE  
(VALANGINIANO AO BARREMIANO) NA ÁREA DO LEVANTAMENTO SÍSMICO  
3D DE BAIXO VERMELHO, BACIA POTIGUAR EMERSA**

Autora:

**KATIANE DOS SANTOS SALVIANO**

Dissertação de Mestrado apresentada em  
30 de Março de 2007, visando a obtenção  
do grau de Mestre em Geodinâmica pelo  
Programa de Pós-Graduação em  
Geodinâmica e Geofísica da UFRN.

Comissão Examinadora

PROFA. DRA. VALÉRIA CENTURION CórDOBA (PPGG/UFRN - ORIENTADORA)  
DR. RENATO MARCOS DARROS DE MATOS (QUANTRA PETRÓLEO - CO-ORIENTADOR)  
PROFA. DRA. DEBORA DO CARMO SOUSA (DG/CCET/UFRN)

Natal/RN, Março de 2007

# Sumário

---

<b>RESUMO</b> .....	i
<b>ABSTRACT</b> .....	iii
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	v
<b>1 – INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1 – Apresentação, Objetivos e Localização da Área de Estudo.....	3
1.2 – Justificativa do Tema Proposto.....	4
1.3 – Base de Dados.....	6
1.4 – Métodos e Técnicas de Trabalho.....	6
1.4.1 – Trabalhos de Gabinete.....	6
1.4.2 – Trabalhos de Laboratório.....	8
1.4.3 – Conclusão do Estudo.....	9
<b>2 – A BACIA POTIGUAR</b> .....	11
2.1 – Introdução.....	13
2.2 – Arcabouço Estrutural e Estratigráfico da Bacia Potiguar: Produto de sua Evolução Tectono-sedimentar.....	15
2.2.1 – Estágio Rife.....	15
2.2.2 – Estágio Transicional.....	18
2.2.3 – Estágio Drifte.....	20
2.3 – Formação Pendência.....	25
2.3.1 – Sequências Depositionais de Della Fávera <i>et al.</i> (1994).....	27
2.3.2 – A Formação Pendência e sua Importância para a Exploração de Hidrocarbonetos.....	31
2.4 – Sistema de Falhas de Carnaubais.....	32
<b>3 - ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA - PARTE CONCEITUAL</b> .....	35
3.1 – Introdução.....	37
3.2 – Estratigrafia de Sequências.....	37
3.2.1 – Conceitos Básicos da Estratigrafia de Sequências.....	37
3.2.2 – Ordem de Ciclicidade.....	42
3.2.3 – Estratigrafia de Sequências em Bacias Rife.....	43
3.3 – Ferramentas da Análise Estratigráfica.....	48
3.3.1 – Análise Sedimentológica.....	48
3.3.1.1 – Análise Faciológica.....	48



3.3.1.2 – Sistemas Depositionais.....	49
3.3.2 – Análise Sismoestratigráfica.....	55
3.3.2.1 – As Reflexões Sísmicas e seu Significado Cronoestratigráfico.....	55
3.3.2.2 – Padrões de Terminação das Reflexões.....	56
3.3.2.3 – Fácies Sísmicas.....	58
3.3.2.4 – Superfícies Cronoestratigráficas nas Linhas Sísmicas.....	58
3.3.3 – Análise de Perfis de Poços.....	62
3.3.3.1 – <i>Trends</i> do Perfil.....	62
<b>4 – ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>65</b>
4.1 – Introdução.....	67
4.2 – Análise Estratigráfica 1D.....	67
4.2.1 – Análise Litofaciológica.....	68
4.2.1.1 – Litofácies Siliciclásticas.....	77
4.2.1.2 – Litofácies Carbonáticas.....	80
4.2.2 – Sistemas Depositionais.....	81
4.2.3 – Unidades da Estratigrafia de Sequências.....	84
4.3 – Análise Estratigráfica 2D.....	87
4.3.1 – Análise Sismoestratigráfica do 3D de Baixo Vermelho.....	88
4.3.1.1 – Horizontes Sísmicos Mapeados.....	88
4.3.1.2 – Análise das Fácies Sísmicas.....	108
4.3.1.3 – Sequências Sísmicas Mapeadas.....	109
4.3.2 – Análise das Sequências Depositionais: Uma Correlação entre os Dados Sísmicos e as Seções Geológicas.....	109
<b>5 – ANÁLISE ESTRUTURAL DA ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>119</b>
5.1 – Introdução.....	121
5.2 – Estruturação da Área do Levantamento Sísmico 3D de Baixo Vermelho.....	121
5.2.1 – Feições Estruturais Mapeadas.....	122
5.2.2 – Análise dos Mapas Estruturais Sísmicos.....	125
<b>6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>133</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>141</b>

# Lista de Figuras

---

## 1 – INTRODUÇÃO

Figura 1.1. Mosaico de imagens orbitais do satélite <i>Landsat 7/ETM+</i> do Estado do RN com a localização da área do levantamento sísmico 3D de Baixo Vermelho.....	4
Figura 1.2. Área do levantamento sísmico 3D de Baixo Vermelho, localizada próxima a importantes campos de petróleo da Bacia Potiguar emersa.....	5
Figura 1.3. Diagrama evidenciando as principais atividades executadas durante o desenvolvimento desta Dissertação de Mestrado.....	7

## 2 – A BACIA POTIGUAR

Figura 2.1. Mapa geológico simplificado da Bacia Potiguar (Modificado de Fortes 1986, Mont'Alverne <i>et al.</i> 1998, Pessoa Neto 2003 e CPRM 2003).....	13
Figura 2.2. Carta Estratigráfica da Bacia Potiguar (modificado de Araripe & Feijó 1994 por Córdoba 2001 e Pessoa Neto 2003).....	14
Figura 2.3. Reconstruções pré-deriva mesozóica para o nordeste do Brasil e África, durante os estágios sin-rifte I, II e III (segundo Matos 1992).....	16
Figura 2.4. Mapa do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar (Cremonini <i>et al.</i> 1996).....	17
Figura 2.5. Modelo deposicional proposto para o estágio rifte da Bacia Potiguar (modificado de Matos 1987 por Rossetti 1996).....	18
Figura 2.6. Modelo deposicional proposto para o estágio transicional da Bacia Potiguar (segundo Costa <i>et al.</i> 1983 <i>apud</i> Bertani <i>et al.</i> 1990).....	19
Figura 2.7. Modelo deposicional da seqüência transgressiva, estágio drifte da Bacia Potiguar (segundo Bertani & Costa 1988 <i>apud</i> Bertani <i>et al.</i> 1990).....	21
Figura 2.8. Modelo deposicional da seqüência regressiva, estágio drifte da Bacia Potiguar (modificado de Bertani & Costa 1988 por Soares <i>et al.</i> 2003).....	22
Figura 2.9. Deformação particionada da Margem Equatorial Atlântica como uma função da progressiva deformação controlada por falhas transformantes, durante o Albiano.....	25
Figura 2.10. Seção geológica A-A', transversal aos <i>grabens</i> de Apodi e Umbuzeiro na porção SO do Rifte Potiguar.....	26

Figura 2.11. Carta cronoestratigráfica e bioestratigráfica para o Cretáceo Inferior da Bacia Potiguar (modificado de Araripe & Feijó 1994).....	30
Figura 2.12. Mapa do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar (Cremonini <i>et al.</i> 1996) onde estão ilustrados os principais campos de petróleo.....	31

### 3 - ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA - PARTE CONCEITUAL

Figura 3.1. Representação esquemática da seção estratigráfica generalizada de uma seqüência deposicional.....	38
Figura 3.2. Exemplos ilustrando situações onde as paraseqüências apresentam-se: (A) com engrossamento textural para o topo e (B) com afinamento textural para o topo.....	39
Figura 3.3. Conjuntos de paraseqüências com os padrões de empilhamento progradacional, agradacional e retrogradacional.....	40
Figura 3.4. Seqüência e modelos de tratos de sistemas deposicionais (modificado de Severiano Ribeiro 2001b).....	41
Figura 3.5. Sumário dos principais controles da estratigrafia de bacias rifte (Bonsence 1998).....	43
Figura 3.6. Modelo generalizado de meio- <i>graben</i> , evidenciando os principais componentes dos tratos de sistemas de Lago Alto e Lago Baixo.....	45
Figura 3.7. Blocos diagramas generalizados dos tratos de sistemas tectônicos de Iniciação de Rifte, Clímax de Rifte, Pós-Rifte Imediato e Pós-Rifte Tardio.....	46
Figura 3.8. Modelo de tratos de sistemas tectônicos com seus respectivos padrões de empilhamento (modificado de Prosser 1993 por Küchle <i>et al.</i> 2005).....	47
Figura 3.9. Modelo esquemático dos tratos de sistemas regressivo inicial, transgressivo e regressivo final para <i>grabens</i> assimétricos (Chiossi 2005).....	48
Figura 3.10. Relações entre fácies, ambientes deposicionais, sistemas deposicionais e tratos de sistemas (Riccomini <i>et al.</i> 2000).....	50
Figura 3.11. Modelos esquemáticos ilustrando: (A) leque deltaico (modificado de McPherson <i>et al.</i> 1987), e (B) perfil longitudinal de um leque aluvial.....	50
Figura 3.12. Blocos diagramas de sistemas fluviais (A) meandrante e (B) entrelaçado (arenoso), ilustrando algumas de suas principais associações de fácies (Miall 1992).....	52
Figura 3.13. Modelos esquemáticos de um sistema deposicional deltaico, com seus respectivos subambientes.....	53
Figura 3.14. Padrões de terminações das reflexões dentro de uma seqüência sísmica idealizada (modificado de Vail 1987 por Severiano Ribeiro 2001c).....	57

Figura 3.15. Quadro-resumo dos principais padrões de configurações das sismofácies.....	60
Figura 3.16. Quadro-resumo das geometrias externas de algumas unidades de fácies sísmicas.....	61
Figura 3.17. <i>Trends</i> dos perfis de raios-gama idealizados, baseados na razão folhelho/areia (Emery & Myers 1996).....	63

#### 4 – ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO

Figura 4.1. Detalhe do intervalo Valanginiano-Barremiano da Carta Estratigráfica da Bacia Potiguar, o qual corresponde litoestratigraficamente à Formação Pendência.....	67
Figura 4.2. Mapas de localização da área do levantamento sísmico 3D de Baixo Vermelho e de disposição dos poços exploratórios analisados neste trabalho.....	68
Figura 4.3. Análise estratigráfica 1D evidenciando as principais unidades da estratigrafia de seqüências e os sistemas deposicionais interpretados nos poços P-01 e P-02.....	69
Figura 4.4. Análise estratigráfica 1D evidenciando as principais unidades da estratigrafia de seqüências e os sistemas deposicionais interp nos poços P-03 e P-04.....	71
Figura 4.5. Análise estratigráfica 1D evidenciando as principais unidades da estratigrafia de seqüências e os sistemas deposicionais interpretados nos poços P-05 e P-06.....	73
Figura 4.6. Análise estratigráfica 1D evidenciando as principais unidades da estratigrafia de seqüências e os sistemas deposicionais interpretados nos poços P-07 e P-08.....	75
Figura 4.7. Trechos selecionados dos poços <b>P-03 (A)</b> e <b>P-08 (B)</b> apresentando exemplos da Litofácies Conglomerados.....	77
Figura 4.8. Intervalos selecionados dos poços <b>P-08 (A)</b> e <b>P-01 (B)</b> apresentando exemplos da Litofácies Arenitos.....	78
Figura 4.9. Segmentos dos poços <b>P-01 (A)</b> e <b>P-08 (B)</b> evidenciando exemplos da Litofácies Siltitos.....	79
Figura 4.10. Trechos selecionados dos poços <b>P-01 (A)</b> e <b>P-08 (B)</b> evidenciando a Litofácies Folhelhos.....	80
Figura 4.11. Modelo esquemático da paleogeografia proposta para a área em estudo, evidenciando os sistemas deposicionais de leque aluvial, flúvio-deltaico e lacustre.....	82
Figura 4.12. Segmentos de poços exemplificando os dois principais tipos de conjuntos de parasseqüências.....	85
Figura 4.13. Modelos hipotéticos de tratos de sistemas propostos para a Formação Pendência, na área estudada, com suas respectivas associações de litofácies.....	86

Figura 4.14. Seção sísmica AA', paralela ao mergulho regional das camadas, evidenciando o rastreamento das principais superfícies-chave.....	89
Figura 4.15. Seção sísmica BB', aproximadamente, perpendicular ao mergulho regional das camadas, evidenciando o mapeamento das principais superfícies-chave.....	91
Figura 4.16. Seção sísmica inline CC', passando pelo poço P-02, evidenciando o rastreamento das principais superfícies-chave.....	93
Figura 4.17. Seção sísmica inline DD', passando pelo poço P-05, evidenciando o rastreamento das principais superfícies-chave.....	95
Figura 4.18. Seção sísmica inline EE', passando pelo poço P-04, com o mapeamento das principais superfícies-chave.....	97
Figura 4.19. Seção sísmica inline FF', passando pelo poço P-01, evidenciando o rastreamento das principais superfícies-chave.....	99
Figura 4.20. Seção sísmica inline GG', apresentando o poço P-03 e as superfícies-chave de caráter cronoestratigráfico mais importantes da área.....	101
Figura 4.21. Seção geológica 1, dip, composta pelos poços P-01, P-04, P-05 e P-06, mostrando a análise e correlação 2D entre as seqüências deposicionais.....	103
Figura 4.22. Seção geológica 2, strike, composta pelos poços P-01, P-02, P-07 e P-08, mostrando a análise e correlação 2D entre as seqüências deposicionais.....	105
Figura 4.23. Mapas de isópacas sísmicas em tempo para as sismosseqüências: (A) Sismosseqüência 1; (B) Sismosseqüência 2; (C) Sismosseqüência 3.....	111
Figura 4.24. Mapas de isópacas sísmicas em tempo para as sismosseqüências: (A) Sismosseqüência 4; (B) Sismosseqüência 5; (C) Sismosseqüência 6.....	113
Figura 4.25. Mapas de isópacas sísmicas em tempo para as sismosseqüências: (A) Sismosseqüência 7; (B) Sismosseqüência 8; (C) Sismosseqüência 9.....	116

## **5 – ANÁLISE ESTRUTURAL DA ÁREA DE ESTUDO**

Figura 5.1. Mapa estrutural sísmico e volume 3D em tempo interpretado para a Falha de Carnaubais, evidenciando as variações na geometria do plano de falha.....	124
Figura 5.2. Seção sísmica HH', paralela ao mergulho regional das camadas, evidenciando o mapeamento das principais estruturas da área em estudo.....	126
Figura 5.3. Mapas estruturais sísmicos em tempo para os horizontes correspondentes aos limites de seqüências: (A) - Limite de seqüência 1; (B) - Limite de seqüência 2; (C) - Limite de seqüência 3...	128
Figura 5.4. Mapas estruturais sísmicos em tempo para os horizontes correspondentes aos limites de seqüência: (A) - Limite de seqüência 4; (B) - Limite de seqüência 5; (C) - Limite de seqüência 6....	129

Figura 5.5. Mapas estruturais sísmicos em tempo para os horizontes correspondentes aos limites de seqüências: (A) - Limite de seqüência 7; (B) - Limite de seqüência 8; (C) - Limite de seqüência 9... 130

Figura 5.6. Mapa estrutural sísmico em tempo para o horizonte correspondente ao limite de seqüência 10 (LS10)..... 131

# *Lista de Tabelas*

---

## **3 - ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA - PARTE CONCEITUAL**

Tabela 3.1. Terminologias, hierarquias e ordens de ciclicidade (compilado de Vail <i>et al.</i> 1990, Emery & Myers 1996 e Kerans & Tinker 1997 por Córdoba 2001).....	42
--	----

## **4 – ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO**

Tabela 4.1. Características sismoestratigráficas principais das seqüências sísmicas identificadas nas linhas sísmicas interpretadas.....	110
--	-----

## Resumo

---

A área de Baixo Vermelho, localizada na porção norte do *Graben* de Umbuzeiro (Bacia Potiguar emersa), representa um exemplo típico de uma bacia do tipo rifte, caracterizada, em subsuperfície, pela seqüência sedimentar rifte, correlata à Formação Pendência (Valanginiano-Barremiano), e pelo Sistema de Falhas de Carnaubais. Dentro deste contexto, duas abordagens principais nortearam o estudo, a estratigráfica e a estrutural, em que se lançou mão da interpretação do volume sísmico 3D de Baixo Vermelho e de oito poços exploratórios da área e adjacências.

A análise estratigráfica do intervalo do Valanginiano ao Barremiano foi realizada em duas fases distintas, 1D e 2D, nas quais foram adaptados os conceitos básicos da estratigrafia de seqüências. Nestas fases, a análise individual de cada poço e a correlação entre os mesmos permitiu reconhecer as principais litofácies presentes, interpretar os sistemas deposicionais vigentes e identificar as unidades genéticas e as superfícies-chave de caráter cronoestratigráfico.

As litofácies analisadas constituem, predominantemente, conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos, ocorrendo, ainda, de forma subordinada, rochas carbonáticas e margas. Com base nas associações destas litofácies foram interpretados os sistemas deposicionais de leque aluvial, flúvio-deltaico e lacustre. O sistema de leque aluvial é composto, principalmente, por depósitos conglomeráticos, os quais se desenvolveram, principalmente, na porção sul da área, estando diretamente associados ao Sistema de Falhas de Carnaubais. O sistema flúvio-deltaico, por sua vez, foi desencadeado, preferencialmente, na porção noroeste da área, na margem flexural, sendo caracterizado por arenitos grossos a finos intercalados a folhelhos e siltitos. Em contrapartida, o sistema lacustre, o mais dominante na área investigada, é formado principalmente por folhelhos que ocorrem, por vezes, intercalados a delgadas camadas de arenitos finos a muito finos, interpretados como depósitos turbidíticos.

As unidades da estratigrafia de seqüências reconhecidas nos poços estão representadas pelos conjuntos de parasseqüências, tratos de sistemas e seqüências deposicionais. Os conjuntos de parasseqüências, ora progradacionais, ora retrogradacionais, foram agrupados e relacionados aos tratos de sistemas. A predominância dos conjuntos de parasseqüências progradacionais (*trend* geral com engrossamento textural para o topo) caracteriza o Trato de



Sistemas Regressivo, ao passo que a ocorrência, com maior frequência, dos conjuntos de parassequências retrogradacionais (*trend* geral com afinamento textural para o topo) representam o Trato de Sistemas Transgressivo.

Na análise sismoestratigráfica, as litofácies descritas nos poços foram relacionadas às sismofácies caótica, progradacional e paralela/subparalela, as quais se associam, freqüentemente, aos sistemas de leques aluviais, flúvio-deltaico e lacustre, respectivamente. Nesta análise foram mapeados quinze horizontes sísmicos que correspondem aos limites de seqüências deposicionais e às superfícies de inundação máxima, que separam o trato de sistemas transgressivo do regressivo. O reconhecimento de ciclos transgressivo-regressivo permitiu identificar nove seqüências deposicionais, possivelmente de 3ª ordem, relacionadas a ciclos tectono-sedimentares.

A análise estrutural, por sua vez, foi realizada no volume sísmico de Baixo Vermelho, que mostra, com clareza, a complexidade estrutural impressa na área, relacionada, principalmente, ao Sistema de Falhas de Carnaubais, que atua como um importante sistema de falhas de borda de rifte. Este sistema de falhas é caracterizado por um arranjo principal de falhas normais NE-SO, em que a Falha de Carnaubais representa a expressão máxima destes lineamentos.

A Falha de Carnaubais corresponde a uma falha com geometria tipicamente lítrica, direcionada segundo o *trend* geral N70°E, mergulhando para noroeste. Apresenta-se, ao longo de todo o volume sísmico, com variações em sua superfície, as quais condicionaram, em seus estágios evolutivos, a formação de inúmeras feições estruturais, que são comumente identificadas na Formação Pendência. Nesta unidade, parte das feições está relacionada à formação de dobramentos longitudinais (estrutura do tipo *rollover* e dobramentos distensionais associados), decorrentes do deslocamento do plano da falha principal, propiciando variações na geometria e espessura dos estratos adjacentes, os quais foram depositados sincronicamente. Outras feições estruturais estão relacionadas a falhamentos secundários, tanto sintéticos quanto antitéticos à Falha de Carnaubais. De uma maneira geral, estas falhas têm continuidade lateral limitada, com formato planar a lítrico e, aparentemente, desempenham o papel de acomodação da deformação distensional imposta na área.

Assim, a interação entre as análises estratigráfica e estrutural, alicerçados pela excelente qualidade dos dados utilizados, permitiu obter um melhor entendimento sobre a evolução tectono-sedimentar do intervalo Valanginiano ao Barremiano (Formação Pendência) na área de estudo.

## *Abstract*

---

Baixo Vermelho area, situated on the northern portion of Umbuzeiro Graben (onshore Potiguar Basin), represents a typical example of a rift basin, characterized, in subsurface, by the sedimentary rift sequence, correlated to Pendência Formation (Valanginian-Barremian), and by the Carnaubais fault system. In this context, two main goals, the stratigraphic and the structural analysis, had guided the research. For this purpose, it was used the 3D seismic volume and eight wells located in the study area and adjacencies.

The stratigraphic analysis of the Valanginian-Barremian interval was carried through in two distinct phases, 1D and 2D, in which the basic concepts of the sequence stratigraphy had been adapted. In these phases, the individual analysis of each well and the correlation between them, allowed to recognize the main lithofacies, to interpret the effective depositional systems and to identify the genetic units and key-surfaces of chronostratigraphic character.

The analyzed lithofacies are represented predominantly by conglomerates, sandstones, siltites and shales, with carbonate rocks and marls occurring subordinately. According to these lithofacies associations, it is possible to interpret the following depositional systems: alluvial fan, fluvio-deltaic and lacustrine depositional systems. The alluvial fan system is mainly composed by conglomerates deposits, which had developed, preferentially in the south portion of the area, being directly associated to Carnaubais fault system. The fluvial-deltaic system, in turn, was mainly developed in the northwest portion of the area, at the flexural edge, being characterized by coarse sandstones with shales and siltites intercalated. On the other hand, the lacustrine system, the most dominant one in the study area, is formed mainly by shales that could occur intercalated with thin layers of fine to very fine sandstones, interpreted as turbidite deposits.

The recognized sequence stratigraphy units in the wells are represented by parasequence sets, systems tracts and depositional sequences. The parasequence sets, which are progradational or retrogradational, had been grouped and related to the systems tracts. The predominance of the progradation parasequence sets (general trend with coarsening-upward) characterizes the Regressive Systems Tract, while the occurrence, more frequently, of the retrogradation parasequence sets (general trend with finning-upward) represents the Transgressive System Tract.

In the seismic stratigraphic analysis, the lithofacies described in the wells had been related to chaotic, progradational and parallel/subparallel seismic facies, which are associated, frequently, to the alluvial fans, fluvial-deltaic and lacustrine depositional systems, respectively. In this analysis, it was possible to recognize fifteen seismic horizons that correspond to sequence boundaries and to maximum flooding surfaces, which separates Transgressive to Regressive systems tracts. The recognition of transgressive-regressive cycles allowed to identify nine, possibly, 3a order depositional sequences, related to the tectonic-sedimentary cycles.

The structural analysis, in turn, was done at Baixo Vermelho seismic volume, which shows, clearly, the structural complexity printed in the area, mainly related to Carnaubais fault system, acting as an important fault system of the rift edge. This fault system is characterized by a main arrangement of normal faults with trend NE-SO, where Carnaubais Fault represents the maximum expression of these lineations.

Carnaubais Fault corresponds to a fault with typically listric geometry, with general trend N70°E, dipping to northwest. It is observed, throughout all the seismic volume, with variations in its surface, which had conditioned, in its evolutive stages, the formation of innumerable structural features that normally are identified in Pendência Formation. In this unit, part of these features is related to the formation of longitudinal foldings (rollover structures and distentional folding associated), originated by the displacement of the main fault plan, propitiating variations in geometry and thickness of the adjacent layers, which had been deposited at the same time. Other structural features are related to the secondary faultings, which could be synthetic or antithetic to Carnaubais Fault. In a general way, these faults have limited lateral continuity, with listric planar format and, apparently, they play the role of the accommodation of the distentional deformation printed in the area.

Thus, the interaction between the stratigraphic and structural analysis, based on an excellent quality of the used data, allowed to get one better agreement on the tectonic-sedimentary evolution of the Valanginian-Barremian interval (Pendência Formation) in the studied area.

# Agradecimentos

---

## *Agradeço.....*

.... a Deus que me guiou nos momentos mais difíceis dessa caminhada e a quem muitas vezes esqueci de agradecer. Obrigada, Senhor, por todos os momentos felizes e porque não os tristes? Muitas coisas aprendi com eles, muitos valores guardei e, pelo menos, uma vitória conquistei. Muito obrigada, ó Deus, e peço que estejas sempre presente em minha vida.

.... aos meus familiares, em especial aos meus pais, José Salviano e Genoveva, que me apoiaram nesta caminhada, acreditando em mim e me dando confiança para seguir em frente. A vocês, minha eterna gratidão.

.... a minha orientadora, Profa. Dra. Valéria Centurion Córdoba, pela oportunidade e confiança para a realização deste trabalho. Obrigada, por ter dedicado um pouco de seu tempo tão precioso, muitas vezes disputadíssimo, para me passar os conhecimentos necessários para a realização de um bom trabalho. E obrigada, principalmente, por ter sido “incansável”, acreditando que eu poderia conseguir.

.... ao Dr. Renato Marcos Darros de Matos por sua orientação e disponibilidade em minhas consultas. a Profa. Dra. Debora do Carmo Sousa por sua participação na banca examinadora e aos membros suplentes Prof. Dr Alex Francisco Antunes e Dr. Cláudio Pires Florencio. Suas observações foram de grande valor.

.... ao Programa em Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG), pela oportunidade da realização do curso de Mestrado, pela disponibilidade de sua infraestrutura e apoio material.

.... ao Projeto Rede 07/1 (Falhas e fraturas naturais: aplicações na caracterização de reservatórios, Projeto FINEP/CTPETRO) pela liberação de recursos para adquirir os dados sísmicos da área. Agradeço, ainda, a Agência Nacional do Petróleo (ANP), através do Programa de Recursos Humanos em Geologia, Geofísica e Informática para o setor Petróleo e Gás – PRH ANP/nº 22, e Quantra Petróleo Ltda pela disponibilidade dos dados de poços exploratórios.

.... a CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), pelo apoio financeiro.

.... a *Landmark Graphics Corporation* pela cessão das licenças do *software* de interpretação *Geographix Discovery*.

.... a todos os professores que me ensinaram durante o curso, transmitindo os seus conhecimentos.

.... a todos os colegas de curso e de profissão, especialmente, Camilla, Patrícia Rose, Anna Pauletti, Luana, Alexandre Ranier, Luiz Gustavo, Fábio, Hugo, Ronaldo, ... ( e com certeza estou esquecendo do nome de outras pessoas) com os quais convivi e estreitei laços de amizade.

.... a duas pessoas que me deram uma importante ajuda na fase final deste trabalho: Camilla e Luana. Dizer obrigada a vocês não é suficiente para agradecer o que vocês fizeram por mim. Valeu mesmo.

.... a Sr. Emanuel e, principalmente, a Nilda por tudo. “Seu Manu” e “Nildete”, vocês foram uns “anjos”. Obrigada pela força.

Externo, ainda, meus agradecimentos a todas as Pessoas, estivessem elas presente ou não, que contribuíram, ou mesmo me apoiaram, na realização deste trabalho.

Assim, agora, quero parar e agradecer a cada um de vocês simplesmente porque vocês também fizeram parte desta conquista. OBRIGADA POR TUDO.

*Katiane dos Santos Salviano*

# *Introdução*

Capítulo 1

## 1.1. Apresentação, Objetivos e Localização da Área de Estudo

A presente Dissertação representa parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Geofísica pelo Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica do Centro de Ciências Exatas e da Terra, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (PPGG/CCET/UFRN). A mesma está inserida na linha de pesquisa de Exploração de Hidrocarbonetos, da área de Geologia e Geofísica do Petróleo, no âmbito do PPGG, sob a orientação da Professora Doutora Valéria Centurion Córdoba, lotada no Departamento de Geologia da UFRN (DG/UFRN), e co-orientação do Doutor Renato Marcos Darros de Matos, atual Gerente de Exploração da Aurizônia Petróleo S.A.

Esta Dissertação descreve as atividades realizadas e a interpretação dos resultados obtidos a partir de um mapeamento de subsuperfície, desenvolvido com base nas análises estratigráfica e estrutural de dados sísmicos tridimensionais e de poços exploratórios, de um segmento da porção norte do *Graben* de Umbuzeiro (Bacia Potiguar emersa, Nordeste do Brasil), denominado de Baixo Vermelho. Tal mapeamento foi realizado, em sua maior parte, em modernas estações de trabalho (*workstation*), através de *softwares* que apresentam uma suíte de ferramenta de análise de dados sísmicos.

Ao tema proposto, foram determinados dois objetivos principais, os quais consistem em: (i) realizar uma análise estratigráfica detalhada, sob a óptica da Estratigrafia de Seqüências, da seção correlata à Formação Pendência (Valanginiano ao Barremiano), e (ii) mapear, detalhadamente, a Falha de Carnaubais e avaliar seu impacto na geometria dos estratos da referida formação.

Uma vez realizadas as análises estratigráfica e estrutural da Formação Pendência, o estudo possibilitou ter uma melhor compreensão da evolução tectono-sedimentar da porção norte do *Graben* de Umbuzeiro. Por conseguinte, esta compreensão permitiu a caracterização de possíveis prospectos petrolíferos, visto que a Formação Pendência apresenta grande potencial para a geração e acumulação de hidrocarbonetos.

A área objeto deste estudo, referida como Baixo Vermelho, localiza-se na porção noroeste do Estado do Rio Grande do Norte, compreendido pelas coordenadas UTM (725497,5; 9414608,4), (735974,7; 9418842,1), (728794,5; 9406449,3) e (739272,1;



9410682,9), nas proximidades das cidades de Alto do Rodrigues e Carnaubais (figura 1.1). A área representa um segmento, com cerca de 99,4 km<sup>2</sup>, da Bacia Potiguar emersa, inserido na porção norte do *Graben* de Umbuzeiro, próximo à extremidade sul do Alto de Macau.



Figura 1.1. Mosaico de imagens orbitais do satélite *Landsat 7/ETM+* (combinação das bandas espectrais 543/RGB em composição colorida; Miranda & Coutinho 2004) do Estado do Rio Grande do Norte com a localização da área do levantamento sísmico 3D de Baixo Vermelho. O arcaabouço estrutural da Bacia Potiguar emersa (traços em azul) é ilustrado de modo simplificado.

## 1.2. Justificativa do Tema Proposto

O desenvolvimento de pesquisas em bacias do tipo rifte avançou enormemente nos últimos anos, principalmente, em decorrência da aplicação das técnicas e modelos da estratigrafia de seqüências. Neste tipo de análise, que é extremamente complexa, é de fundamental importância avaliar os efeitos da tectônica e do clima durante a sedimentação, pois estes são os parâmetros controladores principais de uma bacia tipo rifte (Soares 2000, Küchle *et al.* 2005). Assim, a seção rifte da Bacia Potiguar, representada pela Formação Pendência, constitui um alvo bastante interessante para este tipo de análise, o que pode resultar em melhor entendimento da evolução tectono-sedimentar deste intervalo.

A área de Baixo Vermelho representa a área do levantamento sísmico tridimensional adquirido pela PETROBRAS sobre os litotipos da Bacia Potiguar. Em subsuperfície, o dado sísmico imageou uma parte significativa do Sistema de Falhas de Carnaubais e do *Graben* de



Umbuzeiro, até próximo ao “Campo de Serraria” (a noroeste da área; figura 1.2). No bloco alto da Falha de Carnaubais, localizado ao sul da área, tem-se uma imagem do extremo sul do “Trend petrolífero de Estreito-Guamaré” (figura 1.2). Por isso, acredita-se que o bloco baixo da Falha de Carnaubais apresente uma boa oportunidade para a interpretação sísmica da seção preservada em um antigo depocentro de um rifte cretáceo, correspondente aos litotipos da Formação Pendência. Em virtude do Sistema de Falhas de Carnaubais se tratar de um importante sistema de falha de borda de rifte, o dado sísmico de Baixo Vermelho oferece uma boa oportunidade para o estudo das relações sismoestratigráficas entre os conglomerados de borda de falha e as fácies mais características de uma sedimentação lacustre, típica de lagos profundos. A excelente qualidade do dado sísmico, somada às informações de poços exploratórios, permitirá realizar uma análise estratigráfica detalhada do intervalo estudado, utilizando-se os conceitos mais modernos da estratigráfica. Do mesmo modo, o dado ainda oferece a possibilidade de reconhecer e discutir o impacto da geometria das falhas de borda na arquitetura final de uma bacia tipo rifte, além de importantes aspectos práticos, como a geração de trapas de petróleo.

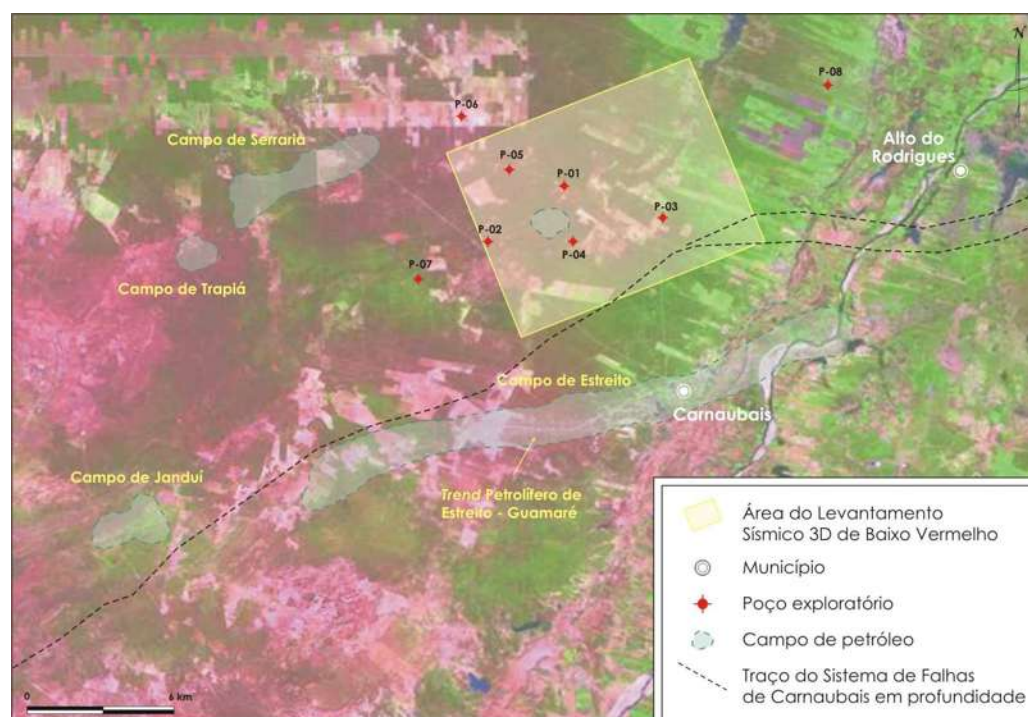


Figura 1.2. Área do levantamento sísmico 3D de Baixo Vermelho, localizada próxima a importantes campos de petróleo da Bacia Potiguar emersa. Ilustra-se, ainda, a locação dos poços exploratórios utilizados neste trabalho. Imagens orbitais do satélite *Landsat 7/ETM+*, com a combinação das bandas espectrais 543/RGB em composição colorida (Miranda 2005; vide localização na figura 1.1).

### **1.3. Base de Dados**

A base de dados utilizada para o desenvolvimento desta Dissertação é composta pelo volume sísmico 3D de Baixo Vermelho (doravante denominado de 3D de Baixo Vermelho) e por oito poços exploratórios da área e adjacências (figura 1.2).

O 3D de Baixo Vermelho abrange uma área de, aproximadamente, 99,4 km<sup>2</sup>, sobre a qual obteve-se o registro de 227 *inlines* (linhas longitudinais) e 353 *crosslines* (linhas transversais), gerando um volume sísmico com células retangulares de 25 por 50 m. Este volume sísmico trata-se de uma versão digital já processada (versão pós-*stack* migrado), adquirida junto ao Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) - Agência Nacional do Petróleo (ANP), com recursos do Projeto Rede 07/1 (Falhas e fraturas naturais: aplicações na caracterização de reservatórios, Projeto FINEP/CTPETRO).

Já os dados de poços consistem em dados digitais de curvas em formato LAS (raio-gama, resistividade e sônico), perfis compostos (em escala de 1:2000) e pasta de poço (contendo descrições de amostras de calha e testemunhos). Os dados de três poços (1-BV-0001-RN, 1-LU-0002DP-RN e 1RPR-0001-RN, aqui referidos como P-01, P-02 e P-03, respectivamente) foram disponibilizados pelo BDEP/ANP, em consonância com a política de cessão gratuita de dados públicos para finalidades acadêmicas, ao Programa de Recursos Humanos em Geologia, Geofísica e Informática da ANP para o setor Petróleo e Gás (PRH ANP/nº 22). Dados destes mesmos e dos outros poços (P-04 a P-08) foram disponibilizados pelo BDEP/ANP, via Quantra Petróleo Ltda.

### **1.4. Métodos e Técnicas de Trabalho**

A sistemática metodológica envolvida no desenvolvimento deste estudo abrangeu diversas fases de trabalhos, descritas a seguir, cujas atividades principais realizadas estão ilustradas na figura 1.3.

#### **1.4.1. Trabalhos de Gabinete**

A etapa inicial dos trabalhos consistiu na análise e compilação do acervo bibliográfico. Esta pesquisa envolveu temas ligados tanto ao contexto geológico da Bacia Potiguar, com enfoque principal aos estudos realizados na Formação Pendência, como também aqueles relacionados à fundamentação teórica do estudo e às ferramentas de trabalho utilizadas para a caracterização geológica da área investigada.

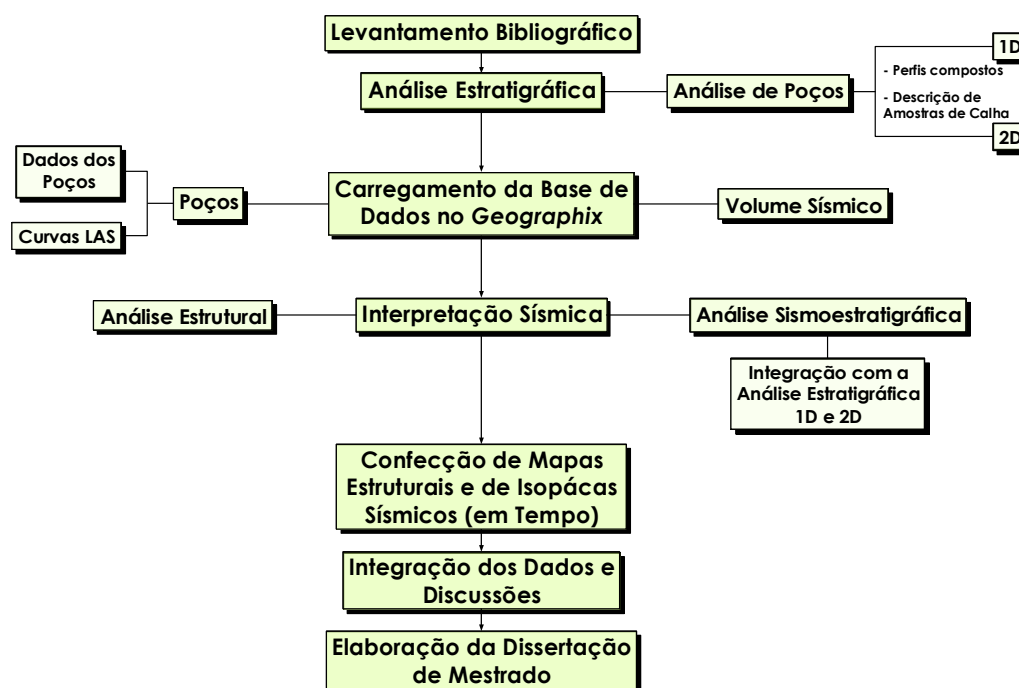


Figura 1.3. Diagrama evidenciando as principais atividades executadas durante o desenvolvimento desta Dissertação de Mestrado.

Ainda nesta fase foi efetuada, de forma preliminar, a análise estratigráfica, face à estratigrafia de seqüências, do intervalo cronoestratigráfico equivalente à Formação Pendência. Esta análise foi realizada em duas etapas distintas, 1D e 2D, a exemplo da proposição adotada por Kerans & Tinker (1997) e Córdoba (2001).

(i) **Análise estratigráfica 1D**: esta análise baseou-se no estudo individual dos poços, em escala vertical 1:4.000, utilizando-se os perfis compostos e as fichas de descrição de amostras de calha e testemunhos disponibilizados. Esta análise apresentou uma ordem hierárquica, em que foi dada ênfase aos seguintes aspectos:

- **Descrição das litofácies sedimentares presentes**, utilizando-se como critérios de maior relevância a litologia, o padrão característico de raios-gama, a espessura e as relações com as litofácies adjacentes;
- **Interpretação dos sistemas deposicionais**, em que procurou-se considerar as associações verticais e laterais de litofácies e as relações entre as sucessões de litofácies;
- **Definição dos principais padrões de empilhamento**, com o intuito de reconhecer, em um determinado intervalo estratigráfico, se o padrão de empilhamento é progradacional, agradacional ou retrogradacional, observando as tendências de

aumento ou diminuição dos valores dos perfis de raios-gama e as variações litofaciológicas;

- **Reconhecimento de superfícies cronoestratigráficas**, analisando-se a tendência geral dos padrões de empilhamento das litofácies e as mudanças litofaciológicas marcantes;
- **Identificação das unidades genéticas**, definidas a partir do posicionamento das superfícies cronoestratigráficas, permitindo, desta forma, dividir o pacote sedimentar em intervalos geneticamente distintos.

(ii) **Análise estratigráfica 2D**: de posse dos resultados obtidos com a análise 1D, foi realizada uma correlação das superfícies-chave e das seqüências genéticas definidas em cada poço. Como resultado desta análise, foram elaboradas duas seções geológicas, em escala vertical 1:10.000, cujas direções são paralela e perpendicular ao mergulho regional das camadas.

Durante a análise estratigráfica, fez-se necessárias algumas adaptações nas terminologias da estratigrafia de seqüências clássica, utilizando termos mais adequados para este estudo.

### ***1.4.2. Trabalhos de Laboratório***

Esta etapa compreendeu as atividades realizadas no Laboratório de Interpretação Geofísica e Visualização do PPGG, localizado nas dependências do Laboratório de Geologia e Geofísica do Petróleo (LGGP) na UFRN. Tais atividades referem-se a: (i) carregamento da base dos dados sísmicos e de poços; (ii) interpretação do volume sísmico 3D, e (iii) confecção de mapas estruturais e isópacas sísmicos.

(i) **Carregamento da base dos dados sísmicos e de poços**: a base de dados foi carregada em estações de trabalho, utilizando-se o *software Geographix Discovery R2004.1* (versão 8.5) da *Landmark Graphics Corporation*, em ambiente *Windows*. Este *software* apresenta uma suíte de ferramentas que permite manipular os dados de forma a se obter uma boa qualidade dos mesmos. Foram utilizados os aplicativos *Wellbase*, para o carregamento da base dos dados de poços; *Prizm*, para as curvas LAS (no caso, raios-gama), e *SeisVision*, para o volume sísmico e *display* dos poços, com seus respectivos perfis de raios-gama.

(ii) **Interpretação do volume sísmico 3D**: a análise das seções sísmicas foi realizada

no *SeisVision*, utilizando a técnica de *looping*, em que parte das linhas *inlines* e *crosslines* são interpretadas de modo que o traçado forme uma poligonal fechada. Por este meio, a interpretação avançou progressivamente até cobrir toda a área, permitindo que se tivesse uma maior segurança da posição do refletor mapeado. A interpretação sísmica foi efetuada em intervalos regulares de 10 linhas, exceto nos locais onde os poços da área não estavam sendo interceptados pela linha sísmica interpretada. Em locais específicos do volume sísmico, foram, ainda, interpretadas linhas arbitrárias, cujas direções foram definidas com base na localização dos poços. Durante o mapeamento sísmico, adotou-se uma série de testes, as quais envolveram mudanças de escalas e tipos de paletas de cores e de *display*.

Nesta fase, a interpretação sísmica apresentou dois enfoques principais:

- **Análise sismoestratigráfica**, a qual fundamentou-se no mapeamento sistemático dos principais horizontes da seqüência rifte. Esta análise baseou-se tanto em critérios sismoestratigráficos (terminações dos refletores, padrão de sismofácies e geometrias externas), como também nas informações obtidas a partir da análise dos poços. Esta interação permitiu reconhecer várias sismoseqüências e interpretar diferentes sistemas deposicionais em todo intervalo estudado;
- **Análise estrutural**, a qual baseou-se no mapeamento da geometria da Falha de Carnaubais, considerando um único e principal plano de movimento que pudesse melhor representar o movimento principal da falha. Estruturas associadas à falha principal foram interpretadas, utilizando-se, principalmente, critérios de truncamentos estruturais internos à Formação Pendência.

(iii) **Confecção de mapas estruturais e de isópacas sísmicos**: uma vez realizada a interpretação sísmica, os principais horizontes e falhas mapeados foram gridados e exportados, permitindo, a partir de então, que fossem gerados, utilizando-se o aplicativo *GeoAtlas* no software *Geographix Discovery*, os mapas estruturais e de isópacas sísmicos em tempo. Os mapas são apresentados em padrões de cores sólidas e linhas de contorno identificadas por isovalores sísmicos em tempo.

### **1.4.3. Conclusão do Estudo**

A etapa final do estudo consistiu na integração de todos os resultados obtidos e discussões sobre a evolução tectono-sedimentar da porção norte do *Graben* de Umbuzeiro. O trabalho foi finalizado com a composição da presente **Dissertação de Mestrado**, com sua subsequente defesa pública, perante uma banca examinadora.



# 2

## *A Bacia Potiguar*

Capítulo 2

## 2.1. Introdução

A Bacia Potiguar, inserida no extremo Nordeste do Brasil, engloba um vasto domínio de rochas sedimentares meso-cenozóicas entre os estados do Rio Grande do Norte e Ceará (figura 2.1). Sua área, correspondente a aproximadamente 49.000 km<sup>2</sup> (Milani & Thomaz Filho 2000, Milani *et al.* 2000), inclui um segmento emerso (cerca de 22.000 km<sup>2</sup>), estabelecendo o seu limite sul no contato com o substrato cristalino da Província Borborema, e um segmento submerso (cerca de 27.000 km<sup>2</sup>), que se estende até a isóbata de -2.000 m (Bertani *et al.* 1990). Os limites noroeste e leste da bacia são marcados por importantes altos estruturais, compreendendo, respectivamente, o Alto de Fortaleza, o qual a separa da Bacia do

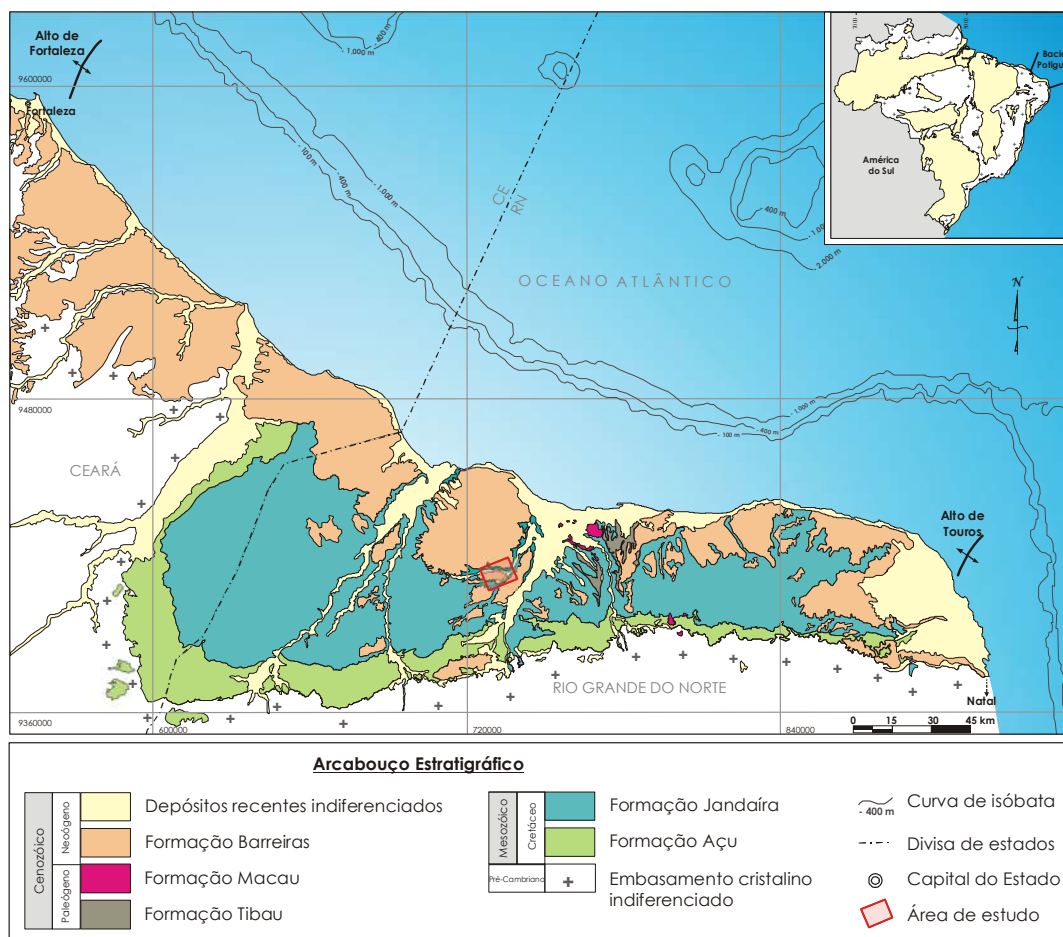


Figura 2.1. Mapa geológico simplificado da Bacia Potiguar (Modificado de Fortes 1986, Mont'Alverne *et al.* 1998, Pessoa Neto 2003 e CPRM 2003).

