



Universidade Federal do Rio Grande do Norte  
Centro de Ciências Exatas e da Terra  
Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

Dissertação de Mestrado

**DOBRAMENTOS DISTENSIONAIS E A GEOMETRIA DA FALHA  
DE BAIXA GRANDE, GRABEN DE UMBUZEIRO, BACIA POTIGUAR (RN).**

**Autor**

**RODRIGO MALHEIROS PONTES**

**Orientador**

**Dr. Renato Marcos Darros de Matos**

**Co-orientador**

**Dra. Valéria Córdoba Centurion**

Natal, setembro de 2005.



Universidade Federal do Rio Grande do Norte  
Centro de Ciências Exatas e da Terra  
Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

Dissertação de Mestrado

# DOBRAMENTOS DISTENSIONAIS E A GEOMETRIA DA FALHA DE BAIXA GRANDE, GRABEN DE UMBUZEIRO, BACIA POTIGUAR (RN).

**Autor**

**RODRIGO MALHEIROS PONTES**

**Banca Avaliadora**

Dr. Renato Marcos Darros de Matos (Aurizônia Petróleo)

Dra. Valéria Córdoba Centurion (UFRN - PPGG)

Dra. Helenice Vital (UFRN - PPGG)

Dr. Luciano Magnavita (Petrobrás)

Natal, setembro de 2005.

*“Love, love and devotion  
Irie, irie feeling and emotion”*

*Irie Dub Feeling, Fauzi Beydoun.*

## **AGRADECIMENTOS**

### **Aos que seguem; meu amor e devoção:**

Mãe Terra, força para perseverar mais uma vez;

Moema, Rubens e Maris, muito obrigado mais uma vez, não só por todo apoio que jamais precisei, mas também pelo amor e confiança. Amo vocês;

Carol e Leo, meus pilares, minha fé, minha meta e meu caminho;

Minha família que de tão longe me deu apoio. Aos meus avós, Rubens, Paulo, Joesse e Tereza, todas minhas conquistas são também suas, o carinho e felicidade que me trazem são lembranças para os momentos mais difíceis, sinto muita saudades. Meu imenso obrigado Ivan, por cuidar tão bem da Carol durante a gestação e ajudar a me trazer o bebê perfeito que é o Leo;

Cabelo, Super, Marquito, Gordo, Elton Dantas, André, Filipe, Paola, Júlio, Gabis, Beuta, Otton, Caslu, Losal, Binha, Muamba, Dani, Wilber, Deb, Marcel, Celina, Fábio, Toiço, LeoNor, Peryclys, Zezinho, e Roberto, novos e velhos amigos, obrigado pela amizade, descontração, fraldas, e é claro, seções de surf e cerva.

### **Meu sincero agradecimento à:**

Reinhardt Adolf Fuck, quem começou toda essa odisséia. Muito obrigado, simplesmente irado!

Renato Matos, fantástica oportunidade, mesmo com todos os contratemplos foi um trabalho simplesmente incrível. Obrigado por tudo que me ensinou (que é muito mesmo), e acima de tudo muito obrigado pela confiança e liberdade;

Valéria Córdoba, muito atenciosa e super gentil. Muito obrigado pelas orientações estratigráficas e da vida. Muito bom;

Agência Nacional do Petróleo, pelo financiamento do projeto;

Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, professores, alunos e funcionários (em especial Fernando Lins), infraestrutura e propriedade intelectual;

Landmark Graphix, cessão do pacote de softwares Geographix Discovery, fundamental para o desenvolvimento deste trabalho.

José Quirino Ferreira da Silva, cessão dos dados de aquisição do 3D de Baixa Grande;

Por fim agradeço a todos que direta ou indiretamente contribuíram para realização deste trabalho, ou que simplesmente não me xaroparam muito durante sua execução.

## ÍNDICE

<b>RESUMO</b>	<b>viii</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>viii</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b>	<b>ix</b>
<b>1. Introdução e Objetivos</b>	<b>01</b>
1.1 Localização da Área de Estudo	<b>03</b>
1.2 Objetivos	<b>03</b>
<b>2. Metodologia</b>	<b>05</b>
<b>3. Geologia da Bacia Potiguar</b>	<b>09</b>
3.1 Estratigrafia	<b>10</b>
Grupo Areia Branca	<b>12</b>
Grupo Apodi	<b>12</b>
Grupo Agulha	<b>14</b>
Magmatismo	<b>14</b>
3.2 Arcabouço Estrutural	<b>14</b>
O Graben de Umbuzeiro	<b>16</b>
A Falha de Baixa Grande	<b>16</b>
3.3 Evolução Tectôno-Sedimentar	<b>16</b>
<b>4. Tectônica Distensional em bacias do tipo Rifte</b>	<b>21</b>
4.1 Arquitetura de bacias do tipo Rifte	<b>21</b>
4.2 Parâmetros Físicos Controladores	<b>23</b>
Estrutura Térmica	<b>23</b>
Reologia Litosférica	<b>23</b>
Fatores Temporais	<b>24</b>
4.3 Mecanismos de Rifteamento	<b>24</b>
Cisalhamento Puro	<b>24</b>
Cisalhamento Simples	<b>24</b>
Cisalhamento Puro e Simples Combinados	<b>25</b>
Fluxo da Crosta Inferior	<b>25</b>
4.4 Classificação de Riftes	<b>25</b>
Classificação Estrutural	<b>25</b>
Classificação Geométrica	<b>26</b>

Classificação Cinemática	27
Classificação Genética	28
<b>5. Geometria de Falhas Distensionais</b>	<b>29</b>
5.1 Falhas Normais	30
Falhas Planares	31
Falhas Lítricas	32
Modelagem Física	34
Modelagem Numérica	35
Falhas de Crescimento	38
Efeitos de Compactação	38
5.2 Princípios Básicos de Deformação	39
Deslizamento Flexural	41
5.3 Princípios Básicos de Reologia	43
5.4 Dobramentos Distensionais	43
Dobramentos do Tipo <i>Flat-Ramp</i> (Rampa-Patamar)	43
Modificações 3D na Geometria de Falhas e Deformações Associadas	46
Inversão de Bacias	48
<b>6. As Zonas de Transferência</b>	<b>52</b>
6.1 Zonas de Revezamento	54
6.2 Zonas de Transferência e a Exploração de Hidrocarbonetos	55
<b>7. A Base de Dados Sísmicos</b>	<b>57</b>
7.1 O Método Sísmico de Reflexão	58
Aquisição	58
Pré-Processamento	59
Processamento	60
7.2 O 3D Falha de Baixa Grande	64
<b>8. Análise Estratigráfica com Base em Poços</b>	<b>67</b>
8.1 Poços Exploratórios na Área de Estudo	68
8.2 Dados de Perfis Compostos e de Pasta de Poço– Análise 1D	68
Seqüência 1	68
Seqüência 2	69
Seqüência 3	69

Seqüência 4	69
8.3 Dados de Perfis Compostos – Análise 2D	71
<b>9. Interpretação Sísmica do 3D Falha de Baixa Grande</b>	<b>74</b>
9.1 Horizontes Mapeados	75
Embasamento	75
Horizontes Internos a Fm. Pendência	76
Topo da Formação Pendência	80
9.2 Falhas Mapeadas	81
Falha de Baixa Grande	81
Falhas Secundárias na Seção Sin-Rifte	84
Falhas Secundárias na Seção Pós-rifte	88
<b>10. Análise Estrutural da Área de Estudo</b>	<b>89</b>
10.1 A Geometria da Falha de Baixa Grande	90
Dobramentos Distensionais	90
Inversão de Bacia	96
10.2 Implicações Cinemáticas	98
<b>11. Sismoestratigrafia</b>	<b>101</b>
11.1 Critérios para Determinação de Sismofeições	102
11.2 Sismoseqüências do 3D de Baixa Grande	104
Seqüência 1	105
Seqüência 2	109
Seqüência 3	112
Seqüência 4	114
<b>12. Evolução Geológica</b>	<b>116</b>
<b>13. Implicações para Exploração de Hidrocarbonetos</b>	<b>125</b>
13.1 O Petróleo na Bacia Potiguar	126
13.2 Trapas de Hidrocarbonetos e a Geometria da Falha de Baixa Grande	127
<b>14. Conclusões</b>	<b>133</b>
<b>15. Referências Bibliográficas</b>	<b>137</b>

## RESUMO

Apesar do significativo estudo e exploração da Bacia Potiguar, extremo-leste da margem equatorial brasileira, pela indústria do petróleo, a bacia ainda permite uma interessante discussão acerca de sua origem e dos mecanismos de trapeamento de hidrocarbonetos associados. O mapeamento e interpretação de dados de sísmica de reflexão 3D da Falha de Baixa Grande, porção SW do Graben de Umbuzeiro, aponta como responsável pela definição da arquitetura desta porção da bacia um processo deformacional, essencialmente, distensional. A geometria da Falha de Baixa Grande é a principal condição de contorno da deformação dos estratos sedimentares da fase sin-rifte da bacia. O desenvolvimento de geometrias do tipo *flat-ramp* é responsável pela formação de importantes dobramentos distensionais anticlinais, muitos deles portadores de hidrocarbonetos neste segmento da bacia.

A predominante deformação distensional na área de estudo, marcada pelo desenvolvimento de falhas normais, associada a estruturas indicativas de obliquidade, sugere variações no regime distensional formador da bacia Potiguar através de processos multifásicos. A variação no *trend* estrutural ao longo da evolução da bacia permite a geração de zonas de comportamento local transtrativo e transpressivo, resultando no desenvolvimento do complexo padrão deformacional impresso nos estratos da fase sin-rifte da Bacia Potiguar.

Análises sismoestratigráficas e de dados de poços indicam que a Falha de Baixa Grande atuou como falha listrica de crescimento nos primeiros episódios de sedimentação da bacia. A criação de uma rampa de revezamento entre as Falhas de Baixa Grande e Carnaubais foi, provavelmente, responsável pelo equilíbrio entre as taxas de subsidência e aporte sedimentar inibindo o funcionamento da falha como falha de crescimento. A análise de sismoseqüências permite, por fim, concluir que a geração dos dobramentos distensionais é diácrona, podendo estes ser sin a pós-deposicionais.

## ABSTRACT

In spite of significant study and exploration of Potiguar Basin, easternmost Brazilian equatorial margin, by the oil industry, its still provides an interesting discussion about its origin and the mechanisms of hydrocarbon trapping. The mapping and interpretation of 3D seismic reflection data of Baixa Grande Fault, SW portion of Umbuzeiro Graben, points as responsible for basin architecture configuration an extensional deformational process. The fault geometry is the most important deformation boundary condition of the rift stata. The development of flat-ramp geometries is responsible for the formation of important extensional anticline folds, many of then hydrocarbon traps in this basin segment.

The dominant extensional deformation in the studied area, marked by the development of normal faults developments, associated with structures indicative of obliquity suggests variations on the former regime of Potiguar Basin through a multiphase process. The changes in structural trend permits the generation of local transpression and transtension zones, which results in a complex deformation pattern displayed by the Potiguar basin sin-rift strata.

Sismostratigraphic and log analysis show that the Baixa Grande Fault acts as listric growing fault at the sedimentation onset. The generation of a relay ramp between Baixa Grande Fault and Carnaubais Fault was probably responsible for the balance between subsidence and sedimentary influx taxes, inhibiting its growing behaviour. The sismosequences analysis's indicates that the extensional folds generation its diachronic, and then the folds can be both syn- and post-depositional.

## LISTA DE FIGURAS

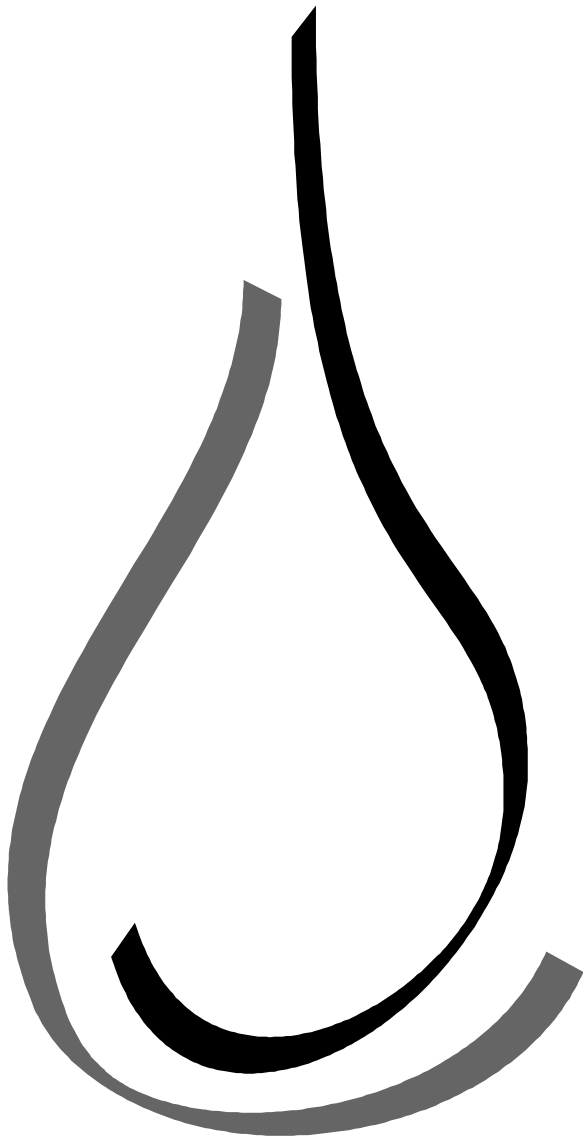
Figura 1.1 – Localização da área de trabalho.	<b>03</b>
Figura 2.1 – Ilustração do avanço da interpretação sísmica por meio da técnica de <i>looping</i> .	<b>06</b>
Figura 3.1 - Mapa geológico da Bacia Potiguar, em destaque a área de trabalho (modificado de Faria et al., 1990).	<b>10</b>
Figura 3.2 - Carta Estratigráfica da Bacia Potiguar (Araripe & Feijó, 2004).	<b>11</b>
Figura 3.3 – Arcabouço tectônico da Bacia Potiguar (modificado de Matos, 1999).	<b>15</b>
Figura 3.4 – Seção Geológica cruzando a porção emersa da Bacia Potiguar (modificado de Matos, 1999).	<b>16</b>
Figura 3.5 – Fase Sin-rifte IIb na Bacia Potiguar, as setas indicam a direção de transporte tectônico (modificado de Matos, 1999).	<b>18</b>
Figura 3.6 – Fase Sin-rifte III na Bacia Potiguar. Observe o crescimento de sua porção emersa e a formação do Alto de Macau. As setas indicam a direção de transporte tectônico. (modificado de Matos, 1999).	<b>19</b>
Figura 4.1 – Bloco diagrama ilustrando os dois possíveis tipos de rifte. Em A. rifte simétrico, em B. rifte assimétrico (modificado de Moores & Twiss, 1995).	<b>22</b>
Figura 5.1 – Falhas planares não-rotacionais em arranjo horst e graben. Este tipo de arranjo acomoda pequena quantidade de deformação.	<b>31</b>
Figura 5.2 – Efeito dominó causado por falhas planares e formação de GAPS (Wernicke & Burchfiel, 1982).	<b>31</b>
Figura 5.3 – Ilustração de polaridades de falhas sintéticas e antitéticas. (modificado de Stewart & Argent, 1999).	<b>32</b>
Figura 5.4 – Modelo de desenvolvimento de rollover para uma falha simples com concavidade em seu plano, assumindo colapso na direção antitética da direção da falha – paralela a superfície axial. (modificado de Xiao & Suppe, 1992).	<b>33</b>
Figura 5.5 – Formação de uma falha lítrica interpretada como decorrente de várias quebras de mergulho (modificado de Xiao & Suppe, 1992).	<b>33</b>
Figura 5.6 – Modelos análogos de sistemas de falhas lítricas (modificado de Dula, 1991).	<b>35</b>
Figura 5.7 – Resultados na forma geométrica em modelos de sistemas de falha lítricas (de alto ou baixo ângulo) como ângulo de cisalhamento interno (Matos, 1993).	<b>36</b>
Figura 5.8 – Deformações relacionadas ao bloco da falha, soerguimento causado por isostasia após o rompimento entre os blocos falhados (Mackenzie, 1983).	<b>37</b>
Figura 5.9 – Falha lítrica de crescimento com espessamento das camadas em direção a falha mestre.	<b>38</b>
Figura 5.10 – Seção esquemática ilustrando o efeito da compactação em uma falha lítrica de crescimento (modificado de Xiao e Suppe, 1989).	<b>38</b>
Figura 5.11 – Deformação homogênea e heterogênea (Price & Cosgrove, 1990).	<b>40</b>
Figura 5.12 – Cisalhamento puro (Price & Cosgrove, 1990).	<b>40</b>
Figura 5.13 – Cisalhamento simples (modificado de Price & Cosgrove, 1990).	<b>40</b>
Figura 5.14 – Sistema de falhas ilustrando falhas de empurrão de baixo ângulo transferindo o descolamento de camada plano-paralela inferior para superior. (modificado de Higgs, Willian & Powell, 1991).	<b>42</b>
Figura 5.15 – Ilustração baseada em modelo de argila de Cloos (1968) apresentando a formação de falhas sintéticas no rollover do bloco baixo de uma falha lítrica (modificado de Higgs, Willian & Powell, 1991)	<b>42</b>
Figura 5.16 – Resultado do modelo <i>flat-ramp</i> para duas geometrias contrastantes em função do ângulo de cisalhamento interno (modificado de Matos, 1993).	<b>44</b>
Figura 5.17 – Falha lítrica sinuosa com segmento convexo (modificado de Matos, 1993)	<b>45</b>

Figura 5.18 – Sistema <i>flat-ramp</i> com geometria de falha sinuosa (modificado de Matos, 1993).	<b>45</b>
Figura 5.19 – Exemplo sintético de um plano de falha lítrica caracterizado por uma contínua variação no ângulo de mergulho (Matos, 1995).	<b>47</b>
Figura 5.20 – Exemplo sintético de um plano de falha lítrica caracterizado por uma contínua e suave variação no <i>trend</i> da falha (Matos, 1995).	<b>47</b>
Figura 5.21 – Grau de inversão ilustrado pela progressiva inversão de um meio graben (modificado de Cooper <i>et al.</i> , 1989).	<b>48</b>
Figura 5.22 – Modelos sinópticos para inversão de sistemas distensionais simples (modificado de McClay, 1995).	<b>50</b>
Figura 6.1 – Blocos diagramas ilustrando os diferentes tipos de zonas de transferência. A- Falhas de Transferência, B- Zonas, ou rampas, de revezamento (modificado de Gawthorpe & Hurst, 1993).	<b>53</b>
Figura 6.2 – Bloco diagrama esquemático ilustrando a relação entre as Falhas de Baixa Grande e Carnaubais e o desenvolvimento de uma rampa de revezamento.	<b>55</b>
Figura 7.1 – Esquema ilustrando amostragem horizontal (modificado de Thomas <i>et al.</i> , 2001).	<b>59</b>
Figura 7.2 – A figura ilustra famílias de mesmo ponto de tiro após o processo de desmultiplexação (Yilmaz, 1988).	<b>60</b>
Figura 7.3 – A figura ilustra o arranjo de família com ponto comum em subsuperfície, família CMP (modificado de Yilmaz, 1988).	<b>61</b>
Figura 7.4 – Correção dinâmica (modificado de Matos 2003, notas de aula).	<b>62</b>
Figura 7.5 – Distensão do traço sísmico provocada pela correção dinâmica (modificado de Matos 2003, notas de aula).	<b>62</b>
Figura 7.6 – A figura ilustra linhas sísmicas, em (A) não migrada, onde é possível observar o forte efeito de difrações nos dados, e em (B) após a migração (modificado de Yilmaz, 1988).	<b>64</b>
Figura 7.8 – Cobertura do levantamento do bloco 3D da Falha de Baixa Grande	<b>65</b>
Figura 7.9 – Exemplo de relatório de linha sísmica da aquisição do 3D da Falha de Baixa Grande.	<b>66</b>
Figura 8.1 – Mapa base dos poços exploratórios utilizados no presente trabalho.	<b>69</b>
Figura 8.2 – Exemplo da seqüência 1 na área do 3D de Baixa Grande (poço A).	<b>69</b>
Figura 8.3 – Exemplo da seqüência 2 na área do 3D de Baixa Grande (poço C).	<b>69</b>
Figura 8.4 – Exemplo da seqüência 3 na área do 3D de Baixa Grande (poço A).	<b>70</b>
Figura 8.5 – Exemplo da seqüência 4 na área do 3D de Baixa Grande (poço C).	<b>71</b>
Figura 8.6 - Análise 2D dos dados de poços. Perfil transversal da área estudada apresentando os limites entre seqüências deposicionais de 3º ordem e as principais fácies sedimentares.	<b>72</b>
Figura 9.1 – Linhas sísmicas <i>inline</i> ilustrando arranjo de falhas do embasamento.	<b>73</b>
Figuras 9.2 – Falhas normais esquemáticas no embasamento.	<b>75</b>
Figura 9.3 – Mapa estrutural em tempo sísmico (intervalo de contorno em segundos) do horizonte interpretado como embasamento.	<b>76</b>
Figura 9.4 – Mapas estruturais em tempo sísmico (intervalo de contorno em segundos) dos horizontes internos à Formação Pendência mapeados no bloco baixo da Falha de Baixa Grande.	<b>78</b>
Figura 9.5 – Mapas estruturais em tempo sísmico (intervalo de contorno em segundos) dos horizontes sísmicos internos à Formação Pendência mapeados no bloco alto da Falha de Baixa Grande.	<b>79</b>
Figura 9.6 – Ilustração representando o mergulho dos estratos sedimentares da fase rifte no bloco alto da Falha de Baixa Grande.	<b>80</b>

Figura 9.7 – Mapa estrutural em tempo sísmico (intervalo de contorno em segundos) do horizonte sísmico interpretado como topo da Formação Pendência.	<b>81</b>
Figura 9.8 – Mapa estrutural em tempo sísmico (medido em segundos) da superfície da Falha de Baixa Grande.	<b>82</b>
Figura 9.10 – Imagem 3D do domínio I da Falha de Baixa Grande, gerada com uso do <i>software</i> SeisVision, ilustrando seu padrão geométrico.	<b>82</b>
Figura 9.11 – Imagem 3D do domínio II da Falha de Baixa Grande, gerada com uso do <i>software</i> SeisVision, ilustrando seu padrão geométrico.	<b>83</b>
Figura 9.12 - Imagem 3D do domínio II da Falha de Baixa Grande, gerada com uso do <i>software</i> SeisVision, ilustrando seu padrão geométrico.	<b>83</b>
Figura 9.13 - Imagem 3D do domínio VI da Falha de Baixa Grande, gerada com uso do <i>software</i> SeisVision, ilustrando seu padrão geométrico.	<b>84</b>
Figura 9.14 - Imagem 3D do domínio V da Falha de Baixa Grande, gerada com uso do <i>software</i> SeisVision, ilustrando seu padrão geométrico.	<b>84</b>
Figura 9.15 – Imagem sísmica em tempo ( <i>timeslice</i> ) em diferentes tempos sísmicos ilustrando as principais falhas secundárias da seção rifte e sua relação com a Falha de Baixa Grande.	<b>85</b>
Figura 9.16 – Bloco diagrama ilustrando a relação das falhas transversas à Falha de Baixa Grande.	<b>86</b>
Figura 9.17 – Imagem 3D ilustrando a relação da Falha de Baixa Grande, em verde, com falhas secundárias.	<b>87</b>
Figura 9.18 – Imagem 3D ilustrando a relação da Falha de Baixa Grande, em verde, com a Falha PB, em rosa.	<b>87</b>
Figura 9.19 – Linha sísmica <i>inline</i> 870 ilustrando a presença de falha reversa no pacote pós-rifte da bacia.	<b>88</b>
Figura 10.1 – Ilustração indicando a relação da geometria <i>flat-ramp</i> com o desenvolvimento de dobramento distensional. Notar o alinhamento entre os eixos do <i>flat-ramp</i> e do dobramento.	<b>91</b>
Figura 10.2 – Linha sísmica <i>inline</i> 100, inserida no domínio I, do 3D da Falha de Baixa Grande.	<b>91</b>
Figura 10.3 – Linha sísmica <i>inline</i> 500, inserida no domínio II, do 3D da Falha de Baixa Grande.	<b>92</b>
Figura 10.4 – Linha sísmica <i>inline</i> 680, inserida no domínio III, do 3D da Falha de Baixa Grande.	<b>93</b>
Figura 10.5 – Linha sísmica <i>inline</i> 900, inserida no domínio III, do 3D da Falha de Baixa Grande.	<b>94</b>
Figura 10.6 – Linha sísmica <i>inline</i> 1080, inserida no domínio IV, do 3D da Falha de Baixa Grande.	<b>95</b>
Figura 10.7 – Imagem 3D gerada com <i>software</i> SeisVision ilustrando a relação entre as falhas de Baixa Grande e a falha reversa mapeada na porção cento-nordeste do bloco.	<b>97</b>
Figura 10.8 – A figura acima apresenta a relação dos dobramentos sinformes sinclinais formados devido a mudanças no ângulo de mergulho do plano da Falha de Baixa Grande.	<b>99</b>
Figura 10.9 – A figura ilustra o desenvolvimento de zonas de comportamento transpressivo e transtrativo local controlados pela geometria da falha (orientação do plano vs. orientação da tensão).	<b>99</b>
Figura 10.10 – Imagem 3D da Falha de Baixa Grande. Os quadros são detalhes de linhas sísmicas ilustrando a atuação de regimes locais transtrativos e transpressivos condicionados pelo traço da falha.	<b>100</b>
Figura 11.1 – Padrões de terminação de refletores sísmicos (modificado de Mitchum Jr. <i>et al.</i> , 1977).	<b>102</b>
Figura 11.2 – Padrões de configuração de reflexões sísmicas (modificado de Mitchum Jr. <i>et al.</i> , 1977).	<b>103</b>
Figura 11.3 – Linha sísmica <i>inline</i> que seccionada a área de perfuração do poço A. Em detalhe características sismofaciológicas das sismosequências mapeadas.	<b>106</b>
Figura 11.4 – Linha sísmica <i>inline</i> que seccionada a área de perfuração do poço C. Em detalhe características sismofaciológicas das sismosequências mapeadas.	<b>107</b>

Figura 11.5 – Linha sísmica <i>inline</i> que seccionada a área de perfuração do poço B. Em detalhe características sismofaciológicas das sismosequências mapeadas.	108
Figura 11.6 – Linha sísmica <i>inline</i> que seccionada a área de perfuração do poço E. Em detalhe características sismofaciológicas das sismosequências mapeadas.	110
Figura 11.7 – Linha sísmica <i>inline</i> que seccionada a área de perfuração do poço D. Em detalhe características sismofaciológicas das sismosequências mapeadas.	111
Figura 11.8 – A figura ilustra a variação do nível de base provocada por um novo pulso tectônico.	112
Figura 11.9 – Linha sísmica <i>crossline</i> 201 passando pelo poço C.	113
Figura 11.10 – Linha sísmica <i>inline</i> em zona proximal à rampa de revezamento.	114
Figura 12.1 – Estágio I de evolução da porção SW do Graben de Umbuzeiro.	118
Figura 12.2 – Estágio II de evolução da porção SW do Graben de Umbuzeiro.	119
Figura 12.3 – Modelo de dobramento distensional de gênese sin-sedimentar.	120
Figura 13.4 – Linha sísmica <i>inline</i> 100 apresentando dobramento distensional sin-sedimentar.	121
Figura 12.5 – Estágio III de evolução da porção SW do Graben de Umbuzeiro.	122
Figura 12.6 – Linha sísmica <i>inline</i> 1180 apresentando dobramento distensional pós-sedimentar.	123
Figura 12.7 – Estágio IV de evolução da porção SW do Graben de Umbuzeiro.	124
Figura 13.1 – Mapa dos blocos da 6ª rodada do BID na Bacia Potiguar, em destaque o bloco do 3D da Falha de Baixa Grande, área do presente trabalho (imagem do banco de dados do BID).	126
Figura 13.2 – Campo de Brejinho.	128
Figura 13.3 – Campo de Cachoeirinha.	128
Figura 13.4 – Campo de Caraúbas.	129
Figura 13.5 – Campo de Várzea Redonda.	129
Figura 13.6 – Potencial estrutura armazenadora de hidrocarboneto não explorada.	130
Figura 13.7 – Potencial estrutura armazenadora de hidrocarboneto não explorada.	130
Figura 13.8 – Imagem em tempo sísmico e linhas sísmicas ilustrando a possível geração de novas trapas de hidrocarbonetos a partir da compartimentação de grandes estruturas por meio da atuação de falhamentos secundários.	132

# INTRODUÇÃO



Capítulo 1.

---

## 1. INTRODUÇÃO

Atualmente, o método sísmico de reflexão responde por cerca de 90% dos investimentos, antes da perfuração, em um projeto exploratório de hidrocarbonetos. Não por acaso, posto a excelente qualidade dos dados fornecidos, resultando em imagens do interior das bacias sedimentares. Tal tecnologia fornece à indústria do petróleo possibilidades sem precedentes na localização de potenciais estruturas armazenadoras de hidrocarbonetos e permite a geociências uma visão da crosta superior por perspectivas, até então, muito ocasionais. Esta abordagem da subsuperfície do globo possibilita a identificação e mapeamento do substrato rochoso através de seus horizontes sísmicos e estruturação associada, localizando importantes feições estratigráficas e estruturais.

A porção emersa da Bacia Potiguar despertou o interesse da indústria do petróleo na década de 80, quando a Petrobrás descobriu importantes reservas de hidrocarbonetos. No cenário atual é o maior produtor *onshore* de petróleo do Brasil (responde por 31% da produção nacional), apresentando uma reserva provada de cerca de 260 milhões de barris, o que corresponde a aproximadamente 28% das reservas brasileiras em terras emersas (Ministério de Minas e Energia - Agência Nacional do Petróleo, Anuário Estatístico 2004). Obviamente, o interesse da indústria permitiu a enorme aquisição de informações sobre a bacia seja por métodos diretos ou indiretos, no entanto, muitas questões sobre sua evolução tectono-sedimentar ainda perduram.

A bacia ocupa uma área aproximada de 60.000 km<sup>2</sup>, sendo que 40% representam sua porção emersa e o restante sua porção submersa. A porção emersa da bacia é caracterizada por um graben de formato rômboico alongado na direção NE-SW, controlado por duas falhas lítricas intracrustais normais, com rejeitos de até 5 km. O sistema de falhas de Carnaubais, Baixa Grande/Apodi constituem um sistema de falhas de borda do rifte Potiguar, sendo os dois primeiros de direção nordeste e o último, de direção noroeste. O registro estratigráfico da bacia marca suas principais fases de evolução tectônica: rifte, transicional e drifte.

A Bacia Potiguar faz parte de um alinhamento de riftes de direção nordeste-sudoeste denominado Eixo de Rifteamento Cariri-Potiguar (Matos, 1992), estando sua origem, de alguma forma, relacionada à fragmentação cretácea do Supercontinente Gondwana. Françaolim & Szatmari (1987) acreditam que uma rotação diferencial dextral entre a América do Sul e a África provocou, na Província Borborema, um regime de esforços com distensão norte-sul e compressão leste-oeste, propiciando o desenvolvimento de bacias rifte sob regimes transtracionais (Rifte Potiguar) e transpressionais. Enquanto que os trabalhos de Matos (1987, 1999 e 2000) apontam para uma formação associada a dois distintos eventos distensionais de diferentes eixos de tensão, a saber: noroeste-sudeste, e leste-oeste.

## 1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Bacia Potiguar situa-se na porção extremo leste da margem equatorial brasileira, inserida no estado do Rio Grande do Norte. A área de trabalho está localizada na porção sudoeste da bacia, entre as cidades de Augusto Severo, Açu, Apodi e Mossoró, estando a uma distância aproximada de 42 quilômetros da última. O bloco é limitado pelas coordenadas UTM : A - 662449/9383896; B - 693773/93922561; C - 664569/9376234 e D - 695892/9384899 (figura 1.1).



Figura 1.1 – Localização da área de trabalho (Ministério dos Transportes, 2005).

## 1.2 OBJETIVOS

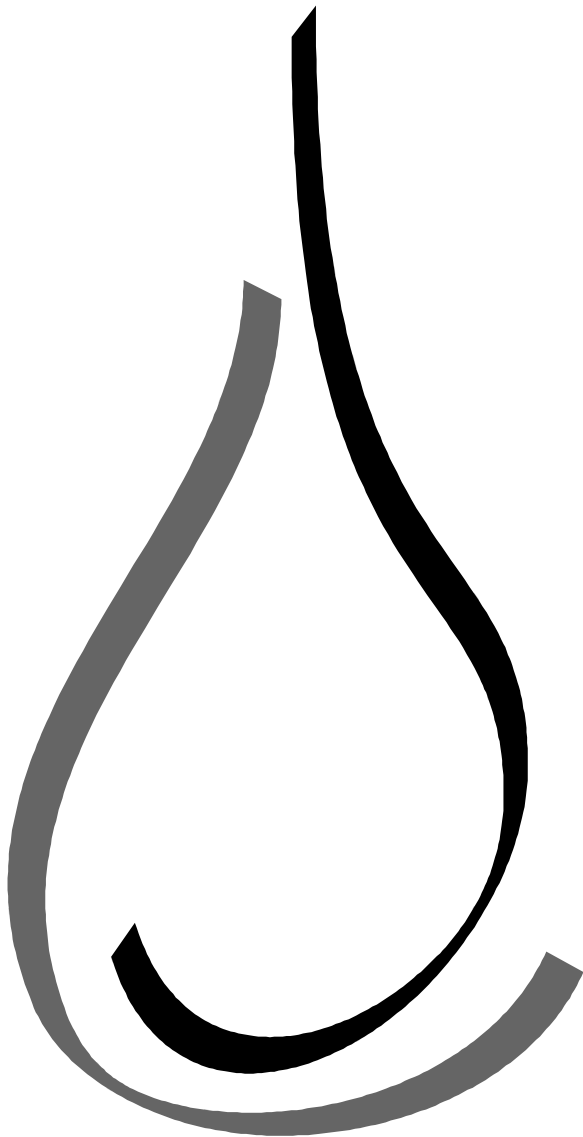
O presente trabalho tem como objetivo investigar o papel da geometria de falha de borda de uma bacia, e de uma rampa de revezamento, durante o desenvolvimento de um rifte, reconhecendo seu impacto na disposição geral dos estratos sedimentares desta fase de evolução da bacia. Por conseguinte, a resposta de tais padrões geométricos na distribuição da deformação e no arranjo da arquitetura final da bacia. A geometria de falhas é tida hoje como uma das principais condições de contorno da deformação associada à vizinhança da área movimentada e o imageamento 3D da Falha de Baixa Grande oferece a possibilidade de se discutir e reconhecer o impacto desta na arquitetura final da Bacia Potiguar. Como base de dados para mapeamento da Falha de Baixa Grande serão utilizados dados sísmicos de reflexão 3D, adquiridos pelo Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (PPGG-UFRN) junto à ANP-BDEP com recursos do Projeto Falhas.

Soma-se a estes o mapeamento sistemático de trapas de hidrocarbonetos conhecidas na área de pesquisa e a identificação de seu padrão deformacional, de modo a utilizar tais informações para melhor compreender a geração das trapas de petróleo conhecidas na área de estudo, além de testá-las como ferramenta preditiva na localização

de estruturas análogas, que possivelmente podem configurar novas potenciais trapas de hidrocarbonetos.

Por fim, busca-se por meio da integração e interpolação dessas informações, associadas a uma análise sismoestratigráfica dos dados 3D, em conjunto com informações de poços, discutir acerca da cinemática da Falha de Baixa Grande durante a fase sin-rifte da bacia. No âmbito desta análise objetiva-se investigar a gênese dos dobramentos associados ao plano da falha, seu caráter genético (distensional ou compressional) e se pré-data, pós-data ou se são síncronas às principais fases deposicionais das seqüências rifte da bacia. O que em última análise irá contribuir para uma melhor compreensão sobre a evolução geológica da Bacia Potiguar de modo geral.

# MÉTODOS DE TRABALHO



Capítulo 2.

## 2. MÉTODOS DE TRABALHO

O trabalho em questão foi desenvolvido em etapas seqüenciais de fundamental importância para uma melhor abordagem do assunto e da problemática que o mesmo envolve. Inicialmente, foi realizado um levantamento bibliográfico sobre a área de pesquisa e sobre o contexto geológico envolvido. Posteriormente, foi efetivado um amplo estudo sobre tectônica distensional de bacias do tipo rifte e falhas normais, abrangendo os seguintes tópicos: arquitetura de bacias do tipo rifte, parâmetros físicos controladores da evolução de bacias do tipo rifte, mecanismos de rifteamento, classificação de riftes, princípios básicos de deformação e reologia, princípios básicos de falhamento, deformação e modelagem de falhas normais, dobramentos distensionais, inversões de bacias e zonas de transferência. Além do estudo sobre o método de trabalho: sísmica de reflexão, envolvendo as etapas de aquisição, processamento e interpretação.

As etapas seguintes envolvem a análise, mapeamento e interpretação do volume de dados de sísmica de reflexão 3D da Falha de Baixa Grande. Desta forma, inicialmente, os dados de sísmica de reflexão 3D foram carregados no pacote Geographix Explorer (Landmark Graphix) para interpretação no *software* SeisVision. A interpretação foi efetivada baseada na técnica de *looping*, onde são mapeadas parte das linhas *inline* e parte das linhas *crossline* de modo a realizar um círculo. A volta ao ponto de partida tem como finalidade verificar se não ocorreu uma mudança de estrato no horizonte sísmico mapeado na primeira linha sísmica ao longo do mapeamento das demais linhas, evitando erros de mudança de refletores. Desta forma, a interpretação avança em blocos que aumentam progressivamente até a cobertura total da área em questão (figura 2.1).

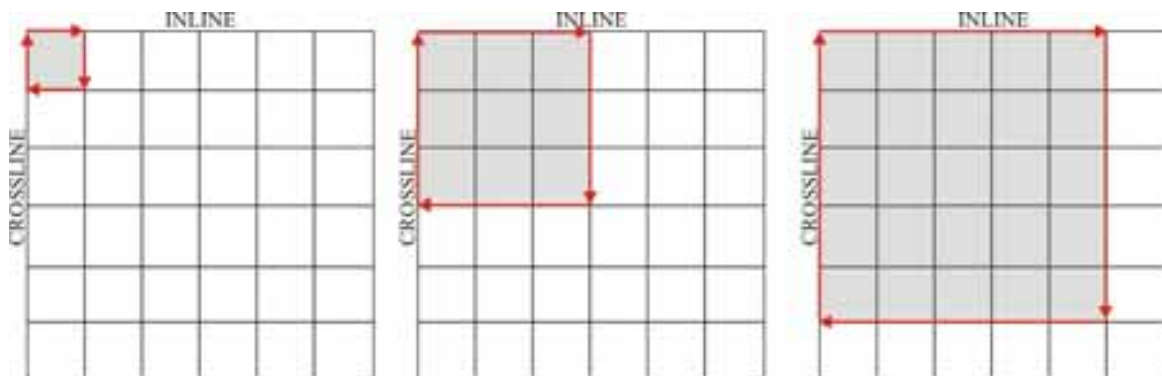


Figura 2.1 – Ilustração do avanço da interpretação sísmica por meio da técnica de *looping*.

A interpretação é apresentada em um intervalo de 10 linhas para a Falha de Baixa Grande, e 20 linhas para o mapeamento dos horizontes sísmicos e falhas secundárias, tanto em linhas *inline* como em linhas *crossline*. No entanto, em áreas de maior complexidade a interpretação é densificada. Em áreas específicas do bloco 3D foram interpretadas linhas arbitrárias, onde a direção da linha sísmica é determinada pelo interprete. É importante ressaltar que em virtude da importante atuação de uma deformação rúptil na área em questão, refletida por uma enorme quantidade de fraturamentos, o bloco de dados sísmicos 3D foi verificado linha a linha, de modo a captar a sutileza dessa deformação e seu reflexo no espaçamento adotado na amostragem.

Durante o mapeamento foram adotadas diversos tipos de paletas de cores na visualização das linhas sísmicas, uma vez que diferentes paletas ressaltam aspectos diferentes da seção, além, é claro, da utilização de padrão *wiggle* na visualização, onde julgado necessário.

O mapeamento dos horizontes sísmicos teve como objetivo inicial caracterizar a deformação dos estratos sedimentares da fase sin-rifte da bacia associada a geometria da Falha de Baixa Grande. Desta forma, nesta etapa do trabalho não foram utilizados refletores com significado estratigráfico específico. Os horizontes sísmicos mapeados foram escolhidos com base em sua facilidade de visualização e distribuição espacial (diferentes profundidades em tempo sísmico).

As falhas e horizontes mapeados foram interpolados e depois gridados em malha regular por meio do método da curvatura mínima. O método simula uma superfície elástica que se deforma de modo a passar por todos os pontos de informação com o mínimo de flexão possível, mantendo assim máxima fidelidade ao dado. A partir da utilização dos *softwares* SeisVision e GeoAtlas foram geradas imagens tridimensionais da Falha de Baixa Grande com intuito de melhor caracterizar a geometria de seu plano. Os horizontes e falhas gridados foram, então, exportados para o *software* GeoAtlas para confecção dos mapas estruturais em tempo sísmico. Os ajustes finais para apresentação dos mapas foram feitos com o *software* Corel Draw.

A demora da liberação dos dados de poços pela Agência Nacional do Petróleo – ANP provocou a inversão de etapas no estudo dos dados sísmicos, posto que a espera provavelmente fosse gerar um atraso na conclusão da pesquisa. Desta forma, o carregamento dos dados de velocidade de poços se deu posteriormente a interpretação sísmica. Uma vez carregados os poços e suas respectivas velocidades no *software* Wellbase (Geographix Explorer – Landmark Graphix) foi feita à conversão dos dados em tempo sísmico duplo para profundidade. É importante esclarecer que o *software* é carregado com tempo sísmico, o que requer a conversão dos dados de velocidade para tempo sísmico.

A etapa seguinte abrange a interpretação e análise dos dados de poços. A interpretação dos poços foi feita a partir da análise do padrão de empilhamento estratigráfico, identificando ciclos de progradação e retrogradação. Com auxílio das informações das pastas de poços, que descrevem as amostras de calha coletadas ao longo da perfuração, buscou-se determinar limites de seqüências a partir de diferentes padrões de sedimentação, que em última análise refletem as oscilações do nível de base do lago rifte. A divisão de seqüências estratigráficas não foi satisfatória mesmo após inúmeras tentativas. A distribuição espacial dos poços na área de trabalho e profundidade de amostragem (nenhum poço atinge o embasamento) dificultou a correlação entre seqüências. Por fim optou-se por adotar a divisão em seqüências de 3ª ordem proposta por Della Fávera *et al.* (1992).

A linha sísmica descrita por Soares (2000) em sua dissertação de mestrado foi dividida em seqüências estratigráficas conforme proposto por Della Fávera *et al.* (1992), sendo que a mesma está inserida na área do presente trabalho. Assim, foi possível calibrar a interpretação dos dados sísmicos a luz da estratigrafia local. A partir do *software* SeisVision foram adquiridas as profundidades dos limites de seqüências que

foram transpostos para os perfis compostos. A partir daí, foi identificado e estudado o comportamento de cada seqüência e discutido os limites adotados.

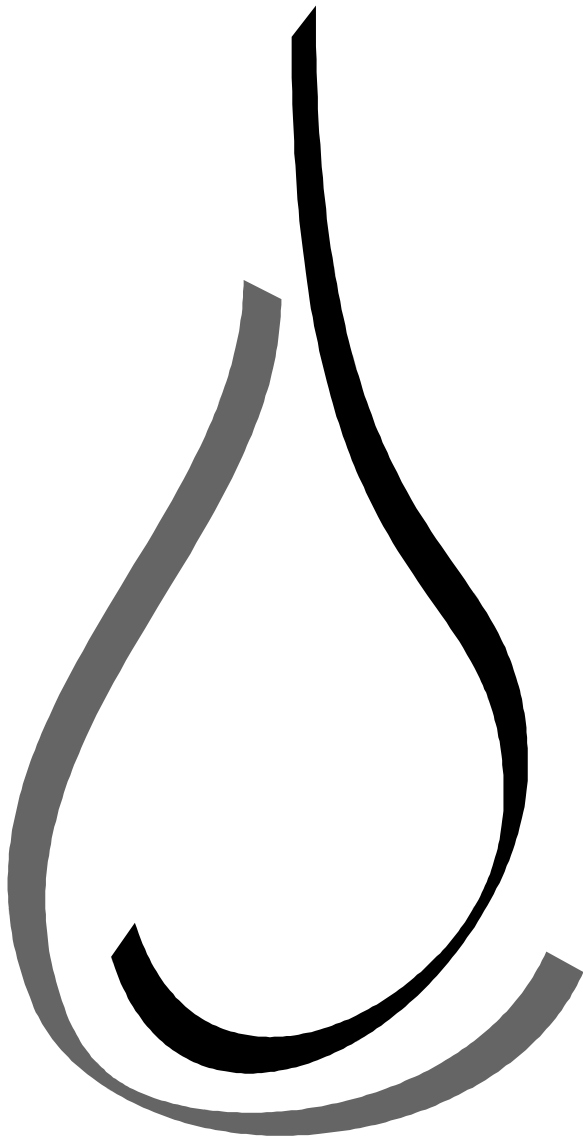
Com essas informações obtidas, através da interpretação dos poços, a interpretação sísmica foi revista. Foram então reinterpretadas as linhas sísmicas que seccionam os poços estudados. O refino da interpretação utilizou como ferramenta informações de perfilagem gama e DT obtidas através das curvas LAS carregadas no *software* Prizm (Geographix Discovery – Landmark Graphix).

Por conseguinte foram determinadas sismoseqüências. Os limites inferior e superior foram determinados por meio da identificação dos padrões de terminação dos refletores sísmicos, e suas características a partir de seu arranjo interno em diferentes sismofácies. Obviamente, o arranjo dos refletores é, também, resultado de diferentes processos deposicionais, o que em última análise fornece informações para uma interpretação dos eventos sedimentares e ambientes de deposição responsáveis pela formação dos pacotes de rocha.

A integração e interpolação de dados estruturais, sismoestratigráficos e estratigráficos permitiu a compreensão de um modelo de evolução geológica para a área de trabalho.

Por fim, a compreensão do estilo deformacional impresso nos estratos sedimentares da fase sin-rifte da bacia pela geometria da Falha de Baixa Grande, em conjunto com o mapeamento de trapas de hidrocarbonetos conhecidas na área pesquisada, permitiu o mapeamento e identificação de potenciais estruturas armazenadoras de petróleo.

# GEOLOGIA DA BACIA POTIGUAR



Capítulo 3.

### 3. GEOLOGIA DA BACIA POTIGUAR

A Bacia Potiguar está localizada no extremo leste da margem equatorial brasileira e encontra-se encaixada ao norte da Província Borborema (figura 3.1), entre os meridianos 35 e 38 oeste, ocupando a posição mais oriental de um alinhamento de riftes de direção nordeste-sudoeste denominado Eixo de Rifteamento Cariri-Potiguar (Matos, 1992). A bacia ocupa uma área aproximada de 60.000 km<sup>2</sup>, sendo que 40% representam sua porção emersa e o restante sua porção submersa.

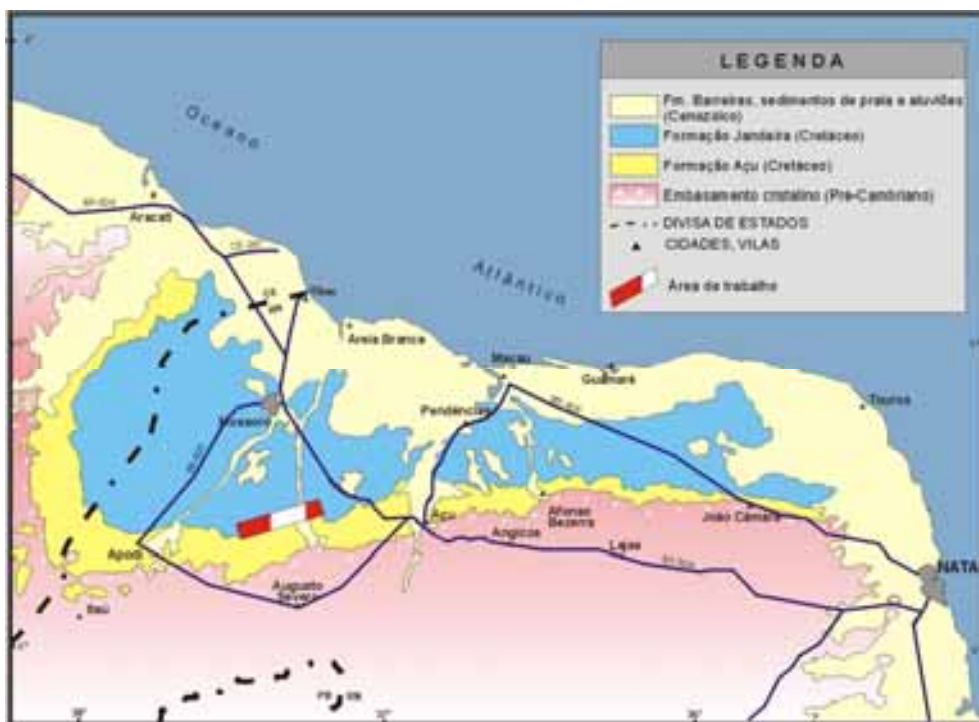


Figura 3.1 - Mapa geológico da Bacia Potiguar, em destaque a área de trabalho (modificado de Faria *et al.*, 1990).

#### 3.1 ESTRATIGRAFIA

O arcabouço estratigráfico da Bacia Potiguar foi inicialmente proposto por Souza (1982), onde relaciona o preenchimento da bacia com suas diferentes fases de evolução tectônica: fase rifte – constituída pela Formação Pendência; fase transicional – composta pela Formação Alagamar; e fase drifte – compreendendo as Formações Açú, Ponta do Mel, Jandaíra, Ubarana, Tibau e Guamaré. Posteriormente, Araripe e Feijó (1994) por meio de uma revisão das cartas estratigráficas de Souza (1982) e Lima Neto (1989), introduzem algumas mudanças no arcabouço estratigráfico da bacia e propõem sua divisão em três grandes grupos: Areia Branca, Apodi e Agulha.



## Grupo Areia Branca

Apresenta conteúdo essencialmente clástico, reunindo as formações Pendência, Pescada e Alagamar:

### ▪ Formação Pendência.

É um espesso pacote de arenitos finos a grossos, cinza esbranquiçados, intercalado com folhelhos e siltitos cinza-escuros. É descrita, preferencialmente, em baixos estruturais síncronos a sua deposição, apresentando decréscimo de granulometria a partir das falhas principais para os depocentros (Souza, 1982). Seu conteúdo fossilífero indica idade Rio da Serra superior-Jiquiá. As rochas da Formação Pendência são interpretadas como resultado de uma sedimentação em sistemas de leques aluviais, associados a falhamentos, e sistemas flúvio-deltáicos progradando sobre pelitos lacustres restritos a porções isoladas da bacia. Entremeados a estes, freqüentemente, são descritos depósitos turbidíticos (Della Fávera *et al.*, 1992).

A Formação Pendência está sotoposta em discordância aos sedimentos clásticos e carbonáticos da Formação Alagamar, e sobreposta, também em discordância, ao embasamento cristalino (Souza, 1982).

### ▪ Formação Pescada.

É constituída por arenitos médios brancos e arenitos finos cinzentos, intercalados com folhelhos e siltitos cinzentos. Foi descrita inicialmente no bloco baixo da Falha de Pescada, estando geneticamente associada a mesma. Dados bioestratigráficos indicam idade eoaptiana para esta formação. Tem como principal sistema deposicional leques aluviais coalescentes, além de sistemas flúvio-deltáicos com pelitos lacustres entremeados por turbiditos. A Formação Pescada está discordantemente em contato inferior com a Formação Pendência, e superior com a Formação Alagamar (Araripe & Feijó, 1994).

### ▪ Formação Alagamar.

É composta por dois membros separados por uma seção pelítica informalmente denominada de Camadas Ponta do Tubarão. O membro basal, Membro Upanema, é constituído por arenitos finos e grossos, cinzentos, e folhelhos cinza-esverdeados. As Camadas Ponta do Tubarão são representadas por rochas calcareníticas e calcilutíticas ostracoidais, por vezes, folhelhos escuros euxínicos. O membro superior, Membro Galinhos, é formado por folhelhos cinza-escuros e calcilutitos creme-claros (Souza, 1982). O conteúdo fossilífero destas rochas indica idade neo-aptiana. Para esta formação foram caracterizados sistemas flúvio-deltáicos (Membro Upanema), lagunares (Camadas Ponta do Tubarão) e neríticos (Membro Galinhos).

A Formação Alagamar está sotoposta em discordância à Formação Açú, com contato inferior, também discordante, sobre as formações Pescada e Pendência, ou mesmo, sobre o embasamento (Araripe e Feijó, 1994).

## **Grupo Apodi**

Inicialmente proposto por Oliveira & Leonardos (1943) para reunir as formações Açú e Jandaíra, foi modificado por Araripe & Feijó (1994) para também conter as formações Ponta do Mel e Quebradas:

### ▪ Formação Açú

É constituída por espessas camadas de arenitos médios a muito grossos, esbranquiçados, intercalado com folhelhos, argilitos verde-claros e siltitos castanho-avermelhados. Dados bioestratigráficos indicam idade Albiano-Cenomaniano para estas rochas. Vasconcelos *et al.* (1990), com base em perfis elétricos, propuseram a divisão da Formação Açú em quatro unidades: Açú-1 a Açú-4. A associação com outras técnicas permitiu a identificação de sistemas deposicionais de leques aluviais, fluviais entrelaçados e meandrantas, além de uma transgressão costeira estuarina.

A Formação Açú apresenta contato inferior discordante com a Formação Alagamar, interdigitação lateral com as formações Ponta do Mel e Quebradas, e está em concordância sotoposta pela Formação Jandaíra (Araripe & Feijó, 1994).

### ▪ Formação Ponta do Mel

Composta por calcarenitos oolíticos cremes, doloesparitos castanho-claros e calcilitos brancos, com camadas de folhelhos verde-claros. Seu conteúdo fossilífero indica idade neo-albiana. Estas rochas representam sistemas deposicionais desenvolvidos em plataforma rasa, associados à planície de maré e sistemas de mar aberto. A Formação Ponta do Mel recobre concordantemente e interdigita-se lateralmente com os clásticos da Formação Açú, sendo recoberta em discordância pela Formação Quebradas (Tibana & Terra, 1981).

### ▪ Formação Quebradas

Definida inicialmente por Souza (1982) como um membro da Formação Ubarana, foi elevada a categoria de formação por Araripe & Feijó (1994). É formada por dois membros, Membro Redonda, composto por intercalações de arenitos, folhelhos e siltitos, e Membro Porto do Mangue, composto por folhelhos e arenitos subordinados. Dados bioestratigráficos indicam idade cenomaniana. O ambiente deposicional interpretado é o marinho incluindo plataforma e talude, com importantes contribuições turbidíticas. Apresenta contato inferior discordante com a Formação Ponta do Mel, e superior concordante com a Formação Jandaíra, ocupando uma posição intermediária entre os clásticos da Formação Açú e os folhelhos batiais da Formação Ubarana.

### ▪ Formação Jandaíra

É composta por calcarenitos bioclásticos, por vezes associados a algas verdes, calcilito com marca de raízes, discrimito e gretas de contração (Sampaio & Schaller, 1968). Seu conteúdo fossilífero indica idades turonianas a mesocampanianas. Monteiro & Faria (1988) propõem como sistema deposicional o ambiente de planície de maré. Trabalhos mais recentes (Ramos, 1993; Gil, 1997) indicam uma maior diversidade ambiental, variando desde plataforma mista até ambientes neríticos. A Formação Jandaíra

está concordantemente sotoposta a Formação Açú ou Quebradas, lateralmente interdigitada com a Formação Ubarana, e sobreposta em discordância com o Grupo Agulha.

### **Grupo Agulha**

Unidade constituída por clásticos e rochas carbonáticas de alta e baixa energia, reunindo as formações Ubarana, Guamaré e Tibau (Araripe & Feijó, 1994):

#### ▪ Formação Ubarana

É composta por uma espessa seção de folhelhos e argilitos cinzentos, entremeada por camadas relativamente delgadas de arenitos grossos a muito finos esbranquiçados, siltitos cinza-acastanhados e calcarenitos finos creme-claros. Interdigita-se lateralmente com rochas do Grupo Apodi e da Formação Guamaré, tendo assim idades, correlacionadas, desde o Albiano até o Holoceno. Seu ambiente deposicional interpretado é de talude e bacia (Araripe & Feijó, 1994).

#### ▪ Formação Guamaré

Esta unidade é formada por calcarenitos bioclásticos creme e calcilitos, depositados em plataforma e talude carbonáticos (Souza, 1982). Seu conteúdo fóssilífero indica idades desde o Neocampaniano até o Holoceno (Araripe & Feijó, 1994).

#### ▪ Formação Tibau

É caracterizada por arenitos grossos hialinos, interdigitados lateralmente com as formações Guamaré e Barreiras (Silva, 1966). Tem como sistema deposicional dominante leques costeiros atuantes do Neocampaniano ao Holoceno (Araripe & Feijó, 1994).

### **Magmatismo**

Na Bacia Potiguar são descritos três distintos eventos magmáticos, individualizados em três formações: Formação Rio Ceará Mirim – diques de diabásio toleítico orientados na direção NW; Formação Serra do Cuó – diques de diabásio de tendência alcalina; e Formação Macau – derrames de olivina-basalto afanítico eocêntricos e oligocêntricos intercalados com rochas das formações Tibau, Guamaré e Ubarana (Araripe e Feijó, 1994).

### **3.2 ARCABOUÇO ESTRUTURAL**

A Bacia Potiguar está inserida em um substrato de rochas pré-cambrianas pertencentes à Província Borborema, sendo limitada a leste pela Bacia Pernambuco-Paraíba, e a oeste pela Bacia do Ceará. Acredita-se que a fábrica estrutural desta província tenha um papel fundamental no desenvolvimento da bacia, que por sua vez teria herdado importantes *trends* estruturais do embasamento durante a compartimentação sin-rifte (Almeida & Hasui, 1984 *in* Castro *et al.*, 1997; Matos, 1992).

O arcabouço estrutural da bacia é composto por três distintas feições morfo-estruturais intimamente relacionadas a sua evolução tectônica. São elas: grabens e altos internos, associados à fase sin-rifte; e plataformas do embasamento, associadas à fase drifte (figura 3.3).



Figura 3.3 – Arcabouço tectônico da Bacia Potiguar (modificado de Matos, 1999).

Os grabens, em sua porção terrestre, constituem feições lineares com eixos orientados NE-SW, apresentando leve obliquidade em relação aos lineamentos principais do embasamento sul da bacia. São limitados a sudeste e a sudoeste por falhas de grande rejeito, e a nordeste e a noroeste por linhas de flexura com falhas normais de pequeno rejeito. Na porção submersa, também apresentam assimetria, sendo seus eixos orientados paralelos à linha de costa (Bertani *et al.*, 1990).

Os altos internos são representados por alongadas cristas do embasamento que separam os principais grabens. Estas feições são limitadas por escarpas abruptas de um lado e mergulhos em rampa associados a falhas sintéticas secundárias no lado oposto. São interpretados como produto da formação dos grabens por meio de extensas falhas lítricas (Bertani *et al.*, 1990 e Matos, 1992).

As plataformas do embasamento flanqueiam a leste (Touros) e a oeste (Aracati) os grabens centrais da bacia, sendo pouco afetadas pelo sistema de falhamentos presente na mesma. As plataformas apresentam um mergulho gradual atingindo cerca de 1.500 metros de profundidade junto às bordas dos grabens submersos (Bertani *et al.*, 1990).

A porção emersa da bacia é caracterizada por um graben de formato rômboico alongado na direção NE-SW, controlado por duas falhas lítricas intracrustais normais (figura 3.4). Estas apresentam rejeitos variados, que atingem um máximo de cinco quilômetros ao longo do Sistema de Falhas de Carnaubais (Matos, 1999). O graben encontra-se compartimentado em dois meio grabens de direção NE basculados para SE (Umbuzeiro e Boa Vista), sendo estes limitados pelos altos internos de Macau e Serra do Carmo/Quixaba (Matos, 1987).



Figura 3.4 – Seção geológica cruzando a porção emergida da Bacia Potiguar (modificado de Matos, 1999).