Ceará, e o Alto de Touros, que a isola da Bacia Pernambuco-Paraíba (Araripe & Feijó 1994).

A Bacia Potiguar relaciona-se geneticamente a uma série de bacias interiores cretáceas (bacias do Recôncavo, Tucano, Jatobá, Rio do Peixe, Araripe, Sergipe-Alagoas, Malhada Vermelha, Icó, Iguatu e Lima Campos), que juntas constituem o Sistema de Riftes Cretáceos do Nordeste Brasileiro (Matos 1987 e 1992). Seu preenchimento sedimentar, que se iniciou no Valanginiano (Cretáceo Inferior), consiste de um mosaico de rochas siliciclásticas e carbonáticas, distribuídas litoestratigraficamente nos grupos Areia Branca, Apodi e Agulha (Araripe & Feijó 1994), os quais repousam sobre o embasamento cristalino Pré-Cambriano da Província Borborema (figura 2.2).

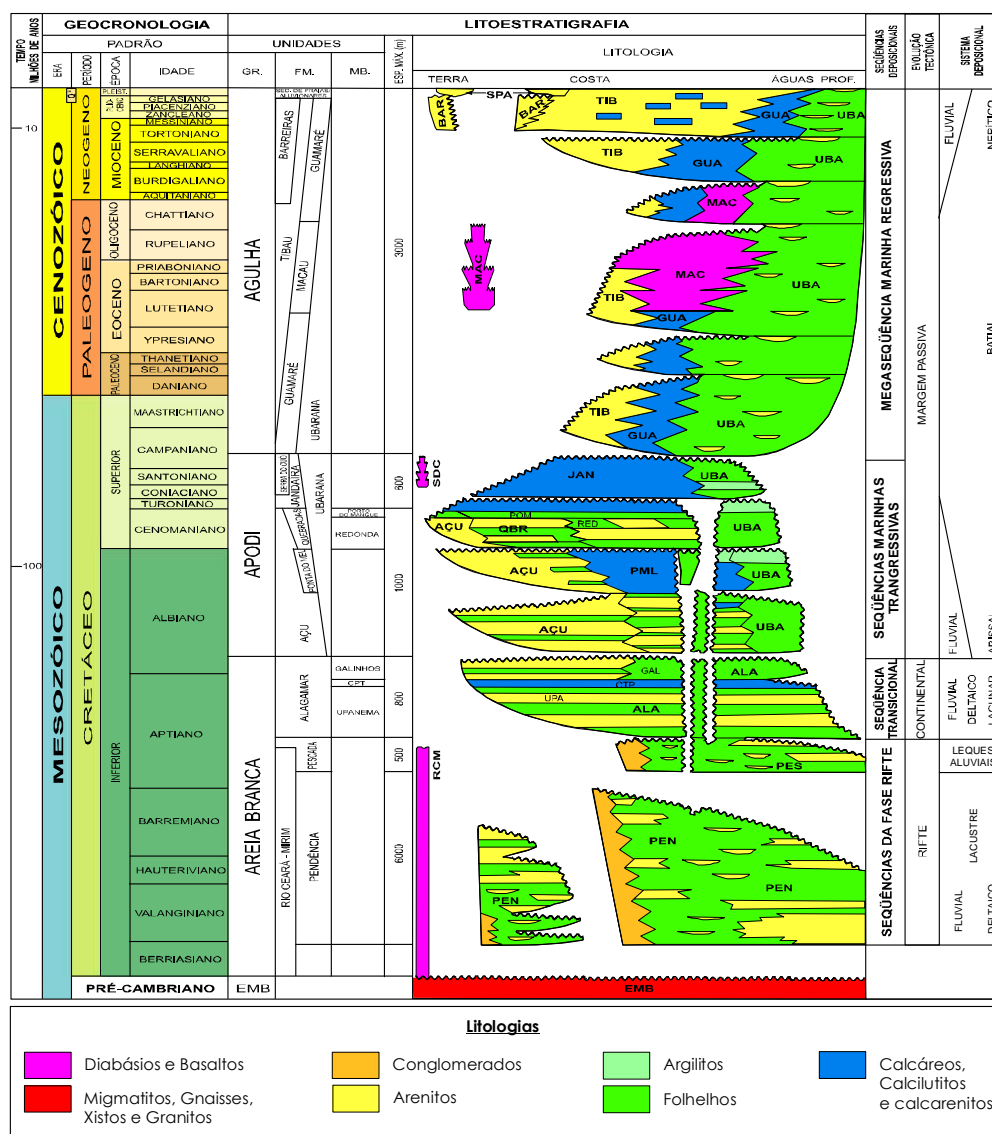


Figura 2.2. Carta Estratigráfica da Bacia Potiguar (modificado de Araripe & Feijó 1994 por Córdoba 2001 e Pessoa Neto 2003). Os intervalos geocronológicos seguem a proposta da Carta Estratigráfica Internacional da IUGS (Gradstein *et al.* 2004). Legenda: Q\*- Quaternário (unidade informal).



## ***2.2. Arcabouço Estrutural e Estratigráfico da Bacia Potiguar: Produto de sua Evolução Tectono-sedimentar***

Localizada na porção mais oriental da margem equatorial brasileira (Matos 1992, Milani & Thomaz Filho 2000), a Bacia Potiguar tem a sua origem e evolução intimamente associadas aos mecanismos de distensão litosférica que, a partir do Mesozóico, conduziram à ruptura do Paleocóntinente Gondwana e à separação das placas africana e sul-americana, acompanhando a formação do Oceano Atlântico Sul (Milani *et al.* 2000). Os esforços oriundos dessa abertura promoveram a reativação de descontinuidades crustais e/ou a superposição de estruturas preexistentes na Província Borborema, influenciando, assim, na direção e no estilo do rifteamento (Matos 1992).

Assim, a história tectônica da Bacia Potiguar iniciou-se no Cretáceo Inferior (Matos 1992 e 2000, Milani & Thomaz Filho 2000) e caracterizou-se pelo desenvolvimento, segundo Bertani *et al.* (1990), de três estágios evolutivos distintos, rifte, transicional e drifte, cada qual tendo sido responsável pela deposição de seqüências litoestratigráficas correspondentes.

### ***2.2.1. Estágio Rifte***

A fase rifte da Bacia Potiguar sucedeu-se entre o Valanginiano e o Aptiano (andares Rio da Serra-Alagoas Inferior; Araripe & Feijó 1994) e foi marcada por um regime tectônico distensional, com afinamento crustal relacionado (Bertani *et al.* 1990), os quais foram responsáveis pelo desenvolvimento da arquitetura morfoestrutural da bacia. Para Matos (1992), esta arquitetura é decorrente, principalmente, de dois importantes eventos tectônicos (fases Sin-Rifte II e Sin-Rifte III; figura 2.3) ocorridos durante o desenvolvimento de riftes na margem continental brasileira, o que levou o autor a admitir um processo de rifteamento polifásico para a Bacia Potiguar.

O primeiro e principal estágio de rifteamento da Bacia Potiguar, Sin-Rifte II, se desencadeou entre o Valanginiano e o Eobarremiano, estando o mesmo relacionado a esforços distensivos de direção NO-SE que predominaram na Província Borborema, ocasionando a reativação de extensas zonas de cisalhamento brasileiras, alinhadas segundo um *trend* NE-SO (Matos 1992). Conseqüentemente, inúmeros falhamentos normais de direção NE-SO foram gerados ou reativados o que, em associação ao basculamento de blocos, propiciaram o desenvolvimento de uma calha central, a qual encontra-se confinada entre plataformas de Aracati (a oeste) e Touros (a leste; figura 2.4). Esta calha central é composta por um sistema de *grabens* assimétricos, os quais constituem feições lineares de direção NE-SO (Bertani *et al.*

1990). Tal sistema, representado, principalmente, pelos *grabens* de Apodi, Umbuzeiro, Guamaré e Boa Vista, é limitado por grandes falhamentos normais e de transferência, a exemplo dos Sistemas de Falhas de Carnaubais-Baixa Grande e da Falha de Apodi, respectivamente, e pela Linha de Carneira de Areia Branca (Matos 1987 e 1992, Bertani *et al.* 1990, Cremonini *et al.* 1996; figura 2.4). De forma integrada, altos estruturais foram desenvolvidos entre os *grabens*. Estes altos correspondem a cristas do embasamento cristalino, as quais se encontram dispostas de forma alongada e subparalela aos eixos dos *grabens* adjacentes (Bertani *et al.* 1990, Cremonini *et al.* 1996). Destacam-se entre os principais os altos de Quixaba, Serra do Carmo e Macau (figura 2.4).

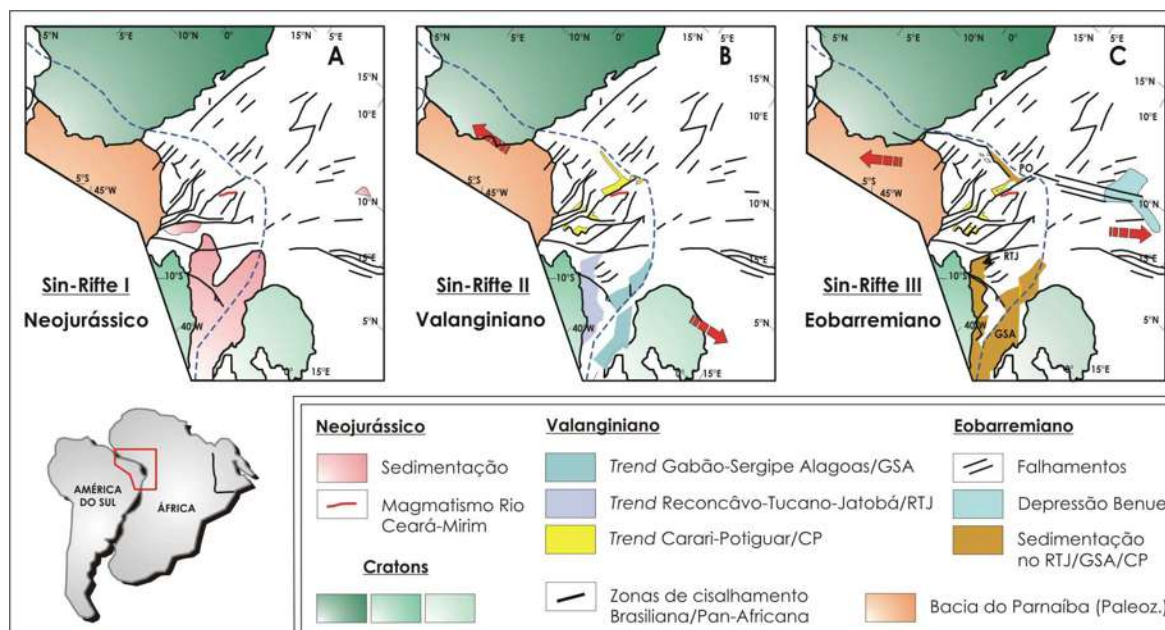


Figura 2.3. Reconstruções pré-deriva mesozóica para o nordeste do Brasil e África, durante os estágios sin-rifte I, II e III (segundo Matos 1992). As setas indicam a direção de distensão principal.

A ocorrência do Alto de Macau, na porção mais a norte do rifte, permitiu, segundo Matos (1992), a compartimentação de dois segmentos estruturais, denominados de *onshore* e *offshore* (Baixo de Macau). O segmento *onshore* (emerso), constituído pelos *grabens* e altos acima relacionados, apresentou sua completa evolução durante este estágio rifte. Já o segmento *offshore* (submerso) desenvolveu, adjacente ao Alto de Touros, o *Graben* de Touros, também direcionado segundo o *trend* NE-SO (Matos 1992; figura 2.4).

O rifteamento atingiu seu clímax durante o Neo-Barremiano, quando ocorreu uma mudança na cinemática rifte atuante, caracterizando, deste modo, o segundo estágio de rifteamento (Sin-Rifte III) na Bacia Potiguar (Matos 1992 e 2002). Neste momento, o sistema

de esforços atuante, que era NO-SE, passou a ser predominantemente de direção E-O, o que gerou condições transtensionais em toda a bacia. Para Matos (1992), durante esse período, a bacia *onshore* encontrava-se abortada, enquanto que uma maior deformação iniciou-se na porção *offshore* (ramo equatorial). Conseqüentemente, pequenos *grabens* assimétricos foram gerados na porção noroeste da Plataforma de Aracati, a exemplo dos *grabens* de Jacaúna, Messejana e Fortaleza (Cremonini *et al.* 1996; Figura 2.4). O *Graben* de Jacaúna, conforme Matos (1992), apresenta uma geometria tipicamente romboédrica e encontra-se limitado por falhas de transferência E-O e por falhas normais NO-SE. Concomitante a essa deformação, os flancos da bacia foram soerguidos, ocasionando um basculamento, em direção ao continente, das plataformas adjacentes de Touros e Aracati (Matos 1992).

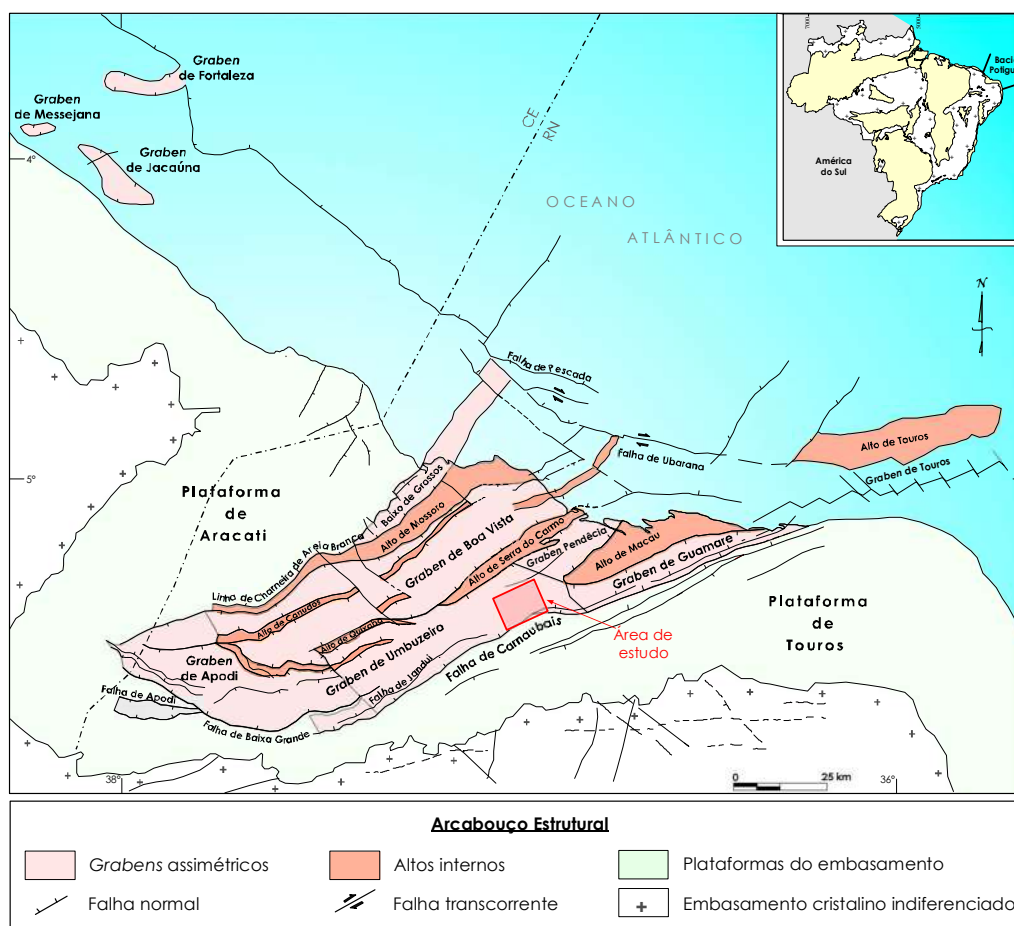


Figura 2.4. Mapa do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar (Cremonini *et al.* 1996).

Sincronicamente à tectônica rifte, estabeleceram-se, ao longo dos *grabens*, lagos de profundidades moderadas (Bertani *et al.* 1990, Bruhn 1990), nos quais prevaleceram uma sedimentação tipicamente continental. Tal sedimentação é caracterizada por uma sucessão de

camadas de conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos ricos em matéria orgânica, depositados sob influência de sistemas de leque aluvial, fluvial, deltaico e lacustre (Bertani *et al.* 1990, Matos 1992, Milani & Thomaz Filho 2000, Milani *et al.* 2000; Figura 2.5). Tal sedimentação foi fortemente controlada pela tectônica atuante e a mesma marca o início da evolução sedimentar na Bacia Potiguar, caracterizando, desta forma, a Megasseqüência Continental (Chang *et al.* 1992) representada pelos depósitos das formações Pendência e Pescada (porção *offshore*), ambas pertencentes ao Grupo Areia Branca (figura 2.2).

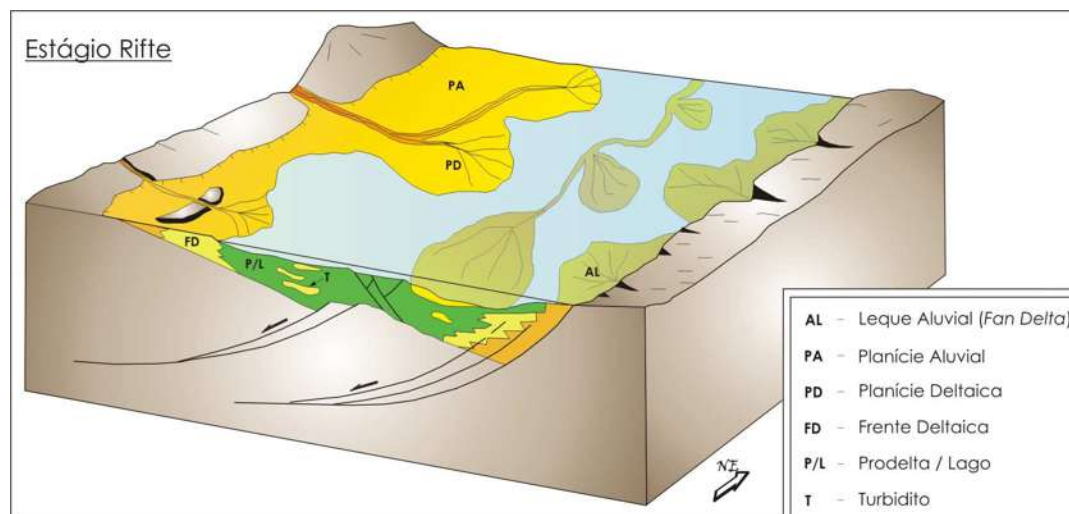


Figura 2.5. Modelo deposicional proposto para o estágio rifte da Bacia Potiguar (modificado de Matos 1987 por Rossetti 1996). Durante este estágio, a sedimentação caracterizou-se pela predominância de sistema deposicional lacustre, com desenvolvimento de sistemas de leque aluvial na margem falhada e flúvio-deltaico na margem flexural.

Durante a evolução do rifte, diques de diabásio toleíticos seccionaram os litotipos desta fase, alojados em fraturas predominantemente de direção E-W (Araripe & Feijó 1994, Almeida *et al.* 1996). Tais diques são correlatos ao Magmatismo Rio Ceará-Mirim (Gomes *et al.* 1981), podendo a idade de  $132,2 \pm 1$  Ma ser a principal fase deste evento magmático (Mizusaki *et al.* 2002, Souza *et al.* 2003).

O estágio final da evolução do Rifte Potiguar foi marcado por um soerguimento generalizado que, associado ao basculamento de blocos com desenvolvimento mais efetivo dos altos internos, promoveu um evento erosivo regional, de caráter angular, em toda a Bacia Potiguar (Bertani *et al.* 1990).

### 2.2.2. Estágio Transicional

O estágio transicional, iniciado durante o Neo-Aptiano (Araripe & Feijó 1994), caracteriza-se por um regime tectônico de relativa quietude, relacionado a uma subsidência

termal decorrente do início do processo de resfriamento da litosfera, a qual encontrava-se previamente distendida e aquecida durante o rifteamento (Pessoa Neto 2003). Tal situação favoreceu o desenvolvimento de um notável embaixamento sobre a bacia *onshore*, recobrendo a seqüência rifte (Matos 1992). Por se encontrar entre as condições de ruptura e deriva continental, este estágio foi afetado, principalmente, por falhamentos normais e transcorrentes reativados (Bertani *et al.* 1990).

Durante esta fase, depositou-se, discordantemente sobre a seqüência rifte, uma sucessão predominantemente areno-carbonática (Souza 1982). Esta inclui uma seqüência basal, composta por arenitos e folhelhos flúvio-deltaicos (Membro Upanema); uma seqüência intermediária de calcarenito e calcilutito ostracoidais e folhelhos euxínicos, lagunares (informalmente denominados de Camadas Ponta do Tubarão) e, por fim, uma seqüência superior, representada por folhelhos e calcilutitos (Membro Galinhos), depositados em ambiente marinho nerítico (Araripe & Feijó 1994; figura 2.6). Esta sedimentação, típica de um ambiente tectonicamente calmo, apresenta os primeiros indícios da incursão marinha no Rifte Potiguar, o que permite caracterizá-la como a Megasseqüência Transicional da bacia (Chang *et al.* 1992), representada pelos litotipos da Formação Alagamar (Pessoa Neto 2003).

No Eoalbio, encerra-se a deposição da formação Alagamar, finalizando-se, assim, a sedimentação do Grupo Areia Branca (figura 2.2), iniciando-se a fase de deriva continental na Bacia Potiguar.

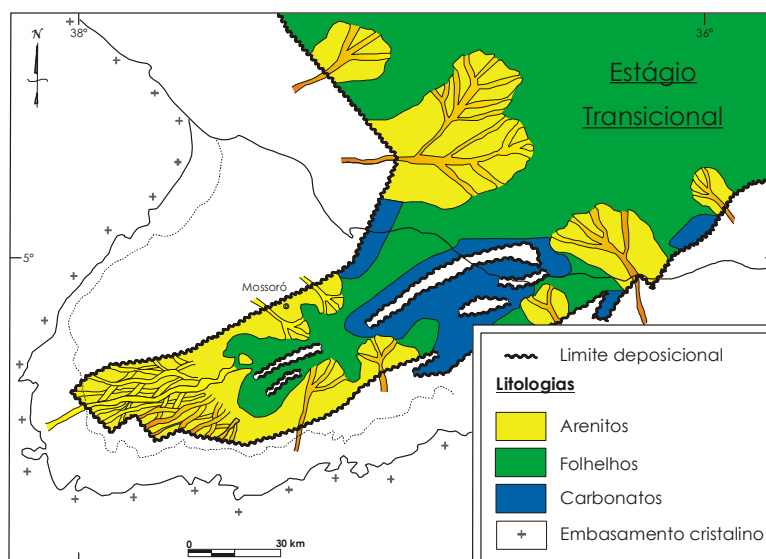


Figura 2.6. Modelo deposicional proposto para o estágio transicional da Bacia Potiguar (segundo Costa *et al.* 1983 *apud* Bertani *et al.* 1990). Durante esta fase, ocorreram as primeiras incursões marinhas na bacia, caracterizadas por depósitos carbonáticos marinhos, os quais encontram-se entremeados aos depósitos flúvio-deltaico-lacustres.



### 2.2.3. Estágio *Drifte*

A partir do Albiano, dá-se início a fase de deriva continental, amplamente influenciada por condições de mar aberto (Bertani *et al.* 1990). Durante esta fase, o resfriamento da litosfera e o balanço isostático propiciaram uma subsidência contínua na região, favorecendo a formação/reativação de falhamentos normais, principalmente ao longo dos lineamentos preexistentes (Bertani *et al.* 1990). A Zona Transcorrente de Ubarana, implantada na porção *offshore* (Figura 2.4), consiste de uma importante reativação ocorrida durante este estágio (Cremonini 1994).

O preenchimento sedimentar da bacia durante a deriva continental é marcado por grande ciclo transgressivo-regressivo, o qual pôde ser dividido em dois conjuntos de seqüências principais: transgressiva e regressiva (Bertani *et al.* 1990, Pessoa Neto 2003).

A seqüência transgressiva teve início durante o Eoalbiano (figura 2.2; Araripe & Feijó 1994), em ambiente transicional passando gradativamente para um ambiente marinho profundo no Turoniano-Eocampaniano (Pessoa Neto 2003). Este evento transgressivo iniciou-se com a deposição de conglomerados, arenitos, siltitos, folhelhos, argilitos e, eventualmente, carbonatos, depositados a partir de sistemas de leque aluvial, fluvial e litorâneo-estuarino (Vasconcelos *et al.* 1990). Tais litotipos caracterizam a Formação Açú, de idade albiana a cenomaniana (Araripe & Feijó 1994). Durante o Neo-Albiano, rochas carbonáticas, representadas por calcarenitos, calcilitos e dolomitos, predominantemente, foram depositadas na porção submersa da bacia, interdigitando-se, lateralmente, aos depósitos da Formação Açú (Tibana & Terra 1981, Araripe & Feijó 1994). Esta sedimentação carbonática, que se estendeu até o Neo-Albiano, ocorreu em uma estreita faixa paralela à costa, predominantemente em plataforma rasa, associada a planícies de maré e mar baixo, caracterizada como Formação Ponta do Mel (Tibana & Terra 1981).

No Cenomaniano, uma sucessão de arenitos, siltitos e folhelhos depositou-se na plataforma e talude continentais, discordantemente sobre os litotipos da Formação Ponta do Mel (Araripe & Feijó 1994). Tal sucessão caracteriza os membros Redonda (basal) e Porto do Mangue, ambos constituindo a Formação Quebradas (Araripe & Feijó 1994).

A passagem do Cenomaniano para o Turoniano marcou o máximo do evento transgressivo na Bacia Potiguar, situação esta bem caracterizada pelos folhelhos do Membro Porto do Mangue (Pessoa Neto 2003). A partir de então, uma ampla plataforma carbonática implantou-se na bacia, se estendendo até o Eocampaniano. Esta plataforma reúne *mudstones* a *grainstones*, com arenitos, folhelhos, margas e evaporitos associados, depositados em planície

de maré, laguna rasa, plataforma e mar aberto (Della Fávera 2001, Córdoba 2001, Córdoba & Castro 2002). Estes litotipos constituem a Formação Jandaíra e a mesma registra o final de um pulso de subida do nível do mar, em que se imprimiu condições de deposição em águas cada vez mais profundas (Córdoba & Castro 2002). Com isso, encerra-se a deposição da Seqüência Marinha Transgressiva do estágio drifte da Bacia Potiguar, caracterizada pelas formações Açú, Ponta do Mel, Quebradas e Jandaíra, as quais, juntas, formam o Grupo Apodi (Figuras 2.2 e 2.7; Araripe & Feijó 1994).

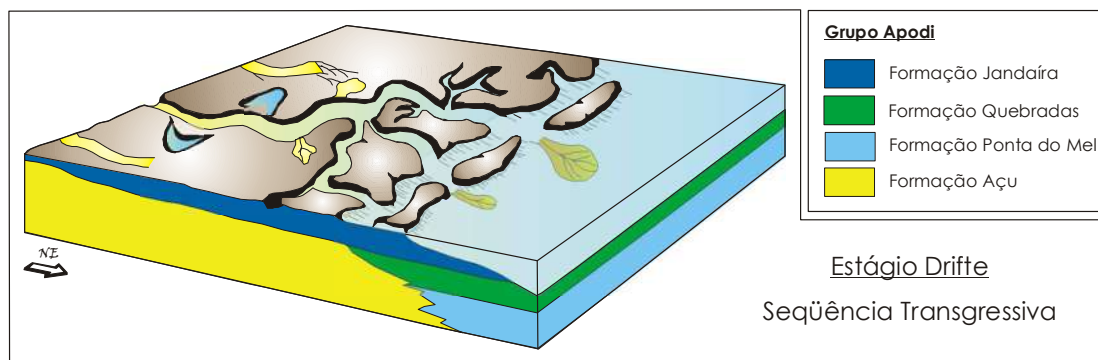


Figura 2.7. Modelo deposicional da seqüência transgressiva, estágio drifte da Bacia Potiguar (segundo Bertani & Costa 1988 *apud* Bertani *et al.* 1990). A deposição desta seqüência ocorre, inicialmente, em um ambiente transicional, caracterizado por sistemas fluviais, passando gradativamente para um ambiente marinho, onde passam a predominar depósitos de plataforma e talude continentais.

Durante a implantação da plataforma carbonática Jandaíra, um evento magmático ocorreu, restritamente, na porção centro-sul da bacia. Este evento, conhecido como Formação Serra do Cuó (Lima Neto *apud* Araripe & Feijó 1994), compreende derrames e/ou soleiras de olivina-basalto, de natureza alcalina (Mont'Alverne *et al.* 1998). Para o mesmo foi, inicialmente, atribuída uma idade da ordem de  $83 \pm 6$  Ma (Almeida *et al.* 1996), contudo estudos mais recentes revelaram ter sido em 90 Ma (Mizusaki *et al.* 2002) ou em  $93,1 \pm 0,8$  Ma (Souza *et al.* 2003) o pico desta atividade magmática. Como conseqüência desse magmatismo, a plataforma carbonática ficou exposta e a paleolinha de costa se deslocou expressivamente em direção à bacia (Gil 1997 *apud* Soares *et al.* 2003).

Um forte evento erosivo tomou lugar na plataforma durante o Campaniano, possivelmente relacionado ao soergimento decorrente de uma anomalia térmica proveniente de um centro de espalhamento oceânico que se deslocava em frente à bacia ao longo da margem equatorial brasileira (Cremonini & Karner 1995).

Iniciou-se, então, no Neo-Campaniano, um grande evento regressivo em toda a bacia, prevalecendo até os dias atuais. Tal episódio resultou na implantação de uma plataforma mista

(siliclástica-carbonática), em ambiente continental a marinho profundo (Araripe & Feijó 1994, Pessoa Neto 2003). O registro sedimentar dessa grande regressão é marcado pela ocorrência de uma espessa seção pelítica, caracterizada por folhelhos e argilitos, com intercalações de arenitos, siltitos e calcarenitos, depositados entre o Albiano e o Holoceno (Araripe & Feijó 1994). Esta seção, referida como Formação Ubarana, representa uma sedimentação oriunda da plataforma (Pessoa Neto 2003), depositada em talude e bacia (Araripe & Feijó 1994). A partir do Neo-Campaniano, esta formação interdigita-se, lateralmente, a uma espessa unidade carbonática, sendo que esta situação é reconhecida até o Holoceno (Souza 1982). Tais carbonatos, contemplando calcarenitos e calcilutitos, foram originados a partir de bioconstruções e bancos algálicos, depositados em plataforma e talude carbonáticos (Araripe & Feijó 1994, Pessoa Neto 2003). Estes litotipos constituem a Formação Guimarães, e os mesmos mostram-se lateralmente interdigitados, em direção ao continente, a uma seqüência siliciclástica, de idade neocampaniana a holocênica, composta por arenitos e conglomerados (Pessoa Neto 2003). Estes últimos, por sua vez, foram derivados de sistemas de leques costeiros e de preenchimento de vales incisos (Pessoa Neto 2003), representando os litotipos da Formação Tibau. Durante o Neógeno, uma sucessão areno-argilosa, por vezes com intercalações sílticas e conglomeráticas, predominantemente continental, foi depositada, interdigitando-se, lateralmente, à Formação Tibau. Esta sucessão, denominada Formação Barreiras, compreende depósitos de sistemas de leques aluviais, fluviais e costeiros (Córdoba 2001). Em conjunto, as formações Ubarana, Guimarães, Tibau e Barreiras compõem o Grupo Agulha (figuras 2.2 e 2.8; Araripe & Feijó 1994), caracterizando-se como a Seqüência Marinha Regressiva do estágio drifte da Bacia Potiguar.

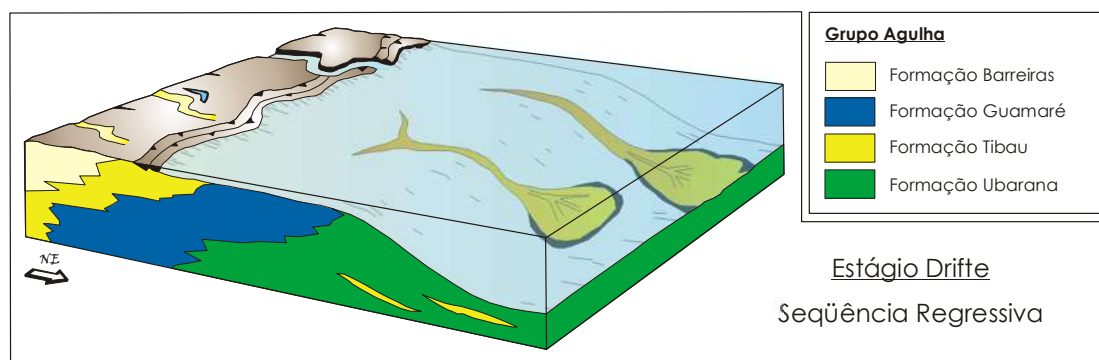


Figura 2.8. Modelo deposicional da seqüência regressiva, estágio drifte da Bacia Potiguar (modificado de Bertani & Costa 1988 por Soares *et al.* 2003). Esta seqüência é resultante de um grande evento regressivo ocorrido na bacia, o qual foi responsável pela implantação de uma plataforma mista (siliciclástica-carbonática), em ambiente continental a marinho profundo.



Menezes (1999), Menezes *et al.* (2002) e Soares *et al.* (2003) relacionam, ainda, coberturas sedimentares remanescentes, aflorantes na porção sul da bacia, ao Grupo Agulha, sendo, desta forma, correlacionadas como parte deste evento regressivo. Tais coberturas consistem, predominantemente, de arenitos e conglomerados, depositados a partir de sistemas fluviais, e estas são conhecidas como Formação Serra do Martins. Seu posicionamento estratigráfico é bastante questionável, todavia Menezes (1999) propôs ser mais coerente posicionar tais coberturas acima da Formação Jandaíra, entre o Cretáceo Superior e o Eoceno.

Durante a fase regressiva, um terceiro episódio magmático ocorreu na bacia e no embasamento adjacente, formando uma série de corpos básicos, distribuídos ao longo de uma faixa de direção N-S (Araújo *et al.* 2001). Estes corpos apresentam-se na forma de diques, *necks*, *plugs* e pequenos derrames, compostos de olivina-basalto, basanita, ankaratrito, nefelinito e, por vezes, xenólitos de peridotito (Araújo *et al.* 2001). Estes autores atribuíram a esse evento, conhecido como Formação Macau (Mayer 1974 *apud* Araripe & Feijó 1994; figura 2.2), idades na faixa de  $23,7 \pm 1,2$  a  $26 \pm 2$  Ma, que são correlacionáveis às idades obtidas por Moraes Neto *et al.* (2002) e Souza *et al.* (2003), ao passo que Mizusaki (1987 *apud* Araripe & Feijó 1994) aponta idades entre 29 e 45 Ma para esta formação.

Finaliza-se, então, o grande ciclo transgressivo-regressivo do estágio drifte, caracterizando-se, assim, como a Megasseqüência Marinha (Chang *et al.* 1992) da Bacia Potiguar.

Estudos mais recentes (Matos 2000 e 2002) propõem uma nova abordagem para a evolução tectonossedimentar das bacias da margem Equatorial Atlântica, considerando que os modelos convencionais de rifteamento não explicam de maneira satisfatória a geometria e a cinemática destas bacias. Deste modo, o autor utilizou uma subdivisão baseada em seqüências pré, sin e pós-desenvolvimento de zonas transformantes equatoriais entre os continentes Africano e Sul-Americano, ao invés de caracterizar as tectonosseqüências em pré, sin e pós-rifte. Assim sendo, o autor relacionou a ocorrência de três estágios principais, denominados de Pré, Sin e Pós-Transformante, que estão associados ao desenvolvimento da margem Equatorial Atlântica.

Segundo Matos (2000), o estágio Pré-Transformante consiste na fase pré-deriva continental, que engloba dois ciclos sedimentares: Pré-Transtenção e Sin-Transtenção. O ciclo Pré-Transtenção ocorreu na porção emersa Bacia Potiguar durante o Cretáceo Inferior (pré-Barremiano), estando o mesmo diretamente relacionado à abertura do Atlântico Sul. Litoestratigraficamente, este ciclo é representado pelos depósitos da Formação Pendência. Já o

ciclo Sin-Transtenção, atuante na Bacia Potiguar entre o Barremiano e o Aptiano, marca o início do estiramento litosférico na margem equatorial, em condições intracontinentais, que resultou em uma série de depocentros *en-échelon*, direcionados segundo o *trend* NO-SE. Na Bacia Potiguar, este evento é marcado pelos depósitos das formações Pendência, Pescada e Alagamar, presente tanto na porção emersa, como também no segmento submerso da bacia. O estágio Sin-Transformante se desencadeou entre o Albiano e o Cenomaniano e compreende a fase inicial de deriva continental, sendo particionado nos domínios: Transtenção dominada por cisalhamento puro, Transtenção dominada por “*wrench*”, Transpressão dominada por “*wrench*” e Margem Passiva Transformante (Matos 2000; figura 2.9). No caso da Bacia Potiguar, atuaram apenas os dois primeiros domínios, ocorrendo, respectivamente, nas porções noroeste e leste Potiguar. O domínio Transtenção dominada por cisalhamento puro é caracterizado por amplas regiões dominadas por extensão, limitadas por discretas zonas de cisalhamento e estruturas em flor. No segundo domínio, Transtenção dominada por *wrench*, movimentos divergentes foram acomodados por zonas relativamente estreitas, explicando mais do movimento entre a África e o Brasil. O registro sedimentar destes dois domínios na bacia é representado pelos litotipos albo-cenomanianos, incluídos nas formações Açu, Ponta do Mel e Quebradas. E por fim, o estágio Pós-Transformante, ocorrido entre o Cenomaniano e o Recente, marca o domínio da fase de deriva continental, caracterizado por segmentos tipicamente de margem passiva (Matos 2000). Na Bacia Potiguar, este período é representado pelos litotipos das formações Jandaíra, Ubarana, Guamaré e Tibau.

### 2.3. Formação Pendência

A Formação Pendência, caracterizada formalmente por Souza (1982), compreende à primeira unidade de cobertura do embasamento cristalino pré-cambriano, marcando, assim, o início da evolução sedimentar na Bacia Potiguar. Esta formação representa o registro da sedimentação rifte, estabelecida durante o Valanginiano e o Barremiano (Cretáceo Inferior; figura 2.2), preenchendo os *grabens* síncronos a sua deposição (Farias 1988, Anjos *et al.* 1990b, Bruhn 1990, Araripe & Feijó 1994). Nestes *grabens*, desenvolveu-se uma série de lagos profundos (Bertani *et al.* 1990, Bruhn 1990), de águas doces a salinas (Rodrigues *et al.* 1993, Della Fávera *et al.* 1994), onde se acumularam espessas cunhas siliciclásticas (da ordem de 5.000 m na porção emersa da bacia; Bertani *et al.* 1987, Moraes 1991, De Ros *et al.* 1994, Anjos *et al.* 2000). Tais cunhas compreendem uma complexa associação de conglomerados, arenitos (variando de conglomeráticos a muito finos), siltitos, folhelhos e, subordinadamente,

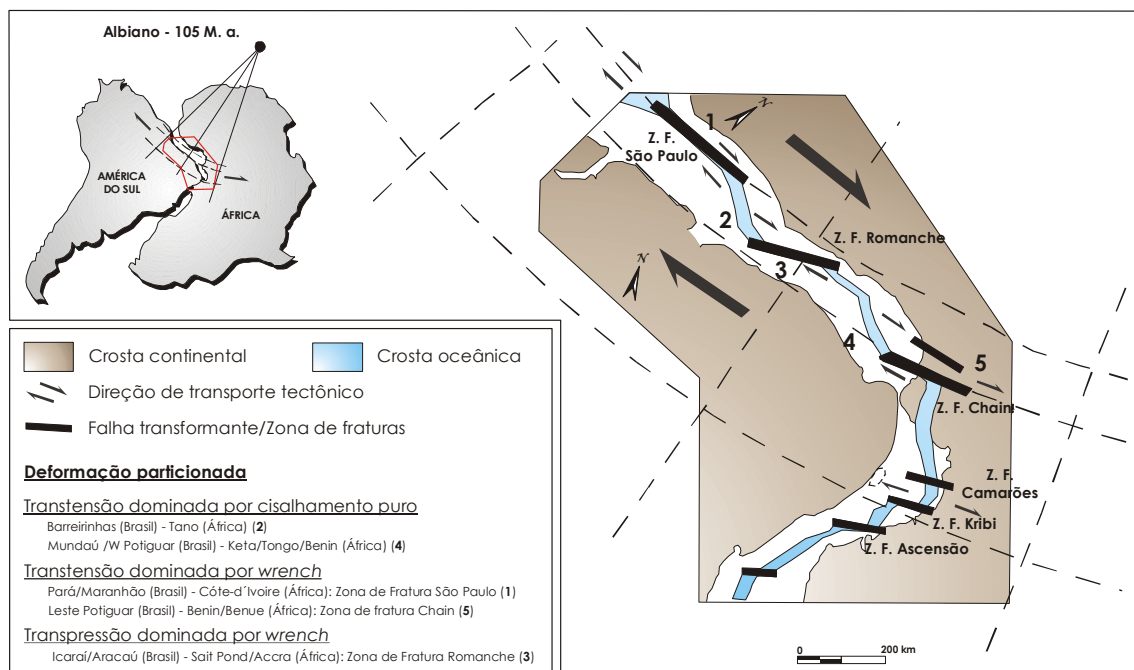


Figura 2.9. Deformação particionada da Margem Equatorial Atlântica como uma função da progressiva deformação controlada por falhas transformantes, durante o Albiano (Matos 2000). As linhas tracejadas indicam a direção do transporte tectônico, considerando um pólo de rotação localizado no hemisfério norte.

rochas carbonáticas, distribuídos de forma assimétrica ao longo dos *grabens*, pelo fato de diferentes sistemas deposicionais estarem associados à fase rifte. Desta forma, são comumente encontradas acumulações de conglomerados e arenitos conglomeráticos nas porções marginais às falhas de borda, sendo os mesmos originados a partir de leques aluviais (ou *fandeltas*; figura 2.5). Os folhelhos, por sua vez, instalaram-se, principalmente, nos depocentros dos *grabens*, a partir do sistema lacustre, onde se encontram intercalados e recobertos por arenitos e siltitos, os quais correspondem a progradações flúvio-deltaicas, oriundas das margens flexurais, e a corpos turbidíticos (figura 2.5; Ramos (1980), Bertani *et al.* 1987, Neves 1989, Farias 1987, Moraes 1991, Araripe & Feijó 1994, De Ros *et al.* 1994, Rodrigues Neto 1994, Anjos *et al.* 2000).

Diversos trabalhos reportados na literatura abordam uma subdivisão, em intervalos cronoestratigráficos, para a Formação Pendência. A exemplo, Falkenhein *et al.* (1977 *apud* Farias 1998), Lima Neto *et al.* (1986 *apud* Neves 1989) e Anjos *et al.* (1990 a, b), embasados em estudos bio-, lito- e sismoestratigráficos, propuseram uma subdivisão em cinco unidades cronoestratigráficas, denominadas informalmente de unidades I, II, III, IV e V. Tais unidades, segundo Lima Neto *et al.* (1986 *apud* Neves 1989), encontravam-se limitadas por superfícies que, provavelmente, representariam épocas de variação do regime de sedimentação no lago,

ocasionadas por mudanças climáticas (relacionadas a um maior ou menor volume de água) e/ou por fases tectônicas distintas. Por outro lado, Della Fávera *et al.* (1992 *apud* Rossetti 1996, e 1994), aplicando os fundamentos da estratigrafia de seqüências em bacias riftes, compartimentaram a Formação Pendência em quatro seqüências deposicionais de 3ª ordem (seqüências 1, 2, 3 e 4; Figura 2.10), em função do reconhecimento, internamente, de discordâncias e suas concordâncias correlativas. Estes autores utilizaram uma base de dados apoiada nas análises sismoestratigráfica e de perfis de poços. Della Fávera (2001) atribui, primeiramente, um controle tectônico na geração destas seqüências, em que cada pulso tectônico induziria deslocamentos bruscos dos sítios deposicionais, gerando, assim, as discordâncias que, por sua vez, limitam tais seqüências.

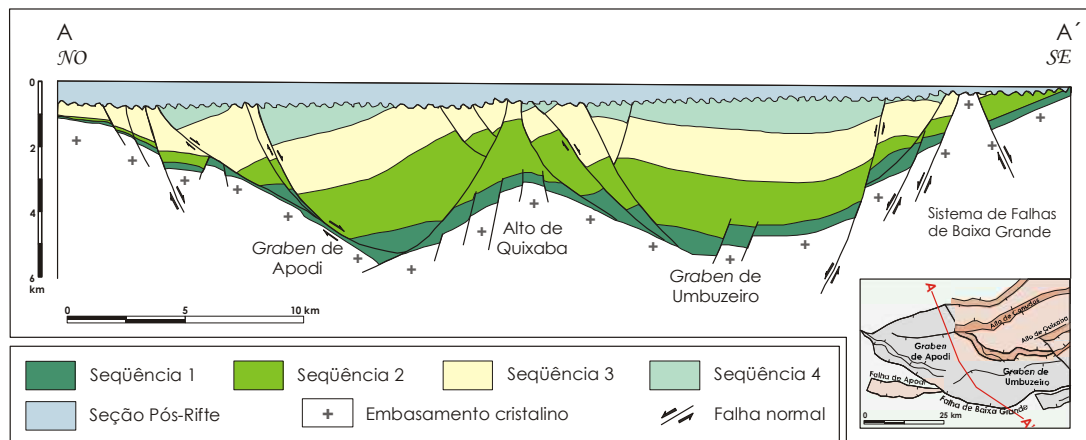


Figura 2.10. Seção geológica A-A', transversal aos *grabens* de Apodi e Umbuzeiro na porção SO do Rifte Potiguar, denotando as seqüências deposicionais de Della Fávera *et al.* (1992 *apud* Soares & Rossetti 2005) e o arcabouço estrutural da Formação Pendência (Deus & Sessegolo 1997 *apud* Soares & Rossetti 2005).

Outro ponto relevante no estudo realizado por Della Fávera *et al.* (1994) relaciona-se a identificação de intervalos transgressivos e regressivos, internamente as seqüências deposicionais, que levou os autores a interpretar tratos de sistemas distintos para a seção rifte, a saber:

(i) **Trato de sistemas de fase de lago profundo**: caracteriza-se por ciclos simétricos, podendo compreender um intervalo transgressivo, em que ocorre uma passagem gradual, em direção ao topo, de arenitos para folhelhos. É representado por espessos pacotes de arenitos turbidíticos (Della Fávera 2001). Este trato está relacionado a um período de intensa atividade tectônica, caracterizado por altas taxas de subsidência em relação às taxas de aporte sedimentar (Soares & Rossetti 2005).

(ii) **Trato de sistemas de fase de lago raso:** relaciona-se aos ciclos assimétricos de depósitos deltaicos. Estes ciclos iniciam com folhelhos orgânicos, da região do prodelta, passando para arenitos de frente deltaica do tipo *flysch-like delta front*, no topo. Por vezes, ocorrem tempestitos intercalos. À medida que o lago vai sendo assoreado, os ciclos passam a ser encobertos por depósitos de planície deltaica, de origem fluvial (Della Fávera 2001). Para este trato, Soares & Rossetti (2005) atribuíram taxas de aporte sedimentar superiores às taxas de subsidência, o que se pode inferir um menor controle da tectônica.

(iii) **Trato de sistemas de lago assoreado:** caracteriza-se por espessos pacotes de arenitos médios a grossos, de origem fluvial, os quais apresentam, nos perfis de raios-gama, um padrão em caixote, tornando-se, neste caso, os ciclos menos evidentes. Durante esta fase, súbitas elevações do nível do lago podem ocorrer, depositando delgadas intercalações de folhelhos orgânicos (Della Fávera 2001). Igualmente ao trato anterior, Soares & Rossetti (2005) relacionam uma taxa de aporte sedimentar maior do que a taxa de subsidência tectônica.

### 2.3.1. Seqüências Depositionais de Della Fávera et al. (1994)

(i) **Seqüência 1:** constitui a seção mais antiga da Formação Pendência (figura 2.10), de idade Rio da Serra, definida pela biozona *Alisporites* (P-120; Della Fávera et al. 1994). Seus litotipos, representados por folhelhos lacustres, com contribuições de arenitos turbidíticos/deltaicos e conglomerados de leques aluviais, repousam diretamente sobre o substrato cristalino (Della Fávera 2001). Os mesmos encontram-se distribuídos por quase toda a bacia, no entanto em alguns locais esta seqüência foi submetida a um forte evento erosivo, apresentando-se com espessuras não superiores a 1.000 m (Menezes 1996). Nos locais onde esta seqüência é mais completa, a sedimentação apresenta uma tendência transgressiva, caracterizando uma aproximação da superfície de inundação máxima próxima ao topo (Della Fávera 2001). Desta forma, foi interpretado, para este intervalo, um trato de sistemas de fase de lago profundo (Soares & Rossetti 2005). Têm-se, também, evidências de um forte controle tectônico durante sua deposição, marcado pelo espessamento sedimentar em direção à falha de borda (Menezes 1996, Soares & Rossetti 2005). Outra característica desta seqüência é a ocorrência de rochas vulcanoclásticas contemporâneas à sedimentação siliciclástica (Anjos et al. 1990b, Della Fávera et al. 1994). De acordo com dados palinológicos, a seqüência 1 teria sido depositada sob influência de um paleoclima tropical a subtropical, com balanço positivo da água (Picarelli & Lana 1993, Rodrigues et al. 1993).