### O Graben de Umbuzeiro

O Graben de Umbuzeiro é considerado a principal feição morfo-estrutural do meio graben basculado formador do Rifte Potiguar emerso (Matos, 1987). É limitado a sul pelo sistema de falhas Apodi (segmento NW) / Baixa Grande (segmento NE), que é paralelo a Falha de Carnaubais. Constitui um meio graben basculado com profundidades que atingem cerca de cinco quilômetros. O rejeito da Falha de Carnaubais é mais acentuado em sua porção nordeste e diminui progressivamente na medida em que se aproxima da Falha de Baixa Grande. Na porção sudoeste do graben, a Falha de Carnaubais dispõe rejeitos mínimos, enquanto a Falha de Baixa Grande apresenta seu rejeito mais acentuado. Os diferentes rejeitos destas falhas são responsáveis pela geração de uma grande rampa de revezamento, de mergulho para NE, em direção ao centro do graben (Soares, 2000). Os altos internos (Alto de Quixaba, porção sudoeste, e Alto de Macau, porção nordeste) estão em geral encobertos por rochas de sua fase transicional (Formação Alagamar), contudo podem apresentar espessuras significativas das seqüências sin-rifte mais velhas posicionadas entre o embasamento e a Formação Alagamar.

### A Falha de Baixa Grande

A Falha de Baixa Grande localiza-se no extremo S-SW do Rifte Potiguar, limitando, ao sul, o Graben de Umbuzeiro e parte do Graben de Apodi. Seu prolongamento para oeste define, após inflexão de seu traço para NW, o Sistema de Falhas Apodi, já nos limites do Graben de Apodi. Em direção a E-NE a falha perde rejeito, enquanto que o Sistema de Falhas Carnaubais tende a aumentar seu rejeito nesta direção, tornando-se o limite S-SE do Rifte Potiguar.

## 3.3 EVOLUÇÃO TECTÔNICO-SEDIMENTAR

A Província Borborema é marcada por uma crosta heterogênea controlada por zonas de cisalhamento e concentrações diferenciadas de supracrustais e infracrustais. Tal cenário proporcionou a atuação de comportamentos dúcteis/rúpteis diferenciados durante a fragmentação cretácea do supercontinente Gondwana (Matos, 1992), fator preponderante na definição da geometria e evolução das bacias que ali se implantaram. É

neste ambiente de estiramento e afinamento crustal que se inicia o processo evolutivo que culmina com o desenvolvimento de diversos riftes, entre eles, o Rifte Potiguar.

Na Bacia Potiguar são identificados em seu registro estratigráfico três principais estágios tectônicos: rifte, transicional e drifte (Souza, 1982). No estágio rifte são formadas grandes falhas normais e de transferência, ativas durante o Neocomiano na parte emersa e até o Eoaptiano na porção submersa. Neste momento são formados os principais grabens assimétricos, onde se instalam lagos de profundidades moderadas. A sedimentação foi tipicamente flúvio-lacustre, sendo responsável pela formação das rochas da Formação Pendência (Matos *et al.*, 1987). No fim desta fase, um soerguimento generalizado, mais pronunciado na parte terrestre, acompanhado de basculamento de blocos com conseqüente maior desenvolvimento dos altos internos, é responsável pela formação de uma discordância regional de caráter erosional angular (Bertani *et al.*, 1990).

Posteriormente, durante o estágio transicional, a crosta sofre um processo de subsidência contínua provocada pelo seu resfriamento. Neste ambiente de relativa aquiescência tectônica ocorre a sedimentação da Formação Alagamar de idade neoaptiana (Costa *et al.*, 1983, *in* Bertani *et al.*, 1990). Na porção *offshore* esta seqüência é afetada, principalmente, pelo desenvolvimento de falhas normais e transcorrentes reativadas pelo processo de ruptura e separação entre a América do Sul e a África (Bertani *et al.*, 1990).

Na fase drifte, a subsidência da bacia é controlada por mecanismos essencialmente termais e isostáticos, de modo que falhamentos normais consistem nas maiores modificações estruturais implantadas. São então depositadas duas seqüências sedimentares em ambiente de deriva continental sob influência de mar aberto. A primeira seqüência, albiana a turoniana, é uma unidade transgressiva representada por rochas clásticas e carbonáticas de plataforma rasa, associadas às formações Açú, Jandaíra, Ponta do Mel e ao Membro Quebradas da Formação Ubarana. A segunda seqüência é uma unidade regressiva ou progradacional, de rochas clásticas de ambientes costeiro a marinho profundo e rochas carbonáticas de plataforma, incluídos nas formações Tibau, Guamaré e Ubarana. Ambas seqüências foram recorrentemente cortadas por *canyons* ativos desde o Albiano e que frequentemente escavam a pilha sedimentar até níveis neocomianos (Bertani *et al.*, 1990).

Françolin & Szatmari (1987) acreditam que a origem da Bacia Potiguar esteja inserida no contexto de evolução da Margem Equatorial Atlântica, onde a rotação diferencial dextral entre a América do Sul e a África provocou na Província Borborema um regime de esforços com distensão N-S e compressão E-W, propiciando o desenvolvimento de bacias rifte sob regimes transtracionais (Rifte Potiguar) e transpressionais.

Matos (1999) apresenta um novo modelo de evolução para as bacias rifte do nordeste brasileiro, mostrando que grandes massas continentais não se comportam de modo rígido, como são comumente representadas em reconstruções de antigas placas tectônicas. Segundo o autor, no fim do Jurássico, na medida em que uma deformação distensional se espalhava na direção norte do segmento sul da Margem Atlântica, a região foi submetida a uma distensão geral de direção NW-SE. Isto é sugerido com base na

consistência da orientação nordeste das bacias rifte e pelo eixo regional norte-nordeste do Proto-Atlântico Sul. Neste modelo, a partir da análise e observação de mudanças no estilo estrutural, associações de fácies, taxa de deformação e duração de subsidência, são reconhecidas três fases sin-rifte, denominadas Sin-rifte I a III, distribuídas em três eixos de rifteamento principais: i- *trend* Gabão-Sergipe-Alagoas; ii- *trend* Recôncavo-Tucano-Jatobá; iii- *trend* Cariri-Potiguar (Chang *et al.*, 1988; Matos, 1987 e 1992).

A seqüência Sin-rifte I, freqüentemente chamada seção pré-rifte, abrange os depósitos clásticos do Jurássico superior – Berriasiano inferior responsáveis pelo preenchimento da Depressão Afro-Brasileira de Ponte (1971). Desta fase não existem registros sedimentares na Bacia Potiguar, no entanto, a ocorrência de diques toleíticos intrusivos no embasamento Pré-Cambriano na borda sul da porção emersa, com direção preferencial variando de NE-SW a E-W, levaram Oliveira (1992) a sugerir uma mudança no eixo de stress principal de noroeste-sudeste para norte-sul ao redor da bacia. A fase Sin-rifte II, dividida em a e b por meio de um refinado controle bioestratigráfico, representa a fase sin-rifte principal que resulta em falhamentos generalizados nos *trends* Gabão-Sergipe-Alagoas, Recôncavo-Tucano-Jatobá e Cariri-Potiguar. Estes blocos falhados são definidos por uma série de meio-grabens assimétricos separados por altos do embasamento, falhas de transferência e/ou zonas de acomodação. Um transporte tectônico geral NNW-SSE é consistente com o desenvolvimento de grabens NE-SW na Província Borborema. O rifteamento da fase Sin-rifte IIa é confinado aos *trends* Gabão-Sergipe-Alagoas e Recôncavo-Tucano-Jatobá, enquanto que na fase Sin-rifte IIb a deformação distensional é transferida das bacias leste para o *trend* mais ao norte, criando o *trend* Cariri-Potiguar (figura 3.5). Durante esta fase ocorre a deposição dos sedimentos da Formação Pendência na Bacia Potiguar.

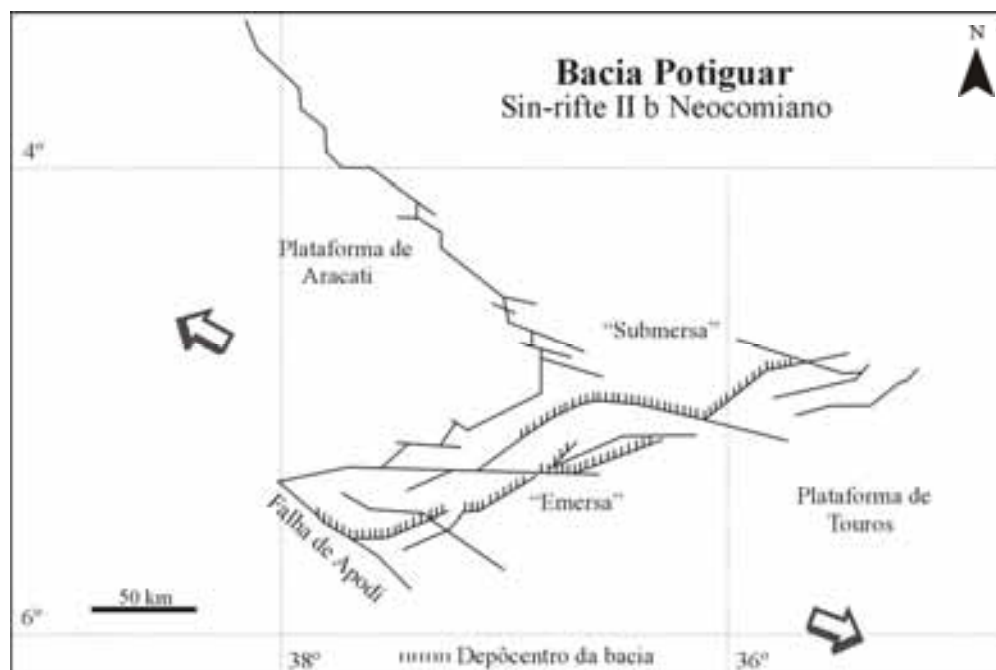


Figura 3.5 – Fase Sin-rifte IIb na Bacia Potiguar, as setas indicam a direção de transporte tectônico (modificado de Matos, 1999).

Os sedimentos do Barremiano inferior, correspondentes à fase Sin-rifte III documentam a maior mudança na cinemática do rifte relacionada ao desenvolvimento síncrono de dois *trends* deformacionais: o início da formação da margem norte equatorial (dominada por zonas transcorrentes) e desenvolvimento da porção sul do Sistema de Riftes Atlântico. Esta nova fase de rifteamento ocorre na Bacia Potiguar entre o NeoBarremiano e o limite superior do Eoaptiano. A deformação distensional torna-se dominante e a direção de transporte tectônico muda de NNW para E-W, gerando falhamentos WNW-ESE paralelos à linha de costa atual e reativando outros associados à fase rifte anterior (figura 3.6). A sedimentação sin-rifte da porção emersa bacia é interrompida e a deformação principal no segmento Equatorial da margem Brasileira se inicia. Esta mudança na evolução da bacia é marcada pela deposição dos sedimentos da Formação Alagamar. A nova fase de rifteamento causou o rompimento generalizado das placas sul-americana e africana ao longo da porção submersa da bacia, provocando a ruptura final do Cráton Oeste Africano-São Luis. Enquanto o *trend* Recôncavo-Tucano-Jatobá foi abortado, o *trend* Gabão-Sergipe-Alagoas e a Bacia Potiguar submersa evoluíram para a fase drifte, a qual na bacia Potiguar, esta representada pelos sedimentos das Formações Açú, Jandaíra, Ponta do Mel, Tibau, Guamaré e Ubarana.

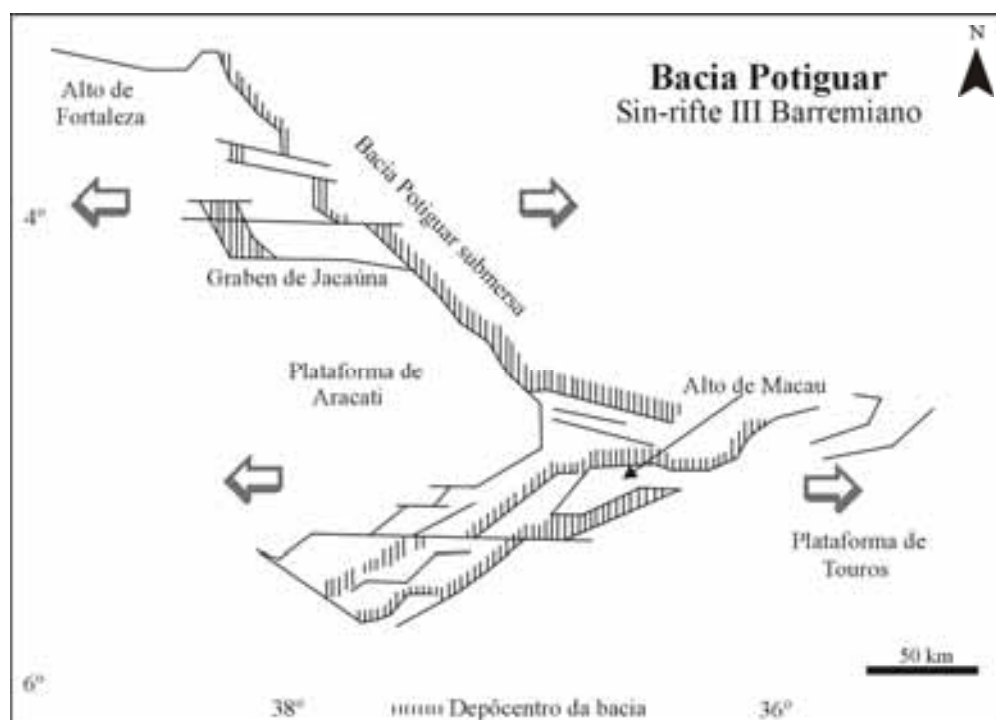
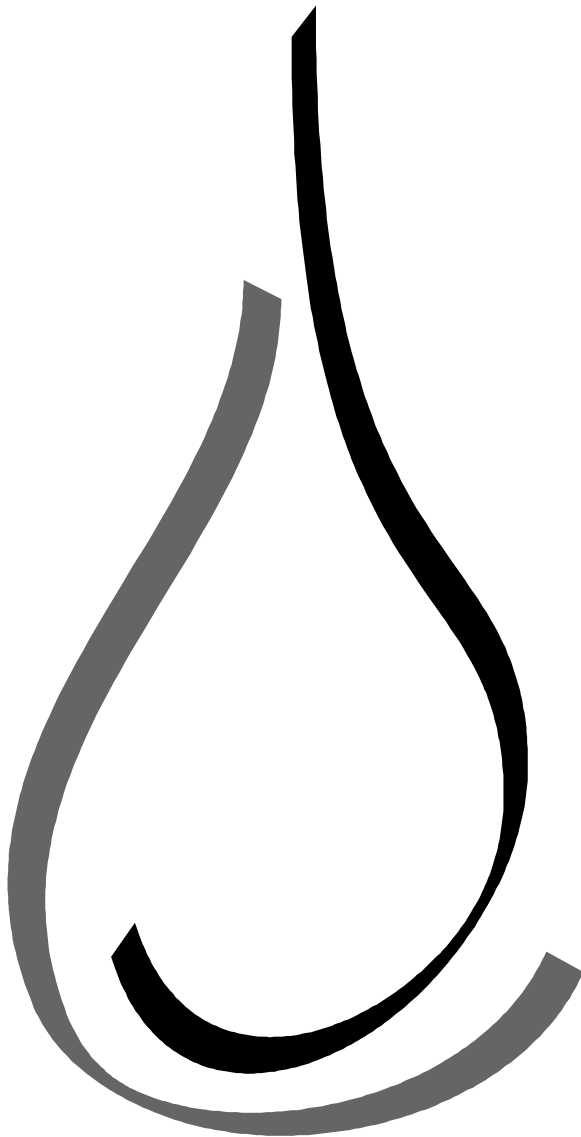


Figura 3.6 – Fase Sin-rifte III na Bacia Potiguar. Observe o crescimento de sua porção emersa e a formação do Alto de Macau. As setas indicam a direção de transporte tectônico. (modificado de Matos, 1999).

Segundo Matos (2000), o mecanismo de formação da Bacia Potiguar ainda é controverso, uma vez que a abertura do Atlântico equatorial foi dinamicamente controlada por estresses litosféricos, que resultaram em deslocamentos por toda a margem. Este elemento dinâmico de deformação litoférica produziu um segmento único de bacias na margem equatorial, que não pode ser explicado adequadamente por processos distensivos convencionais, como rifteamento passivo e ativo, ou mesmo por

mecanismos como cisalhamento puro e simples, típicos de margens divergentes. De acordo com o mesmo autor, a Bacia Potiguar registra as deformações do ramo Sul-Atlântico e da margem equatorial, o que por sinal já a torna um interessante local para estudos geotectônicos.

# TECTÔNICA DE BACIAS do Tipo RIFTE



Capítulo 4.

## 4. TECTÔNICA DE BACIAS DO TIPO RIFTE

### 4.1 ARQUITETURA DE BACIAS TIPO RIFTE

Riftes podem ser definidos como alongadas depressões limitadas e conectadas por um sistema de falhas. São posicionados acima, ou próximos, de zonas onde a litosfera teve sua espessura reduzida durante a instalação desta estrutura. Estas feições estruturais são formadas em grande parte dos ambientes tectônicos e em todos os estágios de desenvolvimento do Ciclo de Wilson (Burke, 1978). Devido suas características morfológicas, constituem convenientes zonas de sedimentação, preservando, em diversos graus de integridade, um registro do ambiente tectônico de que se originaram ou do qual evoluíram. Os processos metamórficos associados a sistemas de rifteamento são inexpressivos se comparados com faixas orogênicas (Sengör, 1995).

Os riftes são uma das mais importantes feições geológicas para o estudo da história da Terra, por ocorrerem distribuídos por todo globo, apresentarem grande versatilidade em termos de ambiência tectônica e por registrar como a litosfera responde a esforços distensivos.

Um rifte representa uma fase da dinâmica de placas, assim, pode evoluir culminando com a formação de um oceano, o que pode resultar na perda parcial, ou mesmo total, de seu preenchimento sedimentar, e conseqüentemente de seu registro estratigráfico. Parte deste registro preservado é formador de margem continental e sua contínua evolução pode culminar em eventos orogênicos que deformam e transformam estas rochas. Entretanto, nem todos riftes são submetidos a esta seqüência de eventos, sendo transformados em 'estruturas fósseis' (Sengör, 1995).

Um rifte pode ser simétrico ou assimétrico (figura 4.1), dependendo de sua estrutura, evolução termal, padrões de soerguimento/subsidência e desenvolvimento estratigráfico. O elemento estrutural básico de um rifte continental, mais aceito atualmente, é um meio-graben (Gibbs, 1984; Leeder & Gawthorpe, 1987; Rosendahl, 1987; Frostick & Reid, 1990; Frostick & Steel, 1993). A zona de falha principal, que controla a assimetria da bacia, é denominada falha de borda, sua direção e mergulho podem ser influenciados pela presença de uma zona de acomodação ou falha de transferência além do controle de estruturas pré-existentes (Ingersoll & Busby, 1995).

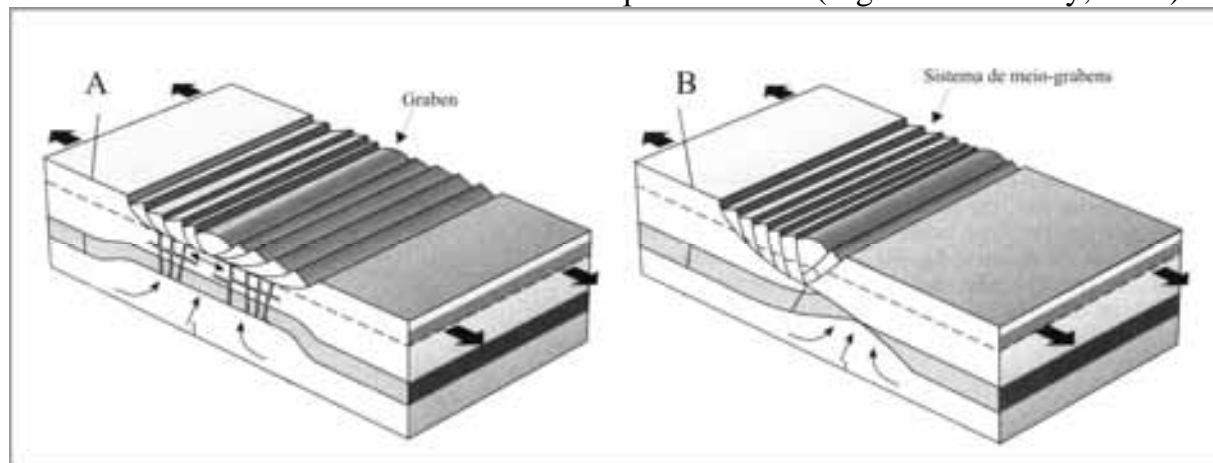


Figura 4.1 – Bloco diagrama ilustrando os dois possíveis tipos de rifte quanto à simetria, em A rifte simétrico, em B rifte assimétrico (modificado de Moores & Twiss, 1995).

## 4.2 PARÂMETROS FÍSICOS CONTROLADORES

As recentes pesquisas de processos de rifteamento vem obtendo resultados satisfatórios através da utilização de modelos termomecânicos, que incorporam os parâmetros físicos fundamentais que governam a susceptibilidade inicial da litosfera ao rifteamento e a dependência temporal da evolução de terrenos distensionais. O entendimento de tais parâmetros facilita a compreensão dos processos de rifteamento (Ruppel, 1995), são eles:

### **Estrutura Térmica**

A temperatura controla a resistência da litosfera, o modo e estilo da deformação distensional (Sander & England, 1989; Bass, 1991; Bassi *et al.*, 1993), subsidência e soerguimento, sismicidade (England & Jackson, 1987), metamorfismo (Ruppel *et al.*, 1988) e a geração de material fundido. Em um sistema de rifteamento os parâmetros térmicos mais importantes são as temperaturas inicial (pré-rifte) e sin-rifte na litosfera, e em alguns casos na astenosfera.

### **Reologia Litosférica**

A reologia controla o estilo da resposta litosférica a estresses distensionais (Samyer, 1985; Bassi & Bonnin, 1988a; Dunbar & Sawyer, 1989b; Sander & England, 1989; Buck, 1991 e Hopper & Buck, 1993) e é fator determinante da morfologia, padrões sísmicos e distribuição de falhas nas zonas de rifteamento.

O papel do comportamento reológico no processo de rifteamento é discutido em dois importantes modelos: *força tectônica constante - taxa de distensão* (Kusznir & Park, 1994; Sawyer, 1985; Dunbar & Sawyer, 1989 b; Hopper & Buck, 1993) e *taxa de deformação constante – velocidade*. Os modelos de força constante assumem que o Envoltório de Resistência à Tensão (*Yield Strength Envelope* – força por unidade de comprimento), tempo-dependente, da litosfera se mantém constante e igual à força total tectônica aplicada, enquanto que os modelos de velocidade constante assumem que a força por unidade de comprimento muda com o tempo para manter a taxa de deformação constante (Ruppel, 1995).

Wdowinski & o'Connel (1990) e Christensen (1992) analisam as diferenças entre os modelos supracitados apontando seus principais aspectos: o modelo de força constante pode levar a aceleração ou desaceleração do rifteamento. Quando a força tectônica aplicada é grande, o afinamento provoca reequilíbrio condutivo das geotermas perturbadas, resultando em rápida distensão e possível ruptura continental. Para baixos níveis de estresse tectônico aplicado, o rifteamento tende a falhar porque o afinamento é incapaz de acompanhar o aumento de rigidez litosférica resultante do resfriamento por condução. Os modelos de velocidade constante (England, 1983) predizem que a distensão é um processo auto-limitante de dois estágios: a litosfera inicialmente afina enquanto mantém relativamente constante o Envoltório de Tensões Suportável. Eventualmente, o resfriamento por condução compensa qualquer redução local na resistência crustal e o rifte cessa.

### **Fatores Temporais**

O tempo entra no estudo de riftes de três modos: primeiro, sua idade absoluta e tempo de duração na relação de outros eventos tectônicos regionais e globais. Segundo, a duração dos diferentes estágios das deformações associadas às fases de rifteamento auxilia na distinção entre ativos (atividade mantélica) e passivos (limites de placas), além de exercer forte controle no resultado de tal processo (morfologia final, padrões relativos de subsidência/soerguimento, e se o rifteamento continental vai ser abortado ou se vai atingir a separação litosférica). Terceiro, a taxa de deformação distensional e a relação subsidência/soerguimento podem fornecer sugestões sobre a natureza das forças propulsoras (Ruppel, 1995).

### **4.3 MECANISMOS DE RIFTEAMENTO**

Os principais mecanismos de rifteamento são: cisalhamento puro, cisalhamento simples, mecanismos combinados e fluxo da crosta inferior. Cada mecanismo é baseado em pressupostos específicos sobre idealizações da reologia litosférica, e possui conseqüências particulares para a evolução térmica das zonas de rifteamento, história de subsidência/soerguimento e padrões de sedimentação. Ruppel (1995) revisa os principais aspectos de cada mecanismo conforme seguem abaixo descritos.

#### **Cisalhamento Puro**

O cisalhamento puro descreve o afinamento homogêneo de um bloco inteiro por um fator de estiramento  $\beta$  dado pela razão da espessura inicial e final. Este mecanismo, quantificado primeiramente por McKenzie (1978), assume que a litosfera responde a um estresse distensional preferencialmente de forma contínua, ao invés de modo descontínuo (falhamentos).

A conseqüência direta do rifteamento é a subsidência e subida passiva da astenosfera, e apesar de suas simplificações, este mecanismo fornece um elegante arcabouço relacionando o afinamento distensional à elevação de estruturas riftes com relação ao nível do mar. Em casos simplórios (sem intrusões associadas) é possível prever se ocorrerá subsidência ou soerguimento durante os estágios iniciais de estiramento a partir da quantificação relativa de afinamento e das densidades assumidas da crosta, manto litosférico e astenosfera.

Os modelos de cisalhamento puro apresentam aplicação satisfatória em estudos geofísicos regionais; no entanto, tendem a serem falhos em escala local e a explicação reside no comportamento litosférico. Como um todo pode ser aproximado por formulações contínuas, mas sob escala local são necessários padrões mais complicados de deformação inelástica.

#### **Cisalhamento Simples**

O cisalhamento simples (ou mecanismo de distensão por falhamentos normais) enfatiza o papel da deformação rúptil, tensão localizada (ao longo de zonas de falhas) e predominante deformação crustal na evolução de terrenos rifteados. Diversos modelos diferem em detalhes, mas geralmente são caracterizados por falhas de descolamento de

larga escala que atravessam a crosta, ou mesmo a crosta e o manto litosférico (Wernicke, 1985; Weissel & Karner, 1989; Lister *et al.*, 1991; Reston, 1993).

### **Cisalhamento Puro e Simples Combinados**

Apesar da atratividade matemática do modelamento da deformação distensional através do cisalhamento puro, dados estruturais e sísmicos indicam que a combinação de cisalhamento simples (falhamento rúptil) e cisalhamento puro (estiramento dúctil) descreve mais precisamente o processo de rifteamento em continentes e em margens passivas (Hellinger & Sclater, 1983 e Gans, 1987). Mecanismos combinados apresentam grande aplicabilidade ao explicar observações de: i. afinamento diferencial da crosta e manto litosférico; ii. afinamento litosférico máximo transferido da zona de máximo afinamento crustal; e iii. distintos graus de afinamento crustal localizados que são inconsistentes com a atividade sísmica estimada para a quantidade total de distensão através da zona de rifteamento.

### **Fluxo da Crosta Inferior**

A crosta inferior pode dispor de uma viscosidade suficiente que permita seu fluxo lateral de regiões não distendidas para regiões distendidas em resposta a gradientes de pressão horizontais induzidos por afinamento localizado na crosta superior. O fluxo da crosta inferior é agora utilizado para explicar alguns aspectos de dados estruturais (Spencer & Reynolds, 1991) e a evolução de terrenos distensionais em crostas continentais inicialmente espessas (>30 km) e quentes (fluxo de calor > 100mW/m<sup>2</sup>) (Buck, 1991; Christensen, 1992).

## **4.4 CLASSIFICAÇÃO DE RIFTES**

A classificação de riftes aqui apresentada é mais adequada a grupo de riftes (*taphogens*) do que a riftes individuais. O termo tafrogenia significando ‘durante formação’, é sugerido para designar a componente distensional de orôgenos. Assim, são estruturas de escala litosférica comumente formadas a partir de sistemas de riftes e grabens unidos que estiram a litosfera. A tafrogenia avançada pode culminar com a formação de oceanos.

De modo geral um sistema de rifteamento pode ser classificado a partir de suas características geométricas, cinemáticas e dinâmicas.

### **Classificação Estrutural**

Quando forças de densidade geradas pela diferença entre espessuras crustais, criadas por distensão, superam o stress tensional, o ponto de rifteamento migra ao longo de um tafrogeno; caso contrário o rifteamento ocorre em uma única área (*single locus*). Quando a crosta inferior flui mais rapidamente do que a crosta superior, os esforços distensionais são capazes de provocar diferença entre as espessuras crustais, a distensão se mantém localizada na crosta superior, mas é difusa na crosta inferior. Tais diferenças levam aos seguintes modos de rifteamento (Sengör, 1995):

- Tafrogênio *Amerotype*: quando o fluxo de calor é alto ( $100 \text{ mW/m}^2$ ) e a crosta é espessa ( $\sim 60 \text{ km}$ ), um rápido estiramento (cerca de 1 a 2 cm/ano) leva a uma distensão localizada da crosta superior, compensada em profundidade por um fluxo crustal que distribui o afinamento em uma área maior do que a superficialmente distendida, o que promove uma pequena subsidência isostática. Este tipo de rifte não é um bom receptáculo de sedimentos, posto que não são gerados grandes depocentros, e sim bacias amplas e rasas;
- Tafrogênio *Aegeotype*: quando o fluxo de calor é menor ( $\sim 80 \text{ mW/m}^2$ ) e a crosta menos espessa ( $\sim 45 \text{ km}$ ), um rápido estiramento (1 a 10 cm/ano) provoca distensão em uma grande área (proporções de centenas de km). Este tafrogênio cria riftes mais largos e profundos do que o tipo anterior, sendo seguidos por bacias amplas e profundas, como por exemplo as Terras Baixas do Oeste siberiano;
- Tafrogênio *Afrotype*: uma crosta de espessura normal (30 a 35 km) e médio fluxo de calor ( $\sim 60 \text{ mW/m}^2$ ) sob baixas taxas de estiramento (menos de 1 cm/ano) leva à geração de uma estreita zona de rifteamento. Este é o tipo de rifte mais representativo no Leste Africano. Este tipo de tafrogênio gera riftes profundos e extensos, porém culminam com pequenas bacias (Buck, 1991; Sengör, 1995).

### Classificação Geométrica

Os riftes apresentam cinco tipos de padrões em mapa (Sengör, 1983), do mais simples ao mais complexo são eles:

- Riftes Solitários: formam tafrogênios pequenos, raros e de difícil identificação no registro geológico, uma vez que freqüentemente é impossível afirmar se determinado fragmento é isolado ou parte de uma grande área de rifteamento;
- Riftes em Estrela: são formados quando dois ou mais riftes radiam de um centro comum. São feições comuns do repertório estrutural do planeta no tempo presente, sendo também conhecidos como junções tríplexes, e aparentemente foram comuns no passado geológico;
- Riftes em Cadeia: designação para uma série de riftes alinhados ao longo de cinturões lineares. O sistema de rifteamento do Leste Africano constitui a mais conhecida cadeia de rifte ativa do mundo. Geralmente, grandes cadeias evoluem para a formação de um oceano.

Os tipos supracitados são, freqüentemente, originados de riftes *afrotype*, entretanto, também são conhecidas ocorrências de riftes em estrela evoluídos a partir de rifteamento *aegeotype*.

- Riftes agrupados: originados a partir de uma série de riftes sub-paralelos ocorrendo em uma área de distribuição equidistante (Sengör *et al.*, 1978). Os dois exemplos mais conhecidos mundialmente são a área de *Basin and Range* e o *Aegean Sea*. São geralmente formados de rifteamentos *aegeotype*, mas podem também se originar de sistemas *amerotype*;
- Riftes em rede: constituem um raro padrão, similar a boudinagem em ‘barra de chocolate’, provavelmente de mesma origem, porém são mais comumente formados em ambientes de rápido e complexo estresse desviatório, onde a direção dominante de

distensão muda rapidamente. Rede de riftes são geralmente formadas de sistemas *afrotype*.

### Classificação Cinemática

Por ocorrerem durante todos os estágios do ciclo de Wilson, as características cinemáticas dos limites de placas podem ser tomadas como base para classificar os riftes de acordo com o ambiente de sua disposição geral e o campo de tensão do qual se originam. Existem três tipos de limites de placas, além da zona interna destas placas. Soma-se a estes uma quinta classe, que é decorrente de problemas de compatibilidade associados a junções tríplices instáveis que, por consistirem em sistemas de tamanha complexidade, devem ser abordados separadamente (Sengör, 1995):

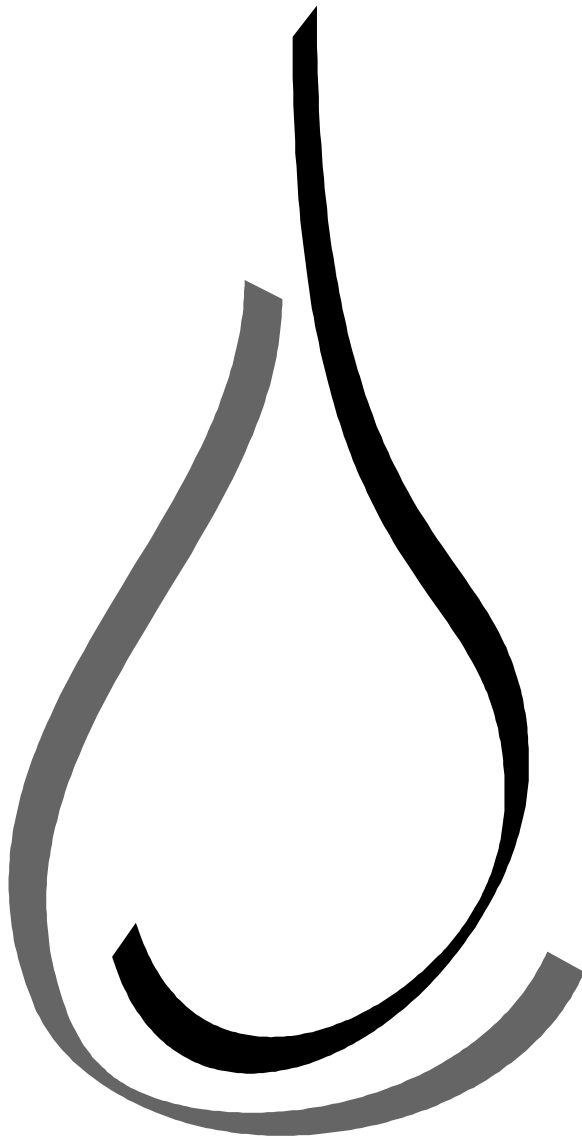
- Riftes Intraplaca: são cercados por litosfera não deformada. Usualmente são solitários, pequenos e raros, sendo de difícil identificação no registro geológico.
- Riftes Associados a Limites de Placas Divergentes: sua formação é consequência direta da separação de placas ao longo de limites divergentes incipientes. Distinguem-se duas classes: i. riftes que são formados após o arqueamento litosférico seguido da formação de domo; ii. riftes que são formados sem ocorrência de domo na fase pré-rifte.
- Riftes Associados a Limites de Placas Conservativos: limites de placas conservativos são por definição aqueles onde não ocorre formação ou consumo da placa. Este tipo de rifte ocorre em diversos cenários: i. limites conservativos transtensionais; ii. bacias de *pull-apart*; iii. *Sphenochasms* – bacias causadas por rigor ou arrasto diferencial ao longo de falhas transcorrentes em um dos muros da falha, onde a distensão muda de seu valor máximo para zero no pólo de abertura da bacia.
- Riftes Associados a Limites de Placas Convergentes: dividem-se em:
  - i. riftes associados a zonas de subducção – ocorrem em três tipos de situação, correspondendo a três distintos comportamentos:
    1. Arcos Distensionais: quando um arco começa a distender, este geralmente se rompe ao longo do eixo magmático e forma uma pequena cadeia de riftes, onde as bacias marginais estão em processo de rifteamento. Estes riftes geralmente não são inteiramente preservados no registro geológico em virtude da evolução tectônica envolvendo mudanças em seu comportamento, e posteriores colisões com outros arcos ou continentes;
    2. Arcos Neutros: não apresentam encurtamento ou distensão. A estes são associados riftes em falhas transcorrentes de arcos paralelos, podendo, assim, serem classificados da mesma forma que riftes associados a limites conservativos;
    3. Arcos Compressionais: a crosta geralmente apresenta espessamento e a litosfera afina, ambos por aquecimento e por eventual delaminação (Isacks, 1988; Sengör, 1990 a);
  - ii. riftes associados a colisão continental: estão associados a três diferentes ambientes: linhas de distensão (radial a partir de pontos onde a colisão se inicia), regiões de distensão (adjacente a zonas de sutura) e nós de distensão (áreas de complexa deformação em *fore* e *hinterlands* despedaçadas pela colisão).
- Riftes de Junções Tríplices: são formados em junções tríplices instáveis ou em áreas adjacentes.

### **Classificação Genética**

Os riftes podem, também, serem classificados de acordo com a origem das forças que os originaram. Sengör *et al.* (1978) propõem que o estresse causador do rifteamento pode ser diretamente imposto a litosfera pelo manto subjacente ou pode ser resultante da evolução bidimensional da placa. Apesar de criticada (por exemplo White & Mckenzie, 1989) tal classificação é proveitosa no entendimento dos mecanismos subordinados aos vários estilos e arranjos de riftes:

- Riftes Ativos: são formados em resposta ao soerguimento mantélico associado a *hot spots* (Burke & Dewey, 1973; Burke & Whiteman, 1973; Dewey & Burke, 1974; Thiessen *et al.*, 1979; Morgan, 1979 e White & Mckenzie, 1989). Nestes ambientes, o rifteamento é resultante da tensão criada pela distensão dos estratos em resposta ao domeamento (Cloos, 1939);
- Riftes Passivos: modo de rifteamento onde o manto abaixo da área de ruptura apresenta papel passivo. A distensão é causada por movimentos bidimensionais da placa litosférica. Neste modo de rifteamento não ocorre soerguimento mantélico na fase pré-rifte.

# GEOMETRIA DE FALHAS DISTENSIONAIS



Capítulo 5.

---

## 5. GEOMETRIA DE FALHAS DISTENSIONAIS

As falhas consistem em descontinuidades em uma rocha onde ocorreram deslocamentos diferenciais. Sendo assim um falhamento implica necessariamente em movimento relativo entre blocos. Um falhamento ocorre quando o limite de coesão interno da rocha é ultrapassado, quando submetido a ação de tensões cisalhantes. As falhas podem ser classificadas a partir de características geométricas, ou a partir dos processos genéticos de sua formação, conforme segue abaixo:

- Falhas Normais: seu movimento possui caráter de mergulho inverso e o maior eixo de tensão ( $\sigma_1$ ) é essencialmente vertical, sendo a direção de maior alívio praticamente horizontal. Assim, relaciona-se, via de regra, a uma distensão da crosta terrestre. Também são associadas a estiramento radial centrífugo em cristas de anticlinais ou estruturas dômicas (Loczy & Ladeira, 1976);

- Falhas de Empurrão: são caracterizadas por um eixo principal de tensão máxima essencialmente horizontal, com direção de máximo alívio vertical. Seu movimento possui rejeito com mergulho inverso. Apresentam mergulho máximo de  $45^\circ$ , sendo comumente observados mergulhos em torno de  $30^\circ$ . Este tipo de falha é, geralmente, associada a processos de encurtamento crustal, implicando em esforços compressionais e tangenciais, os quais podem resultar secundariamente a partir de tectonismo vertical e deslizamento gravitacional, sem significar que a crosta esteja efetivamente encurtando (Loczy & Ladeira, 1976);

- Falhas Inversas: assim como as falhas de empurrão acomodam o encurtamento crustal. Apresentam mergulhos típicos por volta de  $60^\circ$ , ou mais, sendo descritas em cinturões orogênicos em todo planeta. A teoria andersoniana não prevê a geração deste tipo de falha. Atribui-se sua origem a reativações de falhas normais, outra explicação possível é que as direções dos principais eixos de tensão não são necessariamente verticais e horizontais em profundidade. As trajetórias de tensão se tornam inclinadas e/ou curvadas como resultado de mudanças no estado de tensão lateralmente e verticalmente (Davis & Reynolds, 1996)

- Falhas Transcorrentes: (ou de rejeito direcional): o movimento é predominantemente horizontal. O eixo de tensão é essencialmente horizontal, assim como a direção de máximo alívio. As falhas transcorrentes resultam de movimentos cisalhantes ao longo de plano vertical ou subvertical (Loczy & Ladeira, 1976).

### 5.1 FALHAS NORMAIS

As falhas normais estão geralmente associadas a ambientes tectônicos distensionais, com orientação vertical da tensão máxima ( $\sigma_1$ ). A tensão principal mínima ( $\sigma_3$ ) é posicionada perpendicularmente ao plano de falha, e a tensão intermediária situa-se em posição paralela. A orientação geral dos eixos de tensão pode variar em função de anisotropia e descontinuidades preexistentes (Loczy & Ladeira, 1976).

Segundo Wernicke & Burchfiel (1982) as falhas podem ser divididas em dois grupos: rotacionais e não rotacionais. De modo geral é possível adotar uma subdivisão

em duas categorias baseadas em suas possíveis geometrias: falhas planares (rotacionais ou não) e falhas lítricas rotacionais.

### Falhas Planares

As falhas planares não-rotacionais assumem o arranjo de horst e graben. Esta é uma geometria clássica marcada por uma sucessão de falhamentos com mergulhos contrários geralmente associados a ambientes tectônicos de distensão uniforme (figura 5.1). É um tipo de arranjo, geralmente, improvável em virtude da dificuldade de acomodação dos blocos falhados (problema de espaço), o que implica na limitação do tamanho do rejeito. Este tipo de arranjo acomoda uma pequena quantidade de deformação.

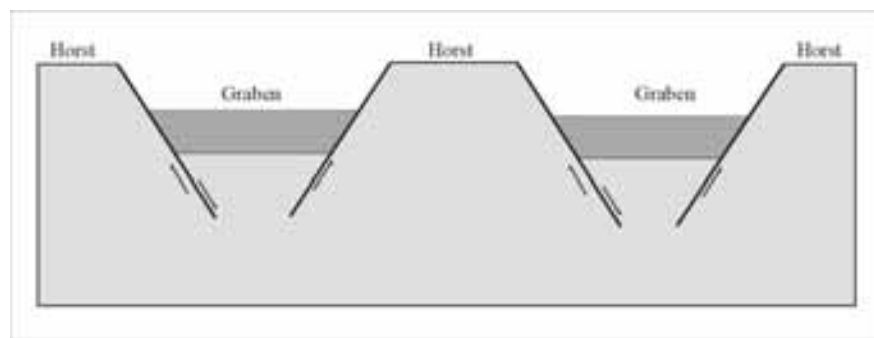


Figura 5.1 – Falhas planares não-rotacionais em arranjo horst e graben. Este tipo de arranjo acomoda pequena quantidade de deformação.

O desenvolvimento de falhas planares rotacionais é explicado por Wernicke & Burchfield (1982), onde apresentam um modelo em que a rotação de um corpo rígido associada a uma distensão provoca a rotação das camadas (blocos de falha). No modelo em questão são formados vazios (*gaps*) na base dos blocos falhados, admite-se, então, que estes sejam preenchidos por brechação, cataclase ou fluxo de material (figura 5.2).

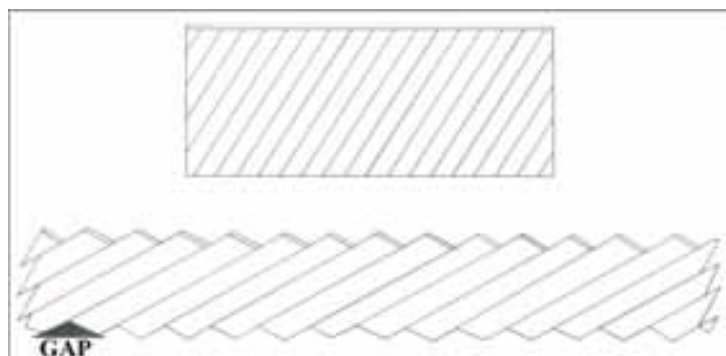


Figura 5.2 – Efeito dominó causado por falhas planares e formação de GAPS (Wernicke & Burchfiel, 1982).

O arranjo de falhas planares rotacionais é denominado dominó, onde é possível a acomodação de uma grande quantidade de distensão e a deformação interna dos blocos é pequena ou inexistente. Um importante aspecto deste arranjo é a possibilidade de desenvolver-se em camadas inicialmente isotrópicas (Van Wees *et al.*, 1996). Modelamentos recentes em caixas de areia permitiram a obtenção de arranjos em dominó, a partir do deslizamento gravitacional de uma camada sobre outra de

comportamento dúctil, ao contrário de outros que empregavam um estresse cisalhante na base do modelo que não necessariamente representava uma deformação controlada por deslizamentos gravitacionais. O grau de seleção do mergulho dominante formado no arranjo é controlado pelo grau de união da camada rúptil com a camada dúctil (Mandl, 1987). O grau de união é inversamente proporcional à espessura da camada dúctil, que decresce durante a distensão (Stewart & Argent, 1999).

O arranjo em dominó pode se desenvolver de duas formas: sem descolamento basal e com descolamento basal. Neste modelo assume-se que o bloco alto não sofre deformação. No modelo sem descolamento basal os blocos falhados são “acoplados” às camadas sobrepostas e sotopostas, sendo que a camada falhada não é suficientemente “frágil” para ser descrita como descolamento, sendo então, considerada como uma “zona de cisalhamento” do pacote. No modelo com descolamento basal a ausência de outras superfícies de descolamento força as camadas à distensão, o que facilita a formação do arranjo se as falhas alcançarem a superfície livre do pacote (figura 5.3; Stewart & Argent, 1999). Arranjos dominados por polaridade única são particularmente comuns em sistemas de deslizamento gravitacional normalmente associados a camadas inclinadas. O deslizamento gravitacional é controlado pelo peso de uma camada rochosa escorregando sobre outra camada relativamente mais fraca, tal deslizamento é denominado descolamento (*detachment*; Price & Cosgrove, 1990).

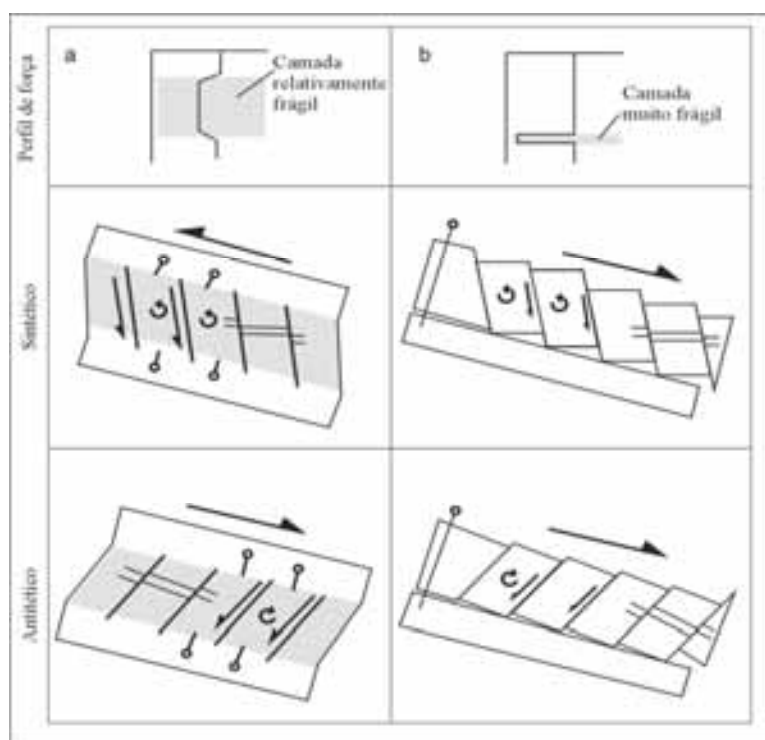


Figura 5.3 – Ilustração de polaridades de falhas sintéticas e antitéticas. Em (a) não ocorre descolamento, em (b) descolamento presente. Em (a) o falhamento sintético é cinematicamente incompatível com cisalhamento em sentido horário. Em (b), onde o descolamento é presente, ambos sentidos de cisalhamento são compatíveis (modificado de Stewart & Argent, 1999).

### Falhas Lítricas

Em uma falha plana pode ocorrer uma mudança de mergulho no plano da falha, onde os estratos do bloco baixo são colapsados, formando assim um *kink band*. Esta

quebra de mergulho do plano da falha gera duas superfícies imaginárias denominadas: i. superfície axial ativa, que é fixa em relação ao bloco alto; e ii. superfície axial inativa, que migra com o bloco baixo e define um plano que separa a porção colapsada da não colapsada. Os estratos entre a superfície de falha e a superfície axial ativa permanecem inalteradas até cruzarem o plano definido pela mesma, quando são colapsados e cisalhados (figura 5.4). As porções do bloco baixo fora dos limites destas superfícies têm o transporte de partículas controlado por translação paralela aos diferentes segmentos da falha (Xiao & Suppe, 1992). O mergulho da superfície ativa é controlado pela reologia do corpo rochoso, essencialmente por seu ângulo de fricção interno (Xiao & Suppe, 1992).

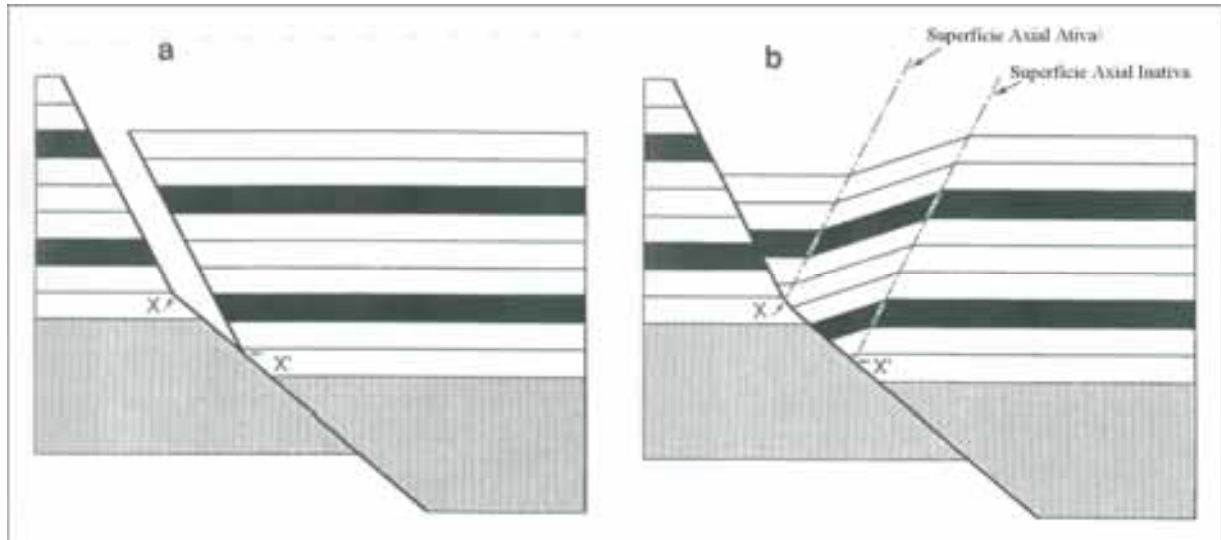


Figura 5.4 – Modelo de desenvolvimento de *rollover* para uma falha simples com concavidade em seu plano, assumindo colapso na direção antitética da direção da falha – paralela a superfície axial. (a) Momento instantâneo abstrato de separação dos blocos. (b) Colapso do bloco baixo preenchendo o vazio formado. A superfície axial ativa é gerada pelo corte do bloco baixo em X, e a superfície axial inativa em X'. As camadas mergulhantes sofrem cisalhamento progressivo ao passar pela superfície axial ativa (modificado de Xiao & Suppe, 1992).

Assim, uma falha lítrica pode ser considerada como o somatório de várias quebras de mergulho (figura 5.5), de modo a formar uma superfície curva que tende à horizontalização em profundidade (Xiao & Suppe, 1992). O somatório de colapsos provocados por sucessivas quebras de mergulho do plano da falha gera uma estrutura de *rollover*, também denominada de anticlinal de compensação.

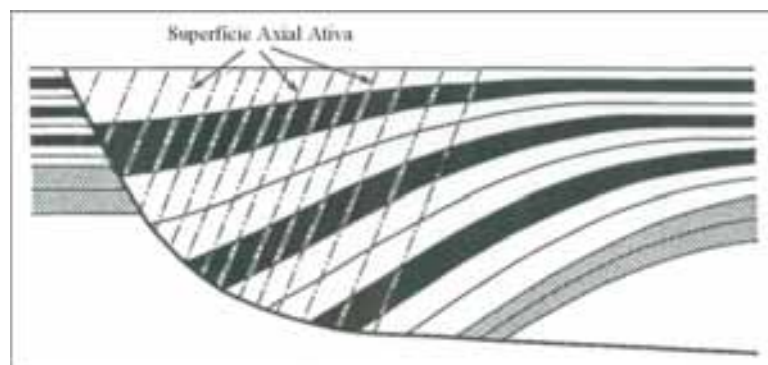


Figura 5.5 – Formação de uma falha lítrica interpretada como decorrente de várias quebras de mergulho (modificado de Xiao & Suppe, 1992).

Contudo, é possível em determinados casos, serem descritas falhas lítricas sem geração de *rollover*, sendo tal fato explicado por uma compactação diferencial dos sedimentos em profundidade (Xiao & Suppe, 1989).

A falha de crescimento é considerada como um tipo especial de falha lítrica, entretanto alguns autores optam por tratá-las separadamente. Falha de crescimento é um termo genérico para falhas sin-sedimentares normais rotacionais formadas em ambientes distensionais. Necessariamente, apresentam formas lítricas em profundidade e arqueadas em mapa. Têm como principal característica o espessamento sedimentar em relação ao bloco alto.

### Modelagem Física

Falhas normais em riftes geram espaços que são normalmente preenchidos por seqüências deposicionais e/ou seqüências vulcano-sedimentares. As rochas sedimentares resultantes sofrem importantes deformações associadas ao processo de falhamento. O processo de deformação do bloco baixo (que pode eventualmente levar à formação do *rollover*) envolve uma série de variáveis: geometria do plano da falha, sentido do movimento da falha após a deposição da camada, importância relativa entre as taxas de criação de espaço e aporte sedimentar, e compactação das camadas. A importância destes fatores varia de acordo com o ambiente tectônico, porém uma das condições de contorno de maior importância é a geometria da falha. De modo geral, geometrias do plano côncavas geram sinclinais no bloco baixo, enquanto que geometrias convexas formam anticlinais no bloco baixo (Xiao & Suppe, 1992).

Em simulações numéricas e físicas em caixas de areia observa-se que o ângulo de cisalhamento interno apresenta forte influência na geometria do *rollover*. Simulações numéricas, efetuadas a partir de pressupostos de deformação homogênea no bloco baixo da falha e não deformação do alto, apresentam geometrias variadas mesmo com a manutenção de parâmetros idênticos, como: profundidade do deslocamento, distância original entre falhas na superfície e quantidade de distensão horizontal (Matos, 1992).

Modelagens físicas em caixas de areia simulando falhas lítricas descrevem a trajetória das partículas na deformação do bloco baixo e conseqüente desenvolvimento do *rollover* (figura 5.6). A trajetória da partícula é descrita a partir de dois pontos de referência. Se o bloco alto é mantido fixo, a trajetória das partículas é aproximadamente paralela ao plano de falha; enquanto que se o bloco baixo é mantido fixo, a trajetória das partículas é inclinada a um ângulo  $\alpha$  em relação à vertical. Este ângulo representa o ângulo de cisalhamento, no modelo, um dos principais mecanismos controladores da deformação. Withjack *et al.* (1995) demonstraram por meio de modelos com distintas geometrias do plano de falha, que mantendo fixo o bloco baixo, a trajetória das partículas é controlada pelo ângulo de cisalhamento. Xiao (1990) sugere que o ângulo de cisalhamento é controlado pela direção da concavidade do *kink* na superfície da falha. A união de ambas trajetórias ilustra os pontos final e inicial das partículas e a distensão total a que foi submetido o modelo (Dula, 1991 e Withjack *et al.*, 1995).

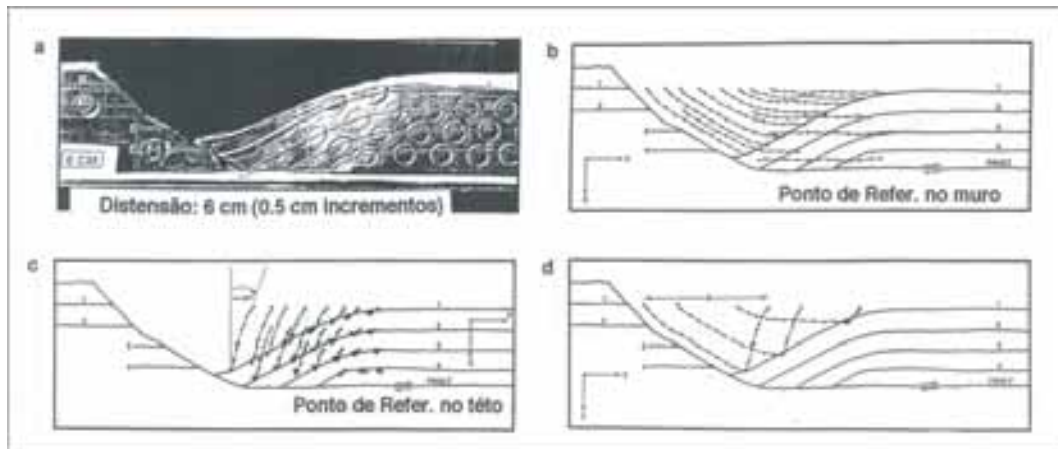


Figura 5.6 – Modelos análogos de sistemas de falhas lítricas. a – modelo físico em caixa de areia apresentando o desenvolvimento de uma falha lítrica e deformação associada a seus estratos, b – trajetória de partículas tendo o muro como referência; c – trajetória de partículas tendo com ponto de referência o teto, d – união das trajetórias a partir de dois pontos de referência (teto e muro) apresentando a distensão à qual o modelo foi submetido (modificado de Dula, 1991).

### Modelagem Numérica

Matos (1993) demonstrou por meio de simulações numéricas a importância do ângulo de cisalhamento interno no controle da deformação do bloco baixo e conseqüente desenvolvimento do *rollover*. Sistemas de falhas com alto ângulo de mergulho apresentam formas compatíveis com uma geometria de sistemas de rifteamento a partir de ângulos de cisalhamento interno antitético ( $\alpha$  positivo). Entretanto, ângulos de cisalhamento verticais ( $\alpha=0$ ) ou sintéticos ( $\alpha$  negativos) formam geometrias improváveis, gerando bacias muito profundas com relação à pequena distensão aplicada. Modelos dominados por falhas de baixo ângulo com cisalhamento sintético, ou próximo da vertical, apresentam formas geométricas compatíveis com as de meio-graben, enquanto que cisalhamentos antitéticos geram bacias muito largas e rasas, formas improváveis (figura 5.7). Esse modelamento indica uma distensão ao longo do comprimento das camadas controlando o processo de acomodação da deformação em sistemas de falhas de alto ângulo, e o deslizamento flexural dominando o processo em sistemas de falhas de baixo ângulo.