(ii) **Seqüência 2:** Sobreposta discordantemente à seqüência 1 (figura 2.10), esta seção, de idade Rio da Serra, caracteriza-se pela presença e extinção de conchostráceos, em sua porção inferior, e pela biozona de ostracodes *Cypridea candeiensis* e palinozona P-140, na parte superior (Della Fávera *et al.* 1994, Soares 2000). O topo desta seqüência, abaixo do limite Rio da Serra/Aratu, é marcado por truncamentos em algumas áreas do rifte, todavia, em grande parte dos depocentros, exibe uma concordância relativa (Della Fávera 2001). Sua arquitetura deposicional caracteriza-se por dois intervalos distintos: transgressivo (na base) e regressivo (no topo), separados por uma seção argilosa, interpretada como uma superfície de inundação máxima (Della Fávera *et al.* 1994, Della Fávera 2001). O intervalo transgressivo marca a implantação definitiva do rifte, sendo constituído, nos depocentros, por folhelhos lacustres intercalados a arenitos e conglomerados derivados de fluxos gravitacionais (leques subaquosos e turbiditos). Apresenta, ainda, um forte controle tectônico sin-deposicional e constitui um trato de sistemas de fase de lago profundo (Della Fávera 2001). Por outro lado, o intervalo regressivo apresenta sutis mudanças de fácies, marcada pela ocorrência das primeiras progradações deltaicas, as quais são acompanhadas por um progressivo rebaixamento do nível do lago (Della Fávera 2001). Segundo Menezes (1996), a espessura máxima desta seqüência é da ordem de 2.000 m, podendo a mesma está ausente em algumas áreas da bacia. Estudos isotópicos de oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ) e palinológicos, realizados nesta seção, indicam um sistema lacustre de água doce, onde o paleoclima variou de tropical a subtropical, com alternância de fases mais secas com períodos mais úmidos (Picarelli & Lana 1993, Rodrigues *et al.* 1993). Para a porção basal, estes últimos autores interpretaram um clima mais seco, com conseqüente diminuição do nível do lago e erosão das áreas mais rasas; no entanto, para as porções intermediária e superior, Soares (2000) sugere condições mais úmidas.

(iii) **Seqüência 3:** De idade Aratu Superior, esta seqüência é caracterizada pela ocorrência de uma monofauna de ostracodes, na base, e de vários níveis de *Reconcovona sp.*, no topo (Della Fávera *et al.* 1994). Limita-se, em sua porção inferior, com a seqüência 2 (figura 2.10), sobre a qual se observam terminações em *onlap*, nas paleogeografias mais inclinadas das bordas e nos altos internos, como também concordantes, nos depocentros. No entanto, esta seqüência pode também estar sobreposta diretamente à seqüência 1 e/ou ao embasamento (Della Fávera 2001).

Esta seqüência é representada por um grande evento regressivo, exibindo, em sua porção mediana, uma superfície que caracteriza um afogamento regional, conhecida como Folhelho Livramento, separando dois intervalos de tratos de sistemas de fase de lago raso



(Della Fávera 2001). É uma sucessão que inicia o domínio da sedimentação lacustre rasa de plataforma, com o desenvolvimento de grandes progradações deltaicas, oriundas tanto das margens flexurais, como também das margens falhadas (Soares 2000). No primeiro caso, os depósitos são do tipo *braid-deltas*, em que predominam arenitos grossos da planície deltaica e arenitos finos a médios da frente deltaica, sendo cada ciclo separado por folhelhos radioativos da região do prodelta. Depósitos do tipo *flysch delta front*, constituídos por arenitos finos a médios e siltitos, geralmente ocorrem nas porções mais distais dos *braid-deltas* (Della Fávera *et al.* 1994, Della Fávera 2001). Já os depósitos de *fan-deltas* ocorrem associados a margens falhadas, desenvolvendo espessos pacotes areno-conglomeráticos (Della Fávera 2001).

A espessura máxima desta seqüência é ordem de 1.400 m, sendo evidenciado uma tendência de espessamento em direção à falha de borda, todavia menor do que àquele observado nas seqüências inferiores, indicando, assim, uma menor influência tectônica (Menezes 1996, Soares & Rossetti 2005). Picarelli & Lana (1993) relacionaram, para a seqüência, um paleoclima subtropical a tropical, com períodos mais secos sucedidos por épocas de maior umidade. Valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  e dados palinológicos indicaram que a salinidade da água variou durante a deposição da porção inferior desta seqüência, com um significativo decréscimo coincidente com a deposição dos folhelhos Livramento. A partir de então, os dados revelaram condições de aridez crescente (maior evaporação), que ocasionou uma diminuição drástica na paleobatimetria do lago (Rodrigues *et al.* 1993).

(iv) **Seqüência 4:** Representada por parte da biozona *Caytonipollenites pallidus* (P-160), de idade Neo-Aratu, esta seção finaliza a deposição da Formação Pendência (Della Fávera *et al.* 1994). Seu contato inferior com a seqüência 3 é concordante na maior parte da bacia, porém o seu limite superior é definido pela discordância erosiva pré-Alagoas, separando-a dos litotipos da Formação Alagamar (Della Fávera 2001; figura 2.10). Este intervalo é indicativo de um grande evento regressivo, constituído por um trato de sistemas de lago assoreado (Della Fávera *et al.* 1994). Neste caso, as fácies consistem em intercalações de arenitos grossos a conglomeráticos e folhelhos de um sistema flúvio-deltaico a lacustre (Della Fávera 2001), distribuídos nos depocentros dos *grabens*, com espessuras da ordem de 1.600 m (Menezes 1996). Para este intervalo, Rodrigues *et al.* (1993) e Della Fávera *et al.* (1994) interpretaram a ocorrência de paleoclima cada vez mais árido.

Novas subdivisões, utilizando do mesmo modo os princípios da estratigrafia de seqüências, foram propostos por Silva (1993 *apud* Soares 2000) e Rossetti (1996) para as

seqüências 2 e 3, acima relacionadas. Silva (1993 *apud* Soares 2000), apoiado, essencialmente, em informações de poços (bioestratigrafia, testemunhos e perfis elétricos), dividiu a seqüência 3, a partir do Andar Aratu, em três seqüências deposicionais de 3ª ordem (0,5–5 Ma). Por outro lado, Rossetti (1996), incluindo ainda uma abordagem sismoestratigráfica, dividiu a seqüência 3 e a porção superior da seqüência 2 em quatro seqüência de 3ª ordem que, por conseguinte, foram subdivididas em 16 seqüências de 4ª ordem (0,08-0,5 Ma). Salviano (2004), atendo-se apenas a análise sismoestratigráfica, individualizou seis seqüências deposicionais internas à Formação Pendência. Recentemente, Pontes (2005), em análise a toda seção rifte, reconheceu quatro seqüências deposicionais de 3ª ordem, cronoequivalentes às seqüências de Della Fávera *et al.* (1994). A figura 2.11 apresenta as principais divisões cronoestratigráficas propostas para a Formação Pendência.

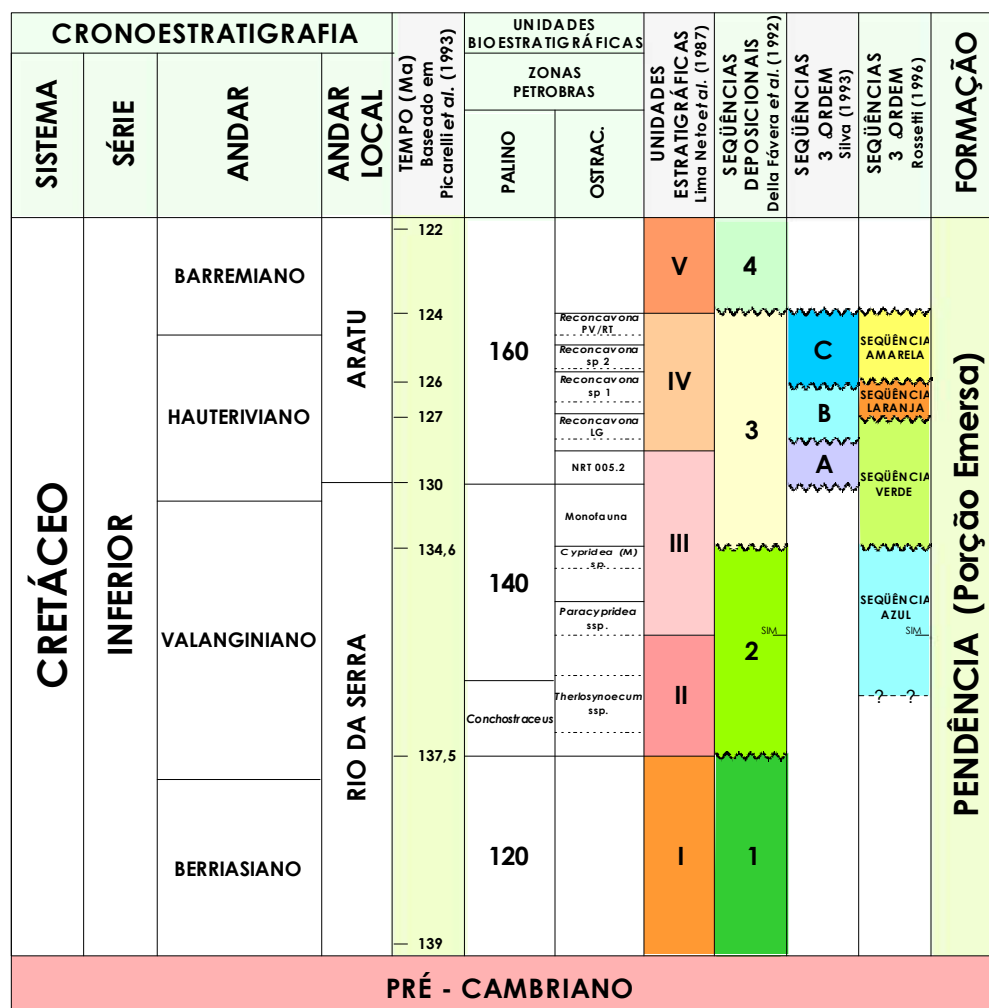


Figura 2.11. Carta cronoestratigráfica e bioestratigráfica para o Cretáceo Inferior da Bacia Potiguar (modificado de Araripe & Feijó 1994), apresentando a correlação entre as principais divisões cronoestratigráficas propostas para a Formação Pendência (modificado de Rossetti 1996 por Soares & Rossetti 2005). Legenda: SIM- Superfície de Inundação Máxima.



### 2.3.2. A Formação Pendência e sua Importância para a Exploração de Hidrocarbonetos

A Formação Pendência tem sido, ao longo dos anos, um alvo bastante interessante para a caracterização de prospectos petrolíferos, visto que a mesma apresenta grande potencial para a geração, migração e acumulação de hidrocarbonetos (figura 2.12). Assim, nesta formação, os folhelhos lacustres, que, em média, apresentam altos teores de matéria orgânica (Bertani *et al.* 1987), consistem as rochas potencialmente geradoras. Estes folhelhos são constituídos por querogênio do tipo I, II e III, ocorrendo, respectivamente, dentro da janela de óleo, óleo-gás e gás, sendo, este último, encontrado apenas na seqüência basal da Formação Pendência (Bertani *et al.* 1987, Neves 1989, Moraes 1991). Então, esta formação apresenta áreas com bom potencial gerador para hidrocarbonetos líquidos e gasosos, com exceção do intervalo correlato à seqüência 4, a qual se encontra imatura em toda a bacia (Neves 1989, Waick & Soares 1989). O processo de migração dos hidrocarbonetos gerados para diferentes níveis estratigráficos se deu tanto por meio das camadas permoporosas, como também através das falhas, fratura e discordâncias internas a esta formação (Neves 1989). Uma vez migrados, os hidrocarbonetos se acumularam em trapas estruturais (relacionadas a falhamentos e estruturas *rollover*) ou combinadas (estrutural-estratigráficas; Neves 1989, Bertani *et al.* 1990).

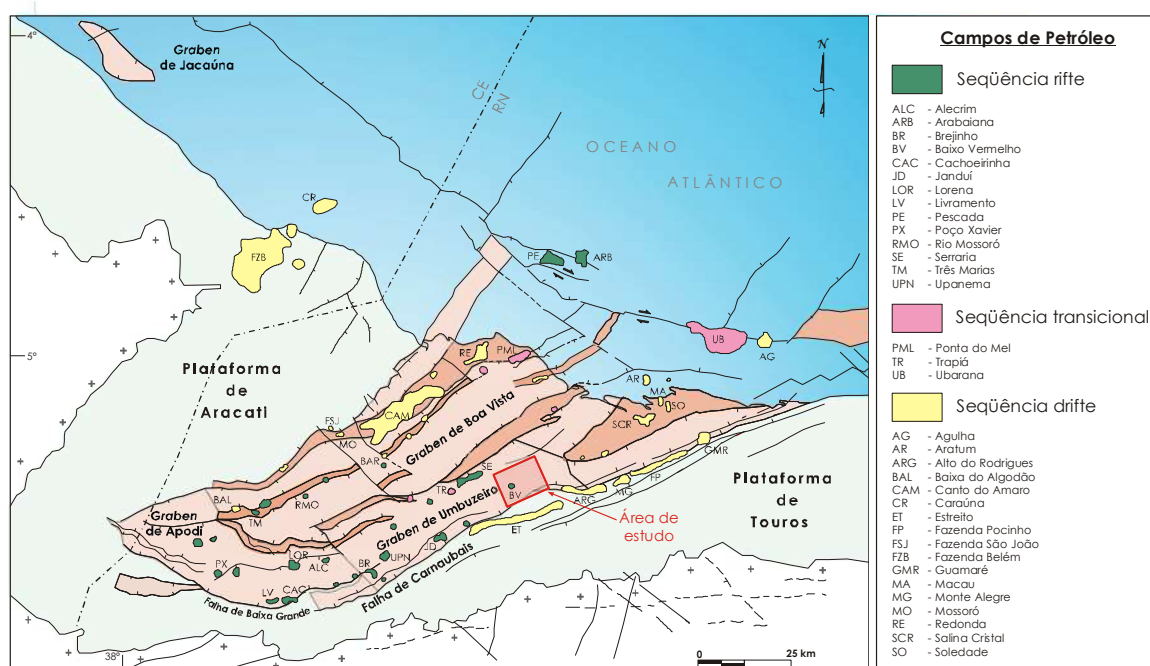


Figura 2.12. Mapa do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar (Cremonini *et al.* 1996) onde estão ilustrados os principais campos de petróleo. A Formação Pendência (seqüência rifte) consiste em um dos principais *habitats* de óleo da bacia (Bertani *et al.* 1990, ANP 2003).

Os reservatórios variam desde depósitos conglomeráticos de *fan-deltas* a arenitos flúvio-deltaicos e turbidíticos, ocorrendo em profundidades variáveis de 700 a 4.030 m (Waick & Soares 1989, Anjos *et al.* 1990a, Moraes 1991). Em termos de unidades cronoestratigráficas, Anjos *et al.* (1990a) relacionam o intervalo correlato às seqüências 3 e 4 como os melhores reservatórios profundos da Formação Pendência, especialmente àqueles de origem fluvial.

#### 2.4. Sistema de Falhas de Carnaubais

O Sistema de Falhas de Carnaubais (SFC) configura-se como um expressivo marco geológico de direção NE-SO na Bacia Potiguar, constituído de segmentos paralelos de falhas normais, com geometria tipicamente lítrica, onde a Falha de Carnaubais representa a expressão máxima destes lineamentos. A Falha de Carnaubais compreende um segmento contínuo de dezenas de quilômetros de extensão, que limita a porção oriental do Rifte Potiguar emerso, atuando como falha de borda dos *grabens* de Umbuzeiro e Guamaré, com continuidade para a porção *offshore*, onde é, então, interceptada por falhamentos ortogonais (Figura 2.4; Cremonini *et al.* 1996). A mesma apresenta um importante deslocamento vertical, que, em alguns locais, ultrapassa 5 km de rejeito. No entanto, esta falha mostra poucos reflexos superficiais e, em muitos locais, uma extensa cobertura sedimentar, relacionada aos sedimentos da Formação Barreiras e depósitos recentes, recobre eventuais expressões deste falhamento (Caldas 1998).

Vários trabalhos (Françolin & Szatmari 1987, Matos 1992, Siqueira 2005) alegam que o SFC representa reativações de zonas de cisalhamento dúcteis brasileiras, de direção NE-SO, e que o mesmo esteve ativo durante o Cretáceo Inferior, condicionando a abertura do Rifte Potiguar emerso. Françolin & Szatmari (1987) admitiam que esforços compressivos E-O e distensivos N-S, atuantes durante o Valanginiano na Província Borborema, reativaram inúmeras falhas de direção NE-SO, dentre elas o SFC, por meio de movimentos transcorrentes dextrais, culminando na formação de *grabens* na porção emersa da bacia. Para estes autores, esta movimentação cessou durante o Aptiano, quando os movimentos distensivos N-S dominaram em toda a província. Já para Matos (1992), o campo e tensões atuante impôs movimentos distensivos NO-SE na província, condicionando, assim, a formação do SFC, que, por sua vez, exerceu um forte controle no desenvolvimento do arcabouço tectônico da bacia.

Outros trabalhos (Caldas 1996 e 1998, Caldas *et al.* 1997, Bezerra *et al.* 1998, Dantas 1998), fundamentados inclusive em dados geofísicos, tratam da ocorrência de eventos neotectônicos que teriam ocasionado reativações no SFC. Segundo estes autores, estas

reativações promoveram movimentos verticais e direcionais, afetando grande parte da seqüência drifte da Bacia Potiguar.

O **SFC**, em seus estágios evolutivos, desenvolveu importantes feições estruturais, as quais estão relacionadas a falhas e fraturas secundárias (sintéticas e antitéticas) e a dobramentos (estruturas do tipo *rollover* e dobras distensionais associadas), impressas nos litotipos da Bacia Potiguar (Salviano 2004, Siqueira 2005). Esta estruturação é de particular interesse para a exploração de hidrocarbonetos, visto que a mesma pode atuar tanto como vias principais de migração, como também exercer um forte controle na estruturação dos prospectos, indicando locais potenciais para a acumulação dos hidrocarbonetos, como é o caso das estruturas *rollover* (Neves 1989, Bertani *et al.* 1990, Siqueira 2005). A figura 2.12 evidencia o desenvolvimento de importantes acumulações de hidrocarbonetos próximas ao **SFC**.

# 3

## *Análise Estratigráfica* *Parte Conceitual*

Capítulo 3

## ***3.1. Introdução***

A idéia de uma estratigrafia baseada essencialmente no contexto de seqüências, dando um tratamento dinâmico-temporal aos pacotes sedimentares, foi conquistando espaço desde as três últimas décadas. Tal fato advém, principalmente, do grande avanço nas técnicas de aquisição e processamento de dados sísmicos, permitindo que as “idéias históricas” da Estratigrafia Clássica fossem reunidas, trabalhadas e aperfeiçoadas para constituírem a base do que hoje é o paradigma na Geologia: a Estratigrafia de Seqüências (Holz 1998). O surgimento desta nova estratigrafia veio possibilitar uma visão do todo na análise de bacias sedimentares, permitindo conciliar, num só arcabouço, informações advindas de diversas áreas da Geologia Sedimentar (sedimentologia, bioestratigrafia, entre outros), bem como de diferentes fontes de dados geológicos (descrição litológica, sísmica, perfilagem de poços, etc.; Severiano Ribeiro 2001a).

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

## ***3.2. Estratigrafia de Seqüências***

### ***3.2.1. Conceitos Básicos da Estratigrafia de Seqüências***

A estratigrafia de seqüências consiste no estudo das relações de rochas dentro de um arcabouço cronoestratigráfico, em que a sucessão de rochas é cíclica e composta por unidades de estratos geneticamente relacionados (Posamentier *et al.* 1988), sendo estas unidades limitadas por superfícies de erosão ou não-deposição, ou por suas concordâncias correlativas (Van Wagoner *et al.* 1988).

A unidade fundamental da estratigrafia de seqüências é a seqüência deposicional, a qual é definida como uma unidade estratigráfica composta por uma sucessão de estratos

relativamente concordantes e geneticamente relacionados, cujos limites superior e inferior são marcados por discordâncias ou por suas concordâncias correlatas (Mitchum 1977, Mitchum *et al.* 1977a; figura 3.1). Uma discordância refere-se a uma superfície que separa estratos mais jovens de mais antigos, ao longo da qual há evidências de truncamento erosivo subaéreo (e, em alguns casos, erosão submarina correlata) ou exposição subárea, com indicação de um significativo hiato (Posamentier *et al.* 1988, Van Wagoner *et al.* 1988). Uma concordância correlata corresponde a uma superfície estratigráfica síncrona (cronohorizonte), a qual se origina no horizonte dentro da seção estratigráfica onde a discordância, limite da seqüência, extingui-se e estende-se dentro de uma área de aparente deposição contínua na parte central da bacia (Salvador 2005 a, b).

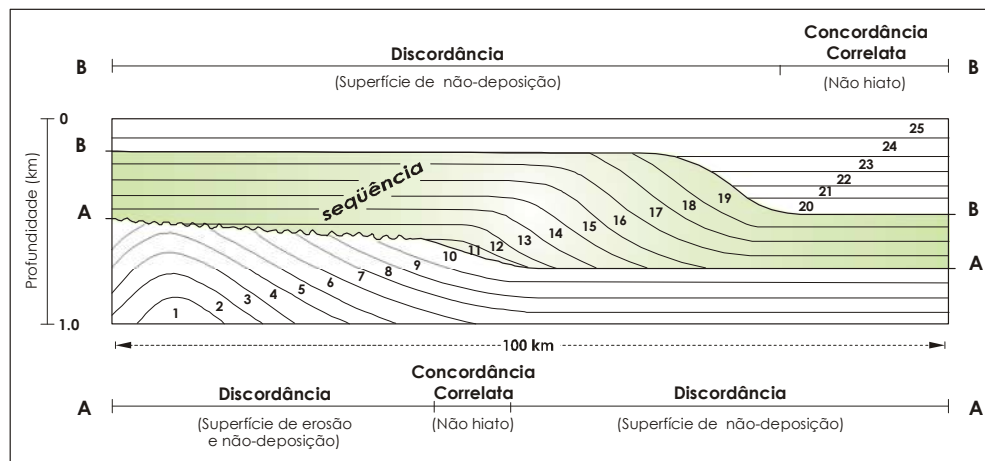


Figura 3.1. Representação esquemática da seção estratigráfica generalizada de uma seqüência deposicional, onde seus limites inferior e superior são definidos pelas superfícies A e B, respectivamente, os quais passam lateralmente de discordâncias para conformidades correlatas. As superfícies 1 a 25 correspondem a unidades estratigráficas e, onde as mesmas estão ausentes, os hiatos são evidentes (baseado em Mitchum *et al.* 1977a e em Severiano Ribeiro 2001c).

Uma seqüência deposicional é formada por uma sucessão de tratos de sistemas, que, por sua vez, são constituídos por conjuntos de parasseqüências e parasseqüências (Posamentier *et al.* 1988, Van Wagoner *et al.* 1988). Assim, para estes autores, as parasseqüências, os conjuntos de parasseqüências e os tratos de sistemas constituem os blocos construtores de uma seqüência deposicional, e estes são interpretados como tendo sido formados em resposta à interação entre a eustasia, a tectônica e o aporte sedimentar. A combinação entre a eustasia e a tectônica produz uma variação relativa do nível do mar, a qual determina o espaço disponível para a potencial acumulação de sedimentos, ou seja, a acomodação (Jervey 1988, Emery & Myers 1996, Della Fávera 2001). A eustasia, a tectônica e o clima interagem entre si para controlar o fluxo sedimentar e a quantidade do espaço de acomodação que será preenchido



(Emery & Myers 1996).

As parasseqüências e os conjuntos de parasseqüências são os blocos construtores fundamentais de uma seqüência (Posamentier & Vail 1988, Van Wagoner *et al.* 1988, Christie-Blick & Driscoll 1995). As parasseqüências correspondem a uma sucessão de camadas concordantes e geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de inundação marinha e suas superfícies correlativas (Van Wagoner 1985 *apud* Van Wagoner *et al.* 1988). Grande parte das parasseqüências, principalmente as siliciclásticas, apresenta um caráter progradacional (Van Wagoner *et al.* 1988), resultando em ciclos de raseamento para o topo (decréscimo gradual na profundidade da água), os quais podem ser de engrossamento ou afinamento textural para o topo (Van Wagoner *et al.* 1990 *apud* Córdoba 2001; figura 3.2). Parasseqüências de caráter agradacional, comumente relacionadas a sucessões carbonáticas, apresentam, igualmente, ciclos de arrasamento para o topo (Van Wagoner *et al.* 1988). A superfície de inundação marinha consiste na superfície que separa os estratos mais antigos dos mais novos, através da qual há evidência de um abrupto aumento na profundidade da lâmina d'água (Van Wagoner *et al.* 1988). Geralmente, as parasseqüências estão abaixo da resolução sísmica, sendo comumente reconhecidas em perfis, testemunhos e afloramentos.

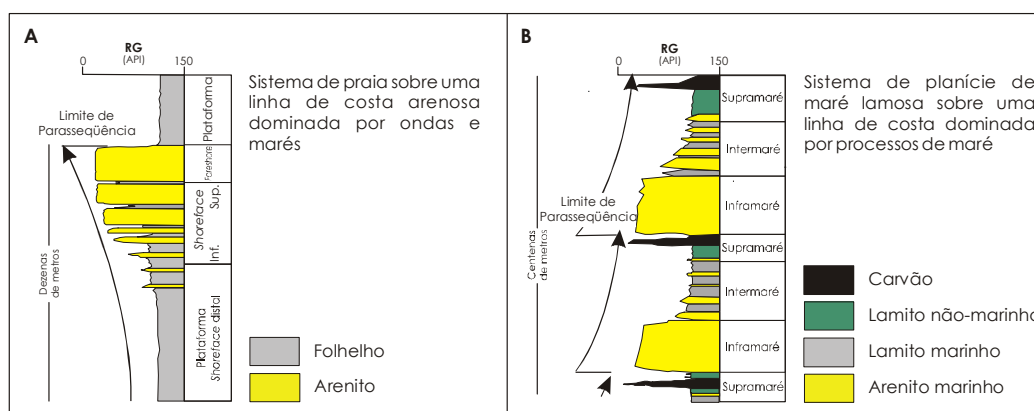


Figura 3.2. Exemplos ilustrando situações onde as parasseqüências apresentam-se: (A) com engrossamento textural para o topo e (B) com afinamento textural para o topo (Van Wagoner *et al.* 1990 *apud* Córdoba 2001).

O conjunto de parasseqüências é definido por uma sucessão de parasseqüências geneticamente relacionadas, as quais formam um padrão de empilhamento distinto, que, em muitos casos, estão limitadas por superfícies de inundação marinha de grande expressão e suas superfícies correlatas (Van Wagoner 1985 *apud* Van Wagoner *et al.* 1988). Dentro dos conjuntos, as parasseqüências podem apresentar um padrão de empilhamento progradacional, agradacional ou retrogradacional, que vai depender da razão entre as taxas de deposição e de

acomodação (Van Wagoner *et al.* 1988, Christie-Blick & Driscoll 1995; figura 3.3).

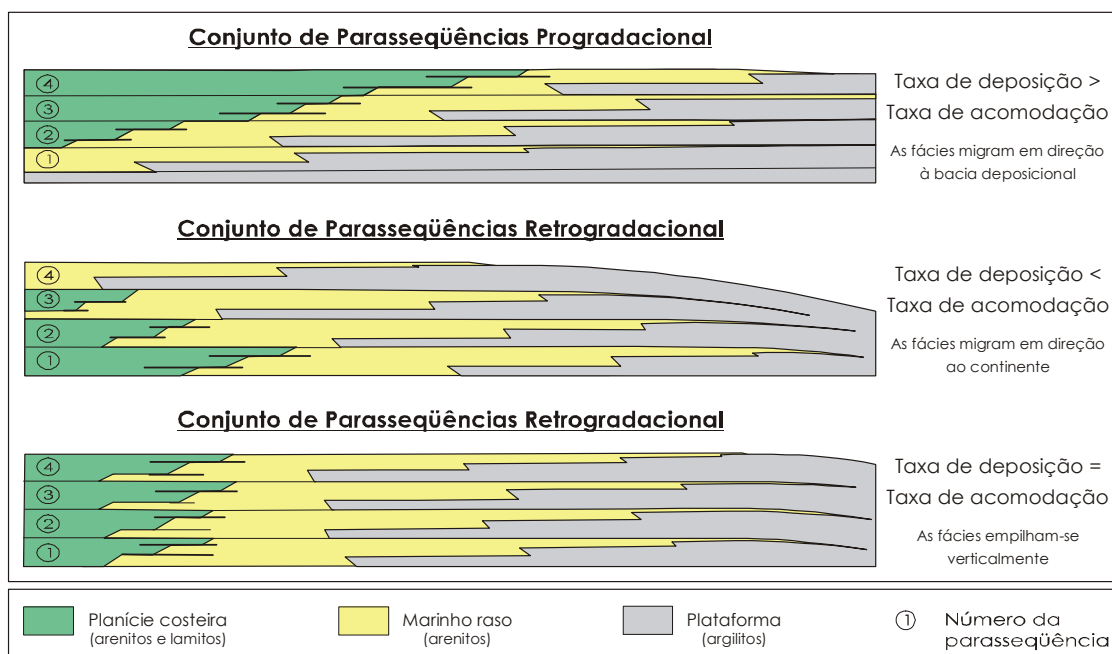


Figura 3.3. Conjuntos de parasseqüências com os padrões de empilhamento progradacional, agradacional e retrogradacional (modificado de Van Wagoner *et al.* 1990 por Córdoba 2001).

As parasseqüências e os conjuntos de parasseqüências são agrupados segundo tratos de sistemas, os quais correspondem a uma série de sistemas deposicionais contemporâneos (Brown & Fisher 1977), definidos pela geometria estratal das superfícies limitantes, pela disposição dentro da seqüência e pelo padrão de empilhamento dos conjuntos de parasseqüências (Posamentier *et al.* 1988, Van Wagoner *et al.* 1988). Os tratos de sistemas são, também, caracterizados por suas geometrias e associação de fácies. Quatro tratos de sistemas foram inicialmente propostos, todos associados a um segmento da curva eustática (curva hipotética do nível do mar com dois pontos de inflexão): trato de sistemas de nível de mar baixo, trato de sistemas transgressivos, trato de sistemas de nível de mar alto e trato de sistemas de margem de plataforma (Posamentier *et al.* 1988, Posamentier & Vail 1988, Van Wagoner *et al.* 1988; figura 3.4).

O **Trato de Sistema de Nível de Mar Baixo** se desenvolve em resposta a uma queda relativa e subsequente subida lenta e relativa do nível do mar, caracterizado por conjuntos de parasseqüências inicialmente progradacionais, tornando-se, progressivamente, agradacionais (Van Wagoner *et al.* 1988, Posamentier & James 1993, Reading & Levell 1996). Neste trato, a taxa de aporte sedimentar excede à taxa de acomodação, resultando no *bypass* sedimentar. A sedimentação pode compreender depósitos de leques submarinos, marinhos distais, fluviais e



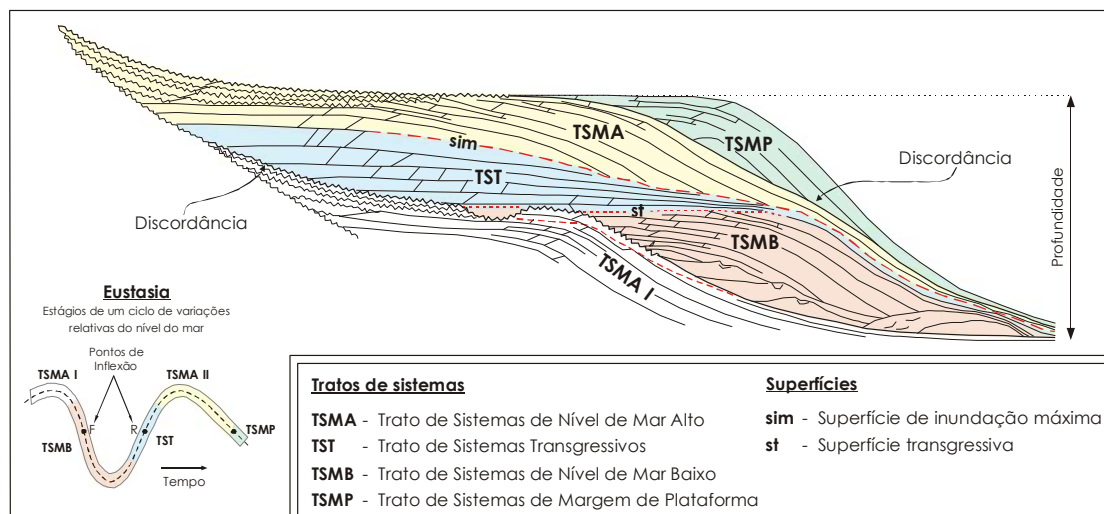


Figura 3.4. Seqüência e modelos de tratos de sistemas deposicionais (modificado de Severiano Ribeiro 2001b).

de planície costeira e de praia (Posamentier *et al.* 1988, Posamentier & Vail 1988). O topo deste trato é marcado pela superfície transgressiva, que corresponde a primeira superfície de inundação máxima marinha dentro da seqüência (Posamentier *et al.* 1988, Van Wagoner *et al.* 1988, Severiano Ribeiro 2001b). Esta superfície marca o início do **Trato de Sistemas Transgressivo**, desenvolvido durante uma rápida subida do nível do mar, quando a taxa de acomodação excede à taxa de aporte sedimentar (Posamentier & Vail 1988, Reading & Levell 1996, Della Fávera 2001). É formado por conjuntos de parasseqüências retrogradacionais (Reading & Levell 1996), caracterizando depósitos costeiros amplamente dominados por marés e marinhos transgressivos, que passam lateralmente para uma seção condensada (Córdoba 2001). A seção condensada corresponde a finas camadas marinhas de sedimentos pelágicos ou hemipelágicos, depositadas a baixas taxas de sedimentação (Loutit *et al.* 1988 *apud* Van Wagoner *et al.* 1988). O topo deste trato é marcado por uma superfície de inundação marinha (também referida como superfície de *downlap*), desenvolvida à época de transgressão máxima da plataforma (Della Fávera 2001). Sobre esta superfície, inicia-se a progradação de sedimentos; é neste momento que o **Trato de Sistemas de Nível de Mar Alto** começa a se depositar. Este, por sua vez, forma-se, inicialmente, em resposta a uma lenta subida do nível do mar, seguida de alta estabilidade e subsequente queda lenta do nível do mar (Van Wagoner *et al.* 1988, Reading & Levell 1996, Della Fávera 2001). Esta situação resultou em conjuntos de parasseqüências inicialmente agradacionais, que são sucedidas por conjuntos de parasseqüências progradacionais, quando o espaço de acomodação criado durante a subida do nível do mar diminui (Posamentier & James 1993, Van Wagoner *et al.* 1988, Reading &

Levell 1996). Neste trato predomina uma sedimentação deltaica, além de outros depósitos costeiros (Della Fávera 2001). O **Trato de Sistemas de Margem de Plataforma** situa-se na porção mais externa da plataforma (Severiano Ribeiro 2001b), caracterizado por conjuntos de paraseqüências ligeiramente progracionais a agradacionais (Van Wagoner *et al.* 1988). A sedimentação consiste em depósitos marinhos profundos e de planície costeira e praias (Posamentier *et al.* 1988). O limite deste trato é marcado por uma discordância erosiva, na base, e pela superfície transgressiva, no topo (Van Wagoner *et al.* 1988).

### 3.2.2. Ordens de Ciclicidade

Uma seqüência deposicional representa um ciclo completo de deposição (Emery & Myers 1996), denotando um intervalo de tempo durante o qual ocorrem uma queda e uma elevação do nível do mar (variação eustática). A duração máxima de uma seqüência pode ser definida com base no evento controlador da criação ou destruição do espaço de acomodação, ou seja, através da tectônica e/ou eustasia (Emery & Myers 1996). Para estes autores, os ciclos tectônicos e eustáticos podem atuar em diferentes períodos de tempo, o que permite classificar as seqüências em termos de ordem de duração, sendo, então, comumente referidas como seqüências de primeira, segunda, terceira, quarta ordem e assim por diante (tabela 3.1). O preenchimento de uma bacia pode ser dividido dentro de uma hierarquia de seqüências, cada qual representando um produto de uma ordem particular do ciclo tectônico ou eustático (Emery & Myers 1996).

Tabela 3.1. Terminologias, hierarquias e ordens de ciclicidade (compilado de Vail *et al.* 1990, Emery & Myers 1996 e Kerans & Tinker 1997 por Córdoba 2001).

<i>Ordem do Ciclo</i>	Primeira	Segunda	Terceira	Quarta
<i>Unidades da Estratigrafia de Seqüências</i>	---	Superseqüência/ Superciclo	Seqüência Deposicional	Seq. de Alta Freqüência, Paraseqüência/Ciclo e Conj. de Paraseqüências/ Conj. de Ciclos
<i>Duração (m.a.)</i>	> 50	3-50	0,5-3	0,1-0,5
<i>Amplitude do Nível do Mar Relativo (m)</i>	---	50-100	50-100	1-150
<i>Taxa de Queda/Subida do Nível do Mar Relativa (cm/1000anos)</i>	< 1	1-3	1-10	40-500
<i>Causa Principal</i>	Tectônica	Tectônica	Eustasia	Eustasia

O termo “seqüência composta” foi incorporado por Mitchum & Van Wagoner (1991

*apud* Emery & Myers 1996) para designar seqüências de 2<sup>a</sup> ou 3<sup>a</sup> ordem que apresentam, internamente, vários limites de seqüências, sendo, então, compostas por seqüências de ordens superiores. Já a denominação “seqüências de alta frequência” foi introduzida por Kerans & Tinker (1997) para descrever seqüências de 4<sup>a</sup> ou 5<sup>a</sup> ordem internas às seqüências compostas.

### 3.2.3. Estratigrafia de Seqüências em Bacias Rifte

A análise estratigráfica de bacias rifte é extremamente complexa e vem sendo amplamente difundida nos últimos anos. Tal complexidade se dá pelo fato da tectônica, ao contrário do que ocorre em bacias de margem passiva, ser a principal variável controladora de uma bacia rifte, enquanto que a eustasia é praticamente inexistente (Prosser 1993, Küchle 2004, Küchle *et al.* 2006). No entanto, existe um vasto número de controles independentes e interdependentes na estratigrafia de bacias rifte, ligados também a processos climáticos e magmáticos (figura 3.5), podendo os mesmos estar limitados a diferentes fases de evolução do rifte, como também ocorrer durante toda a evolução da bacia (Bonsence 1998). Sabe-se, então, que a tectônica determina a relação entre as variáveis controladoras, criando ou destruindo o espaço de acomodação, determinando os padrões de empilhamento e controlando a ocorrência e abrangência das discordâncias internas e limítrofes da fase rifte (Küchle *et al.* 2006).



Figura 3.5. Sumário dos principais controles da estratigrafia de bacias rifte (Bonsence 1998).

Em um cenário rifte, o qual é composto basicamente por sistemas de meios-*graben*, a tectônica promove uma série de movimentos de falhas, desenvolvendo, concomitantemente, uma complexa topografia, que não controla apenas o nível dos lagos e a acomodação, como também muitos processos erosivos e sedimentológicos (Bonsence 1998). Devido a peculiar geometria assimétrica desses *grabens* (geometria em cunha), os movimentos de subsidência e soerguimento dos blocos de falha (*hangingwall* e *footwall*) são, geralmente, sincrônicos,

implicando em simultâneas subidas e descidas relativas do nível de base. Esta situação favorece a deposição de fácies de água profunda, no *hangingwall*, concomitante à sedimentação de fácies de água rasa e à ocorrência de eventos erosivos, no *footwall* (Bonsence 1998). Nestas condições, os tratos geométricos regressivos e transgressivos gerados apresentarão relações de contemporaneidade e se formarão, geograficamente, bastante próximos, tornando-se uma tarefa difícil aplicar, em sua totalidade, os conceitos da estratigrafia de seqüências, tão funcionais em bacias de margem passiva (Küchle 2004). Por este motivo, vários modelos foram propostos na tentativa de se estabelecer conceitos e métodos de análise mais eficazes para uma melhor compreensão da estratigrafia de bacias rifte.

Um exemplo da aplicação da estratigrafia de seqüências em bacias rifte é referenciado por Scholz & Rosendahl (1990) e Scholz *et al.* (1990). Estes autores apresentaram um modelo genérico de tratos de sistemas para riftes com distensão mínima (< 10%), mas com altas taxas de subsidência ao longo da falha de borda (figura 3.6). Dois tratos de sistemas foram descritos, ambos relacionados a variações do nível do lago: o **Trato de Sistemas de Lago Baixo** (*Lowstand Systems Tract*) e o **Trato de Sistemas de Lago Alto** (*Highstand Systems Tract*). Durante os períodos de lago baixo (condições áridas), sistemas flúvio-deltaicos se desenvolvem na margem flexural do rifte, ao passo que, adjacente às falhas de borda, se desencadeiam sistemas de leques deltaicos. Por outro lado, durante os períodos de lago alto (clima úmido), a sedimentação é dominada por processos turbidíticos, ocorrendo dentro e próximo a canais fluviais na margem flexural, e por fluxo de detritos e escorregamentos na margem falhada, desenvolvendo-se os leques de talus subaquosos. Assim, a tectônica e/ou o clima induzem a variações do nível do lago, regulando, significativamente, a produção de depósitos lacustrinos sin-rifte (Scholz *et al.* 1990).

Prosser (1993) apresentou um modelo o qual ressalta a importância do controle tectônico durante a sedimentação sin-rifte, integrando a disposição dos refletores sísmicos e as características internas das fácies sedimentares. Neste caso, a autora associa os sistemas deposicionais contemporâneos a uma origem tectônica, podendo estes ser definidos como tratos de sistemas tectônicos. Foram reconhecidos quatro tratos de sistemas tectônicos, cada qual relacionado a um estágio de evolução tectônica da bacia (figura 3.7): iniciação de rifte (*rift initiation*); clímax de rifte (*rift climax*); pós-rifte imediato (*immediate post-rift*) e pós-rifte tardio (*late post-rift*). A duração de cada trato vai depender das taxas de falhamento e de formação da bacia, que podem ser altamente variáveis. O **Trato de Sistemas Tectônico de Iniciação de Rifte** corresponde ao trato mais basal, caracterizando o estágio inicial de

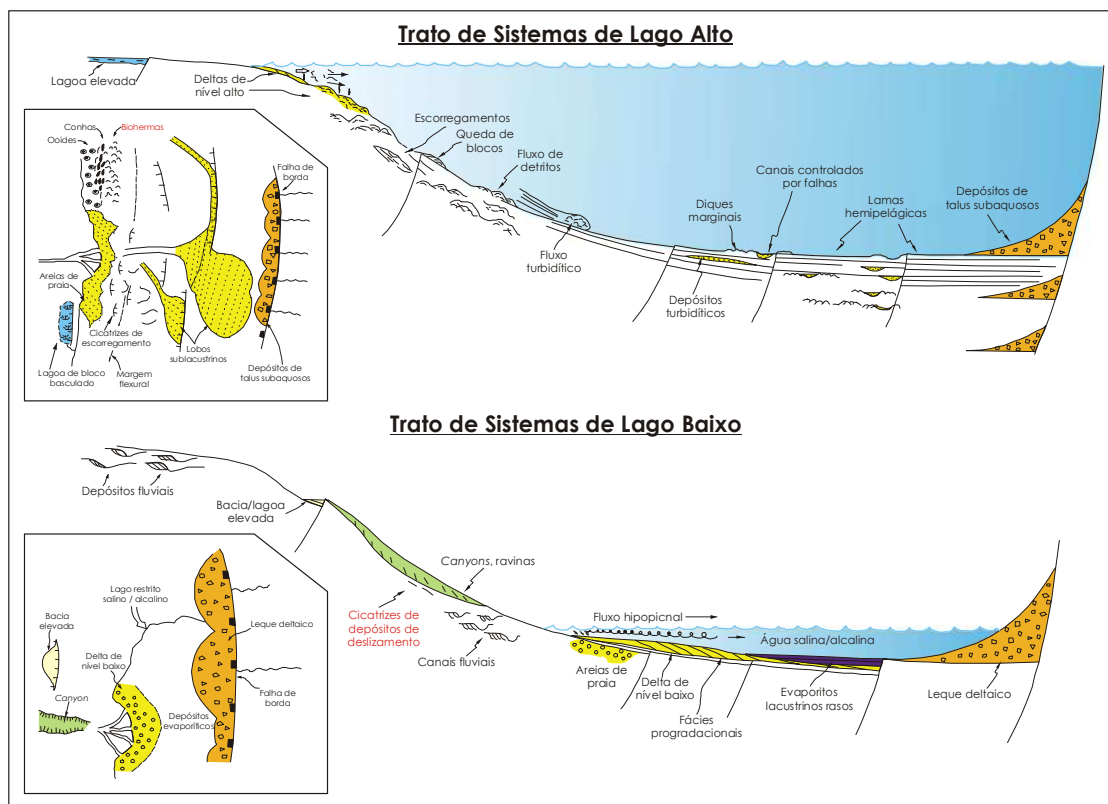


Figura 3.6. Modelo generalizado de meio-graben, evidenciando os principais componentes dos tratores de sistemas de Lago Alto e Lago Baixo (Scholz *et al.* 1990).

rifteamento, em que as taxas de subsidência e sedimentação se igualam. A sedimentação ocorre em condições subaéreas, onde prevalecem sistemas fluviais longitudinais. O **Trato de Sistemas Tectônico de Clímax de Rift** é relacionado a principal fase de evolução do rift, em que ocorre o deslocamento máximo da falha; neste momento, a taxa de subsidência torna-se maior que a taxa de sedimentação. A deposição se processa em condições subaérea e subaquosa, com vários sistemas deposicionais associados, dentre eles os de leque aluvial, deltaico, lacustre e marinho. Por outro lado, o **Trato de Sistemas Tectônico Pós-Rifte Imediato** marca o final da atividade tectônica na bacia. A deposição se processa em condições subaérea e subaquosa, com vários sistemas deposicionais associados, dentre eles os de leque aluvial, deltaico, lacustre e marinho. Por outro lado, o **Trato de Sistemas Tectônico Pós-Rifte Imediato** marca o final da atividade tectônica na bacia. A deposição deste trato ocorre durante um período em que a taxa de sedimentação supera a taxa de subsidência (neste caso subsidência termal), favorecendo um raseamento gradual do centro da bacia. É caracterizado pela progradação de sedimentos dentro da bacia, originados a partir de sistemas longitudinais e transversais, como sistemas deltaicos e de leques aluviais. E, por fim, o **Trato de Sistemas**



**Tectônico Pós-Rifte Tardio** se desenvolve como resposta final da criação e preenchimento de uma bacia rifte. Durante a sedimentação deste trato, ocorre a peneplanação da topografia sin-rifte, podendo esta situação favorecer um equilíbrio entre as taxas de sedimentação e a subsidência termal. Neste caso, a entrada de sedimentos e o desenvolvimento dos sistemas deposicionais (dominantemente flúvio-deltaicos) pode ser controlada pelas variações eustáticas do nível de base (Prosser 1993).

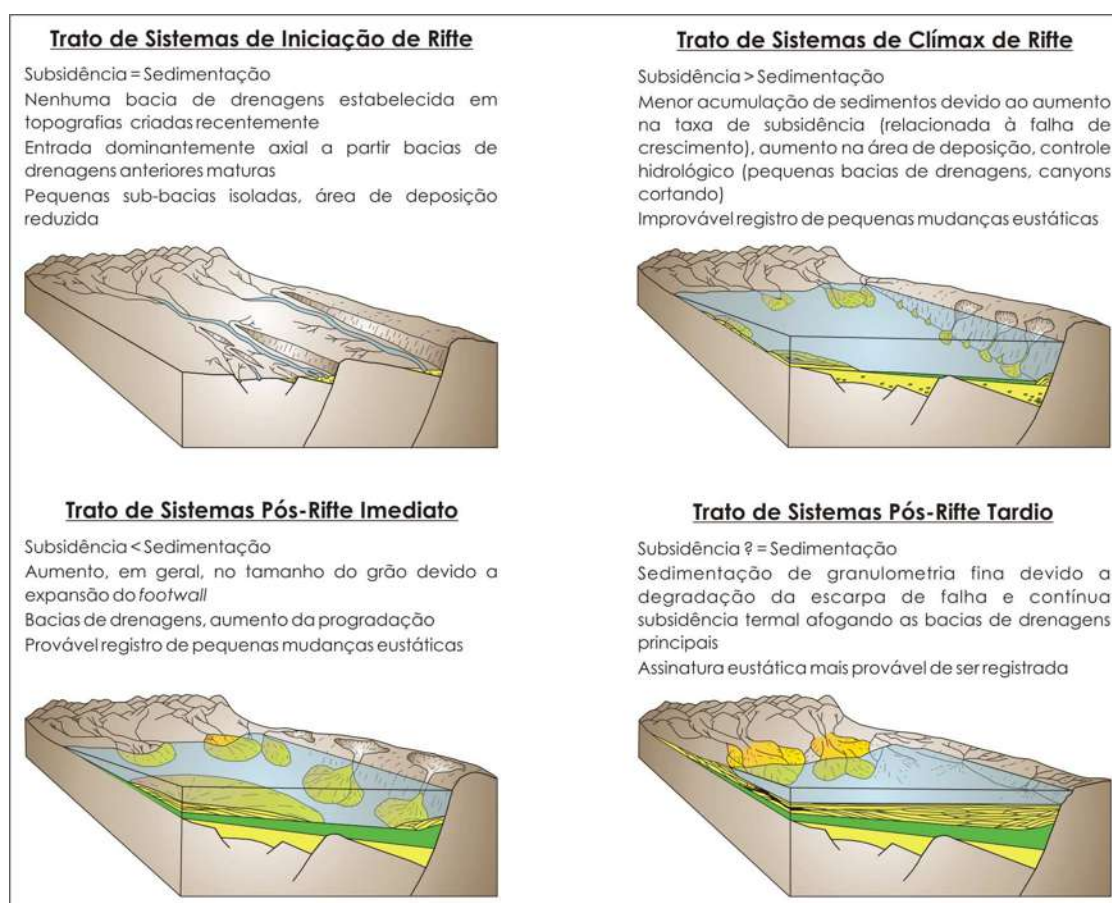


Figura 3.7. Blocos diagramas generalizados dos tratos de sistemas tectônicos de Iniciação de Rifte, Clímax de Rifte, Pós-Rifte Imediato e Pós-Rifte Tardio, apresentados por Prosser (1993).

Outro exemplo da aplicação da estratigrafia de seqüências para bacias rifte foi apresentado por Della Fávera *et al.* (1994; capítulo 2 desta dissertação), em que os autores, considerando os controles tectônico e eustático, reconheceram três tratos de sistemas principais: **Trato de Sistemas de Fase de Lago Profundo**; **Trato de Sistemas de Fase de Lago Raso** e **Trato de Sistemas de Fase de Lago Assoreado**.

Mais recentemente, Küchle (2004) e Küchle *et al.* (2005 e 2006), a partir de uma adaptação do modelo de Prosser (1993), estabeleceram o desenvolvimento de três tratos de sistemas tectônicos de uma seqüência deposicional rifte (figura 3.8): Trato de Sistemas

Tectônico de Início de Rifte; Trato de Sistemas Tectônico de Clímax de Rifte e o Trato de Sistemas Tectônico de Preenchimento de Rifte. Os dois primeiros tipos são equivalentes aos tratos de sistemas tectônicos de iniciação e de clímax de rifte de Prosser (1993). No **Trato de Sistemas Tectônico de Clímax de Rifte**, foi identificada uma superfície de rifteamento máximo (SRM), ao invés de uma superfície de inundação máxima (SIM), indicando o evento de máxima taxa de rifteamento da bacia. Já o **Trato de Sistemas Tectônico de Preenchimento de Rifte** é proposto como uma substituição dos tratos de sistemas tectônicos Pós-Rifte de Prosser (1993). Este trato caracteriza-se pela intensa, porém decrescente atividade tectônica, sendo que a taxa de criação de espaço de acomodação é inferior à taxa de aporte sedimentar, ocorrendo um amplo e “transbordante” preenchimento da bacia, desenvolvendo um padrão progradante na margem flexural (Küchle *et al.* 2005 e 2006). Tal situação pode gerar condições para a formação de evaporitos no rifte (Küchle 2004).

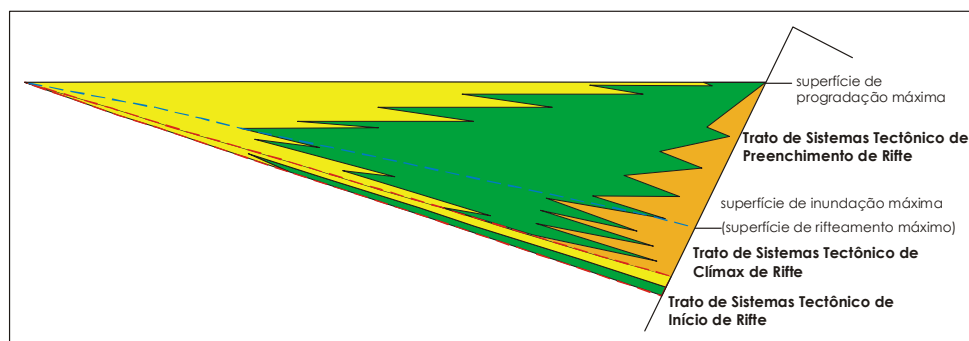


Figura 3.8. Modelo de tratos de sistemas tectônicos com seus respectivos padrões de empilhamento (modificado de Prosser 1993 por Küchle *et al.* 2005).

Chiossi (2005) contempla um modelo de tratos de sistemas para seqüências de 3ª ordem, sobre o qual aplica-se um contexto paleofisiográfico de rampa flexural em baixa latitude com clima tropical/subtropical, úmido/semi-úmido. A partir do reconhecimento de limites de seqüências e das superfícies de inundação máxima, o autor caracterizou três tratos de sistemas, denominados: Trato de Sistemas Regressivo Inicial, Trato de Sistemas Transgressivo e Trato de Sistemas Regressivo Final (figura 3.9). O **Trato de Sistemas Regressivo Inicial** está associado à intensa atividade tectônica, a qual favoreceu uma queda relativa do nível do lago, reduzindo o espaço de acomodação e aumentando o aporte sedimentar. Assim, gera uma fase de sedimentação em condições de nível do lago regressivo, caracterizada por sistemas progradacionais, tais como deltas. O **Trato de Sistemas Transgressivo** reflete uma redução da atividade tectônica, todavia o clima passa a ter um efeito mais evidente. Neste caso, ocorre uma subida relativa do nível do lago (clima úmido), reduzindo, embora mantendo-se ainda



significativo, o aporte sedimentar, que, por sua vez, provoca uma retrogradação dos sistemas deposicionais. A sedimentação durante este trato dá-se, também, por sistemas deltaicos, que culmina com a deposição de folhelhos lacustres de máxima inundação. O **Trato de Sistemas Regressivo Final** caracteriza-se por um período de quiescência tectônica e subsidência reduzida. Como no trato anterior, ocorre uma subida do nível do lago até o efluente, condicionada, principalmente, pelo clima. A redução da taxa de acomodação, somada ao aumento do aporte sedimentar, permite a retomada das progradações dos sistemas deltaicos para a bacia (Chiossi 2005).

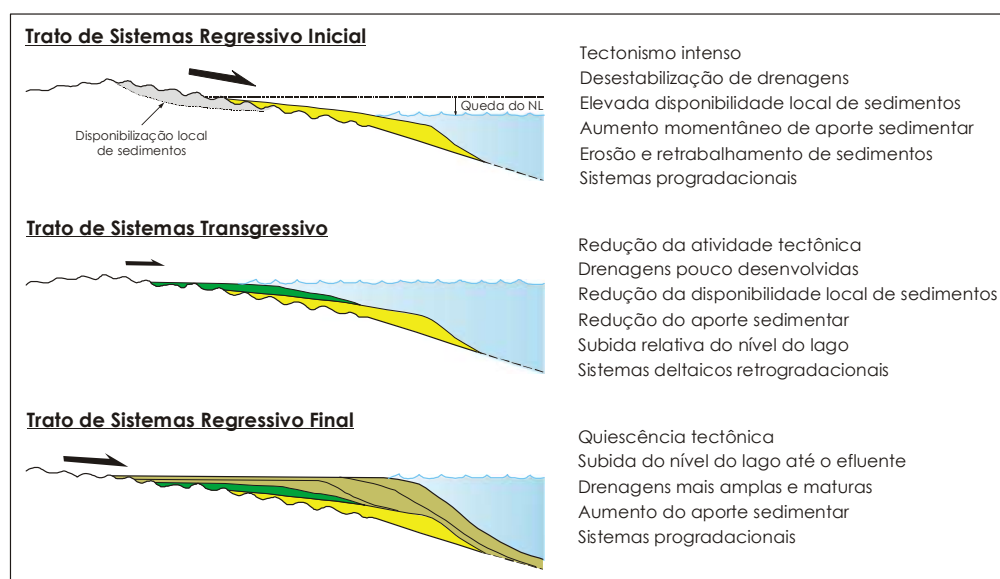


Figura 3.9. Modelo esquemático dos tratos de sistemas regressivo inicial, transgressivo e regressivo final para *grabens* assimétricos (Chiossi 2005). As setas indicam variações nas taxas de aporte sedimentar.

Outros trabalhos têm documentado a aplicabilidade da estratigrafia de seqüências na análise de bacias rifte. No entanto, coube aqui expor apenas alguns modelos de tratos de sistemas lacustres, como forma de evidenciar, que apesar de corresponderem a uma arquitetura comum, os riftes apresentam suas singularidades que os diferenciam dos demais, levando a formulação de modelos que melhor os expliquem.

### 3.3. Ferramentas da Análise Estratigráfica

#### 3.3.1. Análise Sedimentológica

##### 3.3.1.1. Análise Faciológica

Nesta análise, a unidade fundamental é a fácies sedimentar, definida como um conjunto de atributos (cor, granulometria, estruturas internas, geometria deposicional, fósseis, etc.) que

caracterizam uma rocha sedimentar (Della Fávera 2001), permitindo distingui-la de outras rochas adjacentes. Quando, nesta análise, as fácies são definidas com base nos atributos geológicos, dando-se ênfase as características físicas e químicas das rochas, o termo litofácies é mais apropriado (Reading & Levell 1996).

As fácies são, normalmente, agrupadas em associação ou sucessão de fácies, visando generalizar, categorizar e simplificar as observações da variabilidade litológica de um modelo ou de uma bacia (Riccomini *et al.* 2000). As associações de fácies consistem num conjunto de fácies geneticamente relacionadas que apresentam um significado ambiental, o que permite a eliminação de interpretações alternativas, uma vez que uma dada fácies pode ocorrer em vários ambientes distintos, resultantes de um mesmo processo (Reading & Levell 1996, Riccomini *et al.* 2000). Assim, cada fácies ou associação destas pode sugerir um sistema ou evento deposicional específico, e pode ser interpretada em termos de profundidade d'água, energia deposicional e suprimento sedimentar (Kerans & Tinker 1997).

Uma variedade de fácies deposicionais tem sido reconhecida para bacias rifte, sendo, comumente, descritas desde fácies de granulação fina até fácies de granulação grossa, as quais podem ou não apresentar diversas estruturas sedimentares internas.

### ***3.3.1.2. Sistemas Deposicionais***

A denominação Sistemas Deposicionais é atribuída por Fisher & McGowen (1967 *apud* Brown & Fisher 1977) a uma assembléia tridimensional de litofácies geneticamente relacionadas, associadas a processos e ambientes ativos (recentes) ou inferidos (antigos). Um sistema deposicional é o registro estratigráfico ou análogo de deposição dentro de vários ambientes que constituem sistemas de rios, deltas, ilhas barreiras, entre outros. Assim, a caracterização de um sistema deposicional busca recompor um modelo integrado e global para um determinado ambiente geomorfológico, relacionando todos os processos deposicionais evidenciados ou pressupostos para uma região (Küchle 2004). A interligação entre sistemas deposicionais contemporâneos define um trato de sistemas. A figura 3.10 sumariza as relações entre fácies, ambientes deposicionais, sistemas deposicionais e tratos de sistemas.

Em bacias rifte, vários sistemas deposicionais têm sido interpretados, sendo, no entanto, mais comumente reportados os sistemas deposicionais de leque aluvial, fluvial, deltaico e lacustre.

(i) **Sistema deposicional de leque aluvial** - Leques aluviais são áreas de acentuada sedimentação clástica que tendem a exibir, em planta, formas cônicas, desenvolvidas em

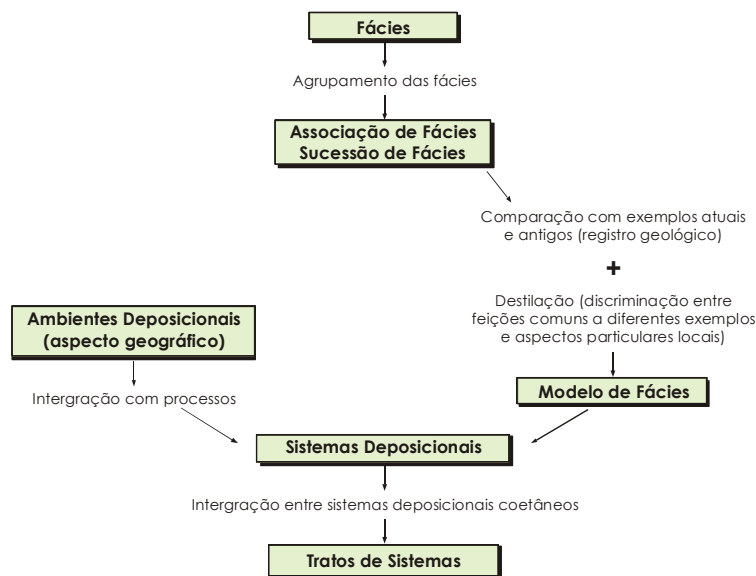


Figura 3.10. Relações entre fácies, ambientes deposicionais, sistemas deposicionais e tratos de sistemas (Riccomini *et al.* 2000).

regiões topograficamente elevadas, as quais se encontram sujeitas à rápida e intensa erosão, condicionada por fatores climáticos e/ou tectônicos (Leeder 1982, Collinson 1996, Prothero & Schwab 1996, Oguchi & Saito 2005). Os mesmos são compostos por canais distributários (anastomosados, entrelaçados ou meandrantes) que se expandem sobre uma ampla planície fluvial ou costeira (Collinson 1996), ou ainda culminam diretamente em lagos ou oceanos, adjacentes às terras altas (normalmente relacionadas a margens falhadas), formando, neste caso, os leques deltaicos (*fan-deltas*; Nilsen 1982, McPherson *et al.* 1987; figura 3.11).

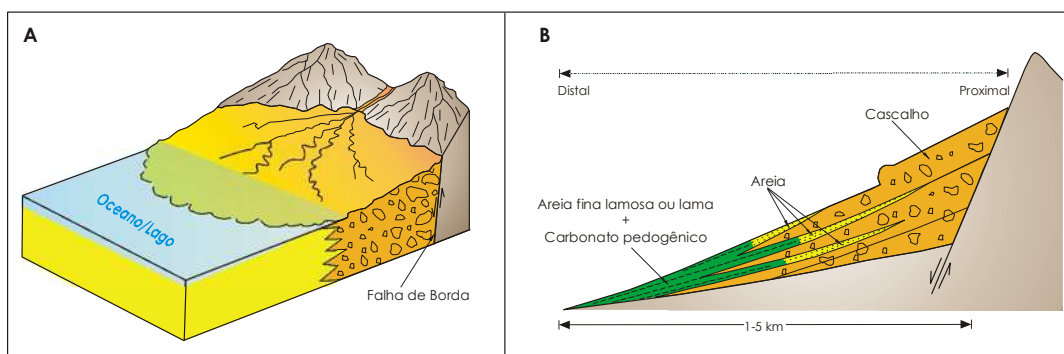


Figura 3.11. Modelos esquemáticos ilustrando: (A) leque deltaico (modificado de McPherson *et al.* 1987), e (B) perfil longitudinal de um leque aluvial, denotando a variação de facies proximal-distal (Rust & Koster 1984).

Dois tipos distintos de leques são reconhecidos com base no clima atuante: leques aluviais de clima árido (seco) e leques aluviais de clima úmido (Leeder 1982, Schumm 1977 *apud* Rust & Koster 1984). Os leques aluviais de clima árido são desenvolvidos em locais de

grande declividade, com abundante suprimento de detritos (Riccomini *et al.* 2000). Nestas condições, processo de transporte dominante é o de fluxo de detritos (*debris flow*), um tipo de fluxo de gravidade (fluxo viscoso), comumente desenvolvido em regiões tectonicamente ativas (Leeder 1982, Miall 1992, Collinson 1996). Nestas condições, os depósitos desenvolvidos são pouco estratificados, comumente contendo abundante matriz pelítica (matriz-suportado; Nilsen 1982). Por outro lado, nos leques aluviais de clima úmido, a sedimentação ocorre em canais fluviais (Riccomini *et al.* 2000), onde o processo de fluxo de correntes (*stream flow*) predomina (Leeder 1982, Collinson 1996, Schumm 1977 *apud* Rust & Koster 1984), sendo este caracterizado pela atuação dos processos de suspensão, saltação e tração (Nilsen 1982). Para este último autor, este tipo de fluxo, geralmente, forma depósitos bem estratificados, contendo estruturas sedimentares indicativas de diferentes regimes de fluxos e pouca matriz argilosa (clasto-suportado).

As fácies deposicionais que compõem os leques aluviais são, em geral, de granulação grossa a muito grossa (até matações) e pobremente selecionados, em sua porção mais apical (nas partes superiores ou internas), gradando para fácies de granulometria média a fina em direção às porções distais (nas partes inferiores ou externas) do leque aluvial (Rust & Koster 1984; figura 3.11). São sedimentos composicionalmente e texturalmente imaturos, com uma grande variedade composicional a depender do tipo de rocha presente na área fonte (Nilsen 1982). Podem desenvolver ciclos mais espessos e de engrossamento textural para o topo, indicativos de progradação de leques ativos, e ciclos mais delgados e de afinamento textural para o topo, relacionados a leques inativos ou a retrogradação. As fácies distais podem gradar lateralmente para fácies fluviais, lacustres, marinhas, estuarinas, deltaicas e eólicas (Nilsen 1982).

(ii) **Sistema deposicional fluvial** - Os rios são cursos naturais de água doce, caracterizados por canais bem definidos, cujas formas e dimensões são bem variáveis (Riccomini *et al.* 2000). Tais sistemas são fortemente controlados por fatores alocíclicos (fatores que afetam não apenas a bacia de drenagem, mas toda a região na qual ela está inserida), tais como variações climáticas (pluviosidade, temperatura) e geológicas (litologias, falhamentos), que, por sua vez, determinam os fatores autocíclicos (fatores próprios da bacia de drenagem; Riccomini *et al.* 2000). Estes últimos referem-se à intensidade da descarga sedimentar, ao tipo de carga sedimentar transportada (de fundo, mista ou em suspensão), à declividade do talude (determinante da sinuosidade e da quantidade de canais; Collinson 1996, Riccomini *et al.* 2000). Os sistemas fluviais, com base no tipo de carga sedimentar

transportada e no padrão de sinuosidade do canal, são classificados em retilíneos, anastomosados, meandранtes e entrelaçados, sendo os dois últimos os mais comuns na natureza (Leeder 1982, Walker & Cant 1984, Miall 1992, Riccomini *et al.* 2000). Os rios meandранtes caracterizam-se por um canal simples, de alta sinuosidade, com uma constante migração lateral devido à ação combinada da erosão e sedimentação (Riccomini *et al.* 2000; figura 3.12). Estes sistemas estão comumente ligados a climas mais úmidos, onde predominam o transporte de carga em suspensão (sedimentos mais argilosos; Miall 1992, Riccomini *et al.* 2000). Por outro lado, os rios entrelaçados compõem-se de múltiplos canais, de baixa sinuosidade, nos quais se formam barras e pequenas ilhas (Emery & Myers 1996, Riccomini *et al.* 2000; figura 3.12). São comumente desenvolvidos sob condições climáticas áridas e caracterizam-se pelo amplo predomínio de carga de fundo (sedimentos mais grossos; Riccomini *et al.* 2000).

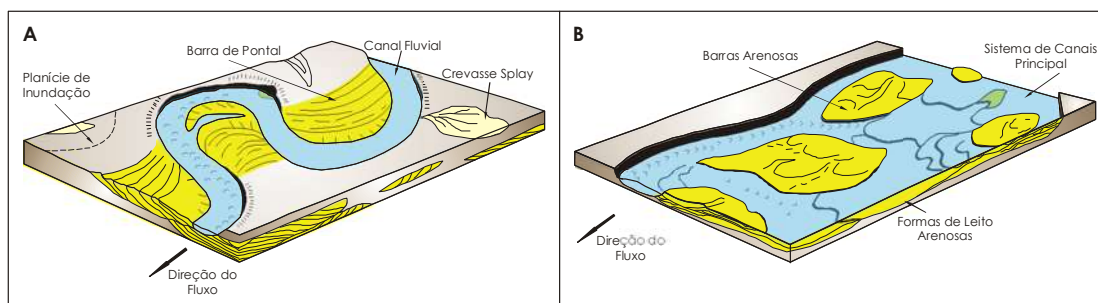


Figura 3.12. Blocos diagramas de sistemas fluviais (A) meandrante e (B) entrelaçado (arenoso), ilustrando algumas de suas principais associações de fácies (Miall 1992).

Simplificadamente, nos sistemas fluviais podem ser reconhecidos, nas porções ativas ou inativas dos canais, 5 tipos de depósitos principais: depósitos de canal, de barras, de diques marginais, de leques de extravasamento (*crevasse splay*) e de planície de inundação (Riccomini *et al.* 2000; figura 3.12). Tais depósitos podem ser divididos em elementos arquiteturais, cada qual sendo caracterizado por uma assembléia distinta de fácies e por suas geometrias características (Miall 1992). Em um sentido amplo, os depósitos de barras e de canal são representados por uma faciologia de granulação grossa, destacando conglomerados e arenitos grossos a médios (carga de fundo); nos depósitos de diques marginais e de leques de extravasamento, a granulação das fácies se torna mais fina, prevalecendo as fácies de granulometria areia média a fina e lama (carga mista); e, por fim, nos depósitos de planície de inundação, as fácies tornam-se, predominantemente, pelíticas (carga em suspensão; Riccomini *et al.* 2000). Estes depósitos apresentam, comumente, estruturas sedimentares (de pequeno a

grande porte) bem desenvolvidas, que caracterizam transporte sedimentar por processos de suspensão, saltação e tração (Miall 1992, Collinson 1996, Riccomini *et al.* 2000). Uma típica seqüência de um sistema fluvial é uma seqüência de afinamento textural para o topo (*fining sequence*; Walker & Cant 1984, Riccomini *et al.* 2000).

(iii) **Sistema deposicional deltaico** - Delta é uma protuberância da linha de costa formada nos locais onde rios ingressam em um corpo permanente de água (marinho ou lacustre; Bhattacharya & Walker 1992, Reading & Collinson 1996, Della Fávera 2001; figura 3.13), consistindo, desta forma, de uma combinação de depósitos continentais e marinhos (Barrell 1912 *apud* Miall 1984). Muitos deltas cobrem uma ampla área, apresentando uma porção subáerea, dominada por processos fluviais, e outra subaquosa, influenciada por processos marinhos (ondas e marés; Miall 1984). O reconhecimento de tais processos levou à uma classificação dos deltas em: deltas dominados por processos fluviais, deltas dominados por ondas e deltas dominados por maré (Galloway 1975 *apud* Bhattacharya & Walker 1992).

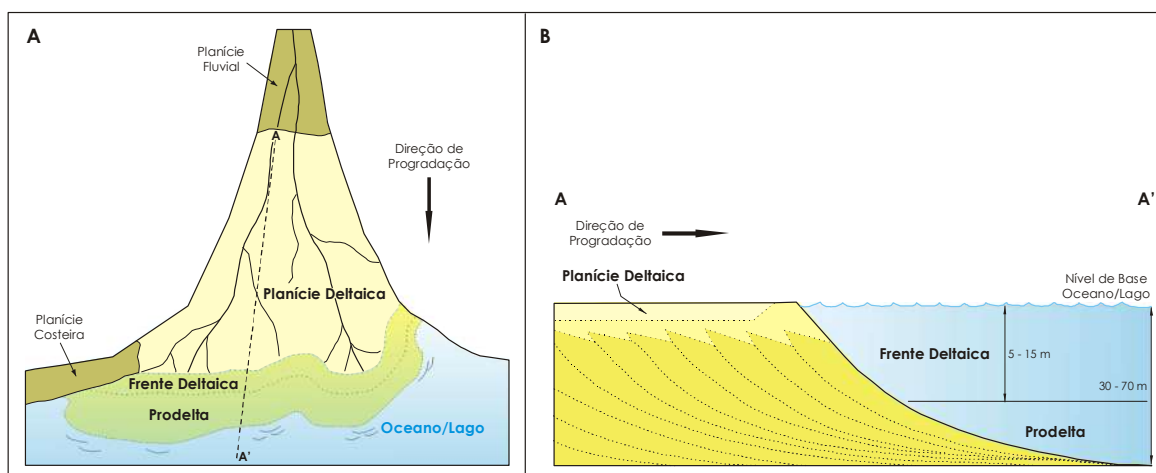


Figura 3.13. Modelos esquemáticos de um sistema deposicional deltaico, com seus respectivos subambientes, ilustrando em (A) sua típica geometria em planta, e em (B) perfil longitudinal, com o desenvolvimento de geometrias em clinofomas progradantes (a partir de Emery & Myers 1996).

Os depósitos deltaicos são caracterizados por uma geometria em clinofoma progradante, os quais integram, essencialmente, três componentes básicos: planície deltaica, frente deltaica e prodelta (Bhattacharya & Walker 1992, Reading & Collinson 1996; figura 3.13). A planície deltaica compreende a porção subáerea do delta (Leeder 1982), incluindo, principalmente, fácies areníticas, de granulometria muito fina a média, e pelíticas, as quais são comumente afetadas por processos fluviais ou relacionadas a marés (Guerra 1991). A porção de frente deltaica, por sua vez, corresponde à área onde os sedimentos/correntes fluviais



ingressam na bacia deposicional e interagem com os processos nela atuantes (Guerra 1991, Reading & Collinson 1996). Os depósitos são constituídos, predominantemente, por arenitos, siltitos e argilitos, com uma tendência geral dos sedimentos mais grossos se depositarem na desembocadura dos canais, enquanto que os mais finos são levados mais adiante e depositados em águas profundas (Guerra 1991). Tais depósitos são afetados tanto por processos fluviais, como também por processos de marés e de ondas ou tempestades (Guerra 1991, Bhattacharya & Walker 1992, Reading & Collinson 1996). E, por fim, a região de prodelta corresponde à porção do delta constituída, essencialmente, por fácies argilosas e sílticas, depositadas em águas mais profundas (Reading & Collinson 1996). A presença de estruturas sedimentares é comum em todos os subambientes deltaicos e, ao contrário do que ocorre nos sistemas fluviais, os deltas constroem uma típica seqüência engrossamento textural para o topo (*coarsening sequence*; Guerra 1991, Prothero & Schwab 1996).

(iv) **Sistema deposicional lacustre** - Lagos são corpos aquosos permanentes, não-marinhos, desenvolvidos no interior do continente (Prothero & Schwab 1996, Suguio 2003). Podem ser classificados como lagos de águas doces ou salinas (quando a salinidade excede 35.000 ppm de sólidos dissolvidos; Leeder 1982, Mello & Maxwell 1990). Suas origens podem estar vinculadas a processos vulcânicos, glaciais, tectônicos, de ação dos ventos, entre outros (Talbot & Allen 1996, Prothero & Schwab 1996, Riccomini *et al.* 2000), todavia os mais importantes lagos são tectônicos. Estes últimos estão relacionados, principalmente, à formação de *rift-valleys* (Leeder 1982), onde a subsidência é rápida e o aporte sedimentar oriundo das margens é substancial (Talbot & Allen 1996), sendo, neste caso, comum ocorrerem associados aos sistemas fluvial, deltaico e de leque aluvial (Prothero & Schwab 1996; figuras 3.6 e 3.7).

As variações na ocorrência, distribuição e tipos de depósitos lacustrinos são atribuídas a diversos fatores, contudo o clima e a tectônica são considerados os mais importantes (Barrom 1990, Lambiasi 1990). A maioria dos sedimentos siliciclásticos depositados nos lagos é transportada por sistemas fluviais (Talbot & Allen 1996). Estes sedimentos são caracterizados, principalmente, clastos de granulometria fina, os quais são transportados em suspensão e depositados por decantação e precipitação (Talbot & Allen 1996, Prothero & Schwab 1996, Riccomini *et al.* 2000). Em geral, os depósitos lacustres são constituídos por folhelhos finamente laminados (muitas vezes ricos em matéria orgânica), margas e calcários de água doce. Seqüências turbidíticas também podem ocorrer entremeadas aos folhelhos lacustres (Leeder 1982, Prothero & Schwab 1996). Em lagos salinos, predominam a formação de



seqüência carbonáticas e evaporíticas, associadas a estruturas de dissecação (Talbot & Allen 1996, Prothero & Schwab 1996). Nas porções marginais do lago, podem ocorrer arenitos e pelitos fluviais, deltaicos ou praias ou, ainda, conglomerados relacionadas aos leques aluviais (Prothero & Schwab 1996).

### ***3.3.2. Análise Sismoestratigráfica***

A Estratigrafia Sísmica ou Sismoestratigrafia é um método estratigráfico de interpretação de dados sísmicos que possibilita, em última análise, a compreensão da evolução tectono-sedimentar de uma bacia sedimentar e sua correlação com outras bacias (Severiano Ribeiro 2001c). Para este autor, seu surgimento é decorrente, principalmente, de um grande avanço nas técnicas de aquisição e processamento de dados sísmicos, que permitiram uma observação mais detalhada de feições deposicionais e estratigráficas em bacias sedimentares, tanto em grandes quanto em pequenas escalas.

A sismoestratigrafia, através de seus conceitos fundamentais, criou o embasamento da referida estratigrafia de seqüências, apesar de algumas definições já terem sido modificadas (Della Fávera 2001, Severiano Ribeiro 2001c). Um destes conceitos é o de seqüência sísmica (ou sismosseqüência), considerada unidade sismoestratigráfica básica, que consiste na subdivisão de um dado sísmico em pacotes de refletores concordantes e geneticamente relacionados, separados, no topo e na base, por refletores conspícuos e/ou regionais, que representam discordâncias ou suas concordâncias equivalentes, interpretados segundo o conceito de seqüência deposicional (Mitchum Jr. *et al.* 1977b; Severiano Ribeiro, 2001c; Figura 3.1).

#### ***3.3.2.1. As Reflexões Sísmicas e seu Significado Cronoestratigráfico***

Reflexões sísmicas consistem no registro do tempo de percurso (ida e volta) de ondas sísmicas artificiais, geradas na superfície da terra e que se propagam em subsuperfície até serem refletidas nas interfaces físicas das rochas (Severiano Ribeiro 2001c). Tais interfaces constituem, principalmente, superfícies estratiais e discordâncias que apresentem um contraste de impedância acústica (velocidade da onda sísmica/densidade da rocha) (Vail *et al.* 1977; Emery & Myers 1996). Todavia, a impedância acústica não é um indicador fiel de litologias, uma vez que os contatos litológicos podem ser gradacionais e, por isso, ela não representa necessariamente estes contatos (Severiano Ribeiro 2001c).

De acordo com Della Fávera (2001) e Severiano Ribeiro (2001c), existem três tipos de relação entre as reflexões sísmicas e as linhas de tempo geológico identificados em seções

sísmicas:

(i) Reflexões que seguem linhas de tempo, constituindo superfícies síncronas que, em geral, apresentam-se com cerca da metade de um comprimento de onda ( $\pm \lambda/2$ ). Neste caso, as superfícies estratais consistem em níveis de acamamento, que correspondem a antigas superfícies de deposição e, por isso, são essencialmente síncronas em quase toda a sua extensão (Vail *et al.* 1977, Della Fávera 2001, Severiano Ribeiro 2001c).

(ii) Descontinuidades sísmicas que seguem limites de tempo geológico, que, por sua vez, são caracterizadas por discordâncias, representando superfícies de erosão e/ou não-deposição, implicando na ausência física de um determinado intervalo cronoestratigráfico (Gary *et al.* 1974 *apud* Vail *et al.* 1977, Severiano Ribeiro 2001c). Entretanto, estas superfícies têm um importante significado cronoestratigráfico, tendo em vista que as mesmas separam rochas de diferentes idades, pois, em qualquer situação, as rochas abaixo da superfície de discordância serão mais antigas do que as rochas que estão sobrepostas a esta superfície (Gary *et al.* 1974 *apud* Vail *et al.* 1977, Della Fávera 2001, Severiano Ribeiro 2001c). Neste caso, as linhas de tempo podem até confluir ao longo da discordância, mas nenhuma delas irá interceptar a superfície correspondente, o que implica que as reflexões que se originam ou partem de uma descontinuidade não são diácronas (Della Fávera 2001).

(iii) Reflexões que acompanham superfícies diácronas, ou seja, reflexões que cruzam as linhas de tempo. Tais reflexões tanto podem ser decorrentes das chamadas múltiplas e difrações (artefatos indesejáveis do método sísmico), como também, podem ser originadas por interfaces de fluidos (gás-água, gás-óleo e óleo-água) e por mudanças diagenéticas marcantes (Emery & Myers 1996, Della Fávera 2001, Severiano Ribeiro 2001).

Em síntese, identificar e mapear, principalmente, as superfícies estratais e as discordâncias em seções sísmicas irá permitir que o arcabouço cronoestratigráfico de uma bacia sedimentar seja elaborado, especialmente, quando se propõe a subdividir o preenchimento sedimentar em seqüências (Severiano Ribeiro 2001).

### ***3.3.2.2. Padrões de Terminação das Reflexões***

Na análise sismoestratigráfica, a definição de pacotes genéticos de refletores, referidos como seqüências sísmicas e tratos de sistemas sísmicos (unidades sísmicas), requer o reconhecimento de superfícies-chave (superfícies sísmicas) com base nos padrões de terminação das reflexões (Della Fávera 2001). Estas terminações, no entanto, são comumente

caracterizadas, em seções sísmicas 2D, pela relação geométrica entre as reflexões e as superfícies sísmicas contra as quais elas terminam (Emery & Myers 1996). Foram, então, introduzidos por Mitchum *et al.* (1977a) os termos *lapout*, *baselap* (*onlap* e *downlap*), *toplap*, truncamento e concordância ou conformidade para descrever os estilos de terminação das reflexões.

O padrão *lapout* consiste na terminação lateral de estratos/refletores em seu limite deposicional original. Pode ser de dois tipos: (i) *baselap*, quando as terminações ocorrem no limite inferior de uma unidade sísmica, compreendendo os padrões *onlap* (terminação sucessiva de estratos/refletores mergulho acima sobre uma superfície deposicional originalmente inclinada) e *downlap* (terminação sucessiva de estratos/refletores mergulho abaixo contra uma superfície deposicional inicialmente horizontal), e (ii) *toplap*, quando as terminações sucedem na porção superior da unidade sísmica (Mitchum *et al.* 1977a, Severiano Ribeiro 2001c; figuras 3.14).

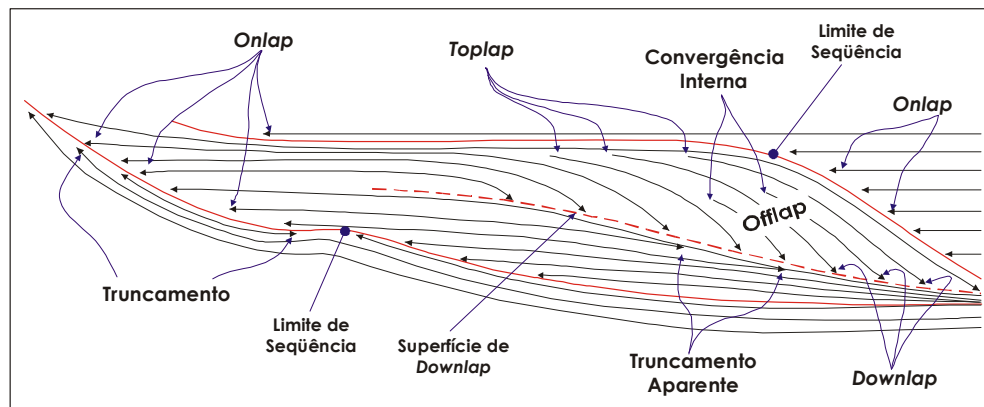


Figura 3.14. Padrões de terminações das reflexões dentro de uma seqüência sísmica idealizada (modificado de Vail 1987 por Severiano Ribeiro 2001c).

O truncamento (figura 3.14) implica, conforme Ojeda (1991), em uma terminação lateral abrupta de estratos/refletores no limite superior de uma seqüência, decorrente de processos erosivos (truncamento erosional) ou estruturais (truncamento estrutural). Na concordância ou conformidade, os estratos/refletores de duas unidades sísmicas ou seqüências adjacentes mostram-se paralelos às superfícies que as delimitam, contudo não existem evidências de erosão ou não-deposição (Severiano Ribeiro 2001c; figura 3.14). Para este autor, esse padrão pode ocorrer tanto na parte superior, como na porção inferior de uma seqüência ou unidade sísmica.

Outros tipos de relações podem, ainda, ser reconhecidas em seções sísmicas, como os

padrões *offlap*, convergência interna e truncamento aparente (Severiano Ribeiro 2001c; figura 3.14), mas que os mesmos não representam terminações ao longo dos limites de seqüências (Mitchum *et al.* 1977b). O *offlap* é um padrão não-sistemático de terminação das reflexões comumente utilizado caracterizar o padrão de reflexão dos estratos progradando para dentro da bacia (Mitchum 1977, Mitchum *et al.* 1977b, Severiano Ribeiro 2001c). De acordo com estes autores, o padrão de convergência interna é decorrente do afinamento dos estratos dentro de uma unidade sísmica, abaixo dos limites de resolução sísmica. Já o truncamento aparente consiste na terminação de estratos/reflexões em ângulos relativamente baixos, abaixo de uma superfície sísmica pouco inclinada, onde esta superfície é interpretada como uma seção condensada. Esta aparente terminação é decorrente do afinamento da porção distal de uma camada, alcançando espessuras inferiores ao limite de resolução sísmica (Emery & Myers 1996, Severiano Ribeiro 2001c).

### 3.3.2.3. *Fácies Sísmicas*

Define-se fácies sísmica ou sismofácies como uma unidade tridimensional, composta por um conjunto de reflexões sísmicas com características ou padrões próprios, que diferem dos conjuntos adjacentes dentro de uma sismoseqüência (Mitchum *et al.* 1977b). De acordo com Ojeda (1991), uma sismofácies caracteriza uma mudança litofaciológica dentro da sucessão de estratos, e como uma litofácies é o reflexo de processos sedimentares, então, uma sismofácies corresponde à expressão destes processos.

A análise de sismofácies tem por objetivo reconhecer os padrões de reflexões sísmicas e suas inter-relações dentro das seqüências e dos tratos de sistemas, interpretando-lhes os seus significados geológicos, permitindo, assim, construir um ou mais modelos geológicos (Severiano Ribeiro 2001c). Nesta análise, os principais parâmetros envolvidos são: amplitude, configuração, continuidade, freqüência e velocidade intervalar, além da forma externa e da associação tridimensional dos grupos de refletos (Mitchum 1977, Mitchum *et al.* 1977b; Emery & Myers 1996, Della Fávera 2001).

A configuração interna das reflexões constitui, de todos os parâmetros acima relacionados, o que melhor caracteriza uma fácies sísmica, sendo, portanto, o parâmetro mais relevante em sua análise, estando a mesma diretamente relacionada ao padrão de estratificação, processos deposicionais e erosionais, complexos de canais e deformações penecontemporâneas (Reading & Levell 1996). Este parâmetro pode ser classificado, segundo Ojeda (1991), de acordo com os padrões característicos em dois grupos: configurações não-progradantes e configurações progradantes.

As configurações não-progradantes podem ser paralela/subparalela, ondulada e divergente (figura 3.15). São indicativas de processos de tração, decantação, floculação e precipitação, podendo, ainda, associa-se a processos de fluxos gravitacionais e hiperpicnais (Ojeda 1991). Para este autor, tais configurações podem ocorrer em sistemas fluvial, evaporítico, de plataforma clástica e carbonática e de planície abissal, bem como em sistemas deltaicos (porção progradacional com falhas de crescimento) e leques costeiros.

As configurações progradantes ocorrem em locais onde os estratos empilham-se lateralmente, apresentando-se como superfícies inclinadas, designadas de clinofomas (Severiano Ribeiro 2001c). Os padrões das clinofomas dependem, principalmente, das variações entre as taxas de deposição e da profundidade da água, podendo ser oblíquas, sigmoidais, complexo sigmoidal-oblíquo e *shingled* (Mitchum *et al.* 1977b; Severiano Ribeiro 2001c; figura 3.15). Tais configurações relacionam-se a processos de fluxos gravitacionais, tração e decantação, podendo estar presentes em sistemas deposicionais progradantes, tais como, sistemas deltaicos, de leques costeiros, de plataforma, de borda de plataforma, de talude e bacia (Ojeda 1991).

As configurações caótica, transparente, *hummocky*, lenticular, contorcida e segmentada estão, também, ilustradas na figura 3.15, sendo as quatro últimas variações dos padrões básicos das configurações (Severiano Ribeiro 2001c).

As geometrias também constituem uma característica relevante na análise em subsuperfície. As fácies sísmicas podem apresentar diversos padrões geométricos, dos quais destacam-se as geometrias em lençol, lençol ondulado, cunha, banco, lente, montiforma e de preenchimento (figura 3.16), que podem ser interpretados em termos de ambiente e processos deposicionais e litologias (Mitchum 1977).

#### ***3.3.2.4. Superfícies Cronoestratigráficas nas Linhas Sísmicas***

Superfícies cronoestratigráficas correspondem a superfícies síncronas que dividem o arcabouço estratigráfico em componentes de tratos de sistemas e o seu reconhecimento, em seções sísmicas, é de fundamental importância para a análise sismoestratigráfica. As superfícies cronoestratigráficas mais relevantes são: discordâncias-limites de seqüências, superfícies transgressivas, superfícies de máxima inundação marinha e superfícies marinhas de *onlap/downlap* entre os leques submarinos e as cunhas de nível de mar baixo (Emery & Myers 1996). Neste trabalho, somente as discordâncias-limites de seqüências e superfície de máxima inundação marinha serão relacionadas.

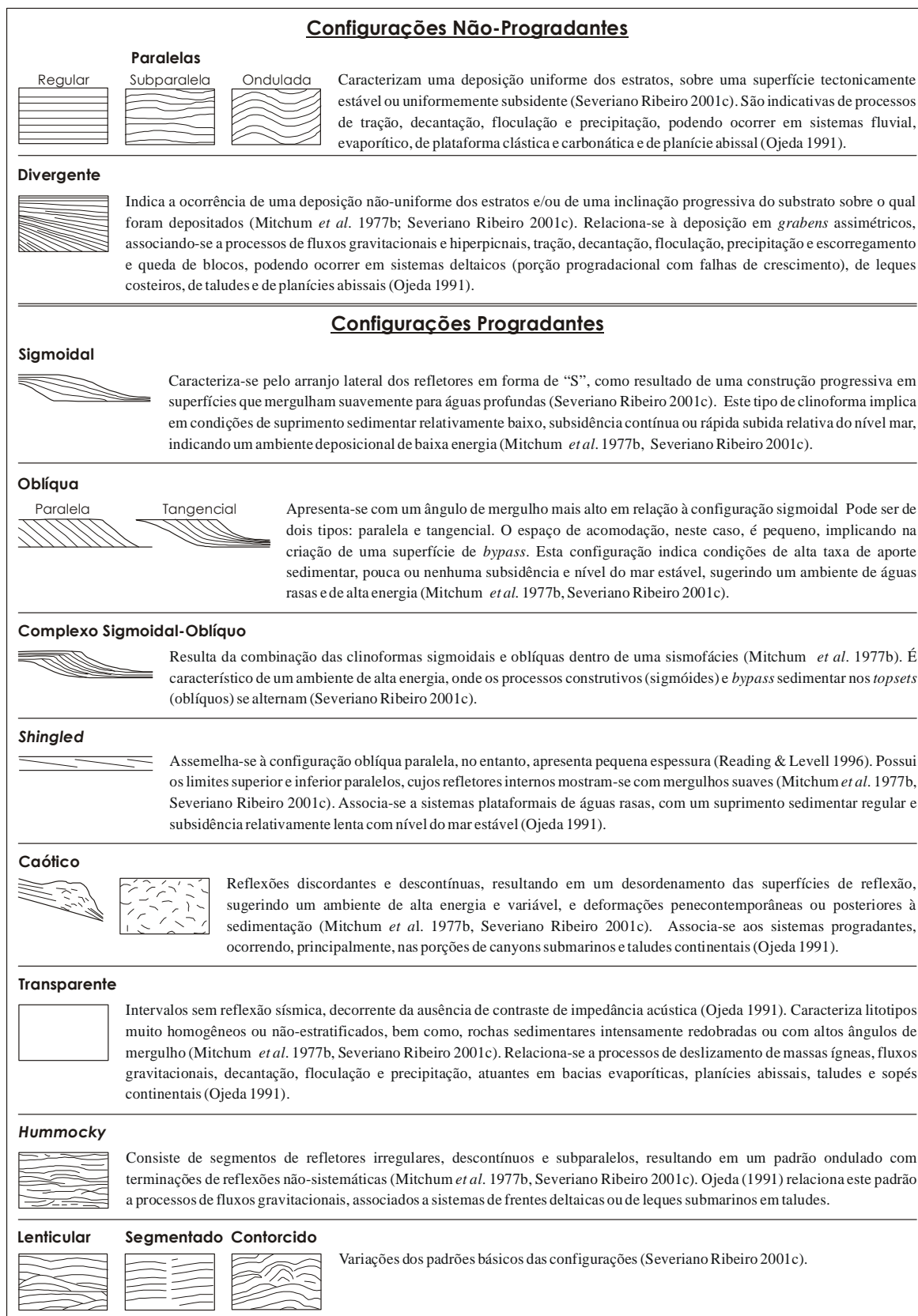


Figura 3.15. Quadro-resumo dos principais padrões de configurações das sismofácies.



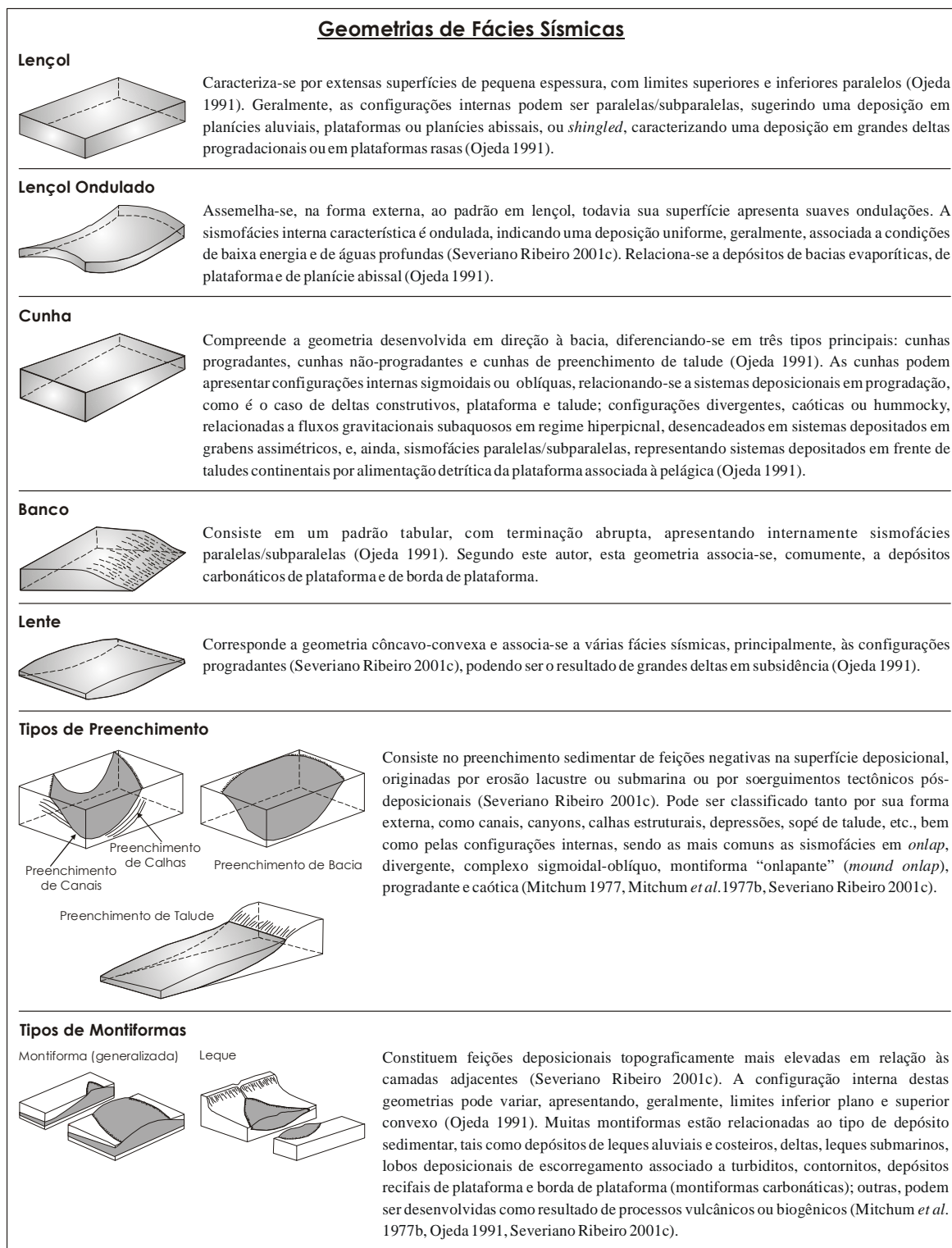


Figura 3.16. Quadro-resumo das geometrias externas de algumas unidades de fácies sísmicas.

As discordâncias-limites de seqüências são, comumente, reconhecidas nos dados sísmicos pelo desenvolvimento de um relevo bastante erosivo e pelo deslocamento dos *onlaps* em direção à



bacia (Emery & Myers 1996).

A superfície de máxima inundação marinha ou superfície de *downlap* corresponde a uma superfície de afogamento, caracterizando o momento de transgressão máxima (Severiano Ribeiro 2001b). A superfície de *downlap*   geralmente reconhecida, ao se interpretar dados sísmicos, quando se observa clinofomas em *downlap* sobre uma superfície.