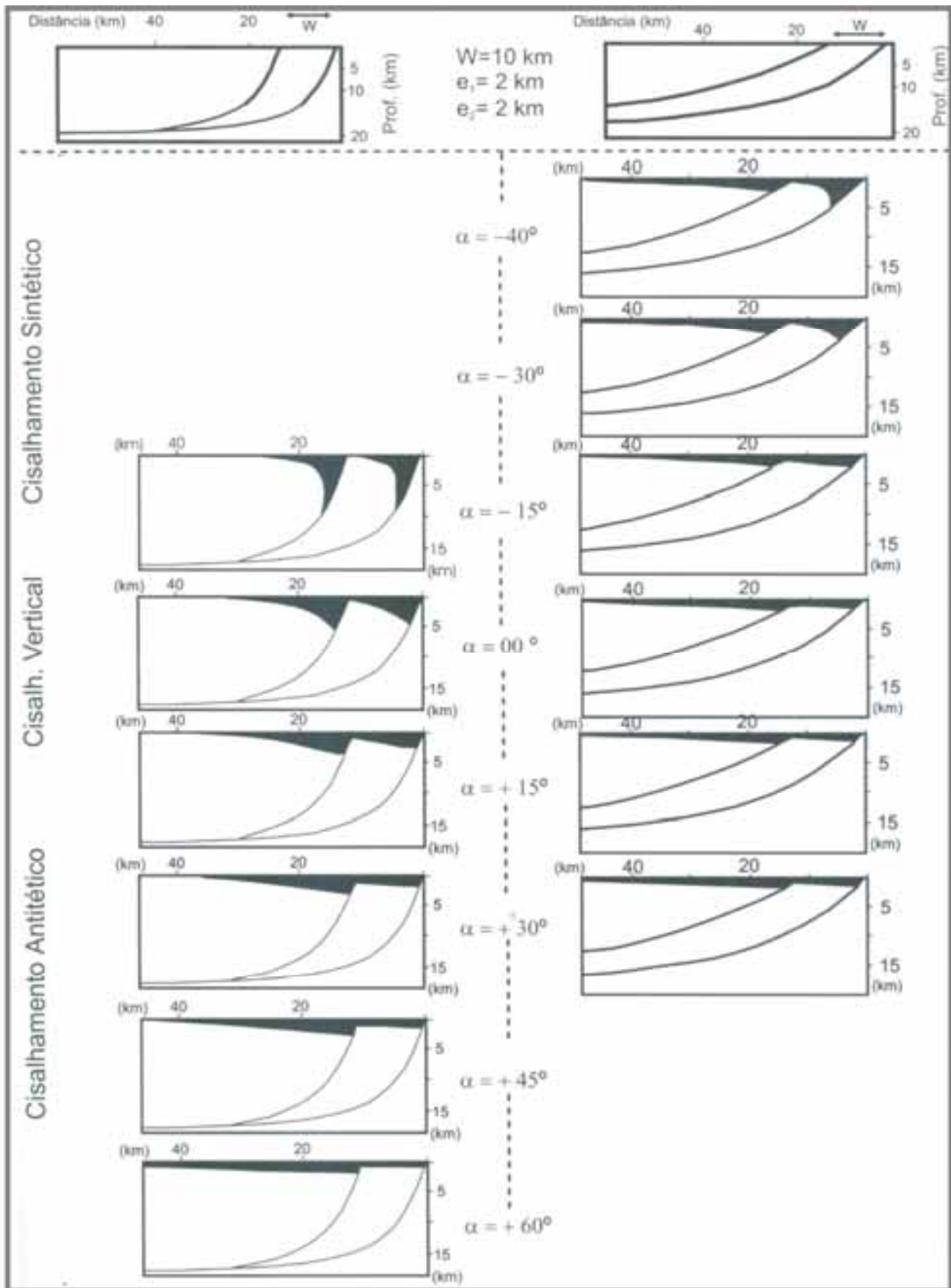


Figura 5.7 – Resultados na forma geométrica em modelos de sistemas de falhas lísticas (de alto ou baixo ângulo) como ângulo de cisalhamento interno. Ângulos de cisalhamento interno antitéticos acomodam melhor sistemas de falhas de alto ângulo, enquanto ângulos de cisalhamento sintético ou verticais apresentam melhores resultados para sistemas de falhas de baixo ângulo (Matos, 1993).

Uma outra importante feição deformacional associada a falhas lítricas é o desenvolvimento de flexuras no bloco alto (figura 5.8). Tal feição é explicada por um soerguimento isostático na ombreira do bloco alto desenvolvido em resposta à ruptura dos blocos, e conseqüente perda de peso pelo colapso do bloco baixo (Jackson & Mackenzie, 1983).

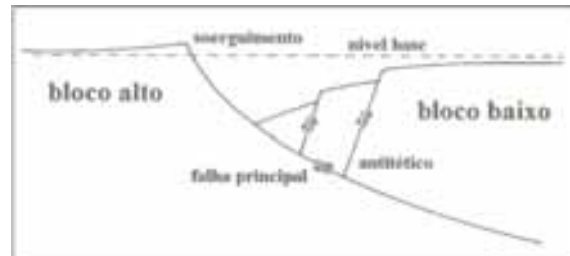


Figura 5.8 – Deformações relacionadas ao bloco da falha, soerguimento causado por isostasia após o rompimento entre os blocos falhados (Jackson & Mckenzie, 1983).

O modelamento geométrico da deformação do bloco baixo, por meio de técnicas gráficas, foi proposto por diversos autores. A ‘construção *chevron*’ (Verral, 1981; Gibbs, 1983) assume a conservação do rejeito aparente vertical, o deslocamento e o rejeito aparente horizontal variam com o ângulo de mergulho da falha. Willians & Vann (1987) propõem duas técnicas gráficas alternativas: (1) ‘a construção *chevron* modificada’, que assume a conservação do deslocamento da falha e permite que o rejeito aparente vertical varie ao longo da falha, resultando assim em um deslocamento mais raso; (2) ‘a construção da linha deslizante’, que assume que o deslocamento é conservado ao longo das linhas de deslizamento (trajetórias curvas paralelas ao formato lítrico da falha). Wheeler (1987) demonstrou que ambos modelos produzem grandes variações da área do bloco baixo, e a tensão (*strain*) aumenta significativamente em áreas afastadas do plano da falha. Davison (1986) propõe a chamada ‘técnica de balanceamento de comprimento de camada’, que assume dobramentos por deslizamento flexural e balanço de comprimento de camada no bloco baixo. Esta técnica produz deslocamento mais profundo que da ‘construção *chevron*’, e assume que o deslocamento ocorre em segmentos de rejeito vertical de larguras variáveis. Rowan & Kligfield (1989) propõem uma versão modificada do método de Davison (1986), onde a espessura das camadas permanece constante (Matos, 1993).

Matos (1993) propõe uma solução numérica relativamente simples, onde a geometria do *rollover* é calculada a partir da forma do plano da falha sob diversos ângulos de cisalhamento interno. Para tal assumem-se os seguintes pressupostos: (1) deformação plana plano; (2) a deformação do bloco baixo ocorre por cisalhamento homogêneo sob um ângulo específico, e (3) o bloco alto da primeira falha (falha mestre) não se deforma durante a distensão. As taxas de sedimentação e compactação não são consideradas. Matematicamente, a geometria de uma falha lítrica pode ser descrita pela seguinte equação:

$$y = m \cdot \arctan[nx] \quad \text{equação 5.1}$$

onde a profundidade do deslocamento é sensível às mudanças na variável  $m$ , e a taxa de mudança de mergulho e o mergulho próximo à superfície são controlados principalmente

pela variável  $n$ . A partir do conhecimento da geometria da falha e do *rollover* é possível inferir a quantidade de distensão horizontal e o sentido de cisalhamento inclinado.

### Falhas de Crescimento

Falhas de crescimento consistem em falhas lítricas sin-sedimentares, comumente descritas em sistemas deltáicos ou de leques aluviais/deltaicos, que apresentam espessamento das camadas em direção ao plano da falha mestre (figura 5.9).

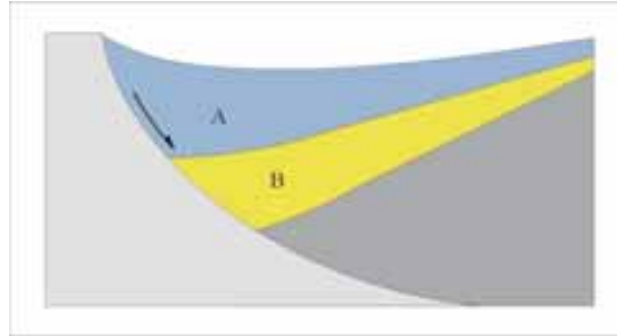


Figura 5.9 – Falha lítrica de crescimento com espessamento das camadas em direção a falha mestre.

O espessamento das camadas é atribuído à progressiva evolução do falhamento disponibilizando espaço de acomodação no depocentro do graben. Xiao & Suppe (1992) atribuem a presença de falhas de crescimento para descrever a geometria dos estratos em *rollovers* na Costa do Golfo, supondo a deposição destas camadas durante a deformação observada na área. Assim, propõe a denominação de outra superfície axial: superfície axial de crescimento.

A superfície axial de crescimento está relacionada à quebra de mergulho a qual os estratos são submetidos ao atravessar a superfície axial ativa. Os estratos em deposição que não atravessam a superfície axial de crescimento não apresentam espessamento, enquanto aqueles que colapsam por atravessarem esta superfície durante a distensão, sin-sedimentar, apresentam espessamento. O ângulo de mergulho da superfície axial de crescimento reflete a história deposicional e a movimentação ao longo da falha. Mudanças de comportamento no aporte sedimentar e na atividade da falha causam variações na geometria do *rollover* e no mergulho desta superfície, permitindo, desta forma, a análise qualitativa da evolução estrutural do falhamento (Xiao & Suppe, 1992).

### Efeitos de Compactação

A compactação do pacote rochoso, e conseqüente expulsão de fluidos, é um fator de relativa importância no papel da evolução deformacional do bloco baixo de um falhamento. No caso de falhas de crescimento, onde os sedimentos podem ter mais de 50% de volume representado por água (White *et al.*, 1986), a compactação é um fator crítico, podendo provocar mudanças significativas na geometria e no mergulho dos estratos. Xiao & Suppe (1992) e Withjack (1995) demonstram que sinclinais desenvolvidos no bloco baixo de uma falha podem ser reflexos da convexidade do plano da falha. Entretanto, a compactação dos sedimentos pode resultar na formação de tais feições, conforme demonstrado por White *et al.* (1986).

A partir da observação de falhas lítricas no Golfo do México, no delta do Níger e no delta do Brunei, onde a estruturação do bloco baixo não apresentava a formação de *rollover*, ou esta é incipiente, Xiao & Suppe (1989) constataram que a geometria curva do falhamento pode ser causada por efeitos de compactação. Assim, propõem uma equação para descrever tal processo:

$$\tan\theta / \tan\theta_0 = (1-\phi_0) / (1-\phi) \quad \text{equação 5.2}$$

onde  $\phi_0$  e  $\phi$  são as porosidades inicial e final dos sedimentos, e  $\theta_0$  e  $\theta$  os ângulos de mergulho inicial e final, respectivamente (figura 5.10).

Esta relação pode ser visualizada a partir da observação da figura 5.10. O elemento retangular A, próximo à superfície, composto por sedimentos e com registro do mergulho inicial da falha ( $\theta_0$ ), ao ser soterrado é deformado por compactação e assume a forma do elemento B. Em B o ângulo de mergulho da falha é  $\theta$ . A deformação (*strain*) é considerada como decorrente da compactação uniaxial com eixo de encurtamento vertical. Desta forma, a largura e o volume sólido dos elementos A e B permanecem constantes. A relação entre as alturas (h) dos elementos A e B será:

$$hB / hA = (1-\phi_0) / (1-\phi). \quad \text{equação 5.3}$$

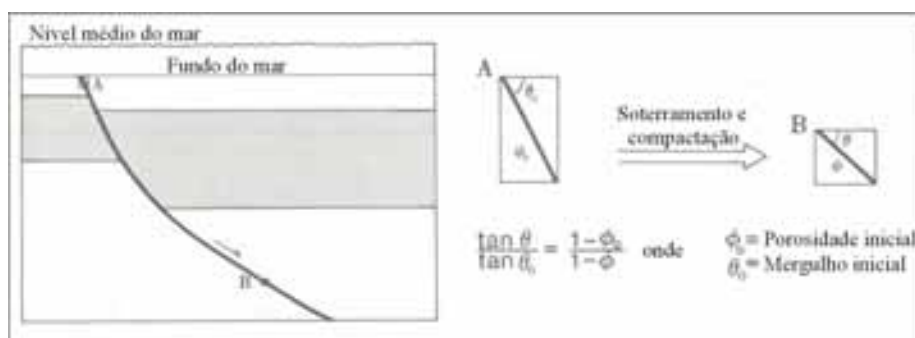


Figura 5.10 – Seção esquemática ilustrando o efeito da compactação em uma falha lítrica de crescimento (Xiao & Suppe, 1986), onde  $\theta_0$  e  $\theta$  correspondem ao mergulho inicial e final da falha e  $\phi_0$  e  $\phi$  são as porosidades inicial e final dos sedimentos (modificado de Xiao e Suppe, 1989).

## 5.2 PRINCÍPIOS BÁSICOS DE DEFORMAÇÃO

Um corpo sob ação de tensões pode sofrer deformação. Entende-se como deformação o deslocamento de partículas de um corpo, mecanismo que provoca variações e/ou mudanças nas suas relações geométricas. A deformação pode ser classificada em duas distintas categorias: deformação de corpo rígido e deformação de corpo não-rígido (Price & Cosgrove, 1990).

A deformação de corpo rígido, translação ou rotação, implica no deslocamento de um corpo no espaço sem que ocorram mudanças em sua forma ou volume. Na translação o vetor deslocamento é o mesmo para todas as partículas do corpo, enquanto que na rotação estes variam, sendo que um ponto é estacionário, ao redor do qual o corpo é rotacionado.

A deformação de corpo não-rígido, distorção e deformação volumétrica, provoca mudanças na forma e volume do corpo. A deformação por distorção envolve deslocamento desigual das partículas, criando assim um gradiente de deslocamento cuja magnitude pode ser uma medida da deformação sofrida pelo corpo. A deformação

volumétrica pode ser positiva ou negativa, relacionada a expansão ou compressão de um corpo.

Além destas, a deformação pode ainda ser homogênea ou heterogênea (figura 5.11). Na deformação homogênea são mantidas as relações geométricas de um determinado corpo, enquanto que na heterogênea não. A deformação heterogênea pode ser considerada como o somatório de deformações infinitesimais homogêneas afetando partículas infinitesimais do corpo em questão, mas cada partícula apresentando desvios progressivos de direção e magnitude (Loczy & Ladeira, 1976).

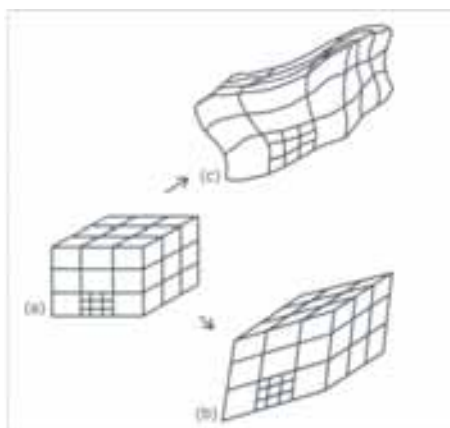


Figura 5.11 – Deformação homogênea e heterogênea; (a) corpo não deformado, (b) corpo deformado homogênea, (c) corpo deformado heterogeneamente. Cada elemento quadrangular é dividido em elementos menores, sobre os quais a deformação pode ser assumida como aproximadamente homogênea (Price & Cosgrove, 1990).

A deformação homogênea plana é separada em: cisalhamento puro e cisalhamento simples. O cisalhamento puro constitui-se de uma distensão e contração uniforme em direções perpendiculares (figura 5.12) (Loczy & Ladeira, 1976).

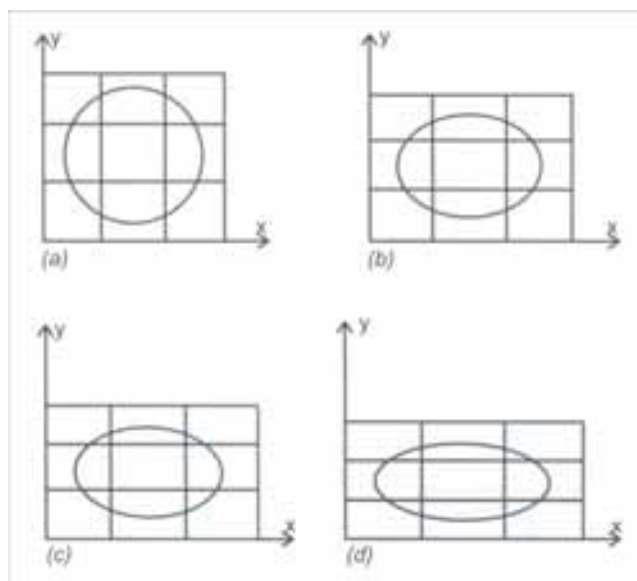


Figura 5.12 – Cisalhamento puro; (a) corpo não deformado, (b) – (d) várias etapas de cisalhamento puro com conservação de área (Price & Cosgrove, 1990).

O cisalhamento simples ocorre quando um corpo é submetido a um cisalhamento uniforme e paralelo a uma determinada direção, o que implica em uma não-coaxialidade (figura 5.13). O cisalhamento simples possui como propriedade a conservação da área durante a deformação, característico da deformação plana (Ramsay & Huber, 1987).

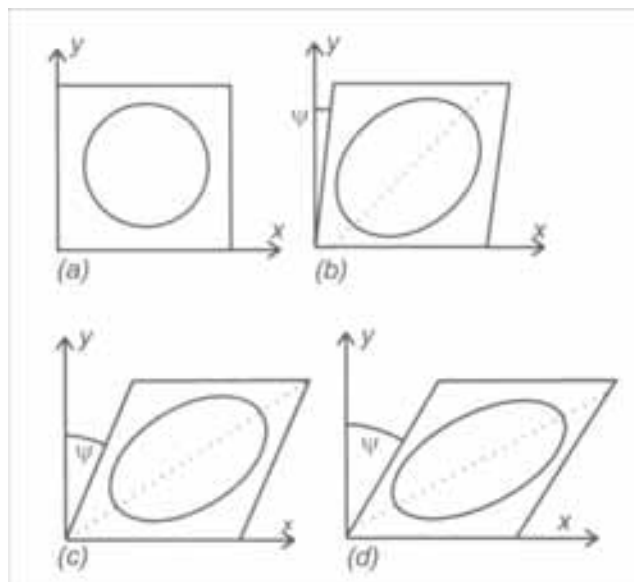


Figura 5.13 – Cisalhamento simples; (a) corpo não deformado, (b) a (d) várias etapas de cisalhamento simples com conservação de área.  $\psi$  representa o ângulo de cisalhamento (modificado de Price & Cosgrove, 1990).

### Deslizamento Flexural

Feições de dobramento, controladas por deslizamento flexural, aparentemente, consistem em processos comuns relacionados a dobras distensionais. No deslizamento flexural, o principal mecanismo de movimento é o deslizamento de camadas entre si, especialmente as competentes, que predominantemente ocorrem ao longo de superfícies-S das rochas (planos de acamamento, foliação, estratificação, etc.). Durante o dobramento, as rochas envolvidas comportam-se desigualmente perante os esforços atuantes, conforme suas propriedades físicas e suas competências relativas (Loczy & Ladeira, 1976).

Wernicke & Burchfield (1982) e Willians & Vann (1987) notaram que se o comprimento e espessura das camadas são mantidos e a deformação do bloco baixo ocorre por dobramento dúctil, a geração do *rollover* anticlinal em uma falha lítrica requer cisalhamento plano-paralelo (deslizamento plano paralelo) que aumenta em direção ao topo da seção. A direção geral do cisalhamento, nestas condições é em direção ao plano da falha (Higgs *et al.*, 1991).

O desenvolvimento de falhas de baixo ângulo consiste em um outro mecanismo de acomodação de deformação no bloco baixo por meio de deslizamento flexural. Tais feições foram descritas por Constenius (1981) em calcários e folhelhos da Formação Helena de idade pré-cambriana, no estado de Montana, EUA. Estes planos de falha de baixo ângulo funcionam como deslocamentos se transferindo de horizonte para horizonte, acomodando deslizamento flexural, afinamento de camada e compressão de camada (figura 5.14). Novamente, a direção de deslizamento é em direção à falha mestre,

indicada pelo rejeito das falhas de baixo ângulo e pela direção do arranjo de falhas de alto ângulo formadas anteriormente (Higgs *et al.*, 1991).

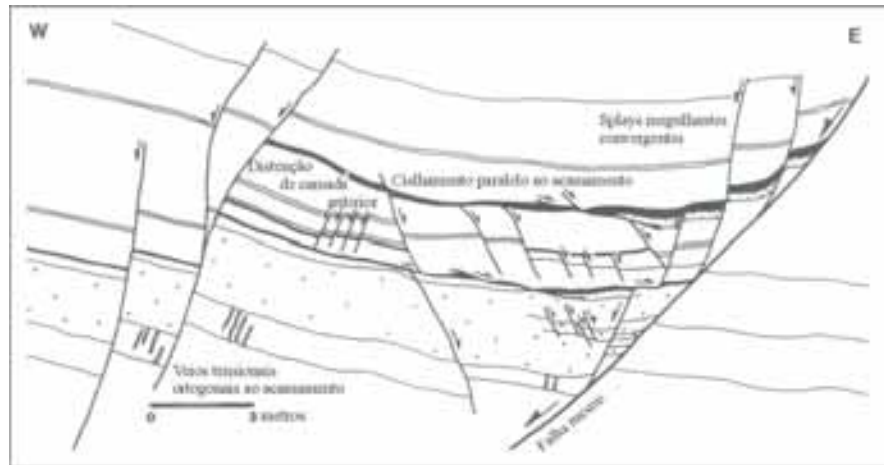


Figura 5.14 – Sistema de falhas ilustrando falhas de empurrão de baixo ângulo transferindo o descolamento de camada plano-paralela inferior para superior. O sistema é desenvolvido na Formação Helena exposta no Parque Nacional Glacier, Montana, EUA. Os planos de deslizamento de baixo ângulo cortam espessos calcários bandados e se unem a descolamentos no interior dos horizontes de folhelhos (modificado de Higgs *et al.*, 1991).

O deslizamento plano-paralelo pode ainda ser acomodado por outro mecanismo de deformação mais penetrativo, resultando em afinamento de camada, extensão de seu comprimento e rotação. É expresso pelo desenvolvimento de um sistema de falhas sintéticas e antitéticas (Higgs *et al.*, 1991). O desenvolvimento de um sistema de múltiplas falhas sintéticas acomodando o desenvolvimento de uma anticlinal de *rollover* no bloco baixo foi demonstrado em experimentos de falhamentos normais por Cloos (1968; figura 5.15).

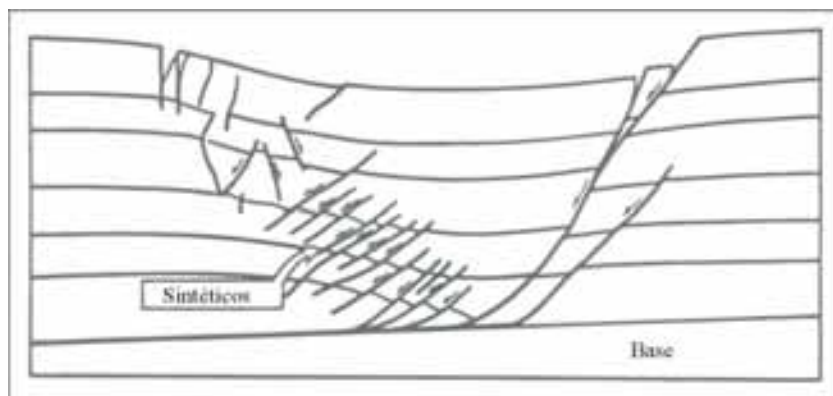


Figura 5.15 – Ilustração baseada em modelo de argila de Cloos (1968) apresentando a formação de falhas sintéticas no *rollover* do bloco baixo de uma falha listrica (modificado de Higgs *et al.*, 1991).

Os mecanismos supracitados implicam em três importantes feições relacionadas ao mecanismo de deslizamento flexural:

- i). a direção de cisalhamento, no bloco baixo de simetria de arrasto reverso, é em direção a falha mestre;
- ii). a direção de cisalhamento em uma dobra de propagação de falha que possui uma simetria de arrasto normal é em direção ao bloco baixo;

iii). o deslizamento flexural não é o único processo deformacional associado ao falhamento. Estruturas de deslizamento de camadas e falhas conjugadas são comumente descritos (Higgs *et al.*, 1991).

Além da formação do *rollover*, a deformação do bloco baixo pode formar falhas secundárias sintéticas e antitéticas, o que resulta na geração de pequenos grabens colapsados na região da crista do *rollover*.

### 5.3 PRINCÍPIOS BÁSICOS DE REOLOGIA

O comportamento reológico das rochas pode ser, de modo simplório, dividido em rúptil e dúctil. O comportamento rúptil não caracteriza somente um material que se deforma predominantemente de forma elástica até o ponto de ruptura repentina (ocorre a uma taxa praticamente independente do estado de tensão na qual o material foi deformado antes da ruptura), mas também compreende qualquer comportamento inelástico no qual a deformação está de alguma maneira associada com o estado de tensão imposto, mas não é afetado pela taxa de deformação. O comportamento dúctil caracteriza um material viscoso, no qual, por definição, a taxa de deformação está diretamente ligada com tensões envolvidas, de maneira linear ou não linear. Caracteriza uma rocha que pode acumular uma grande quantidade de deformação sem perder dramaticamente sua resistência. Em geologia, o termo plástico é referido como o sinônimo de dúctil. A caracterização de comportamento plástico foi desenvolvida na mecânica para se referir a materiais em que a resistência ao cisalhamento independe da pressão confinante. Em geologia a resistência ao cisalhamento é dependente da pressão confinante, e recebe o nome de plasticidade friccional (Mandl, 1988).

### 5.4 DOBRAMENTOS DISTENSIONAIS

#### **Geometrias Tipo *Flat-Ramp* (rampa-patamar)**

As falhas lítricas com geometria tipo *flat-ramp* são caracterizadas pelo desenvolvimento de duas depressões relacionadas às rampas da falha (curvatura de seu plano). O efeito das variações no plano da falha foi inicialmente reconhecido por Gibbs (1984), onde a geometria do plano da falha de borda e comportamento reológico do corpo rochoso determinam a localização das bacias-rampas. A abstração matemática destas variáveis é representada pelo efeito do cisalhamento inclinado, que neste caso determina a posição das bacias-rampas. Um cisalhamento sintético desloca a bacia em direção ao meio graben principal, enquanto que um cisalhamento antitético pode isolar a bacia do meio graben principal. Entretanto, a posição do eixo de cisalhamento fixo é controlada pelo bloco alto (figura 5.16; Matos, 1993).

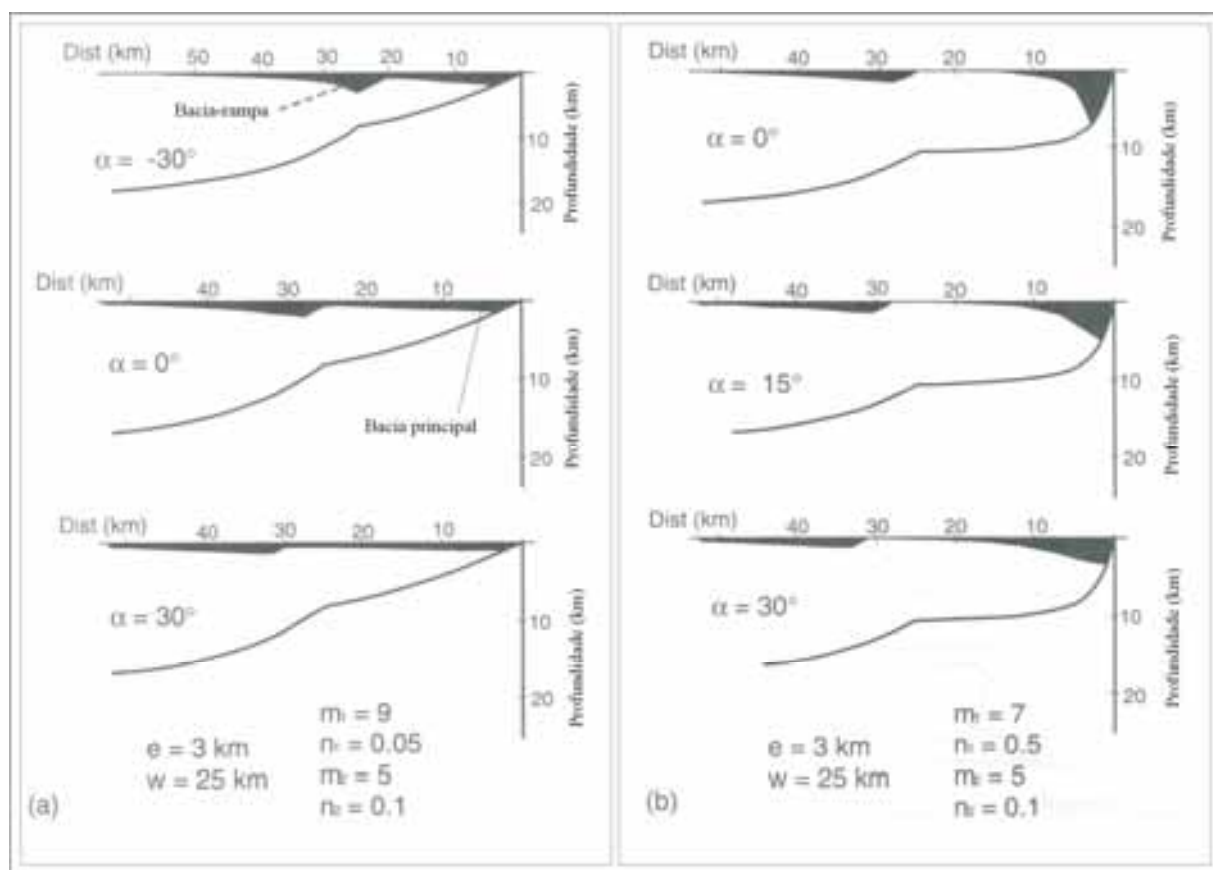


Figura 5.16 – Resultado do modelo *flat-ramp* para duas geometrias contrastantes em função do ângulo de cisalhamento interno. Uma segunda depressão é formada acima da rampa enterrada em função da geometria *flat-ramp*. Esta depressão pode não apresentar significativos falhamentos, mas sua localização espacial é controlada não somente pela posição do patamar, como também pela direção de cisalhamento do bloco baixo (modificado de Matos, 1993).

O sistema *flat-ramp* pode se apresentar de maneira mais sutil, formando falhas lítricas sinuosas. A geometria de uma falha lítrica sinuosa pode ser descrita por uma curva arcotangente. As mudanças das variáveis  $m$  e  $n$  controlam a inclinação e a profundidade de descolamento. A consequência do cisalhamento inclinado na deformação do bloco baixo é ilustrada pela figura 5.17, controlando a geometria e profundidade do sinclinal (Matos, 1993).

Em um sistema *flat-ramp*, a combinação de duas curvas (arcotangente e arcocotangente) permite simular a geometria de falha sinuosa com concavidade em seu plano (figura 5.18A). A figura 5.18 B ilustra três distintas geometrias de bloco baixo definida por amplas dobras distensionais. O comprimento e amplitude destes dobramentos são controlados pelo grau de distensão, direção de cisalhamento e geometria da falha (Matos, 1993).

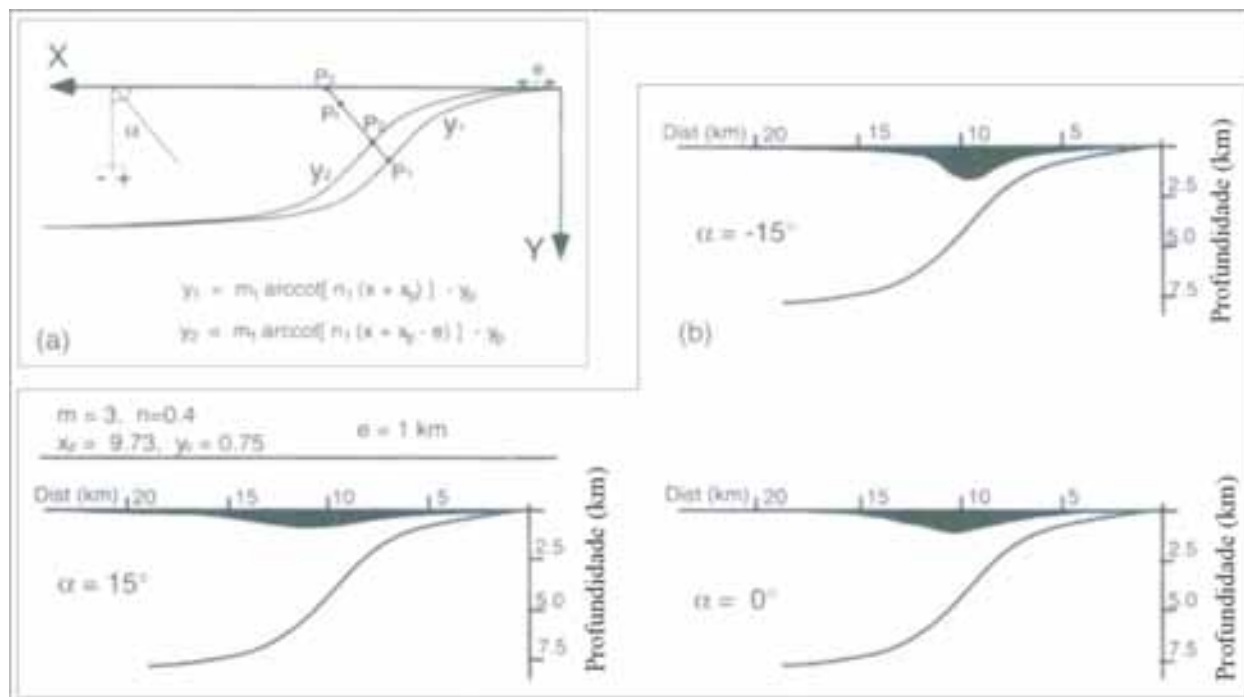


Figura 5.17 – Falha lítrica sinuosa com segmento convexo. (a) Relações geométricas entre o bloco alto e baixo, ambos descritos por uma curva arcotangente, separados por uma distância e (distensão horizontal). (b) Geometrias do bloco baixo de uma falha lítrica sigmoidal. Formação de sinclinais controladas pelo segmento convexo e ângulo de cisalhamento interno.

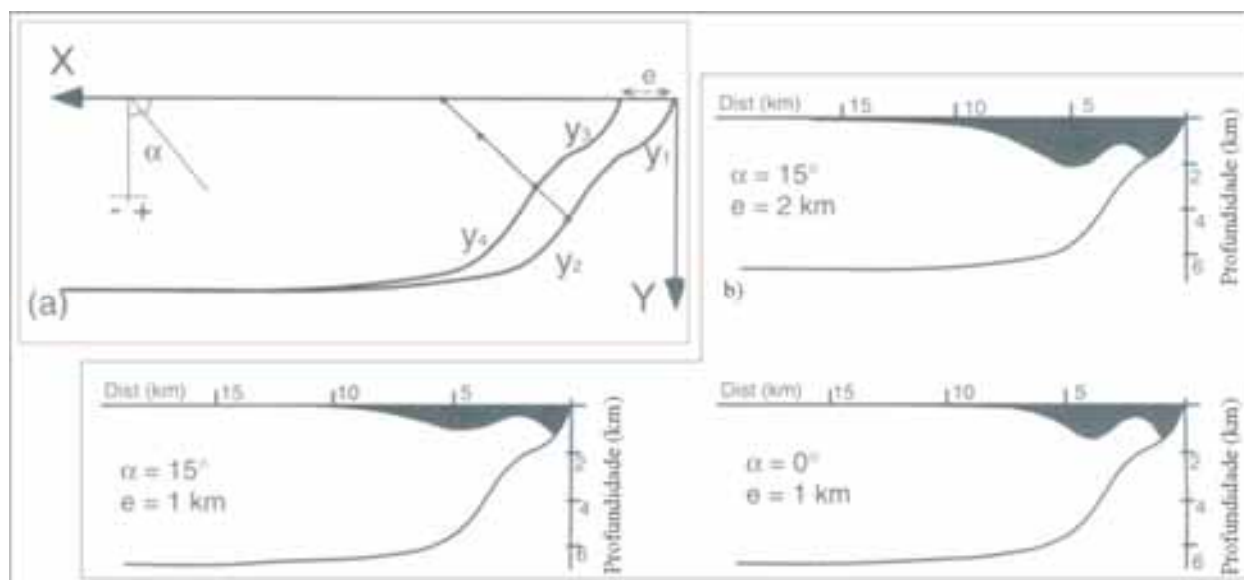


Figura 5.18 – Sistema *flat-ramp* com geometria de falha sinuosa. É definido pela combinação de duas curvas: arcotangente e arcocotangente. (a) Relações geométricas entre o bloco alto e bloco baixo distendido e não colapsado, estes são separados por uma distância e (distensão horizontal). (b) Geometrias do bloco baixo de uma falha lítrica sinuosa em função do ângulo de cisalhamento interno e da quantidade de distensão horizontal. Amplas dobras distensionais são formadas intimamente relacionadas com o ângulo de cisalhamento interno, quantidade de distensão horizontal e geometria do plano da falha (modificado de Matos, 1993).

É importante enfatizar que pequenas mudanças na superfície do plano da falha podem gerar significantes dobramentos distensionais, que podem erroneamente ser interpretados como feições de inversão de bacia (Matos, 1993).

### Modificações 3D na Geometria de Falhas e Deformações Associadas

A análise tridimensional de uma falha permite sua caracterização geométrica com maior precisão, fundamental para interpretações cinemáticas. Os modelos bidimensionais assumem condições de deformação plana, ou seja, pressupõem falhas que apresentam somente rejeito de mergulho, sem qualquer obliquidade envolvida, e/ou que a direção de distensão da bacia é perfeitamente conhecida. Desta forma, em poucas situações a análise bidimensional é aplicável, o que faz necessário um tratamento tridimensional da geometria de falhas, em conjunto com o estudo de obliquidade na movimentação de falhas (Matos, 2000).

Matos (2000) propõe uma solução para modelagem tridimensional de superfícies de falhas lítricas a partir de um arco tangente, através da variação dos parâmetros  $m$  e  $n$  (vide equação 5.1), em uma terceira dimensão  $z$ :

$$y = m(z) \text{ Arc Tan}[ n(z) x ] \quad \text{equação 5.4}$$

onde,  $m(z)$  e  $n(z)$  são funções responsáveis pela variabilidade espacial dos parâmetros  $m$  e  $n$  na direção  $z$ . Podem, portanto, controlar a variação do ângulo de emergência da falha em uma determinada posição XYZ, como também sua profundidade de descolamento (*detachment*).

A movimentação da falha é controlada pelos parâmetros  $u$  e  $\gamma$ , o primeiro controla a quantidade de distensão, enquanto o segundo a obliquidade da falha (ou direção de transporte tectônico). A geometria do bloco baixo (colapsado) é descrita através de cisalhamento simples. A direção de cisalhamento é expressa pelo ângulo  $\alpha$  medido em relação à vertical. Para o ponto  $S(x_2, 0, z_2)$  na superfície, existe um único ponto  $P(x_1, y_1, z_1)$  em profundidade, que pertence ao plano da falha e a linha de cisalhamento que passa pelo ponto  $S(x_2, 0, z_2)$ . Assim:

$$y = \text{Tan} [90 - \alpha] \{ (z_0 + \text{sem}[\gamma] u) - z \} (x_0 + \text{cos} [\gamma] u) / \text{cos} [\gamma] \{ (z_0 + \text{sen} [\gamma] u) - z + \text{Tan} [\gamma] x \}$$

equação 5.5

Através da organização matricial dos dados é possível calcular as coordenadas dos pontos  $P_0$  e  $P_1$  para cada posição na superfície  $S(x_{2i}, 0, z_{2j})$ , com  $i$  e  $j$  variando de 1 a  $n$ . Calcula-se, então, as coordenadas dos pontos  $P_0(x_{0i}, y_{0i}, z_{0i})$  e  $P_1(x_{1i}, y_{1i}, z_{1i})$ , os quais correspondem ao momento anterior ao colapso do bloco baixo. A partir de  $P_0$  e  $P_1$ , as coordenadas do ponto  $P(x_{3i}, y_{3i}, z_{3i})$  são facilmente determinadas por meio do cálculo das distâncias no posicionamento dos pares de pontos no espaço. A matriz resultante é novamente gridada, gerando a geometria final do graben modelado. Os exemplos das figuras 5.19 e 5.20 ilustram a modelagem aplicada a ambientes tectônicos distensionais com participação de um componente oblíquo. Note o desenvolvimento de amplos dobramentos distensionais cujo deslocamento do eixo em relação ao segmento da falha de maior mergulho funciona como indicador cinemático indireto de obliquidade; por meio da modelagem é possível quantificar a direção do transporte tectônico.

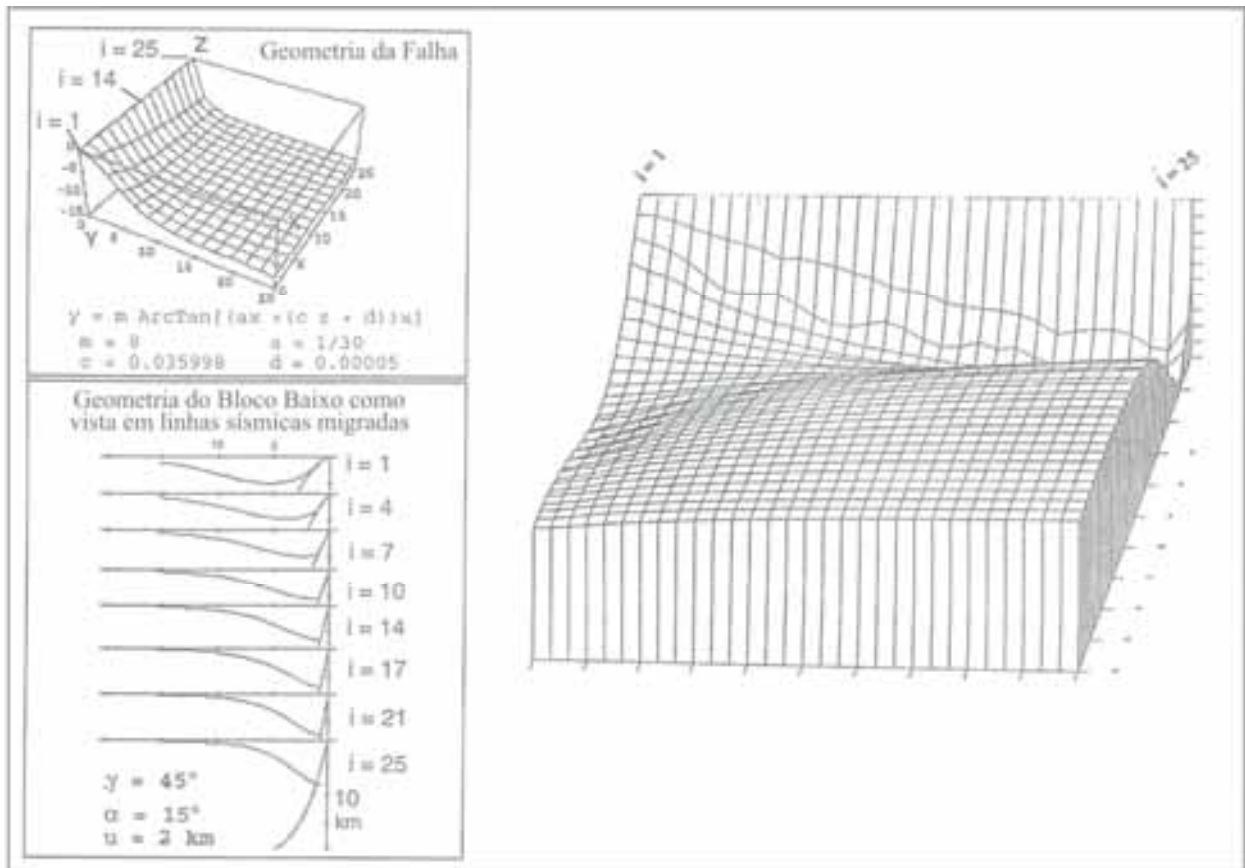


Figura 5.19 – Exemplo sintético de um plano de falha lístrica caracterizado por uma contínua variação no ângulo de mergulho. O transporte tectônico ocorre a 45° (distensão oblíqua) com 2 unidades de distensão. A geometria observada do bloco baixo é fortemente controlada pela geometria da falha, a quantidade de distensão e obliquidade (Matos, 1995).

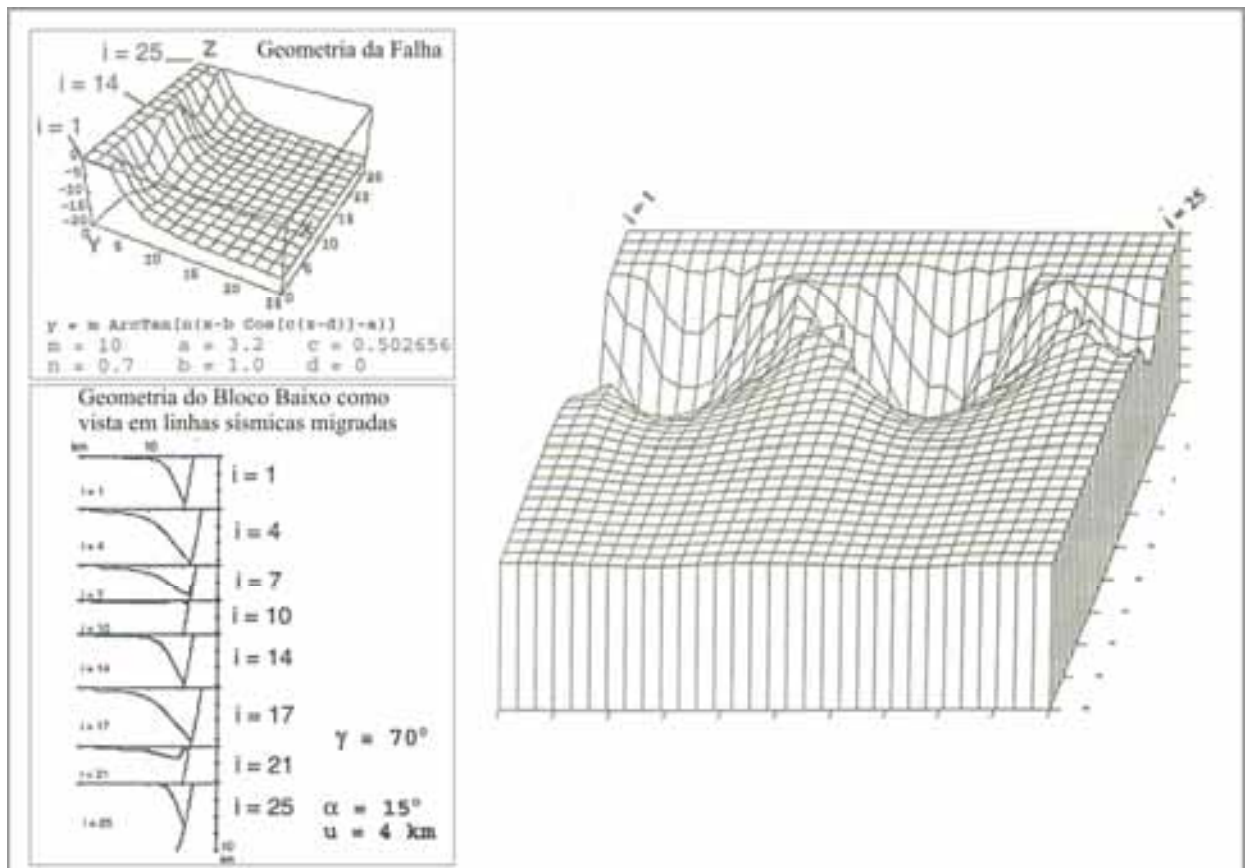


Figura 5.20 – Exemplo sintético de um plano de falha listrica caracterizado por uma contínua e suave variação no *trend* da falha. Todos os perfis ortogonais apresentam a mesma geometria da falha, o *offset* em sua origem é expresso por meio de uma função cosseno. O transporte tectônico ocorre a 70° (distensão oblíqua) com 4 unidades de distensão. Observe algumas feições compressivas associadas a *restraining bends* locais (Matos, 1995).

### Inversão de Bacias

O termo ‘inversão de bacia’ pode ser definido de modo simplório como o soerguimento tectônico de uma antiga depressão estrutural ou bacia. No caso de bacias distensionais o termo pode ser refinado: uma inversão de bacia provoca a reversão dos padrões de subsidência em resposta a estresses tectônicos compressivos. O processo, geralmente, envolve o soerguimento do assoalho da bacia e a deformação de seu preenchimento sedimentar, na medida em que o rejeito das falhas controladoras da bacia é parcialmente ou totalmente invertido (Ziegler, 1987). Outras formas de soerguimento da bacia, como os controlados por efeitos térmicos, halocinese ou mesmo associados a distensão crustal como o soerguimento do bloco alto, não são considerados como fenômenos de inversão *sensu strictu*. A feição diagnóstica de uma real inversão consiste no soerguimento de baixos estruturais intrabaciais comparados com altos, também, intrabaciais (Chadwick, 1993). No entanto, a perfeita inversão da rede de falhamentos é pouco provável, sendo o processo de inversão expresso pela superimposição de movimentos de deslizamento oblíquos (Willian *et al.*, 1993).

A inversão de sistemas de falhas distensionais em bacias sedimentares varia da reativação da falhas isoladas no interior da bacia à reativação de todas grandes falhas com conseqüente elevação da bacia para formar significativos dobramentos anticlinais (McClay, 1995). O resultado desta variação de intensidade no processo é expresso por falhas individuais que mantém sua distensão em profundidade e apresentam contração em sua porção mais rasa muitas vezes representada pela formação de dobramentos anticlinais. Uma inversão parcial é um processo bastante seletivo, onde somente determinadas falhas são reativadas, muitas se mantém inalteradas, somente parte de grandes falhas são reativadas e as falhas invertidas podem migrar lateralmente para falhas puramente distensionais (Williams *et al.*, 1993; figura 5.21).

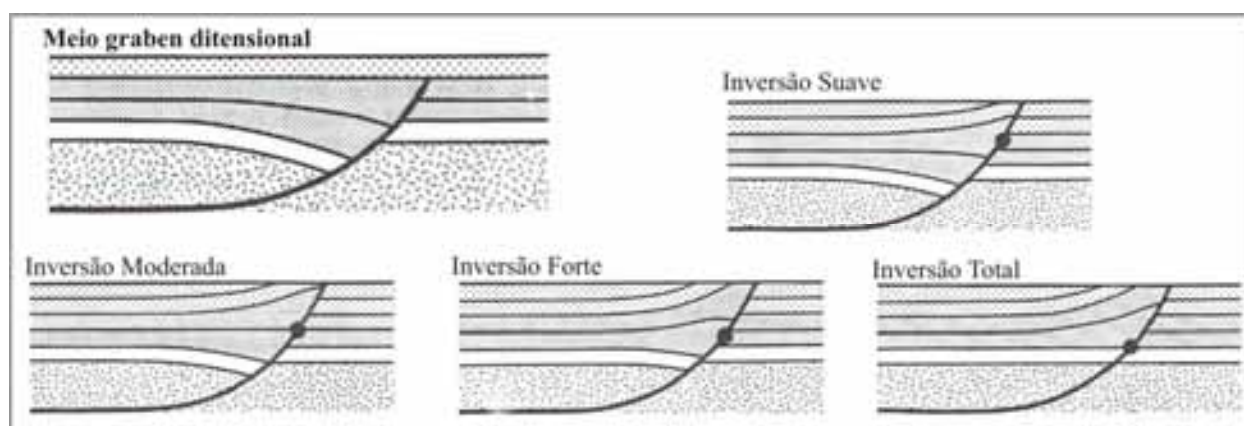


Figura 5.21 – Grau de inversão ilustrado pela progressiva inversão de um meio graben (modificado de Cooper *et al.*, 1989).

O modo em que a inversão ocorre é dependente da geometria das falhas de borda e das propriedades mecânicas do preenchimento da bacia. Bacias com falhas marginais de alto mergulho com sedimentos pouco litificados (particularmente na seção rasa onde o encurtamento por falhas inversas é ineficiente) tenderão a encurtar por soerguimento regional. De modo oposto, bacias com falhas marginais de mergulho moderado, com sedimentos litificados, tenderão a encurtar através da inversão das falhas de borda (Chadwick, 1993). A orientação relativa da falha ao campo de tensão é o parâmetro mais importante da reativação de falhas em um processo de inversão, podendo ser utilizada para prever e interpretar os movimentos de deslizamento no plano da falha e a deformação associada (Letouzey, 1990).

Brun & Nalpas (1996) em experimentos de laboratório utilizando modelos de areia-silicone analisam o controle mecânico exercido pelo (1) ângulo entre o graben e a compressão, e a influência (2) da presença de uma superfície de descolamento (*décollement*) entre a cobertura e o embasamento. Grabens delimitados por falhas normais de alto ângulo são invertidos de acordo com diferentes padrões em função da obliquidade  $\alpha$  entre a direção de compressão e o *trend* do graben. Para  $\alpha > 45^\circ$ , as falhas normais são reativadas de modo *strike-slip*, enquanto o encurtamento perpendicular as falhas normais é acomodado pelo desenvolvimento de falhas inversas, onde o mergulho aumenta progressivamente com a diminuição de  $\alpha$ . Para  $\alpha < 45^\circ$ , as falhas normais do embasamento são reativadas por deslizamentos oblíquos reversos. Quando a cobertura é separada do embasamento por descolamento (*décollement*), a deformação é particionada na cobertura por falhas de empurrão nas bordas do graben e falhas *strike-slip* no interior do graben, com *trend* oblíquo às suas bordas.

O estudo de modelos análogos constituídos por areia, areia-mica e areia-argila realizado por McClay (1989) simulando o processo de inversão em bacias sedimentares distensionais estabelece íntima relação entre o padrão deformacional resultante e a geometria das falhas de borda (figura 5.22). A inversão é usualmente acompanhada de reativação e reutilização de sistemas de falhas distensionais pré-existentes. Entretanto, forças de compressão volumétrica e deslizamentos entre camadas são fatores de suma importância na construção de estruturas de inversão.

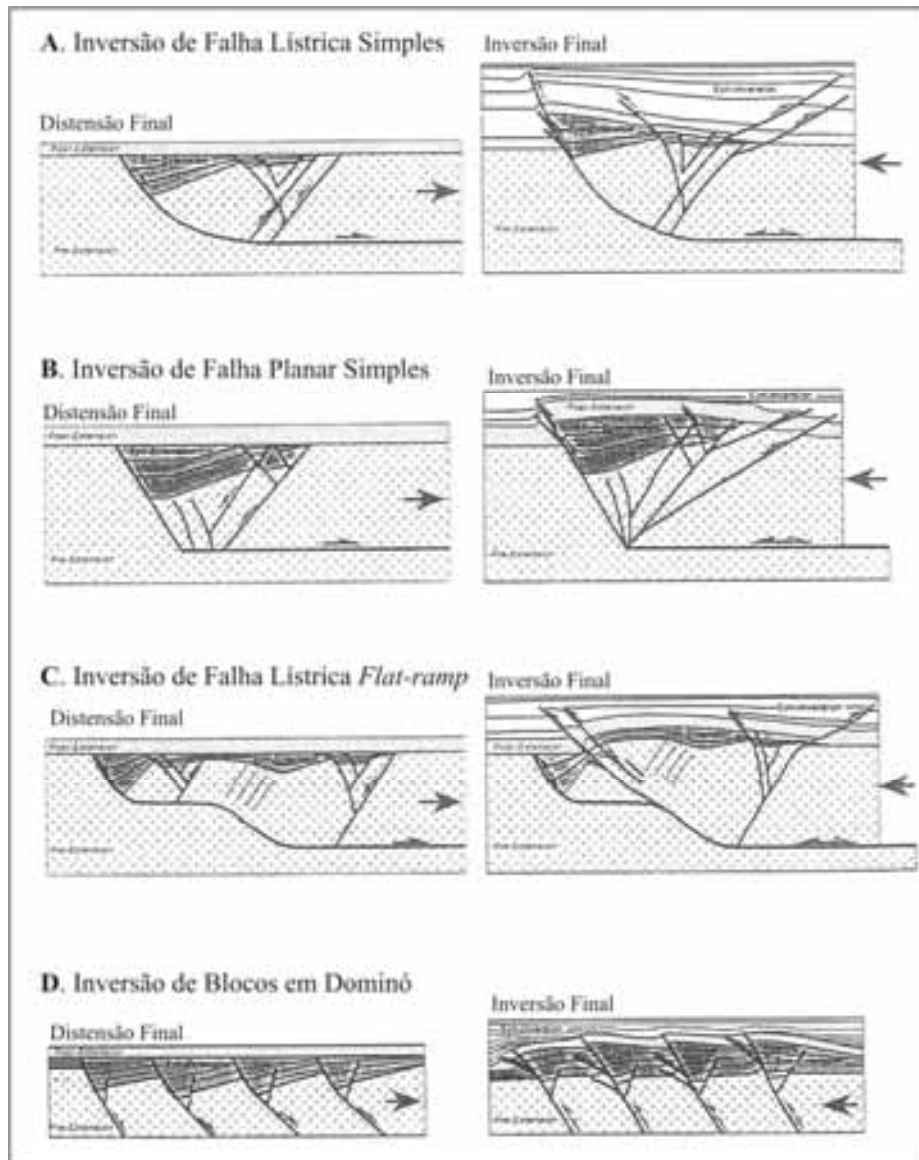


Figura 5.22 – Modelos sinópticos para inversão de sistemas distensionais simples: A. inversão de uma falha listrica simples, B. inversão de uma falha planar simples, C. inversão de uma falha listrica com geometria *flat-ramp*, D. inversão de uma arranjo de falhas em dominó (modificado de McClay, 1995).

A inversão de falhas listricas distensionais resulta na reativação da principal superfície de separação com soerguimento assimétrico marcante centrado no ponto de emergência do principal descolamento (*detachment*). Nos modelos homogêneos de areia e areia-mica a geometria anticlinal do *rollover* é acentuada pela inversão; enquanto que nos modelos areia-argila, onde a argila se comporta como uma rígida camada competente, este efeito não é observado. O sistema de falhas da crista do graben colapsado se tornam ativos. As falhas sintéticas são submetidas a forte rotação até adquirirem alto mergulho ( $> 65^\circ$ ) para inversão. No caso dos modelos areia-argila, as falhas sintéticas com convexidade voltada para cima são rotacionadas na direção vertical quando são, então, re-utilizadas como falhas de empurrão. Sob elevadas forças compressionais, as estruturas de crista do graben colapsado se estreitam e desenvolvem uma aparente estrutura-em-flor. As falhas limítrofes antitéticas do graben desenvolvem significativas falhas de atalho penetrativas que permitem a continuação da contração.

A inversão de falhas distensionais do tipo *flat-ramp* (rampa-patamar) resulta na reativação do maior descolamento basal. O soerguimento é mais pronunciado na emergência da falha e acima do patamar na superfície. Assim como no caso de geometrias lítricas simples, o sistema de falhas da crista do graben colapsado é reativado e rotacionando até o ponto de provocar o estreitamento do graben, resultando em uma aparente estrutura em flor. A geometria anticlinal do *rollover* é fortemente acentuada e o desenvolvimento de ramificações viradas leva o desenvolvimento de geometrias similares a *nappes*.

É de fundamental importância que a interpretação estrutural permita distinguir entre as estruturas formadas por reativação e inversão de grabens pré-existentes, e as estruturas formadas por novas falhas transcorrentes e de empurrão. Os princípios mecânicos sugerem que a reativação por compressão de falhas de alto ângulo pode ser o núcleo, ou soerguimento, de grandes falhas transcorrentes (Letouzey, 1990).

# AS ZONAS DE TRANSFERÊNCIA



Capítulo 6.

## 6. AS ZONAS DE TRANSFERÊNCIA

O termo zona de transferência se aplica a importantes elementos estruturais transversos ou oblíquos descritos em bacias sedimentares distensionais. As zonas de transferência são parte do sistema distensional, permitindo a acomodação de distensão entre falhas individuais e segmentos da bacia ao longo do comprimento da zona de deformação. O termo se refere a relação geométrica bidimensional, ou estrutura tridimensional correspondente, mas não implica, necessariamente, em uma relação mecânica ou cinemática entre as falhas em questão. Trabalhos anteriores em bacias sedimentares identificaram dois tipos principais de zonas de transferência entre os pontos de falha com distribuição espacial *en echelon* (figura 6.1):

- (i) falhas de transferência (*hard-linkage*) (Bally, 1981; Gibbs, 1984);
- (ii) zonas, ou rampas, de revezamento (*soft-linkage*).

Entretanto, estudo recentes, sobretudo no Rifte do Leste Africano, permitiu o reconhecimento de um amplo espectro de geometrias entre estes membros extremos (Morley, 1988; Morley *et al.*, 1990).

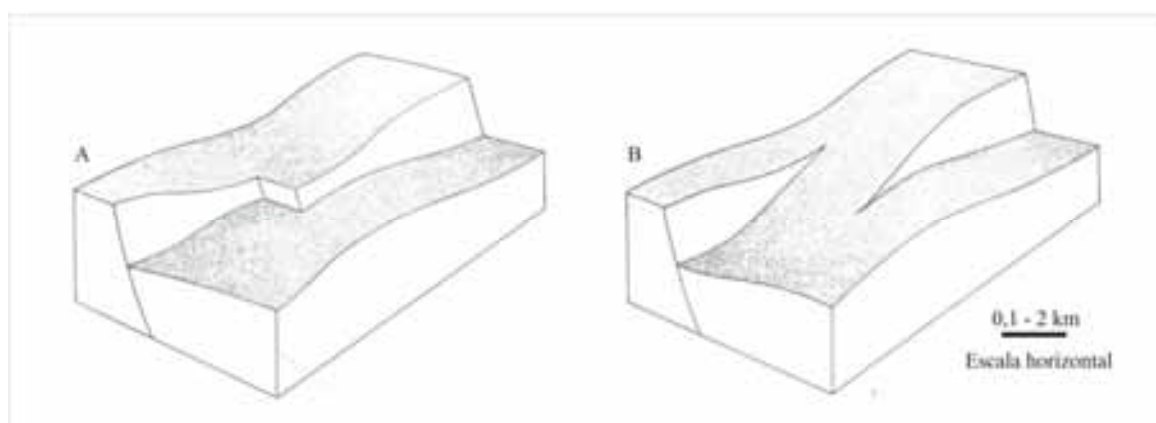


Figura 6.1 – Blocos diagramas ilustrando os diferentes tipos de zonas de transferência. A- Falhas de Transferência, B- Zonas, ou rampas, de revezamento (modificado de Gawthorpe & Hurst, 1993).

A análise de falhas ativas (Stein & Barrientos, 1985; Zhang *et al.*, 1991; Roberts *et al.*, 1993) e estudos de distância de deslocamento de falhas antigas (Walsh & Watterson, 1987, 1989, 1991; Barnett *et al.*, 1987 e Peacock & Sanderson, 1991) indicam uma variação sistemática de deslocamento ao longo de falhas normais e segmentos individuais de falhas. O deslocamento é máximo próximo da área central do segmento da falha, e diminui até zero na medida em que se afasta deste plano. O resultado deste padrão é expresso pela diminuição progressiva da elevação do bloco baixo, e aumento progressivo da elevação do bloco alto, em direção a zona de transferência. Estas características topográficas/geomorfológicas têm sido sugeridas como importantes feições responsáveis pelo controle estratigráfico de uma bacia (Leeder & Gawthorpe, 1987).

As zonas de transferência podem ocorrer em várias escalas dependendo do tamanho das falhas envolvidas, e sistemas de transferência de diferentes escalas podem ser embutidos dentro de um outro sistema. Acredita-se que grandes zonas de transferência comumente envolvem algum tipo de falhas transversais. Tais falhas podem

apresentar orientações oblíquas ou perpendiculares ao eixo de rifte, e permitem assim, mudanças abruptas na geometria do mesmo. Entretanto, esta interpretação de zonas de transferência é dúbia, uma vez que o modelo de falhas transversas pode não se aplicar a todos os tipos de geometrias (Morley *et al.*, 1990).

Em um amplo sentido, as zonas de transferência em um rifte podem ser definidas como um sistema coordenado de feições deformacionais que conservam o esforço distensional regional. Sendo este o mecanismo deformacional mais ativo na porção crustal superior de comportamento rúptil. Assim, a não ser que um outro processo crustal, como fluxo dúctil ou uma intrusão magmática rasa acompanhada de distensão, a definição de zona de transferência é comumente reduzida a conservação do deslocamento da falha em três dimensões (Morley *et al.*, 1990).

## 6.1 ZONAS DE REVEZAMENTO

As zonas de revezamento consistem em um tipo de zona de transferência que ocorre em diversas escalas, sua complexa geometria tridimensional se modifica com o crescimento da falha. Se as falhas conectadas por uma zona de transferência mergulham na mesma direção e apresentam indícios de uma interação cinemática, o volume de rocha desta área é denominado de zona de revezamento, e no caso de rochas dispostas horizontalmente, ou sub-horizontalmente, irá ocorrer o desenvolvimento de uma rampa de revezamento (Larsen, 1988). Para que duas falhas tenham interagido cinematicamente, é necessário que estas disponham de modificações em seus padrões de deslocamento e a geometria dos horizontes associados indique uma transferência de deslocamento (Muraoka & Kamata, 1983; Larsen, 1988; Walsh & Watterson, 1990 e Peacock & Sanderson, 1994).

As zonas de revezamento entre falhas contemporâneas podem ser formadas de modo ‘acidental’ pelo crescimento de duas falhas independentes, propagando-se uma em direção à outra, através da bifurcação de uma única superfície de falha, ou mesmo pela propagação em direção à superfície de diversos segmentos de falha de uma única falha do embasamento (Larsen, 1988 e Childs *et al.*, 1995). A geometria de uma zona de revezamento representa somente um estágio na evolução de uma estrutura. Seu arranjo interno irá variar de acordo com sua origem e com o estágio em que seu crescimento foi interrompido (Huggins *et al.*, 1995).

Uma rampa de revezamento acomoda transferência de deslocamento entre segmentos de falha formando uma zona que mergulha para o bloco baixo situado entre os dois segmentos de falha *en echelon* (Leeder & Gawthorpe, 1987; Larsen, 1988). Rampas de revezamento são bem desenvolvidas em áreas de ativa distensão sendo caracterizadas por um suave gradiente topográfico mergulhando para o bloco baixo. Peacock & Sanderson (1991) sugerem que o mergulho da rampa está relacionado ao grau de superimposição e gradiente de deslocamento entre os segmentos de falha adjacentes. Em alguns casos, a rampa pode ser interrompida por uma série de pequenas falhas com ângulos variados em relação à falha mestra, gerando, assim, uma topografia mais irregular. As rampas de rezamento exercem importante influência nos padrões de sedimentação de duas formas: i. são zonas de severa erosão onde extensas camadas de

sedimento podem ser formadas em sua zona basal; ii. podem funcionar como conduto para drenagens fluviais e fluxos de massa subaquáticos (Gawthorpe & Hurst, 1993).

A porção sudoeste do Graben Umbuzeiro, Bacia Potiguar, é marcada pelo desenvolvimento de uma rampa de revezamento entre as Falhas de Baixa Grande e Carnaubais (figura 6.2). A relação entre os distintos segmentos de falha e a influência desta feição estrutural nos eventos deposicionais ainda não são bem compreendidos.

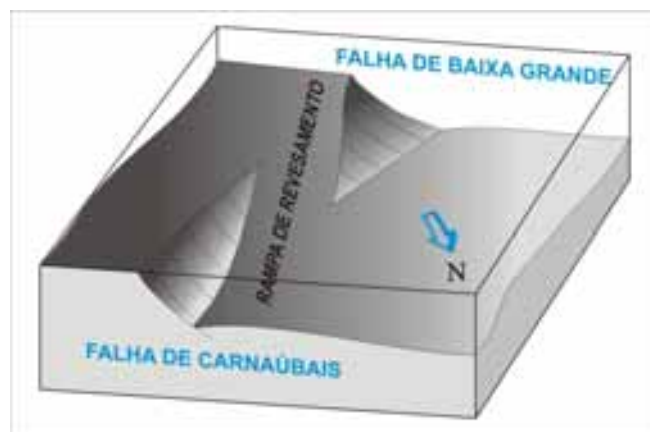


Figura 6.2 – Bloco diagrama esquemático ilustrando a relação entre as Falhas de Baixa Grande e Carnaubais e o desenvolvimento de uma rampa de revezamento.

## 6.2 ZONAS DE TRANSFERÊNCIA E A EXPLORAÇÃO DE HIDROCARBONETOS

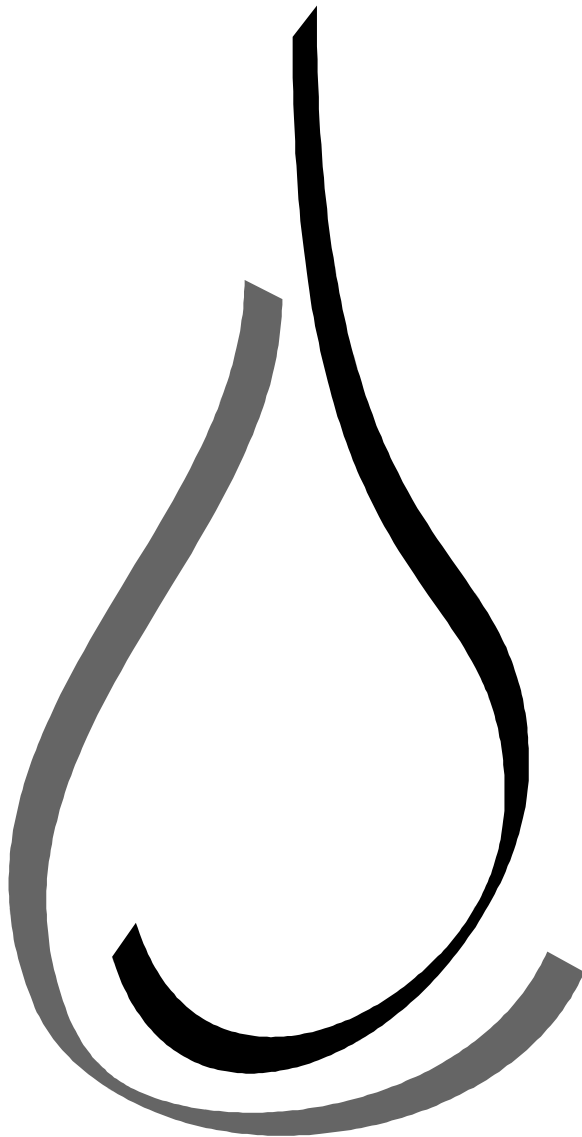
As zonas de transferência podem influenciar a distribuição de campos de óleo em sistemas de rifte, não somente de modo direto, através da geração de potenciais trapas estruturais, mas também de formas mais sutis. Estilos estruturais anômalos, como mudanças nas direções de mergulho de pequenas falhas e variações na orientação ou intensidade de falhamentos podem ocorrer em zonas de transferência (Morley *et al.*, 1990). Mudanças no estilo estrutural podem ser o produto da mudança, de certo modo, bidimensional para um sistema de falhas transcorrentes oblíquas, associadas a uma distensão tridimensional (Morley, 1988). Tais condições podem favorecer o desenvolvimento de trapas de diferentes estilos estruturais, maior concentração ou mesmo maiores dimensões que em qualquer outra localidade dentro do rifte (Morley *et al.*, 1990).

Além do impacto estrutural, nestas zonas ocorre o soerguimento do bloco alto, por meio de isostasia flexural, em resposta ao deslocamento de limites de grandes falhamentos (Kusznir & Egan, 1989). Ao contrário de soerguimentos termais, este mecanismo é permanente e ocorre quando a falha está se formando e a seção sin-rifte sendo depositada (Weissel *et al.*, 1987). Conseqüentemente, o soerguimento flexural isostático pode ter importante influência no estilo de sedimentação sin-rifte.

Nas áreas em que a ligação entre falhas termina, o soerguimento é menos expressivo, criando assim uma maior possibilidade do aporte lateral de grandes sistemas fluviais. Desta forma, as zonas de transferência comumente constituem áreas de aporte de sedimentos clásticos no rifte, por conseguinte, o foco relativo de rochas reservatório de maior qualidade (Rosendahl *et al.*, 1986).

Zonas de transferência formadas dentro de bacias sedimentares formam altos topográficos durante a sedimentação sin-rifte, que por sua vez exercem influência direta nos padrões deposicionais. Pode-se citar, por exemplo, o favorecimento de correntes de turbidez, que tendem a fluir em depressões e onlapar estes altos topográficos. Conseqüentemente, as áreas de mais alto alívio em porções bacinais profundas tendem a ser pobres em sedimentos arenosos, e tendem a apresentar depósitos turbidíticos onlapando seus flancos (Morley *et al.*, 1990).

# A BASE de DADOS SÍSMICOS



Capítulo 7.

---

## 7. A BASE DE DADOS SÍSMICOS

### 7.1 O MÉTODO SÍSMICO DE REFLEXÃO

Atualmente a sísmica de reflexão 3-D é o método de prospecção mais empregado pela indústria do petróleo em suas campanhas de exploração, respondendo por cerca de 90% dos investimentos em um projeto antes da perfuração. Isso se deve em virtude da capacidade do método em oferecer imagens, geralmente de qualidade satisfatória, de feições geológicas em subsuperfície propícias a acumulação de hidrocarbonetos. Dentre os produtos finais gerados por esta técnica, destacam-se o imageamento de estruturas e camadas rochosas, que são disponibilizados nas mais diversas formas.

O levantamento sísmico está relacionado a geração de ondas elásticas, por meio de fontes artificiais, que se propagam pelo interior da Terra, onde são refletidas e refratadas nas interfaces que separam rochas de características petrofísicas distintas e retornam a superfície, onde são captadas por equipamentos de registro (Thomas *et al.*, 2001). Estas informações são processadas e têm como produto final o imageamento de subsuperfície que reflete as propriedades físicas das rochas, expressas em valores de velocidade, amplitude e tempo de propagação.

De modo geral, o método envolve quatro distintas etapas, que podem variar de acordo com o levantamento e *softwares* de trabalho: (i) aquisição; (ii) pré-processamento/processamento; e (iii) interpretação.

#### Aquisição

A aquisição de dados sísmicos consiste na geração de uma perturbação mecânica em um determinado ponto na superfície e o registro das reflexões nos canais receptores ao longo de uma linha reta. Os canais são posicionados de forma equidistante, geralmente entre 20 e 50 metros. O conjunto fonte/receptores tem seu posicionamento dinâmico definido por levantamentos topográficos e radioposicionamento, em campanhas em terra, e por satélites, em campanhas marinhas. Em função do detalhe necessário aos objetivos do projeto, critérios como resolução vertical e horizontal, distorções, atenuação de ruídos, profundidade de interesse entre outros, são devidamente equacionados (Thomas *et al.*, 2001). Os principais parâmetros de aquisição são: comprimento dos arranjos de fontes e receptores, separação entre fontes, separação entre estações receptoras, separação mínima (*offset*) e máxima entre fontes e receptores, tipo de spread, filtros de frequência e nível de amplificação dos sinais.

O comprimento dos arranjos de fontes e receptores determina a atenuação de ruídos durante a aquisição dos dados.

A separação entre fontes é definida em função do detalhe e redundância que requer o levantamento, quanto menor a distância entre os canais receptores, maior o detalhe obtido (figura 7.1). Em levantamentos tridimensionais a amostragem lateral é definida em função da distância entre cabos.

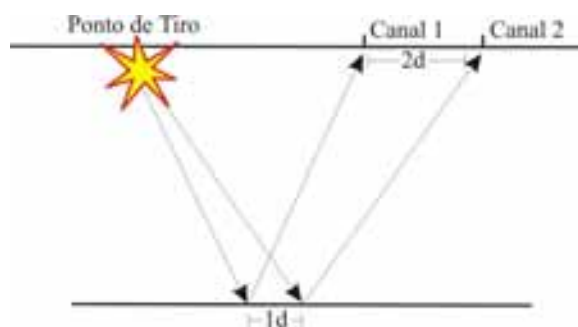


Figura 7.1 – Esquema ilustrando amostragem horizontal (modificado de Thomas *et al.*, 2001).

A profundidade máxima de pesquisa é definida pela separação mínima e máxima entre fontes e receptores, *offset* fonte-receptores, e pelo tempo de registro. Em levantamentos terrestres, geralmente, é de cerca de 4,0 segundos, com profundidades aproximadas de 6.000 metros. Em levantamentos marinhos, devido a presença da lâmina d'água que reduz a velocidade de propagação das ondas sísmicas, o tempo de registro varia entre 6,0 e 12,0 segundos (Thomas *et al.*, 2001), podendo atingir profundidades ainda maiores, no caso de levantamentos sobre a estrutura crustal.

O tipo de spread está relacionado à disponibilidade de canais de gravação do instrumento, resolução lateral e redundância do levantamento. Na geometria *end on* as estações receptoras são posicionadas ao longo de apenas um lado do tiro; enquanto na geometria *split spread* estas são posicionadas em ambos os lados.

Na aquisição de dados sísmicos 3D o levantamento é realizado através de uma malha regular, onde as linhas sísmicas são espaçadas lateralmente a uma distância igual à distância entre as estações receptoras (Thomas, 2001).

### Pré-Processamento

A etapa posterior à aquisição consiste na aplicação das correções primárias e estáticas. As correções primárias atenuam as distorções determinísticas causadas pelos receptores e pelo equipamento de gravação. As correções estáticas corrigem variações topográficas e anomalias superficiais de velocidade em relação a um *datum* de referência. Em levantamentos terrestres, usualmente, é adotada como referência o nível do mar. Nos levantamentos marítimos as correções estáticas adicionam frações de tempo nos registros sísmicos simulando o posicionamento dos canhões e dos receptores na superfície do mar, posto que canhões e receptores operam em profundidades entre 7 e 15 metros (Thomas *et al.*, 2001). Uma função de recuperação de ganhos (*gain recovery*) é aplicada aos dados visando corrigir os efeitos da frente de onda (esférica) divergente. É necessário o uso de uma função de espalhamento geométrico, que por sua vez depende do tempo de propagação e de uma avaliação primária da função velocidade, que é associada as reflexões primárias. Pode-se, também, aplicar uma função de ganho exponencial (*exponential gain*) para compensar as perdas por atenuação (Yilmaz, 1988).

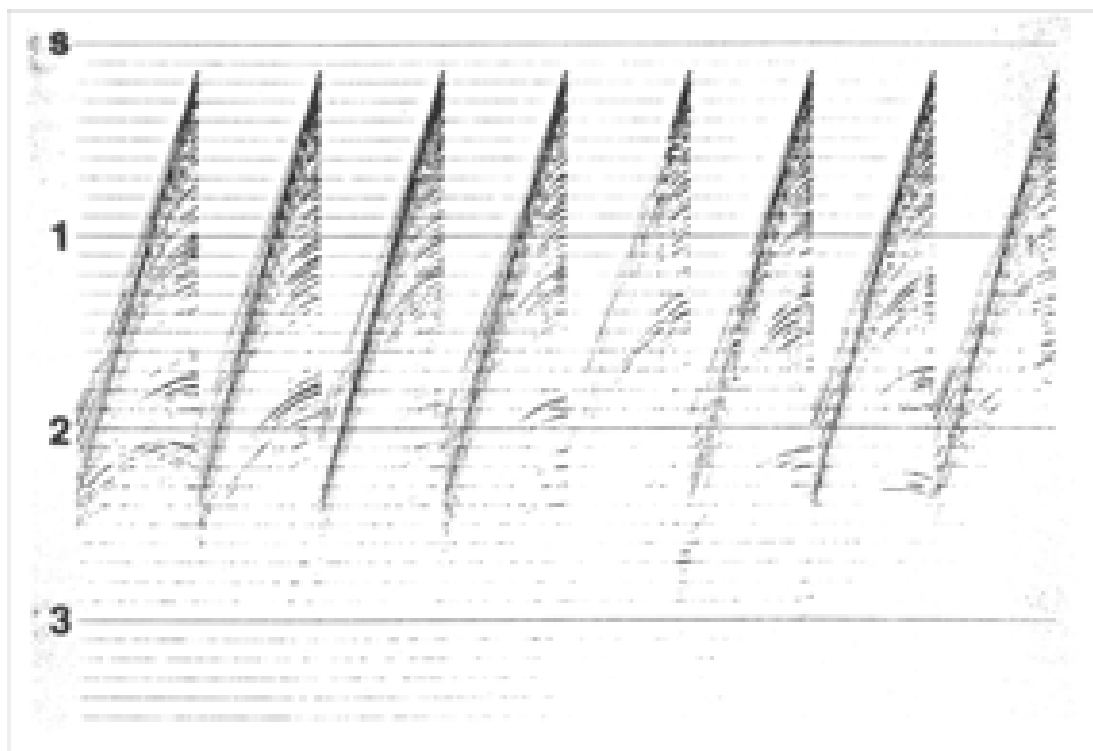


Figura 7.2 – A figura ilustra famílias de mesmo ponto de tiro após o processo de demultiplexação. Estes dados são de levantamento marinho. Note as grandes amplitudes na parte rasa e a energia progressivamente mais fraca nos registros mais profundos. Esta diminuição da amplitude é decorrente da divergência da frente de onda (Yilmaz, 1988).

Por fim, a geometria de campo é incorporada aos dados sísmicos. Os dados do levantamento, as coordenadas das locações de pontos de tiro e receptores são armazenadas nos *headers*, uma espécie de cabeçalho, de cada linha sísmica. Esta etapa é de fundamental importância, posto que a qualidade de uma seção pode ser severamente degradada por uma geometria de campo equivocada (Yilmaz, 1988).

### Processamento

O processamento dos dados tem como objetivo produzir imagens da subsuperfície com a máxima fidelidade possível, atenuando as várias distorções ‘ópticas’ presentes no método, a eficiência e precisão com que é realizado é refletida na qualidade da imagem a ser interpretada. O processamento se desenvolve em diversas etapas sem um ordenamento pré-determinado, seguem abaixo as mais comumente aplicadas:

#### ▪ Deconvolução

A deconvolução é uma operação matemática de filtragem que objetiva atenuar as reverberações inerentes ao método sísmico, é aplicada ao longo do eixo de tempo para aumentar a resolução temporal através da compressão da ondícula básica (*wavelet*) para um *spike* e da supressão dos *trends* de ondas reverberantes (Yilmaz, 1988). Tais reverberações têm sua origem associada, principalmente, a própria assinatura da fonte, que ao invés de ser um pulso unitário é uma reverberação de pequena duração. A aplicação de algoritmos visa analisar as propriedades estatísticas dos traços e construir operadores matemáticos de filtragem que realizam esta função (Thomas *et al.*, 2001).

A deconvolução estende o traço sísmico, assim estes contêm mais energia de alta-frequência após serem submetidos a tal processo. Desta forma, os dados frequentemente necessitam de uma filtragem passa-baixa após esta etapa do processamento (Yilmaz, 1988). O resultado do processo consiste em traços sísmicos com melhor definição dos refletores e com maior resolução.

O balanceamento associado a deconvolução dos dados, consiste na recuperação da energia perdida pela assinatura da fonte durante a propagação da onda. O espalhamento esférico progressivo e absorção são tidos como responsáveis pela perda desta energia. Estes fatores, intrínsecos ao método provocam um decréscimo exponencial na amplitude do registro sísmico em função da profundidade ou tempo de propagação (Thomas *et al.*, 2001). Estes processamentos têm como objetivo final aumentar a resolução dos dados.

#### ▪ Reagrupamento

Consiste na transformação de uma configuração ponto de tiro/receptor para um arranjo de coordenadas em famílias com pontos comuns em profundidade (CDP), ou centrais equivalentes (*midpoints offsets*), uma vez que nem sempre os traços CDP provêm dos mesmos pontos em profundidade. Este procedimento também atenua eventos indesejáveis, como múltiplas, ondas guiadas e ground roll. Isto ocorre em razão do sinal refletido e ruído aderido (*coherent noise*), geralmente, apresentam diferentes velocidades de empilhamento (Yilmaz, 1988).

As análises de velocidade são interpretadas criteriosamente posto que são utilizadas para aplicação das correções dinâmicas. A análise de velocidade é efetuada em uma família de CMP (*common midpoint*) (figura 7.3), ou grupo de famílias, e seu resultado é expresso em uma tabela numérica como uma função velocidade *versus* o tempo *two-way zero-offset*. Estes números representam a média coerente do sinal ao longo de sua trajetória hiperbólica controlada pela velocidade, *offset*, e tempo de propagação. Os pares velocidade-tempo são selecionados em picos de máxima coerência. Essas funções de velocidade são então espacialmente interpoladas entre os pontos de análise através de todo perfil, de modo a fornecer uma função de velocidade para cada família CMP.

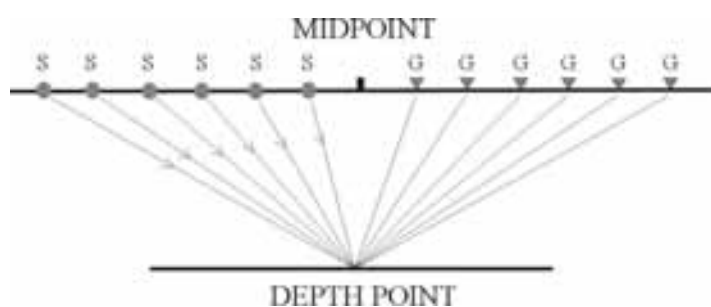


Figura 7.3 – A figura ilustra o arranjo de família com ponto comum em subsuperfície, família CMP (modificado de Yilmaz, 1988).

### - Correções Dinâmicas

O traço sísmico, para uma mesma família CDP, aparece no registro como uma curva hiperbólica em função da distância fonte-receptor. A correção dinâmica, também denominada correção de NMO (*normal moveout*), tem como objetivo colocar todos os traços de uma família CDP em *offset* igual a zero, anulando assim o efeito desta distância e permitindo a soma horizontal dos traços (*stacking*). As distorções de frequência são mais pronunciadas em tempos rasos e em *offsets* grandes. O valor de velocidade que corrige a hipérbole, alinhando os traços, é chamado velocidade de *stack*, sendo este valor subtraído dos excessos de tempo sísmico no registro de uma determinada reflexão.

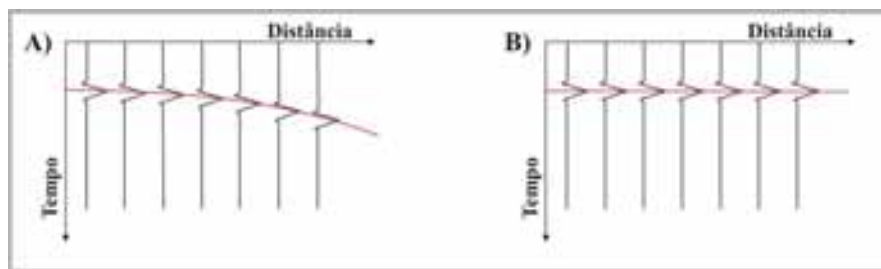


Figura 7.4 – Correção dinâmica. Em A) traços de uma mesma família CDP com atraso em tempo, expresso por uma curva hiperbólica, decorrente da distância fonte-receptor. Em B) correção da curva hiperbólica a partir da soma da velocidade de *stack* (modificado de Matos 2003, notas de aula).

A correção dinâmica provoca uma distensão dos traços causando um deslocamento do conteúdo de frequência em direção ao baixo espectro. Para prevenir este quadro, as zonas distorcidas são deletadas (*mute*) antes de sua soma horizontal (*stacking*) ou empilhamento. A solução de *mute* é comumente aplicada na exclusão de traços rasos, posto que o estiramento destes provocado pela correção dinâmica ultrapassa um limite estabelecido no processamento (Yilmaz, 1988).

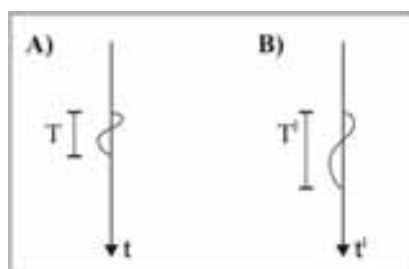


Figura 7.5 – Distensão do traço sísmico provocada pela correção dinâmica (modificado de Matos 2003, notas de aula).

Muitos levantamentos terrestres, e alguns levantamentos marinhos rasos, necessitam de uma correção estática residual. As variações laterais de velocidade podem causar mudanças negativas, isto é, um evento de reflexão chega no *long-offset* antes de ser registrado no traço *short-offset*. Assim, esta correção é aplicada em um modo de superfície, os deslocamentos de tempo dependem somente da localização do tiro e do receptor. As correções residuais estimadas são aplicadas nas famílias CMP, e as análises de velocidade são repetidas para aumentar os picos de velocidade (Yilmaz, 1988).

Após a correção, os traços de uma mesma família são somados, traço sísmico *zero-offset*, resultando em um único traço que irá ilustrar o contexto geológico de um dado ponto.

Os resultados destes procedimentos correspondem a uma seção composta por traços sísmicos lateralmente arranjados. A seção representa a imagem sísmica correspondente ao plano geológico vertical ao longo do qual o levantamento foi executado (Thomas *et al.*, 2001), ou seja, neste momento é gerada a imagem de uma seção sísmica.

#### ▪ Filtragem

O procedimento de filtragem tem como objetivo melhorar a qualidade da imagem. No processamento sísmico são utilizados filtros numéricos, que são lineares e alteram as características de uma série de tempo através de uma operação de convolução:  $S(t) * F(t) = A(t)$ . Dentre os diversos métodos utilizados, os mais freqüentemente utilizados são:

- i) filtros passa-banda - executam um corte no comprimento de onda e é aplicado para suprimir bandas de freqüência ruidosa, preservando a faixa de freqüências aproveitáveis;
- ii) filtros passa-inverso - geram como resultado um pulso unitário (*spike*), que consiste no pulso desejado. No entanto, normalmente se obtém uma aproximação constituída de banda espectral limitada, ao contrário do unitário, que dispõe componentes de todas freqüências;
- iii) filtros de forma - alteram a forma do sinal para um módulo pré-determinado;
- iv) filtros de predição permitem a previsão de valores futuros de uma mesma série por meio da atuação em determinado trecho de tempo desta série.

#### **Migração**

A migração pode ser entendida como uma forma de deconvolução espacial que tem por objetivo aumentar a resolução espacial. A migração move refletores com mergulho para sua posição real em subsuperfície e colapsa os efeitos de difração, delineando, assim, feições de detalhe em subsuperfície como, por exemplo, planos de falha (figura 7.6) (Yilmaz, 1988).

A função da migração é fazer com que a seção estaqueada seja similar a seção geológica equivalente a linha sísmica. Uma seção migrada é comumente apresentada em tempo duplo, e não em profundidade, sendo tal decorrente do fato de que as estimativas de velocidade, baseadas em dados sísmicos, são de acurácia limitada. Então, a conversão de tempo-profundidade não é precisa. O processo de migração que produz uma seção migrada em tempo é denominado *time migration*. Quando os gradientes de velocidade são significantes, a migração em tempo não produz uma imagem sísmica satisfatória. Nestes casos é aplicada uma migração em profundidade (*depth migration*) (Yilmaz, 1988).

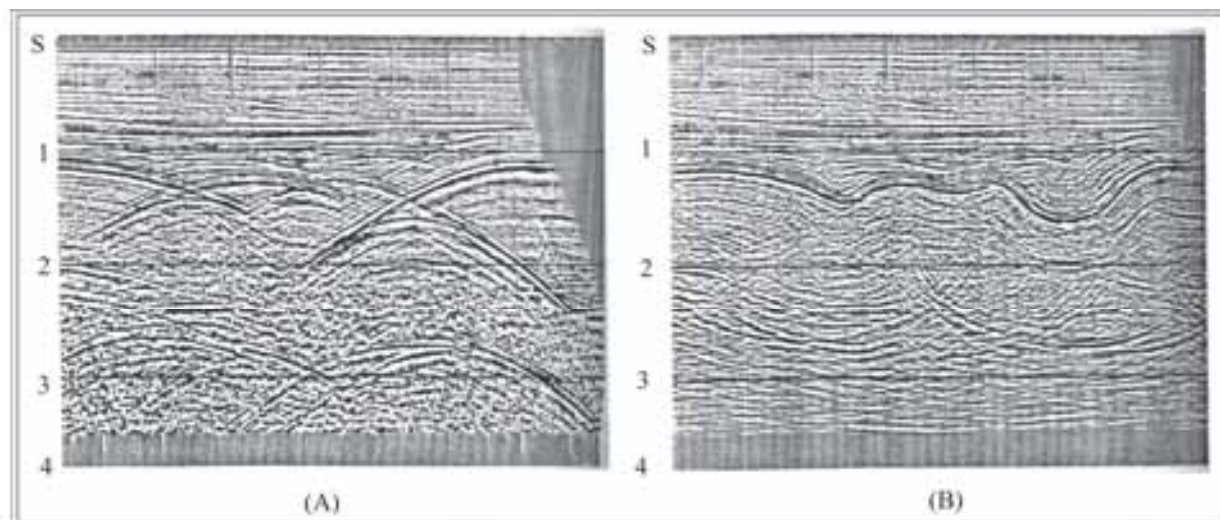


Figura 7.6 – A figura ilustra linhas sísmicas em (A) não migrada, onde é possível observar o forte efeito de difrações nos dados, e em (B) após migração (modificado de Yilmaz, 1988).

## 7.2 O 3D FALHA DE BAIXA GRANDE

A aquisição do bloco de dados 3D da Falha de Baixa de Grande foi realizado em meados de dezembro de 1991, período ainda sob vigência do monopólio da Companhia Petróleo Brasileiro S.A. – Petrobrás. A aquisição foi efetivada pela companhia Técnica Brasileira de Geofísica Ltda., sob responsabilidade da equipe sísmica ES-237. O instrumento de registro utilizado foi o SERCEL-SN-368, com 408 canais e multiplicidade de 34 vezes. Os dados foram gravados em fita magnética MEMOREX. Como cargas para detonação foram utilizados explosivos POWER-GEL. O tipo de geofone da campanha foi o GSG 20 D.

No levantamento dos dados sísmicos foi empregada a técnica *common depth point* (CDP) adotando uma geometria de *swath* completo (*roll-on/slipt-spread simétrico/roll-off*) com espaçamento entre linhas de 300 metros. Os geofones foram arranjados de forma linear, com 12 unidades em cada estação espaçadas de 4 metros, e cada estação a uma distância de 50 metros. As linhas de tiro foram posicionadas a uma distância de 150 metros, com quatro cargas de explosivo enterradas entre 2 e 3 metros. A figura 7.8 ilustra a geometria utilizada na aquisição do 3D de Baixa Grande.

O levantamento apresenta cobertura de 34 vezes com celas de 15x75 metros, onde para cada *swath* são ativados 408 geofones por registro. O tempo de registro é de 5 segundos e a razão de amostragem é de 2 milissegundos. A figura 7.9 exemplifica o relatório das linhas sísmicas, onde as principais informações inerentes à aquisição dos dados estão dispostas.

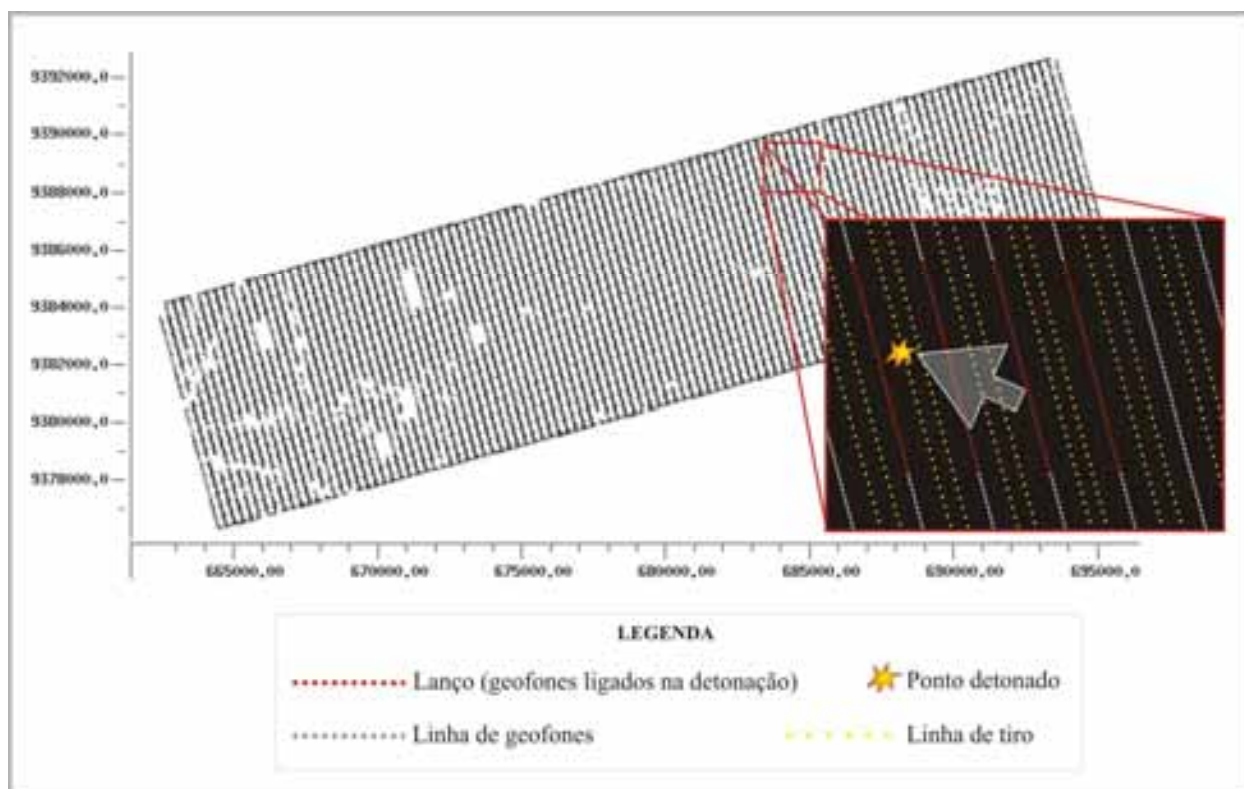


Figura 7.8 – Cobertura do levantamento do bloco 3D da Falha de Baixa Grande. As áreas em branco correspondem a regiões onde não foi possível posicionar as linhas de tiro, como por exemplo, áreas de estradas. Em detalhe é possível observar a geometria de *swath* completo utilizada, assim como o lanço de geofones ligados durante uma detonação. A detonação das linhas de tiro não segue ordem determinada de modo que as informações são arranjadas na etapa de pré-processamento.

Os dados interpretados neste trabalho foram processados pela Petrobrás e disponibilizados pelo BDEP-ANP. Na gridagem foi adotada uma célula de  $D_x$  25 x  $D_y$  75, com distância entre linhas *inline* de 75 metros, e entre linhas *crossline* de 25 metros, totalizando uma área de cobertura de subsuperfície de 258,67 km<sup>2</sup>. A direção de aplicação dos filtros, ou azimute de processamento, é de 74,539452 graus.

## RELATÓRIO DAS LINHAS SÍSMICAS DO

SWATH 54 PROGRAMA 3 D - FBG

POLARIDADE DA PRIMEIRA QUEBRA  
 NOS SISMOGRAMAS DE CAMPO

( ) ----->

(X) ----->

-----> (PARA CIMA / DIREITA)

-----> (PARA BAIXO / ESQUERDA)

COMPANHIA T B G EQUIPE SÍSMICA 237 PROGRAMA 3-D FBG  
 ( SWATH ) LTs DET 01 - 54 PTs DETON / LINHA DE TIRO 213-216 REG. 107,108,109,110

---

BACIA: POTIGUAR DISTRITO: DEBAR DATA DO 1º REG: 13/12/91  
 ÁREA: GOVERNADOR DIX SEP ROSADO QUADRICULAS: SB-24-X-D-I-3-SE DATA DO ÚLTIMO REG: 14/12/91  
UPAREMA SB-24-X-D-B-4-90 Nº DE REG: 207  
SB-24-X-D-IV-1-NU

---

INSTRUMENTO: SERCEL - SN - 388 FORMATO: EE R - D NÚMERO DE CANAIS: 400  
 GANHO PRE-AMPL: 12 Nº DE TRILHAS: 2 RAZÃO DE AMOSTRAGEM: 2  
 FITA MAGNÉTICA: MEMOREX SPI: 6250 TEMPO DE REGISTRO: 55  
 CARRITES Nº: 442-453 MULTPLICIDADE: 34  
 CORTA-BAIXAS: 8 Hz 18 db/oct  
 CORTA-ALTAS: 127.6 Hz 72 db/oct

---

FORTE: POWER - SEL. ARRANJO DE CARRA: 4x2/315m CARRA TOTAL / PT: 4,0 Kg  
 PROFUNDIDADE: 2 + 3 m (AÉRIA) INTERVALO DE PT: 150 m INT. LINHAS TIPO: 150 m

---

TIPO GEOP: 050 800 ARRANJO GEOP: L-12/45,83 m Nº GEOP/TR: 12  
 INT. ENTRE ESTAÇÕES: 50 m INT. LINHAS GEOP: 300m INT. GEOP: 4,17 m

---

SWATH COMPLETO (ROLL-ON/SPLIT-SPREAD SIMÉTRICO/ROLL-OFF)

EQ 01.....	EQ 31 X EQ 32.....	EQ 51.....	LT --- 1
EQ 59.....	EQ 89 X EQ 90.....	EQ 129.....	LT --- 18
EQ 109.....	EQ 159 X.....	EQ 199.....	LT --- 37
			LT --- 54

LANÇO: 2525 - 25 - 0 - 25 - 2525

ORDEM: DAS CORREÇÕES ESTÁTICAS: 1ª GUERRA CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS: BOAS

---

N 216

W ----- E

213 S

ORIENTAÇÃO PT NAS LTS

N 1780

W ----- E

1996 S

AVANÇO REGISTRO NO SWATH

N 01

W ----- E

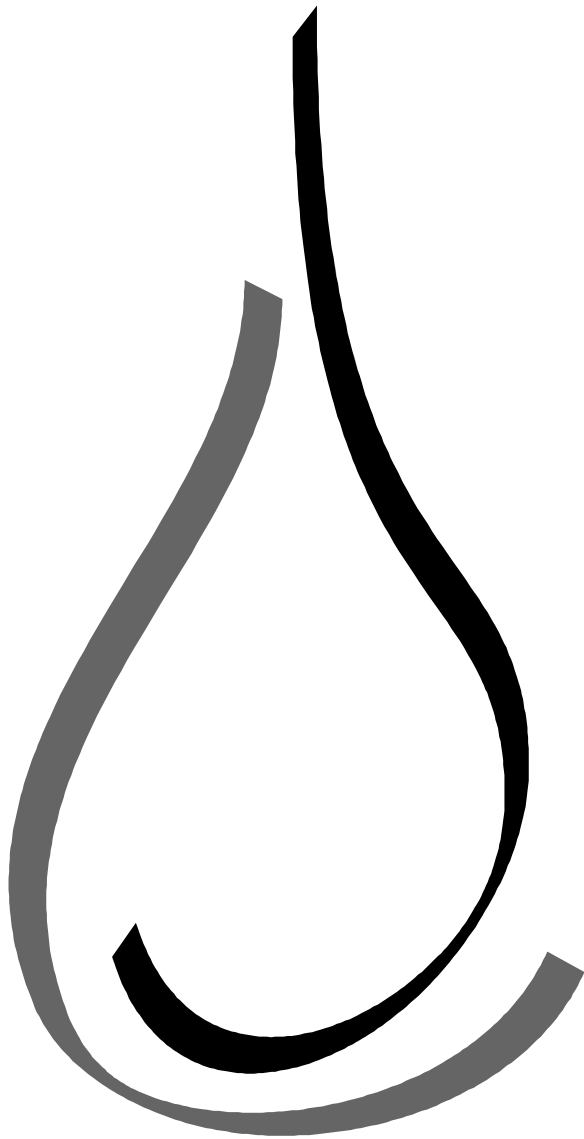
159 S

ORIENTAÇÃO DAS ESTAÇÕES

PT NÃO CARREGADOS E/OU NÃO REGISTRADOS: LT-01(PT216)LT-03(PT214)LT-04(PT215,216)  
LT-05(PT213)LT-13(PT213,214)LT-14(PT216)LT-42(PT214).

Figura 7.9 – Exemplo de relatório de linha sísmica da aquisição do 3D da Falha de Baixa Grande. Neste são relatadas as principais informações inerentes ao levantamento, além de peculiaridades do dia a que se reporta.

# ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA COM BASE EM POÇOS.



Capítulo 8.

## 8. ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA COM BASE EM POÇOS

### 8.1 POÇOS EXPLORATÓRIOS NA ÁREA DE ESTUDO

No presente trabalho foram utilizados cinco poços exploratórios como base de dados de poços, estando estes dispostos ao longo da Falha de Baixa Grande (figura 8.1). Apesar do número bastante restrito de poços, visto a extensão do bloco 3D estudado, é possível traçar um panorama dos eventos de sedimentação, além de utilizá-los como ferramenta para calibração da interpretação do bloco de dados sísmicos.

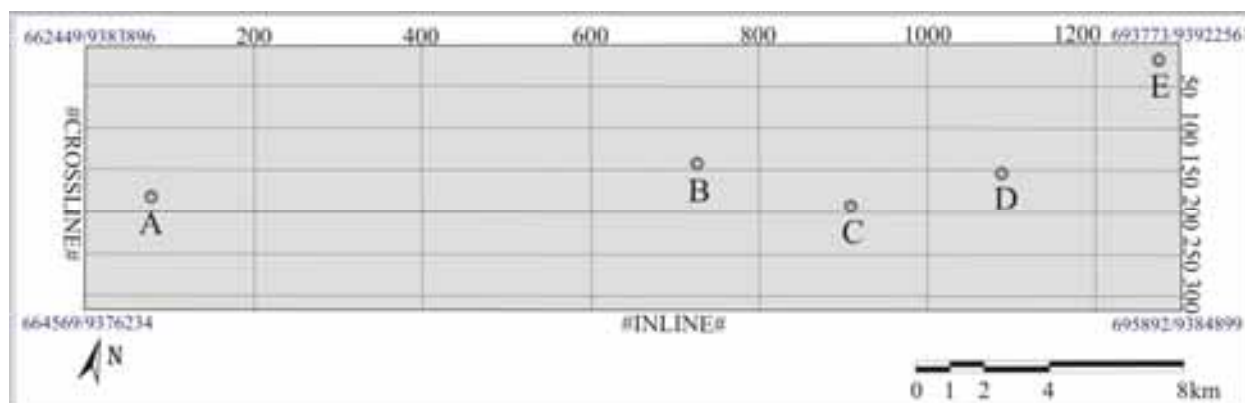


Figura 8.1 – Mapa base dos poços exploratórios utilizados no presente trabalho.

### 8.2 DADOS DE PERFIS COMPOSTOS E DE PASTA DE POÇO– ANÁLISE 1D

O reconhecimento de distintos padrões de empilhamento por meio da análise estratigráfica baseada em perfis de raios-gama e litológico, em conjunto com informações provenientes das pastas de poços, permitiram a compartimentação do intervalo cronoestratigráfico estudado, litoestratigraficamente correspondente à Formação Pendência, em quatro seqüências deposicionais de 3º ordem. Estas correspondem às concisas seqüências deposicionais reconhecidas por Della Fávera *et al* (1992), onde os mesmos se baseiam em uma vasta quantidade de informações envolvendo sismoestratigrafia, litoestratigrafia, além de um forte controle através de dados bioestratigráficos.

#### Seqüência 1

É a seqüência basal, encontra-se sobreposta diretamente sobre o embasamento, fato reconhecido por meio de sessões sísmicas posto que nenhum poço que secciona esta seqüência atinge o embasamento. É essencialmente composta por conglomerados, podendo ocorrer folhelhos cinza escuros associados (figura 8.2). De modo geral, são reconhecidos ciclos maiores com um padrão de empilhamento retrogradacional (provavelmente representando conjunto de parasseqüências), os quais são compostos por ciclos menores progradacionais (provavelmente da ordem de parasseqüências).

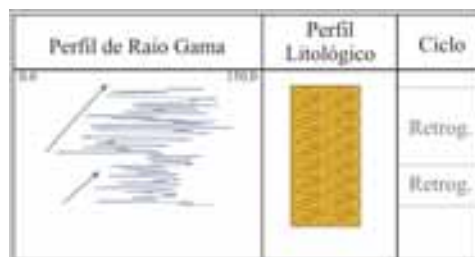


Figura 8.2 – Exemplo da seqüência 1 na área do 3D de Baixa Grande (poço A).

### Seqüência 2

É composta essencialmente por camadas de arenitos com espessuras de dezenas de metros e subordinadamente por folhelhos cinza claro, cinza escuro e castanho claro. Na porção basal, ocorrem folhelhos, sendo marcados por ciclos simétricos de padrão retrogradacional. Na porção superior aumenta a razão arenito/folhelho, sendo descritos ciclos de espessura similar dispoendo padrão de empilhamento progradacional (figura 8.3).

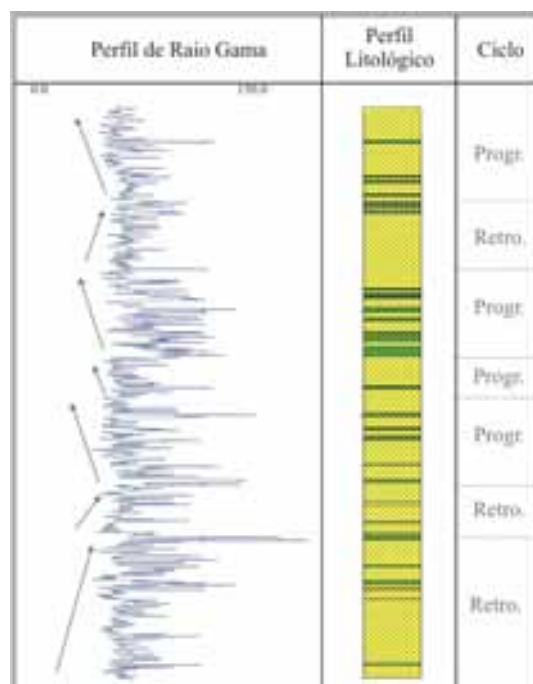


Figura 8.3 – Exemplo da seqüência 2 na área do 3D de Baixa Grande (poço C).

### Seqüência 3

Constitui a mais espessa seqüência deposicional descrita nos poços estudados. Nas porções basais são mais abundantes folhelhos, podendo estes ser cinza claro ou escuro, castanho escuro ou mesmo esbranquiçado. Nas porções superiores aumenta a freqüência e a espessura das camadas de arenitos. A seqüência é composta por ciclos de espessura variável apresentando padrões de empilhamento progradacional e retrogradacional, sem no entanto dispor intervalos (provavelmente conjunto de parasseqüências) com empilhamento característico, de modo geral a seqüência tende a terminar com um ciclo progradacional (Figura 8.4).

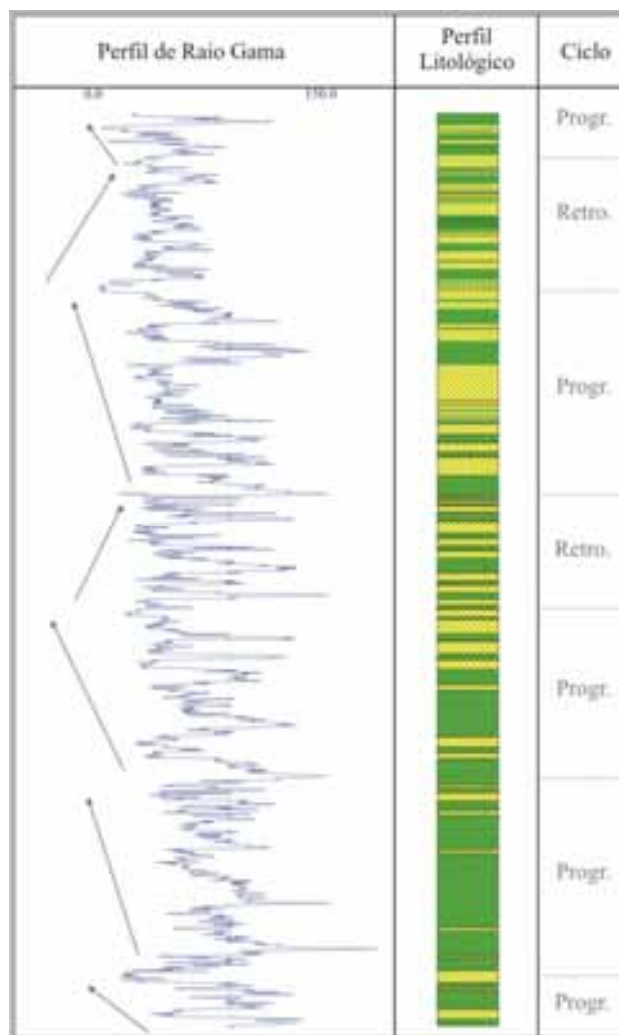


Figura 8.4 – Exemplo da seqüência 3 na área do 3D de Baixa Grande (poço A).

#### Seqüência 4

Esta seqüência deposicional é caracterizada por espessas camadas de arenitos, podendo ocorrer subordinadamente delgadas camadas de folhelhos cinza claro, cinza esverdeado, verde claro e esbranquiçado. As camadas de arenitos são muito bem marcadas no perfil de raio gama, onde formam um padrão de ‘caixote’. A seqüência é composta por ciclos progradacionais de espessura aproximadamente constante e por um ciclo retrogradacional na porção superior. É limitada por uma superfície erosiva que marca a discordância entre a Formação Pendência e a Formação Alagamar (figura 8.5).

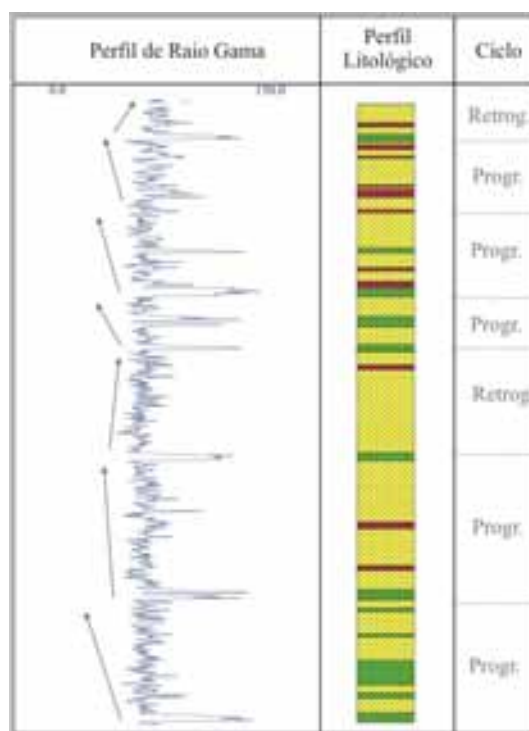


Figura 8.5 – Exemplo da seqüência 4 na área do 3D de Baixa Grande (poço C).

### 8.3 DADOS DE PERFIS COMPOSTOS – ANÁLISE 2D

Os diferentes sistemas e ambientes deposicionais, identificados a partir da sucessão de fácies marcada na análise 1D dos perfis compostos, em conjunto aos estágios evolutivos deste segmento da bacia, representados pelas seqüências determinadas, permitiram melhor compreender a evolução da fase sin-rifte da porção sudoeste do Graben de Umbuzeiro.

A figura 8.6 apresenta a correlação entre os poços estudados ilustrando os limites entre as seqüências identificadas e as diferentes fácies sedimentares descritas. O primeiro episódio deposicional é marcado na base do perfil pelo predomínio de fácies de leques aluviais/deltaicos caracterizados por uma sedimentação de caráter psamo-psefítico, com ocorrência de arenitos e conglomerados subordinados. Esta associação de fácies compreende a seqüência 1, essencialmente psefítica, e a maior parte da seqüência 2. O término da seqüência 2 é marcado pela instalação de um sistema lacustre na porção sul-sudoeste da área, com ocorrência de uma espessa camada pelítica. Na porção centro-nordeste (o nível de base é menos elevado) instalaram-se sistemas deltaicos. Os deltas são representados por espessas camadas arenosas dispendo um típico padrão de engrossamento textural para o topo, observado nos perfis de raio gama. Na porção nordeste a sedimentação predominantemente pelítica sugere uma fácies de pro delta, em contraste com fácies de frente deltaica/planície deltaica nas porções com maior contribuição arenosa.

Um amplo ambiente lacustre é, então, instalado na área estudada. O registro sedimentar é composto essencialmente por rochas pelíticas. As delgadas camadas

psamíticas subordinadas são, provavelmente, produto de fluxos de gravitacionais que produzem depósitos turbidíticos. A ocorrência de espessas camadas arenosas internamente à fácies de domínio lacustre são interpretadas como expressivos rebaixamentos do nível de base do lago com conseqüente instalação de sistemas deltaicos. Estas mudanças no nível de base podem, novamente, ser o produto de expressivas variações climáticas, ou mais provavelmente resultado de mudanças ou ajustes localizados no plano da Falha de Baixa Grande provocando soerguimentos localizados. O proposto é corroborado pela gênese dos dobramentos distensionais que indica que a Falha de Baixa Grande não evoluiu de modo homogêneo ao longo de sua extensão (*vide* Capítulo 13).

O término da seqüência 3 é marcado por um rebaixamento do nível de base em toda área do lago, cujo registro é evidenciado pela instalação de um sistema novo deltático. Este sistema é caracterizado por espessas camadas arenosas que exibem padrão de engrossamento textural para topo, como observado nos perfis de raio gama. Na porção sudoeste e centro-nordeste a maior contribuição psamítica sugere a atuação de fácies de planície deltaica/frente deltaica, enquanto que na porção nordeste a maior quantidade de pelítos permite inferir a instalação de fácies de pró-delta.

Marcando o limite entre as seqüências 3 e 4, um progressivo raseamento/assoreamento do lago rifte permite a instalação de um sistema fluvio-deltaico. A contribuição fluvial é caracterizada por camadas arenosas que se sucedem verticalmente gerando ciclos com afinamento textural para o topo, além de espessos pacotes arenosos texturalmente constantes para o topo, reconhecidos pelos padrões ‘em caixote’ nos perfis de raio gama. É importante ressaltar que este tipo de padrão de empilhamento pode, também, configurar o produto da deposição em canais distributários de sistemas deltaicos, motivo pelo qual optou-se por definir esta fácies sedimentar como flúvio-deltaico.

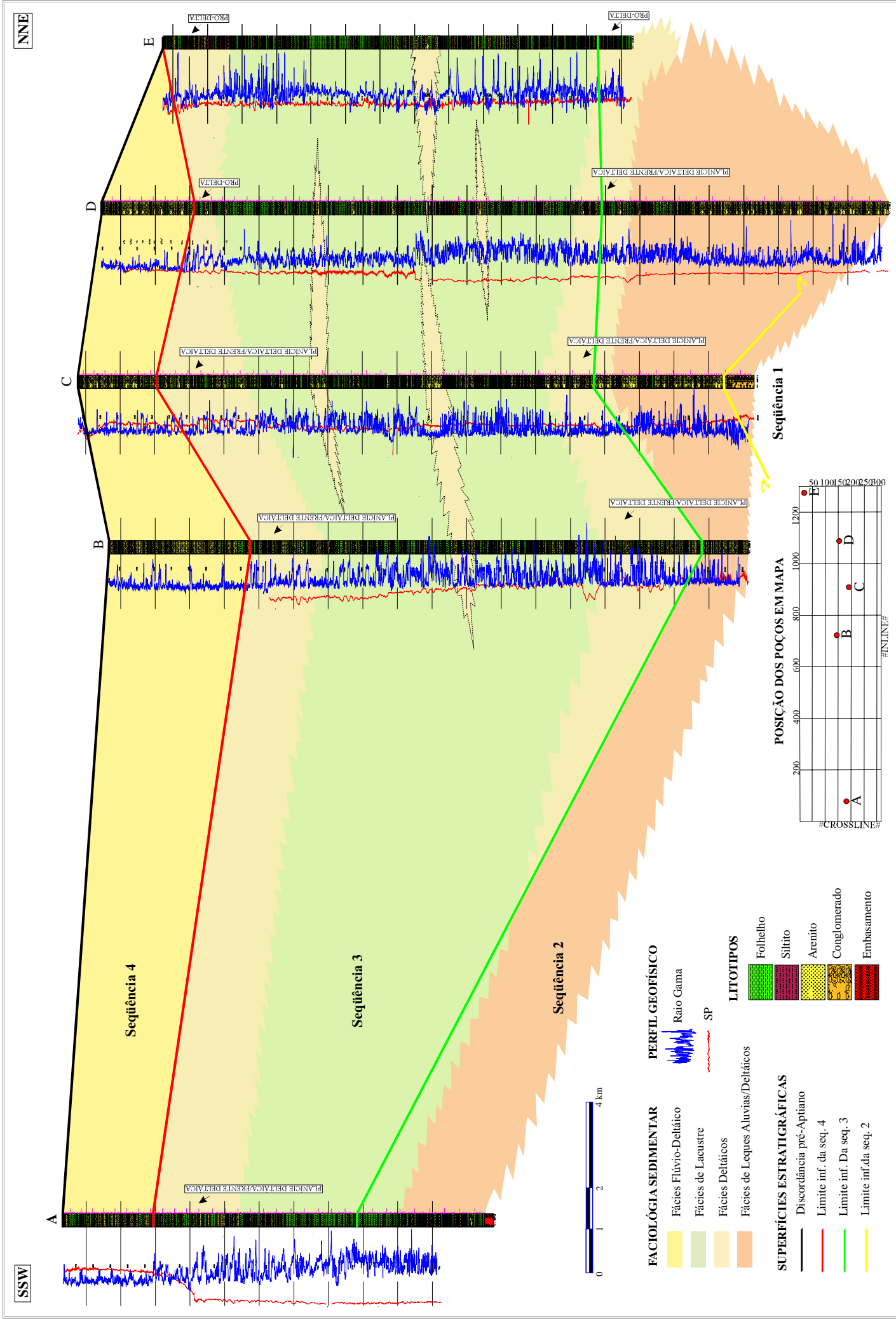
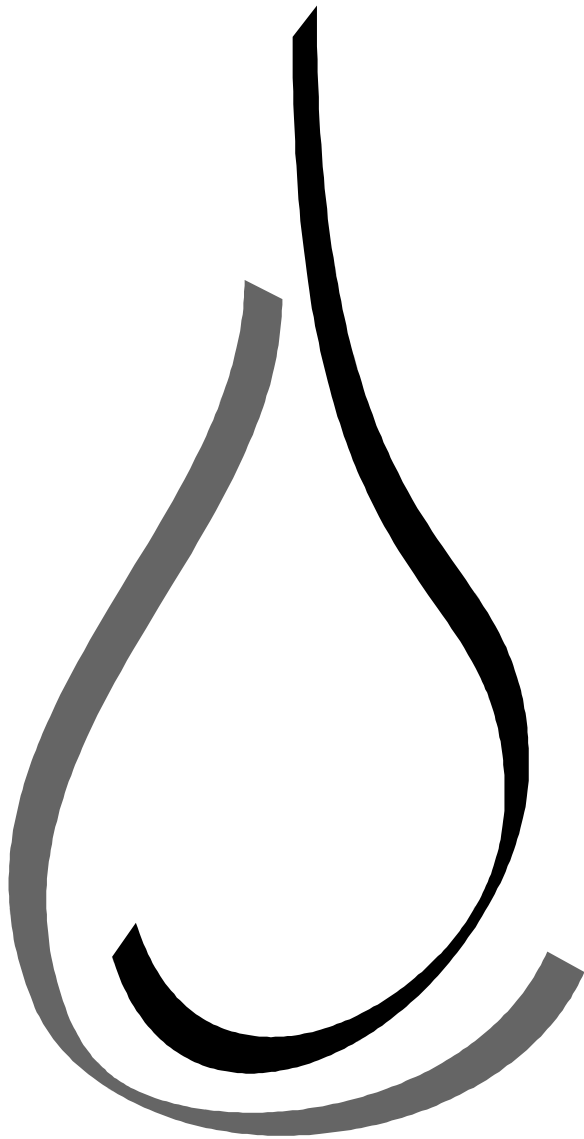


Figura 8.6 - Análise 2D dos dados de poços. Perfil transversal da área estudada apresentando os limites entre seqüências deposicionais de 3º ordem e as principais fácies sedimentares identificadas.