### 3.3.3. Análise de Perfis de Poços

Nem sempre as técnicas descritas neste capítulo têm escala ou resolu o adequada para se obter informa es estratigráficas em subsuperfície. Nestes casos, os perfis de poços constituem uma importante ferramenta, visto que eles representam uma imagem visual, em rela o a profundidade, de uma ou mais características ou propriedades das rochas perfuradas (Thomas 2001). Assim, tais perfis podem definir detalhes em subsuperfície que, por exemplo, a sísmica não mostra, permitindo, desta forma, uma análise estratigráfica mais detalhada (Emery & Myers 1996). A análise de perfis de poços possibilita o reconhecimento de litologias e a interpreta o de sistemas deposicionais, que, ao serem projetados na sísmica, permite que sejam correlacionados às diversas sismofácies.

O perfil gama é um dos perfis mais utilizados para a análise da estratigrafia de seq ncias. A radioatividade da rocha, medida pela ferramenta gama, é geralmente uma fun o direta da quantidade de minerais de argila, e, portanto, tamanho dos grãos e energia deposicional. Os perfis de raios-gama são, freqüentemente, utilizados para inferir mudanças na energia deposicional, como, por exemplo, um aumento da radioatividade reflete um aumento na quantidade de argila, que, por sua vez, indica uma diminui o da energia deposicional. Muitas das varia es no perfil gama estão relacionadas a parâmetros deposicionais e   razão areia/folhelho (Emery & Myers 1996).

#### 3.3.3.1. Trends do Perfil

Um número de *trends* característicos é reconhecido, freqüentemente, em perfis a cabo, e geralmente são descritos a partir de sua expressão no perfil gama. Os *trends* dos perfis podem ser observados como uma mudança na leitura média do perfil, ou a partir de deslocamentos na linha de base da areia ou do folhelho (a linha de base da areia é a linha que marca o mínimo valor de gama, e a linha de base do folhelho é a linha que marca o máximo valor de gama; Emery & Myers 1996). Os principais *trends* do perfil e seus significados são ilustrados na figura 3.17.






Raio-gama	<i>Tipos de Trends de Perfis</i>
	<p><b>Padrão em Sino Invertido (Cleaning-up Trend)</b>                      Gradual decréscimo dos valores de raios-gama para o topo, representando uma progressiva mudança no teor de argilo-minerais em direção ao topo. É indicativa de um engrossamento textural para o topo.</p>
	<p><b>Padrão em Sino (Dirtying-up Trend)</b>                      Progressivo aumento dos valores de raios-gama para o topo, relacionada a uma gradual mudança no componente de argilo-mineral em direção ao topo. Pode indicar um afinamento textural para o topo e um decréscimo na energia deposicional.</p>
	<p><b>Padrão em Caixa (Boxcar Trend)</b>                      Valores de raios-gama baixos e relativamente constantes, com limites abruptos e nenhuma mudança interna. São geralmente associados às fácies areníticas.</p>
	<p><b>Padrão Simétrico (Symmetrical Trend)</b>                      Gradual decréscimo seguido de um aumento nos valores de raios-gama, sem mudança abrupta entre os dois. É geralmente resultante de um aumento e de uma diminuição nas taxas de sedimentação clástica na bacia deposicional.</p>
	<p><b>Padrão Irregular (Irregular Trend)</b>                      Não ocorrem mudanças sistemáticas nos valores de raios-gama. Representa uma gradação de fácies pelíticas.</p>

Figura 3.17. Trends dos perfis de raios-gama idealizados, baseados na razão folhelho/areia (Emery & Myers 1996).

# 4

## *Análise Estratigráfica da Área de Estudo*

+

Capítulo 4

## 4.1. Introdução

A caracterização estratigráfica, face à Estratigrafia de Sequências, do intervalo cronoestratigráfico equivalente à Formação Pendência (Valanginiano ao Barremiano; figura 4.1) foi realizada em duas fases distintas, a exemplo da proposição adotada por Kerans & Tinker (1997) e (Córdoba 2001). A primeira fase, a análise 1D, foi realizada com base no estudo de dados de poços individualmente, e a segunda, a análise 2D, fundamentou-se na correlação entre as unidades genéticas identificadas entre os poços, e a análise sísmica. Deste modo, com a integralização de ambas as fases, buscou-se apresentar uma análise estratigráfica hierarquizada e ordenada, visando ao final estabelecer um arcabouço de caráter cronoestratigráfico para o intervalo estudado.

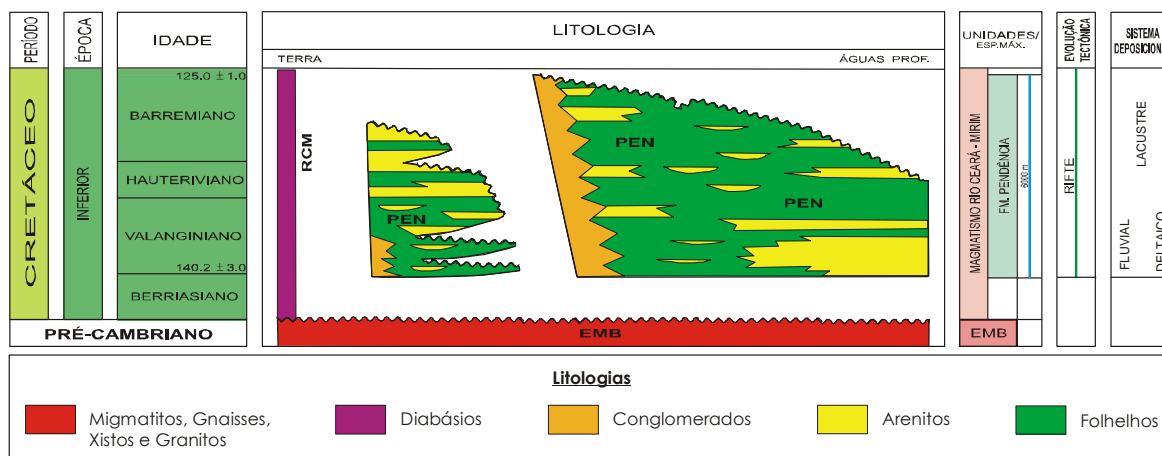


Figura 4.1. Detalhe do intervalo Valanginiano-Barremiano da Carta Estratigráfica da Bacia Potiguar, o qual corresponde litoestratigraficamente à Formação Pendência (Sequência Rifte; Araripe & Feijó 1994). Os intervalos geocronológicos seguem a proposta da Carta Estratigráfica Internacional da IUGS (Gradstein *et al.* 2004).

## 4.2. Análise Estratigráfica 1D

A análise estratigráfica 1D constou de um estudo no qual foram analisadas e integradas todas as informações contidas nos perfis compostos (perfis litológicos e raios-gama em escala 1:2.000) e nas fichas de descrição de amostras de calha e testemunhos disponibilizados. Dados bioestratigráficos não foram liberados pela ANP para o presente estudo. A figura 4.2 apresenta a localização dos poços analisados no presente estudo e as figuras 4.3 a 4.6 contêm os

diagramas 1D, produto final da análise integrada de cada poço, em que são relacionadas as interpretações sedimentológicas e estratigráficas. Tal análise foi realizada em escala 1:4.000 e apresentou uma ordem hierárquica, partindo-se do estudo de litofácies e interpretação dos sistemas deposicionais, passando a seguir para o reconhecimento dos principais padrões de empilhamento e de superfícies-chave e, por fim, avançando para a identificação dos tratos de sistemas e das seqüências deposicionais. Todas estas informações permitiram dividir o pacote sedimentar em unidades geneticamente distintas, que serviram de base para a correlação entre os outros poços durante a análise 2D.

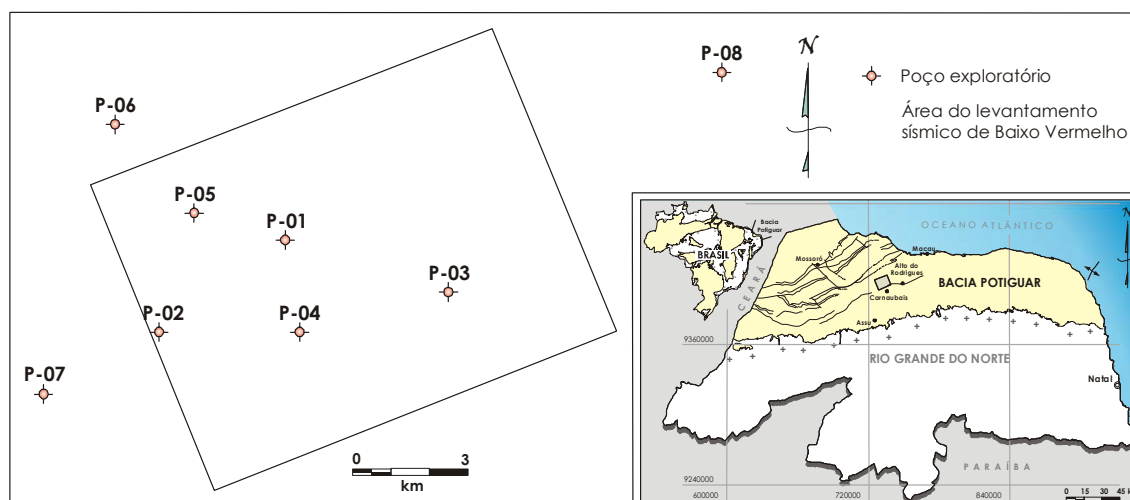
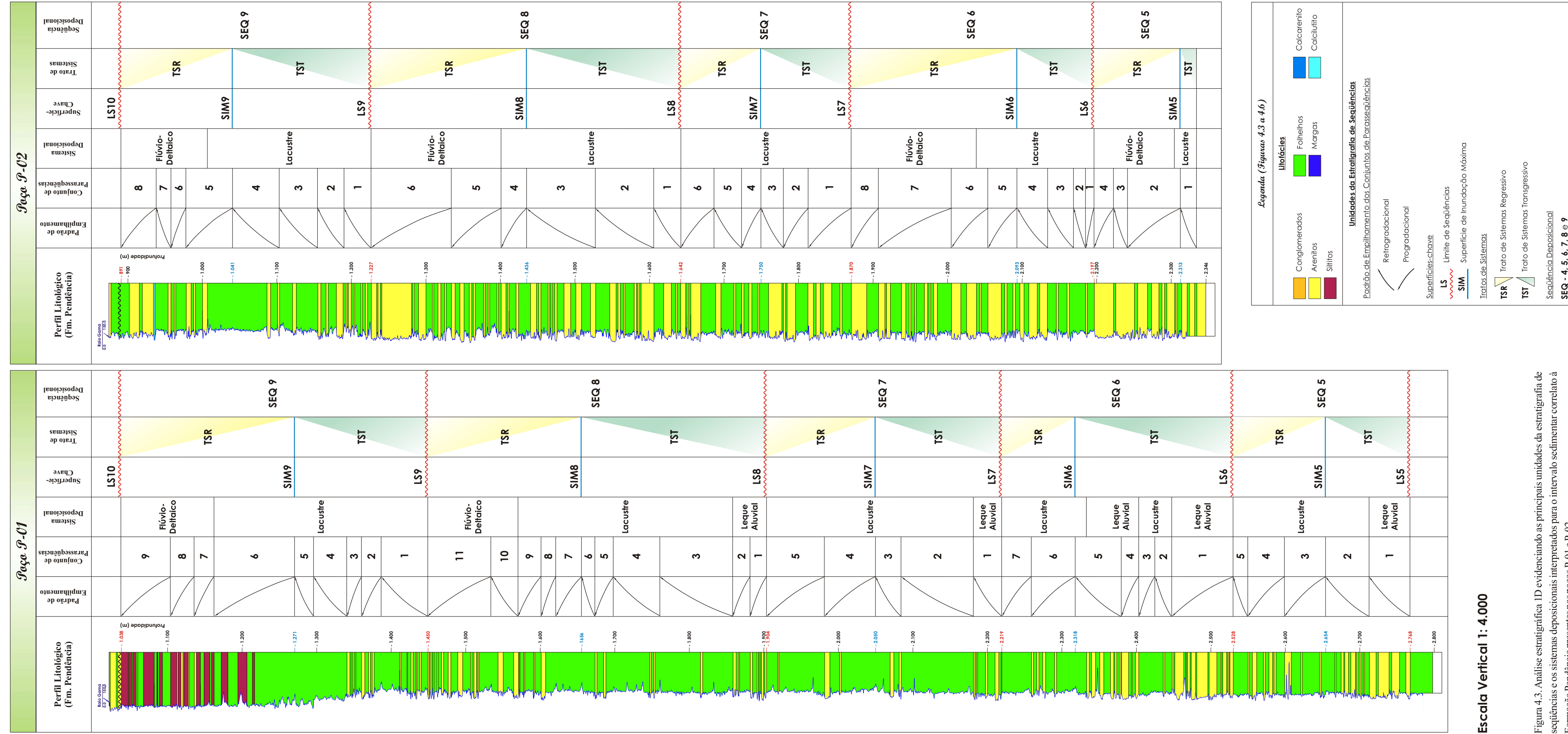


Figura 4.2. Mapas de localização da área do levantamento sísmico 3D de Baixo Vermelho e de disposição dos poços exploratórios analisados neste trabalho.

#### 4.2.1. Análise Litofaciológica

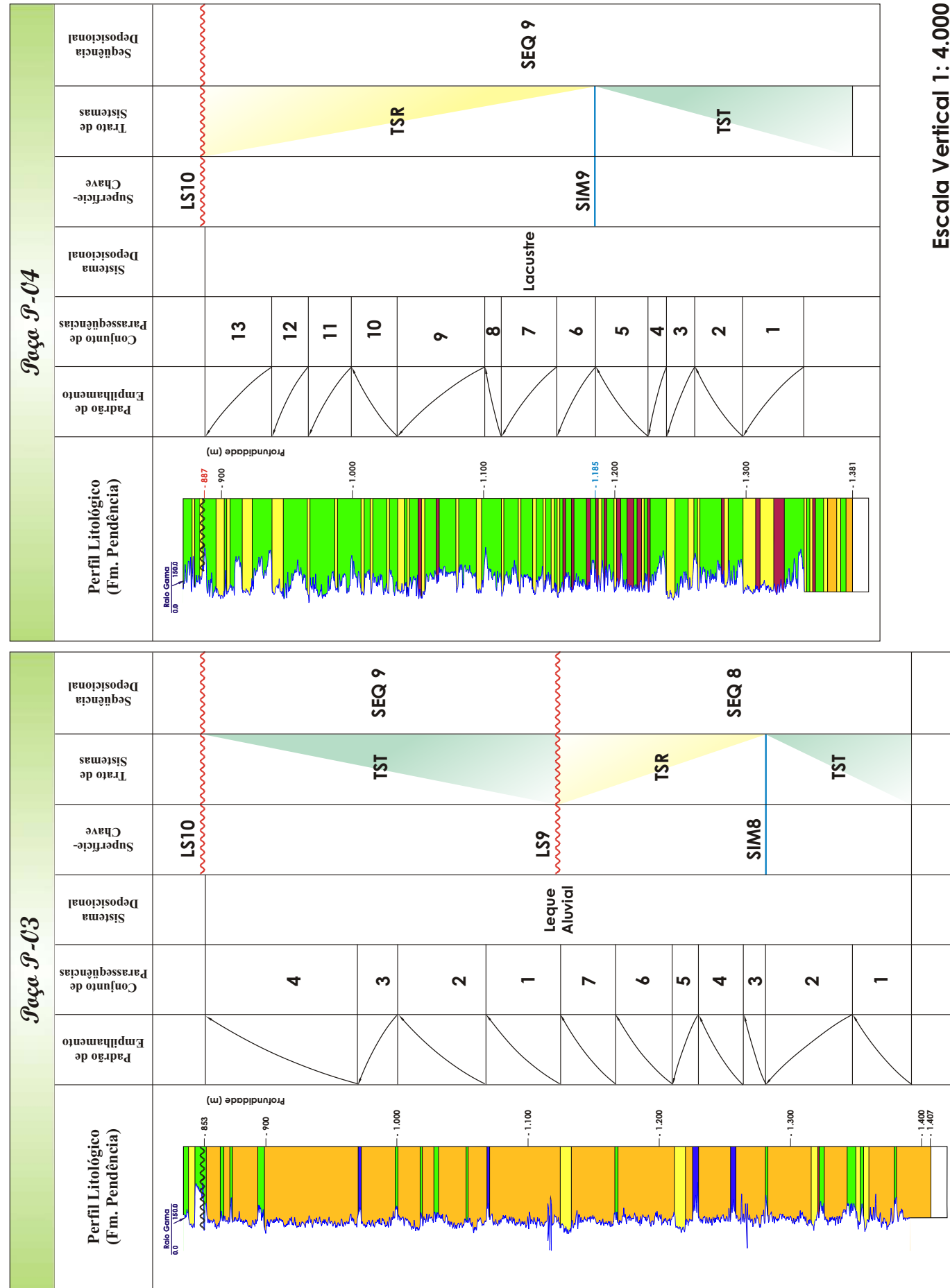
Neste trabalho, em virtude da base de dados fornecida não possibilitar uma descrição minuciosa das fácies, onde características como textura e estruturas sedimentares pudessem ser avaliadas, fez-se necessário considerar uma escala maior de trabalho, em que cada fácies passou a englobar pacotes rochosos espessos (de ordem métrica), caracterizados basicamente pela litologia, possuindo assim a conotação de litofácies. Desta forma, na definição de cada litofácies adotou-se como critério mais relevante a composição litológica apresentada no perfil composto e a resposta nos perfis geofísicos, com ênfase aos perfis de raios-gama (figuras 4.3 a 4.6). Em alguns casos, foram adicionadas informações das descrições de amostras de calha e testemunhos. Assim, conforme a análise litológica, foram identificadas sete litofácies no intervalo estudado, agrupadas em duas associações: litofácies siliciclásticas e litofácies carbonáticas.



Escala Vertical 1: 4.000

Figura 4.3. Análise estratigráfica 1D evidenciando as principais unidades da estratigrafia de seqüências e os sistemas deposicionais interpretados para o intervalo sedimentar correlato à Formação Pendência presentes nos poços P-01 e P-02.

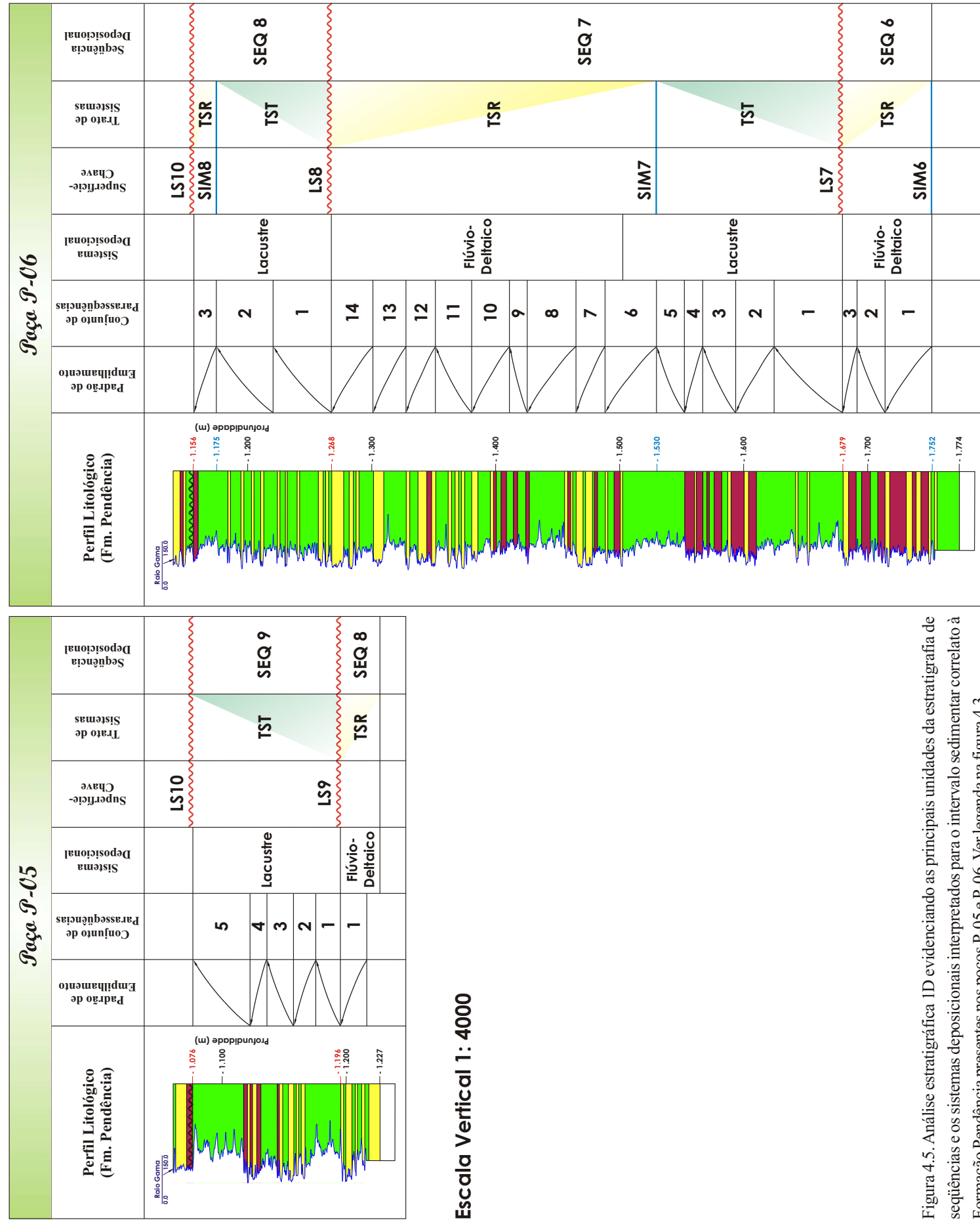




Escala Vertical 1 : 4.000

Figura 4.4. Análise estratigráfica 1D evidenciando as principais unidades da estratigrafia de seqüências e os sistemas deposicionais interpretados para o intervalo sedimentar correlato à Formação Pendência presentes nos poços P-03 e P-04. Ver legenda na figura 4.3.





Escala Vertical 1: 4000

Figura 4.5. Análise estratigráfica 1D evidenciando as principais unidades da estratigrafia de seqüências e os sistemas deposicionais interpretados para o intervalo sedimentar correlato à Formação Pendência presentes nos poços P-05 e P-06. Ver legenda na figura 4.3.



### 4.2.1.1. Litofácies Siliciclásticas

As litofácies siliciclásticas compreendem quase a totalidade dos litotipos identificados nos poços estudados, sendo estas representadas por: (i) conglomerados, (ii) arenitos, (iii) siltitos e (iv) folhelhos.

(i) **Conglomerados**: compreendem rochas polimíticas, contendo, principalmente, fragmentos de quartzo, biotita, feldspatos, pirita, caulinita e rochas metamórficas (possivelmente xistos, quartzitos, etc.), distribuídos em uma matriz arenosa, por vezes argilosa. São litotipos caracteristicamente de aspecto maciço e de coloração bastante variada (branco, laranja, verde). Apresentam espessuras variáveis (corpos com até 70 m), onde as menores espessuras (da ordem de 1 a 10 m) estão, normalmente, associadas a intercalações com arenitos, folhelhos e, menos comumente, com siltitos e margas (figuras 4.4, 4.6 e 4.7).

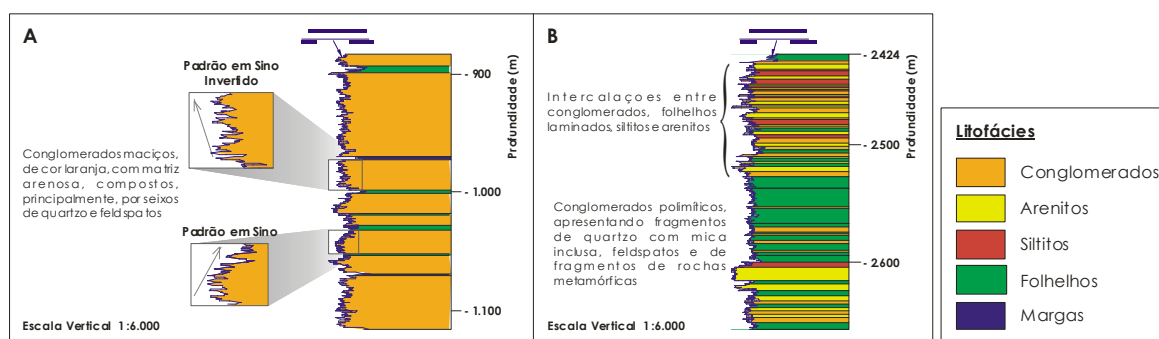


Figura 4.7. Trechos selecionados dos poços **P-03 (A)** e **P-08 (B)** apresentando exemplos da Litofácies Conglomerados. **(A)** Corpos conglomeráticos espessos e **(B)** Conglomerados intercalados com as litofácies Arenitos, Siltitos e Folhelhos. Em destaque, observam-se os principais padrões dos perfis de raios-gama reconhecidos nesta litofácies.

Em análise aos perfis de raios-gama desta litofácies, foram observados os padrões em sino e em sino invertido, que caracterizam porções em que os conglomerados apresentam um gradual aumento e decréscimo para o topo, respectivamente, na quantidade de argilominerais que compõem a matriz deposicional (figura 4.7).

A presença desta litofácies impõe a atuação de eventos intermitentes de alta energia, sugerindo a ocorrência, principalmente, de processos de fluxos gravitacionais (principalmente, fluxo de detritos) de maior ou menor densidade, com relação à quantidade de matriz deposicional, oriundos da margem falhada. Assim, tais litotipos, provavelmente, foram gerados a partir do retrabalhamento e da remobilização sistemática das rochas erodidas do embasamento cristalino adjacente e depositadas imediatamente na bacia, não sofrendo considerável transporte, dada a presença dos feldspatos e micas.

Estes litotipos foram documentados, predominantemente, na porção SE da área,

próximo à Falha de Carnaubais, em análise, principalmente, ao poço **P-03** (figura 4.4).

(ii) **Arenitos**: esta litofácies engloba arenitos muito finos a muito grossos, de coloração bastante variada (branco, amarelo e cinza). Normalmente, estes litotipos são de estrutura essencialmente maciça, sendo descritas, em alguns casos, estratificações plano-paralelas. São compostos, predominantemente, por grãos de quartzo leitoso, contudo, feldspatos e micas (em especial, biotitas) encontram-se presentes, imersos em uma matriz argilosa ou calcífera. Estes arenitos são também, em partes, calcíferos, carbonosos ou pirotosos. Correspondem, em sua maioria, a arenitos com seleção moderada a pobre, cujos grãos mostram-se subangulosos a subarredondados, o que pode sugerir que não foi tão intensa e prolongada a história de transporte a que eles foram submetidos. Por outro lado, os arenitos podem, ainda, ser bem selecionados, caracterizando, na maioria das vezes, arenitos finos a muito finos. Apresentam, ainda, uma porosidade fechada. Estes litotipos são corpos de espessuras bem variadas (em torno de 1 a 50 m), e normalmente ocorrem intercalados a folhelhos, siltitos e conglomerados (figuras 4.3, 4.4, 4.5, 4.6 e 4.8).

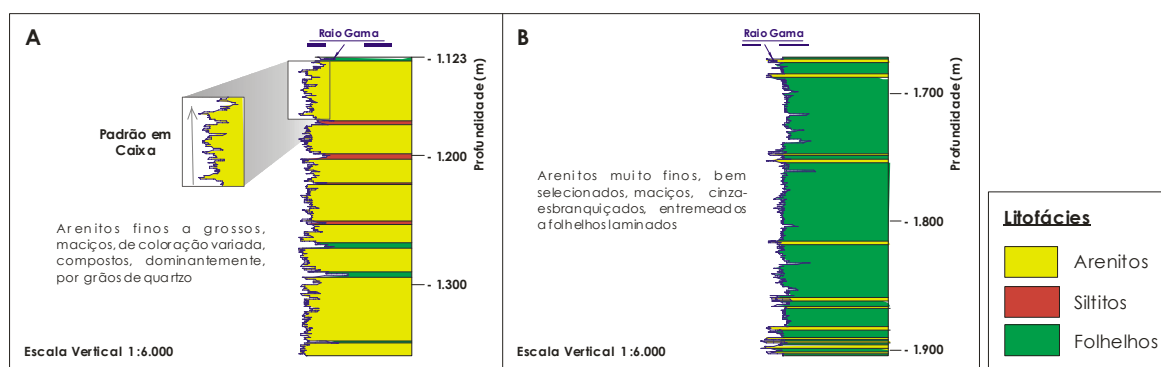


Figura 4.8. Intervalos selecionados dos poços **P-08** (A) e **P-01** (B) apresentando exemplos da Litofácies Arenitos. (A) Corpos areníticos espessos e (B) Corpos areníticos bem delgados entremeados aos folhelhos. Em evidência, tem-se o exemplo de um padrão do perfil de raios-gama característico destes arenitos.

Nos perfis de raios-gama, estes arenitos exibem padrões semelhantes àqueles observados nos conglomerados. Todavia, o padrão em caixa foi também identificado, evidenciando que estes corpos podem ser composicionalmente homogêneos em certos intervalos do poço (figura 4.8).

A ocorrência desta litofácies implica em condições de alta a moderada energia deposicional, caracterizada pela influência de processos trativos e, com menor frequência, de processos gravitacionais, podendo estes estar relacionados a fluxos de detritos, quando associada aos conglomerados, ou até mesmo a correntes de turbidez, quando associada a

espessos pacotes de folhelhos.

Esta litofácies é bem representativa em toda a área, sendo evidenciada em todos os poços analisados (figuras 4.3 a 4.6).

(iii) **Siltitos**: tal litofácies constitui corpos maciços, de cor dominante cinza com tonalidade desde clara a escura. São corpos, geralmente, micáceos, podendo apresentar-se, localmente, levemente calcíferos, carbonosos ou argilosos. Normalmente, esta litofácies grada, verticalmente, para folhelhos. Os estratos raramente atingem espessuras superiores a 15 m, e tais litotipos ocorrem, comumente, intercalados a folhelhos e arenitos (figura 4.9).

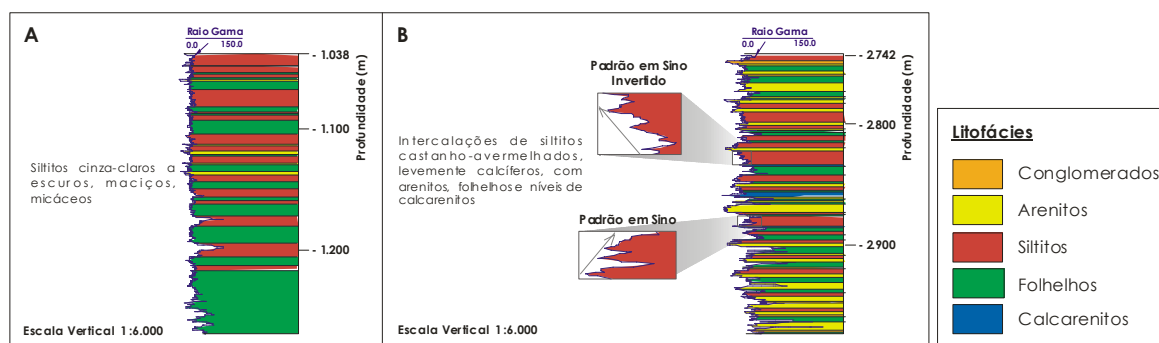


Figura 4.9. Segmentos dos poços **P-01 (A)** e **P-08 (B)** evidenciando exemplos da Litofácies Siltitos. **(A)** Corpos siltíticos mais espessos e **(B)** Corpos siltíticos bem delgados associados aos folhelhos, arenitos, conglomerados e calcarenitos. Destacam-se, ainda, os padrões dos perfis de raios-gama comumente observados.

Os padrões em sino e em sino invertido são os mais característicos desta litofácies nos perfis de raios-gama (figura 4.9).

Estes litotipos são interpretados como indicativos de processos trativos, atuantes sob condições de mais baixa energia. Sua presença é comum na maioria dos poços analisados, contudo esta litofácies apresenta-se com maior expressividade no poço P-01 (figuras 4.3 a 4.6).

(iv) **Folhelhos**: compreendem rochas laminadas, de cor cinza com tonalidades clara a escura, micáceos, apresentando-se levemente calcíferos e, localmente, mostram-se siltosos ou carbonosos. Encontram-se, comumente, intercalados à litofácies arenítica, chegando a atingir, em certos locais, espessuras superiores a 120 m, todavia podem ser observados mais adelgaçados entre siltitos e conglomerados (figura 4.10).

Em análise aos perfis de raios-gama, podem ser evidenciados os padrões em sino e em sino invertido, bem como o padrão irregular (figura 4.10), indicando que não houve mudanças sistemáticas na quantidade de argilominerais.

A ocorrência destes folhelhos pode sugerir a influência de processos de decantação em

sua deposição, associados a condições de energia deposicional baixa.

Estes folhelhos são bem representativos na área de estudo, compreendendo a litofácies mais dominante na maior parte dos poços analisados (figuras 4.3 a 4.6).

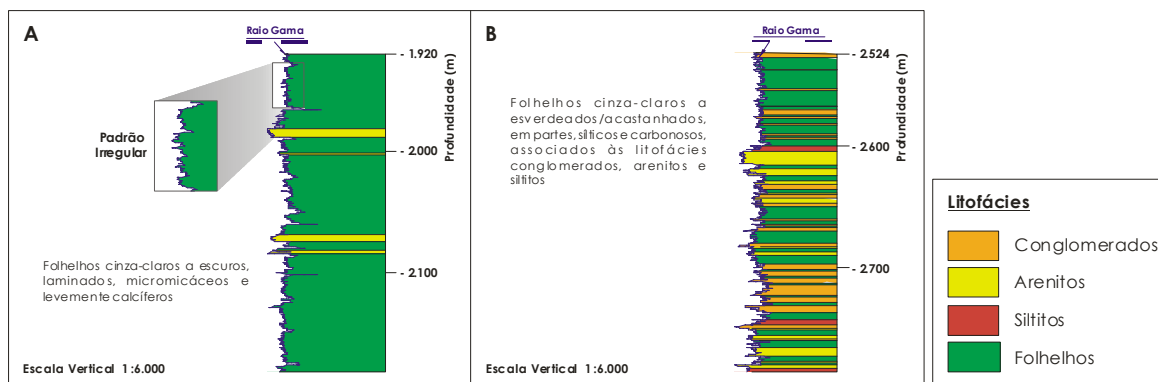


Figura 4.10. Trechos selecionados dos poços **P-01** (A) e **P-08** (B) evidenciando a Litofácies Folhelhos. (A) Camadas de folhelhos bem espessas e (B) Níveis de folhelhos mais adelgaçados associados a arenitos, conglomerados e siltitos. No detalhe, observa-se um dos padrões dos perfis de raios-gama comumente reconhecido nesta litofácies.

#### 4.2.1.2. Litofácies Carbonáticas

As litofácies carbonáticas ocorrem subordinadamente nos poços analisados, muitas vezes com espessuras não representativas no perfil litológico, sendo, portanto, pouco enfatizadas neste trabalho. Estas litofácies são representadas por: (i) calcilutitos, (ii) calcarenitos e (iii) margas.

(i) **Calcilutitos**: correspondem aos litotipos argilosos e de aspecto maciço, que possuem colorações e tonalidades que variam do creme-claro ao castanho-escuro. Esta litofácies aparece comumente associada a arenitos e folhelhos, principalmente, no poço P-08. Constitui as litofácies carbonática mais comum encontrada na área.

(ii) **Calcarenitos**: são litofácies de granulometria que varia de areia fina a muito fina, representadas, predominantemente, por bioclastos. Em partes, estes calcarenitos mostram-se recristalizados. São litotipos caracteristicamente de aspecto maciço e de coloração castanho, com tonalidade clara a escura, ou creme. Ocorrem, ocasionalmente, entremeados aos folhelhos, arenitos e conglomerados, especialmente no poço **P-08** (figura 4.6).

(iii) **Margas**: são rochas de coloração cinza, com tonalidades que variam de clara a escura, as quais apresentam um aspecto maciço. Tal litofácies ocorre de modo subordinado no poço **P-03**, com espessuras inferiores a 3 m, estando normalmente associada aos

conglomerados (figuras 4.4 e 4.7).

#### ***4.2.2. Sistemas Depositionais***

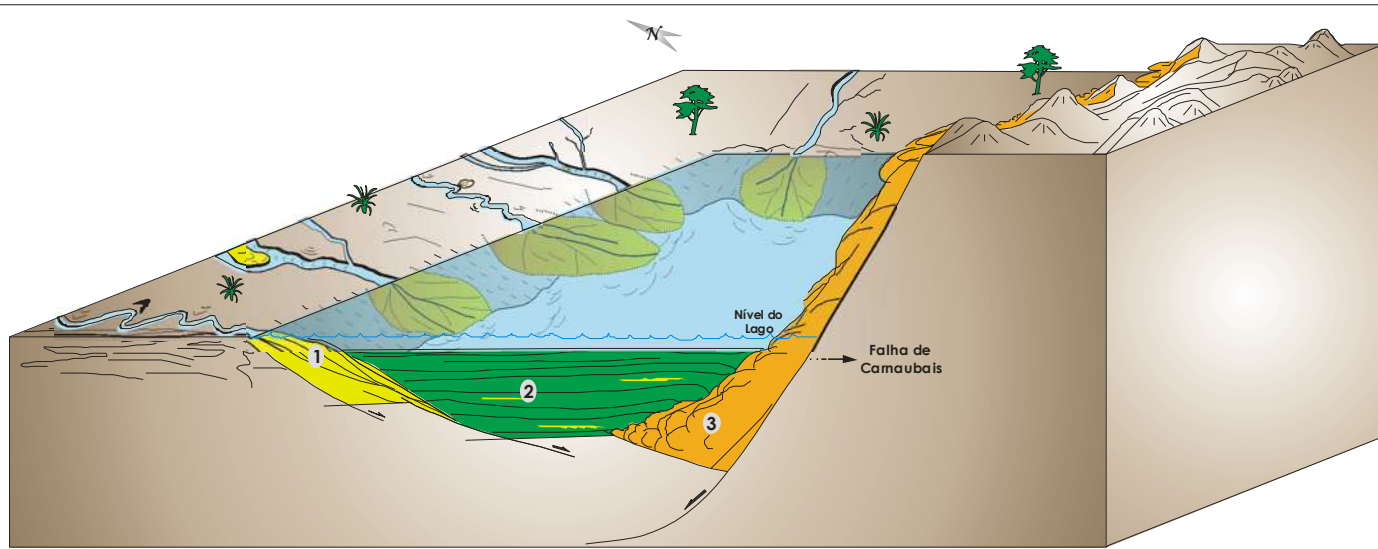
Neste estudo, pelo fato de somente ser possível adotar uma classificação litofaciológica generalizada, os sistemas deposicionais, aqui caracterizados, também apresentam uma maior abrangência, não sendo possível identificar elementos arquiteturais ou sub-sistemas. Deste modo, com base nas litofácies definidas e nas associações verticais e laterais entre as mesmas, foram interpretados os seguintes sistemas deposicionais para o intervalo estudado: leque aluvial, flúvio-deltaico e lacustre. Tais sistemas evoluíram em regiões fisiográficas distintas dentro do *graben*, podendo os mesmos ser contemporâneos ou não. A figura 4.11 apresenta um modelo idealizado englobando todos os sistemas deposicionais interpretados para a Formação Pendência na área estudada.

##### **A - Sistema Depositional de Leque Aluvial**

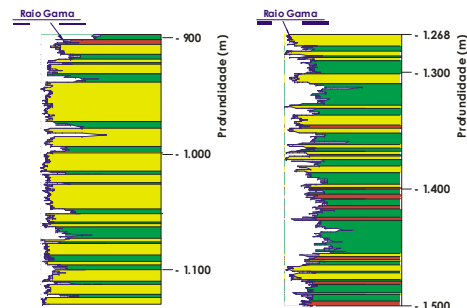
O sistema de leque aluvial interpretado para a seção estudada desencadeou-se, preferencialmente, na porção sul da área, próximo a falha de borda, representando o sistema deposicional mais proximal (figura 4.11). Seu desenvolvimento está diretamente relacionado a processos erosivos ocorridos no bloco alto da Falha de Carnaubais, os quais geraram sedimentos que foram carreados e depositados, na maior parte do tempo, imediatamente, no lago adjacente.

A associação de litofácies representativa deste sistema na área é composta, predominantemente, por conglomerados, que se concentram nas porções proximais, e gradam a arenitos, siltitos e/ou folhelhos, em direção às porções medianas a distais deste sistema de leque aluvial (figura 4.11). Tal associação indica que, durante a deposição deste sistema deposicional, processos de mais alta energia (transporte por fluxo de detritos) dominaram nas porções proximais à falha de borda, e nas porções em que o declive se tornava menos acentuado, em regiões subaquosas, ocorreram processos trativos (*stream flow*). As margas, calcarenitos e calcilitos também estão associados a esse sistema, todavia ocorrem de modo subordinado, e indicam momentos em que o clima tornou-se menos úmido. Em análise a alguns poços, observa-se que tal associação de litofácies está presente desde o limite entre as formações Pendência e Alagamar até a profundidade final destes poços. Tal fato pode sugerir que o sistema de leque aluvial se manteve ativo durante quase toda a deposição desta formação, sendo sua ocorrência amplamente controlada pela tectônica.



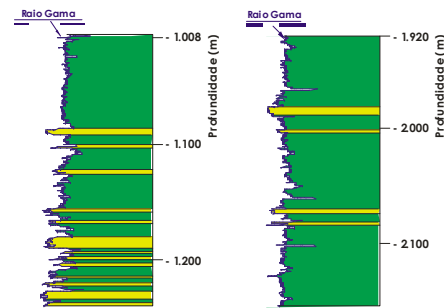


**1 - Sistema Depositional Flúvio-Deltaico**



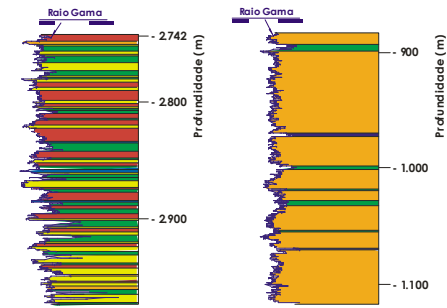
Litofácies característica: Arenitos  
Associações de litofácies: Arenitos intercalados a folhelhos e/ou siltitos

**2 - Sistema Depositional Lacustre**



Litofácies característica: Folhelhos  
Associação de litofácies: Folhelhos entremeados a delgados corpos de arenitos

**3 - Sistema Depositional de Leque Aluvial**



Litofácies característica: Conglomerados  
Associações de litofácies: Conglomerados gradando a arenitos, siltitos, folhelhos e/ou margas

Escala Vertical dos Poços  
1:6.000

Litofácies	
	Conglomerados
	Arenitos
	Siltitos
	Folhelhos
	Margas
	Calcarenitos

Figura 4.11. Modelo esquemático da paleogeografia proposta para a área em estudo, evidenciando os sistemas deposicionais de leque aluvial, flúvio-deltaico e lacustre, com suas litofácies mais características e algumas de suas associações litofaciológicas comumente observadas.

### **B - Sistema Depositional Flúvio-Deltaico**

Neste estudo, os sistemas fluvial e deltaico foram agrupados, pelo fato dos dados disponíveis não apresentarem características litofaciológicas marcantes que permitissem fazer a distinção entre os mesmos. Assim, denominou-se de sistema deposicional flúvio-deltaico o sistema desenvolvido, principalmente, nas porções noroeste e norte da área de estudo, cuja sedimentação, relacionada a rios e deltas, sucedeu-se ao longo da margem flexural e axialmente à bacia deposicional (figura 4.11).

Este sistema caracteriza-se, na área, por apresentar, na maioria das vezes, seqüências de engrossamento textural para o topo (*coarsening upward sequence*). No entanto, de modo subordinado ocorrem seqüências de afinamento textural para o topo (*finning upward sequence*). Assim, associam-se na construção deste sistema, principalmente, arenitos intercalados a siltitos e/ou folhelhos (figura 4.11), que, provavelmente, se depositaram em um lago relativamente raso, sob condições de energia moderada a baixa. Supõe-se, aqui, que as seqüências de engrossamento textural para o topo representem depósitos de frente deltaica e as seqüências de afinamento textural para o topo a porção mais proximal deste sistema, relacionando-se, possivelmente, a depósitos de canais. Já as litofácies pelíticas, provavelmente, associam-se a depósitos de extravasamento ou a litotipos da região de prodelta, correspondendo, desta forma, às litofácies mais distais do sistema flúvio-deltaico. Esta associação pode ser evidenciada em intervalos mais profundos dos poços, no entanto, torna-se mais dominante próximo e no topo da Formação Pendência.

### **C - Sistema Depositional Lacustre**

O sistema lacustre interpretado para a área estabeleceu-se nas porções mais interiores da bacia, desenvolvendo-se em continuidade aos sistemas flúvio-deltaico (margem flexural) e de leque aluvial (margem falhada; figura 4.11). Corresponde ao sistema mais dominante na área, reconhecido na maioria dos poços analisados.

Sua sedimentação é caracterizada, principalmente, por folhelhos, representando a deposição em locais de menor energia dentro do sistema lacustre. No entanto, estes folhelhos encontram-se associados a litofácies de mais alta energia, como arenitos, siltitos e/ou conglomerados (figura 4.11). Em alguns locais, a ocorrência de camadas espessas de arenitos entremeadas aos folhelhos pode estar relacionada a uma sedimentação em águas mais rasas, podendo estes arenitos pertencer ao sistema flúvio-deltaico. Por outro lado, os delgados níveis de arenitos finos a muito finos (com espessuras inferiores a 5 metros), que ocorrem

entremeados a espessos corpos de folhelhos, caracterizam uma sedimentação em águas profundas, e constituem, provavelmente, depósitos turbidíticos (figura 4.11).

### 4.2.3. Unidades da Estratigrafia de Seqüências

A partir da análise detalhada dos perfis compostos (litológico e de raios-gama) realizada em todos os poços, foram reconhecidas as unidades da estratigrafia de seqüências, as quais são representadas, neste estudo, pelos conjuntos de parasseqüências, tratos de sistemas e seqüências deposicionais. O reconhecimento destas unidades permitiu a compartimentação de parte da Formação Pendência, possibilitando a definição de superfícies cronoestratigraficamente significantes (limites de seqüências e superfícies de inundação máxima) e de pacotes geneticamente relacionados, internos a esta unidade.

As parasseqüências correspondem às unidades estratigráficas de menor grandeza (da ordem de metros a dezenas de metros) e, em virtude da escala de trabalho utilizada, não estão representadas neste estudo. A caracterização dos conjuntos de parasseqüências baseou-se no reconhecimento de intervalos cujos arranjos da litofácies expressam um caráter progradacional ou, em contrapartida, retrogradacional. Assim, foram definidos os conjuntos de parasseqüências, doravante denominados, neste trabalho, de **Conjuntos de Parasseqüências Progradacionais** e **Conjuntos de Parasseqüências Retrogradacionais**. Nos conjuntos de parasseqüências progradacionais, as parasseqüências mais jovens se depositaram em condições cada vez mais rasas. Tal fato é refletido pela ocorrência de um *trend* geral com engrossamento textural para o topo, evidenciado por um decréscimo nos valores de raios-gama para o topo, onde, por exemplo, pode ser comum a presença de folhelhos basais gradando, verticalmente, para arenitos (figura 4.12). Já nos conjuntos de parasseqüências retrogradacionais, as parasseqüências mais novas se depositaram em condições cada vez mais profundas. Esta situação é marcada por um *trend* geral com afinamento textural para o topo, onde se observa um aumento gradual dos valores de raios-gama, a exemplo de ciclos que se iniciam com arenitos e passam, verticalmente, para folhelhos (figura 4.12). Os conjuntos de parasseqüências, quer sejam progradacionais, quer sejam retrogradacionais, apresentam espessuras variáveis ao longo do poço. Tal fato pode ser relacionado a variações na taxa de sedimentação. Os conjuntos de parasseqüências podem ser formados por litofácies que correspondem indistintamente a qualquer dos sistemas deposicionais interpretados para a área (figuras 4.3 a 4.6).