# INTERPRETAÇÃO SÍSMICA DO 3D DA FALHA DE BAIXA GRANDE



Capítulo 9.

## 9. INTERPRETAÇÃO SÍSMICA DO 3D FALHA DE BAIXA GRANDE

### 9.1 HORIZONTES MAPEADOS

O mapeamento dos horizontes sísmicos tem como objetivo caracterizar o impacto da geometria da Falha de Baixa Grande nos estratos sedimentares da fase rifte da bacia. Foram mapeados nove horizontes sísmicos, dentre eles sete internos à Formação Pendência, um deles marca a discordância entre o topo da Formação Pendência e a base da Formação Alagamar e por fim um refletor equivalente ao provável embasamento da bacia.

#### Embasamento

O horizonte sísmico interpretado como embasamento na área de trabalho está intensamente afetado pela presença de falhamentos responsáveis por soerguimento e rebaixamento de blocos, basculamentos e possíveis deslizamentos laterais, causando um complexo padrão deformacional. São falhas de rejeito essencialmente normal com magnitude máxima de 0,4 segundos, com exceção da Falha de Baixa Grande. São freqüentemente descritas falhas escalonadas rotacionais formando arranjos em dominó, e falhas em arranjo horst e graben. Grande parte destas feições foi mapeada em linhas sísmicas, no entanto não são representadas em mapa em virtude de sua escala (menores que 1 km).

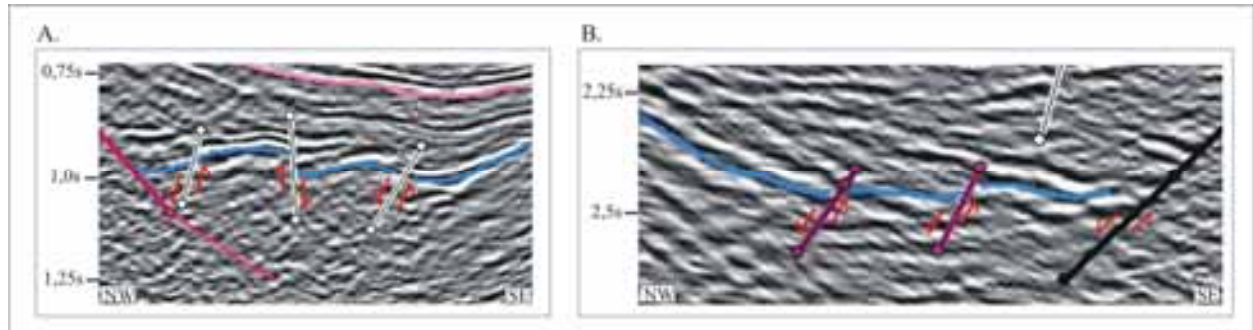
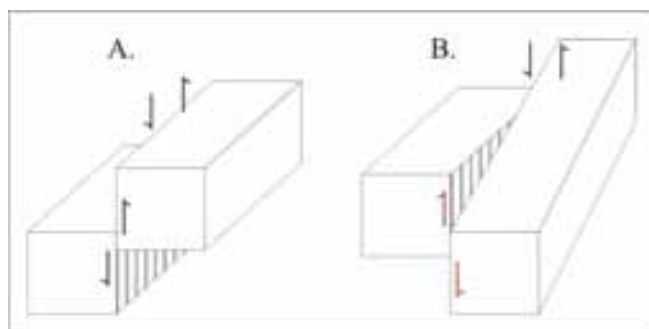


Figura 9.1 – Linhas sísmicas *inline* ilustrando arranjo de falhas do embasamento. Em A. falhas normais em arranjo horst e graben, em B. falhas rotacionais em arranjo dominó.

O basculamento resultante do rejeito diferencial de blocos provoca a criação de *tear faults* (falhas em tesoura), marcado nas linhas sísmicas pela presença de falhas com rejeito normal que evolui progressivamente para rejeito inverso aparente (figura 9.2). Tal feição é produto da movimentação dos blocos em torno de um eixo de rotação horizontal.



Figuras 9.2 – Falhas normais esquemáticas no embasamento. Em A. falha de rejeito normal, em B. *tear fault* (falha em tesoura), a rotação em torno de um eixo horizontal causa a formação de rejeito normal que evolui para um rejeito aparentemente inverso.

Além das falhas também são descritos dobramentos neste horizonte sísmico. São dobras suaves, abertas, de grande amplitude, sendo restritas a determinados blocos. Eventualmente, observa-se a presença de sinclinais, provavelmente, associados a processos de dobramento por flexão, evidenciando a movimentação vertical dos blocos.

A análise do mapa estrutural em tempo (figura 9.3) mostra uma superfície fortemente marcada por dois domínios de tempos sísmicos distintos separados pela Falha de Baixa Grande; estes possuem tempos sísmicos médios de 1,1 segundo e 2,5 segundos. Os diferentes domínios correspondem ao mapeamento do embasamento no bloco alto e baixo, respectivamente. A superfície do bloco baixo mergulha sutilmente para sudeste, em direção a falha de borda. Na porção sudoeste este efeito é suavizado pela presença de falhamentos com mergulho para sudoeste, oposto a falha de borda. A superfície do bloco alto na porção sudoeste não apresenta caimento, no entanto em sentido nordeste adquire um mergulho para noroeste que aumenta progressivamente, estando possivelmente relacionado à formação de uma rampa de revezamento entre a Falha de Baixa Grande e a Falha de Carnaubais. A Falha de Carnaubais não é amostrada neste 3D, sendo sua presença identificada por outros autores.

A avaliação regional da superfície indica um mergulho para nordeste, porém esta pode variar significativamente de acordo com o regime de falhas presente no local.

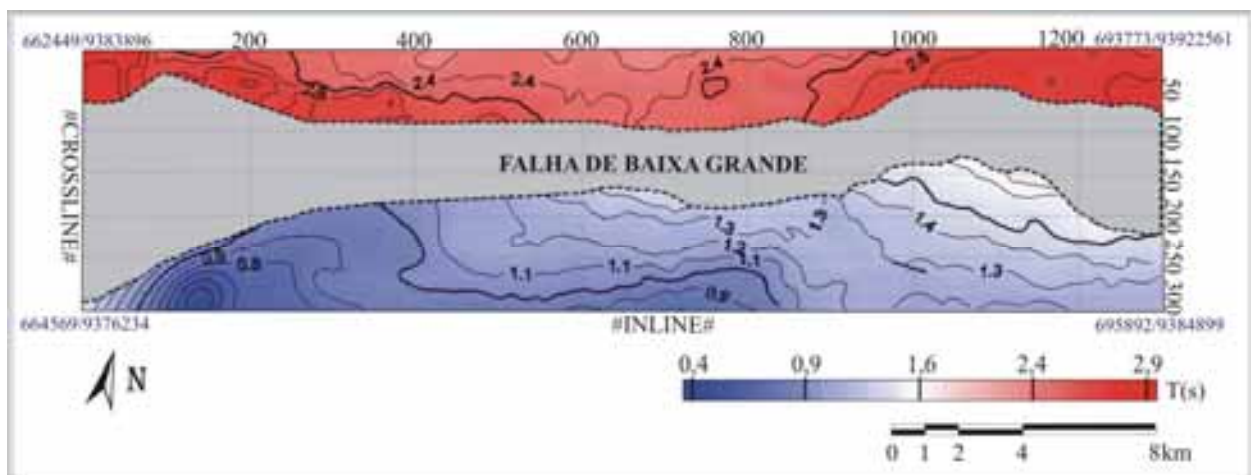


Figura 9.3 – Mapa estrutural em tempo sísmico (intervalo de contorno em segundos) do horizonte interpretado como embasamento. A superfície é separada em dois domínios de tempos sísmicos, com variação expressiva, pela presença da Falha de Baixa Grande. A avaliação regional da superfície mostra um mergulho para nordeste.

### Horizontes Internos à Formação Pendência

Os horizontes sísmicos mapeados internamente à Formação Pendência se dividem entre o bloco baixo e o bloco alto da Falha de Baixa Grande, pertencendo quatro deles ao primeiro e três ao segundo, respectivamente. O mapeamento de horizontes sísmicos no bloco alto tem como único objetivo caracterizar a estruturação e deformação de estratos sedimentares associados ao desenvolvimento de uma estrutura em horst que separa esta porção da bacia em dois receptáculos, conforme será discutido posteriormente. Assim, o mapeamento de tais horizontes se restringe espacialmente à presença da estrutura mencionada. Enquanto o mapeamento dos horizontes sísmicos no bloco baixo tem como objetivo caracterizar a estruturação e deformação dos estratos sedimentares da fase rifte ao longo de toda área de pesquisa.

Os horizontes mapeados no bloco baixo apresentam uma superfície com relevo em tempo sísmico que indica bastante movimentação. Este relevo é controlado pela presença de dobramentos em diferentes escalas e por uma densa rede de fraturamentos. O mapeamento e interpretação de linhas sísmicas ilustram claramente a forte influência que a Falha de Baixa Grande exerce em sua disposição geral, sem dúvida principal condição de contorno na vizinhança da área movimentada. Além desta, são também significativamente afetados por fraturas secundárias dentro do pacote rifte e pela deformação do embasamento. A movimentação de blocos do embasamento provoca a propagação de falhas no pacote sin-rifte e em alguns casos gera dobramentos suaves nas porções basais da seção sin-rifte.

A análise dos mapas estruturais em tempo sísmico dos horizontes mapeados no bloco baixo (figura 9.4) ilustra as relações apresentadas; no entanto, muitas destas, em virtude de suas dimensões reduzidas, não são apresentados nos mapas estruturais, sendo então fundamental relatar a importância dos mesmos na configuração dos horizontes apresentados.

Os horizontes apresentam dobramentos de escala regional, expressos por variações (em tempo) da ordem de 0,65 segundo. Nas áreas centro-sudoeste e centro-nordeste de todos horizontes sísmicos (região das linhas *inline* 300-500 e 950-1100; *crossline* 0-100) são observadas anomalias de baixo gradiente e elevado tempo sísmico, ilustrando a presença de dois sinclinais suaves de grande amplitude, com eixo principal aproximado ENE-WSW. Estes dobramentos constituem os depocentros de maior importância da área pesquisada.

Os horizontes 1, 2 e 3 apresentam de modo bastante claro na região sudoeste (região das linhas *inline* 0-200; *crossline* 100-250), centro-sudoeste (região das linhas *inline* 420-580; *crossline* 140-200) e centro-nordeste da área de trabalho (região das linhas *inline* 820-1000; *crossline* 100-240) anomalias de forte gradiente e pequeno tempo sísmico. Somente a anomalia sudoeste, de maior magnitude, é expressa no horizonte 4. Tais anomalias são associadas ao desenvolvimento de dobramentos anticlinais de eixo principal aproximado NW-SE, a intensidade e amplitude destes dobramentos varia de acordo com sua posição na área de trabalho.

Pequenas anomalias são descritas na região nordeste da área (região das linhas *inline* 1220-1300; *crossline* 250-280) afetando os horizontes 1, 2 e 3. Estas são, provavelmente, decorrentes da presença de dobramentos flexurais associados ao arrasto relacionado ao colapso dos estratos sedimentares durante o desenvolvimento da falha de borda. Estes dobramentos são responsáveis pelo desenvolvimento de sinclinais suaves e amplitude média, com eixo principal aproximado NW-SE. Na porção centro-sudoeste é possível observar o desenvolvimento desta feição, contudo esta é camuflada no mapa estrutural por feições de maior magnitude.

Uma avaliação regional indica um suave mergulho dos horizontes na direção sudeste, contudo, o mergulho destes varia de modo considerável de acordo com sua posição na área mapeada, mergulho qual fortemente controlado pela presença da deformação supracitada, obstruindo sua direção primária.

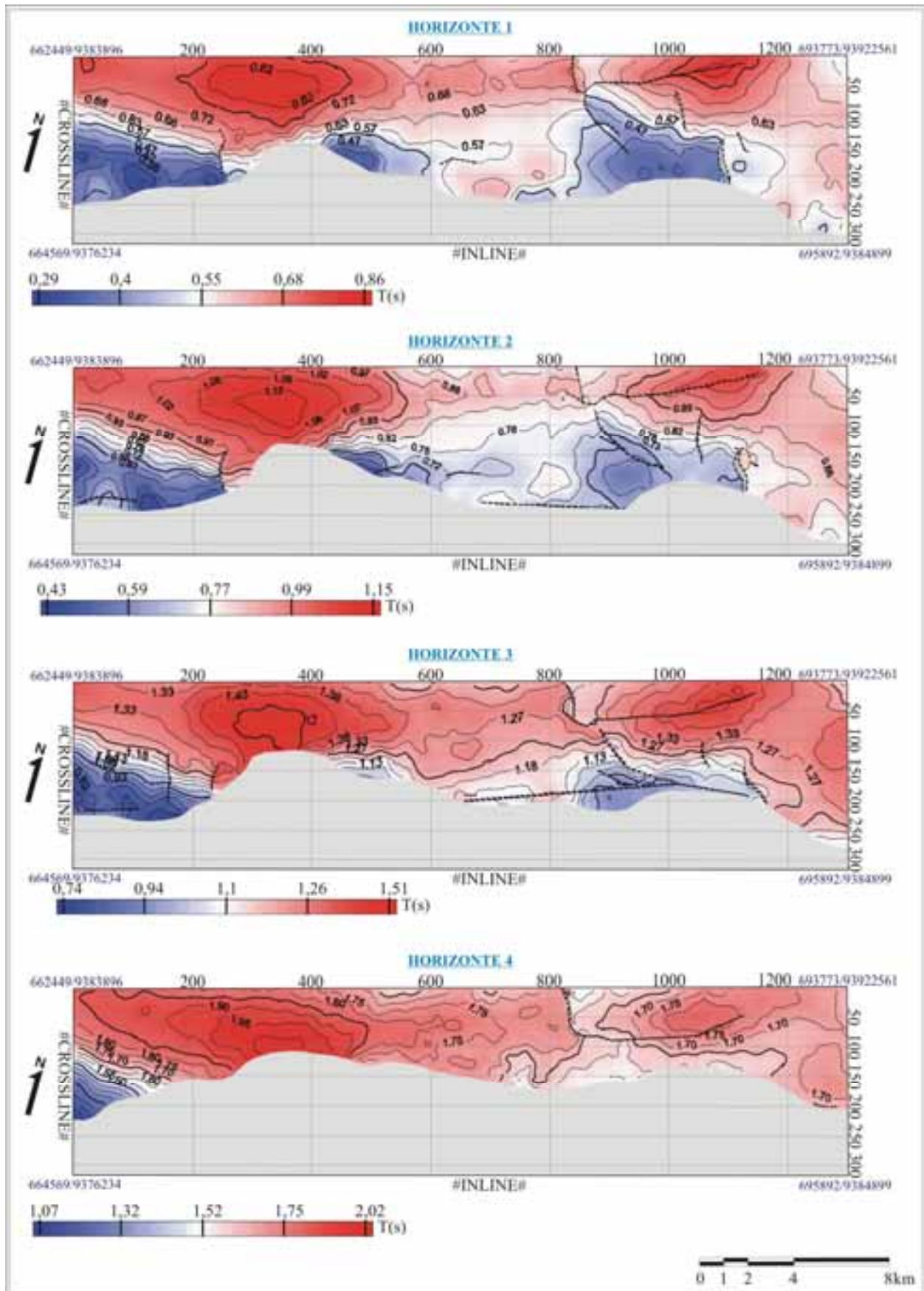


Figura 9.4 – Mapas estruturais em tempo sísmico (intervalo de contorno em segundos) dos horizontes internos à Formação Pendência mapeados no bloco baixo da Falha de Baixa Grande. A profundidade em tempo sísmico aumenta do horizonte 1 ao 4. Anomalias em tempo sísmico elevado são associadas a dobramentos sinclinais, anomalias de curto tempo são atribuídas a anticlinais.

Os horizontes sísmicos mapeados no bloco alto da Falha de Baixa Grande na zona de influência da estrutura horst têm seu arcabouço fortemente controlado pela mesma. Além, é claro, de um importante controle exercido pela presença de fraturas secundárias e da deformação do embasamento, conforme observado no bloco baixo.

A análise do mapa estrutural em tempo sísmico dos horizontes mapeados no bloco alto (figura 9.5) ilustra a importante contribuição da falha responsável pelo desenvolvimento de uma estrutura em horst, Falha PB (sua descrição é apresentada à frente na seção 9.2 Falhas Mapeadas).

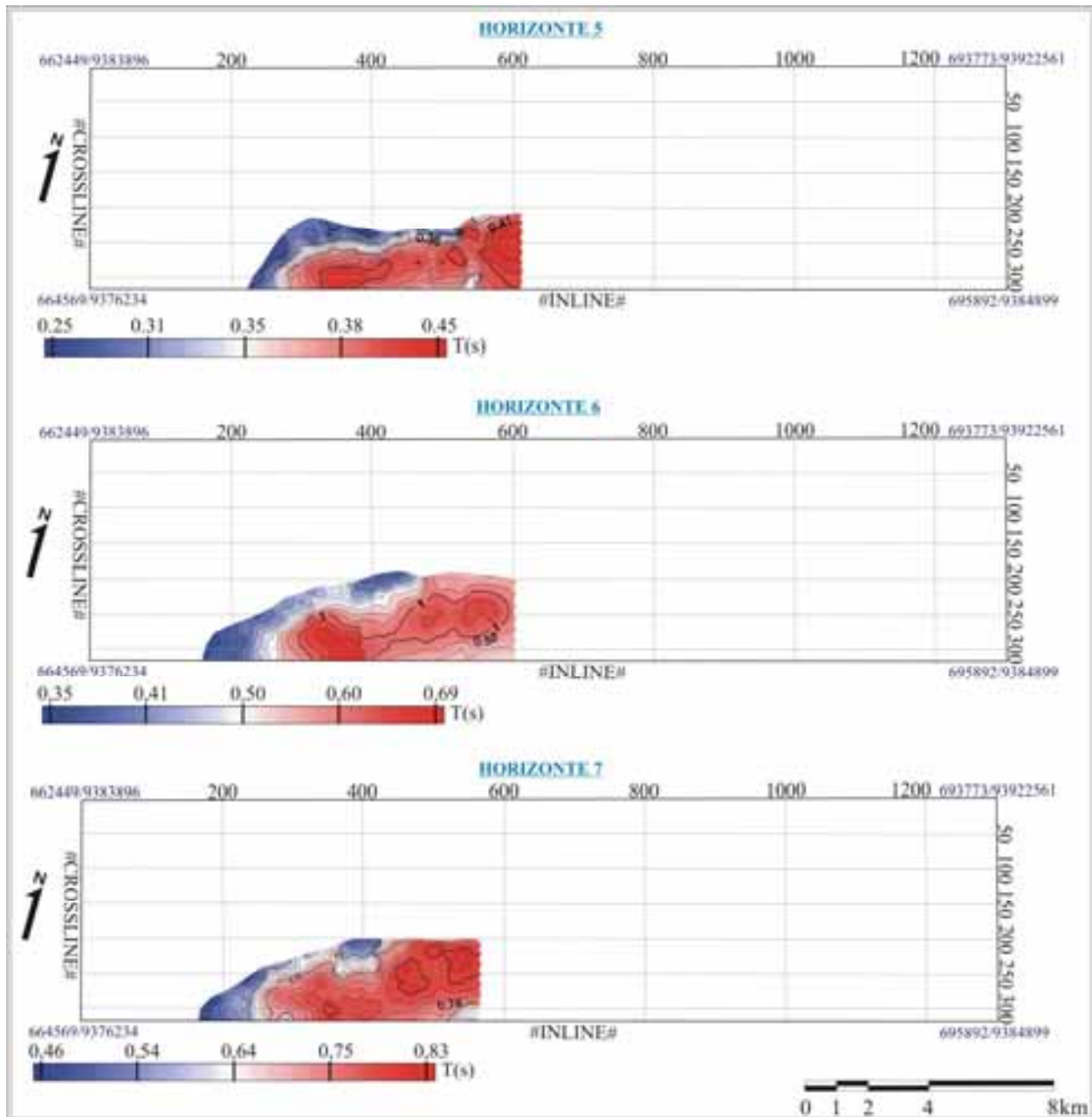


Figura 9.5 – Mapas estruturais em tempo sísmico (intervalo de contorno em segundos) dos horizontes sísmicos internos à Formação Pendência mapeados no bloco alto da Falha de Baixa Grande. A profundidade em tempo sísmico dos horizontes aumenta do horizonte 5 em direção ao 7.

As anomalias de alto gradiente, intervalo entre 0,41 e 0,83 segundo, observadas na região centro-sudoeste são decorrentes a formação de sinclinais associadas a dobramentos flexurais em resposta ao arrasto entre blocos. A anomalia de forte gradiente e intervalo entre 0,28 e 0,55 segundo, isolada e centralizada na linha *inline* 400, está associada à presença de um suave dobramento anticlinal relacionado a geometria da Falha PB. A diminuição do gradiente e do tempo sísmico em direção SE é relacionada ao desenvolvimento do depocentro neste compartimento.

Os estratos apresentam mergulho para NW na zona sem influência da Falha PB (descrita a frente), em direção à falha mestre. Fato interessante, posto que os princípios de compensação isostática postulados por Jackson & Mckenzie (1983, *vide* capítulo 5 – Modelagem, página 35) sugerem o oposto, uma vez que o desenvolvimento de flexuras no bloco alto seria esperado em resposta a ruptura dos blocos, provocando o mergulho na direção contrária à observada. Tais observações permitem inferir significativa influência de uma rampa de revezamento, formada entre as Falhas de Baixa Grande e Carnaubais, na disposição dos estratos, sendo sua formação, provavelmente, pré a sin-sedimentar a deposição do pacote rifte.

A avaliação regional da direção geral de mergulho dos estratos do bloco alto indica dois sentidos principais. Na porção centro-nordeste e nordeste, zona de influência da rampa de revezamento, os estratos mergulham para NW acompanhando a falha mestre, Falha de Baixa Grande. Na porção centro-sudeste e sudeste, área controlada pela Falha PB, os estratos mergulham para SE, contrários à Falha de Baixa Grande (figura 9.6).

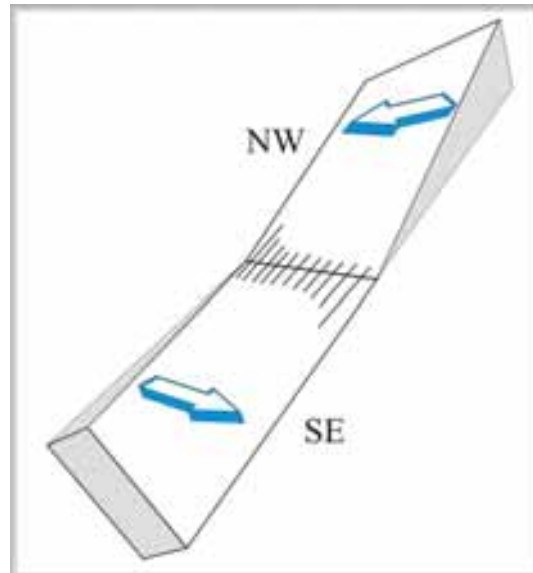


Figura 9.6 – Ilustração representando o mergulho dos estratos sedimentares da fase sin-rifte no bloco alto da Falha de Baixa Grande. Na porção centro-sudoeste/sudoeste da área de pesquisa os estratos mergulham para SE, enquanto na porção centro-nordeste/nordeste os estratos mergulham para NW.

### Topo da Formação Pendência

O horizonte sísmico interpretado como a superfície que marca o topo da Formação Pendência foi mapeado ao longo de todo bloco de dados. De modo geral, comporta-se de forma bastante homogênea, apresentando um relevo em tempo sísmico bastante suave, caracterizado por um intervalo médio de 0,31 segundo, conforme pode ser observado em

seu mapa estrutural em tempo sísmico (figura 9.7). O horizonte é ligeiramente afetado pela Falha de Baixa Grande, que o separa em dois domínios com tempos distintos, porém de pouca expressividade. Provavelmente, tal feição é resultante de reajustes da falha, uma vez que a mesma não secciona sua superfície.

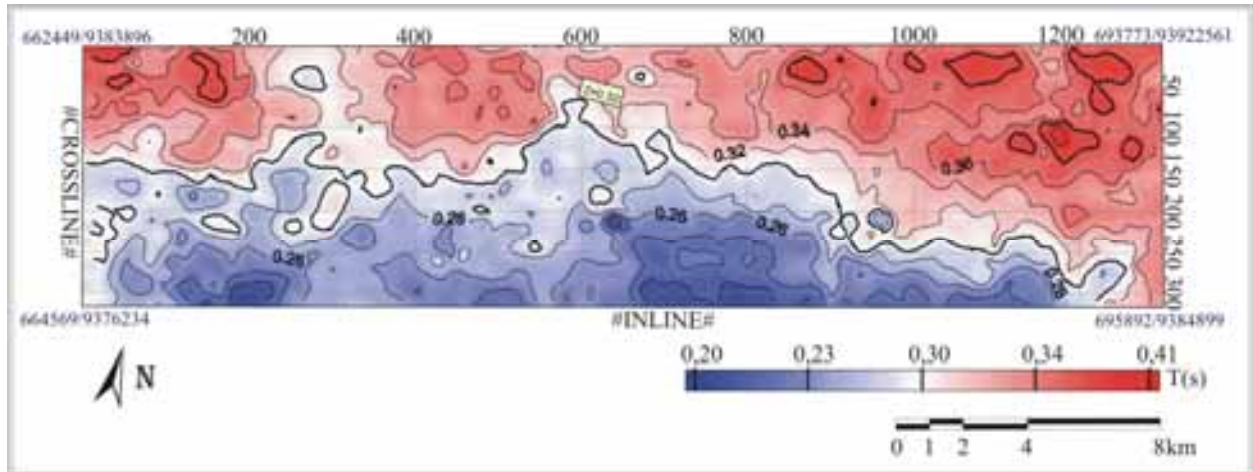


Figura 9.7 – Mapa estrutural em tempo sísmico (intervalo de contorno em segundos) do horizonte sísmico interpretado como topo da Formação Pendência. A superfície é marcada por um relevo sísmico suave.

Áreas isoladas com gradientes mais acentuados são raramente provocadas pela presença de falhamentos, estando freqüentemente associadas a efeitos paleogeomórficos da discordância. O caráter erosivo da formação desta discordância provoca variações paleotopográficas no topo da Formação Pendência, causando desta forma a geração de pequenos vales e de regiões de topografia mais acentuada, expressos em mapa pelos gradientes mais acentuados.

## 9.2 FALHAS MAPEADAS

A área do 3D Falha de Baixa Grande é controlada por um processo deformacional de natureza rúptil marcado por uma densa rede de falhas e fraturas. Tais estruturas apresentam notável variação de escala, abrangendo feições métricas a quilométricas, respeitando, é claro, a resolução do método. É também notável a dispersão de seus alinhamentos; no entanto, é possível identificar dois de maior constância: NE-SW e NW-SE.

As falhas e fraturas afetam todo o preenchimento da bacia, sendo mais expressiva sua visualização no pacote de rochas da fase rifte. De um modo geral, apresentam rejeito essencialmente normal, porém em alguns casos é possível notar comportamento distinto, provavelmente decorrente de movimentos oblíquos associados a deslizamentos laterais, basculamento de blocos e, em situações especiais, processos de inversão estrutural.

### Falha de Baixa Grande

A Falha de Baixa Grande é sem dúvida a condição de contorno de maior importância no controle da deformação dos estratos da fase sin-rifte na vizinhança da área movimentada. Ela é mapeada ao longo de toda extensão do bloco sísmico apresentando grande variação morfológica em sua superfície, expressas por mudanças no

padrão geométrico de seu plano e atitude de mergulho, indicando que não se comporta de forma homogênea ao longo de sua extensão (figura 9.8). A análise do mapa estrutural em tempo sísmico permite dividi-la em cinco domínios distintos controlados por mudanças no ângulo de mergulho do plano.

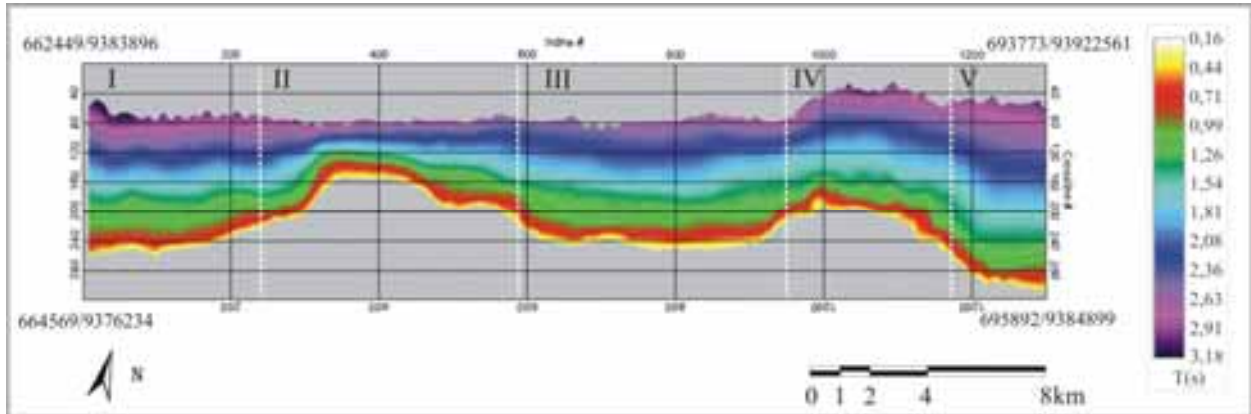


Figura 9.8 – Mapa estrutural em tempo sísmico (medido em segundos) da superfície da Falha de Baixa Grande. A falha apresenta ampla variação morfológica, o que permite separá-la em cinco domínios distintos.

#### ■ DOMÍNIO I

O domínio I está localizado no extremo sudoeste da área. A superfície da falha neste segmento é caracterizada por apresentar um suave mergulho que aumenta progressivamente em direção ao contato com o domínio II, a nordeste. É também marcado pelo desenvolvimento de uma convexidade em sua superfície, configurando assim uma geometria do tipo *flat-ramp* (rampa-patamar). A formação da geometria *flat-ramp* ocorre em profundidades diferentes no plano da falha, sendo esta mais rasa nas porções periféricas da mesma. Estas variações são responsáveis pelo desenvolvimento de importantes deformações distensionais, conforme discutido a frente (figura 9.10).

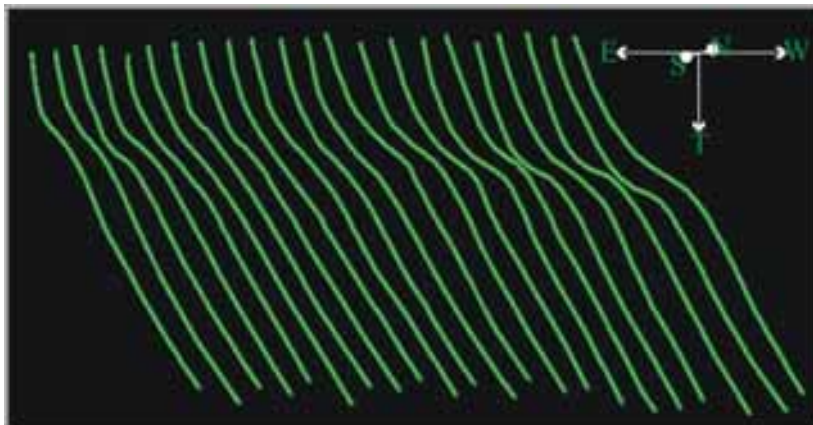


Figura 9.10 – Imagem 3D do domínio I da Falha de Baixa Grande, gerada com uso do *software* SeisVision, ilustrando seu padrão geométrico. Neste segmento o plano da falha apresenta mergulho moderado e é marcado pelo desenvolvimento de uma geometria do tipo *flat-ramp*.

#### ■ DOMÍNIO II

O domínio II situa-se na porção centro-sudoeste da área. É marcado por uma brusca mudança no ângulo de mergulho do plano da falha responsável pela formação de um amplo dobramento sinclinal de escala regional, que funciona como um dos depocentros deste segmento da bacia (*vide* figura 9.4). Geometricamente não apresenta grandes variações, a não ser pela formação de um incipiente *flat-ramp* na área leste do bloco (figura 9.11).

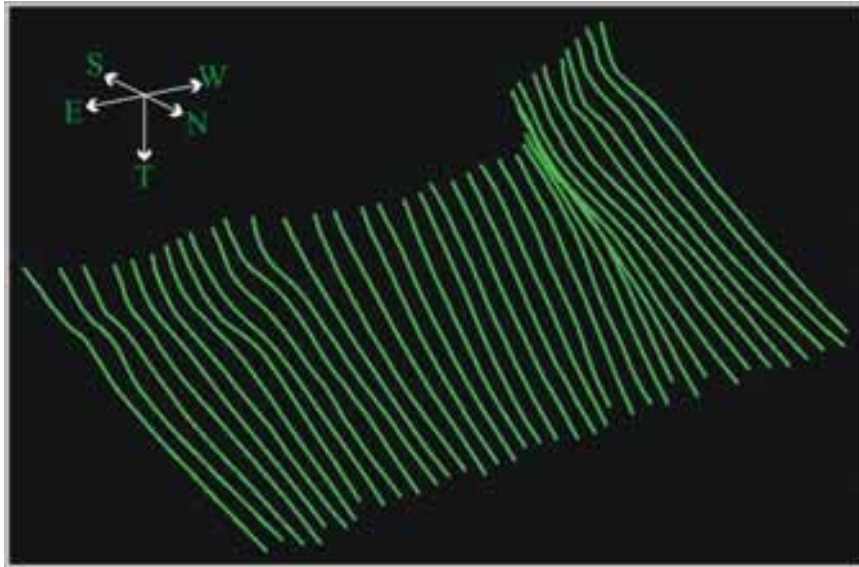


Figura 9.11 – Imagem 3D do domínio II da Falha de Baixa Grande, gerada com uso do *software* SeisVision, ilustrando seu padrão geométrico. Neste segmento o plano da falha apresenta brusca mudança no ângulo de mergulho, assumindo mergulho mais expressivo da superfície da falha na área do 3D.

#### ■ DOMÍNIO III

O domínio III está localizado na região centro-nordeste do 3D. Neste segmento o plano da falha demonstra mergulho moderado (figura 9.12). Na porção leste do domínio, a falha começa a adquirir mergulho menos pronunciado, de modo mais suave e gradual do que anteriormente observado. Ainda na porção leste ocorre a formação de um *flat-ramp*, bastante limitado, e lateralmente voltando a uma geometria lítrica. Este padrão se mantém nas zonas centrais do segmento. Na porção extremo oeste, o mergulho da parte superior da falha aumenta rapidamente, evoluindo lateralmente para mais um *flat-ramp*.

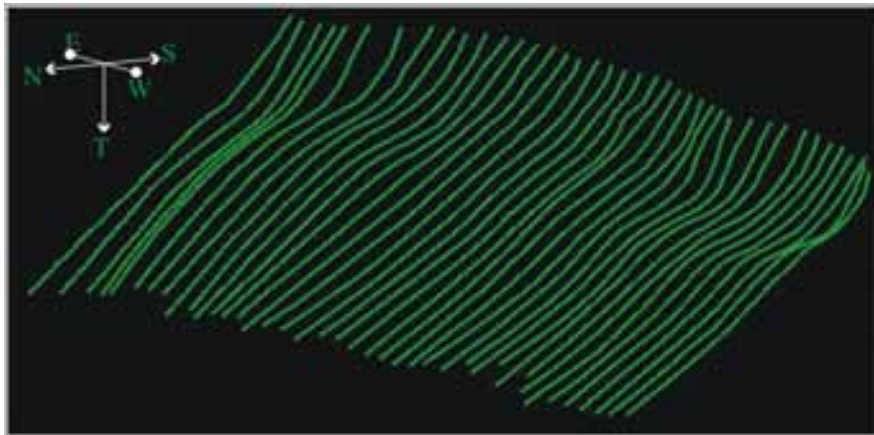


Figura 9.12 - Imagem 3D do domínio III da Falha de Baixa Grande, gerada com uso do *software* SeisVision, ilustrando seu padrão geométrico. O plano da falha no domínio III apresenta mergulho moderado e é marcado pelo desenvolvimento de geometria do tipo *flat-ramp* em suas bordas.

#### ■ DOMÍNIO VI

O domínio V está situado na porção nordeste da área mapeada. Distingue-se dos adjacentes por um aumento no ângulo de mergulho no plano da falha. Na região nordeste da área a superfície da falha apresenta comportamento bastante irregular. Próximo ao limite com o domínio III, esta adquire um maior mergulho e desenvolve novamente uma geometria do tipo *flat-ramp*. Neste ponto, é grande a complexidade geométrica, posto que ocorrem alternâncias entre segmentos côncavos e convexos. O *flat-ramp* agora descrito é mais suave e ocorre em profundidades medianas da falha. Na porção oeste do domínio, o *flat-ramp* desaparece e a falha diminui o mergulho de seu plano, tornando-se novamente lítrica (figura 9.13).

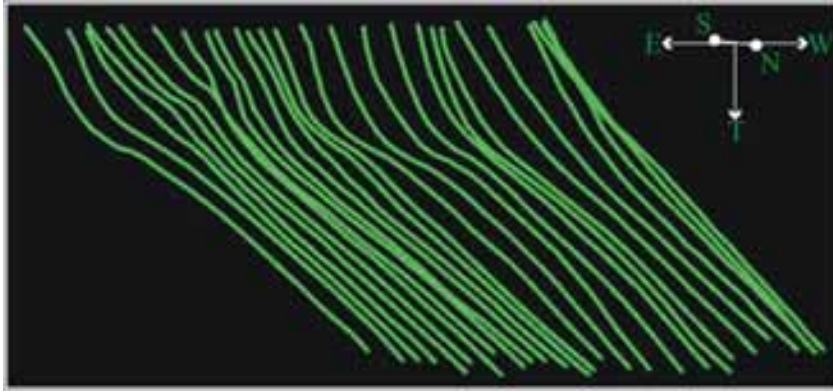


Figura 9.13 - Imagem 3D do domínio VI da Falha de Baixa Grande, gerada com uso do *software* SeisVision, ilustrando seu padrão geométrico. Este é marcado por um aumento no ângulo de mergulho no plano da falha e por uma grande complexidade geométrica causada por alternâncias entre segmentos côncavos e convexos.

#### ■ DOMÍNIO V

O domínio V localiza-se na porção extremo nordeste do 3D. Neste segmento o plano da falha novamente assume mergulho moderado. A superfície da Falha de Baixa Grande no segmento extremo nordeste da área assume seu padrão lítrico mais marcante. Próximo ao domínio IV ainda apresenta geometria do tipo *flat-ramp* que logo dá lugar a um comportamento mais curvilíneo.



Figura 9.14 - Imagem 3D do domínio V da Falha de Baixa Grande, gerada com uso do *software* SeisVision, ilustrando seu padrão geométrico. No domínio V o plano da falha apresenta mergulho moderado e é caracterizado por uma geometria lítrica.

### Falhas Secundárias – Seção Sin-Rifte

Foram mapeadas uma série de falhas secundárias na seção sin-rifte, com maior ou menor grau de importância na estruturação dos estratos deste pacote. A figura 9.15 ilustra o comportamento das falhas de maior extensão (acima de 2 km) em diferentes tempos sísmicos, que em última análise refletem diferentes profundidades. Dentro deste conjunto são mapeadas falhas sintéticas e antitéticas em relação à Falha de Baixa Grande, além de falhas transversais.

Os segmentos de falhas representados pelas cores amarelo claro, vermelho claro e laranja apresentam alinhamento nordeste e mergulham para sudeste. Possuem pequena continuidade lateral (aproximadamente 2 km) e profundidades medianas (1,25 segundos) seccionando somente a parte superior do pacote de rochas da fase rifte da bacia. A falha em amarelo, de mesmo sentido de alinhamento e direção de mergulho, se estende por cerca de 8 km e atinge porções mais profundas (2,20 segundos). Apresentam rejeito essencialmente normal, porém, em alguns casos, podem apresentar um componente oblíquo, conforme será discutido posteriormente. São interpretadas como falhas antitéticas à falha de borda e marcadas pela geração de estruturas *rollover*. No bloco 3D foram mapeadas outras falhas de comportamento similar, entretanto, devido à pequena extensão lateral, não estão aqui apresentadas.

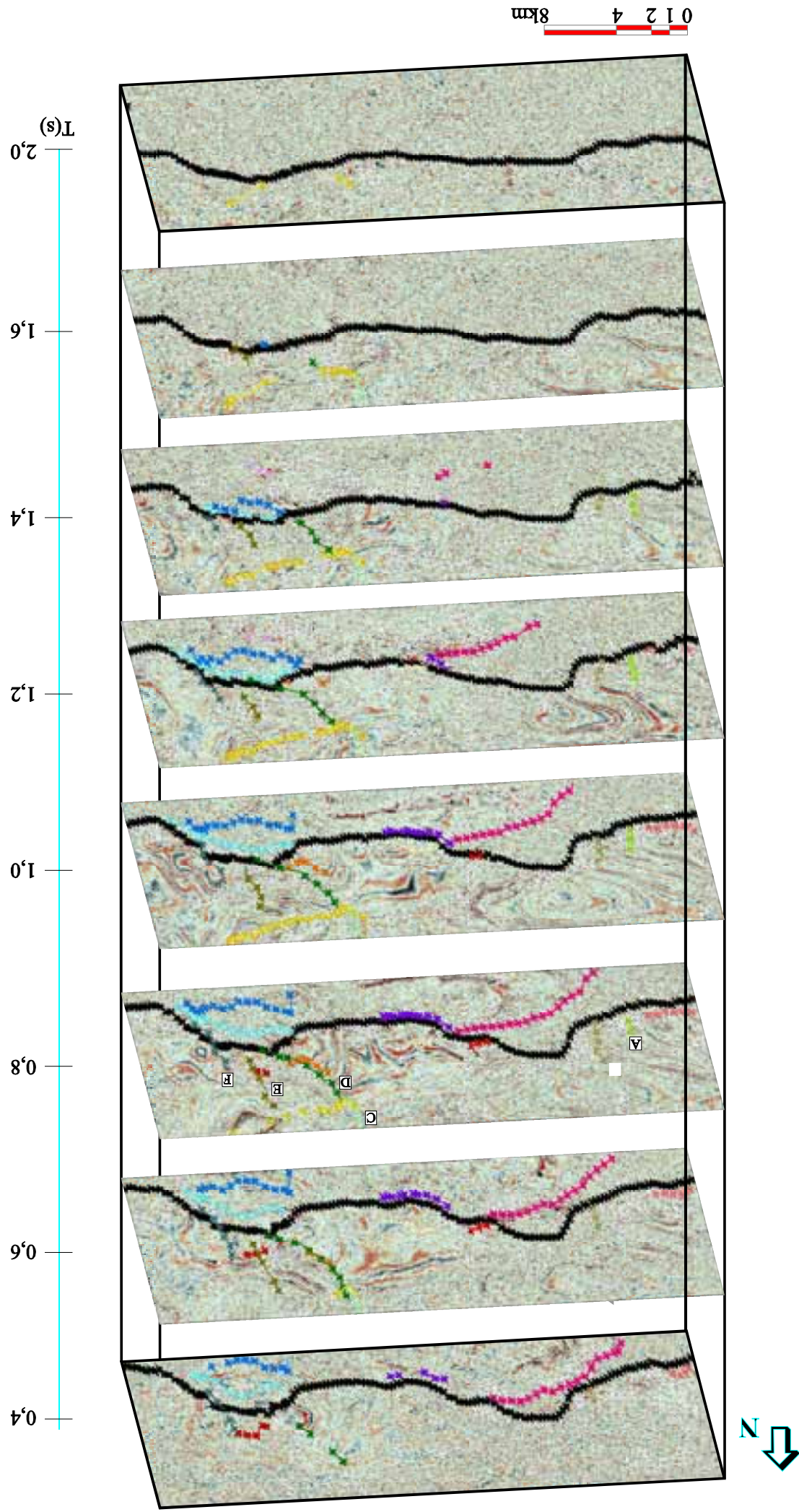


Figura 9.15 - *Timeslice* em diferentes tempos sísmicos ilustrando as principais falhas secundárias na seção rifte e sua relação com a Falha de Baixa Grande. As falhas representadas por cores amarelo-claro, vermelho-claro e laranja são interpretadas como falhas antitéticas. Falhas em cor vermelho e rosa são configuram *enclaves* de falha mestre. Falhas em tons de verde são transversais. Falhas em tons de azul se desenvolvem atrás da Falha de Baixa Grande formando *spineys* desta.

Os segmentos de falha em tom vermelho e rosa estão dispostas segundo alinhamento nordeste norte-nordeste e mergulham sentido noroeste. Apresentam extensão lateral entre 1 a 2,5 km e profundidades medianas (1,5 segundos). Em suas terminações se conectam com a falha de borda formando *splays* desta, acomodando parte da distensão da bacia. São interpretadas como falhas sintéticas. Além destas apresentadas, feições similares foram mapeadas, contudo de pequena continuidade lateral.

Em tons de verde são representados falhamentos transversais à Falha de Baixa Grande, apresentando alinhamento noroeste norte-noroeste e extensão lateral entre 2 a 6 km. O sentido do mergulho para as falhas situadas na porção sudoeste do bloco (falhas A e B) é para oeste, enquanto as falhas situadas na porção nordeste (falhas C, D, E e F) é leste (*vide* figura 9.15, *timeslice* 0,8 segundo). São falhas de alto ângulo com rejeito essencialmente normal. A formação destes falhamentos esta relacionada ao colapso dos estratos sedimentares associados a variações no ângulo de mergulho da falha mestra (figura 9.16).

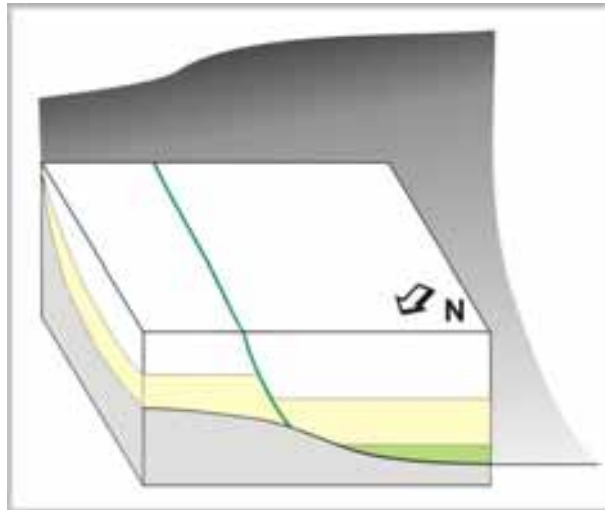


Figura 9.16 – Bloco diagrama ilustrando a relação das falhas transversais à Falha de Baixa Grande. Sua formação está relacionada ao colapso dos estratos sedimentares provocado por mudanças no ângulo de mergulho da Falha de Baixa Grande. Na porção nordeste da área estas falhas mergulham para leste, enquanto na porção sudoeste mergulham para oeste.

As falhas em tom azul estão alinhadas em sentido nordeste e mergulham para noroeste. Possuem extensão lateral aproximada de 5 quilômetros. Estas se desenvolvem atrás da Falha de Baixa Grande e se conectam em profundidade mediana (1,1 a 1,5 segundos) formando *splays* da falha principal (figura 9.17). Apresentam rejeito essencialmente normal acomodando parte da deformação distensional.

A falha representada pela cor rosa na figura 9.17 é amostrada pelo poço B, motivo pelo qual passa a ser denominada Falha PB no presente trabalho. Esta ocorre na porção centro-sudoeste, desenvolve-se no bloco alto da Falha de Baixa Grande, esta alinhada em sentido nordeste, apresenta rejeito normal e mergulho contrário à falha de borda, sentido sudeste. Possui extensão lateral de cerca de 4 km e profundidade mediana (1,4 segundos). A falha é responsável pelo basculamento do embasamento, formando uma estrutura em horst, que divide esta região da bacia em dois compartimentos (figura 9.18). No compartimento formado no bloco alto da Falha de Baixa Grande, é mapeado um pequeno dobramento antiforme anticlinal de eixo aproximado nordeste-sudoeste, associado à

geometria desta falha, além de sinclinais provocados por dobramento flexural correlacionados ao arrasto do bloco baixo durante seu colapso. Em direção sudoeste, diminui gradualmente seu rejeito até desaparecer, momento em que a Falha de Baixa Grande passa a ser falha de borda da bacia limitada a sul pelo embasamento.

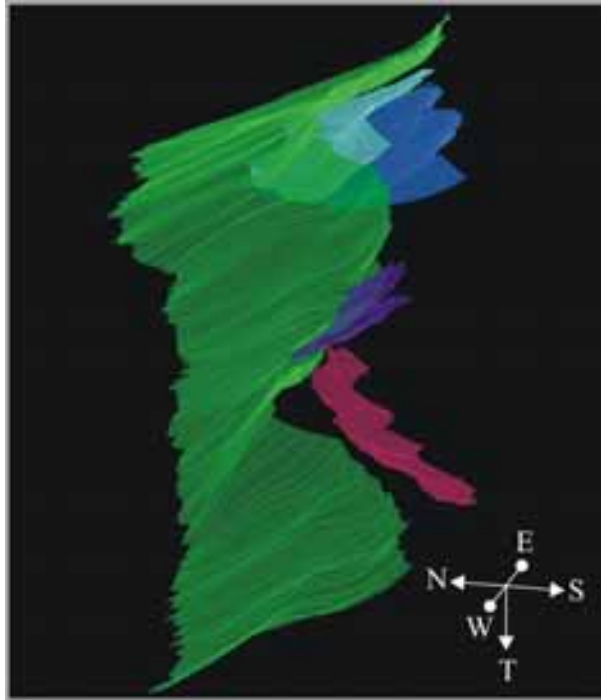


Figura 9.17 – Imagem 3D ilustrando a relação da Falha de Baixa Grande, em verde, com falhas secundárias. Em tons azuis falhas secundárias sintéticas que se conectam em profundidade com a falha mestre formando *splays* desta. Em rosa, falha secundária com mergulho contrário à falha mestre.

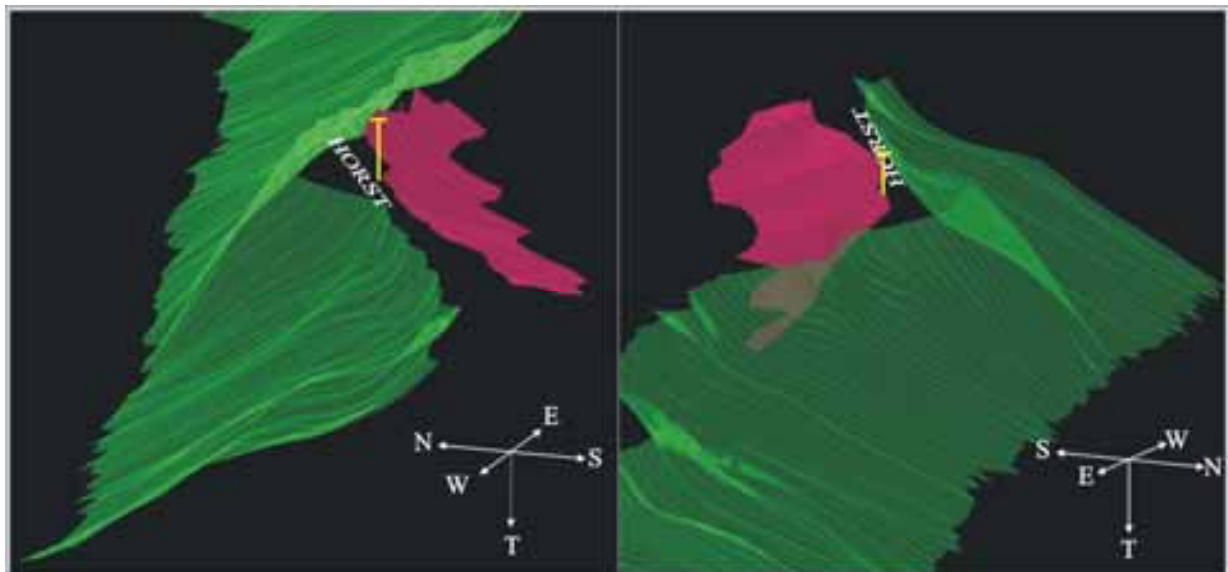


Figura 9.18 – Imagem 3D ilustrando a relação da Falha de Baixa Grande, em verde, com a Falha PB, em rosa. A Falha PB é responsável pelo basculamento do embasamento que causa a geração de uma estrutura do tipo horst. Esta feição estrutural provoca a compartimentação esta porção da bacia em dois compartimentos.

### Falhas Secundárias – Seção Pós-Rifte

A seção pós-rifte se apresenta muito delgada na área em questão e em função dos parâmetros de aquisição do bloco 3D sua visualização esta prejudicada. Desta forma, as falhas que seccionam o pacote têm inexpressiva representatividade. No entanto, é notável a presença de uma falha inversa de pequena continuidade lateral na porção central da área (figura 9.19). Sua continuidade lateral é limitada e a falha perde rejeito gradualmente até desaparecer. A falha possui direção nordeste e mergulho para noroeste. Esta estrutura provoca o dobramento dos estratos posicionados acima do horizonte sísmico interpretado como a discordância entre o topo da Formação Pendência e base da Formação Alagamar. Tal feição sugere importantes implicações tectônicas que serão discutidas à frente.

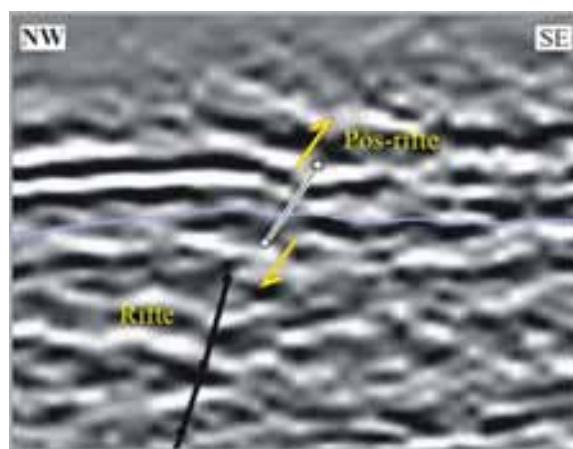
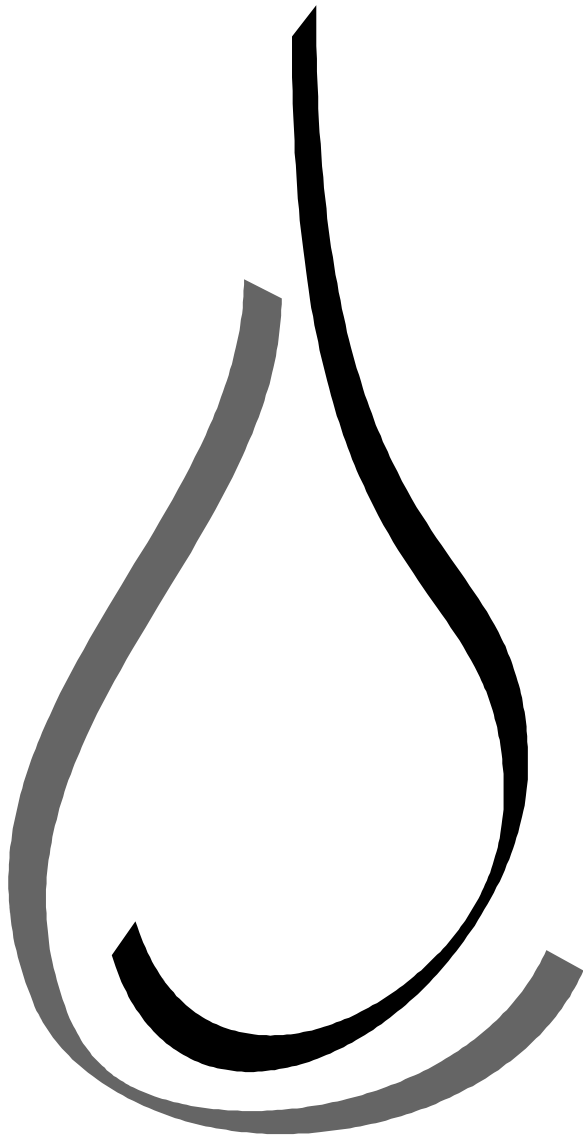


Figura 9.19 – Linha sísmica *inline* 870 ilustrando a presença de falha inversa no pacote pós-rifte da bacia.

# ANÁLISE ESTRUTURAL



Capítulo 10.

---

## 10. ANÁLISE ESTRUTURAL DA ÁREA DE ESTUDO

### 10.1 A GEOMETRIA DA FALHA DE BAIXA GRANDE

#### Dobramentos Distensionais

A Falha de Baixa Grande apresenta um complexo padrão geométrico que é diretamente refletido na deformação dos estratos sedimentares da fase sin-rifte da bacia. Atribui-se à presença de geometrias do tipo *flat-ramp* a formação de importantes dobramentos distensionais.

O desenvolvimento de concavidades e convexidades no plano da falha são responsáveis pela formação de dobramentos sinformes e antiformes, respectivamente. A extensão da zona de patamar da geometria *flat-ramp* é fator controlador das características geométricas dos dobramentos, como, por exemplo, orientação do eixo axial, abertura do dobramento e sua terminação. Além da geometria, o ângulo de mergulho da superfície da falha está intimamente relacionado com as propriedades geométricas dos dobramentos distensionais, sendo sua amplitude reflexo direto desta. Nas zonas onde a falha de borda apresenta mergulho mais acentuado são formadas dobras mais apertadas, enquanto onde esta dispõe ângulo de mergulho suave são formadas dobras abertas. A geometria final é função também das propriedades reológicas do pacote rochoso, representada em muitas modelagens pelo ângulo de cisalhamento interno. No entanto, a geometria do plano da falha funciona como principal condição de contorno da deformação da vizinhança da área movimentada.

O mapeamento sistemático e interpretação das linhas sísmicas não apresentam feições estruturais que indiquem a atuação de esforços compressivos regionais na área do 3D estudado durante a fase sin-rifte da bacia. A presença de falhas de baixo ângulo em locais isolados pode ser erroneamente interpretada como possível indicador deste regime. A análise criteriosa destas estruturas mostra que estas falhas mergulham em direção à falha mestre, ou falha de borda, o que claramente sugere a acomodação da deformação distensional no bloco baixo por meio de deslizamento flexural. Desta forma tais estruturas estão associados a uma deformação de caráter essencialmente distensional, ao contrário do que propõe Borges (1993), onde atribui a presença destes dobramentos a um processo de inversão generalizado da Bacia Potiguar durante sua fase sin-rifte.

A relação dos dobramentos com a geometria *flat-ramp* é marcada pelo alinhamento entre os eixos dos dobramentos e o eixo da convexidade do *flat-ramp* na superfície do plano da Falha de Baixa Grande (figura 10.1). Os dobramentos afetam consideravelmente as porções mais superiores dos estratos da fase rifte, correspondendo aos horizontes sísmicos mapeados 1, 2 e 3. Na área de trabalho são descritos cinco dobramentos distensionais principais caracterizados por anticlinais de diferentes padrões geométricos, reflexo direto de diferentes geometrias *flat-ramp* (figuras 10.2 a 10.6).

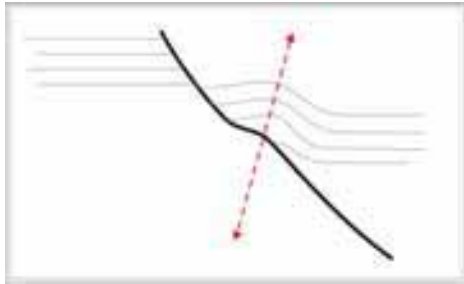


Figura 10.1 – Ilustração indicando a relação da geometria *flat-ramp* com o desenvolvimento de dobramento distensional. Notar o alinhamento entre os eixos do *flat-ramp* e do dobramento.

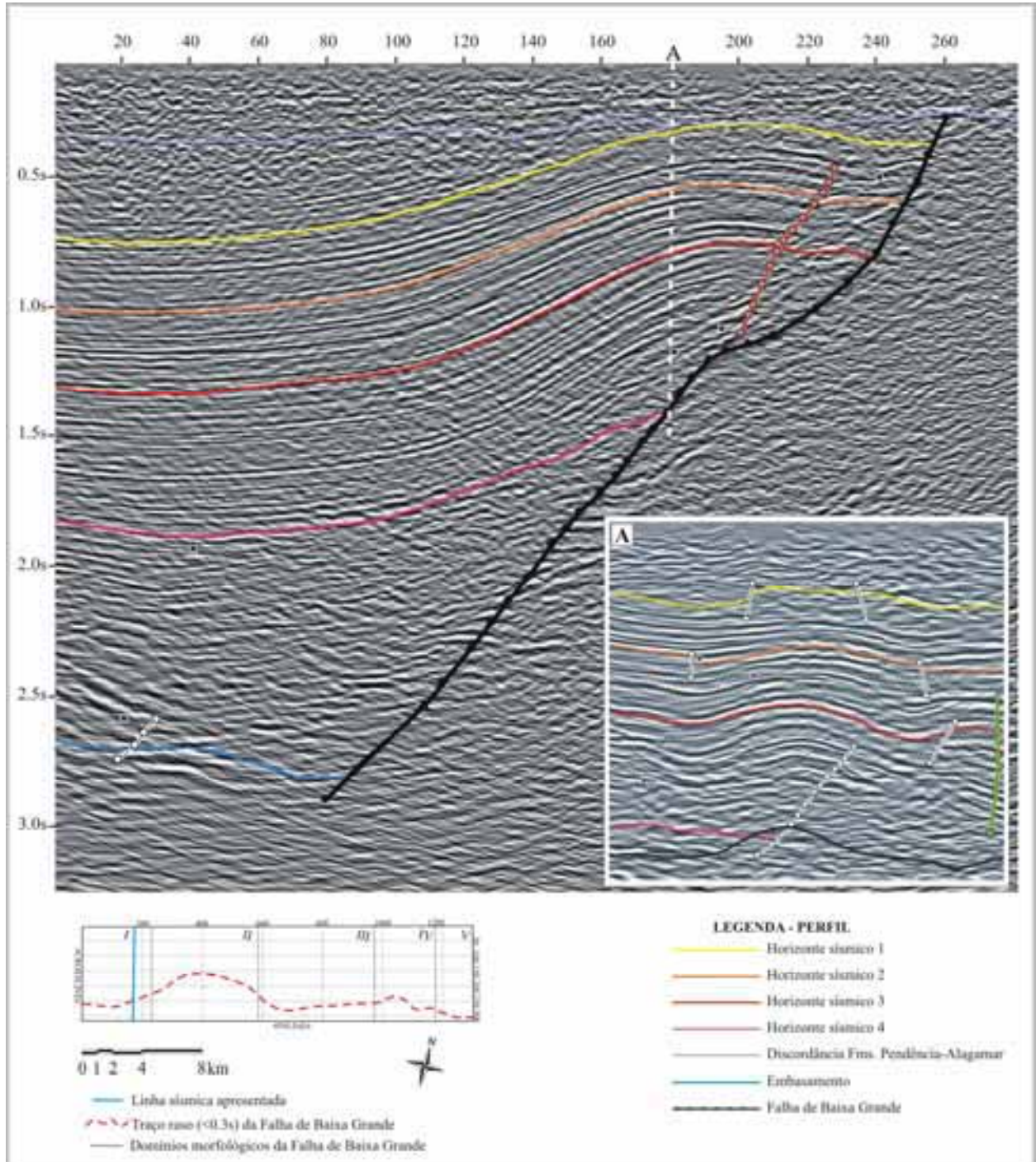


Figura 10.2 – Linha sísmica *inline* 100, inserida no domínio I, do 3D da Falha de Baixa Grande. Atribui-se à presença de uma geometria do tipo *flat-ramp* a formação de um dobramento distensional antifórme anticlinal. O dobramento afeta a porção superior da seção rifte da bacia representada pelos horizontes sísmicos 1, 2 e 3. A figura A é um detalhe da linha sísmica *crossline* 181 ilustrando as relações laterais da estruturas, neste caso, apresenta fechoamento quãquaversal.

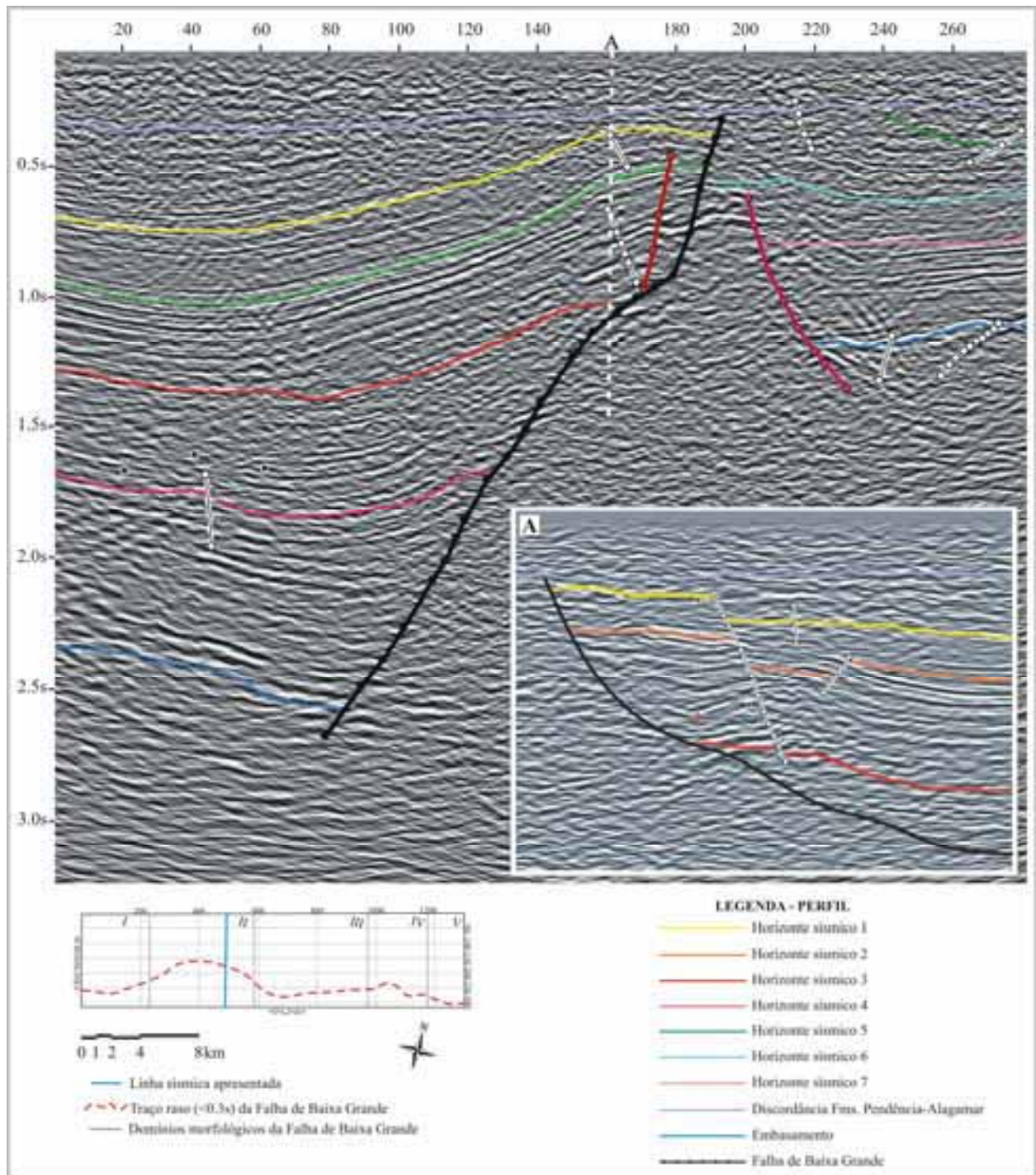


Figura 10.3 – Linha sísmica *inline* 500, inserida no domínio II, do 3D da Falha de Baixa Grande. Atribui-se à presença de uma geometria do tipo *flat-ramp* a formação de um dobramento distensional antiforme anticlinal. O dobramento afeta a porção superior da seção sin-rifte da bacia representada pelos horizontes sísmicos 1, 2 e 3. Neste exemplo é possível observar a influência do ângulo de mergulho do plano da falha no controle da amplitude do dobramento. Quanto maior o mergulho, mais fechado é o dobramento distensional resultante da deformação do bloco baixo. A figura A apresenta o detalhe da linha sísmica *crossline* 161 que secciona a porção central do dobramento ilustrando suas relações geométricas laterais.

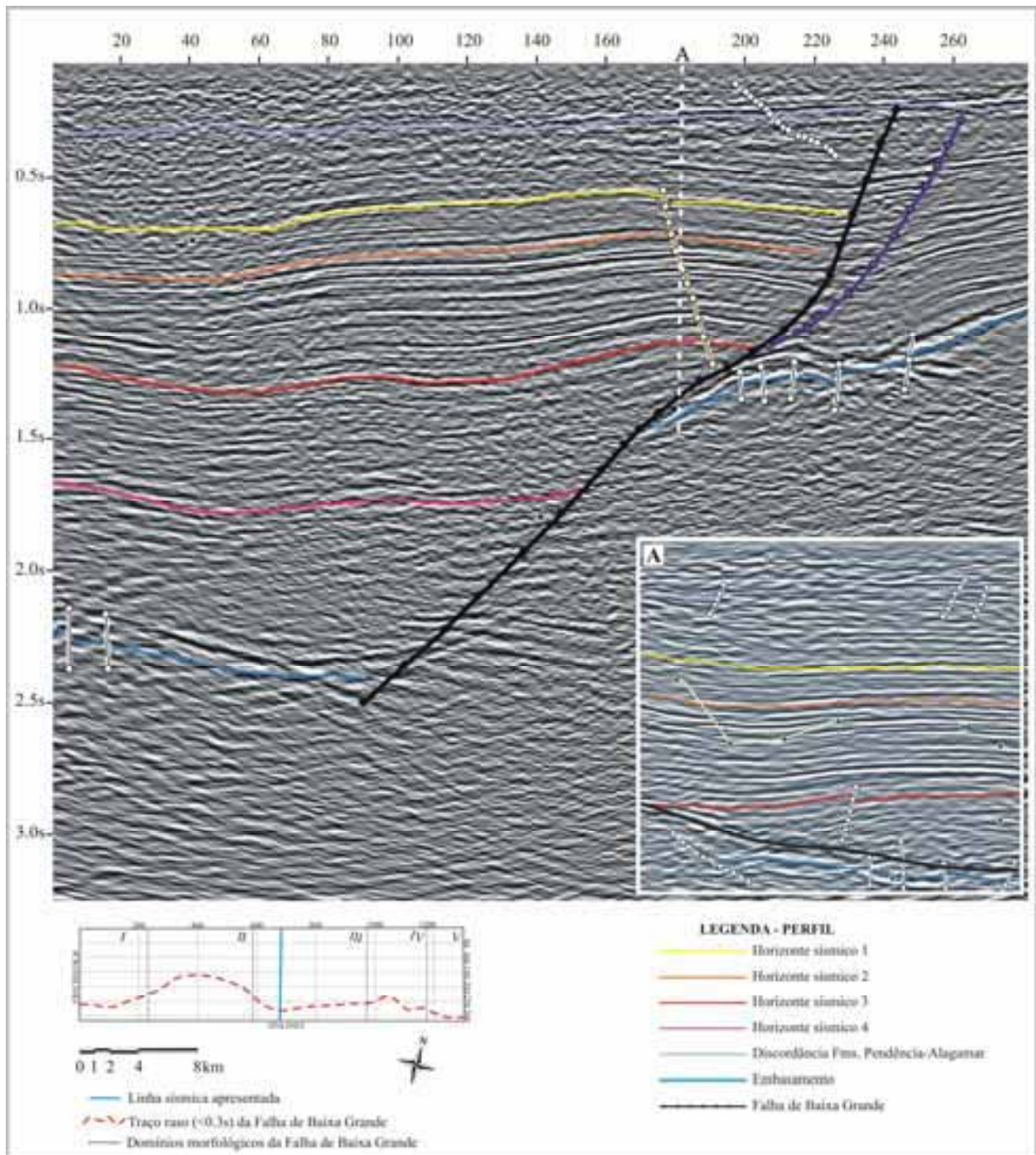


Figura 10.4 – Linha sísmica *inline* 680, inserida no domínio III, do 3D da Falha de Baixa Grande. Atribui-se à presença de uma geometria do tipo *flat-ramp* a formação de um dobramento distensional antiforme anticlinal. O dobramento afeta a porção superior da seção sin-rifte da bacia representada pelos horizontes sísmicos 1, 2 e 3. Notar a suavidade do dobramento resultante de uma estreita zona de patamar da geometria *flat-ramp*. A figura A é um detalhe da linha *crossline* 181 onde é possível visualizar as relações laterais da dobra.

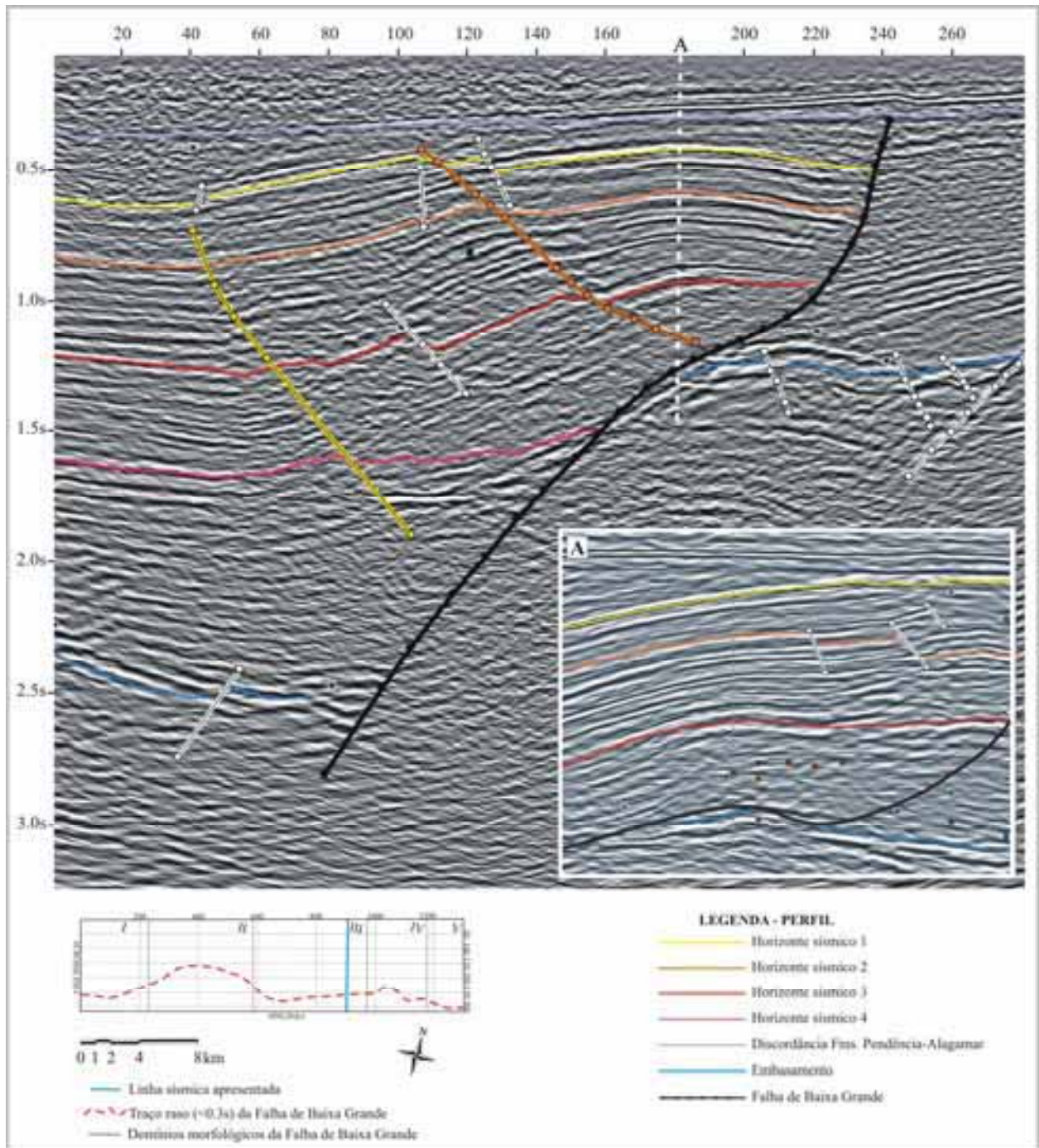


Figura 10.5 – Linha sísmica *inline* 900, inserida no domínio III, do 3D da Falha de Baixa Grande. Atribui-se à presença de uma geometria do tipo *flat-ramp* a formação de um dobramento distensional antiforme anticlinal. O dobramento afeta a porção superior da seção sin-rifte da bacia representada pelos horizontes sísmicos 1, 2 e 3. Em A o detalhe da linha *crossline* 181 mostrando o suave fechamento lateral do dobramento.

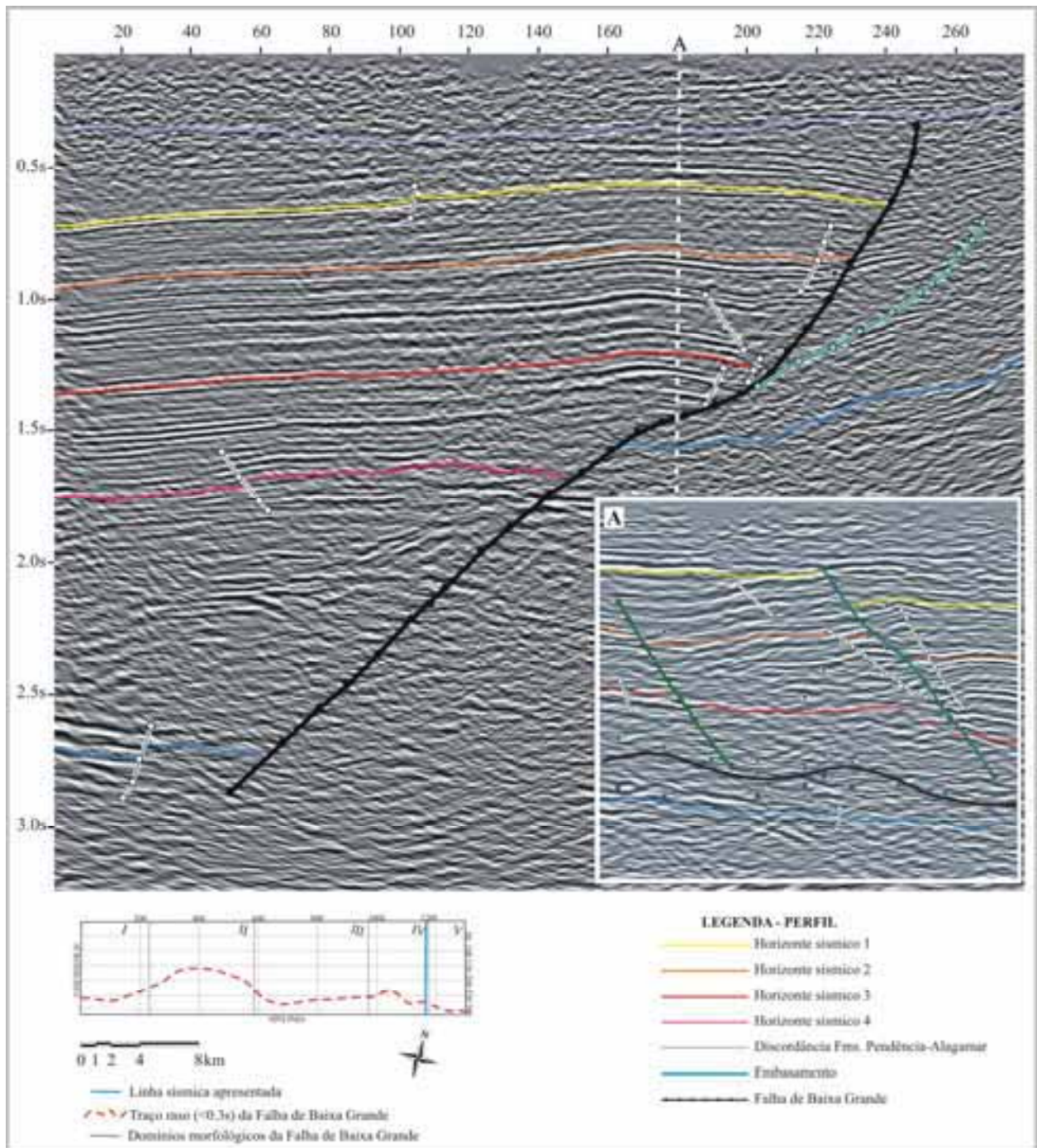


Figura 10.6 – Linha sísmica *inline* 1080, inserida no domínio IV, do 3D da Falha de Baixa Grande. Atribui-se à presença de uma geometria do tipo *flat-ramp* a formação de um dobramento distensional antiforme anticlinal. A pequena extensão da zona de patamar é refletida na suavidade da dobra. O dobramento afeta a porção superior da seção sin-rifte da bacia representada pelos horizontes sísmicos 1, 2 e 3. A figura A é um detalhe da linha *crossline* 181 mostrando as relações laterais do dobramento, notar que esta é compartimentada por falhamentos transversais à Falha de Baixa Grande.

### **Inversão da Bacia**

A falha inversa mapeada na porção centro-nordeste da área estudada (*vide* Capítulo 9, 9.2 Falhas Mapeadas) está, provavelmente, associada a um processo de reativação da Falha de Baixa Grande, uma vez que esta se desenvolve a partir de um prolongamento da mesma, mantendo, inclusive, o ângulo de mergulho. É notável que nesta região da área de estudo a Falha de Baixa Grande apresenta mergulho moderado, fato que de acordo com Chadwick (1993), no caso de bacias onde os sedimentos já sofreram litificação, indica um processo de reversão da falha de borda marcando o encurtamento da bacia. O encurtamento da bacia indica sua inversão, desta forma, é possível inferir que o evento responsável pela reativação da falha de borda é posterior à fase sin-rifte da bacia assumindo a litificação dos sedimentos desta fase. Por ser localizada a reativação da Falha de Baixa Grande, seu padrão de deformação sugere que a Bacia Potiguar foi submetida, em algum momento posterior à fase sin-rifte, a uma inversão parcial. Uma inversão parcial de uma bacia sedimentar é um processo bastante seletivo onde somente parte das grandes falhas é reativada (Williams *et al.*, 1993).

O soerguimento assimétrico marcante centrado no ponto de emergência do principal descolamento, falha de borda, é previsto nos trabalhos de modelagem de inversão de falhas lítricas distensionais realizados por McClay (1989). Soma-se a este o desenvolvimento de dobras de arrasto na falha inversa, fato contemplado nos trabalhos de modelagem de Brun & Nalpas (1996). A inversão parcial ocorre de modo sutil, sendo o seu reflexo identificado somente na seção pós-rifte. A seção sin-rifte, mesmo submetida a tal evento, mantém as relações de falhamentos normais.

Supõe-se que a falha mapeada (figura 10.7) consista na denominada Falha de Pião, inicialmente descrita por Oliveira *et al.* (1994), interpretada como estrutura de reativação em regime *strike-slip*, possivelmente, associada a eventos compressivos N-S de idade pós-campaniana. Souza (2002) reconhece na localidade de Vila Nova (RN) estruturas deformacionais indicativas de um evento compressional de sentido E-W a WNW. Este afeta a fácies inferior da Formação Barreiras gerando estruturas compressionais contemporâneas a sedimentação desta, sugerindo, assim, um evento tectônico de idade limite Neógeno-Quaternário.

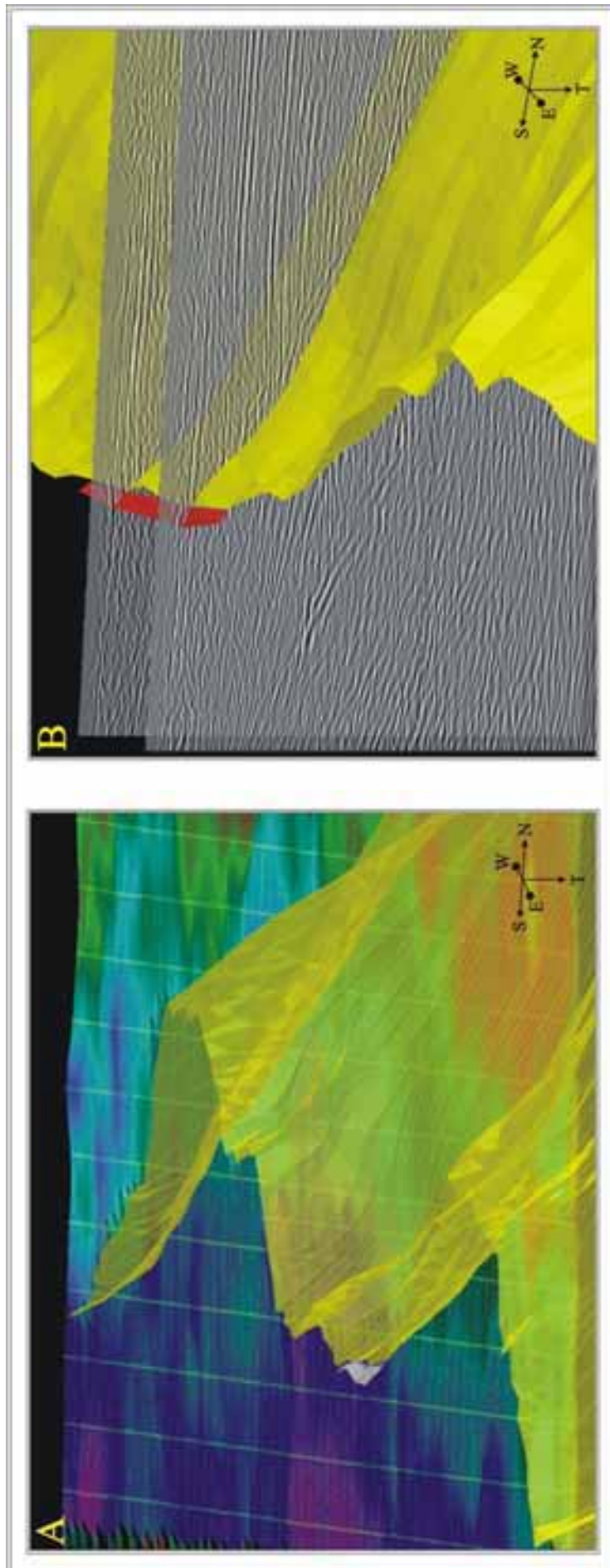


Figura 10.7 Imagem 3D gerada com *software* *SeisVisão* ilustrando a relação entre as falhas de Baixa Grande e a falha reversa mapeada na posição centro-noroeste do bloco. Em A é possível observar a reativação da Falha de Baixa Grande (em amarelo) por meio de uma falha reversa (em cinza), notar que o ângulo de mergulho de falha é mantido na reativação desta. A pedicela sobre a Falha de Baixa Grande é a superfície gridada da discordância entre as Fms. *Península e Alagamar*, notar a inversão da superfície no plano da falha reversa. Em B são apresentadas linhas sísmicas *inline* ilustrando a relação dos estratos sedimentares com a reativação da Falha de Baixa Grande (em amarelo). Os estratos sedimentares da seção posterior são invertidos pela falha reversa (em vermelho), formando, inclusive, dobras de armário.

## 10.2 IMPLICAÇÕES CINEMÁTICAS

O mapeamento de detalhe da Falha de Baixa Grande permitiu a caracterização de variações geométricas em seu plano expressas por significativas mudanças na direção e no valor de seu ângulo de mergulho. Segundo Mandl (1988) as variações geométricas observadas no plano da falha podem estar relacionadas a fatores tectônicos associados a variações no campo de tensão que precedem ou acompanham a formação da falha, ou mesmo subseqüentes mudanças no campo de tensão, o que pode sugerir variações no campo tensão responsável pela formação da bacia. Isto sugere a atuação de um processo multifásico de *trends* deformacionais distintos na fase rifte da Bacia Potiguar, o que vem a corroborar os trabalhos de Matos (1987 e 1992). De acordo com este autor a formação desta bacia está relacionada a dois eventos distensionais de eixos de tensão noroeste-sudeste e leste-oeste. Assim o primeiro evento distensional é responsável pela formação do alinhamento nordeste da falha de borda e o evento posterior por sua estruturação final.

As variações laterais no ângulo de mergulho do plano da Falha de Baixa Grande são responsáveis pela formação de dois amplos dobramentos sinclinais de escala regional, que funcionam como depocentros da bacia na área estudada. Estes dobramentos fornecem importantes informações acerca da cinemática da falha de borda. A análise dos mapas estruturais em tempo sísmico (figura 9.4 página 76) indica o notável deslocamento dos eixos axiais dos dobramentos em direção leste-sudeste, uma vez que estes não estão alinhados com os eixos principais de variação do mergulho do plano da falha, o que era de se esperar.

Segundo Matos (1995 e 2000), as variações laterais no mergulho do plano da falha, associadas à geração de sinclinais, sugerem um componente oblíquo no processo distensional formador de uma bacia, implicando em critérios cinemáticos indiretos para identificação da mesma. O deslocamento observado sugere um componente oblíquo de sentido dextral, provavelmente, relacionada com o segundo evento distensional formador da Bacia Potiguar (figura 10.8), e conseqüentemente provocando a reativação da Falha de Baixa Grande.

O evento distensional de sentido leste-oeste, associado a um componente oblíquo deformacional dextral, provoca o desenvolvimento de zonas de comportamento transtrativo e transpressivo local, que são essencialmente controladas pelo traço da falha (figura 10.9). A reativação da falha de borda ocorre de modo bastante sutil, não é capaz de funcionar como um sistema transcorrente, no entanto imprime seu caráter nos estratos sedimentares do pacote rifte.

Na zona centro-nordeste da área pesquisada, a presença de uma estrutura do tipo *rollover* inverso sugere a formação de uma estrutura em *pop up*, caracterizando a atuação de esforços localmente compressivos em regime transpressivo (figura 10.10 quadro 1). Na porção centro-sudoeste da área mapeada, zona de comportamento transtrativo, o *rollover* associado ao colapso do bloco baixo apresenta comportamento normal, e associado a este, o possível desenvolvimento de uma estrutura em flor negativa, do tipo *negative tulip* de Woodcock & Shubert (1994), o que mais uma vez sugere a participação de um componente oblíquo no processo formador da bacia (figura 10.10 – quadro 2). Na zona sudoeste o *rollover* encontra-se levemente invertido, sugerindo, novamente, o

desenvolvimento de uma estrutura do tipo *pop up* (figura 10.10 – quadro 3). Ainda nesta porção é descrita uma estrutura em flor positiva (figura 10.10 – quadro 4), sugerindo obliquidade à deformação e assinalando um comportamento transpressivo (figura 10.10).

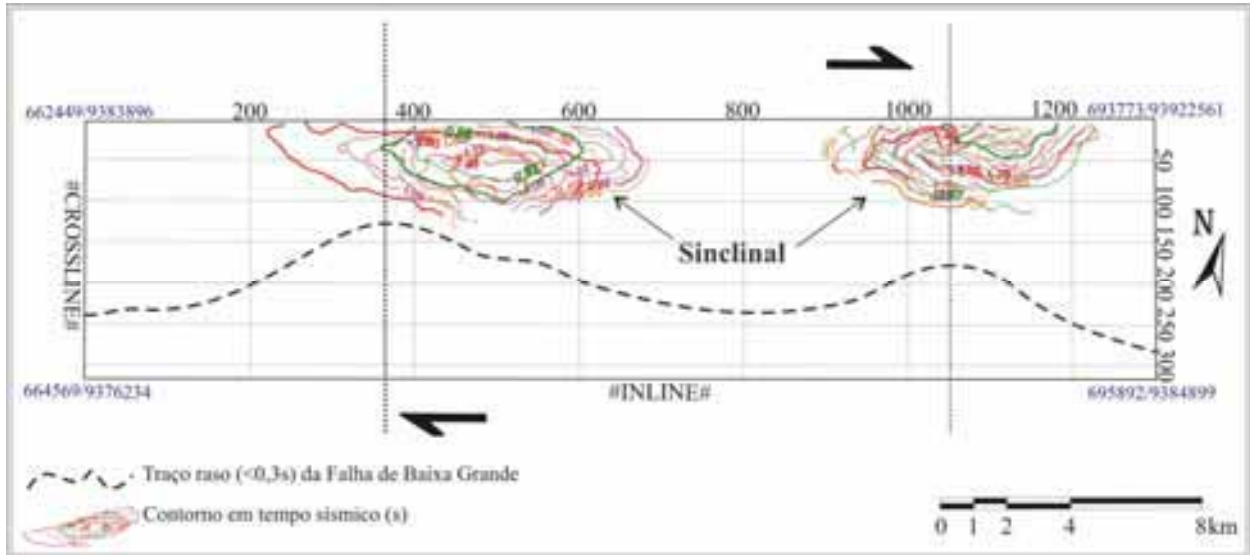


Figura 10.8 – A figura acima apresenta a relação dos dobramentos sinformes sinclinais formados devido a mudanças no ângulo de mergulho do plano da Falha de Baixa Grande. Notar que o eixo axial das dobras está deslocado em direção leste-sudeste em relação ao eixo principal de mudança de mergulho no plano da falha. Isto implica em um componente oblíquo dextral deformacional no desenvolvimento da bacia, estando possivelmente relacionado a um evento distensional de direção leste-oeste.

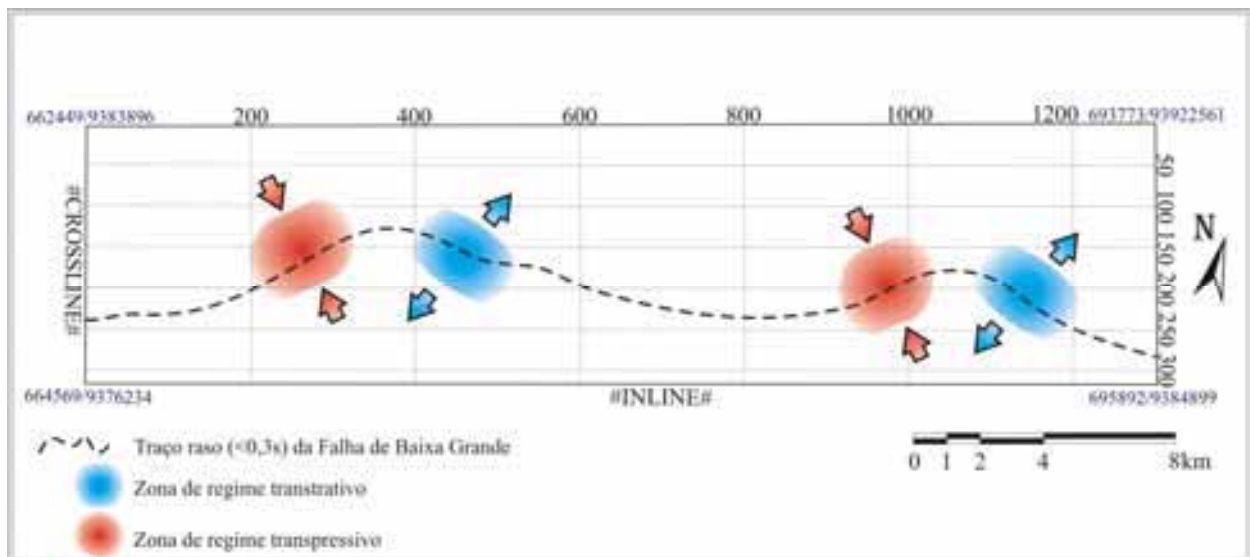


Figura 10.9 – A figura ilustra o desenvolvimento de zonas de comportamento transpressivo e transtrativo local controlados pela geometria da falha (orientação do plano vs. orientação da tensão). Estes regimes são resultado de um componente oblíquo dextral deformacional associado a um evento distensional de direção leste-oeste.

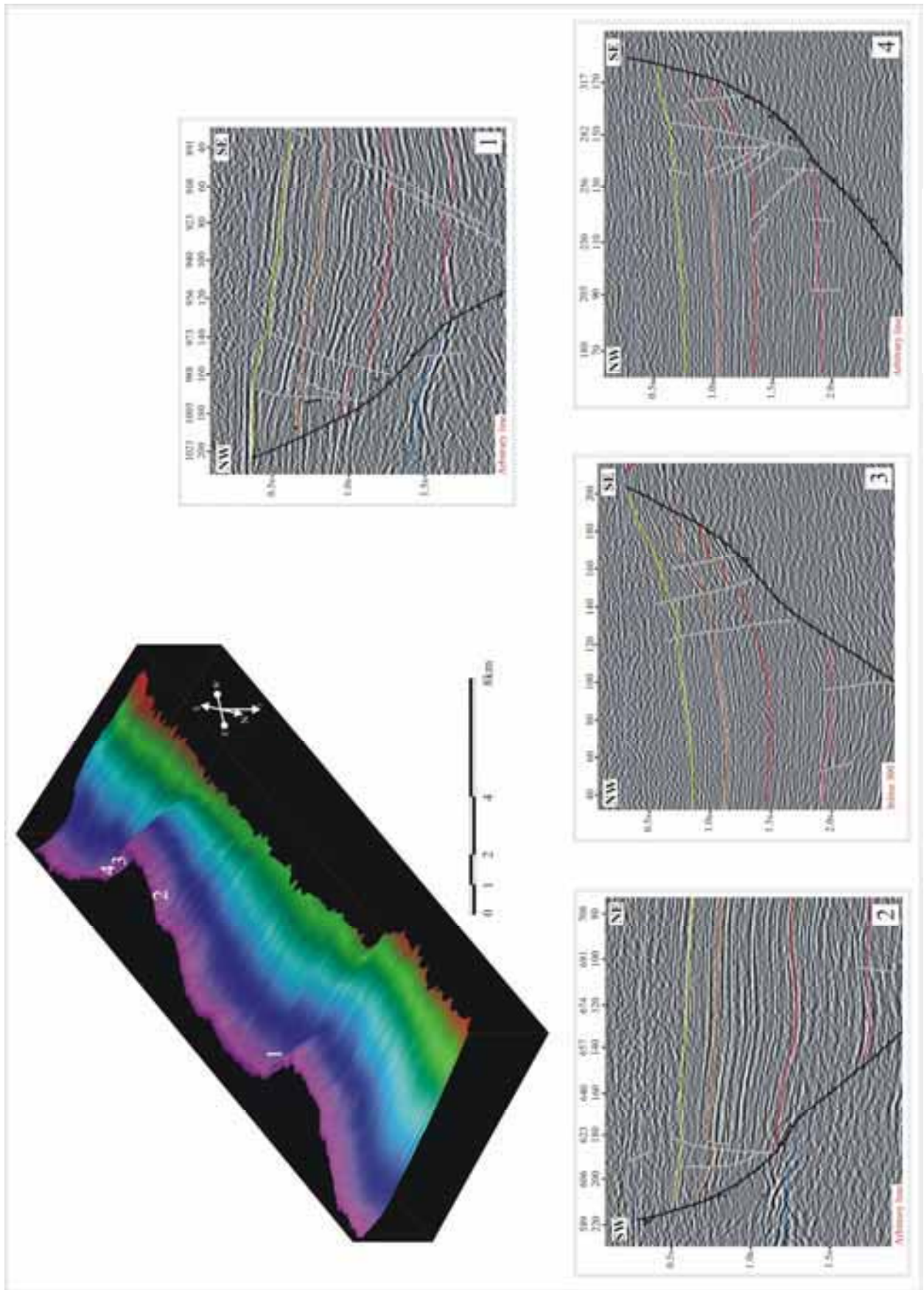
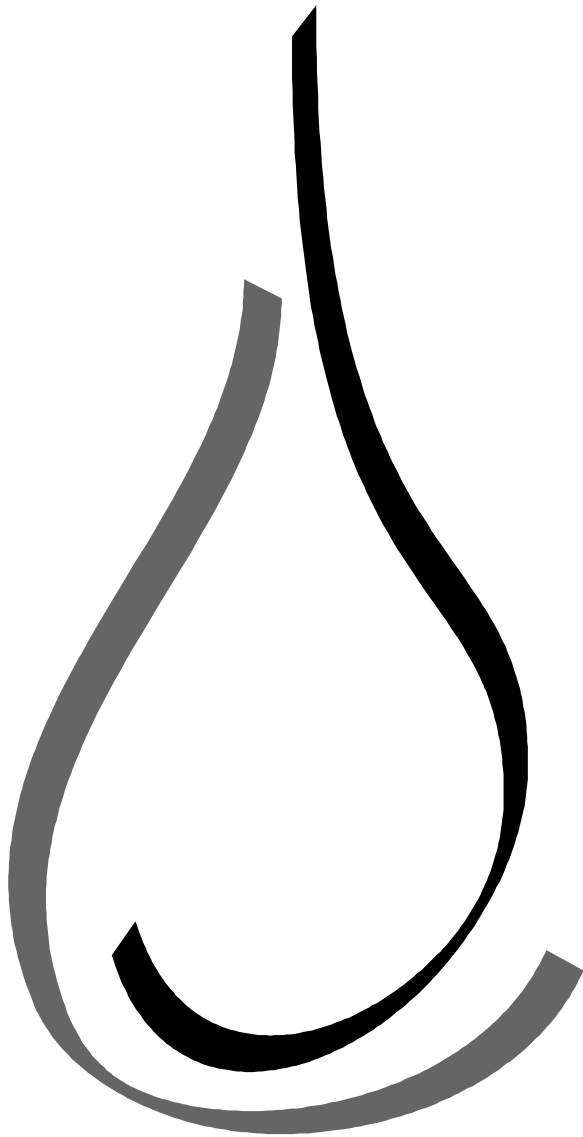


Figura 10.10 – Imagem 3D da Falha de Baixa Grande. Os quadros são detalhes de linhas sísmicas ilustrando a atuação de regimes locais transtrativos e transpressivos condicionados pelo traço da falha. Em 1 zona transpressiva marcada pela inversão do *rollover*. Em 2 zona transtrativa, o *rollover* apresenta comportamento normal e possivelmente ocorre a formação de estrutura em flor negativa. Em 3 e 4, zona transpressiva. Notar a inversão do *rollover* em 3, e a formação de estrutura em flor positiva em 4.

# SISMOESTRATIGRAFIA



Capítulo II.

## 11. SISMOESTRATIGRAFIA

A sismoestratigrafia tem como objetivo identificar e mapear características geológicas em dados sísmicos através de: i. análises das seqüências sísmicas, por meio da identificação das unidades sismoestratigráficas; ii. análises das fácies sísmicas a partir do reconhecimento dos padrões das reflexões sísmicas e de suas associações dentro das seqüências sísmicas definidas; iii. construção de seções cronoestratigráficas regionais, permitindo a análise das variações relativas do nível do mar (Vail & Mitchum Jr., 1977). É uma moderna ferramenta que, em última análise, possibilita ao interprete reconstruir a evolução estratigráfica de uma bacia e correlacionar tais feições com outros locais.

Desta forma, pode-se definir sismoestratigrafia como o estudo e interpretação da estratigrafia e das fácies deposicionais com base em dados sísmicos. As terminações e configurações das reflexões sísmicas são interpretadas como padrões de estratificação e, assim, são utilizadas no reconhecimento e correlação de seqüências deposicionais, por fim permitindo inferir os ambientes deposicionais e prognosticar as litofácies (Rosseti, 1996).

### 11.1 CRITÉRIOS PARA DETERMINAÇÃO DE SISMOFEIÇÕES

As principais feições sísmicas a serem reconhecidas consistem nos tipos de terminações e nos padrões de configuração dos refletores que, por conseguinte, permitem o reconhecimento das seqüências sísmicas e das fácies sísmicas.

A seqüência sísmica, segundo Mitchum Jr. *et al.* (1977), é uma seqüência deposicional definida por uma sucessão de refletores concordantes, ou relativamente concordantes, interpretados como estratos sedimentares geneticamente relacionados. Estes são limitados no topo e na base por superfícies de discontinuidades, que são interpretadas como discordâncias ou suas concordâncias correlativas. Desta forma o tipo de terminação das reflexões é fundamental no reconhecimento dos limites de sismoseqüências. A figura 11.1 ilustra os tipos de terminação de refletores sísmicos, podendo estes se disporem de forma discordante ou concordante:

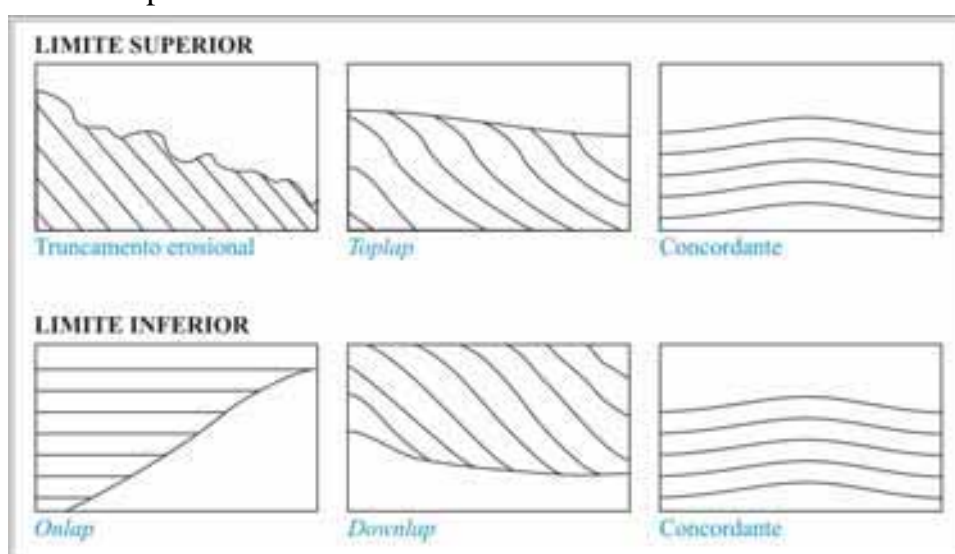


Figura 11.1 – Tipos de terminações de refletores sísmicos (modificado de Mitchum Jr. *et al.*, 1977).

O tipo de terminação do refletor sísmico reflete diretamente o processo sedimentar ao qual se relaciona. Terminações em *toplap* são resultantes da não-deposição ou ligeira erosão sedimentar. No caso do truncamento erosional, o acentuado processo erosivo é bastante evidente e é resultante de processos estruturais ou sedimentares tardios. A terminação em *onlap* indica o recobrimento de uma determinada superfície deposicional, podendo ser proximal (recobrimento em direção a margem flexural) ou distal (recobrimento em direção à bacia). As terminações em *downlap* são decorrentes de uma sucessão de estratos mergulho abaixo de uma superfície deposicional.

A fácies sísmica pode ser definida como um grupo de reflexões que apresentam determinado padrão, ou conjunto de características, que o diferencia dos grupos adjacentes dentro de uma mesma sismoseqüência (Mitchum Jr. *et al.*, 1977). Desta forma, representa uma mudança faciológica dentro de uma sucessão de estratos. Como uma litofácies é o reflexo de determinado processo sedimentar, a fácies sísmica é, em última análise, a expressão deste. A análise de fácies sísmicas consiste na descrição e interpretação geológica dos parâmetros das reflexões sísmicas: configurações, continuidade, amplitude, frequência e velocidade intervalar. O padrão de configuração das reflexões é sem dúvida o parâmetro de maior utilidade em uma análise sísmica, uma vez que refletem os padrões de estratificação sedimentar. E, a partir destes, é possível interpretar processos deposicionais, erosionais além da paleotopografia. A figura 11.2 ilustra os principais padrões de configurações de refletores sísmicos:

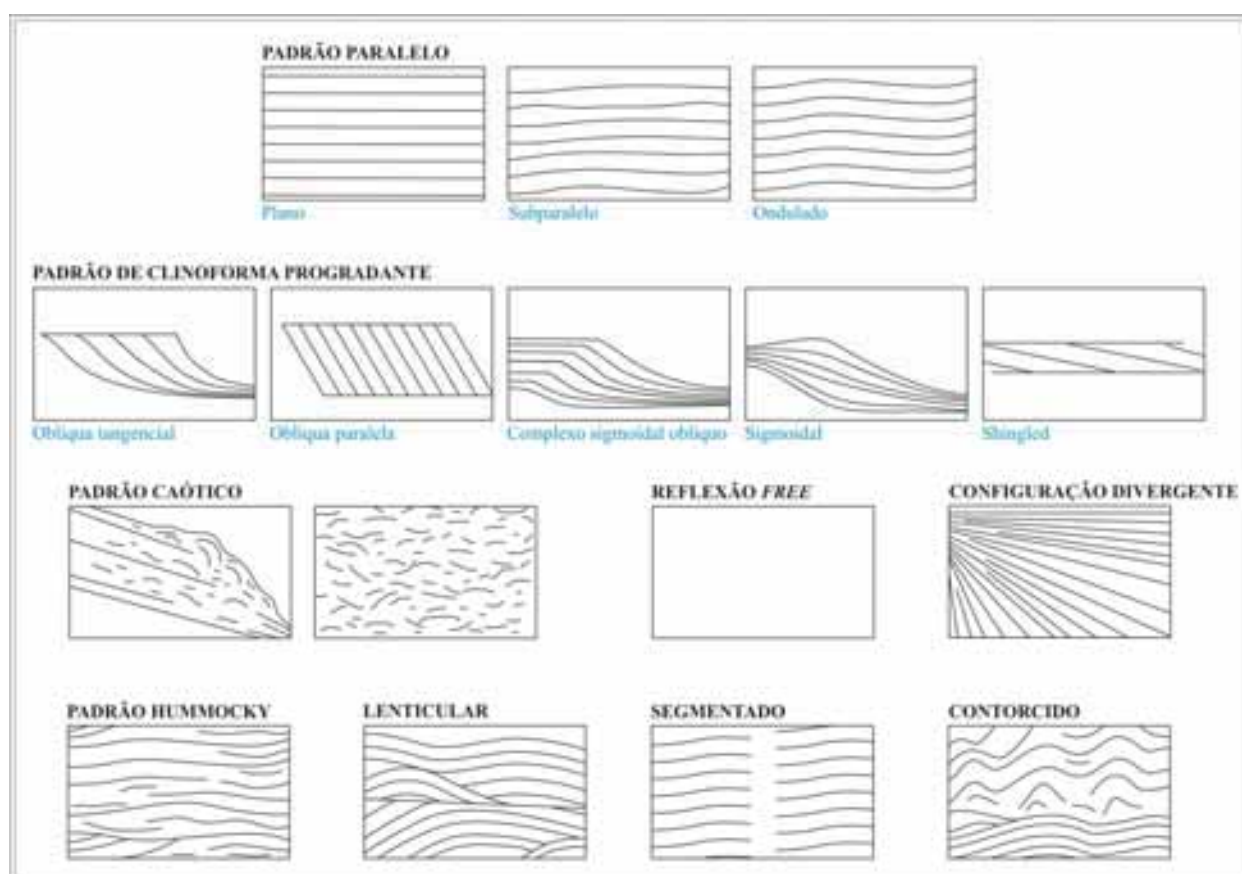


Figura 11.2 – Padrões de configuração de reflexões sísmicas (modificado de Mitchum Jr. *et al.*, 1977).

Os padrões de configuração paralelo/subparalelo são indicadores de uma taxa de deposição uniforme sobre uma superfície estável ou uniformemente subsidente (Severiano Ribeiro, 2001). São feições presentes em sistemas fluvial, evaporítico, em planície abissal e em plataforma clástica e carbonática. Refletores ondulados indicam processos de decantação, floculação e precipitação, podendo ocorrer em sistemas evaporíticos e em planícies abissais (Ojeda, 1991).

As configurações progradantes são formadas em áreas declinadas onde ocorre superposição lateral de estratos. Os diferentes padrões de clinofomas são decorrentes de variações entre as taxas de aporte sedimentar e de criação de espaço de acomodação. As configurações progradantes em clinofomas são produtos de processos sedimentares de tração, fluxos gravitacionais e decantação, sendo sujeitas a sistemas deltaicos, leques costeiros, de plataforma, borda de plataforma, talude e bacia. Assim, os padrões tangencial e paralelo ocorrem em zonas onde o espaço de acomodação é menor que o aporte sedimentar, formando uma superfície de *bypass*. Sugerem alta energia, alta taxa de suprimento sedimentar e nível do mar estável. Clinofomas sigmoidais indicam um baixo suprimento sedimentar, subsidência contínua ou então uma rápida subida relativa do nível do mar. Clinofomas em *shingled* sugerem sistemas plataformais de águas rasas em condições de aporte sedimentar e subsidência relativamente lenta com nível do mar estacionário (Ojeda, 1991).

O padrão caótico é relacionado a processos de escorregamentos e deformações penecontemporâneas ou posteriores à deposição dos estratos. É associado a sistemas deposicionais progradantes, normalmente nas porções de canyons submarinos e taludes continentais (Severiano Ribeiro, 2001).

A configuração de reflexão *free* é resultante da inexistência de contraste de impedância acústica, indicando litotipos muito homogêneos ou sem estratificação, como também pacotes sedimentares intensamente dobrados ou com elevado mergulho (Ojeda, 1991).

O padrão divergente está geralmente associado a sedimentação em grabens assimétricos com subsidência diferencial e/ou diferentes taxas de deposição. Podem ocorrer em sistemas deltaicos, leques costeiros, taludes e planícies abissais. Esta configuração é resultante de fluxos gravitacionais e hiperpicnais, escorregamento e queda de blocos, processos trativos, decantação e floculação (Ojeda, 1991).

O padrão *hummocky* representa fluxos gravitacionais associados a sistema de frente deltaica ou leques submarinos em taludes (Ojeda, 1991).

## 11.2 SISMOSEQÜÊNCIAS DO 3D DE BAIXA GRANDE

O arcabouço estratigráfico da fase rifte, na área de estudo, foi dividido em quatro seqüências deposicionais de terceira ordem, conforme apresentado no capítulo 8. Tais seqüências correspondem às seqüências deposicionais de 3º ordem descritas por Della Fávera *et al.* (1992). A interpretação das linhas sísmicas neste trabalho foi calibrada tendo por base o trabalho de Soares (2000), conforme elucidado no capítulo 2 (página 7). Desta forma, as sismoseqüências descritas a seguir correspondem às seqüências deposicionais obtidas a partir do estudo dos dados de poços e correlação com os trabalhos

dos referidos autores. A descrição e interpretação das linhas sísmicas *inline* que seccionam os poços estudados almeja, então, relacionar as seqüências deposicionais às suas respectivas sismoseqüências identificando características e propriedades destes intervalos que não são evidentes nos dados de poços. Assim adotou-se a denominação de ‘seqüências’ com intuito de facilitar a correlação entre capítulos, porém esclarecendo que neste momento lidar-se-á com sismoseqüências.

A presente análise sismoestratigráfica teve como principal objetivo caracterizar/reconhecer a relação entre a Falha de Baixa Grande e os eventos sedimentares atuantes na porção sudoeste do Graben de Umbuzeiro, contribuindo, desta forma, para uma melhor compreensão da evolução da falha ao longo da fase sin-rifte da bacia e o conseqüente *timing* da formação dos dobramentos distensionais associados a esta estrutura. Seguem a seguir a descrição das seqüências em questão, de 1, a mais basal e mais antiga, até a 4, a mais rasa, e, portanto, mais jovem.

### Seqüência 1

A seqüência 1 ocupa a porção inferior do pacote rifte, ocorrendo em toda a extensão do bloco 3D. Apresenta limite inferior concordante ou em *downlap* sobre o horizonte sísmico interpretado com embasamento (figuras 11.3 quadro 4 e 11.4 - quadro 4), e limite superior na forma de *toplap*/truncamento erosional (figura 11.5 - quadro 4). O intervalo possui geometria de cunha divergente em direção à borda falhada. Na porção basal deste ocorre alguns refletores contínuos compondo sismofácies paralela planar. Nas porções mediana e superior, os refletores são descontínuos e compõem, frequentemente, sismofácies divergente e caótica, sendo a última restrita a zonas proximais à falha de borda (figuras 11.4 - quadro 3 e 11.7 – quadro 4). Subordinadamente são identificados sismofácies progradantes de pequena expressão areal na porção noroeste das linhas sísmicas.

A sismofácies basal paralela planar indica um processo de deposição em ambiente estável ou sob subsidência constante. A marcante continuidade dos refletores indica, possivelmente, tratar-se de rochas pelíticas, provavelmente depositadas em sistema lacustre. A presença de sismofácies caótica pode ser associada a processos de escorregamento e deformações penecontemporâneas, e sua restrição à zonas próximas à falha de borda sugere que este explicita a ocorrência de fácies conglomeráticos decorrentes da presença de um sistema de leques aluviais/deltaicos. As terminações em *downlap* sobre o embasamento, no lado oposto à falha de borda, são indicativas da ocorrência de sistemas deposicionais progradantes preenchendo a bacia de noroeste para sudeste, sugerindo a existência de um sistema deltaico, ainda que pouco expressivo, na borda flexural do rifte.