A partir da definição dos conjuntos de parasseqüências nos poços, os mesmos foram

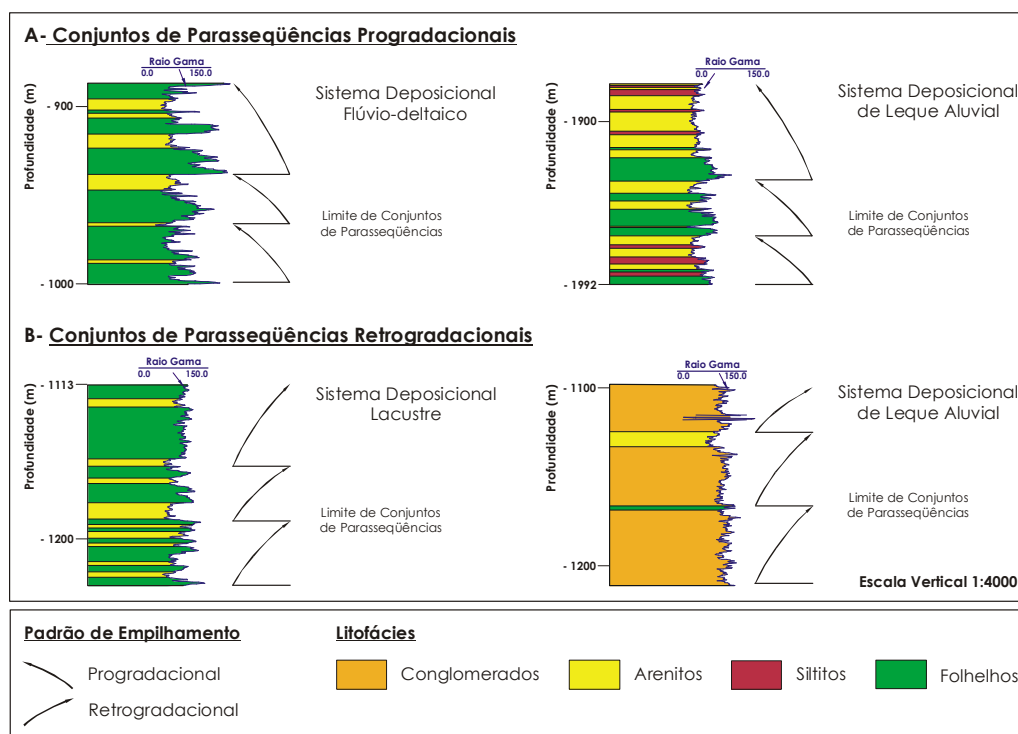


Figura 4.12. Segmentos de poços exemplificando os dois principais tipos de conjuntos de parassequências: (A) conjuntos de parassequências progradacionais, evidenciando um *trend* geral de engrossamento textural para o topo e (B) conjuntos de parassequências retrogradacionais, denotando intervalos com *trend* geral de afinamento textural para o topo.

dispostos em grupos e relacionados aos tratos de sistemas deposicionais. Neste trabalho, adotou-se uma classificação para os tratos de sistemas diferente daquelas apresentadas no Capítulo 3. Assim sendo, foram individualizados dois tratos de sistemas, aqui denominados de **Trato de Sistemas Transgressivo (TST)** e **Trato de Sistemas Regressivo (TSR)**. A figura 4.13 ilustra estes tratos de sistemas, os quais tiveram como base os modelos de preenchimento de seqüências rifte em fisiografia de meio-*graben* de Chiossi (2005). O **TST** é caracterizado por apresentar uma predominância de conjuntos de parassequências retrogradacionais (figuras 4.3 a 4.6). Neste trato, a taxa de aporte sedimentar é relativamente baixa quando comparada à taxa de criação de espaço de acomodação, acompanhada de um aumento relativo do nível do lago. Esta situação pode estar relacionada a um período de intensa atividade tectônica, favorecendo uma maior taxa de subsidência na bacia deposicional. Nesta fase, o lago tornou-se mais profundo e a sedimentação correlata foi predominantemente lacustre, porém a mesma foi acompanhada da entrada de leques aluviais a partir da margem falhada (Figura 4.13). Em determinadas circunstâncias, a passagem de um *trend* retrogradacional para um *trend* progradacional registra a provável localização da superfície de inundação máxima (**SIM**), indicando o apogeu dos eventos transgressivos, momento este que o nível do lago atinge o seu máximo. A partir de então, inicia-se um evento regressivo, aqui representado pelo **TSR**.

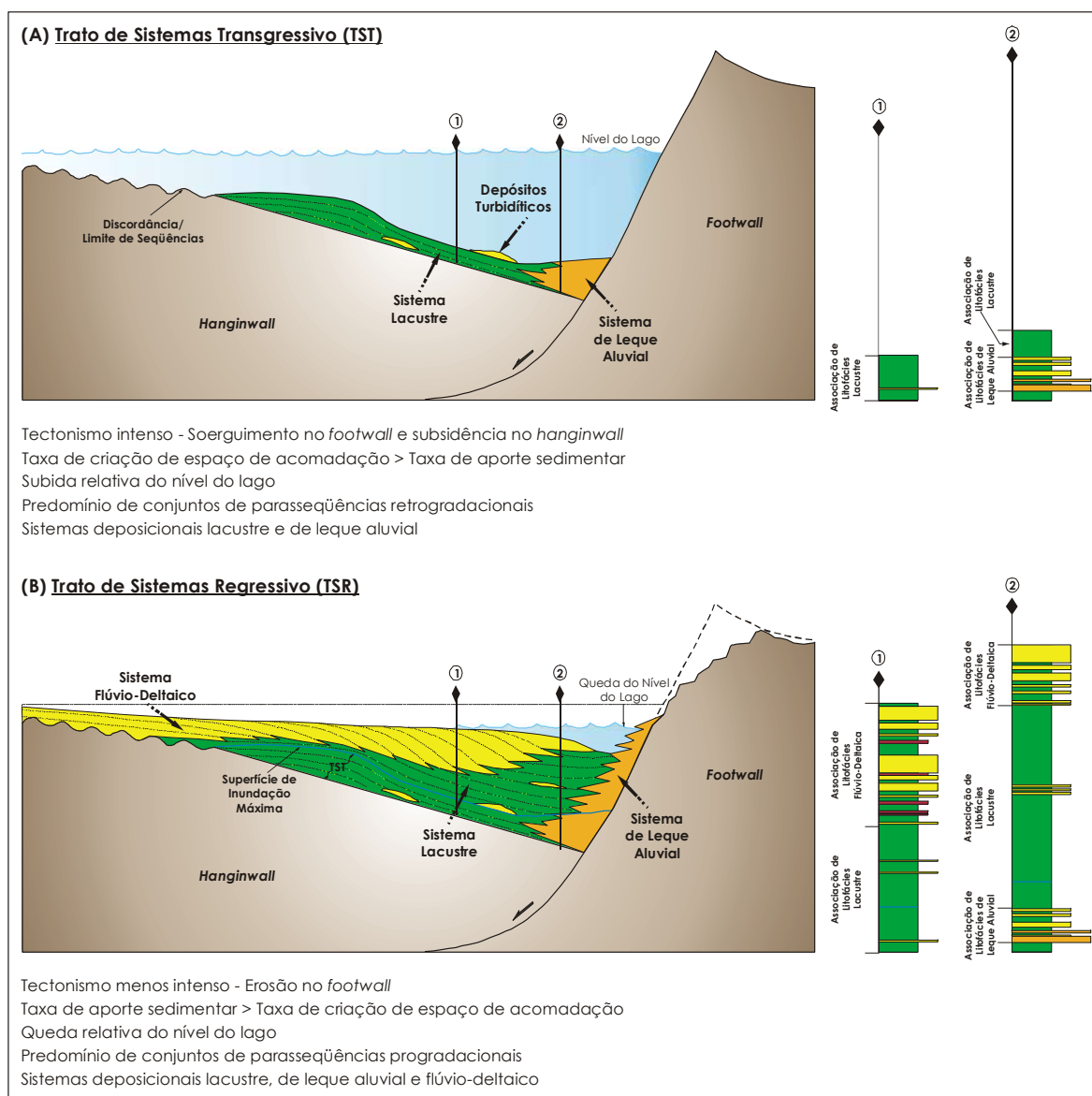


Figura 4.13. Modelos hipotéticos de tratos de sistemas propostos para a Formação Pendência, na área estudada, com suas respectivas associações de litofácies. (A) Trato de Sistemas Transgressivo e (B) Trato de Sistemas Regressivo.

Assim, o **TSR** é caracterizado pelo predomínio de conjuntos de parasseqüências progradacionais (figuras 4.3 a 4.6), que, ao contrário do **TST**, reflete alta taxa de suprimento sedimentar em relação à taxa de criação de espaço de acomodação, acompanhado de uma queda relativa do nível do lago. Neste caso, pode ter ocorrido uma redução da atividade tectônica na bacia, onde a taxa de subsidência foi pouco influente. Neste trato, a sedimentação continua a ser efetuada através dos sistemas lacustre e leque aluvial, contudo sob condições de águas relativamente mais rasas. Porém, esta fase, como visto em alguns poços analisados, pode culminar com uma sedimentação flúvio-deltaica, oriunda da margem flexural, progradando

sobre os depósitos lacustres (Figura 4.13). O momento de inversão entre um intervalo regressivo para um transgressivo indica a possível posição de uma discordância/limite de seqüência (LS).

O reconhecimento de um ciclo transgressivo-regressivo, com o posicionamento de seus limites, permitiu definir as seqüências deposicionais. Deste modo, as seqüências deposicionais, aqui caracterizadas, são formadas pelos tratos de sistemas Transgressivo (inferior) e Regressivo (superior), limitadas, no topo e na base, por discordâncias/limites de seqüências. Na análise 1D, foram individualizadas um total de seis seqüências deposicionais (informalmente denominadas, da base para o topo, de **SEQ 4** a **SEQ 9**) para a Formação Pendência, com espessuras não superiores a 500 metros e hierarquizadas, possivelmente, como seqüências de 3ª ordem (figuras 4.3 a 4.6). É importante salientar que nenhum poço apresentado neste trabalho tem profundidade suficiente que pudesse atingir o embasamento cristalino da área. Assim, o reconhecimento de seqüências mais basais, bem como daquelas ausentes em alguns poços analisados, só foi possível durante a análise 2D. Por este motivo, todas as seqüências deposicionais caracterizadas neste trabalho serão enfatizadas no item subsequente.

### **4.3. Análise Estratigráfica 2D**

A análise estratigráfica 2D, aqui referida, baseou-se em duas linhas de abordagens principais: a primeira consistiu na aplicação dos conceitos sismoestratigráficos, tendo-se como base as linhas sísmicas do 3D de Baixo Vermelho (figuras 4.14 a 4.20), e a segunda focalizou-se na confecção de duas seções geológicas, a seção geológica **1**, de direção *dip* (SO-NE; figura 4.21), e a seção geológica **2**, de direção aproximadamente *strike* (NO/SE; figura 4.22). Assim, nesta etapa procurou-se efetuar um estudo integrado entre os dados de poços e sísmicos do intervalo estudado, cujo objetivo primordial foi reconhecer e mapear, tanto nas linhas sísmicas quanto nas seções geológicas, as superfícies-chave e as unidades genéticas identificadas durante a análise estratigráfica 1D. A confecção das seções geológicas permitiu uma melhor compreensão do arcabouço estratigráfico das porções mediana e superior da Formação Pendência, tendo em vista que nenhum dos poços analisados atinge o embasamento cristalino da área. Na seção geológica **1**, que passa pelos poços **P-01**, **P-04**, **P-05** e **P-06**, tal qual na seção geológica **2**, que contempla os poços **P-01**, **P-02**, **P-07** e **P-08**, foi possível identificar e rastrear as seqüências mais jovens, **SEQ 5** a **SEQ 9**. A porção mais inferior da Formação Pendência, que congrega as seqüências **SEQ 1** a **SEQ 4**, somente pôde ser analisada



sismoestratigraficamente. A análise estratigráfica, através da integração das informações da análise sísmica com as da análise 1D dos poços, possibilitou também correlacionar as litofácies/associações de litofácies interpretadas nos poços com os padrões sísmicos (sismofácies) identificados nas seções sísmicas e, com base nisso, foi possível identificar e compreender a extensão vertical e areal dos sistemas deposicionais existentes na época de deposição do intervalo estudado.

De antemão, a análise estratigráfica 2D permitiu esboçar, mesmo com inferências, um panorama de eventos de sedimentação ocorridos durante a deposição da Formação Pendência na área de estudo, contribuindo, deste modo, para um melhor entendimento da evolução sedimentar deste intervalo.

### ***4.3.1. Análise Sismoestratigráfica do 3D de Baixo Vermelho***

A análise sismoestratigráfica da Formação Pendência baseou-se na interpretação do volume sísmico de Baixo Vermelho, no qual foram reconhecidas e mapeadas seqüências sísmicas (com seus respectivos limites), até a provável discordância com as rochas do embasamento cristalino.

Durante esta análise, deu-se preferência, para serem reproduzidas aquelas linhas sísmicas que passam pelos poços presentes na área, visando otimizar o elo entre a geologia conhecida e a sísmica (figuras 4.14 a 4.20). Esta interpretação foi realizada em seções migradas em tempo, utilizando-se o aplicativo *SeisVision*, disponível no *software Geographix Discovery*.

#### ***4.3.1.1. Horizontes Sísmicos Mapeados***

Durante a análise sismoestratigráfica, realizou-se um mapeamento, ao longo de todo o dado, de quinze superfícies sísmicas, denominadas de horizontes sísmicos <sup>1</sup>, que representam as superfícies de conotação cronoestratigráfica mais importantes neste estudo. Suas escolhas foram baseadas em critérios sismoestratigráficos, tais como a identificação de terminações discordantes entre refletores, ou ainda a existência de refletores irregulares, contínuos e bem expressivos, assim como, na comparação com às superfícies-chave interpretadas durante a análise 1D, apresentando, nestes casos, uma excelente correspondência. Tais horizontes equivalem-se a discordâncias/limites de seqüências (**LS1 a LS10**) e a superfícies de inundação máxima (**SIM5 a SIM9**), sendo estas últimas mapeáveis apenas no intervalo no qual pôde-se

---

<sup>1</sup> **Horizonte sísmico:** em reflexão sísmica, reflexão com boa continuidade lateral, adequada para fins de interpretação. É a superfície que separa duas camadas geológicas (Duarte 2003).







Linha Sísmica B - B'

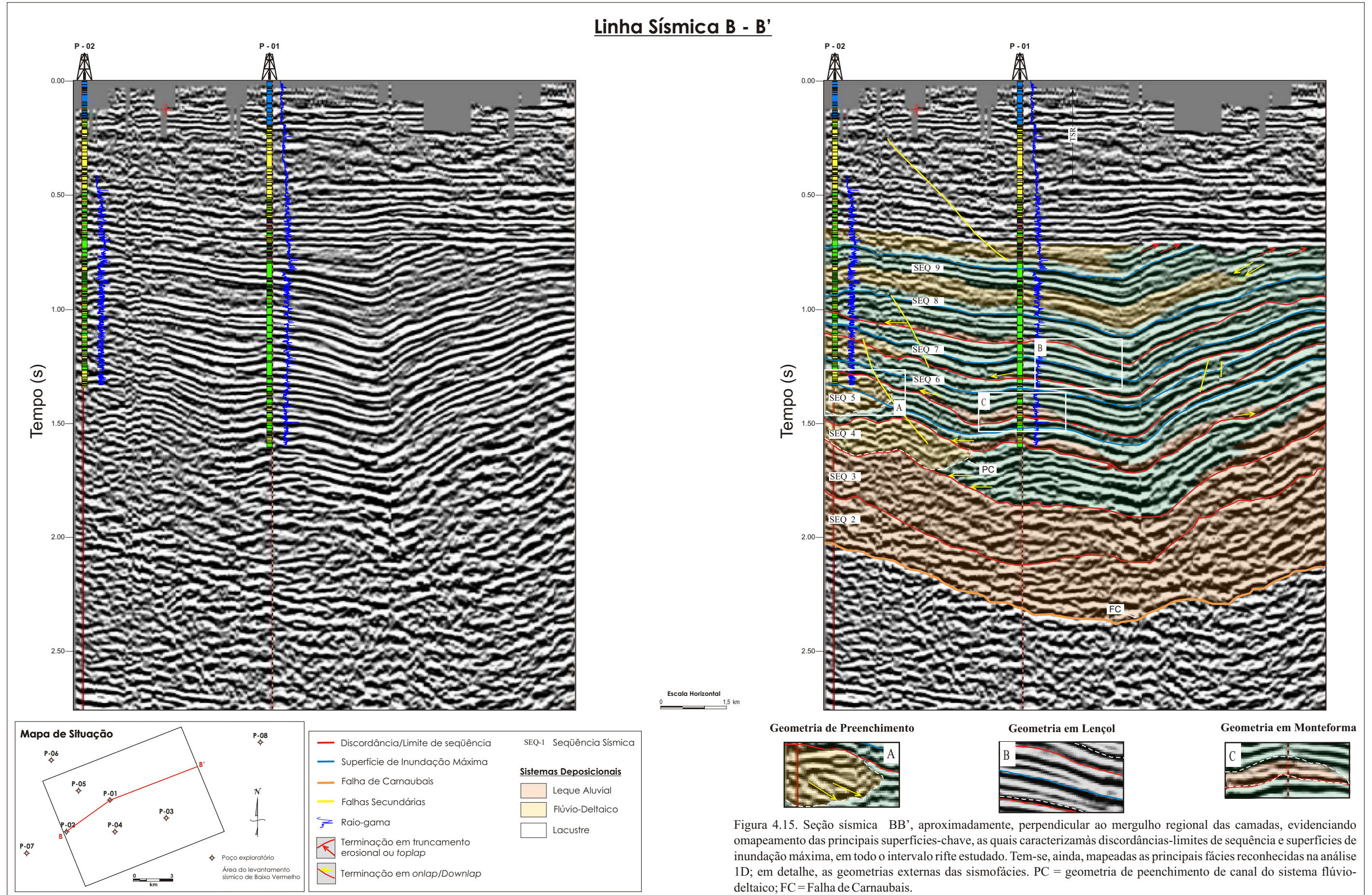


Figura 4.15. Seção sísmica BB', aproximadamente, perpendicular ao mergulho regional das camadas, evidenciando omapeamento das principais superfícies-chave, as quais caracterizam as discordâncias-limites de seqüência e superfícies de inundação máxima, em todo o intervalo rifte estudado. Tem-se, ainda, mapeadas as principais fácies reconhecidas na análise 1D; em detalhe, as geometrias externas das sismofácies. PC = geometria de preenchimento de canal do sistema flúvio-deltaico; FC = Falha de Carnaubais.



**Linha Sísmica C - C'**

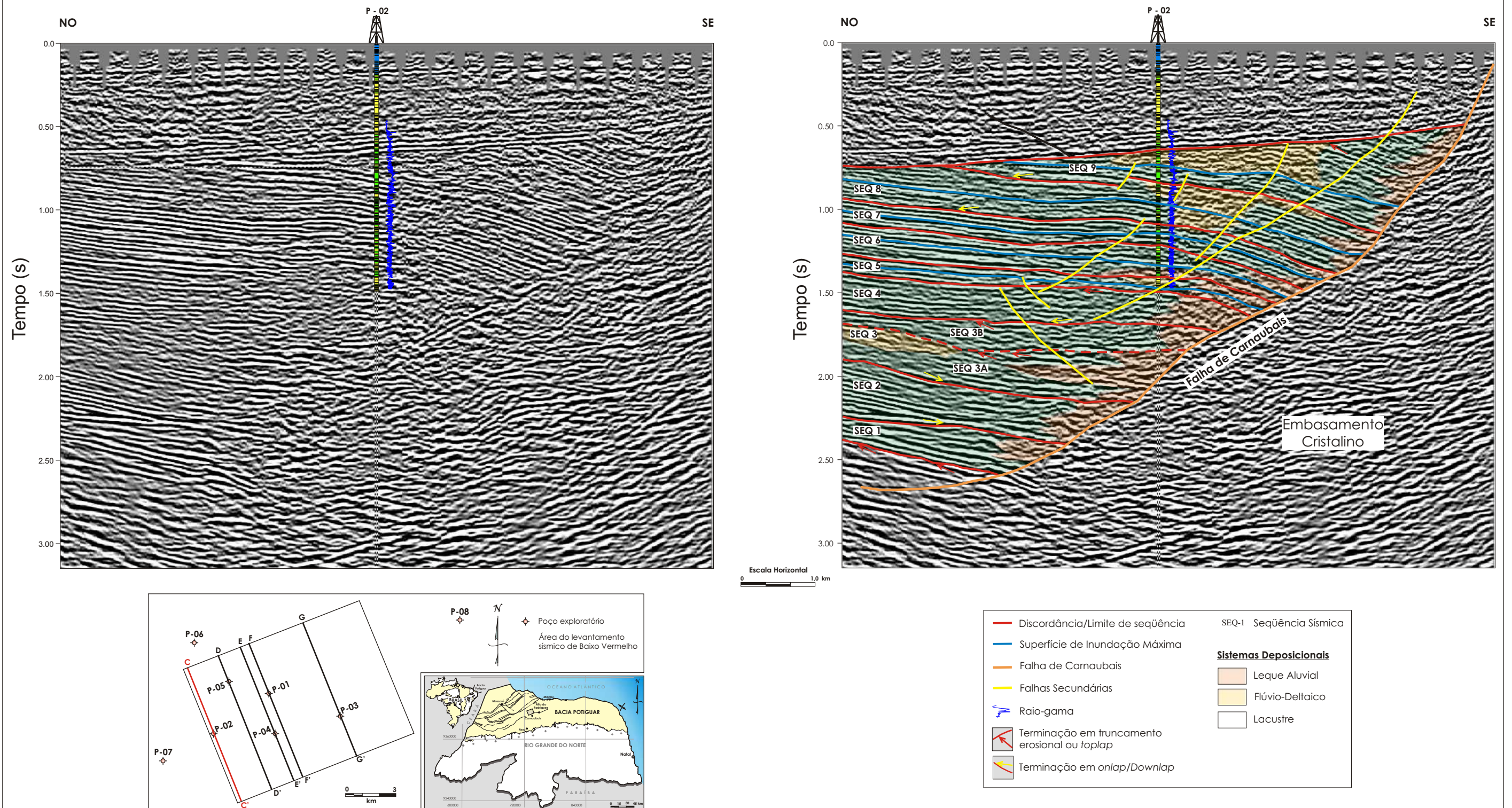


Figura 4.16. Seção sísmica *inline* CC', passando pelo poço P-02, evidenciando o rastreamento das principais superfícies-chave, que correspondem às discordâncias-limites de seqüência e superfícies de inundação máxima, em todo o intervalo rifte estudado. A análise sismoestratigráfica, nesta seção, permitiu a interpretação de uma superfície interna à sismoseqüência SEQ 3, permitindo que a mesma seja dividida em duas seqüência de mais alta freqüência. A seção também ilustra a Falha de Carnaubais, com suas estruturas associadas.



**Linha Sísmica D - D'**

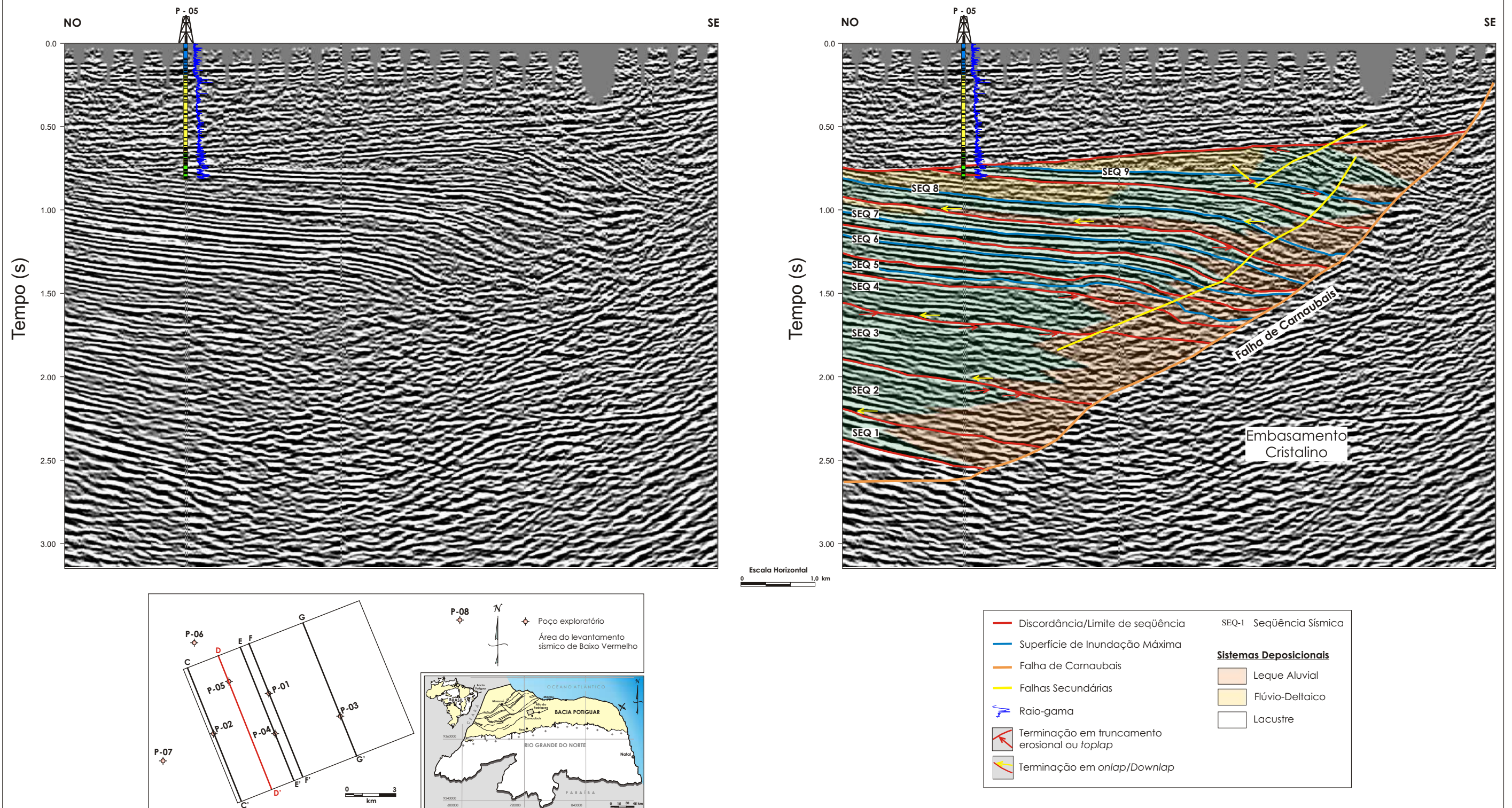


Figura 4.17. Seção sísmica *inline* DD', passando pelo poço P-05, evidenciando o rastreamento das principais superfícies-chave, que correspondem às discordâncias-limites de seqüência e superfícies de inundação máxima, em todo o intervalo rifte estudado. A Falha de Carnaubais, bem como algumas falhas secundárias foram também mapeadas internamente a este intervalo.



**Linha Sísmica E - E'**

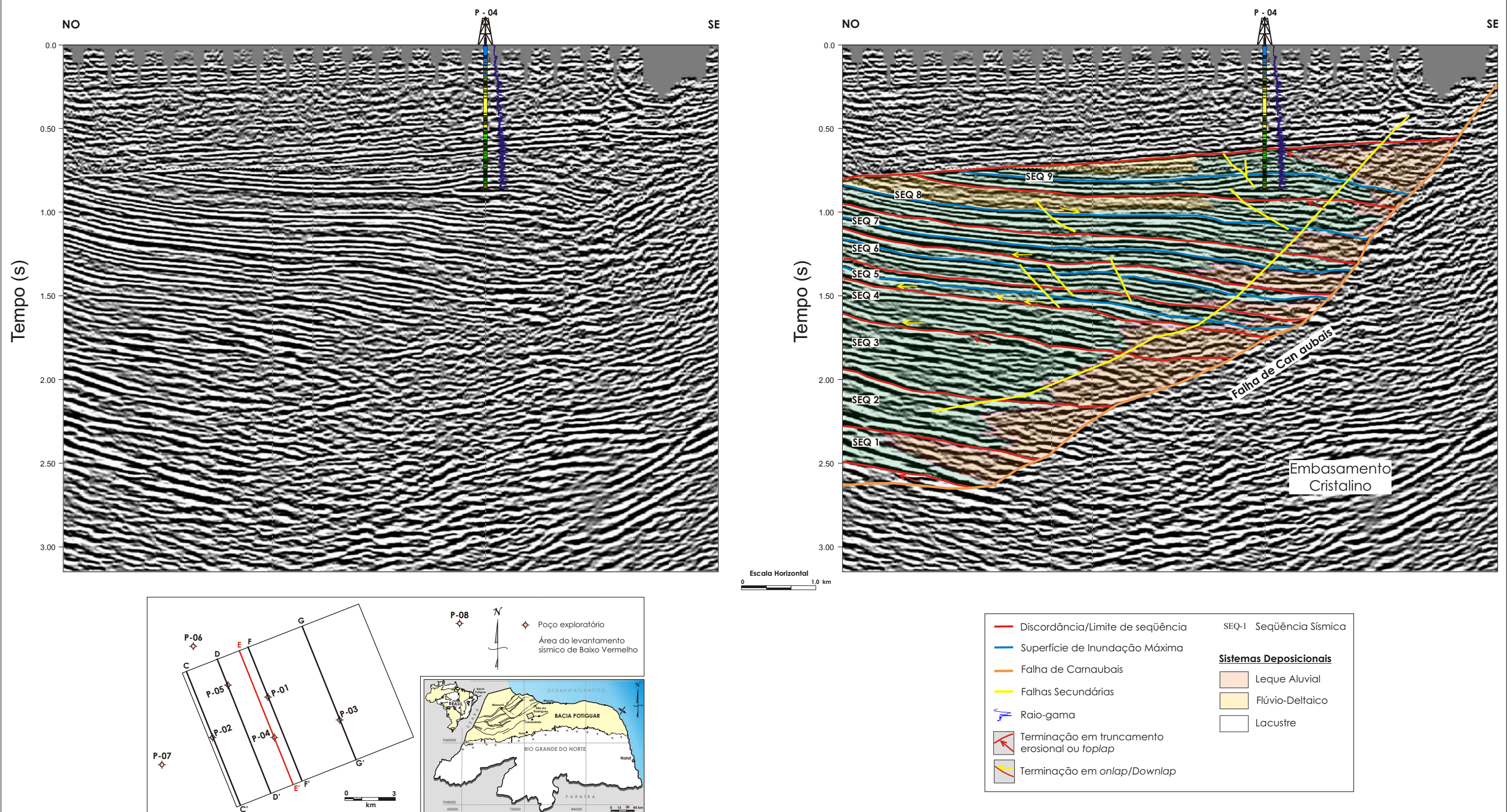


Figura 4.18. Seção sísmica *inline* EE', passando pelo poço P-04, com o mapeamento das principais superfícies-chave, que correspondem às discordâncias-limites de seqüência e superfícies de inundação máxima, na Formação Pendência. A Falha de Carnaubais, bem como algumas falhas secundárias foram também mapeadas internamente a esta unidade.



**Linha Sísmica F - F'**

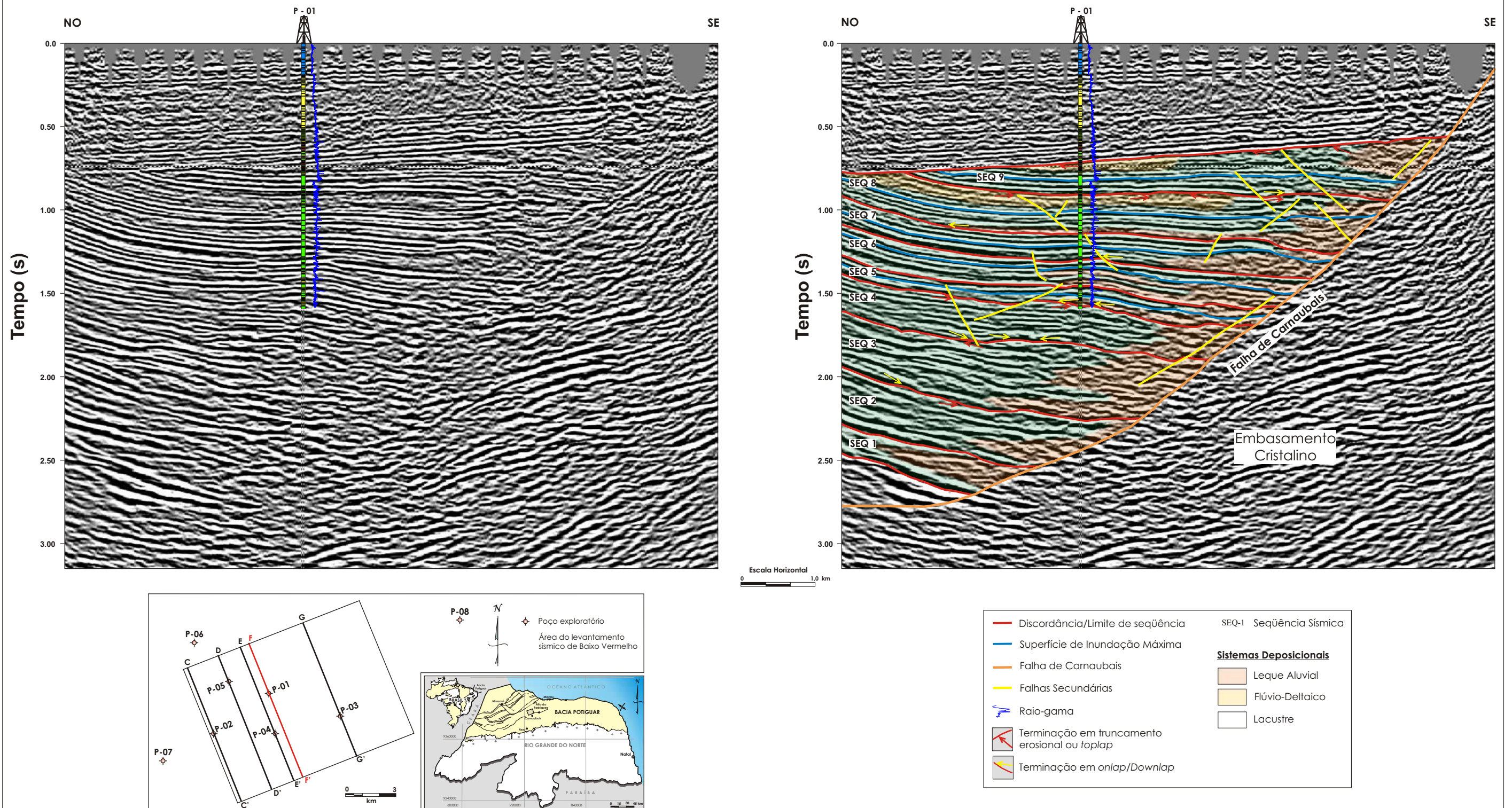


Figura 4.19. Seção sísmica *inline* FF', passando pelo poço P-01, evidenciando o rastreamento das principais superfícies-chave, que correspondem às discordâncias-limites de sequência e superfícies de inundação máxima, em todo o intervalo rifte estudado. A Falha de Carnaubais, bem como algumas falhas secundárias foram também mapeadas internamente a este intervalo.



### Linha Sísmica G - G'

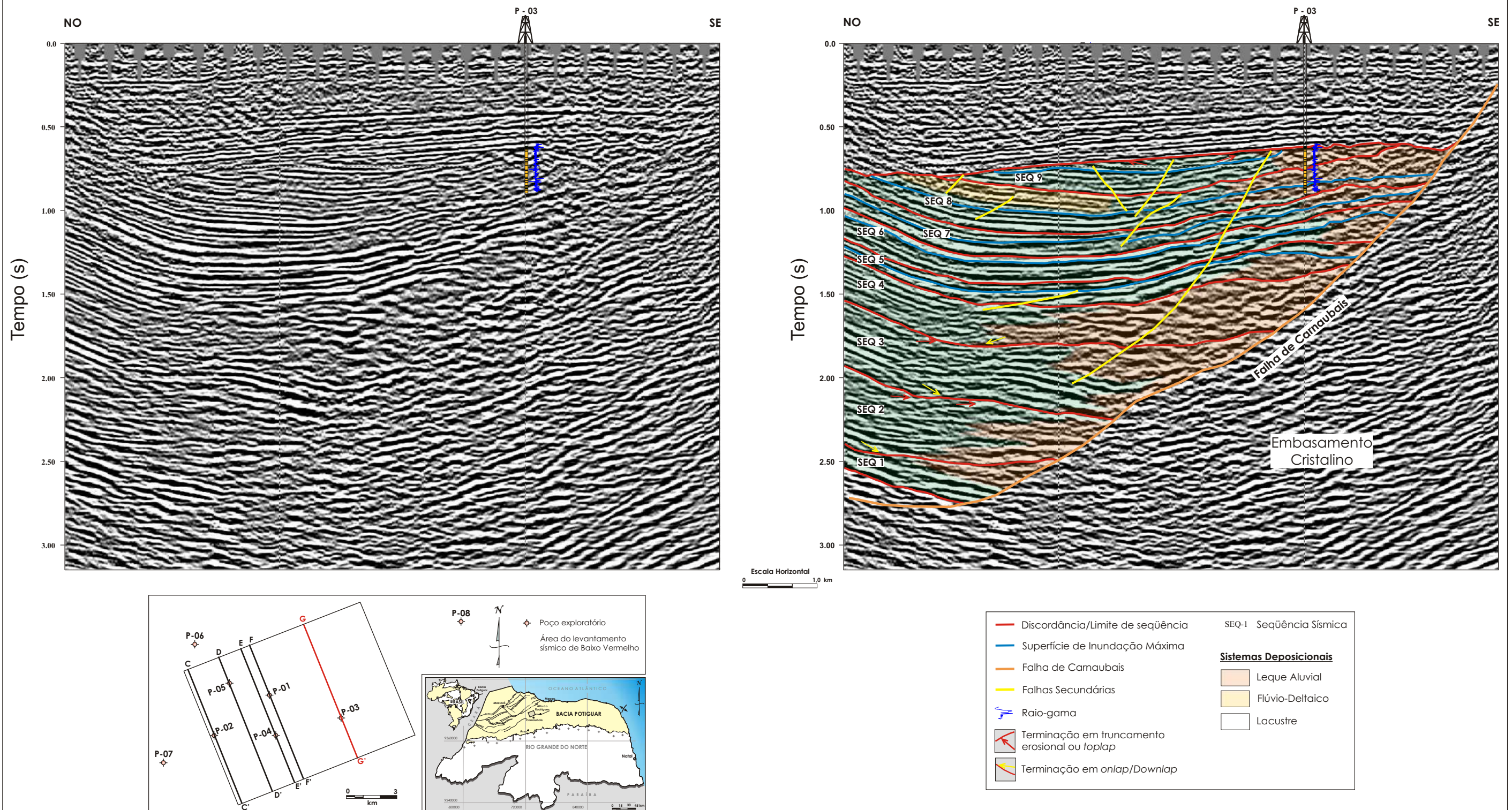


Figura 4.20. Seção sísmica *inline* GG', apresentando o poço P-03 e as superfícies-chave de caráter cronoestratigráfico mais importantes da área, que correspondem às discordâncias-limites de seqüência e superfícies de inundação máxima. A Falha de Carnaubais, bem como algumas falhas secundárias foram mapeadas internamente a este intervalo.



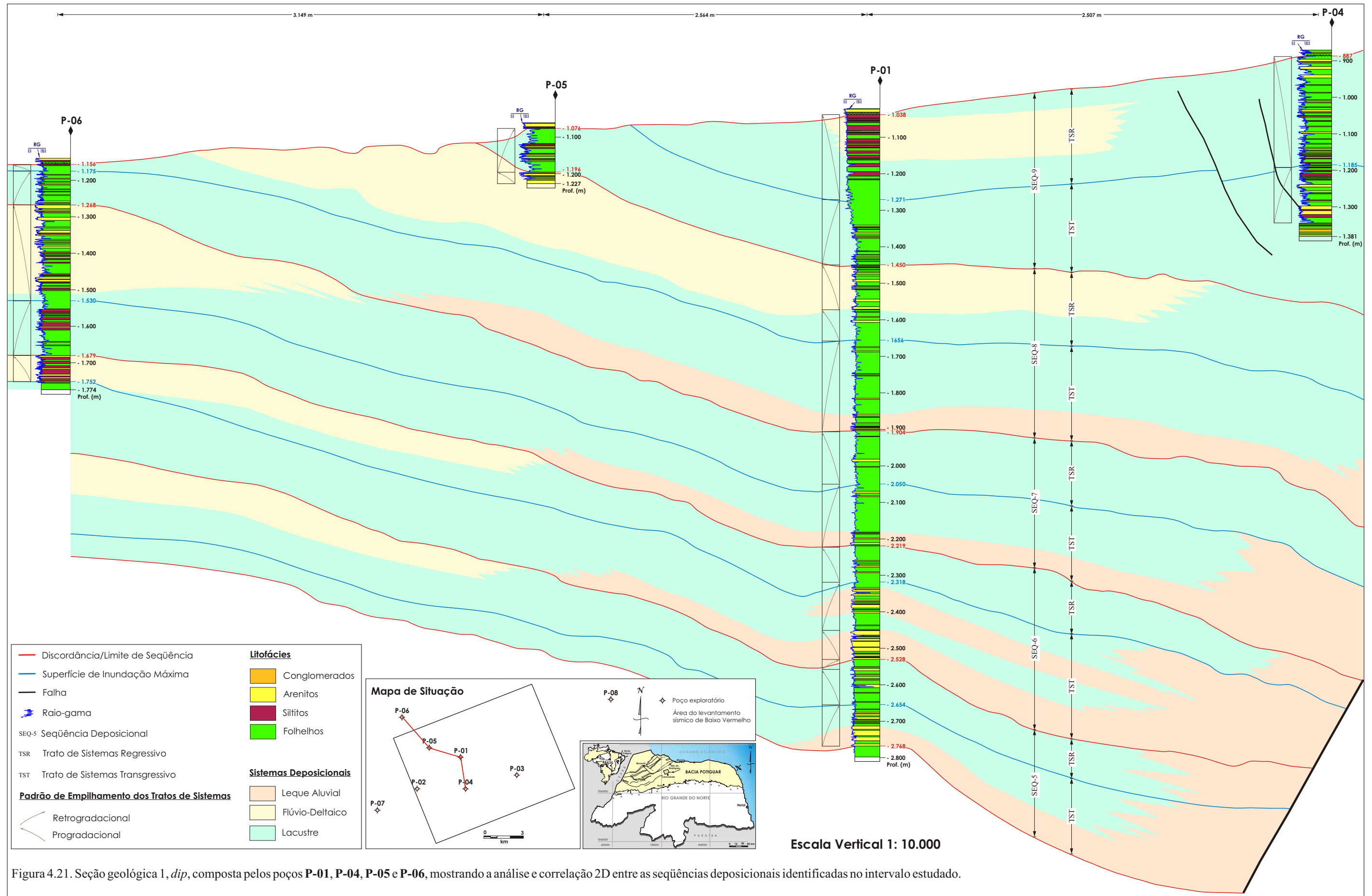


Figura 4.21. Seção geológica 1, dip, composta pelos poços P-01, P-04, P-05 e P-06, mostrando a análise e correlação 2D entre as seqüências deposicionais identificadas no intervalo estudado.

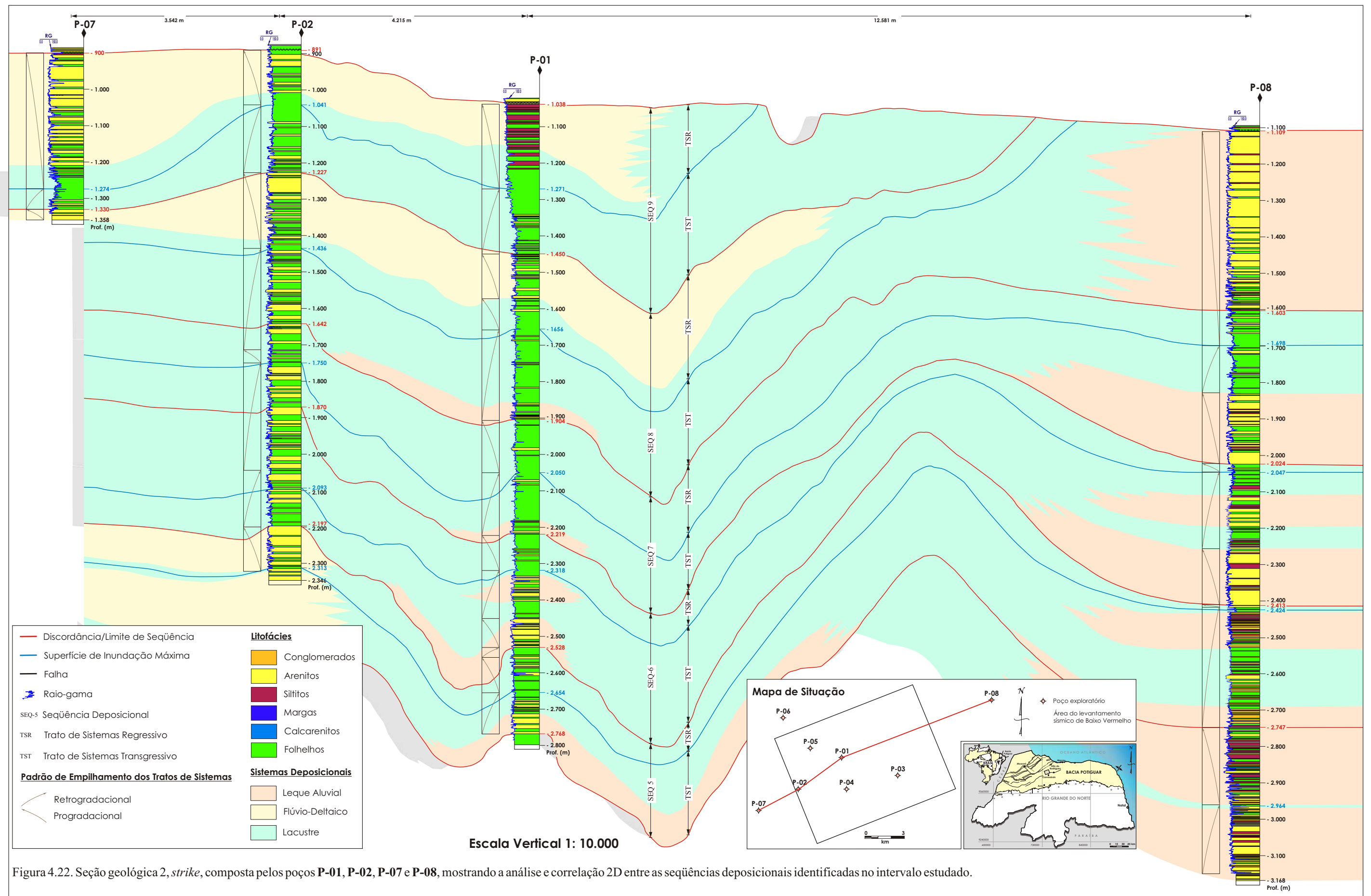


Figura 4.22. Seção geológica 2, strike, composta pelos poços P-01, P-02, P-07 e P-08, mostrando a análise e correlação 2D entre as seqüências deposicionais identificadas no intervalo estudado.

fazer o ajuste com os poços analisados (figuras 4.14 a 4.20).

As discordâncias/limites de seqüências aqui interpretados exibem, em alguns casos, traçados irregulares, delineados, provavelmente, pela presença de estruturas tectônicas e/ou por eventos erosivos. O **LS1** consiste no horizonte mais inferior mapeado (falar em termos de ms e m), que mergulha para sudeste, em direção à Falha de Carnaubais. Corresponde a um possível limite entre os litotipos da Formação Pendência e as rochas do embasamento cristalino, porém, faltam informações que possam aferir, com maior precisão, este limite, uma vez que ele não é atravessado por nenhum poço analisado. Sob ele, foi identificado um padrão de sismofácies que difere, em partes, da configuração observada na porção acima deste limite. Foram reconhecidas, também, abaixo e acima do **LS1**, algumas terminações em truncamento erosional ou *toplap* e em *onlap* (figuras 4.14 a 4.20), respectivamente. Tais características podem indicar que o **LS1** trata-se de uma discordância litológica, possivelmente angular e de caráter erosivo, e podendo, ainda, ser referido como a discordância do início do rifte (*rift onset unconformity*). Os limites **LS2** a **LS9** correspondem a horizontes mapeados internamente à Formação Pendência, relacionados, cronoestratigraficamente, do mais velho para o mais novo (figuras 4.14 a 4.20). Assim como o **LS1**, estes limites mostram-se, regionalmente, mergulhando para sudeste. Com base no reconhecimento das terminações dos refletores em truncamento erosional ou *toplap* e em *onlap*, predominantemente, e pela observação de superfícies irregulares que denotam de eventos erosivos, estes horizontes foram interpretados como discordâncias erosionais internas à Formação Pendência. Finalizando, o horizonte **LS10** é o mais superior, apresentando mergulho regional para noroeste, opondo-se ao sentido do mergulho dos limites subjacentes.

Nota-se, sob este horizonte, a ocorrência de truncamentos erosionais que, somada às irregularidades e ao sentido do mergulho do refletor, caracteriza esta superfície com uma discordância de caráter erosional e angular. No ajustamento com os poços, este limite coincide com a passagem entre as formações Pendência (rifte) e Alagamar (pós-rifte).

Já os horizontes interpretados como superfícies de inundação máxima, **SIM5 a SIM9**, foram mapeados a partir da correlação entre os poços analisados, sendo, então, rastreados ao longo de todo o volume sísmico (figuras 4.14 a 4.20). Apresentam-se, comumente, como refletores contínuos e bem expressivos, podendo, por vezes, ser reconhecidas terminações em *downlap* sobre os mesmos. Estes horizontes, assim como a maioria dos horizontes correlatos aos limites de seqüências, apresentam um mergulho regional para sudeste, em direção à falha de borda.

### 4.3.1.2. Análise das Fácies Sísmicas

A análise das sismofácies visou reconhecer, nas seções sísmicas, os principais padrões de configurações internas dos refletores e, suas inter-relações dentro das sismossequências mapeadas, tornando-se um elemento fundamental para uma melhor compreensão dos principais eventos deposicionais ocorridos na área. Nas linhas analisadas, foram evidenciados três padrões de sismofácies que melhor caracterizam a Formação Pendência, os quais correspondem a: (i) configuração paralela/subparalela, (ii) configuração caótica e (iii) configuração progradacional (figura 4.14). Estes padrões demonstram a atuação de processos sedimentares distintos e se associam, também, a diferentes sistemas deposicionais.

A configuração paralela/subparalela, aqui referida, é caracterizada por um conjunto de refletores paralelos a subparalelos e expressivos, que apresentam, comumente, boa continuidade lateral, sendo interrompidos, eventualmente, por falhas. Nas porções mais inferiores do rifte, este padrão é representado por refletores bem espessos (altas amplitudes) e, à medida que se direciona ao topo do rifte, tais refletores tornam-se mais delgados (amplitudes mais baixas). A presença desta sismofácies indica uma deposição bem uniforme na bacia, possivelmente, ocorrida sob influência de processos trativos e de decantação. Representa uma sedimentação, predominantemente, pelítica, estando diretamente associada ao sistema deposicional lacustre interpretado para a área.

O padrão caótico, por sua vez, corresponde a refletores descontínuos e desorganizados, que caracterizam, provavelmente, a atuação de processos de fluxo de detritos. Tais processos indicam a ocorrência de eventos intermitentes de alta energia, associados a escorregamentos penecontemporâneos gerados junto à falha de borda. Na área, este padrão relaciona-se, principalmente, à Litofácies Conglomerados, sendo esta típica de uma sedimentação em sistemas de leques aluviais/deltaicos.

Já, a configuração progradacional, neste estudo, é caracterizada por refletores descontínuos e menos expressivos, porém não-desorganizados, podendo constituir a sismofácies sigmoidal, oblíqua ou *shingled*. É interpretada como indicativa de processos predominantemente trativos, associados a uma sedimentação areno-pelítica dos sistemas flúvio-deltaicos desencadeados na área.

A geometria externa das sismofácies foi outro parâmetro relevante nesta análise. No presente trabalho, quatro tipos de geometrias principais puderam ser observadas nas seções sísmicas, sejam elas: (i) lençol, (ii) cunha, (iii) montiforma e (iv) de preenchimento, cada qual caracterizando sistemas deposicionais específicos (figura 4.15).



Comumente, a geometria em lençol, denotada pelo paralelismo dos refletores, relaciona-se aos depósitos lacustrinos. Já os depósitos de leques aluviais apresentam, geralmente, geometrias em cunhas e em montiformas, com sismofácies caótica associada. Por outro lado, as geometrias em cunha e de preenchimento, exibindo um padrão progradacional, estão associadas ao desenvolvimento de rios e deltas.

### ***4.3.1.3. Seqüências Sísmicas Mapeadas***

A seção rifte estudada está bem imageada sísmicamente no 3D de Baixo Vermelho e, a partir do mapeamento dos horizontes sísmicos correspondentes aos limites de seqüências (**LS1** a **LS10**), pôde ser subdividida em nove seqüências sísmicas (e, por conseguinte, seqüências deposicionais). Tais seqüências são informalmente referidas de **SEQ 1** a **SEQ 9**, as quais estão relacionadas, cronoestratigraficamente, do intervalo sedimentar mais antigo para o mais novo da Formação Pendência, sobrepondo-se, discordantemente, ao embasamento cristalino (Figuras 4.14 a 4.20).

As sismosseqüências foram individualizadas com base nas características sismofaciológicas (configurações internas e geometrias externas das sismofácies) e nos tipos de terminações dos refletores com os limites inferior e superior das mesmas, tendo-se como referência as informações oriundas dos poços. Estas sismosseqüências apresentam-se com características sismoestratigráficas bastante semelhantes entre si, estando algumas delas enumeradas na tabela 4.1.

### ***4.3.2. Análise das Seqüências Depositionais: Uma Correlação entre os Dados Sísmicos e as Seções Geológicas***

A Formação Pendência inclui os litotipos depositados entre o Valanginiano e o Barremiano (estágio rifte), compondo uma seqüência de 2<sup>a</sup> ordem na Bacia Potiguar. Estes litotipos ocorrem como uma cunha clástica preenchendo o *graben*, apresentando, na área, com uma espessura máxima da ordem de 5.000 m, que, pelo fato de não dispor de idades absolutas para a seção estudada, estima-se um intervalo temporal de no máximo 17 Ma. Tal seqüência originou-se a partir de diversos pulsos de sedimentação, que estão relacionados à tectônica e, em maior freqüência, ao clima, constituindo, desta forma, um registro deposicional não-contínuo no tempo geológico. Assim, a Formação Pendência foi compartimentada, com base nas interpretações dos dados de poços e sísmicos deste trabalho, em um conjunto de nove seqüências deposicionais (**SEQ 1** a **SEQ 9**), provavelmente de 3<sup>a</sup> ordem, separadas entre si por discordâncias/limites de seqüências (**LS1** a **LS10**).

Tabela 4.1. Características sismoestratigráficas principais das seqüências sísmicas identificadas nas linhas sísmicas interpretadas. Legenda: LS – Limite de Seqüências; On – *Onlap*; Dn – *Downlap*; TE -Truncamento Erosional; T - *Toplap*; Co – Concordante; P/SP – Paralela/Subparalela; Ca – Caótica; Pr – Progradacional; L – Lençol; C – Cunha; Pc – Preenchimento.

Propriedades		Seqüências Sísmicas								
		SEQ 1	SEQ 2	SEQ 3	SEQ 4	SEQ 5	SEQ 6	SEQ 7	SEQ 8	SEQ 9
Intervalo		LS1 - LS2	LS2 - LS3	LS3 - LS4	LS4 - LS5	LS5 - LS6	LS6 - LS7	LS7 - LS8	LS8 - LS9	LS9 - LS10
Terminações	Limite Inferior	On Co	On Co	On Dn Co	On Dn Co	On Co	On Co	On Co	On Co	On Co
	Limite Superior	TE/T Co	TE/T Co	TE/T Co	TE/T Co	TE/T Co	TE/T Co	TE/T Co	TE/T Co	TE/T Co
Sismofácies	Configuração Interna	P/SP Ca	P/SP Ca	P/SP Pr Ca	P/SP Pr Ca	P/SP Pr Ca	P/SP Pr Ca	P/SP Pr Ca	P/SP Pr Ca	P/SP Pr Ca
	Geometria Externa	L C	L C	L Pc/C C	L Pc/C C	L Pc/C C	L Pc/C C	L Pc/C C	L Pc/C C	L Pc/C C

As seqüências **SEQ 1** e **SEQ 2** correspondem aos primeiros episódios deposicionais do intervalo estudado, sendo que a **SEQ 1** inicia-se na possível passagem do Pré-Cambriano para o Cretáceo Inferior. Quanto à área de ocorrência, tais seqüências são as que apresentam menor expressão areal, ocorrendo, predominantemente, na porção centro-norte da área estudada. Mapas de isópacas sísmicas em tempo elaborados para estas seqüências (figura 4.23) denunciam variações nas espessuras de ambos os intervalos, todavia eles apresentam, em certos locais, as maiores espessuras em direção à falha de borda. A **SEQ 1** exibe isópacas em tempo que variam de -93 ms (intervalos menos espessos), nas porções norte e nordeste da área, a mais de -240 ms (intervalos mais espessos), nas áreas mais proximais à falha de borda. Já a **SEQ 2** apresenta isópacas em tempo de até -494 ms, com trechos de menores espessuras com cerca de -199 ms, no setor noroeste da área. Com base nas características sismoestratigráficas, nota-se que ambas as seqüências são constituídas por reflexões de fortes amplitudes e de boa continuidade lateral, especialmente as que compõem as sismofácies paralelas/subparalelas, podendo as mesmas estar relacionadas a um maior espaçamento dos estratos depositados, visto que a amplitude das reflexões pode fornecer informações sobre o espaçamento das camadas. Durante a deposição destas seqüências, sugere-se ter ocorrido a interdigitação de litotipos siliciclásticos texturalmente mais finos (sismofácies paralela/subparalela), na porção mais interior do *graben*, com àqueles mais grossos (sismofácies caótica), próximos à falha de borda,



inferindo-lhes uma deposição a partir de sistemas lacustre e de leque aluvial, sendo este último ainda pouco estabelecido na área. Notavelmente, em determinados locais, a base das **SEQ 1** e **SEQ 2** é marcada pela ocorrência da sismofácies paralela/subparalela ao longo de toda sua extensão, indicando, possivelmente, a deposição de litotipos essencialmente pelíticos. Para tal situação, Küchle *et al.* (2005) atribuem ser função de um atraso entre a criação do espaço de acomodação e o aporte sedimentar, associado ao mesmo pulso tectônico. Isto se deve ao fato de que, apesar de ocorrerem instantaneamente os processos de subsidência e soerguimentos dos blocos de falha, é necessário certo tempo para que a rede de drenagens se expanda na porção soerguida e comece a erodir efetivamente a nova área-fonte (Prosser 1993, Küchle *et al.* 2005). Contudo, durante este intervalo, o controle da sedimentação é feito por antigas drenagens estabelecidas, que transportam e depositam sedimentos finos e maduros na bacia (Prosser 1993). Para esta autora, somente quando o movimento da falha cessa é que a rede de drenagens se estabiliza e começa a erodir a nova área-fonte, introduzindo consideráveis volumes de sedimentos grossos na bacia. Isto explicaria a presença das litofácies pelíticas nas porções mais basais das **SEQ 1** e **SEQ 2**, que, a medida em que se desenvolvem, em direção ao topo, evoluem para as litofácies de granulometria mais grossa, especialmente nas porções mais proximais à falha de borda.

Os episódios deposicionais subseqüentes, **SEQ 3** e **SEQ 4**, assemelham-se, em partes, com as seqüências anteriores, no entanto, foram melhor imageadas no dado sísmico analisado, apresentando uma maior distribuição areal, perfazendo, assim, grande parte da área estudada. A análise dos mapas de isópacas sísmicas (figuras 4.23 e 4.24) destas seqüências revelou que as maiores espessuras, da ordem de -520 ms para a **SEQ 3** e -380 ms para a **SEQ 4**, ocorrem comumente próximas à margem falhada, que podem ser decorrentes da entrada de expressivos volumes de sedimentos nesta região. Todavia, esta análise também evidencia variações sutis em suas espessuras, podendo apresentar os menores valores, da ordem de -234 ms (**SEQ 3**) e -26 ms (**SEQ 4**), em diferentes locais da área.

À semelhança com as **SEQ 1** e **SEQ 2**, as **SEQ 3** e **SEQ 4** caracterizam-se, também, pela ocorrência de sistemas deposicionais lacustre e de leque aluvial. Nota-se que, no entanto, o sistema de leque aluvial, identificado pela maior ocorrência e abrangência das sismofácies caótica, torna-se um sistema melhor estabelecido na área. Isto implica que a evolução deposicional desde a implantação da **SEQ 1** até o término da **SEQ 4** é marcada por um aumento gradativo das litofácies de leque aluvial, sendo este o resultado de processos erosivos mais efetivos no bloco alto da Falha de Carnaubais. A análise estratigráfica do poço **P-08**





(figura 4.6), localizado a nordeste da área, permitiu o reconhecimento da **SEQ 4**, totalizando um intervalo de 421 m de espessura. Localmente, esta seqüência é representada pelos tratos de sistemas transgressivo e regressivo, separados pela superfície de inundação máxima. Estes tratos são caracterizados, predominantemente, por depósitos da porção mediana a distal dos leques aluviais, compostos pela associação das litofácies arenitos, siltitos e folhelhos, com conglomerados subordinados. O sistema lacustre ocorre de forma discreta no poço, constituindo-se apenas de folhelhos.

Passam a se fazer ainda presentes nas **SEQ 3** e **SEQ 4** os sistemas progradantes, relacionados aos depósitos flúvio-deltaicos (sismofácies progradacionais). São os primeiros registros no dado sísmico analisado de incursões flúvio-deltaicas na área, ocorrendo próximas aos topos das seqüências. Isto caracteriza períodos em que o lago foi sendo aos poucos assoreado, já que as taxas de criação de espaço de acomodação diminuíram, sendo suplantadas pelas taxas de aporte sedimentar.

A análise sismoestratigráfica permitiu ainda reconhecer, na porção mais ocidental da área, uma superfície sísmica interna à **SEQ 3**, contra a qual observam-se terminações em truncamento erosional e em *onlap*. Esta superfície, aqui interpretada como uma discordância de menor expressão, divide a **SEQ 3** em dois intervalos, sendo, então, a **SEQ 3** considerada, neste estudo, uma seqüência composta (3ª ordem), integrada por duas seqüências de mais alta freqüência, aqui designadas de **SEQ 3A** e **SEQ 3B** (possivelmente de 4ª ordem; figura 4.16). As **SEQ 3A** e **SEQ 3B** são bastante semelhantes, porém a **SEQ 3A** se diferencia por apresentar sismofácies indicativas de sistemas flúvio-deltaicos em sua porção superior.

Em determinadas linhas sísmicas, a **SEQ 3** apresenta-se igualmente às **SEQ 1** e **SEQ 2**, iniciando-se com a seção pelítica, a qual denota, como já explicado, um atraso entre a criação do espaço de acomodação e o aporte sedimentar. No entanto, em outras linhas analisadas, não se têm evidências desta seção pelítica, o que pode inferir que a mesma pode apresentar espessuras abaixo da resolução sísmica do dado (figura 4.16 a 4.20).

Os eventos deposicionais que se seguem, **SEQ 5** a **SEQ 9**, caracterizam o intervalo de maior expressão areal da Formação Pendência imageados na área estudada. Em análise às seções geológicas, observa-se que estas seqüências abrangem um intervalo de até, aproximadamente, 2.800 m de espessura, nas regiões dos poços **P-01** e **P-08** (figuras 4.3 e 4.6). A espessura de cada seqüência varia ao longo da área, sendo que seus intervalos mais espessos registram-se no poço **P-08**, com exceção da **SEQ 9** que encontra-se ausente no mesmo. Com base nos mapas de isópacas sísmicas das seqüências **SEQ 5** a **SEQ 8** (figuras

4.24 e 4.25), observa-se que, em geral, as áreas mais próximas à falha de borda concentram os valores máximos em tempo (correspondentes aos intervalos mais espessos), que variam da ordem de -240 ms, na **SEQ 5**, a -450 ms, na **SEQ 8**. Por outro lado, os menores valores ocorrem na porção leste dos mapas. Já a **SEQ 9** (figura 4.25) apresenta isópacas sísmicas que variam desde de 12 ms, nos setores leste e norte da área, que gradam para -600 ms, na porção noroeste. Nota-se, neste mapa, que os valores mais baixos, relacionados às menores espessuras, abrangem uma área considerável no mapa, podendo tal fato está associado a fortes eventos erosivos nesta região da Formação Pendência.

Sismicamente, estas seqüências apresentam configurações internas que denotam uma deposição a partir dos sistemas lacustre, de leque aluvial e flúvio-deltaico. Corroborando com tal inferência, os poços analisados evidenciam a ocorrência de associações de litofácies que caracterizam cada um destes sistemas na área de estudo, sejam elas predominantemente: (i) folhelhos com arenitos intercalados relacionados a uma sedimentação lacustre, (ii) interlaminacões de conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos associados aos leques aluviais e (iii) arenitos e/ou siltitos com folhelhos entremeados representando os depósitos flúvio-deltaicos.

As seqüências **SEQ 5** a **SEQ 9** são compostas pelos tratos de sistemas Transgressivo (na base) e Regressivo (no topo), os quais encontram-se separados pela superfície de inundação máxima, que registra, na maioria das vezes, uma mudança dos padrões de empilhamento retrogradacional para o progradacional. O Trato de Sistemas Transgressivo configura episódios, predominantemente, de retrogradação das litofácies, podendo estar representado, praticamente em todas as seqüências, pelos sistemas deposicionais lacustre e de leque aluvial. O sistema lacustre é o mais dominante nesta fase, sendo caracterizado, na porção mais central da área, por espessos pacotes de folhelhos com delgadas intercalações de arenitos, como evidenciado no poço **P-01** (figura 4.3). Estas intercalações podem, em determinados locais, caracterizar corpos turbidíticos que, por apresentarem espessuras abaixo da resolução sísmica do dado, não puderam ser individualizados neste estudo. Na porção mais a oeste da área, em especial no poço **P-02** (figura 4.3), este sistema apresenta-se com consideráveis contribuições de arenitos, o que pode indicar maior proximidade das áreas-fonte. Em algumas linhas sísmicas analisadas, em especial nas seções *inlines*, é notável, na base das seqüências, a ocorrência de depósitos de leques aluviais que atingem consideráveis distâncias dentro do lago. Pela análise dos poços, as litofácies mais proximais deste sistema estão correlacionadas aos conglomerados, que ocorrem, predominantemente, na porção sul da área (a exemplo do poço







**P-03**; figura 4.4), que gradam, na porção oeste da área, para arenitos e folhelhos, como observado nos poços **P-01** (figura 4.3). É especulado que, nesta fase, as taxas de criação de espaço de acomodação sobressaíram às taxas de aporte sedimentar, propiciando condições lacustres de águas profundas.

As superfícies de inundação máxima estão associadas aos períodos de maior elevação do nível do lago, que são comumente identificadas por folhelhos. A partir de então, eventos regressivos começaram a ocorrer no lago, permitindo que sistemas progradacionais se instalassem mais efetivamente na área. Deste modo, o Trato de Sistemas Regressivo caracteriza episódios de progradação das litofácies, sendo este representado pelos sistemas lacustre, de leque aluvial e flúvio-deltaico. Nesta fase, o sistema lacustre continua sendo o mais dominante nas seqüências. Nas seções sísmicas, têm-se evidências de que o sistema de leque aluvial se manteve ativo também durante a fase regressiva, principalmente próximo a falha de borda, onde há uma tendência geral de diminuição desta sedimentação em direção ao topo das seqüências. Apesar disso, na maioria dos poços analisados, os depósitos associados a estes sistemas ocorrem de forma mais reduzida ou encontram-se, até mesmo, ausentes. A deposição deste trato culmina, geralmente, com sucessivas progradações flúvio-deltaicas, oriundas tanto da margem flexural como da posição axial da bacia. Na sísmica, esta sedimentação flúvio-deltaica é caracterizada pelo padrão progradacional das litofácies. Tal sedimentação exhibe uma progressiva diminuição das rochas mais areníticas em direção a porção central da área, onde se depositaram as litofácies mais pelíticas. Excepcionalmente, na **SEQ 8** (figura 4.16), próximo ao poço **P-02**, o sistema flúvio-deltaico foi reconhecido em toda a seqüência, englobando os tratos de sistemas Transgressivo e Regressivo. No entanto, interpretou-se que o trato de sistema Transgressivo estaria relacionado a uma sedimentação mais deltaica, enquanto que o trato de sistemas Regressivo compreenderia a porção mais fluvial deste sistema.

Admite-se, neste trabalho, que durante a deposição do Trato de Sistema Regressivo, as taxas de aporte sedimentar tornaram-se superiores às taxas de criação de espaço de acomodação. Especula-se, ainda, que esta sedimentação ocorreu sob condições de lâmina d'água progressivamente mais rasa, denotando, especialmente nas **SEQ 8** e **SEQ 9**, um assoreamento do lago.

Com base no que foi exposto, pode-se admitir que a tectônica constituiu o parâmetro fundamental na impressão das características mais marcantes da sedimentação da Formação Pendência. A tectônica propiciou tanto a criação do espaço de acomodação, como também o rejuvenescimento de áreas-fonte, controlando, em grande parte, o aporte sedimentar depositado

no lago, especialmente nas áreas próximas a falha de borda, onde é comumente observado espessamento sedimentar. As variações climáticas, por sua vez, possivelmente ocorreram em uma ordem de frequência maior, superimpostas às variações tectônicas, controlando, principalmente, as flutuações do nível do lago de menor magnitude, os processos erosivos e, conseqüentemente, o aporte sedimentar.

# 5

## *Análise Estrutural da Área de Estudo*

+

Capítulo 5

## 5.1. Introdução

A caracterização estrutural do intervalo cronoestratigráfico equivalente à Formação Pendência (Valanginiano ao Barremiano) consistiu em um mapeamento sistemático do volume sísmico de Baixo Vermelho, cujo escopo principal foi reconhecer e analisar a macroestruturação mais relevante (falhas e fraturas associadas) presente no intervalo estudado. Tal caracterização proporcionou, ainda, avaliar e discutir os possíveis impactos ocasionados por esta estruturação nas litotipos da Formação Pendência. Deste modo, a análise estrutural do 3D de Baixo Vermelho, baseada apenas nas informações aqui aferidas, procurou estabelecer um arcabouço tectono-estrutural tridimensional mais detalhado para a área de estudo.

A interpretação foi realizada em seções sísmicas migradas em tempo, utilizando-se o aplicativo *SeisVision*, disponível no *software Geographix Discovery* da *Landmark Graphics Corporation*.

## 5.2. Estruturação da Área do Levantamento Sísmico 3D de Baixo Vermelho

A área do levantamento sísmico de Baixo Vermelho representa um segmento (com cerca de 99,4 km<sup>2</sup>) da Bacia Potiguar emersa, inserido na porção norte do *Graben* de Umbuzeiro, próximo à extremidade sul do Alto de Macau (figura 2.4)

O *Graben* de Umbuzeiro constitui a principal feição morfo-estrutural da área de estudo, o qual foi desenvolvido em resposta a esforços distensivos de direção NO-SE ocorridos na Província Borborema (Matos 1992), no início do Valanginiano (Cretáceo Inferior). Corresponde a um *graben* assimétrico, direcionado segundo o *trend* NE-SO, o qual encontra-se limitado, a leste, pelo Sistema de Falhas de Carnaubais (SFC). O SFC, por sua vez, compreende uma série de segmentos paralelos de falhas normais de direção NE-SO, atuando como um importante sistema de falhas de borda de rifte.

Dentro deste contexto, o 3D de Baixo Vermelho ocupa uma posição especial na Bacia Potiguar, imageando parte do SFC (porção sul da área) e da porção mais profunda do *Graben* de Umbuzeiro



### 5.2.1. Feições Estruturais Mapeadas

O volume sísmico de Baixo Vermelho mostra, com clareza, a complexidade estrutural impressa nos litotipos da Formação Pendência, relacionada, principalmente, ao processo deformacional do **SFC**. Como mencionado anteriormente, este sistema de falhas é caracterizado por uma série de falhamentos predominantemente normais, geneticamente ligados a fase rifte, dentre os quais a Falha de Carnaubais destaca-se por representar a expressão máxima destes lineamentos, concentrando a maior parte da distensão imposta no *graben*. Esta falha, por sua vez, constitui-se de um complexo sistema de falhas e fraturas, nas mais variáveis escalas (métricas a quilométricas), que possuem uma relação genética entre si. No entanto, durante o mapeamento sísmico optou-se pela interpretação de um único e principal plano de movimento que pudesse melhor representar o movimento principal da Falha de Carnaubais na área (figuras 4.14 a 4.20).

A Falha de Carnaubais é, incontestavelmente, a principal estrutura encontrada no intervalo estudado, separando os litotipos da Bacia Potiguar, a noroeste, das rochas do embasamento cristalino, a sudeste. Esta corresponde à falha predominantemente distensional, direcionada segundo um *trend* geral N70°E, mergulhando para noroeste. Em mapas de subsuperfície, esta falha apresenta-se com traçados sinuosos, localmente com inflexões para NO-SE, cujas concavidades estão, normalmente, voltadas para o sentido do mergulho da estrutura.

Nas linhas sísmicas analisadas (figuras 4.14 a 4.20), observa-se que a Falha de Carnaubais é caracterizada por uma geometria tipicamente lítrica, denotando mergulhos mais acentuados no topo, que diminuem à medida que torna-se mais profundo, tendendo a horizontalidade em torno de 2,5 a 3,0 segundos. Esta falha configura um deslocamento vertical, ao nível do embasamento cristalino, em média de 2,5 segundos, o que equivale, aproximadamente, de 4000 a 5.000 metros de rejeito vertical. Deste modo, em vista do que foi interpretado, verifica-se que este deslocamento não se sucedeu ao longo da interface embasamento cristalino-Formação Pendência, e sim, internamente às rochas do embasamento. Esta geometria de falha está, possivelmente, associada a uma herança estrutural Brasileira, onde a fábrica herdada das zonas de cisalhamento Brasileiras tiveram um papel fundamental na gênese e evolução da principal falha de borda do rifte Potiguar (Matos 1992). A geometria lítrica está diretamente associada, em profundidade, a zonas de *detachments*<sup>1</sup>, cuja posição no espaço e no tempo esteve diretamente correlacionada ao grau de estiramento crustal e sub-crustal da porção emersa da Bacia Potiguar (Matos 1992).

A Falha de Carnaubais apresenta-se, ao longo de todo o volume sísmico, com variações em sua superfície, as quais condicionaram, em seus estágios evolutivos, a formação de inúmeras feições estruturais, que são identificadas tanto nas rochas do embasamento cristalino, como em todo o registro sedimentar cretáceo da Bacia Potiguar, especialmente, na seqüência rifte. A figura 5.1 ilustra o mapa estrutural em tempo da superfície interpretada para a Falha de Carnaubais. Nota-se, neste mapa, que esta superfície da falha é bastante irregular ao longo da área, com saliências curvas em seu plano, indicando que a Falha de Carnaubais não se comportou de modo homogêneo ao longo de sua extensão, como esperado em falhas planares. Tais saliências podem conduzir à deformação sin-deposicional dos estratos adjacentes, como a geração de dobramentos longitudinais ao longo do depocentro do *graben* (figura 5.1). No mapa estrutural, observa-se, ainda, as variações no mergulho do plano da falha, em que gradientes de mergulho mais acentuados, em consequência da maior verticalidade do seu plano, ocorrem em tempos sísmicos inferiores a 750 ms, tornando-se gradativamente menos acentuados com a profundidade. Na região próxima a transição Formação Pendência-embasamento cristalino, em tempos sísmicos superiores a 2.250 ms, os gradientes de mergulho apresentam-se mais suaves, denotando baixo ângulo de mergulho da superfície da falha, e sugerindo uma geometria lítrica.

A análise dos mapas isópacas sísmicas em tempo (figuras 4.23 a 4.25) permitiu reconhecer espessamentos de camadas do bloco baixo em direção ao plano da Falha de Carnaubais, caracterizando a geometria clássica de cunhas distensionais, típicas de bacias do tipo rifte. Admite-se, então, que a falha esteve ativa durante a sedimentação destes estratos, promovendo variações significativas na subsidência nas regiões próximas ao seu plano. Neste caso, a Falha de Carnaubais pode ser também classificada como falha de crescimento<sup>2</sup>.

Durante os estágios evolutivos da Falha de Carnaubais, inúmeras estruturas foram desenvolvidas, afetando, em maior ou menor grau, os litotipos da Formação Pendência. Em partes, estas estruturas estão associadas a falhamentos secundários, tanto sintéticos como antitéticos à falha principal, dispostos ao longo da área (figuras 4.16 a 4.20). Compreendem, em geral, segmentos de falhas normais paralelos a subparalelos, nas variáveis escalas, com formato planar a lítrico. Apresentam continuidade lateral limitada, com ângulos de mergulho

---

<sup>1</sup> *Detachment*: separação ou desprendimento (Antunes 2004). Termo geralmente relacionado a uma falha que não é exatamente paralela a um horizonte incompetente qualquer, mesmo que a superfície da falha seja controlada pela competência e orientação geral dos limites entre as diferentes unidades rochosas (Ramsay & Huber 1987 *apud* Antunes 2004).

<sup>2</sup> **Falha de Crescimento**: termo empregado por Wernicke & Burchfiel (1982 *apud* Antunes 2004) para falhas lítricas que se desenvolvem concomitantemente à sedimentação de uma seqüência.

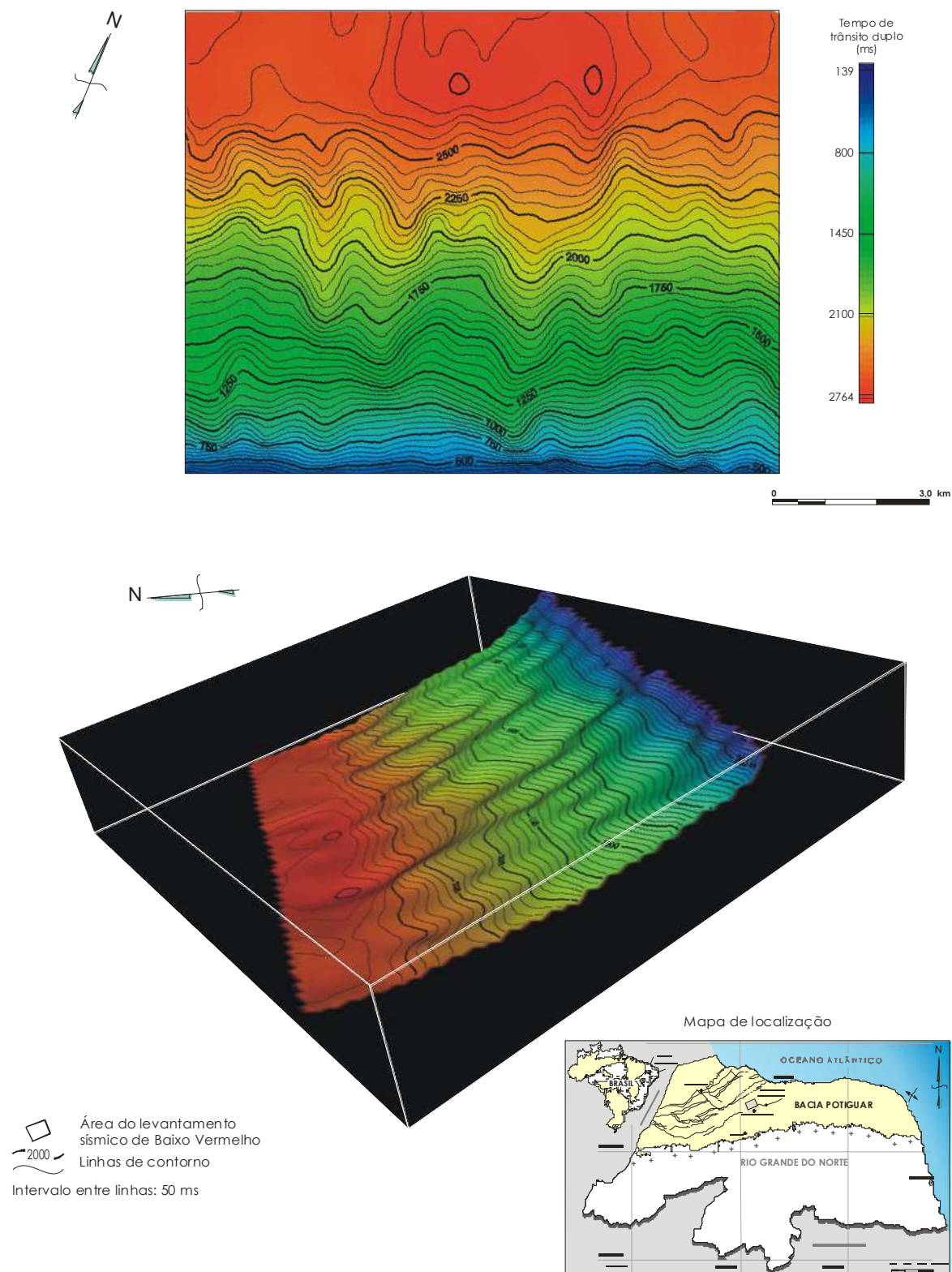


Figura 5.1. Mapa estrutural sísmico e volume 3D em tempo interpretado para a Falha de Carnaubais, evidenciando as variações na geometria do plano de falha, as quais são responsáveis pela formação de dobramentos longitudinais ao longo do Graben de Umbuzeiro.

formato planar a lítrico. Apresentam continuidade lateral limitada, com ângulos de mergulho variando de moderado a alto para noroeste (falhas sintéticas) e sudeste (falhas antitéticas). Aparentemente, estas falhas desempenharam um papel importante na distribuição da deformação distensional imposta na área.

Na porção sul da área, observa-se a ocorrência de falhas de menores rejeitos, cujas terminações se conectam à Falha de Carnaubais, caracterizando uma geometria do tipo *splay* (figura 5.2). Tal geometria denota, ainda, a forte influência da falha de borda até mesmo nas porções mais rasas do *graben*.

A geometria da Falha de Carnaubais promoveu, também, o desenvolvimento de dobramentos longitudinais no bloco baixo, relacionados a estruturas do tipo *rollover* e dobramentos distensionais associados (figuras 4.16 a 4.20 e 5.2). Tais dobramentos apresentam-se com uma geometria suave, levemente assimétrica. Os anticlinais *rollover* ocorrem, predominantemente, na região próxima a falha de borda. Ocorrem comumente associadas aos anticlinais *rollover* as falhas antitéticas e sintéticas. Estas estruturas foram conseqüências diretas da geometria lítrica do plano da Falha de Carnaubais. Variações tridimensionais na geometria da falha, como observada no mapa estrutural (figura 5.2) acarretaram em variações significativas na geometria destes anticlinais e diretamente afetaram a espessura dos estratos adjacentes, os quais foram depositados sincronicamente.

Indicações de reativações da Falha de Carnaubais estão evidentes no topo da Formação Pendência e no interior da Formação Alagamar (pós-rifte), em várias linhas sísmicas do 3D (figuras 4.16 a 4.20). Tais reativações, possivelmente correspondendo a terceira geração de falhas, provocaram mudanças nas atitudes dos estratos adjacentes.

### ***5.2.2. Análise dos Mapas Estruturais Sísmicos***

Uma vez finalizada a interpretação sísmica do intervalo estudado, mapas estruturais sísmicos em tempo foram gerados para os horizontes correspondentes aos limites de seqüências (LS1 a LS10), visando enfatizar os principais aspectos estruturais regionais do intervalo em questão.

Em todos os mapas estruturais gerados, reproduzidos nas figuras 5.3 a 5.6, pode ser evidenciado o traçado sinuoso (irregular) da Falha de Carnaubais, delineando direção geral NE-SO, com algumas inflexões locais para NO-SE. Esta sinuosidade, que indica o comportamento lítrico da falha, provavelmente exerceu um forte controle nos estratos localizados no bloco baixo adjacente.



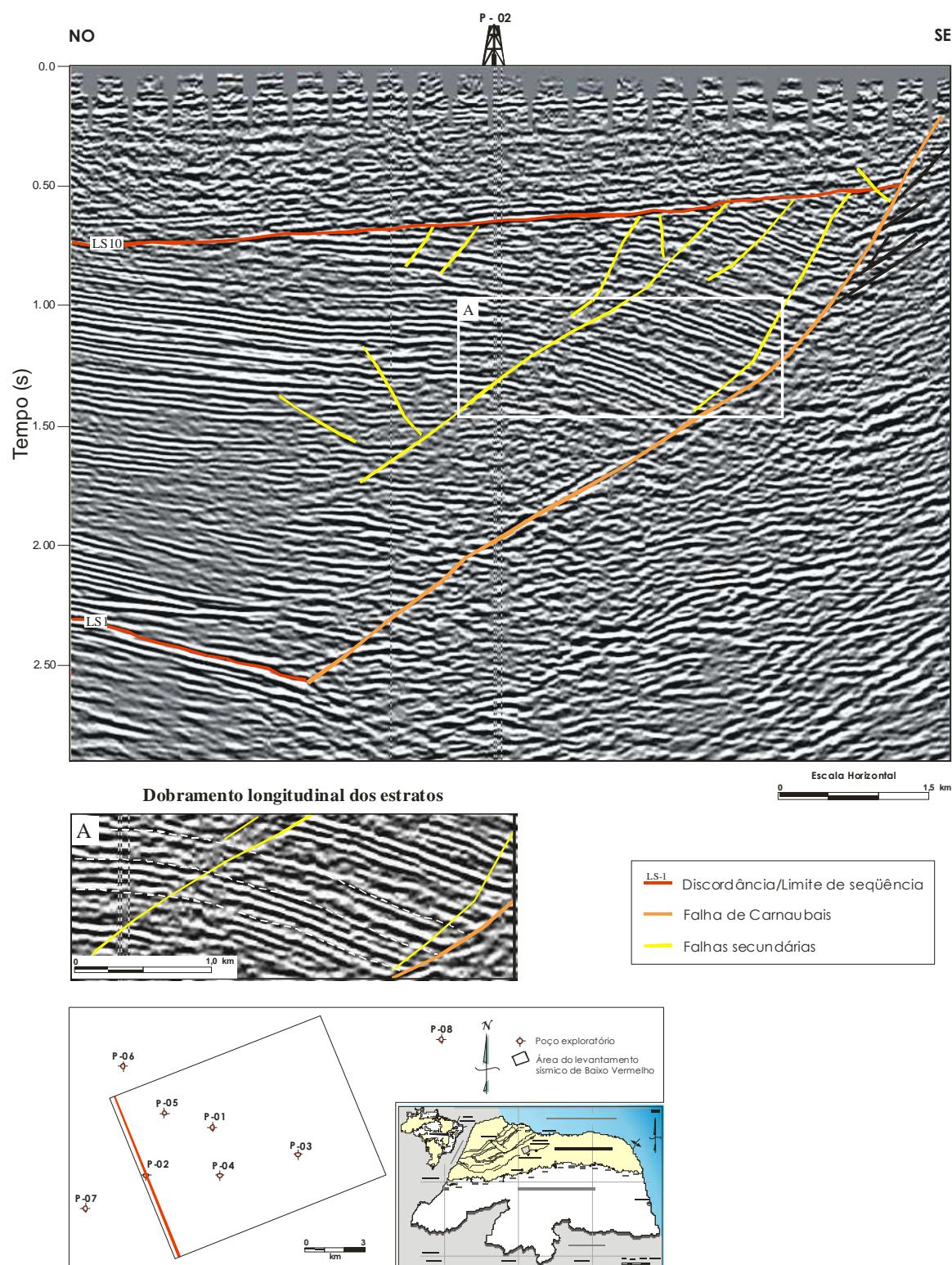
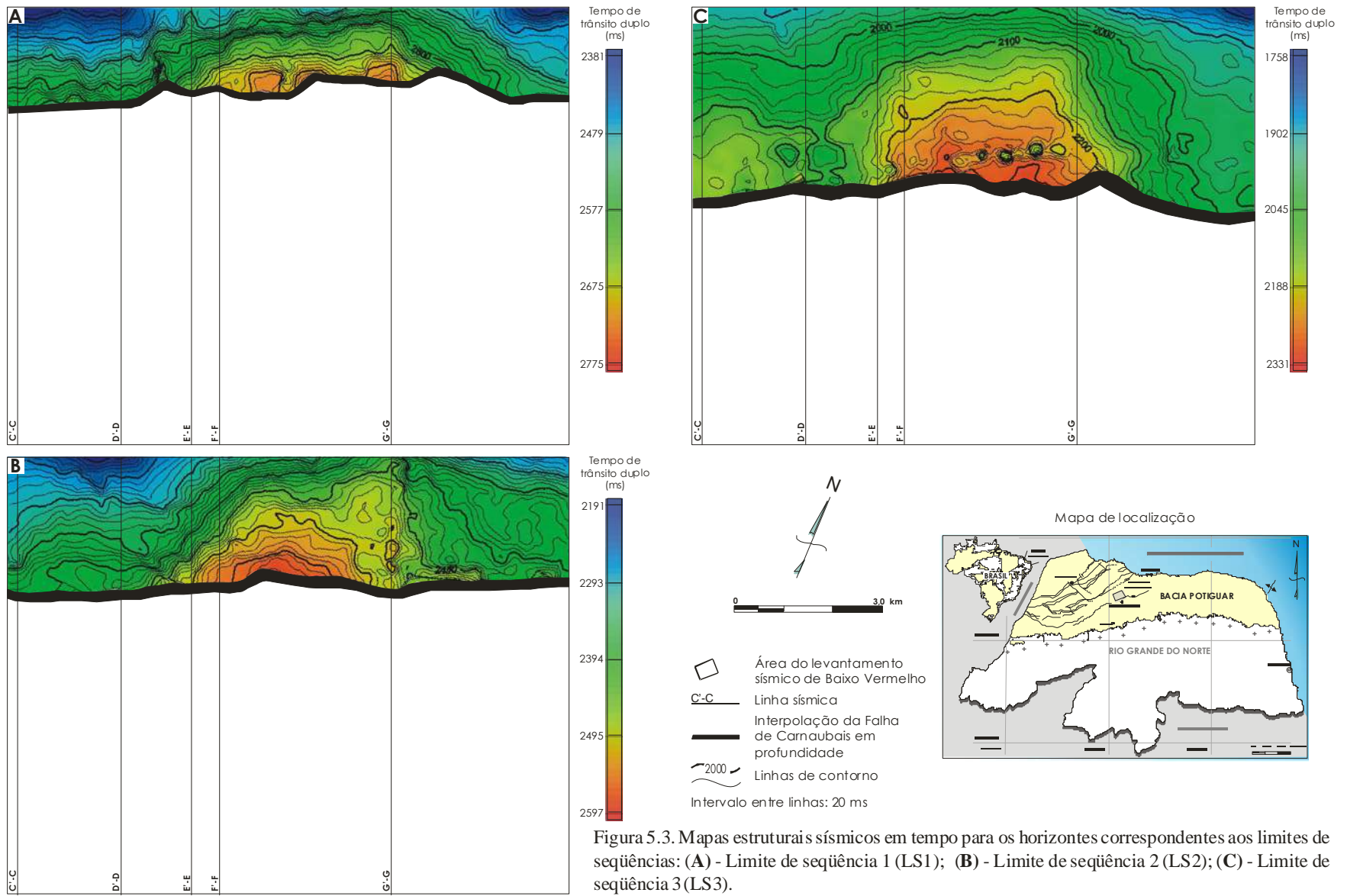


Figura 5.2. Seção sísmica HH', paralela ao mergulho regional das camadas, evidenciando o mapeamento das principais estruturas da área em estudo: a Falha de Camaubais, uma falha de borda com geometria lítrica, e algumas falhas secundárias (sintéticas e antitéticas) associadas. Na porção mais a sudeste da área, tem-se a ocorrência de falhas de menores rejeitos que denotam uma geometria tipo *splay*. Em detalhe, tem-se um exemplo de dobramento suave dos estratos em direção ao plano de falha principal.

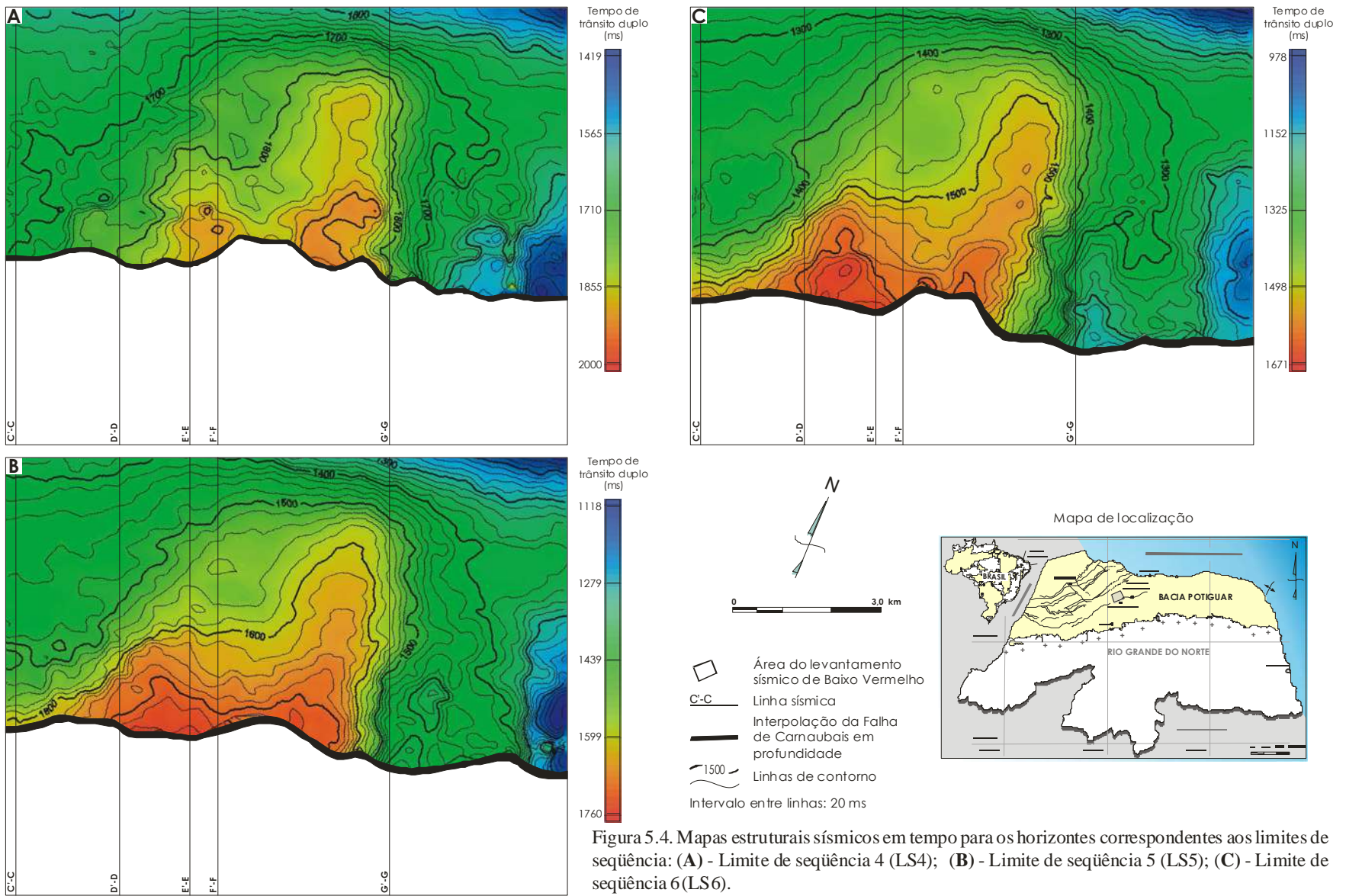
O mapa estrutural do **LS1** (figura 5.3) reporta, possivelmente, a morfologia da base da Formação Pendência. Neste mapa, observa-se que o horizonte mergulha para sudeste, apresentando gradientes de mergulho acentuados em direção à falha de borda. Na porção central do mapa, já próximo a falha, o **LS1** apresenta os valores máximos em tempo (cerca de 2700 ms), demonstrando ser, na área, a porção mais profunda do *graben*.

Os mapas estruturais ilustrados nas figuras 5.3 a 5.5 representam a morfologia das discordâncias internas à Formação Pendência (**LS2** a **LS9**). Do mesmo modo que o mapa anterior, estas discordâncias mergulham para sudeste, acompanhando o mergulho regional da seqüência rifte da Bacia Potiguar, contudo o ângulo de mergulho pode variar consideravelmente ao longo de sua extensão. O **LS2** e o **LS3** (figura 5.3) exibem uma assinatura estrutural muito semelhante ao **LS1**, no entanto os gradientes de mergulho tornam-se menos acentuados em direção ao **LS3**. Nestes três mapas, observam-se regiões mais elevadas no extremo noroeste e nordeste da área, definindo uma calha na porção central da área. A partir do horizonte **LS4**, os mapas começam a revelar a ocorrência de depocentros e altos estruturais adjacentes próximos à falha de borda (figuras 5.4 a 5.5), gerados em consonância com a geometria do plano da falha. Como se pode observar, os baixos estruturais apresentam eixos de direção geral NNO, caracterizados por gradientes de mergulho suaves para o centro da estrutura, podendo tais feições estar relacionadas a dobramentos sinclinais. Os altos estruturais, por sua vez, representam regiões anômalas, caracterizadas por gradientes de mergulho mais acentuados e tempo sísmicos relativamente pequenos. Tais feições mostram-se alinhadas na direção NNO, ocorrendo, predominantemente, na porção leste da área, formando os anticlinais *rollover* próximos à Falha de Carnaubais. Nos mapas estruturais dos horizontes **LS4**, **LS5** e **LS6** é observado um adensamento e um alinhamento das isolinhas para NNO, entre o baixo e o alto estruturais próximos à falha, que podem estar associados à presença de falhas de transferência de direção NO-SE no bloco baixo.

A morfologia do topo da Formação Pendência (**LS10**) é evidenciada na figura 5.6. Como era de se esperar, o mapa estrutural ilustra a mudança no sentido do mergulho regional da superfície, a qual passa a mergulhar suavemente para noroeste, passando a acompanhar o mergulho regional das seqüências pós-rifte da Bacia Potiguar. Na porção sul do mapa, os gradientes de mergulho tornam-se mais acentuados em decorrência, principalmente, da presença da falha de borda. A representação do traço da Falha de Carnaubais neste mapa não apresenta consideráveis inflexões ao longo da área, indicando um comportamento mais planar do plano da falha próximo à superfície, mesmo que em profundidade a mesmo apresente um comportamento lítrico.









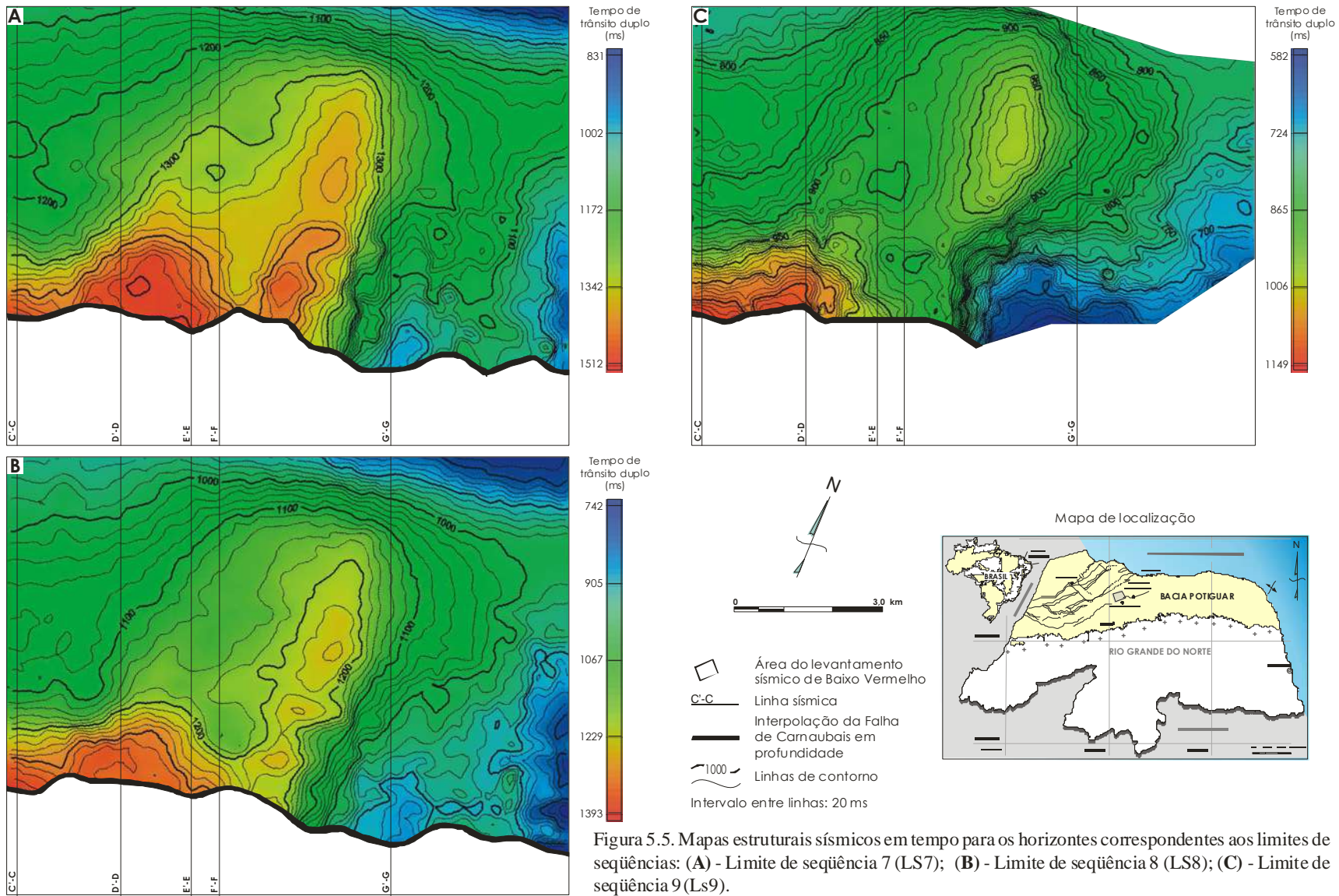


Figura 5.5. Mapas estruturais sísmicos em tempo para os horizontes correspondentes aos limites de seqüências: (A) - Limite de seqüência 7 (LS7); (B) - Limite de seqüência 8 (LS8); (C) - Limite de seqüência 9 (LS9).