Assim, é possível que a deposição da sismoseqüência 1 tenha ocorrido em uma ambiência lacustre de águas profundas com contribuições de leques aluviais/deltaicos na margem falhada e de deltas na margem flexural. Prosser (1993) propõe um modelo evolutivo que pode explicar o cenário deposicional interpretado para a seqüência 1. De acordo com a autora o preenchimento inicial do graben por rochas pelíticas ocorre em função do atraso (*delay*) entre a criação de espaço de acomodação e aporte sedimentar. O

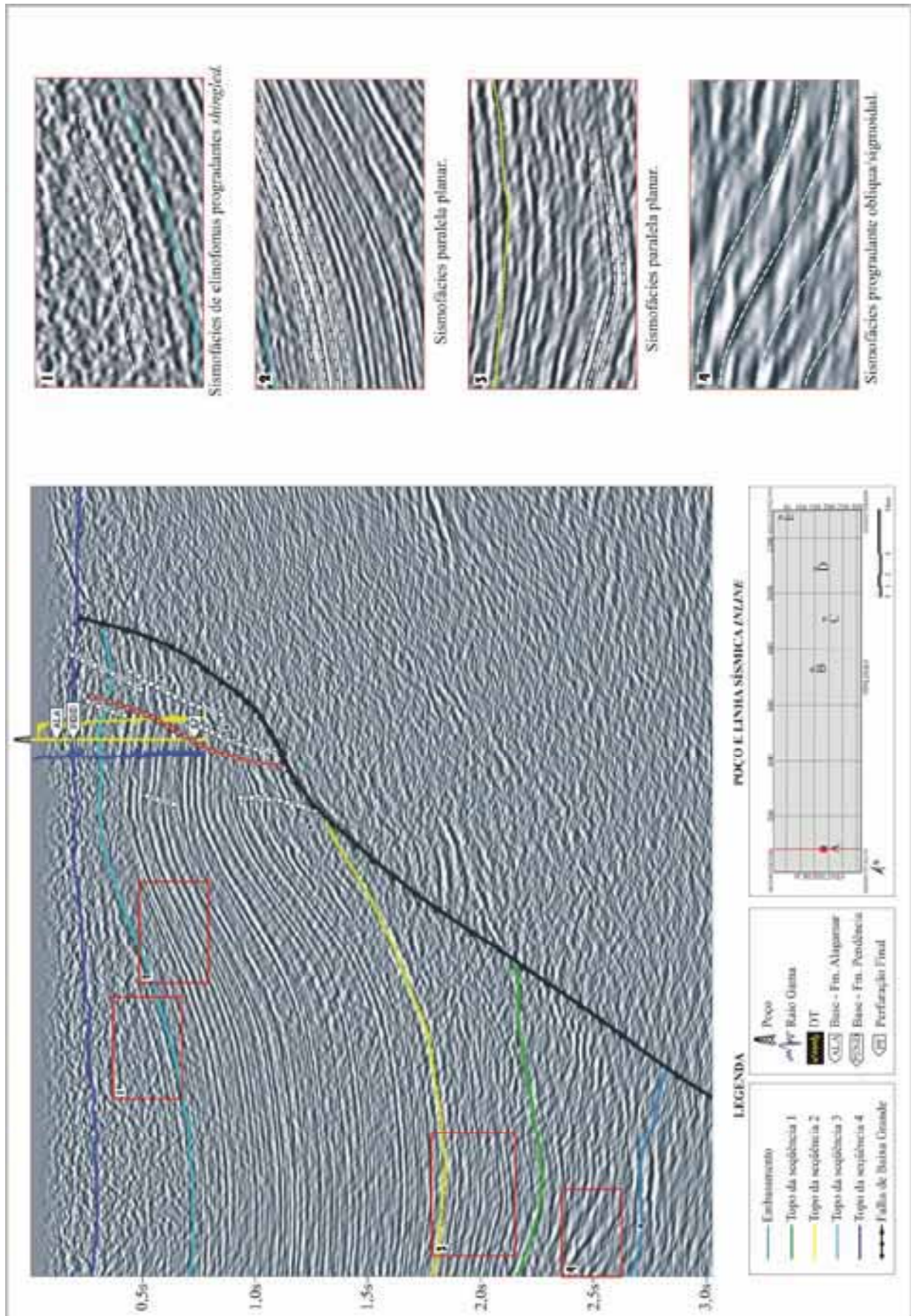


Figura 11.3 – Linha sísmica *inline* que seccionada a área de perfuração do poço A. Em detalhe características sismofaciológicas das sismoseqüências mapeadas.

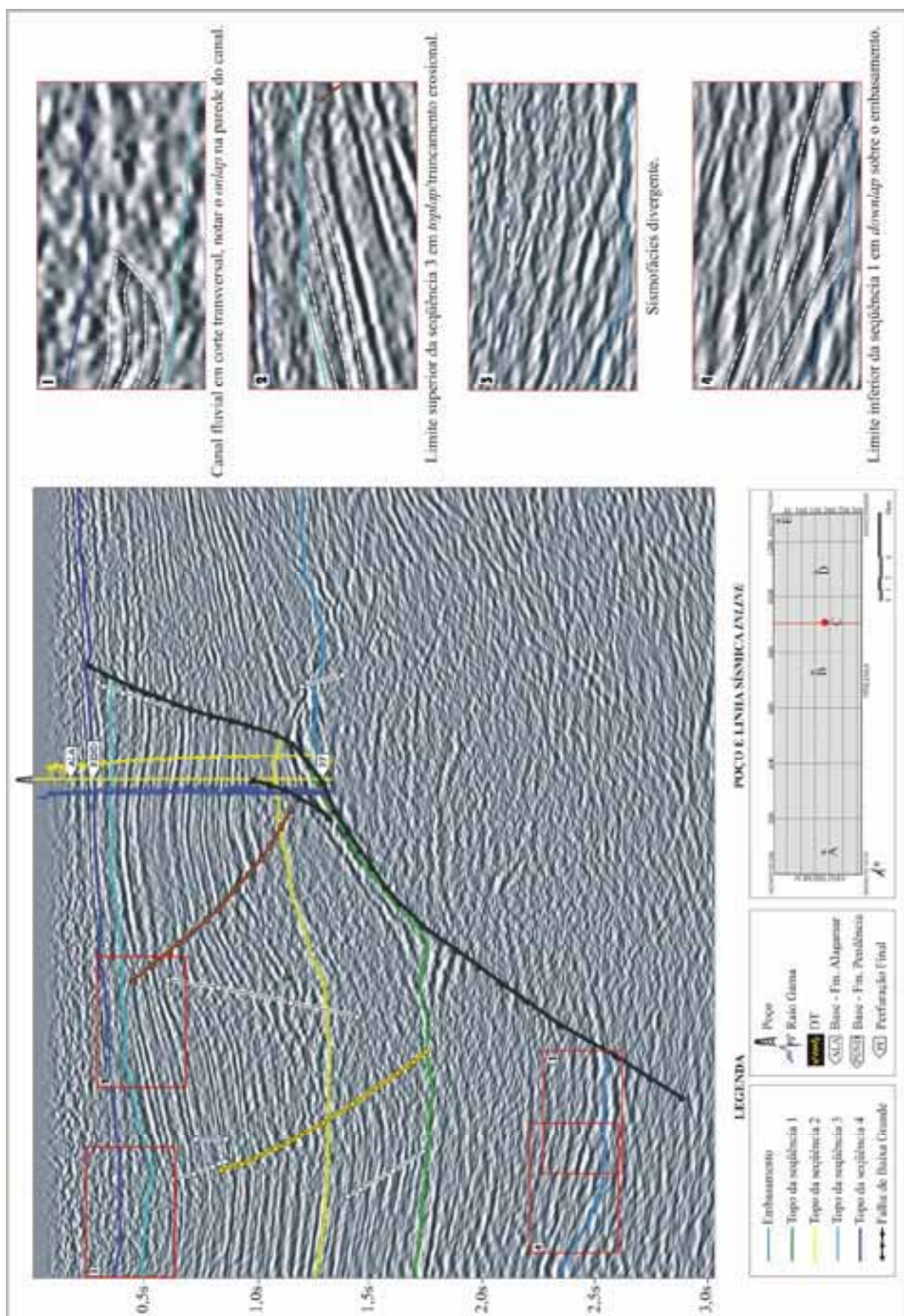


Figura 11.4 – Linha sísmica *inline* que secciona a área de perfuração do poço C. Em detalhe características sismofaciológicas das sismoseqüências mapeadas.

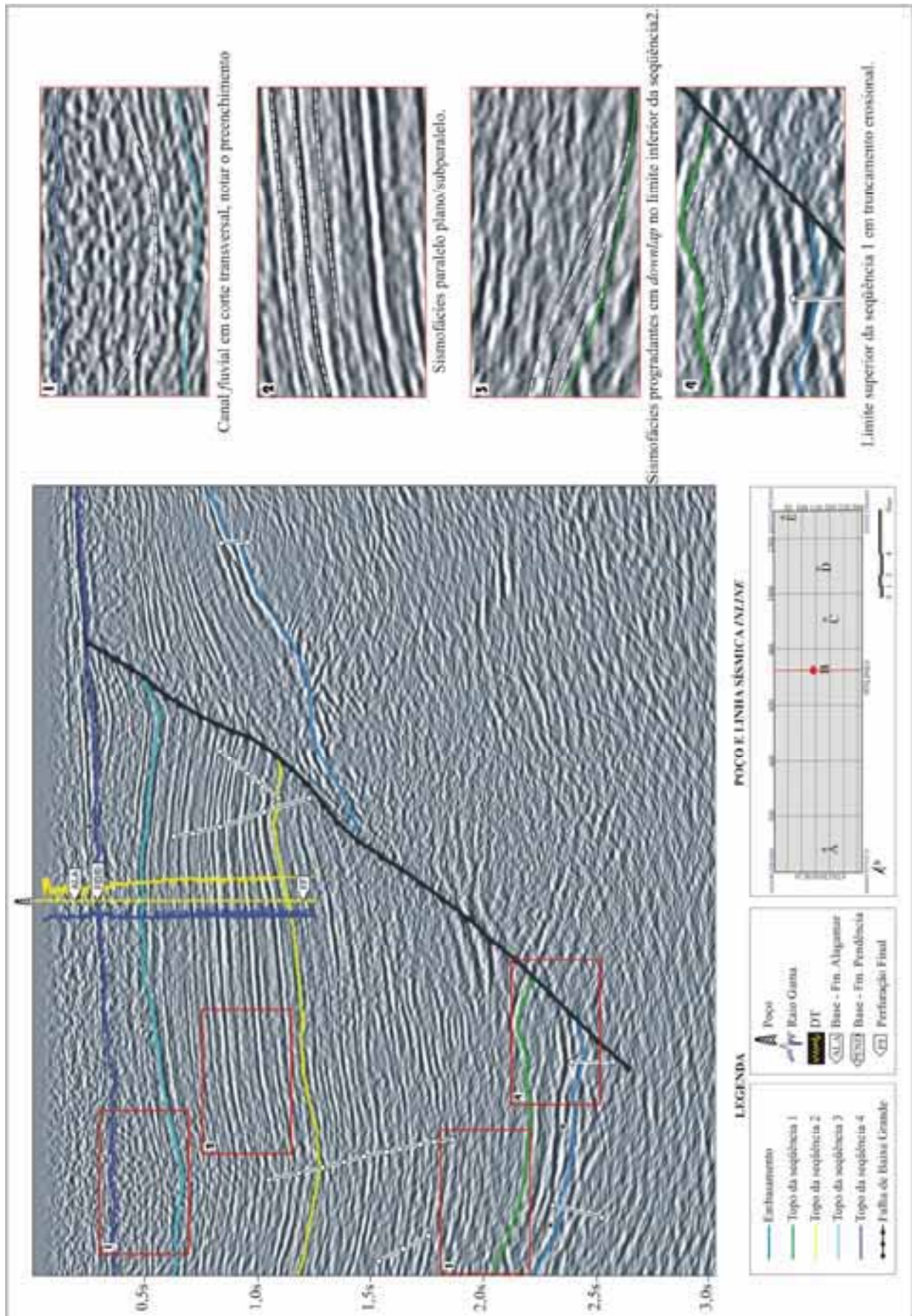


Figura 11.5 – Linha sísmica *inline* que secciona a área de perfuração do poço B. Em detalhe características sismofaciológicas das sismoseqüências mapeadas.

primeiro pulso tectônico é responsável por gerar espaço na bacia para sedimentação, no entanto os sistemas de drenagens fluviais ainda não se encontram estabelecidos. Nesta fase os sedimentos ainda estão sendo transportados por meio de antigas drenagens estabelecidas anteriormente ao primeiro pulso tectônico, o que explica a presença de sedimentos com alta maturidade textural. Somente a seguir, estabelecem-se os sistemas de deltas e leques aluviais/deltáicos contribuindo com uma sedimentação psamítica e psamo-psefítica, respectivamente.

O notável espessamento das camadas em direção a falha de borda, marcado pela geometria do intervalo e presença de sismofácies divergente, sugere a atividade da falha durante a sedimentação desta seqüência, funcionando, assim, como uma falha de crescimento. Na borda falhada ocorre maior taxa de subsidência e portanto maior taxa de criação de espaço de acomodação quando comparada com a margem flexural. Como o aporte sedimentar é expressivo nesta fase, haverá maior espessura de sedimento na borda falhada que na margem flexural, gerando assim uma geometria em cunha divergente.

## Seqüência 2

A seqüência 2 foi reconhecida em todo bloco 3D. Seu limite inferior ocorre predominantemente em *downlap*, evidenciado pela presença de clinofomas progradantes por sobre o refletor que limita a seqüência 1 (figuras 11.5 - quadro 3 e 11.6 - quadro 3), podendo também se dispor de modo concordante. Seu limite superior é freqüentemente descrito como concordante; de forma local ocorrem terminações em *toplap*. Assim como a seqüência sotoposta, este intervalo também apresenta geometria em forma de cunha divergente em direção à margem falhada. De modo geral, os refletores desta seqüência são descontínuos apresentando maior continuidade em direção ao topo. Na porção basal, dominam sismofácies divergente e caótica (figura 11.6 – quadro 2), sendo a última restrita a zonas proximais à falha de borda. Nas porções mediana e superior ocorrem sismofácies em padrão de clinofomas progradantes, do tipo *shingled*, bem como sismofácies paralela/subparalela, as quais são mais freqüentes nas porções superiores do intervalo (figura 11.7 – quadro 3).

O início da deposição da sismoseqüência 2 está relacionado a um segundo pulso tectônico. O aumento instantâneo de volume na bacia provocou a diminuição do nível de base, uma vez que o preenchimento do lago por água provavelmente também apresenta um atraso (*delay*) em relação a este aumento (figura 11.8). O raseamento do sistema permite a geração de terminações em *toplap* na seqüência anterior relacionados à situação de lago estabilizado e suprimento sedimentar constante ou ainda truncamento erosional relacionado a eventos erosivos tardios. O cenário formado favorece a progradação do sistema deltaico marcado pelo limite inferior da seqüência 2 em *downlap* das clinofomas progradantes. O restabelecimento do nível de base permite novamente a sedimentação de pelitos lacustres.

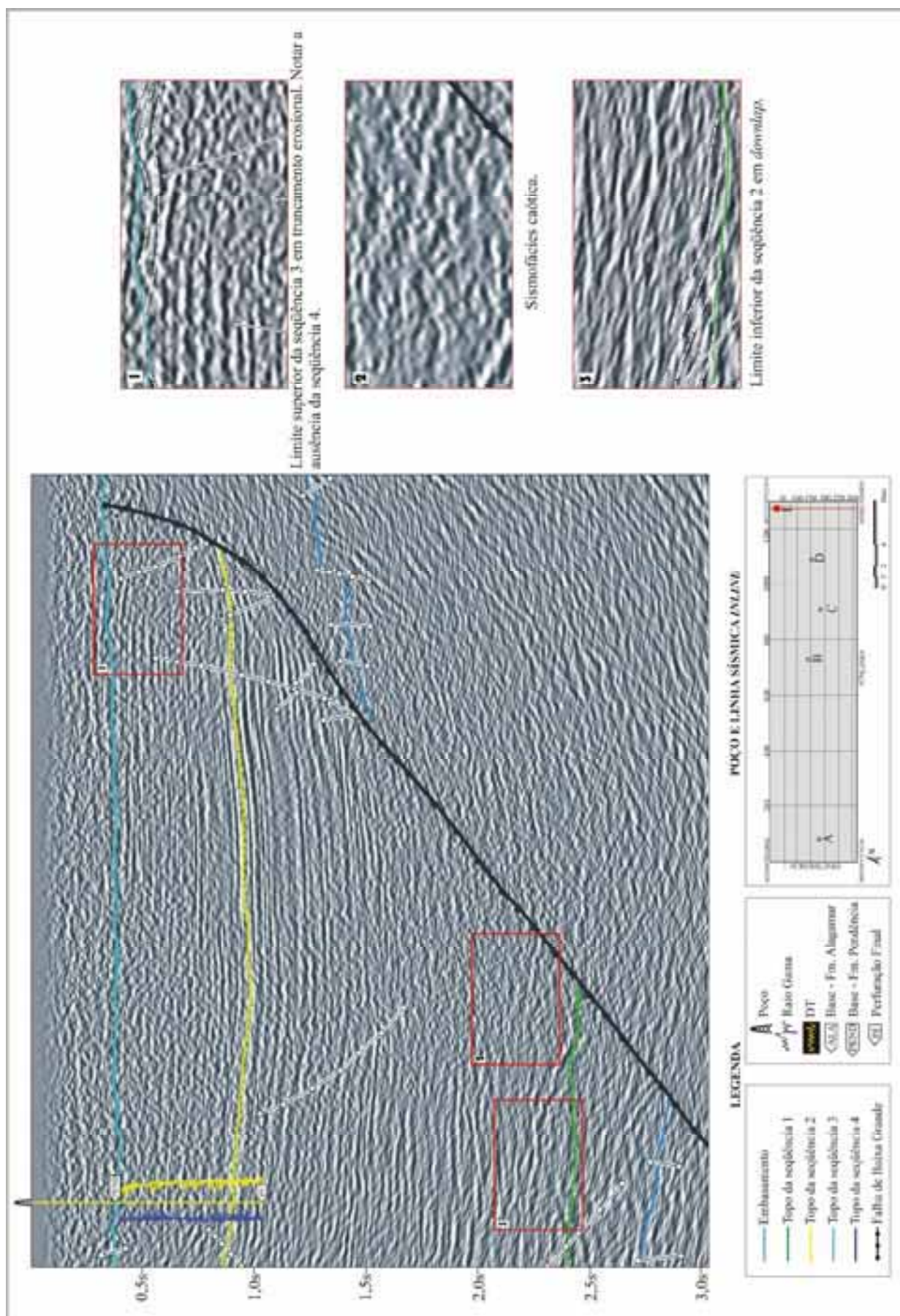


Figura 11.6 – Linha sísmica *inline* que secciona a área de perfuração do poço E. Em detalhe características sismofaciológicas das sismoseqüências mapeadas.

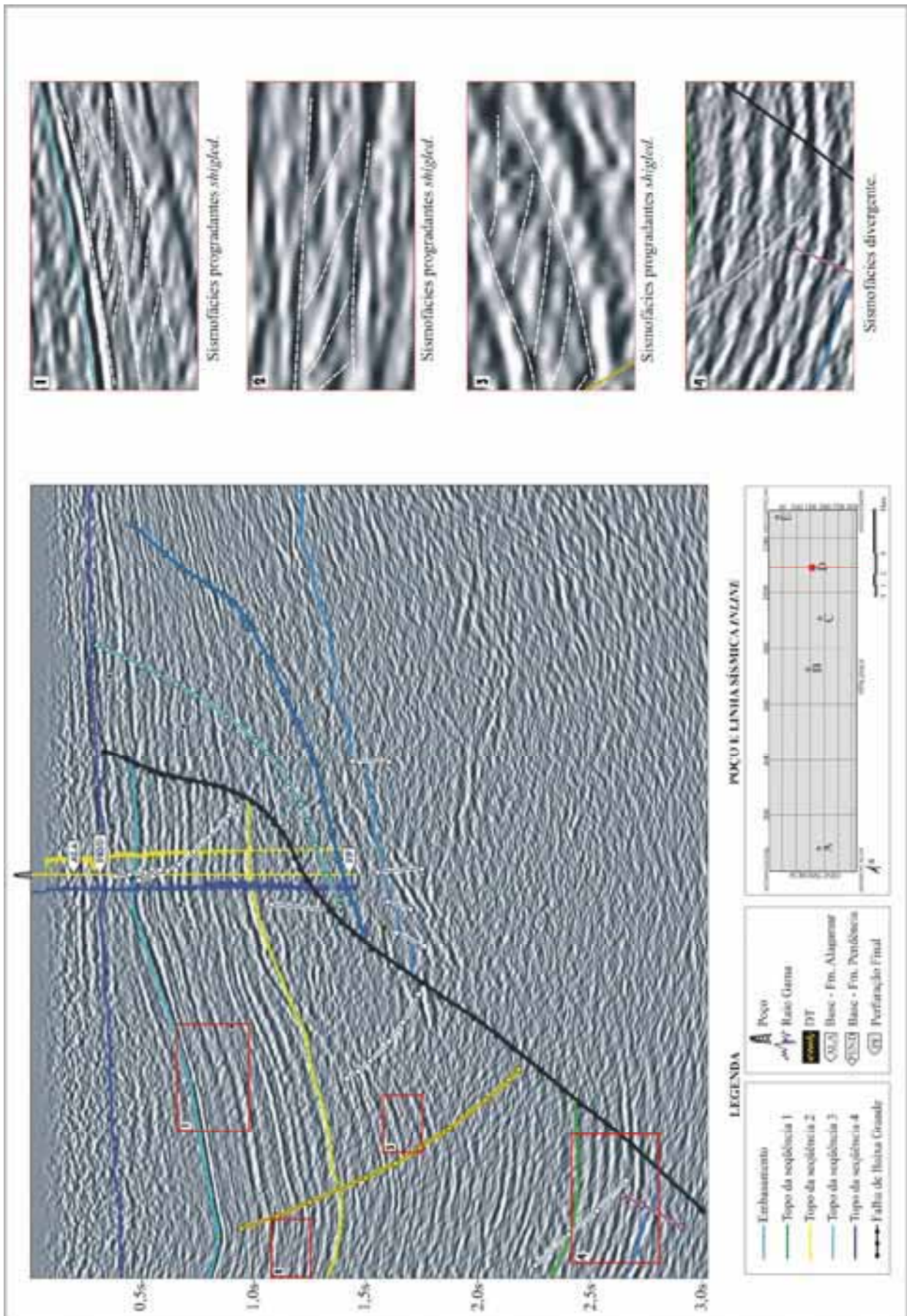


Figura 11.7 – Linha sísmica *inline* que seccionada a área de perfuração do poço D. Em detalhe características sismofaciológicas das sismoseqüências mapeadas.

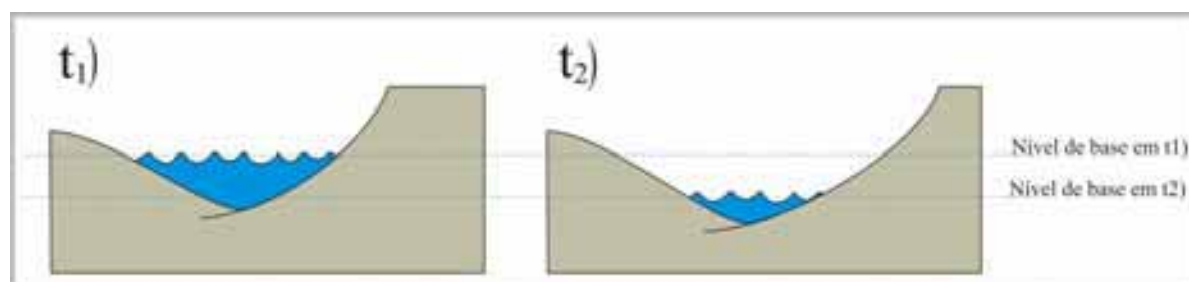


Figura 11.8 – A figura ilustra a variação do nível de base provocada por um novo pulso tectônico. Em  $t_1$  é apresentada a situação de deposição em graben assimétrico. Em  $t_2$  ocorre um novo pulso tectônico causando o aumentando do volume da bacia. Supondo que o volume de água de preenchimento do lago se mantenha constante no momento  $t_2$ , o nível base da bacia cai em resposta ao seu aumento volumétrico. O cenário permite a formação de *toplaps* e truncamentos erosionais no limite superior da seqüência previamente depositada.

A presença de sismofácies caótica restrita a áreas marginais a falha de borda aponta, conforme descrito na seqüência 1, para a contribuição de uma sedimentação por leques aluviais/deltaicos marcada pela presença de fácies conglomeráticas (conglomerados de borda). O espessamento dos estratos em direção a margem falhada indica novamente a atuação da Falha de Baixa de Grande, neste momento, como uma falha de crescimento. E, assim como na sismoseqüência anterior, o proposto é corroborado pela presença de sismofácies divergente nas porções basais, marcando, provavelmente, o momento de maior atividade da falha. A presença de sismofácies paralela planar nas porções superiores do intervalo sugere uma diminuição na atividade da falha, uma vez que esta fácies é atribuída à ambientes estáveis e/ou submetidos à taxas de subsidência constante.

O conjunto de informações novamente aponta para uma sedimentação em ambiência lacustre com raseamento para o topo na seqüência 2, entretanto a atuação de sistemas deltaicos se faz mais marcante nesta fase da evolução do rifte.

### Seqüência 3

A seqüência 3 foi reconhecida em toda extensão do bloco 3D de Baixa Grande, sendo este o intervalo mais espesso. O limite inferior ocorre de modo concordante, entretanto em áreas restritas se faz sob a forma de *downlap*. O limite superior ocorre tanto de forma concordante como por truncamento erosional (figuras 11.6 - quadro 1 e 11.4 – quadro 2). A seqüência apresenta refletores sísmicos contínuos. Predominam sismofácies paralela planar e subparalela, contudo também são identificadas clinofomas progradantes *shingled* e oblíqua paralela, sendo a última restrita às porções mais superiores do intervalo (figuras 11.3 - quadro 2, 11.5 – quadro 2, 11.7 - quadros 1 e 2). O intervalo apresenta geometria tabular.

A geração de espaço de acomodação para a sedimentação da seqüência 3 é decorrente de mais um pulso tectônico na bacia, entretanto o limite de seqüências ocorre de maneira bastante peculiar. Supõe-se que em algum momento entre o final da deposição da seqüência 2 e início da seqüência 3 comece a funcionar o sistema de rampa de revezamento criado pela diferença entre os rejeitos das falhas de Baixa Grande e Carnaubais (*vide* capítulo 3 e capítulo 6). Esta feição é de fundamental importância na

dinâmica comportamental das drenagens fluviais, possuindo um reflexo direto nos eventos sedimentares que se seguiram.

É provável que neste momento a principal fonte de aporte sedimentar do lago seja axial, motivo o qual não são evidentes sismofácies progradantes nos perfis longitudinais da bacia. Desta forma as fácies progradacionais passam a ser evidentes em cortes transversais, enquanto que longitudinalmente esperar-se-á observar geometrias montiformes decorrentes da instalação dos sistemas deltáicos (figura 11.9). O fato destas geometrias não serem observadas pode ser decorrente da escala de estudo ou então podem ter sido obliteradas em razão da intensa deformação infligida ao intervalo em questão.

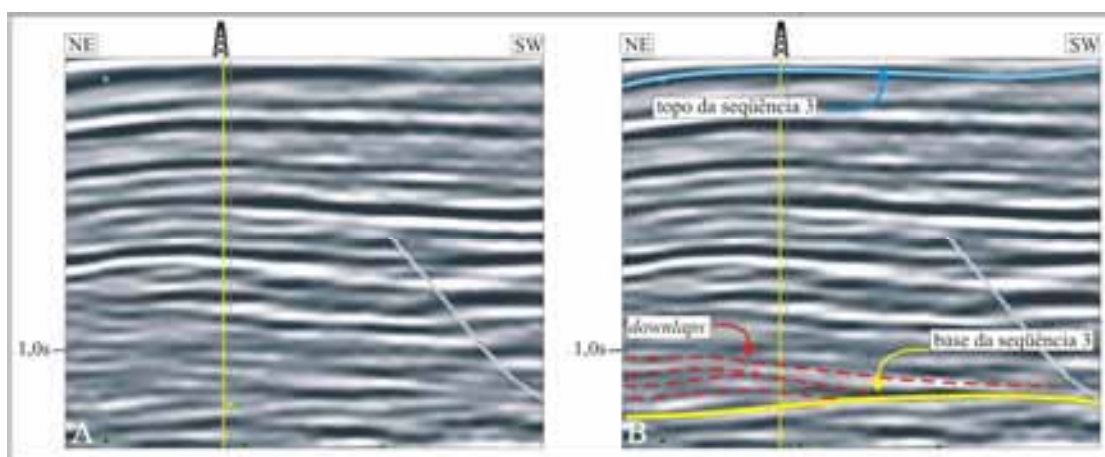


Figura 11.9 – Linha sísmica *crossline* 201 passando pelo poço C. Em A linha não interpretada, em B linha interpretada. A seção transversal à bacia ilustra seu abastecimento axial marcado pela presença de sismofácies progradacionais. Na seção longitudinal (*vide* figura 11.4) o corte da sismofácies é frontal, de modo que este se dispõe em forma paralela planar falseando o processo deposicional interpretado.

O limite superior concordante entre as seqüências 3 e 4, e limite inferior concordante entre as seqüências 3 e 2, sugere que não houve erosão entre as mesmas, o que pode ser explicado pela presença de um hiato não deposicional e/ou pela presença de uma concordância correlativa. O fato de que em áreas restritas da seqüência 2 é observada a presença de *toplaps* em seu limite superior, evidencia o aumento da taxa de aporte sedimentar em relação a taxa criação de espaço de acomodação. A atuação da rampa de revezamento otimiza o abastecimento do lago rifte através da canalização do sistema de drenagens marginais ao graben, inclusive com possível contribuição do sistema de abastecimento do graben da Falha de Carnaubais, fazendo com que o nível base do lago se restabeleça rapidamente, evitando a formação de uma superfície erosiva de ampla extensão areal. Assim, o conjunto de informações permite inferir que este limite seja marcado por uma discordância não deposicional que em alguns setores entra para uma concordância correlativa.

As sismofácies paralela planar e subparalela evidenciam a relativa aquiescência tectônica que se segue após o último pulso responsável pela criação de novo espaço de acomodação que antecede a sedimentação desta sismoseqüência. O raseamento do lago é marcado na porção superior do intervalo pela presença de sismofácies *shingled*, típicas de sistemas de águas rasas em condições de aporte sedimentar e subsidência relativamente lenta associadas a um nível de base estacionário. O final da deposição da sismoseqüência

3 é marcado por uma taxa de acomodação decrescente indicada pela ocorrência de sismofácies oblíqua paralela, que indicam a geração de uma superfície de *bypass*, sugerindo alta energia, alta taxa de suprimento sedimentar e nível de base estacionário.

É bastante provável que durante a deposição das seqüências 1 e 2 o Graben de Umbuzeiro esteve segmentado em dois compartimentos, noroeste e sudeste. O primeiro tendo como borda a Falha de Baixa Grande, e o segundo a Falha de Carnaubais. Assim, nas áreas mais proximais à rampa de revezamento é possível que a sedimentação tenha ultrapassado o limite do compartimento noroeste em decorrência da subida relativa do nível de base, conectando o mesmo ao compartimento sudeste e ampliando a área do lago sin-rifte. O suposto é baseado no arranjo dos refletores sísmicos das sismoseqüências 3 e 4 nesta região da área de trabalho. Estes estão dispostos de modo bastante contínuo sendo truncados pela falha de borda (figura 11.10). Nas zonas proximais à falha de borda não são observadas feições indicativas de processos de escorregamento, ou mesmo de deformações penecontemporâneas. Tal fato leva a inferir uma sedimentação contínua nesta área, sendo o falhamento dos pacotes causado pela propagação do sistema de falhas normais em um evento de reativação posterior à deposição destes pacotes.



Figura 11.10 – Linha sísmica *inline* em zona proximal à rampa de revezamento. Notar a continuidade dos refletores sísmicos. A ausência de feições indicativas de escorregamentos sugere que a deposição destes estratos tenha ultrapassado os limites do graben criado pela Falha de Baixa Grande, sendo então posteriormente falhados em algum evento de reativação da falha de borda.

A ausência de sismofácies que indiquem espessamento dos estratos em direção à falha de borda pode então ser entendida como resultado do equilíbrio entre as taxas de aporte sedimentar e de subsidência em ambas as margens. Esta situação, provavelmente, foi desencadeada pela influência do sistema de rampa de revezamento, que por sua vez promove a otimização do sistema de abastecimento do lago sin-rifte e, por conseguinte o incremento no aporte de sedimentos.

#### Seqüência 4

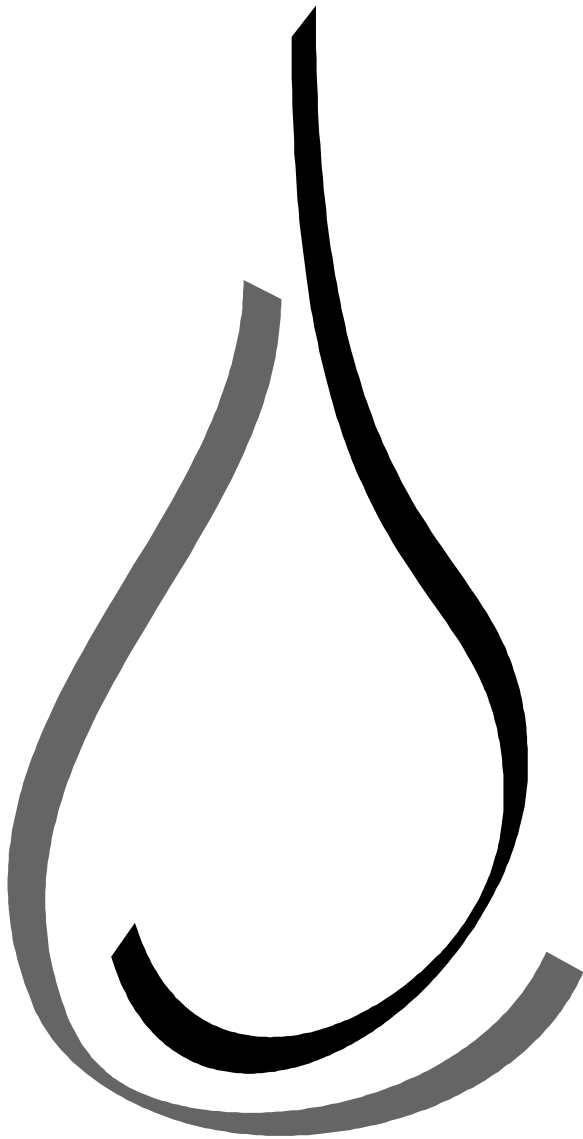
A sismoseqüência 4 não ocorre na porção extremo nordeste da área pesquisada (figura 11.6 - quadro 1), sendo descrita em todo restante do bloco. O limite inferior da seqüência é freqüentemente marcado por terminações dos refletores em *downlap*, contudo em algumas regiões ocorre de forma concordante. O limite superior é erosivo e marca o contato entre as formações Pendência e Alagamar. Os refletores sísmicos são bastante descontínuos. São descritas sismofácies paralela descontínua, além de

sismofácies oblíqua paralela e *shingled* (figura 11.6 - quadro 1). O intervalo, aparentemente, possui geometria tabular, contudo é importante lembrar do caráter fortemente erosivo da discordância entre as formações Pendência e Alagamar, o que pode ter retirado uma parte substancial de seu registro.

A análise do conteúdo sedimentológico desta seqüência indica uma contribuição inexpressiva de pelitos, sendo este, essencialmente, psamítico (*vide* Capítulo 8, página 68). A ausência de sedimentos finos pode ser interpretada com uma sedimentação dominante em ambiente de águas rasas. Desta forma é possível que o início da deposição da sismoseqüência 4 tenha ocorrido por um pulso tectônico de magnitude consideravelmente inferior aos que o antecedem. A intercalação de delgadas camadas de folhelhos é, provavelmente, provocada por mudanças climáticas responsáveis por variações no nível de base do lago. A presença de canais fluviais e/ou de canais distributários de planície deltaica, indica uma sedimentação em ambiente com forte influência fluvial, provavelmente em um cenário de lago assoreado (figuras 11.5 - quadro 1 e 11.4 - quadro 1). A sismofácies progradacional oblíqua paralela é comumente resultante de uma sedimentação em alta energia, alta taxa de suprimento sedimentar e nível de base estacionário. A sismofácies progradacional *shingled* é associada a sistemas de águas rasas em condições de aporte sedimentar e subsidência relativamente lenta associada a um nível de base estacionário. Assim, tais observações novamente sugerem uma sedimentação predominantemente em águas rasas.

Descrever a evolução desta sismoseqüência é bastante especulativo posto que a mesma não se encontra completamente preservada em função do evento erosivo observado no limite superior do intervalo. No entanto, aparentemente, sua deposição corresponde ao estágio final de evolução da fase sin-rifte da bacia. Neste momento ocorre o assoreamento do lago rifte, dominando uma sedimentação de caráter essencialmente psamítica marcada por uma expressiva contribuição fluvial. A aparente ausência de espessamento das camadas em direção a falha de borda pode, mais uma vez, ser resultado da influência de uma rampa de revezamento criada entre as falhas de Baixa Grande e Carnaubais, a qual equilibrou as taxas de aporte sedimentar em ambas as margens do lago sin-rifte.

# EVOLUÇÃO GEOLÓGICA



Capítulo 13.

---

## 12. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A integração das informações estruturais e estratigráficas permite inferir o modelo proposto de evolução geológica para a porção sudoeste do Graben de Umbuzeiro. Os eventos de sedimentação e deformação dos estratos da fase rifte da bacia são o reflexo direto da geometria e do comportamento da Falha de Baixa Grande, sua correlação com a Falha de Carnaubais, e em menor escala, das variações climáticas. É possível compartimentar a evolução do pacote rifte, em quatro estágios evolutivos, a saber: estágio I – atuação da Falha de Baixa Grande como falha lítrica de crescimento, deposição das seqüências 1 e 2; estágio II – início da instalação da rampa de revezamento, deposição das seqüências 3 e 4, desenvolvimento das geometrias *flat-ramp* no plano da Falha de Baixa Grande e conseqüente formação de dobramentos distensionais sin-sedimentares; estágio III – assoreamento do lago rifte, término da deposição da seqüência quatro; e estágio IV – desenvolvimento de geometrias *flat-ramp* no plano da falha e conseqüente formação dos dobramentos distensionais pós-sedimentares.

### ESTÁGIO I

O início da fase rifte é marcado por um evento distensional de sentido NNW-SSE, que culmina com a geração do meio graben. Ocorre então a deposição da seqüência 1 em um sistema de lago profundo com contribuições subordinadas de sistemas de leques aluviais/deltaicos na margem falhada e deltas na margem flexural. A base da seqüência é composta por sedimentos finos provenientes do sistema de drenagens estabelecido anteriormente a este pulso tectônico, o que explica a maturidade textural dos sedimentos, conforme pode ser observado nos perfis litológicos (*vide* Capítulo 8, página 64). Na medida em que a atividade tectônica diminui um novo sistema de drenagens é estabelecido contribuindo com uma sedimentação psamítica e pefítica. Um novo pulso tectônico cria novo espaço de acomodação permitindo a deposição da seqüência 2. Ainda em ambiente lacustre ocorre a sedimentação da seqüência 2, entretanto a atuação de sistemas deltaicos é mais expressiva, sendo marcada por um aumento na quantidade de sedimentos psamíticos.

O registro do funcionamento da Falha de Baixa Grande é marcado no pacote sedimentar pelo notável espessamento dos estratos da margem flexural em direção à margem falhada, indicando a atividade da falha e o conseqüente funcionamento como falha lítrica de crescimento (figura 12.1.)

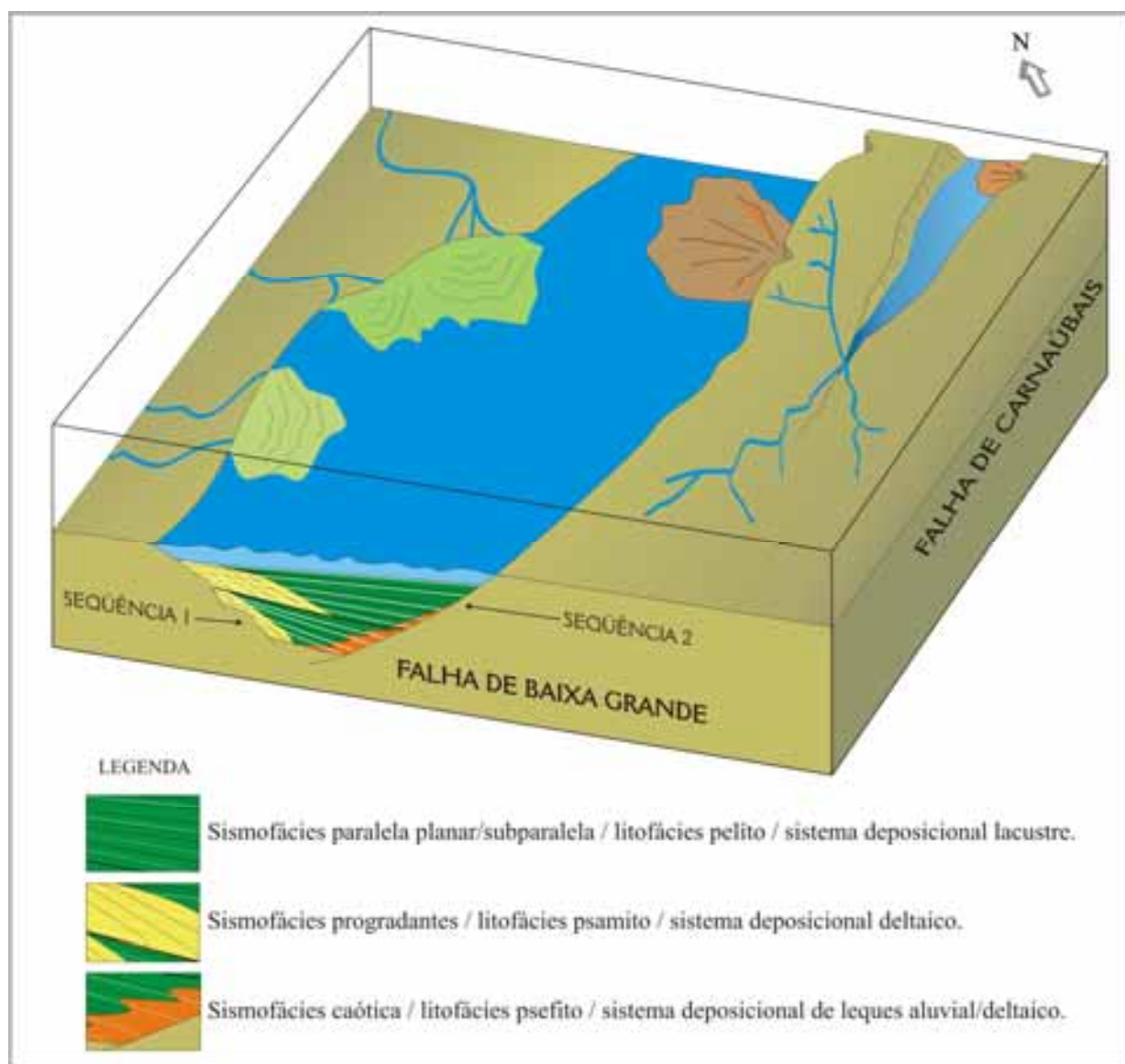


Figura 12.1 – Estágio I de evolução da porção SW do Graben de Umbuzeiro. Deposição das seqüências 1 e 2. Falha de Baixa Grande funcionando como uma falha de crescimento. Notar o espessamento dos estratos em direção à margem falhada do graben.

## ESTÁGIO II

A deposição das seqüências 3 e 4 corresponde, também, a novos pulsos tectônicos responsáveis pela criação de espaço de acomodação. A ausência de espessamento de camadas nestas seqüências é interpretada como resultante da atuação do sistema de rampa de revezamento formado pela diferença de rejeitos entre as falhas de Baixa Grande e Carnaubais. O rejeito da Falha de Carnaubais é mais acentuado em sua porção nordeste e diminui progressivamente na medida em que se aproxima da Falha de Baixa Grande. Na porção sudoeste do graben, a Falha de Carnaubais dispõe rejeitos mínimos, enquanto a Falha de Baixa Grande apresenta seu rejeito mais acentuado. Os diferentes rejeitos destas falhas são responsáveis pela geração de uma grande rampa de revezamento, de mergulho para NE, em direção ao centro do graben, conforme reconhecido por Soares (2000).

A instalação da rampa de revezamento inicia, possivelmente, em algum momento entre o fim da deposição da seqüência 2 e início da deposição da seqüência 3. Esta feição

morfológica otimiza o sistema de drenagens aumentando o suprimento de sedimentos, o que proporciona o equilíbrio entre a taxa de aporte sedimentar e taxa de subsidência na margem falhada da bacia. É possível que o lago rift ultrapasse o limite da Falha de Baixa Grande nas regiões proximais à rampa (*vide* capítulo 11; figura 12.2).

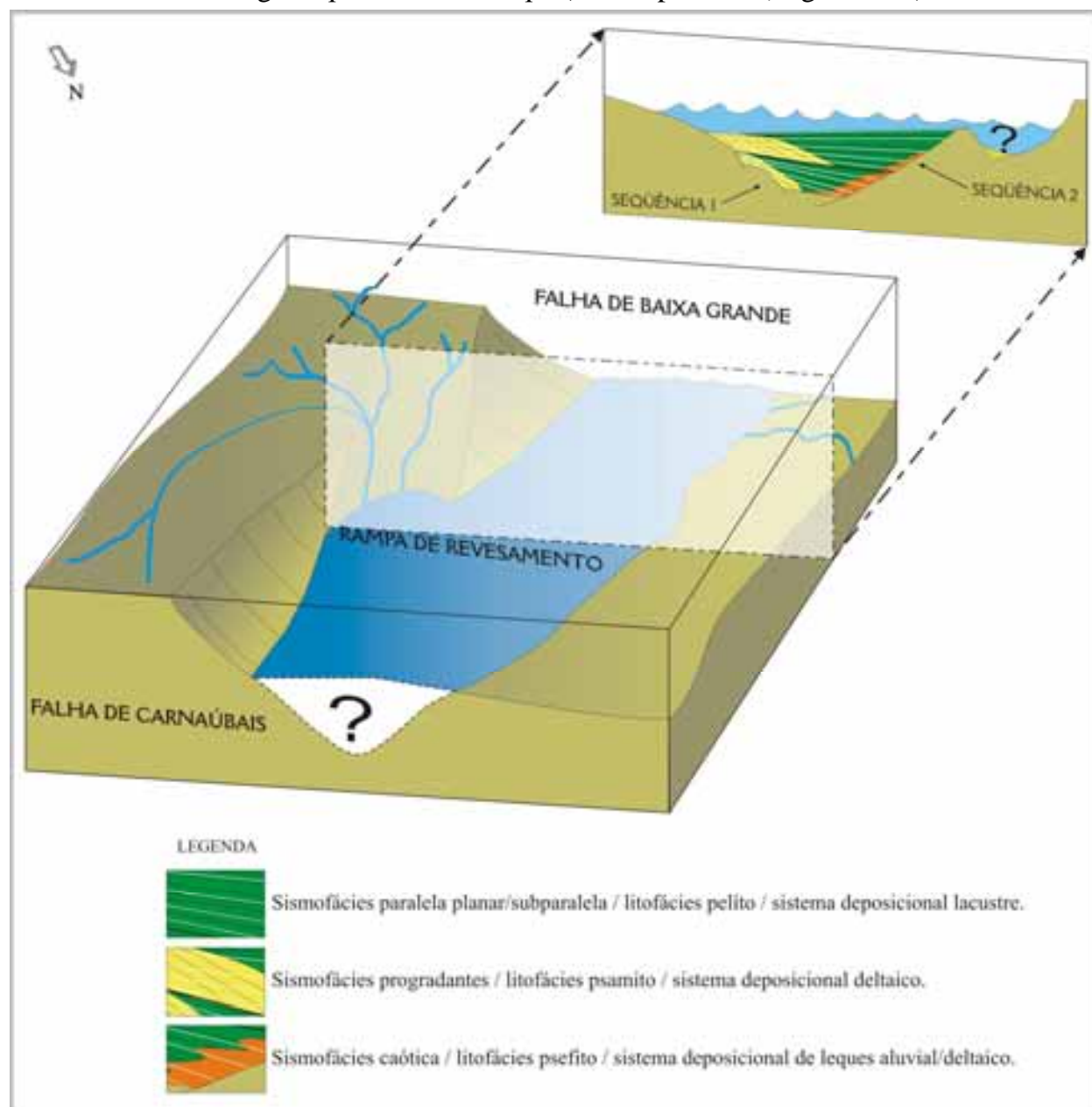


Figura 12.2 – Estágio II de evolução da porção SW do Graben de Umbuzeiro. Deposição das seqüências 3 e 4 sob influência da rampa de revezamento formada entre as falhas de Baixa Grande e Carnaubais. Notar a inversão da projeção do desenho em relação à Figura 13.1 (posição do norte geográfico)

No estágio II a atividade da Falha de Baixa Grande apresenta grande complexidade. Em determinados segmentos possui uma geometria lítrica sem indícios de funcionamento como falha de crescimento; isto é, provavelmente, resultado do equilíbrio entre as taxas de aporte sedimentar e de criação de espaço de acomodação provocado pela rampa de revezamento. Enquanto que em outros segmentos ocorrem indícios do desenvolvimento de geometria do tipo *flat-ramp* no plano da falha.

A gênese dos dobramentos é interpretada como sin-sedimentar (figura 12.3) quando ocorre afinamento de estratos no eixo do dobramento formando uma ‘seção condensada’ associada à presença de *onlaps* basais nos flancos do dobramento (Matos 2004, notas de aula).

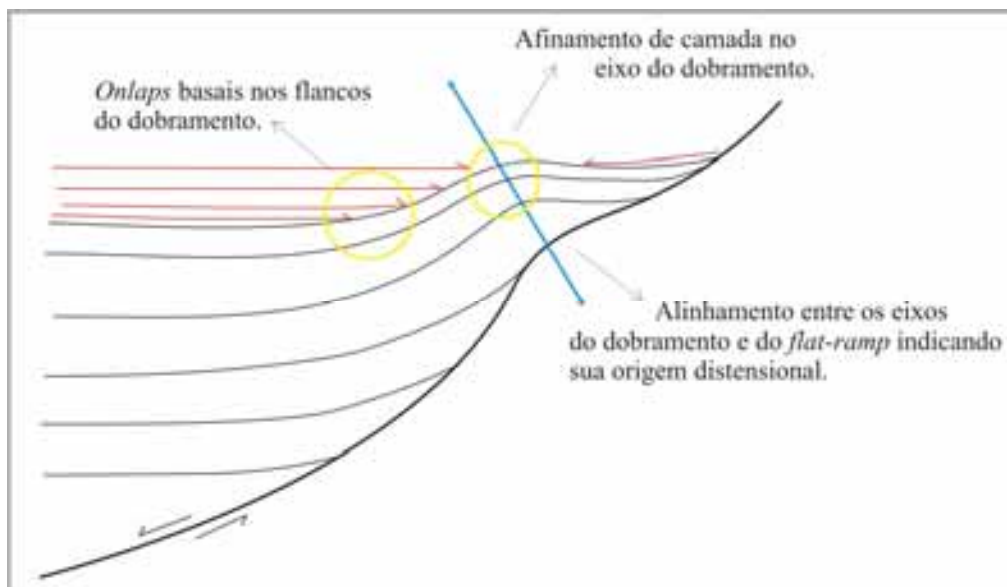


Figura 12.3 – Modelo de dobramento distensional de gênese sin-sedimentar. O alinhamento entre os eixos do *flat-ramp* no plano da falha e o eixo do dobramento é indicativo de sua origem distensional. A presença de *onlaps* nos flancos do dobramento e afinamento de camada no eixo do dobramento sugere a atividade da falha durante os eventos deposicionais do intervalo estudado (modificado de Matos 2004, notas de aula).

A observação de todo intervalo da seqüência 3 não indica afinamento de camada no eixo dos dobramentos, tampouco são observados *onlaps* nos flancos dos dobramentos em seu limite superior. Entretanto a observação dos estratos internos à seqüência constata a presença de feições sismoestratigráficas e estruturais indicativas do desenvolvimento de uma geometria *flat-ramp*, e a conseqüente formação de dobramentos distensionais, durante os eventos sedimentares responsáveis pela construção do intervalo. Assim é possível inferir que a gênese dos diversos dobramentos distensionais mapeados no 3D Falha de Baixa Grande é diácrona, podendo ocorrer em distintas fases da formação da seqüência 3 e, possivelmente, da seqüência 4. A Figura 12.4 ilustra a gênese sin-sedimentar de um dobramento distensional na porção sudeste da área de estudo durante a sedimentação da seqüência 3.

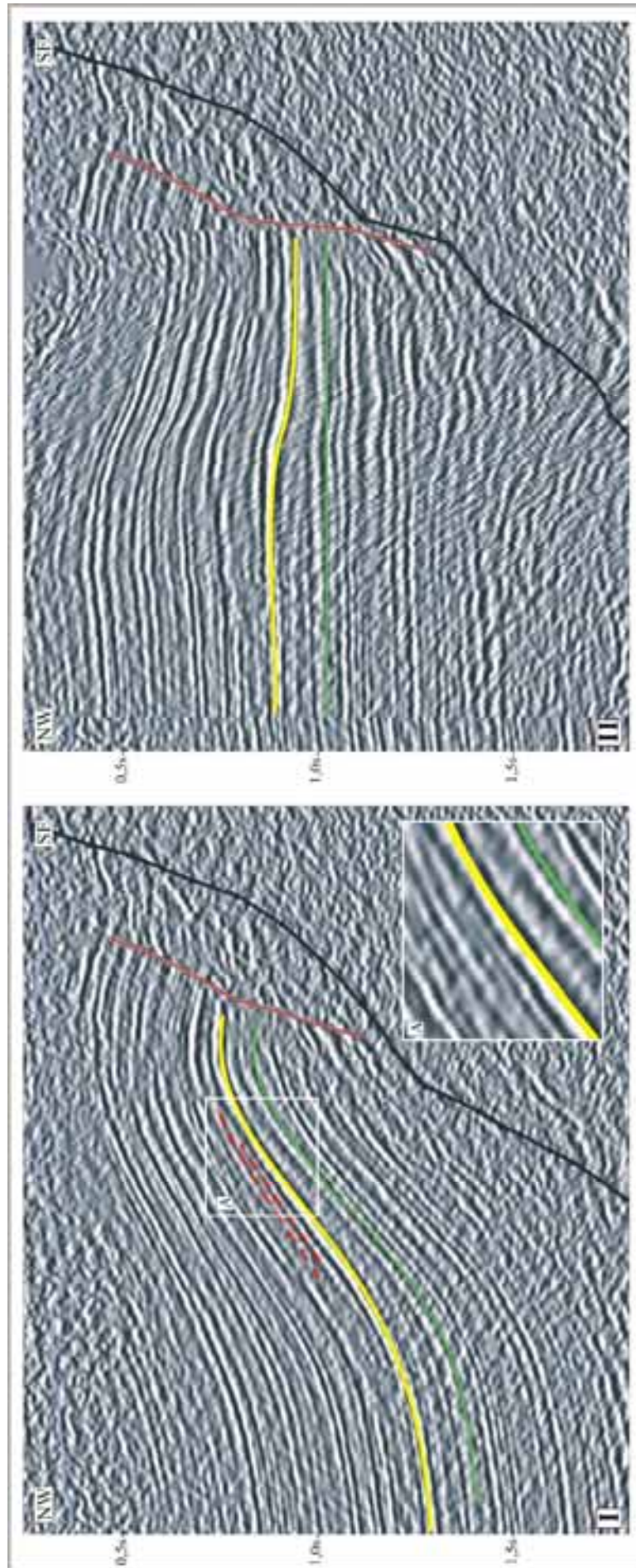


Figura 12.4 - Linha sísmica *in/line* 100 apresentando dobramento distensional sin-sedimentar. Em I tem-se com *datum* de referência a topografia de terreno, notar no detalhe A a presença de *onlaps* basais no flanco esquerdo do dobramento. Em II tem-se como *datum* de referência o horizonte sísmico verde, a mudança de *datum* é uma ferramenta operacional do software *SeisVision* para evidenciar o afinamento de camada no eixo do dobramento. Estas feições são indicativas da atividade da falha e formação da geometria *flat-ramp* durante a deposição da Sequência 3.

### ESTÁGIO III

Este estágio corresponde ao término da deposição da seqüência 4 e conseqüentemente ao assoreamento do lago rifte. A ausência de *onlaps* nos flancos de determinados dobramentos distensionais em conjunto com ausência de afinamento de camada no eixo do dobramento é indício de que até o término da fase rifte, o desenvolvimento de geometrias *flat-ramp* não tenha ocorrido em toda extensão da Falha de Baixa Grande, e conseqüentemente de todos dobramentos distensionais mapeados (figura 12.5).

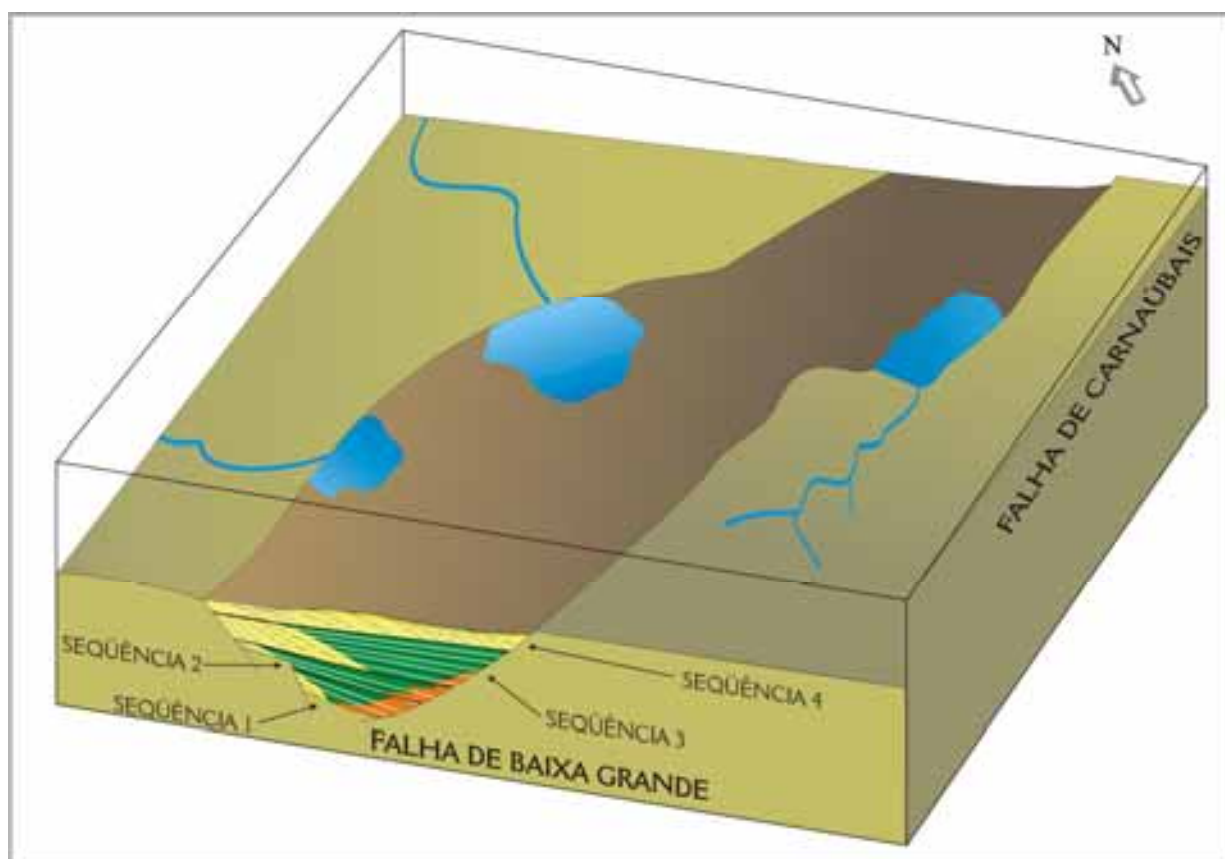


Figura 12.5 – Estágio III de evolução da porção SW do Graben de Umbuzeiro. Até o término da deposição da seqüência 4, a Falha de Baixa Grande ainda apresenta geometria lítrica em determinadas porções.

### ESTÁGIO IV

O último estágio de evolução da porção sudoeste do Graben de Umbuzeiro é marcado pela formação de novas geometrias *flat-ramp*. A ausência das feições típicas da gênese sin-sedimentar em determinados dobramentos aponta para uma origem pós-sedimentar em algumas posições da bacia, conforme pode ser observado na figura 12.6. O modelo ilustrado pela figura 12.7 representa o último estágio da evolução rifte da área estudada.