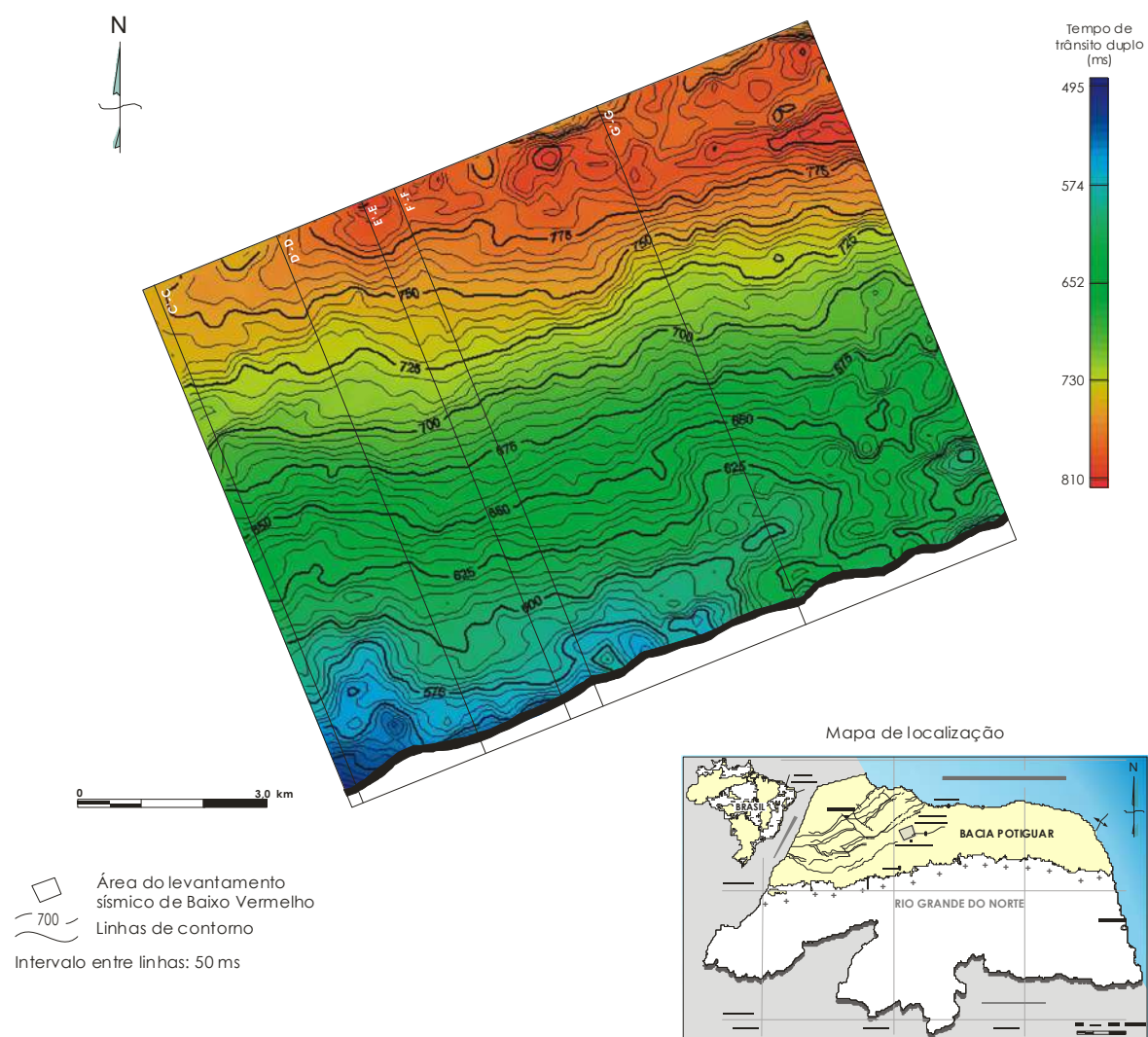


Figura 5.6. Mapa estrutural sísmico em tempo para o horizonte correspondente ao limite de seqüência 10 (LS10).

# 6

## *Considerações Finais*

Capítulo 6



A análise integrada de dados sísmicos 3D e de informações de poços exploratórios, confirmou ser, neste trabalho, um método bastante útil na investigação estratigráfica e estrutural da Seção Rifte, Valanginiano ao Barremiano, na área de estudo localizada no Baixo Vermelho, Bacia Potiguar emersa.

A investigação estratigráfica do intervalo cronoestratigráfica equivalente à Formação Pendência, face à Estratigrafia de Seqüências, foi realizada em duas fases distintas, 1D e 2D, alicerçadas nas informações provindas dos dados de poços e sísmicos. Nestas duas etapas, a análise individual de cada poço juntamente com a correlação entre os mesmos permitiram reconhecer as principais litofácies presentes, interpretar os sistemas deposicionais vigentes, e identificar as unidades genéticas (tratos de sistemas e seqüências deposicionais) e as principais superfícies-chave de caráter cronoestratigráfico.

A análise litofaciológica, levando-se em consideração a composição litológica observada nos poços somada aos padrões dos perfis de raios-gama, possibilitou o reconhecimento de sete litofácies, englobadas em duas associações: litofácies siliciclásticas e litofácies carbonáticas. As litofácies siliciclásticas compreendem quase a totalidade dos litotipos identificados nos poços analisados, sendo estas representadas por conglomerados, arenitos, siltitos, folhelhos e, menos comumente, margas. Já as litofácies carbonáticas ocorrem de forma subordinada nos poços analisados, sendo constituídas por calcilitos e calcarenitos. A partir da definição das associações litofaciológicas, foram interpretados os sistemas deposicionais vigentes, os quais são representados, na área, pelos sistemas de leque aluvial, flúvio-deltaico e lacustre. O sistema de leque aluvial se desenvolveu, preferencialmente, na porção sul da área, estando diretamente associado ao sistema de falhas de borda. Este sistema se manteve ativo durante toda a fase rifte, sendo composto, predominantemente, por conglomerados, os quais se concentram nas porções proximais, e gradam a arenitos, siltitos e/ou folhelhos, em direção às porções medianas a distais deste sistema deposicional. O sistema flúvio-deltaico, por sua vez, desenvolveu-se, preferencialmente, nas porções noroeste e norte da área, representando, respectivamente, as margens flexural e axial. Este sistema foi mais expressivo no final da fase rifte, e suas litofácies mais características consistem, essencialmente, de arenitos grossos a finos intercalados a folhelhos e siltitos. E, por fim, o



sistema lacustre, o mais dominante na área, é formado principalmente por folhelhos que ocorrem intercalados a delgadas camadas de arenitos finos a muito finos, aqui interpretados como depósitos turbidíticos.

As unidades da estratigrafia de seqüências reconhecidas estão representadas, neste trabalho, pelos conjuntos de parasseqüências, tratos de sistemas e seqüências deposicionais. Os conjuntos de parasseqüências foram individualizados em Conjuntos de Parasseqüências Retrogradacionais (*trend* geral com afinamento textural para o topo) e Conjuntos de Parasseqüências Progradacionais (*trend* geral com engrossamento textural para o topo). Estes, por sua vez, foram agrupados e relacionados aos tratos de sistemas Transgressivo e Regressivo, respectivamente. No Trato de Sistemas Transgressivo, a razão entre as taxas de aporte sedimentar e de criação de espaço de acomodação é relativamente baixa, e é normalmente acompanhada de um aumento relativo do nível do lago. Tal fato pode estar associado a um período de tectônica mais ativa, favorecendo uma maior taxa de subsidência na bacia deposicional. Nesta fase, o lago tornou-se mais profundo e a sedimentação correlata foi predominantemente lacustre, porém a mesma foi acompanhada da entrada de leques aluviais a partir da margem falhada. O apogeu dos eventos transgressivos representa o momento de maior elevação relativa do nível do lago, sendo indicado pela superfície de inundação máxima; a partir daí, inicia-se um evento regressivo. O Trato de Sistemas Regressivo, entretanto, caracteriza condições em que a taxa de suprimento sedimentar era superior à taxa de criação de espaço de acomodação, acompanhada de uma queda relativa do nível do lago. Neste caso, a tectônica estava menos ativa, onde a taxa de subsidência foi pouco influente. Neste trato, a sedimentação foi efetuada através dos sistemas lacustre, de leque aluvial e flúvio-deltaico, sob condições de águas relativamente mais rasas.

A confecção das seções geológicas **1** e **2** possibilitou dispor o arcabouço estratigráfico apenas das porções mediana e superior da Formação Pendência, sendo estas compreendidas pelas seqüências **SEQ 5** a **SEQ 9**; as seqüências mais basais só foram reconhecidas durante a análise sismoestratigráfica. Nestas seções, foi possível identificar e compreender a extensão vertical e areal dos sistemas deposicionais existentes na época de deposição deste intervalo sedimentar. Nestas seqüências, foram ainda reconhecidos os tratos de sistemas Transgressivo (mais basal) e Regressivo (superior).

Na análise sismoestratigráfica, foram mapeados quinze horizontes sísmicos que correspondem aos limites de seqüências deposicionais (**LS1** a **LS10**) e às superfícies de inundação máxima (**SIM5** a **SIM9**). As litofácies siliciclásticas reconhecidas foram

correlacionadas às sismofácies caótica, progradacional e paralela/subparalela, as quais se associam, freqüentemente, aos sistemas de leques aluviais, flúvio-deltaico e lacustre, respectivamente. Com base no mapeamento dos limites de seqüências, bem como no reconhecimento dos padrões de sismofácies, nove seqüências deposicionais (**SEQ 1 a SEQ 9**) foram individualizadas, sendo estas possivelmente de 3ª ordem, relacionadas a ciclos tectono-sedimentares.

A análise estrutural, por sua vez, baseou-se no mapeamento sísmico do 3D de Baixo Vermelho, o qual evidencia a complexidade estrutural impressa nos litotipos da Formação Pendência, condicionada, principalmente, pelo Sistema de Falhas de Carnaubais. Este sistema de falhas é caracterizado por arranjo principal de falhas normais de direção NE-SO, em que a Falha de Carnaubais se destaca por representar a expressão máxima destes lineamentos.

A Falha de Carnaubais constitui-se de um complexo sistema de falhas e fraturas, nas mais variáveis escalas (métricas a quilométricas). Trata-se de uma falha com geometria tipicamente lítrica, direcionada segundo o *trend* geral N70°E, mergulhando para noroeste. A deformação relacionada a esta falha, condicionada, principalmente, pelas variações em sua superfície, proporcionou a formação tanto de dobramentos longitudinais (estrutura do tipo *rollover* e dobramentos distensionais associados), quanto de falhamentos sintéticos e antitéticos à falha principal. Os anticlinais *rollover* são estruturas que ocorrem próximas ao plano da Falha de Carnaubais, que, de uma maneira geral, propiciam variações na geometria e na espessura dos estratos adjacentes, os quais foram depositados sincronicamente. As falhas sintéticas e antitéticas encontram-se, geralmente, associadas à formação destes dobramentos, desempenhando o papel de acomodação da deformação distensional imposta na área.

Fazendo-se uma correlação entre as análises estratigráfica e estrutural, algumas inferências sobre a evolução geológica do intervalo rifte da área puderam ser estabelecidas. Isto possibilitou uma melhor compreensão dos efeitos tectônicos (por exemplo, subsidência tectônica) na variação do nível do lago, procurando-se, quando possível, fazer inferências às taxas de criação de espaço de acomodação e de aporte sedimentar.

Os estágios iniciais da fase rifte, representado pelas seqüências **SEQ 1** e **SEQ 2**, foram marcados por períodos de intensa atividade tectônica, caracterizados por altas taxas de subsidência, o que conduziram a elevadas taxas de criação de espaço de acomodação em relação às de aporte sedimentar. Esta situação favoreceu a instalação de um amplo sistema lacustre, que se tornava cada vez mais profundo, registrando, assim, um importante evento transgressivo. Concomitantemente, sistemas de leques aluviais, provenientes da margem

falhada, adentravam no rifte. O registro do funcionamento da Falha de Carnaubais é marcado pelo espessamento dos estratos próximo ao seu plano, indicando que os mesmos estavam sendo depositados sincronicamente à movimentação da falha. As seqüências sobrejacentes, **SEQ 3** e **SEQ 4**, também se formaram em virtude de novos pulsos tectônicos, os quais condicionaram, igualmente, a altas taxas de criação de espaço de acomodação. No entanto, estas seqüências marcam o início de progradações flúvio-deltaicas mais efetivas vindas da porção noroeste da área, sobre um lago ainda profundo. Na outra margem, leques aluviais avançam para o lago, porém melhor estabelecidos, sugerindo também condições tectônicas expressivas durante a deposição deste intervalo. As seqüências **SEQ 5**, **SEQ 6** e **SEQ 7** apresentam-se menos espessas, o que pode indicar taxas de subsidência, e, conseqüentemente, taxas de criação de espaço de acomodação menores do que àquelas inferidas para as seqüências subjacentes. Indícios de novos pulsos tectônicos estão relacionados à entrada de leques aluviais, atingindo, na base das seqüências, grande distâncias dentro do lago. A sedimentação lacustre ainda demonstra a influência da Falha de Carnaubais, que proporcionou a formação de dobramentos suaves nos estratos adjacentes. No entanto, a sedimentação ocorreu em águas cada vez mais rasas.

Um novo pulso tectônico ocorreu, permitindo que sistemas de leques aluviais progradassem para o rifte, iniciando a deposição da seqüência **SEQ 8**. Todavia, a entrada dos leques, em alguns locais, torna-se menos efetiva, diminuindo sua quantidade em direção ao topo da seqüência. Um amplo lago é instalado e, após a máxima transgressão, ocorrem expressivas progradações flúvio-deltaicas em direção ao lago. Este momento marca um importante evento regressivo, onde as taxas de aporte sedimentar superaram as taxas de criação de espaço de acomodação, gerando um arranjo fortemente progradacional. A seqüência **SEQ 9** finaliza a deposição no rifte; nela, as litofácies de leques aluviais ocorrem, predominantemente, próximas à falha de borda, o que permite inferir ser um período de menor atividade tectônica. Desta forma, a deposição das seqüências **SEQ 8** e **SEQ 9** ocorreu em condições de águas mais rasas, denotando condições de assoreamento, típicas de fases terminais de preenchimento sedimentar de um rifte.

Falhas e fraturas ocorrem em toda a seção rifte, podendo ser sin-tectônicas ou reativações da Falha de Carnaubais.

Deste modo, admite-se que a tectônica e, de forma subordinada, o clima, imprimiram características marcantes na sedimentação da Formação Pendência na área de estudo. A tectônica atuou, principalmente, no sentido de ampliar ou diminuir o espaço de acomodação, o

qual foi dependente do comportamento lístrico da Falha de Carnaubais, que variou ao longo da área. As variações climáticas, por sua vez, controlaram as variações menores do nível do lago, os processos erosivos e, conseqüentemente, o aporte sedimentar.

Em função do que foi exposto, conclui-se que a Seção Rifte na área de estudo, representada litoestratigraficamente pela Formação Pendência, Valanginiano ao Barremiano, consiste num laboratório interessante para a caracterização de possíveis prospectos petrolíferos, visto que esta unidade apresenta grande potencial para a geração e acumulação de hidrocarbonetos. A mesma é detentora tanto de rochas geradoras e selantes, as quais estão relacionadas aos folhelhos lacustres, bem como de rochas reservatórios, que podem ser relacionadas às fácies turbidíticas lacustres, às fácies de leques aluviais ou, ainda, às fácies flúvio-deltaicas. O processo de migração ocorreria através das estruturas sin-rifte ou de reativações subseqüentes, as quais constituem canais naturais de migração para as trapas estruturais e estratigráficas.



# *Referências Bibliográficas*

Referências

## Referências Bibliográficas

---

### A

---

- Almeida F.F.M., Carneiro C.D.R., Mizusaki A.M.P. 1996. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o as áreas emersas adjacentes. *Rev. Bras. Geoc.*, **26**: 125-138.
- Anjos S.M.C., Sombra C.L., Souza R.S., Waick R.N. 1990a. Potencial de reservatórios profundos da Formação Pendência, Bacia Potiguar emersa. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **4**: 509-530.
- Anjos S.M.C., Souza R.S., Sombra C.L., Scuta M.S. 1990b. Evidência de atividade vulcânica na base da Formação Pendência, Bacia Potiguar emersa. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **4**: 555-558.
- Anjos S.M.C., De Ros L.F., Souza R.S., Silva C.M.A., Sombra C.L. 2000. Depositional and diagenetic controls on the quality of Lower Cretaceous Pendência sandstones, Potiguar Rift Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, **11**: 1719-1742.
- ANP. 2003. Bacia Potiguar. ANP-Brasil Round 5. Disponível em: [http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round5/round5/Apres\\_SemTec/R5\\_Potiguar.pdf](http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round5/round5/Apres_SemTec/R5_Potiguar.pdf). Acesso em: 27 de julho de 2006.
- Antunes A.F. 2004. *Evolução tectono-estrutural do Campo de Xaréu (Sub-Bacia de Mundaú, Bacia do Ceará – NE do Brasil): abordagem multiescala e pluriferramental*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 372p.
- Araripe P.T. & Feijó F.J. 1994. Bacia Potiguar. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8**: 127-141.
- Araújo M.G.S., Brito Neves B.B., Archanjo C.J. 2001. Idades  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$  do magmatismo básico Meso-Cenozóico da Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil. In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 19, *Anais*, p. 260-261.

### B

---

- Barron E.J. 1990. Climate and lacustrine petroleum source prediction. In: B.J. Katz (Ed.) *Lacustrine basin exploration*. AAPG, Memoir # 50, p. 1-18.
- Bertani R.T., Apoluceno Neto A.F., Matos R.M.D. 1987. O habitat do petróleo e as perspectivas exploratórias da Bacia Potiguar emersa. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **1**: 41-49.

- Bertani R.T., Costa I.G., Matos R.M.D. 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e o habitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: G.P. Raja Gabaglia & E.J. Milani (Coords.) *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*, PETROBRAS, p.: 291-310.
- Bezerra F.H.R., Lima Filho F.P., Amaral R.F., Caldas L.H.O., Costa Neto L.X. 1998. Using beachrock and hidro-isostatic predictions to identify Holocene coastal tectonics in NE/ Brazil. *Coastal Tectonics Geological Society Special Publication*, **146**: 279-293.
- Bhattacharya J.P. & Walker R.G. 1992. Deltas. In: R.G. Walker & N.P. James (Eds.) *Facies models – Response to sea change*. Ontário: Geological Association of Canada, p. 157-177.
- Bonsence D.W.J. 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: B.H. Purser & D.W.J. Bonsence (Eds.) *Sedimentation and tectonics of rift basin: Red Sea – Gulf of Aden*. Chapman & Hall, p. 9-25.
- Brown L.F., Jr. & Fisher W.L. 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from brazilian rift and pull-apart basins. In: C.E. Payton (Ed.) *Seismic stratigraphy: Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG, Memoir # 26, p. 213-248.
- Bruhn C.H.L. 1990. Reservatórios profundos no Brasil: a próxima fronteira exploratória? *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **4**: 349-386.

---

## e

---

- Caldas L.H.O. 1996. *Geologia costeira de São Bento do Norte e Caiçara, litoral norte Potiguar*. Relatório de Graduação, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 82p.
- Caldas L.H.O. 1998. *Estudo geológico e geofísico da falha de Carnaubais, Bacia Potiguar-RN e implicações neotectônicas*. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 89p.
- Caldas L.H.O., Coriolano A.C.F., Dantas P.E., Jardim de Sá, E.F. 1997. Os beachroks no litoral do Rio Grande do Norte: Potencial como marcadores neotectônicos. In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 17, *Anais*, p. 369-376.
- Chang H.K., Kowsman R.O., Figueiredo A.M.F., Bender A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System. *Tectonophysics*, 1/2: 97-138.
- Chiossi D.S.N. 2005. Sequências deposicionais de 3ª ordem em riftes continentais: um modelo de trato de sistemas para *grabens* assimétricos aplicado ao Cretáceo Inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **13**: 181-203.
- Christie-Blick N. & Driscoll N.W. 1995. Sequence stratigraphy. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **23**: 451-478.

- Collinson J.D. 1996. Alluvial sediments. In: H.G. Reading (Ed.) *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., p. 37- 82.
- Córdoba V.C. 2001. *A evolução da plataforma carbonática Jandaíra durante o Neocretáceo na Bacia Potiguar: Análise paleoambiental, diagenética e estratigráfica*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 239 p.
- Córdoba V.C., Castro J.C. 2002. Análise paleoambiental e diagenética da rampa carbonática Jandaíra, Turoniano ao Eocampaniano na Bacia Potiguar. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 41, *Anais*, p. 264.
- CPRM. 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará (escala 1:500.000). Fortaleza/CE.
- Cremonini O.A. 1994. A Zona Transcorrente de Ubarana, Bacia Potiguar, Brasil. In: SBG, Simp. Cret. Brasil, 3, *Boletim*, p. 23-26.
- Cremonini O.A., Karner G.D. 1995. Soerguimento termal e erosão na Bacia Potiguar submersa e seu relacionamento com a evolução da margem equatorial brasileira. In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 16, *Boletim*, p. 181-184.
- Cremonini O.A., Goulart J.P.M., Soares U.M. 1996. O Rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas. In: SBG, Simp. Cret. Brasil, 4, *Boletim*, p. 89-93.

---

## D

- Dantas E.P. 1998. *Gravimetria e sensoriamento remoto: Uma aplicação ao estudo da tectônica recente entre Macau e São Bento do Norte (RN)*. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 97p.
- De Ros L.F., Anjos S.M.C., Morad S. 1994. Authigenesis of amphibole and its relationship to diagenetic evolution of Lower Cretaceous sandstones of the Potiguar Rift Basin, northeastern Brazil. In: K.A.W. Crook, A.D. Miall, B.W. Sellwood (Eds.) *Sedimentary Geology*, **88**: 253-266.
- Della Fávera J.C. (Ed.) 2001. *Fundamentos de estratigrafia moderna*. Rio de Janeiro, 264 p.
- Della Fávera J.C., Castro J.C., Soares U.M., Rosetti E.L., Matsuda N., Hashimoto A.T. Guzzo J., Rodrigues R., Azambuja N.C., Alves D.B. 1994. Estratigrafia de seqüências da Formação Pendência, Bacia Potiguar. In: SBG, Simp. Cret. Brasil, 3, *Boletim*, p. 35.
- Duarte O.O. (Ed.) 2003. *Dicionário enciclopédico inglês-português de geofísica e geologia*. Rio de Janeiro, 352p.

---

## E

- Emery D. & Myers K. (Eds.) 1996. *Sequence Stratigraphy*. Oxford: Blackwell Scientific Company, 297 p.



---

**F**

---

- Farias P.R.C. 1987. *Formação Pendência, Bacia Potiguar emersa: correlação entre a diagênese dos arenitos reservatórios e folhelhos associados*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Ouro Preto, 134 p.
- Farias P.R.C. 1988. Contribuição ao estudo da diagênese da Formação Pendência, Bacia Potiguar emersa. *In: SBG, Cong. Bras. Geologia, 35, Anais, 3: 948-960.*
- Fortes F.P. 1986. A tectônica de teclas da Bacia Potiguar. *In: SBG, Cong. Bras. Geologia, 34, Anais, 3: 1145-1159.*
- Françolin J.B.L. & Szatmari P. 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Rev. Bras. Geoc., 17: 196-207.*

---

**G**

---

- Gomes J.R.C., Gatto C.M.P.P., Souza G.M.C., Luz D.S., Pires J.L., Teixeira W., Franca F.A.B., Cabral E.M.A., Menor E.A., Monteiro N., Barros M.J.G., Ribeiro E.G., Lima E.A., Fonseca R.A. 1981. Geologia. *In: MME/Secretária Geral, Projeto RADAMBRASIL. Folhas SB 24/25 Jaguaribe e Natal: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra, 23, p. 27-300. (Lev. Rec. Nat. 23).*
- Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol J., Van Veen P., Thierry T., Huang Z. 2004. A Mesozoic time scale. *Journal of Geophysical Research, 99 (B12), p. 24051-24074.*
- Guerra W.J. 1991. Curso de sistemas deposicionais terrígenos transicionais. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, p. 1-34.

---

**H**

---

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

---

**J**

---

- Jervey M.T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. *In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendal, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (Eds.). Sea – level change: an integrated approach. SEMP, Sp. Pb. # 42, p.47-69.*

---

**K**

---

- Kerans C. & Tinker S.W. (Eds.) 1997. *Sequence stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs*. SEPM, 165p. (Short Course Notes # 40)
- Küchle J. 2004. *Análise da seção rift da bacia de Camamu-Almada, Bahia*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 157 p.
- Küchle J., Holz M., Brito A. F., Bedregal R. P. 2005. Análise estratigráfica de bacias rifte: aplicação de conceitos genéticos nas Bacias de Camamu-Almada e Jequitinhonha. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, 13: 227-244.
- Küchle J., Brito A.F, Fernandes F., Holz M., Bedregal R.P. 2006. Novas perspectivas na análise estratigráfica de bacias rifte: exemplos do sistema de riftes cretáceos brasileiros. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 43, *Anais*, p. 13.

---

**L**

---

- Lambiase J.J. 1990. A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins. *In: B.J. Katz (Ed.) Lacustrine basin exploration*. AAPG, Memoir # 50, p. 265-276.
- Leeder M.R. (Ed.) 1982. *Sedimentology – Process and Product*. George Allen & Unwin Ltd. Publishers, 344 p.

---

**M**

---

- Matos R.M.D. 1987. Sistema de riftes cretáceos do NE brasileiro. *In: PETROBRAS/CENPES/DEPEX, Seminário de Tectônica da PETROBRAS*, 1, *Atas*, p.126-159.
- Matos R.M.D. 1992. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, 11: 766-791.
- Matos R.M.D. 2000. Tectonics evolution of the Equatorial South Atlantic. *In: W. Mohriak & M. Talwani (Eds.) Atlantic Rifts and Continental Margins*. Geophysical Monograph, 115, pp: 331-354.
- Matos R.M.D. 2002. Geologia regional da margem equatorial afro-brasileira: evolução cinemática e o contexto paleogeográfico. *In: SBG, Cong. Bras. Geologia*, 41, *Anais*, p:272.
- McPherson J.G., Shanmugam G., Moiola R.J. 1987. Fan-delta and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. *In: GSA, Bulletin*, 99: 331-340.
- Mello M.R. & Maxwell J.R. 1990. Organic geochemical and biological marker characterization of source rocks and oils derived from lacustrine environments in the Brazilian Continental Margin. *In: B.J. Katz (Ed.) Lacustrine basin exploration*. AAPG, Memoir # 50, p. 77-97.

- Menezes P.E.L. 1996. *Evolução estrutural, geometria e deformação na área da Falha de Baixa Grande, Bacia Potiguar emersa – Brasil/RN*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Ouro Preto, 152 p.
- Menezes M.R.F. 1999. *Estudos sedimentológicos e o contexto estrutural da Serra do Martins, nos platôs de Portalegre, Martins e Santana / RN*. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 167 p.
- Menezes M.R.F., Lima Filho F.P., Farias P.R.C. 2002. Fácies e sistema deposicional da Formação Serra do Martins nos platôs terciários do Rio Grande do Norte. *In: SBG, Cong. Bras. Geologia, 41, Anais*, p:387.
- Miall A.D. 1984. Deltas. *In: R.G. Walker (Ed.) Facies models*. Geoscience Canada, p. 105-118.
- Miall A.D. 1992 Alluvial deposits. *In: R.G. Walker & N.P. James (Eds.) Facies models – Response to sea change*. Geological Association of Canada, p. 199-142.
- Milani E.J. & Thomaz Filho A. 2000. Sedimentary Basins of South America. *In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Eds.) Tectonics Evolution of South America*. International Geological Congress, 31, p. 389-449.
- Milani E.J., Brandão A.S.L., Zalán P.V., Gamboa L.A.P. 2000. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Rev. Bras. Geof.*, **18**: 352-396.
- Miranda E.E. (Coord.) 2005. Brasil em relevo. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite. Disponível em: <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>. Acesso em: 10 de março 2006.
- Miranda E.E. & Coutinho A.C. (Coords.) 2004. Brasil visto do espaço. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite. Disponível em: <http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br>. Acesso em: 31 de agosto 2004.
- Mitchum R.M., Jr. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. *In: C.E. Payton (Ed.) Seismic stratigraphy: Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG, Memoir # 26, p. 205-212.
- Mitchum R.M., Jr., Vail P.R., Thompson III S. 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphy analysis. *In: C.E. Payton (Ed.) Seismic stratigraphy: Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG, Memoir # 26, p. 53-62.
- Mitchum R.M., Jr., Vail P.R., Sangree J.B. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. *In: C.E. Payton (Ed.) Seismic stratigraphy: Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG, Memoir # 26, p. 117-133.

- Mizusaki A.M.P., Thomaz Filho A., Milani E.J., César P. 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 183-198.
- Mont'Alverne A.A.F., Jardim de Sá E.F., Derze G.R., Dantas J.R.F., Ventura P.E.O. (Coords.) 1998. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte (escala 1:500.000), Natal/RN.
- Moraes M.A.S. 1991. Diagenesis and microscopic heterogeneity of lacustrine deltaic and turbiditic sandstone reservoirs (Lower Cretaceous), Potiguar Basin, Brazil. *The American of Petroleum Geologists Bulletin*, 75: 1758-1771.
- Morais Neto J.M., Menezes M.R.F., Szatmari P., York D. 2002. Datação Ar/Ar do plug basáltico "Serrote Preto" e seu significado para a cronologia da Formação Serra do Martins. In: SBG, Cong. Bras. Geologia, 41, *Anais*, p: 499-500.

---

*N*

- Neves C.A.O. 1989. Análise regional do trinômio geração-migração-acumulação de hidrocarbonetos na seqüência continental Eocretácea da Bacia Potiguar. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, 3: 131-145.
- Nilsen T.H. 1982. Alluvial fan deposits. In: P.A. Scholle & D. Spearing (Eds.) *Sandstone depositional environments*. AAPG, Memoir # 31, p. 49-86.

---

*O*

- Oguchi T. & Saito K. 2005. Alluvial fan. Disponível em: <http://www.dekker.com>. Acesso em: 23/11/2005.
- Ojeda H.A. 1991. Curso de sismoestratigrafia: texto preliminar. 4ª versão. Rio de Janeiro: PETROBRAS/ SEDES, 351p.

---

*P*

- Pessoa Neto O.C. 2003. Estratigrafia de seqüências da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, margem equatorial brasileira. *Rev. Bras. Geoc.*, 33: 263-278.
- Picarelli A.T. & Lana C.C. 1993. Estudos dos paleoclimas das bacias do Recôncavo e Potiguar, com base em palinologia. In: CPRM, Cong. Bras. Paleontologia, 13 / Simp. Paleontológico do Cone Sul, 1, *Boletim de resumos*, p. 158.
- Pontes R.M. 2005. *Dobramentos distensionais e a geometria da Falha de Baixa Grande, Graben de Umbuzeiro, Bacia Potiguar (RN)*. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 145 p.



- Posamentier H.W. 2005. Ruminations on sequence terminology with specific reference to “sequence” and sequence boundary types. *In: AAPG – Hedberg Conference, Sequence stratigraphic and allostratigraphic: principles and concepts*. AAPG, p. 39-41. Disponível em: <http://www.aapg.gov>. Acesso em: 14/08/2006.
- Posamentier H.W., Jervey M.T., Vail P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I: conceptual framework. *In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendal, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (Eds.). Sea – level change: an integrated approach*. SEMP, Sp. Pb. # 42, p.109-124.
- Posamentier H.W. & Vail P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II: sequence and systems tract models. *In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S. C. Kendal, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (Eds.). Sea – level change: an integrated approach*. SEMP Sp. Pb. # 42, p.125-154.
- Posamentier H.W. & James D.P. 1993. An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. *In: H.W. Posamentier, C.P. Sommenhayen, B.U. Haq, G.P. Allen (Eds.) Sequence stratigraphy and facies associations*. Sp. Pb. Int. Ass. Sediment., **18**: p.3-18.
- Prosser S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *In: G. D. Williams & A. Dobb (Eds.) Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society Special Publication, 71: 35-66.
- Prothero D.R. & Schwab F. (Eds.) 1996. *Sedimentary Geology – An introduction to sedimentary rocks and stratigraphy*. New York: W. H. Freeman and Company, 575 p.

---

**R**

---

- Ramos A.N. 1980. *Argilominerais e diagênese da seqüência clástica do Cretáceo Inferior na Bacia Potiguar – Aspectos estratigráficos e ambientais*. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES/DINPET, 10, 59 p.
- Reading H.G. & Collinson J.D. 1996. Clastics coasts. *In: H.G. Reading (Ed.) Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., p. 154-231.
- Reading H.G. & Levell B.K. 1996. Controls on the sedimentary rock record. *In: H.G. Reading (Ed.) Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., p. 5-36.
- Riccomini C., Giannini P.C.F., Mancini F. 2000. Rios e processos aluviais. *In: W. Teixeira, M.C.M. de Toledo, T.R. Fairchild, F. Taioli (Eds.) Decifrando a Terra*. Oficina de textos, p. 192-214.
- Rodrigues R., Lana C.C., Picarelli A.T. 1993. Estratigrafia isotópica e sua comparação com dados palinológicos: seqüências lacustres do Eocretáceo da Bacia Potiguar. *In: CPRM, Cong. Bras. Paleontologia, 13 / Simp. Paleontológico do Cone Sul, 1, Boletim de resumos*, p. 155.
- Rodrigues Neto J. 1994. Aspectos geológicos, qualidade de reservatórios e potencial para a produção de hidrocarbonetos da Formação Pendência-Bacia Potiguar, Brasil. *In: SBG, Cong. Bras. Geologia*,

37, *Anais*, p: 301.

Rossetti E.L. 1996. *Estratigrafia de seqüências de alta resolução obtida com imageamento de linhas sísmicas na fase rift da Bacia Potiguar – (Eo-Cretaceo)*. Dissertação de mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 150 p.

Rust B.R. & Koster E.H. 1984. Coarse alluvial deposits. In: R.G. Walker (Ed.) *Facies models*. Geoscience Canada, p. 53-69.

## S

Salvador A. 2005a. Review of the concept of and recommended terminology for unconformity-related units. In: AAPG – Hedberg Conference, *Sequence stratigraphic and allostratigraphic: principles and concepts*. AAPG, p. 46-47. Disponível em: <http://www.aapg.gov>. Acesso em: 14/08/2006.

Salvador A. 2005b. The correlative conformities. In: AAPG – Hedberg Conference, *Sequence stratigraphic and allostratigraphic: principles and concepts*. AAPG, p. 48-49. Disponível em: <http://www.aapg.gov>. Acesso em: 14/08/2006.

Salviano K.S. 2004. *Geologia da área de Baixo Vermelho, Bacia Potiguar emersa: interpretações sismoestratigráfica e estrutural a partir de dados sísmicos tridimensionais*. Relatório de Graduação, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 136p.

Scholz C.A. & Rosendahl B.R.. 1990. Coarse-clastic facies and stratigraphic sequence models from Lakes Malawi and Tanganyika, East Africa. In: B. J. Katz (Ed.) *Lacustrine basin exploration*. AAPG, Memoir # 50, p. 151-168.

Scholz C.A., Rosendahl B.R., Scott D.L. 1990. Deselopment of coarse-grained facies in lacustrine rift basin: examples from East Africa. *Geology*, 18: 140-144.

Severiano Ribeiro H.J.P. 2001a. Apresentação e objetivos do livro. In: H.J.P. Severiano Ribeiro (Ed.) *Estratigrafia de seqüência: fundamentos e aplicações*. EDUNISINOS, p. 3-8.

Severiano Ribeiro H.J.P. 2001b. Fundamentos de estratigrafia de seqüências. In: H.J.P. Severiano Ribeiro (Ed.) *Estratigrafia de seqüência: fundamentos e aplicações*. EDUNISINOS, p. 99-134.

Severiano Ribeiro H.J.P. 2001c. Sismo-estratigrafia. In: H.J.P. Severiano Ribeiro (Ed.) *Estratigrafia de seqüência: fundamentos e aplicações*. EDUNISINOS, p. 73-98.

Siqueira J.B. 2005. A Falha de Carnaubais e o controle estrutural do campo Alto do Rodrigues/RN. In: Simp. Nac. Est. Tectônicos, 10, *Boletim*, p: 87-89.

Soares U.M. 2000. *As relações entre tectonismo e seqüências deposicionais no Rifte Potiguar – Porção SW do Graben de Umbuzeiro, Bacia Potiguar emersa*. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte,

128 p.

Soares U.B., Rossetti E.L., Cassab R.C.T. 2003. Bacia Potiguar. *Phoenix*, 56. Disponível em: <http://www.infonet.com.br/phoenix/Phoenix56-Ago03.htm>.

Soares U.B. & Rossetti E.L. 2005. Tectonismo e sedimentação na porção SW do Rifte Potiguar – Bacia Potiguar emersa. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, 13: 149-166.

Souza S.M. 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: SBG, Cong. Bras. Geologia, 32, *Anais*, p: 2392-2406.

Souza Z.S., Vasconcelos P. M., Nascimento M.A.L., Silveira F.V., Paiva H.S., Dias L.G.S., Thiede D., Carmo I.O. 2003.  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$  geochronology of mesozoic and cenozoic magmatism in NE Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, p. 691-694.

Suguio K. (Ed.) 2003. *Geologia Sedimentar*. São Paulo: Edgard Blücher, 400 p.

---

## J

Talbot M.R. & Allen P.A. 1996. Lakes. In: H.G. Reading (Ed.) *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, 3, Blackwell Science Ltd., p. 83-124.

Thomas J.E. 2001. Avaliação de formações. In: J.E. Thomas (Ed.) *Fundamentos de Engenharia do Petróleo*. PETROBRAS/Ed. Interciência, p. 121-135.

Tibana P. & Terra G.J.S. 1981. Sequências carbonáticas do Cretáceo da Bacia Potiguar. *Boletim Técnico da PETROBRAS*, **24**: 174-183.

---

## V

Vail P.R., Todd R.G., Sangree J.B. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 5: chronostratigraphic significance of seismic reflections. In: C.E. Payton (Ed.) *Seismic stratigraphy: Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG, Memoir # 26, p. 99-116.

Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Jr., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S., Hardenbol J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendal, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (Eds.) *Sea – level change: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, AAPG, Memoir # 42, p. 39-45.

Vasconcelos E.P., Lima Neto F.F., Ross S. 1990. Unidades de correlação da Formação Açú. In: SBG, Cong. Bras. Geologia, 36, *Anais*, p: 227-240.

---

*W*

---

Waick R.N. & Soares U.M. 1989. Reservatórios profundos na Bacia Potiguar emersa. *In*: PETROBRAS, Seminário de Interpretação Exploratória, *Anais*, p 205-211.

Walker R.G. & Cant D.J. 1984. Sandy fluvial systems. *In*: R.G. Walker (Ed.) *Facies models*. Geoscience Canada, p. 71-89.



## Resumo

A área de Baixo Vermelho, localizada na porção norte do *Graben* de Umbuzeiro (Bacia Potiguar emersa), representa um exemplo típico de uma bacia do tipo rifte, caracterizada, em subsuperfície, pela seqüência sedimentar rifte, correlata à Formação Pendência (Valanginiano-Barremiano), e pelo Sistema de Falhas de Carnaubais. Dentro deste contexto, duas abordagens principais nortearam o estudo, a estratigráfica e a estrutural, em que se lançou mão da interpretação do volume sísmico 3D de Baixo Vermelho e de oito poços exploratórios da área e adjacências.

A análise estratigráfica do intervalo do Valanginiano ao Barremiano foi realizada em duas fases distintas, 1D e 2D, nas quais foram adaptados os conceitos básicos da estratigrafia de seqüências. Nestas fases, a análise individual de cada poço e a correlação entre os mesmos permitiu reconhecer as principais litofácies presentes, interpretar os sistemas deposicionais vigentes e identificar as unidades genéticas e as superfícies-chave de caráter cronostratigráfico.

As litofácies analisadas constituem, predominantemente, conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos, ocorrendo, ainda, de forma subordinada, rochas carbonáticas e margas. Com base nas associações destas litofácies foram interpretados os sistemas deposicionais de leque aluvial, flúvio-deltaico e lacustre. O sistema de leque aluvial é composto, principalmente, por depósitos conglomeráticos, os quais se desenvolveram, principalmente, na porção sul da área, estando diretamente associados ao Sistema de Falhas de Carnaubais. O sistema flúvio-deltaico, por sua vez, foi desencadeado, preferencialmente, na porção noroeste da área, na margem flexural, sendo caracterizado por arenitos grossos a finos intercalados a folhelhos e siltitos. Em contrapartida, o sistema lacustre, o mais dominante na área investigada, é formado principalmente por folhelhos que ocorrem, por vezes, intercalados a delgadas camadas de arenitos finos a muito finos, interpretados como depósitos turbidíticos.

As unidades da estratigrafia de seqüências reconhecidas nos poços estão representadas pelos conjuntos de parasseqüências, tratos de sistemas e seqüências deposicionais. Os conjuntos de parasseqüências, ora progradacionais, ora retrogradacionais, foram agrupados e relacionados aos tratos de sistemas. A predominância dos conjuntos de parasseqüências progradacionais (*trend* geral com engrossamento textural para o topo) caracteriza o Trato de Sistemas Regressivo, ao passo que a ocorrência, com maior freqüência, dos conjuntos de parasseqüências retrogradacionais (*trend* geral com afinamento textural para o topo) representam o Trato de Sistemas Transgressivo.

Na análise sismoestratigráfica, as litofácies descritas nos poços foram relacionadas às sismo fácies caótica, progradacional e paralela/subparalela, as quais se associam, freqüentemente, aos sistemas de leques aluviais, flúvio-deltaico e lacustre, respectivamente. Nesta análise foram mapeados quinze horizontes sísmicos que correspondem aos limites de seqüências deposicionais e às superfícies de inundação máxima, que separam o trato de sistemas transgressivo do regressivo. O reconhecimento de ciclos transgressivo-regressivo permitiu identificar nove seqüências deposicionais, possivelmente de 3ª ordem, relacionadas a ciclos tectono-sedimentares.

A análise estrutural, por sua vez, foi realizada no volume sísmico de Baixo Vermelho, que mostra, com clareza, a complexidade estrutural impressa na área, relacionada, principalmente, ao Sistema de Falhas de Carnaubais, que atua como um importante sistema de falhas de borda de rifte. Este sistema de falhas é caracterizado por um arranjo principal de falhas normais NE-SO, em que a Falha de Carnaubais representa a expressão máxima destes lineamentos.

A Falha de Carnaubais corresponde a uma falha com geometria tipicamente lítrica, direcionada segundo o *trend* geral N70°E, mergulhando para noroeste. Apresenta-se, ao longo de todo o volume sísmico, com variações em sua superfície, as quais condicionaram, em seus estágios evolutivos, a formação de inúmeras feições estruturais, que são comumente identificadas na Formação Pendência. Nesta unidade, parte das feições está relacionada à formação de dobramentos longitudinais (estrutura do tipo *roller* e dobramentos distensionais associados), decorrentes do deslocamento do plano da falha principal, propiciando variações na geometria e espessura dos estratos adjacentes, os quais foram depositados sincronicamente. Outras feições estruturais estão relacionadas a falhamentos secundários, tanto sintéticos quanto antitéticos à Falha de Carnaubais. De uma maneira geral, estas falhas têm continuidade lateral limitada, com formato planar a lítrico e, aparentemente, desempenham o papel de acomodação da deformação distensional imposta na área.

Assim, a interação entre as análises estratigráfica e estrutural, alicerçados pela excelente qualidade dos dados utilizados, permitiu obter um melhor entendimento sobre a evolução tectono-sedimentar do intervalo Valanginiano ao Barremiano (Formação Pendência) na área de estudo.

## Abstract

Baixo Vermelho area, situated on the northern portion of Umbuzeiro Graben (onshore Potiguar Basin), represents a typical example of a rift basin, characterized, in subsurface, by the sedimentary rift sequence, correlated to Pendência Formation (Valanginian-Barremian), and by the Carnaubais fault system. In this context, two main goals, the stratigraphic and the structural analysis, had guided the research. For this purpose, it was used the 3D seismic volume and eight wells located in the study area and adjacencies.

The stratigraphic analysis of the Valanginian-Barremian interval was carried through in two distinct phases, 1D and 2D, in which the basic concepts of the sequence stratigraphy had been adapted. In these phases, the individual analysis of each well and the correlation between them, allowed to recognize the main lithofacies, to interpret the effective depositional systems and to identify the genetic units and key-surfaces of chronostratigraphic character.

The analyzed lithofacies are represented predominantly by conglomerates, sandstones, siltites and shales, with carbonate rocks and marls occurring subordinately. According to these lithofacies associations, it is possible to interpret the following depositional systems: alluvial fan, fluvio-deltaic and lacustrine depositional systems. The alluvial fan system is mainly composed by conglomerates deposits, which had developed, preferentially in the south portion of the area, being directly associated to Carnaubais fault system. The fluvial-deltaic system, in turn, was mainly developed in the northwest portion of the area, at the flexural edge, being characterized by coarse sandstones with shales and siltites intercalated. On the other hand, the lacustrine system, the most dominant one in the study area, is formed mainly by shales that could occur intercalated with thin layers of fine to very fine sandstones, interpreted as turbidite deposits.

The recognized sequence stratigraphy units in the wells are represented by parasequence sets, systems tracts and depositional sequences. The parasequence sets, which are progradational or retrogradational, had been grouped and related to the systems tracts. The predominance of the progradation parasequence sets (general trend with coarsening-upward) characterizes the Regressive Systems Tract, while the occurrence, more frequently, of the retrogradation parasequence sets (general trend with fining-upward) represents the Transgressive System Tract.

In the seismic stratigraphic analysis, the lithofacies described in the wells had been related to chaotic, progradational and parallel/subparallel seismic facies, which are associated, frequently, to the alluvial fans, fluvial-deltaic and lacustrine depositional systems, respectively. In this analysis, it was possible to recognize fifteen seismic horizons that correspond to sequence boundaries and to maximum flooding surfaces, which separates Transgressive to Regressive systems tracts. The recognition of transgressive-regressive cycles allowed to identify nine, possibly, 3a order depositional sequences, related to the tectonic-sedimentary cycles.

The structural analysis, in turn, was done at Baixo Vermelho seismic volume, which shows, clearly, the structural complexity printed in the area, mainly related to Carnaubais fault system, acting as an important fault system of the rift edge. This fault system is characterized by a main arrangement of normal faults with trend NE-SO, where Carnaubais Fault represents the maximum expression of these lineations.

Carnaubais Fault corresponds to a fault with typically listric geometry, with general trend N70°E, dipping to northwest. It is observed, throughout all the seismic volume, with variations in its surface, which had conditioned, in its evolutive stages, the formation of innumerable structural features that normally are identified in Pendência Formation. In this unit, part of these features is related to the formation of longitudinal foldings (roller structures and distentional folding associated), originated by the displacement of the main fault plan, propitiating variations in geometry and thickness of the adjacent layers, which had been deposited at the same time. Other structural features are related to the secondary faultings, which could be synthetic or antithetic to Carnaubais Fault. In a general way, these faults have limited lateral continuity, with listric planar format and, apparently, they play the role of the accommodation of the distentional deformation printed in the area.

Thus, the interaction between the stratigraphic and structural analysis, based on an excellent quality of the used data, allowed to get one better agreement on the tectonic-sedimentary evolution of the Valanginian-Barremian interval (Pendência Formation) in the studied area.

# Livros Grátis

( <http://www.livrosgratis.com.br> )

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)  
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)  
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)  
[Baixar livros de Matemática](#)  
[Baixar livros de Medicina](#)  
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)  
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)  
[Baixar livros de Meteorologia](#)  
[Baixar Monografias e TCC](#)  
[Baixar livros Multidisciplinar](#)  
[Baixar livros de Música](#)  
[Baixar livros de Psicologia](#)  
[Baixar livros de Química](#)  
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)  
[Baixar livros de Serviço Social](#)  
[Baixar livros de Sociologia](#)  
[Baixar livros de Teologia](#)  
[Baixar livros de Trabalho](#)  
[Baixar livros de Turismo](#)