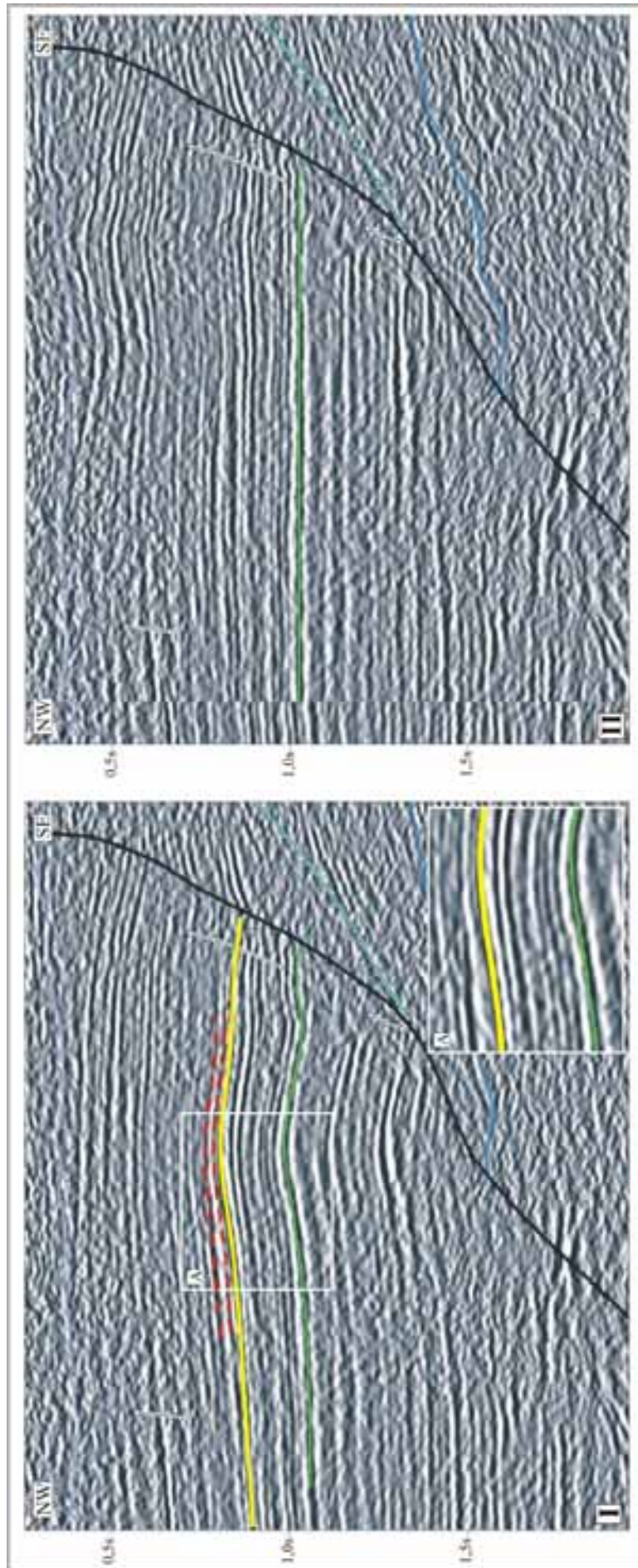


Figura 12.6 - Linha sísmica *in/line* 1180 apresentando dobramento distensional pós-sedimentar. Em I tem-se com *datum* de referência a topografia de terreno, notar no detalhe A a ausência de *overlaps* basais no flanco esquerdo do dobramento. Em II tem-se como *datum* de referência o horizonte sísmico verde, a mudança de *datum* é uma ferramenta operacional do *software* SeisVision para evidenciar o ausência de afinamento de camada no eixo do dobramento. Estas feições são indicativas da origem do dobramento como posterior a deposição da Sequência 4.

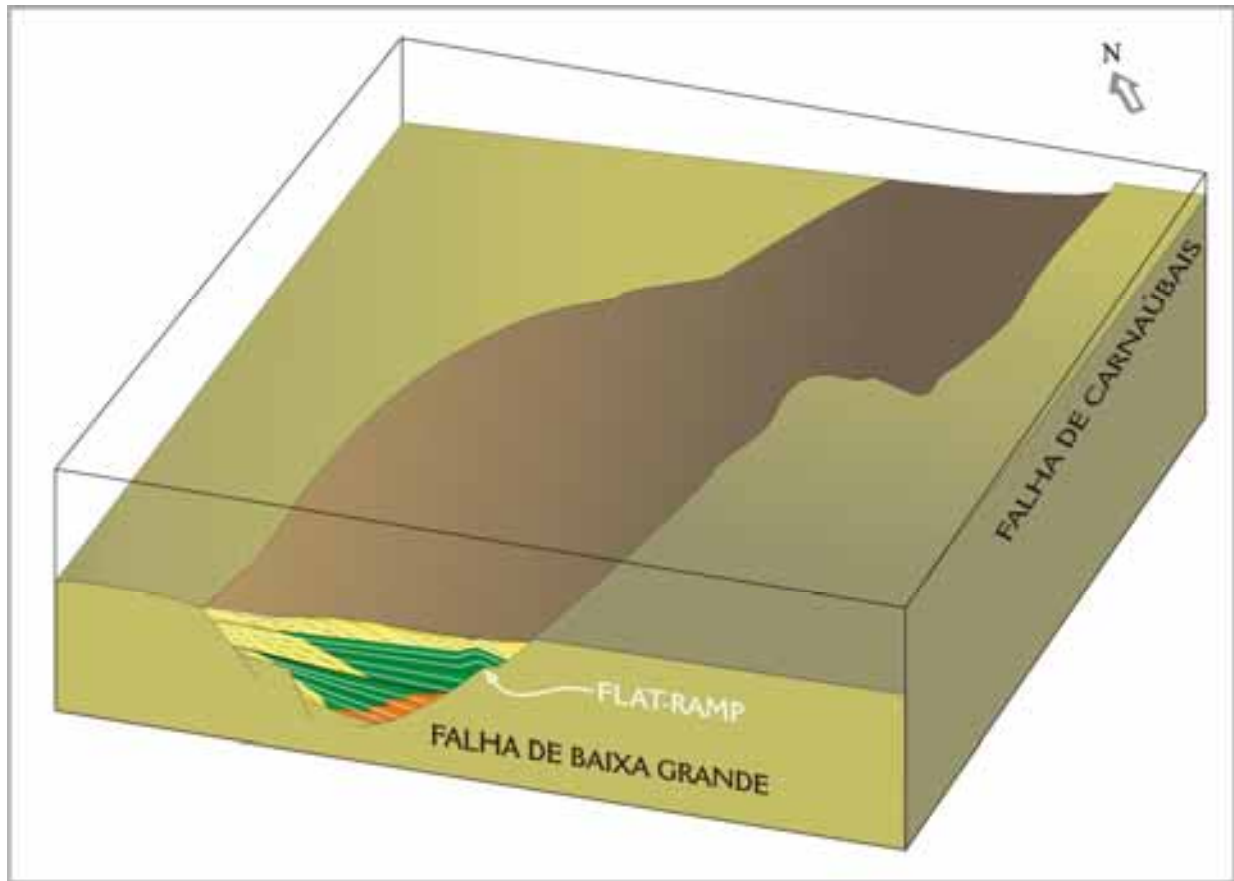
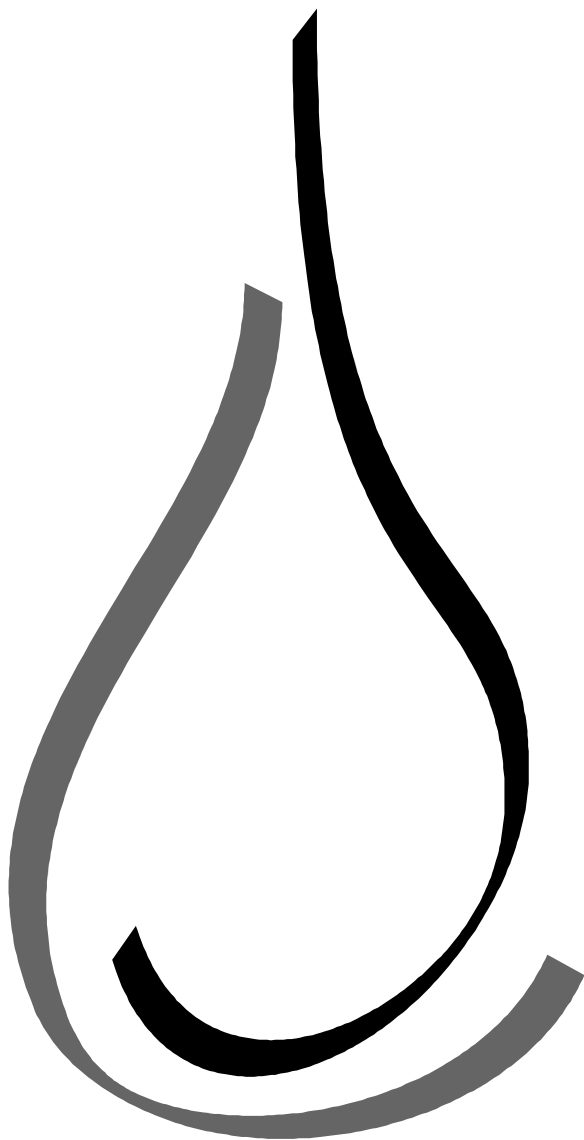


Figura 12.7 – Estágio IV de evolução da porção SW do Graben de Umbuzeiro. Formação da geometria *flat-ramp* da Falha de Baixa Grande e desenvolvimento pós-sedimentar dos dobramentos distensionais associados a tal geometria.

# IMPLICAÇÕES PARA EXPLORAÇÃO DE HIDROCARBONETOS



Capítulo 12.

## 13. IMPLICAÇÕES PARA EXPLORAÇÃO DE HIDROCARBONETOS.

### 13.1 O PETRÓLEO NA BACIA POTIGUAR

A Bacia Potiguar é a maior produtora de petróleo em terras emersas brasileiras repondo por cerca de 28% das reservas *onshore*. Os projetos de pesquisa vêm se intensificando na bacia e após a 6ª rodada do BID foram concedidos blocos inseridos na área do presente trabalho (figura 13.1). A perspectiva da indústria é de crescimento associado a novas descobertas.



Figura 13.1 – Mapa dos blocos da 6ª rodada do BID na Bacia Potiguar, em destaque o bloco do 3D da Falha de Baixa Grande, área do presente trabalho (imagem do banco de dados do BID).

A prospecção de óleo na Bacia Potiguar está, principalmente, associada a reservatórios siliciclásticos formados em suas três principais fases de evolução tectônica (Bertani *et al.*, 1990). Dentre estes são reconhecidos dois grupos principais representados por reservatórios da seqüência continental e transicional (Trindade *et al.*, 1992). Associados ao processo de rifteamento, ocorreram fluxos térmicos causados pela dissipação do calor injetado na litosfera, responsável direto pela maturação precoce e tardia da matéria orgânica presente na bacia. O fato de o rifte ter atingido profundidades superiores a 5.000 metros junto aos depocentros, pode ter gerado condições precoces de formação de hidrocarbonetos ainda na fase rifte (Matos *et al.*, 1987).

Na seqüência rifte o habitat do óleo pode ser do tipo estrutural ou combinado estrutural-estratigráfico. Os principais prospectos estão relacionados à falhas normais com rotação de blocos, falhas normais antitéticas, falhas normais com rejeito lateral, falhas de transferência e deslizamentos gravitacionais (estruturas anticlinais) (Bertani *et al.*, 1990). A fonte do óleo é atribuída a folhelhos neocomianos (Formação Pendência) e aptianos (Formação Alagamar) depositados em ambientes lacustres (Trindade *et al.*, 1992).

A seqüência transicional tem como principais tipos de prospecto homoclinais truncados por canyons erosionais e estruturas dômicas associadas a falhas transcorrentes (Bertani *et al.*, 1990). Esta seqüência compreende os folhelhos e margas da Formação Alagamar depositados em ambiente marinho transicional hipersalino (Trindade *et al.*,

1992). Apesar do óleo dos prospectos ter sido gerado na própria seqüência, é significativa a contribuição de hidrocarbonetos da fase sin-rifte.

Na seqüência drifte o óleo está associado a prospectos estruturais, combinados estruturais-estratigráficos e paleogeomórfico. O óleo ocorre principalmente nas rochas da Formação Açú, sendo o tipo de prospecto relacionado à geometria dos reservatórios, posto que esta formação abrange diversos ambientes deposicionais. O óleo acumulado nesta seqüência é alóctone, gerado na Formação Alagamar e com contribuição de folhelhos da seqüência rifte. Assim, os reservatórios se comunicam por meio de sistemas de fraturas e/ou descontinuidades stratigráficas, observadas com maior freqüência ao longo das falhas principais e linhas de flexura reativadas após o Cretáceo (Bertani *et al.*, 1990).

### **13.1 TRAPAS DE HIDROCARBONETOS E A GEOMETRIA DA FALHA DE BAIXA GRANDE**

A geometria da falha de borda é a principal condição de contorno da deformação associada à vizinhança da área movimentada no 3D da Falha Baixa Grande (*vide* capítulo 5 e 10). Desta forma está intimamente associada à origem de trapas de hidrocarbonetos do tipo estrutural e combinado estrutural-estratigráfico, principais habitats de hidrocarbonetos na fase rifte da bacia. O mapeamento de detalhe da geometria da falha permitiu a compressão de seu impacto na deformação dos estratos sedimentares. A correlação do padrão deformacional associado a um determinado comportamento do plano da falha, em conjunto com o mapeamento de depósitos conhecidos a localização dos campos de petróleo conhecidos na área de trabalho tem um caráter preditivo na localização de estruturas dobradas de padrão similar, o que analogamente pode configurar novas potenciais trapas de hidrocarbonetos.

Os campos de Brejinho, Cachoeirinha, Caraúbas e Várzea Redonda (figuras 13.2 a 13.5, respectivamente) exemplificam os principais tipos de trapas mapeadas na área de trabalho. São dobramentos distensionais anticlinais suaves de pequena amplitude com eixo aproximado NE-SW. Geometricamente estes dobramentos apresentam variações sutis controladas, essencialmente, por mudanças no comportamento do plano da falha. A análise tridimensional destes dobramentos indica um fechamento quãquãversal formando assim uma feição dômica onde o óleo é armazenado. Nos campos de Brejinho, Caraúbas e Várzea Redonda ocorre a presença de falhamentos secundários associados à Falha de Baixa Grande. Contudo, aparentemente, o principal controle da estrutura é dado pela falha mestre.

A presença dos dobramentos é atribuída ao desenvolvimento de geometrias do tipo *flat-ramp* na superfície da falha, as quais se repetem em outros segmentos da mesma. O padrão de deformação dos estratos é também semelhante, formando dobramentos anticlinais conforme os descrito anteriormente (figuras 13.6 e 13.7). Portanto é possível que tais feições não exploradas funcionem como estruturas armazenadoras, assim como seus análogos, sempre dependendo da qualidade dos potenciais reservatórios.

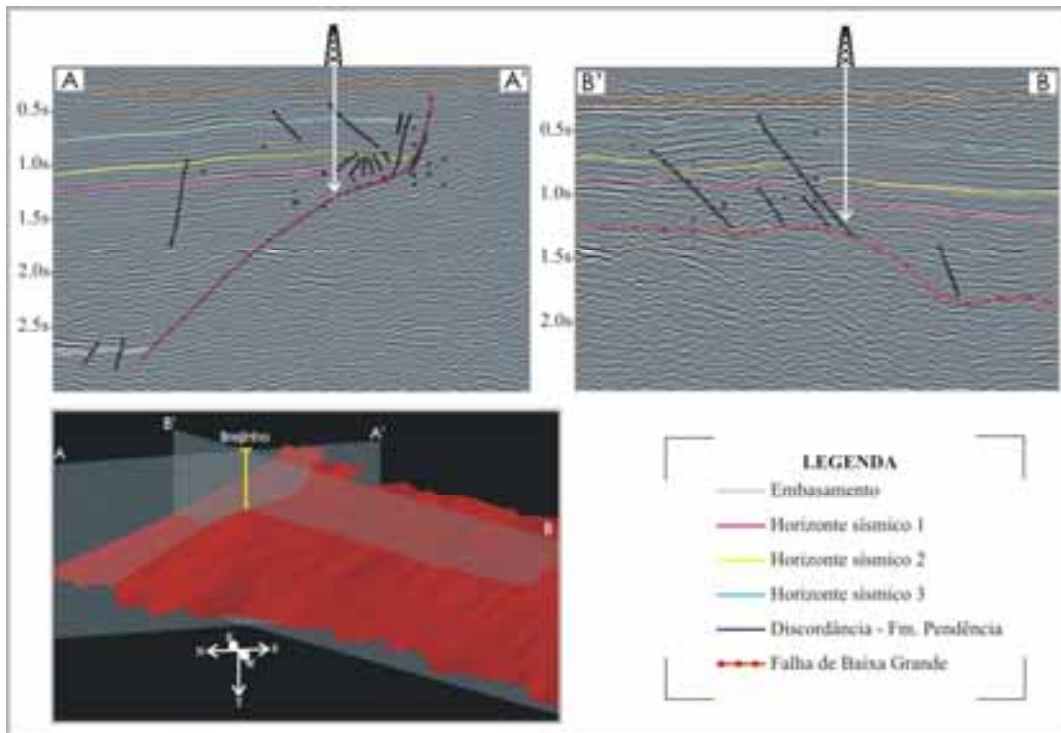


Figura 13.2 – Campo de petróleo Brejinho. Trapa marcada pela presença de dobramento distensional associado ao desenvolvimento de geometria *flat-ramp* no plano da Falha de Baixa Grande. A seção A-A' é uma linha sísmica *inline* onde é possível visualizar a presença de um dobramento anticlinal responsável pelo armazenamento do óleo. A seção B-B' é uma linha sísmica *crossline* onde é possível verificar o fechamento da estrutura formando uma feição dômica.

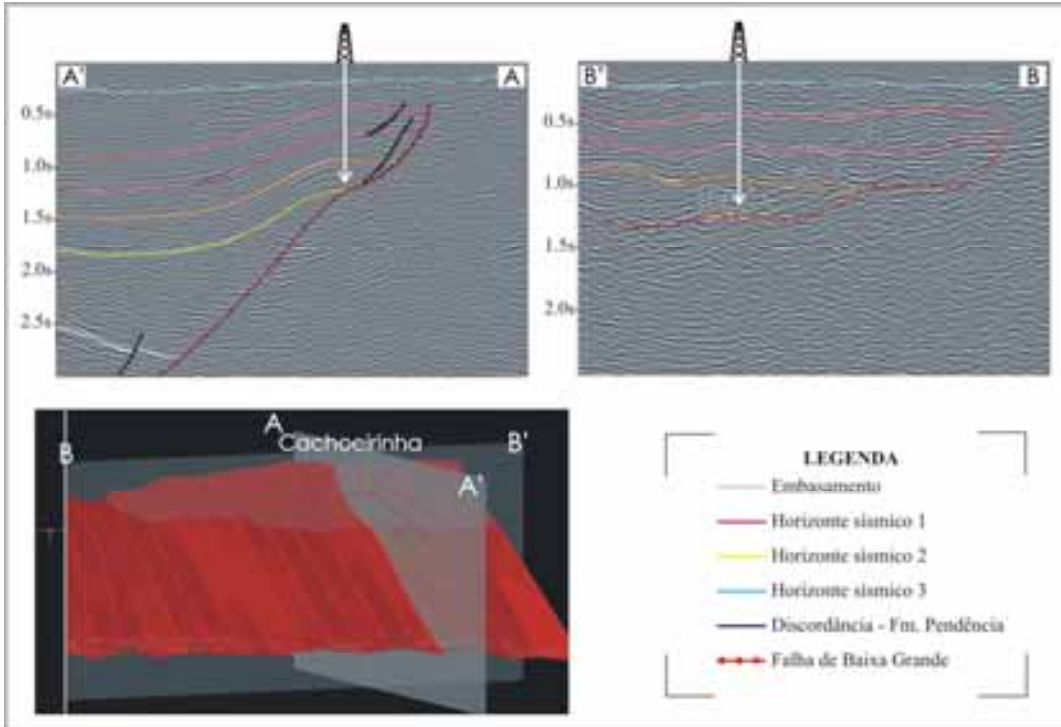


Figura 13.3 – Campo de petróleo Cachoeirinha. Trapa marcada pela presença de dobramento distensional associado ao desenvolvimento de geometria *flat-ramp* no plano da Falha de Baixa Grande. A seção A-A' é uma linha sísmica *inline* onde é possível visualizar a presença de um dobramento anticlinal responsável pelo armazenamento do óleo. A seção B-B' é uma linha sísmica *crossline* onde é possível verificar o fechamento da estrutura formando uma feição dômica.

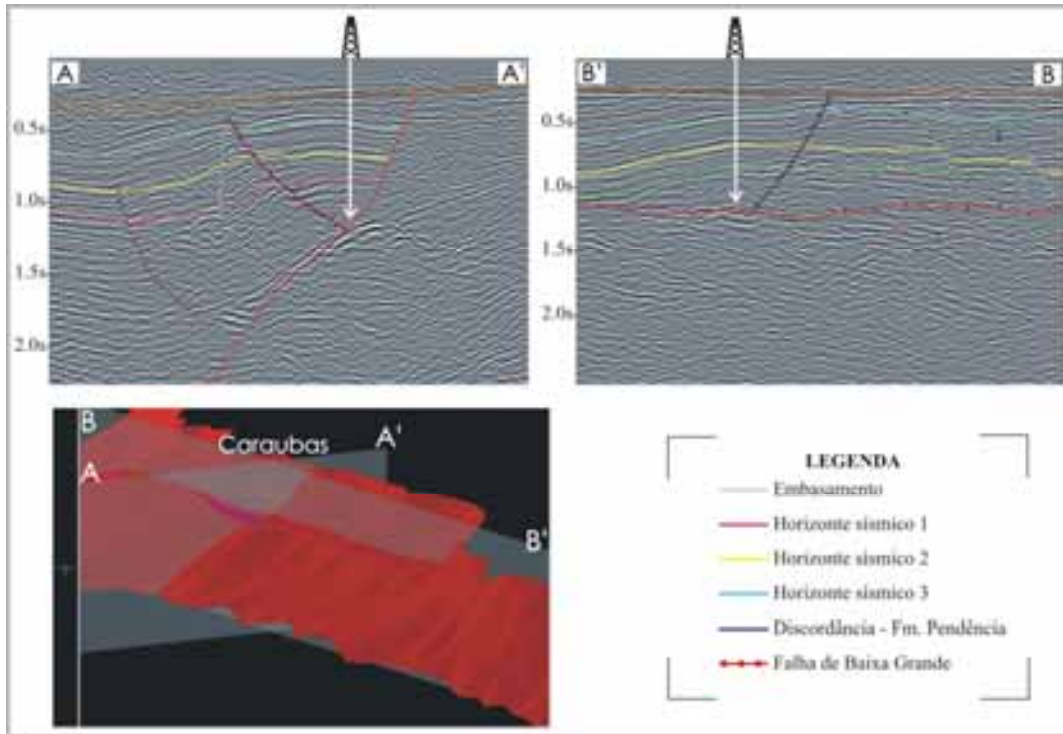


Figura 13.4 – Campo de petróleo Caraúbas. Trapa marcada pela presença de dobramento distensional associado ao desenvolvimento de geometria *flat-ramp* no plano da Falha de Baixa Grande. A seção A-A' é uma linha sísmica *inline* onde é possível visualizar a presença de um dobramento anticlinal responsável pelo armazenamento do óleo. A seção B-B' é uma linha sísmica *crossline* onde é possível verificar o fechamento da estrutura formando uma feição dômica.

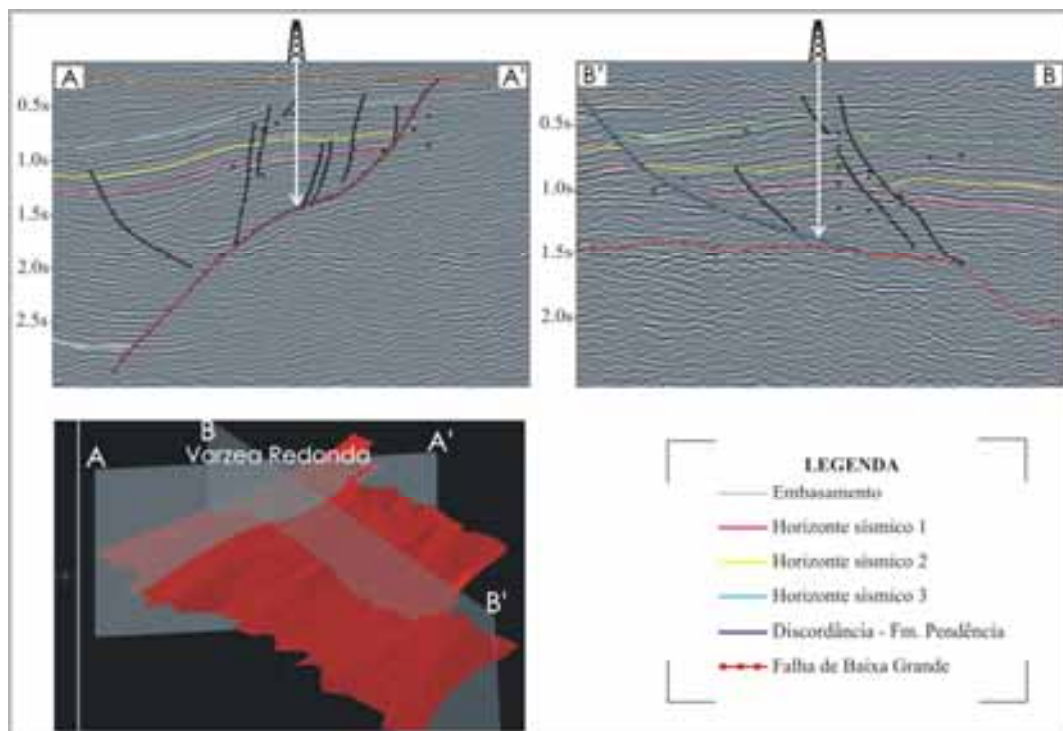


Figura 13.5 – Campo de petróleo Várzea Redonda. Trapa marcada pela presença de dobramento distensional associado ao desenvolvimento de geometria *flat-ramp* no plano da Falha de Baixa Grande. A seção A-A' é uma linha sísmica *inline* onde é possível visualizar a presença de um dobramento anticlinal responsável pelo armazenamento do óleo. A seção B-B' é uma linha sísmica *crossline* onde é possível verificar o fechamento da estrutura formando uma feição dômica.

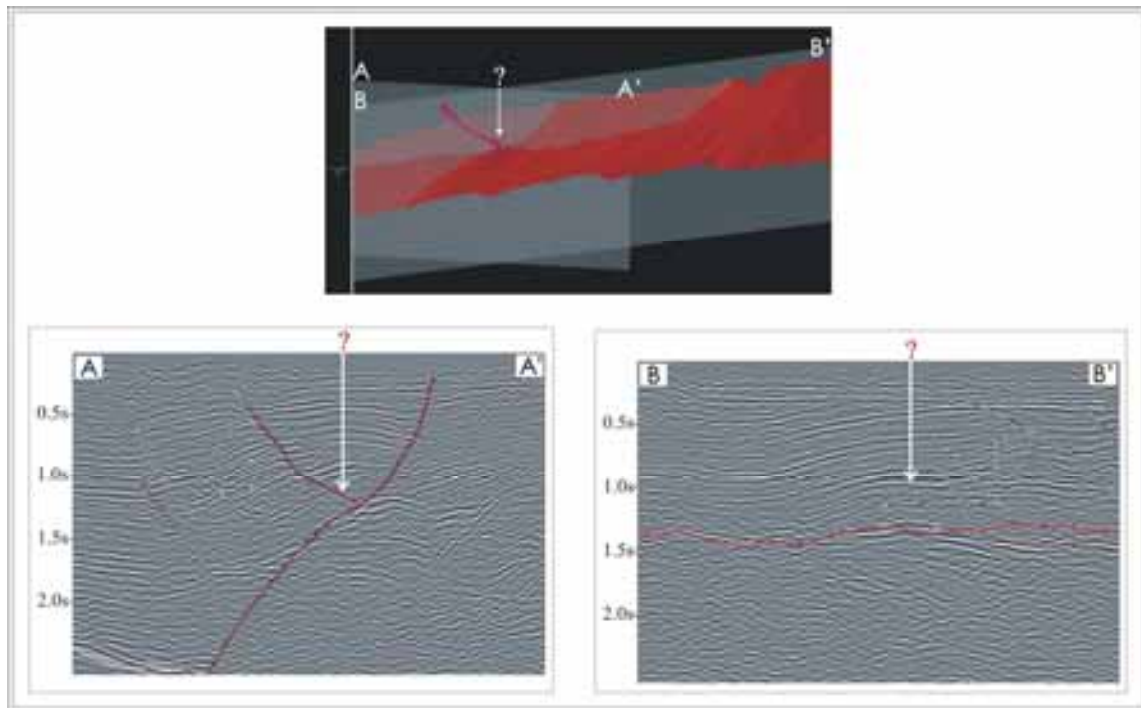


Figura 13.6 – Potencial estrutura armazenadora de hidrocarboneto não explorada. Trapa do tipo estrutural formada por dobramento distensional, notar o fechamento quaquaversal da dobra formando uma estrutura dômica.

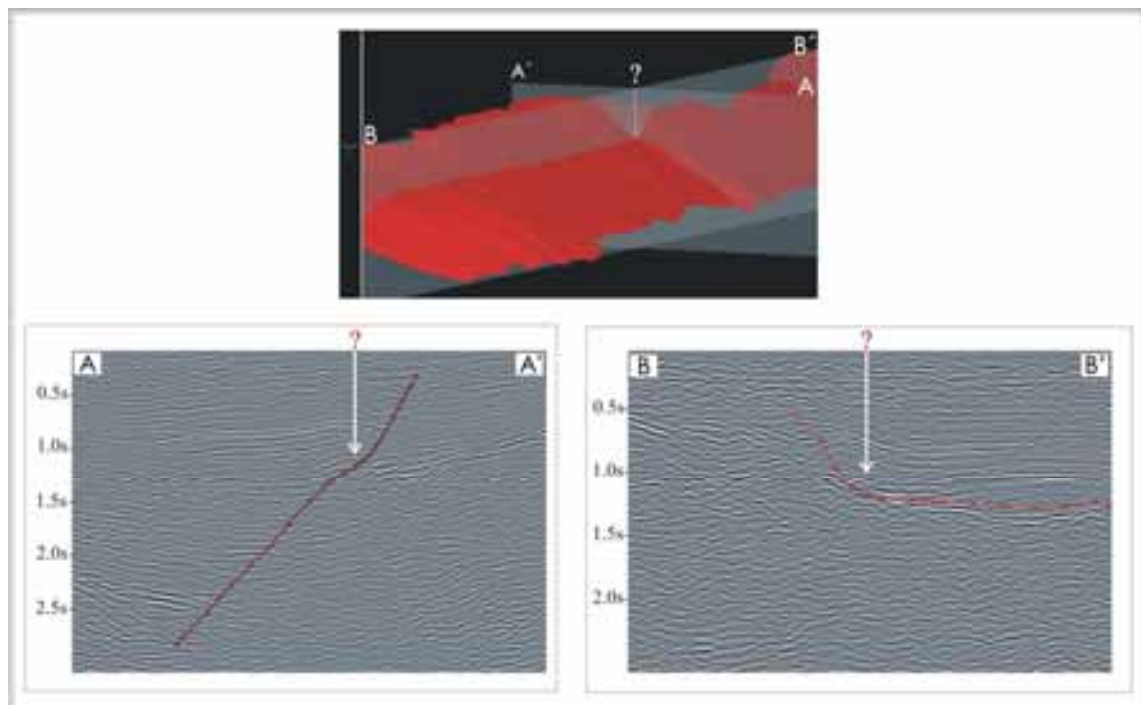


Figura 13.7 – Potencial estrutura armazenadora de hidrocarboneto não explorada. Trapa do tipo estrutural formada por dobramento distensional, notar o fechamento quaquaversal da dobra formando uma estrutura dômica.

Conforme anteriormente concluído, a falha de borda exerce o principal controle estrutural no desenvolvimento das trapas de hidrocarbonetos, porém a expressiva deformação rúptil observada na área de estudo pode, também, ser tão importante quanto a Falha de Baixa Grande em determinadas situações. A partir da análise de imagens sísmicas em tempo (*timeslice*), em conjunto com linhas sísmicas, é possível constatar que as grandes trapas de hidrocarbonetos representadas por dobramentos distensionais anticlinais, podem ter sido compartimentadas em trapas menores. Essa segmentação estrutural é provocada pela atuação de falhamentos secundários, que possivelmente podem ter dado origem, a partir das feições estruturais primárias, a pequenas trapas subordinadas.

A figura 13.8 exemplifica o proposto. A conhecida acumulação de Cachoeirinha (figura 13.3) é uma trapa do tipo estrutural, sendo a estrutura armazenadora um dobramento distensional anticlinal (linha sísmica A-A'). Note na imagem sísmica em tempo (*timeslice*) que uma falha secundária corta a trapa de Cachoeirinha segmentando-a em dois compartimentos. A análise da linha sísmica *inline* B-B' permite constatar que outra trapa é gerada a partir deste falhamento secundários. Note na linha sísmica arbitrária C-C' que o fechamento desta nova trapa é quãquaversal, assim como a acumulação de Cachoeirinha.

Assim acredita-se que após a intensa exploração da Bacia Potiguar emersa na área estudada, dificilmente serão encontradas novas acumulações de grande porte, no jargão da indústria, os chamados 'elefantes'. Contudo, a deformação rúptil, e a intensa presença de falhamentos secundários, podem ter produzido diversas feições estruturais como a apresentada, ampliando de maneira significativa a probabilidade de novos prospectos de menor tamanho a partir da adoção desta nova filosofia exploratória. Por fim, pode se inferir que a indústria do petróleo continuará a expandir por um longo período na Bacia Potiguar emersa desde que subsidiada por projetos de pesquisa que ampliem o conhecimento geológico da região e conseqüentemente dos eventos e fenômenos responsáveis por sua arquitetura.

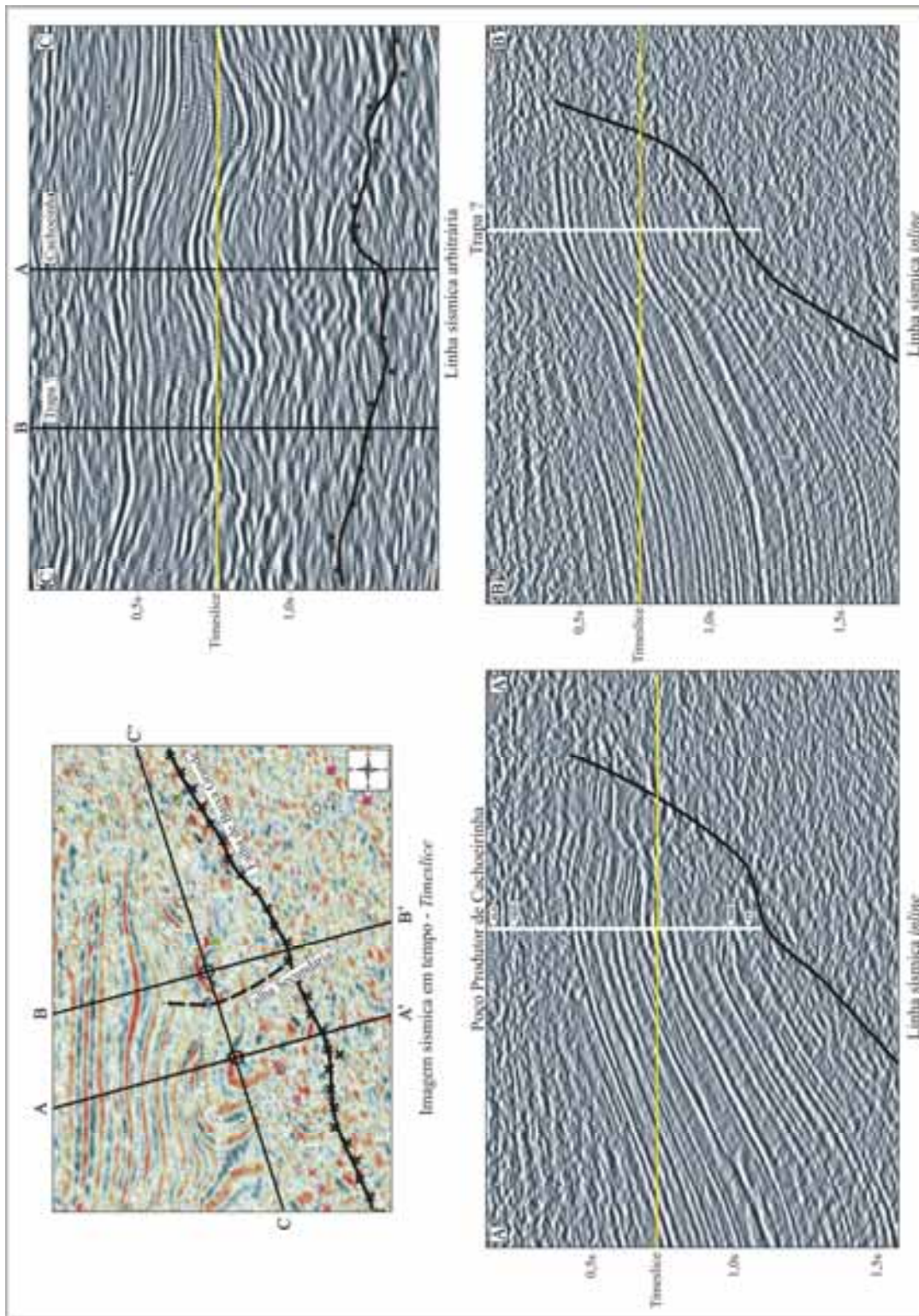
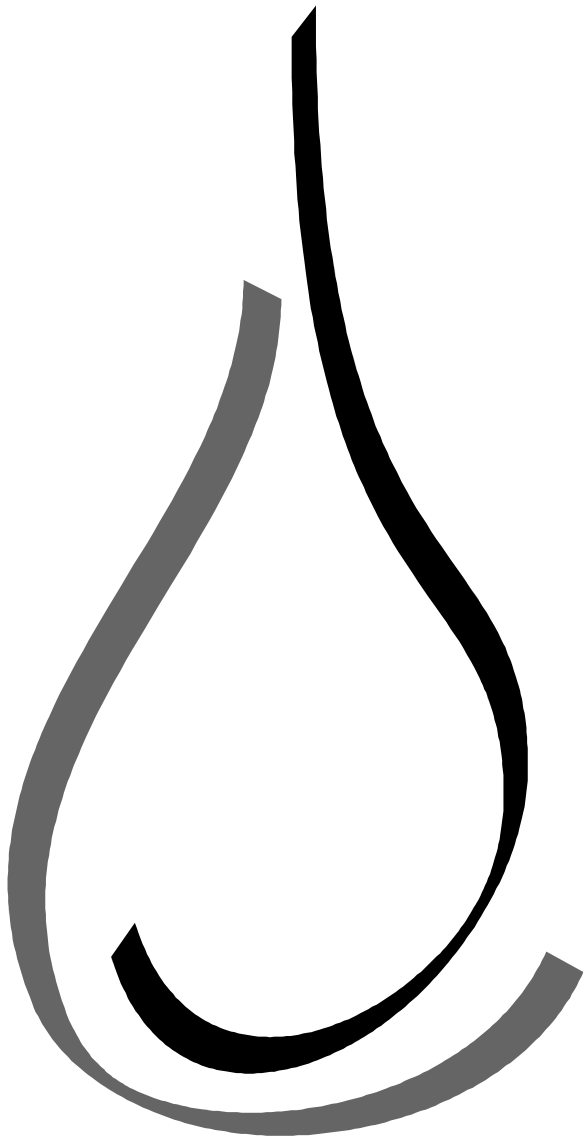


Figura 13.8 - Imagem em tempo sísmico e linhas sísmicas ilustrando a possível geração de novas trapas de hidrocarbonetos a partir da compartimentação de grandes estruturas por meio da atuação de falhamentos secundários. No exemplo é apresentada a conhecida acumulação de Cachoeirinha e sua possível compartimentação.

# CONCLUSÕES



Capítulo 14.

---

## 14. CONCLUSÕES

### ◦ DA GEOMETRIA DA FALHA DE BAIXA GRANDE

A geometria da falha de borda é sem dúvida a principal condição de contorno no controle da deformação dos estratos sedimentares da fase rifte, tendo reflexo direto no arranjo arquitetônico da bacia na porção sudoeste do Graben de Umbuzeiro. A superfície da Falha de Baixa Grande apresenta grande variação morfológica, sendo bastante evidente mudanças no padrão geométrico e no ângulo de mergulho de seu plano, de modo que a mesma não apresenta um comportamento homogêneo ao longo de sua extensão muito bem imageada pelo 3D Falha de Baixa Grande.

O mapeamento sistemático e interpretação criteriosa de linhas sísmicas não identificaram feições estruturais indicativas diretas sobre a atuação de esforços regionais compressivos durante a fase rifte. O que permite inferir que o processo deformacional responsável pelo desenvolvimento da Bacia Potiguar possui um caráter essencialmente distensional. Assim, a presença de geometrias do tipo *flat-ramp* no plano da falha é responsável pelo desenvolvimento de concavidades e convexidades que promovem a geração de dobramentos distensionais sinformes e antiformes, respectivamente. As características geométricas destes dobramentos estão intimamente relacionadas à extensão da zona de patamar do *flat-ramp*. Os dobramentos afetam com maior intensidade as porções mais superiores dos estratos sedimentares da fase rifte. Na área de trabalho são descritos cinco dobramentos distensionais principais caracterizados por anticlinais de diferentes padrões geométricos, reflexo direto de diferentes geometrias *flat-ramp*.

### ◦ DA CINEMÁTICA DA FALHA DE BAIXA GRANDE

As variações geométricas observadas no plano de uma falha podem estar relacionadas a fatores tectônicos sugerindo uma variação no campo de tensão que responsável pela formação da bacia. Isto implica um em evento tectônico marcado por um processo multifásico de geração de *trends* deformacionais distintos para a formação da Bacia Potiguar, o que vem a corroborar os trabalhos de Matos (1987, 1992). A origem da bacia está, então, relacionada a dois eventos distensionais de eixos de tensão NNW-SSE e E-W. Assim o primeiro evento distensional é responsável pela formação do alinhamento nordeste da falha de borda e o evento posterior por sua estruturação final.

As variações laterais no ângulo de mergulho do plano da falha são responsáveis pelo desenvolvimento de dois amplos dobramentos sinformes sinclinais de escala regional. Tais dobramentos funcionam como importantes indicadores cinemáticos, posto que variações laterais no mergulho do plano da falha, associadas à geração de sinclinais, atuam como indicadores indiretos de obliquidade no processo formador destas. O deslocamento dos eixos axiais dos dobramentos em sentido leste-sudeste indica um componente dextral, possivelmente, relacionado ao evento distensional de sentido leste-oeste, por conseguinte provocando a reativação da falha de borda.

A reativação da Falha de Baixa Grande promove o desenvolvimento de zonas de comportamento transtrativo e transpressivo local, controladas essencialmente pelo traço da falha. Esta reativação é muito sutil, de forma que a falha não é capaz de funcionar como um sistema transcorrente. Contudo, o mapeamento de estruturas indicativas de obliquidade ilustra o registro desta deformação.

#### ◦ DA INVERSÃO DE BACIA

Conforme anteriormente afirmado, não existem na área do 3D da Falha de Baixa Grande feições estruturais que indiquem a atuação de esforços regionais compressionais durante a fase sin-rifte da Bacia Potiguar. No entanto o mapeamento na porção centro-nordeste de uma falha inversa com propriedades bastante distintas indica um processo de inversão parcial da bacia em um momento posterior a fase sin-rifte.

#### ◦ DA GÊNESE DOS DOBRAMENTOS DISTENSIONAIS

A partir de análises de dados de poços e análises sismoestratigráficas o pacote de rochas da fase rifte foi dividido em quatro sismoseqüências seguindo o modelo proposto por Della Fávera *et al.* (1992). A interpretação dos eventos deposicionais associados à formação destas seqüências permitiu a compreensão da evolução da Falha de Baixa Grande na fase rifte e o *timing* de geração dos dobramentos distensionais. A Falha de Baixa Grande funcionou inicialmente como uma falha lítrica de crescimento. Fato bastante claro posto o expressivo espessamento das camadas inferiores (seqüências 1 e 2) em direção a falha de borda, além claro, da presença de feições sismoestratigráficas que corroboram o proposto.

Possivelmente, entre o término da deposição da seqüência 2 e início da deposição de seqüência 3, começa a se delinear a geometria de uma rampa de revezamento criado pela diferença de rejeitos entre as Falhas de Baixa Grande e Carnaubais. Acredita-se que a consolidação desta geometria promoveu a canalização do sistema de drenagens em direção ao compartimento noroeste do Graben de Umbuzeiro, sob influência da Falha de Baixa Grande, aumentando significativamente a taxa de aporte sedimentar, possivelmente através de um sistema de drenagens axiais. O equilíbrio entre as taxas de aporte sedimentar e subsidência inibe o funcionamento da falha de borda como falha de crescimento.

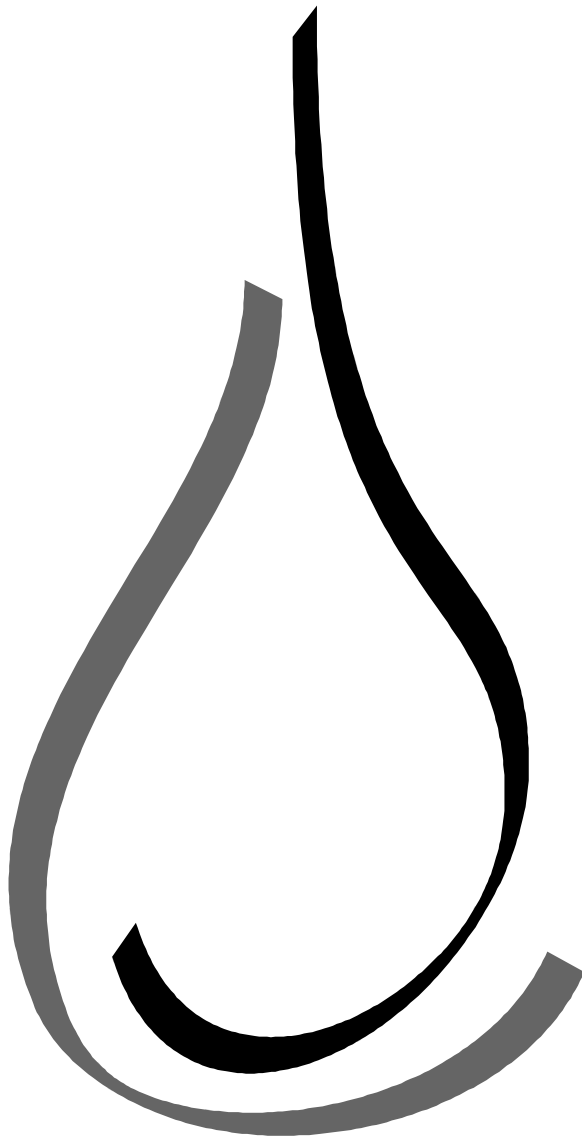
A presença de *onlaps* em horizontes sísmicos nos flancos dos dobramentos, internamente as seqüências três e quatro, associados ao afinamento de camada na porção axial destes, indicam que a formação destas estruturas, e conseqüentemente das geometrias *flat-ramp*, ocorre durante a deposição do pacote rifte em determinados segmentos da falha. Entretanto, a ausência destas feições em determinados dobramentos distensionais indica que formação dos dobramentos distensionais é, em geral, posterior à sedimentação do pacote rifte. Assim, a gênese dos diversos dobramentos distensionais mapeados no 3D Falha de Baixa Grande é diácrona, podendo ser sin-sedimentar ou pós-sedimentar, mostrando que a evolução da falha é heterogênea e compartimentada. Esta constatação é de fundamental importância na determinação dos sistemas deposicionais

atuantes em um determinado momento de evolução da bacia, e, por conseguinte, exerce crucial influência nos eventos sedimentares responsáveis pela formação da tríade de rochas de um campo de hidrocarbonetos, selante-reservatório-geradora.

#### ◦ **DAS TRAPAS DE HIDROCARBONETOS**

O mapeamento de detalhe de estruturas armazenadoras de hidrocarbonetos em áreas de ocorrência conhecida permitiu a identificação do padrão estrutural da deformação e do comportamento do plano da Falha de Baixa Grande nestas áreas. Assim, a identificação de feições estruturais de comportamento similar em áreas não exploradas configura, de modo análogo, novas potenciais trapas de hidrocarbonetos. Obviamente pela complexidade deste tipo de estudo é necessário um maior detalhamento das trapas além de sua integração com informações estratigráficas. No entanto é possível afirmar a existência de regiões ainda não exploradas no 3D Falha de Baixa Grande com feições potenciais para novas acumulações.

# REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS



Capítulo 15.

---

**15. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- ARARIPE, P. T. & FEIJÓ, F., 1994. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*. V. 8, n. 1, p. 127-141.
- BALLY, A.W., 1981. Atlantic Type Margins. In: Bally, A.W. (ed) *Geology of Passive Margins. American Association of Petroleum Geologists, Education Course Note Series*, v. 19, p. 1-48.
- BARNETT, J.A.M., MORTIMER, J., RIPPON, J.H., WALSH, J.J. & WATTERSON, J., 1987. Displacement geometry in the volume containing a single normal fault. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 71, p. 925-937.
- BASSI, G. & BONNIN, J., 1988. Rheological modeling and deformation instability of lithosphere under extension, *Geophysics Journal*, v. 93, 485-504.
- BASSI, G., 1991. Factors controlling the style of continental rifting: Insights from numerical examples, *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 50, 247-259.
- BASSI, G.; KEEN, C. E. & POTTER, P., 1993. Contrasting styles of rifting: Models and examples from the eastern Canadian margin, *Tectonics*, v.12, 639-655.
- BERTANI, R. T.; COSTA, I. G.; MATOS, R. M. D., 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e “habitat” do petróleo na Bacia Potiguar. In: GABAGLIA, G. P. R., MILANI, E. J., (ed). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, p. 291-310.
- BORGES, W.R.E., 1993. *Caracterização estrutural da porção SW do Rife Potiguar*. Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 146p.
- BRUN, J. P. & NALPAS, T., 1996. Graben inversion in nature and experiments. *Tectonics*, v. 15, No 2, 677-687.
- BUCK, W.R., 1988. Flexural rotation of normal faults. *Tectonics*, v.7, 959-973.
- BUCK W. R., 1991. Modes of continental lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research*, v. 96, 20, 161-20, 178.
- BURKE, K. & DEWEY, J. F., 1973. Plume-generate triple junctions: Key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *Journal of Geology*, v. 81, 406-433.
- BURKE, K. & WHITEMAN, A. J., 1973. Uplift, rifting, and break-up of Africa. In: TARLING D. H., Runcorn S. K. (eds.). *Implications of continental drift to the earth sciences*. Academic press, London, 735-755.
- BURKE, K., 1978. Rifts and sutures of the world. *Report to Geophysics Branch, Earth Application Division, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt*.
- CASTRO, D. L.; BARBOSA, V. C. F.; SILVA, J. B.; MEDEIROS, W. E., 1997. Relevo da Interface Crosta-Manto no Nordeste do Brasil: Comparação entre os vínculos de Isostasia e Suavidade. In: SBGf, Congresso Brasileiro da Sociedade de Geofísica, 5, São Paulo, *Resumos Expandidos*, v. 2, p. 682-685.
- CHADWICK, R. A., 1993. Aspects of Basin Inversion in Southern Britain. *Journal of the Geological Society*, v. 150, 311-322.
- CHANG, H.K.; KOSWMANN, R.O. & FIGUEIREDO, A.M.F., 1988. New concepts on the development of East Brazilian Marginal Basins. *Episodes*, v.11, p. 194-202.
- CHIELDS, C.; WATTERSON, J. & WALSH, J.J., 1995. Fault overlap zones within developing normal systems. *Journal of Geological Society, London*, v. 152, p. 535-549.
- CHRISTENSEN, U. R., 1992. An Eulerian technique for thermomechanical modeling of lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research*, v.97, 2015-2036.
- CLOOS, H., 1939. Hebung-Spaltung-Vulkanismus. *Geologische Rundschau*, v. 30, 405-525.
- CLOOS, E., 1968 Experimental Analysis of Gulf Coast fracture patterns, *AAPG Bulletin* 52, 420-444
- CONSTENIUS, K N 1981 Stratigraphy, sedimentation and tectonic history of the Kishenehn basin, northwest Montana, M. S. Thesis, Laramie, University of Wyoming, 116p.

- DAVIS, G.H. & REYNOLDS, S.J., 1996. *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley & Sons, Inc., Canada. 775p.
- DAVISON, I., 1986. Listric normal fault profiles: calculation using bed-length balance and fault displacement. *Journal of Structural Geology*, v. 8, nº2, p. 209-210.
- DELLA FÁVERA, J. C.; CASTRO, J. C.; SOARES, U. M.; ROSSETTI, E. L.; MATSUDA, N.; HASHIMOTO, A. T.; GUSSO, J.; RODRIGUES, R.; AZAMBUJA, N. C. & ALVES, D. B., 1992. *Estratigrafia de Seqüências da Formação Pendência, Bacia Potiguar*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX/CENPES. Relatório Interno, in SOARES, U.M., 2000. *As Relações entre Tectonismo e Seqüências Depositionais no Rifte Potiguar – Porção SW do Graben de Umbuzeiro, Bacia Potiguar Emersa*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Dissertação de Mestrado, 128p.
- DEWEY, J. F. & BURKE, K., 1974. Hot spots and continental break-up: Implications for collisional orogeny. *Geology*, v.2, 57-60.
- DULA, W. J., 1991. Geometric models of listric normal faults and rollover folds. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 75, n. 75, p. 1609-1625.
- DUNBAR, J. A. & SAWYER, D. S., 1989. Patterns of continental extension along conjugate margins of the Central and North Atlantic Oceans and Labrador Sea, *Tectonics*, v. 8, 1059-1077.
- ENGLAND, P., 1983. Constraints on the extension of continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, v. 88, 1145-1152.
- ENGLAND, P. & JACKSON, J., 1987. Migration of the seismic – aseismic transition during uniform and nonuniform extension of the continental lithosphere, *Geology*, v. 15, 291-294.
- FARIAS, P.R.C.; CASTRO, J.; TIBANA, P.; BARROCAS, S.L.S., 1990. Cretáceo da Bacia Potiguar – Roteiro de Excursão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. Anais...Natal:SBG/NE, 1990. 43p. (Separata).
- FRANÇOLIN, J. B. S. & SZATMARI, P., 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, n. 2, p. 196-207.
- FROSTICK, L.E. & REID, I., 1990. Structural control of sedimentation patterns and implications for the economic potential of the East African Rift basins. *Journal of African Earth Science*, v.10, 307-318.
- FROSTICK, L.E. & STEEL, R.J., 1993. Sedimentation in divergent plate-margin basins. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, v. 20, p. 111-128.
- GANS, P. B., 1987. An open-system, two-layer crustal stretching model for the eastern Great Basin. *Tectonics*, v.6, 1-12.
- GAWTHORPE, R.L. & HURST, J.M., 1993. Transfer zones in extensional basins: their structural style and influence on drainage development and stratigraphy. *Journal of Geological Society, London*, v. 150, p. 1137-1152.
- GIBBS, A.D., 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, v. 5, p. 153-160.
- GIBBS, A.D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society, London*, v. 141, p. 609-620.
- GROSHONG, R.H.Jr., 1989. Half-graben structures: balanced models of extensional fault-bends folds. *Geological Society of America Bulletin*, v.101, p. 96-101.
- GIL, J. A., 1997. *Estratigrafia e análise paleoambiental da Plataforma Carbonática Jandáira; Turoniano-Campaniano da porção centro-oeste da Bacia Potiguar*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 146p.
- HAMILTON, W.B., 1988b. Detachment faulting in the Death Valley region, California and Nevada. *United States Geological Survey Bulletin*, v. 100, p. 1503-1527.
- HASHIMOTO, A. T.; GUSSO, J.; RODRIGUES, R.; AZAMBUJA, N. C. & ALVES, D. B., 1992. *Estratigrafia de Seqüências da Formação Pendência, Bacia Potiguar*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX/CENPES. Relatório Interno.

- HELLINGER, S. J. & SCLATER, J. G., 1983. Some comments on two-layer extension models for the evolution of sedimentary basins. *Journal of Geophysical Research*, v. 88, 8251-8269.
- HIGGS, W. G.; WILLIAMS, G. D.; POWELL, C. M., 1991. Evidence for flexural shear folding associated with extensional faults. *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 710-717.a
- HOPPER, J. R. & BUCK, W. R., 1993. The initiation of rifting at constant tectonic force: Role of diffusion creep. *Journal of Geophysical Research*, v. 98, 16, 213-16, 221.
- HUGGINS, P.; WATTERSON, J., WALSH, J.J. & CHIELDS, C., 1995. Relay zone geometry and displacement transfer between normal faults recorded in coal-mine plans. *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1741-1755.
- INGERSOLL, R.V. & BUSBY, C.J., 1995. Tectonics of sedimentary basins. In: BUSBY, C.J. & INGERSON, R.V., 1995 (ed). *Tectonics of Sedimentary Basins*, Blackwell Science, v. 579, p. 1-52.
- ISACKS, B. J., 1988. Uplift of the central Acan plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, v. 93, 3211-3231.
- JACKSON, J. & MCKENZIE, D., 1983. The geometrical evolution of normal fault systems. *Journal of Structural Geology*, v. 5, n. 5, p. 471-482.
- JACKSON, J.A., 1987. Active normal faulting and extension. *Geological Society of London Special Publication*, v. 28, p. 3-17.
- KUZNIR, N.J. & EGAN, A.A., 1989. Simple-shear and pure-shear models of extensional sedimentary basin formation: application to the Jeanne D'Arc basin, Grand Banks of Newfoundland, In: Tankard, A.J. & Balkwill (eds) *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margin*, AAPG Memoir, v. 46, p. 305-322.
- LARSEN, P.H., 1988. Relay Structures in a Lower Permian basement-involved extensional system, East Greenland. *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 3-8.
- LISTER, G. S.; ETHERIDGE, M. A. & SYMONDS, P. A., 1991. Detachment models for the formation of passive continental margins. *Tectonics*, v.10, 1038-1064.
- LEEDER, M.R. & GAWTHORPE, R.L., 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half grabens basins. In: Coward, M.P.; Dewey, J.F. & Hancock, P.L. (eds) *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, v. 28, p. 139-152.
- LETOUZEY, J., 1990. Fault reactivation, inversion and fold-thrust belt. *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*, Paris 1990, p. 101-128.
- LIMA NETO, F. F., 1989. *Carta Estratigráfica da Bacia Potiguar*. Natal, PETROBRÁS. Relatório Interno.
- LOCZY, L & LADEIRA, E. A., 1976. *Geologia Estrutural e Introdução a Geotectônica*. Edgard Blucher, São Paulo, 528p.
- KREIDLER, W. L. & ANDERY, P. A., 1949. *Mapa geológico da área sedimentar costeira da Estado do Rio Grande do Norte e parte do Ceará*. Rio de Janeiro: CNP. Inédito.
- MCCLAY, K. R., 1989. Analogue Models of Inversion Tectonics. In: COOPER, M. A. & WILLIAMS, G. D. (eds), *Inversion Tectonics. Geological Society Special Publication Classics*, London, p. 41-62.
- MCCLAY, K. R., 1995. The Geometry and Kinematics of Inverted Fault Systems: a review of analogue model studies. In: BUCHANAN, J. G. & BUCHANAN, P. G. (eds), 1995, *Basin Inversion, Geological Society Special Publication*, n. 88, p. 97-118.
- MCKENZIE, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth Planetary Science Letter*, v. 40, 25-32.
- MANDL, G., 1987. Tectonic Deformation by rotating parallel faults: the “bockshef” mechanism. *Tectonophysics* n. 141, p. 277-316.
- MANDL, G., 1988. Mechanics of tectonic faulting – models and basic concepts. *Developments in Structural Geology*, 1. Elsevier, Amsterdam. 407p.

- MATOS, R. M. D., 1987. Sistema de Riftes Cretáceos do Nordeste Brasileiro. *In: Seminário de Tectônica da Petrobrás*, 1, 1987, Rio de Janeiro. *Atas...* Rio de Janeiro: PETROBRÁS/DEPEX, p. 126-159.
- MATOS, R. M. D.; LIMA NETO, F. F.; ALVES, A. C.; WAICK, R. N., 1987. O Rifte Potiguar – gênese, preenchimento e acumulações de hidrocarbonetos. PETROBRÁS/DEPEX/DEBAR. Relatório Interno, 38p.
- MATOS, R. M. D., 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, v. 11, n. 4, p. 766-791.
- MATOS, R. M.D., 1993. Geometry of the hanging wall above a system of listric normal faults – a numerical solution. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 77, p. 1839-1859
- MATOS, R.M.D.; 1995. 3D Numerical modeling of listric faults as a tool in seismic interpretation. *Sociedade Brasileira de Geofísica*. Congresso Internacional, 4, 1995, Rio de Janeiro, v.1, p 36-38.
- MATOS, R. M. D., 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematics implications for the break-up between Brazil and West África. *In: CAMERON, N. R.; BATE, R. H. & CLURE, V. S. (eds) The Oil and Gas Habitats of South Atlantic*. Geological Society, London, Special Publication, v. 153, p. 55-73.
- MATOS, R. M. D., 2000. Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic. *In: MOHRIAK, W & TALWANI, M., (ed). Atlantic Rifts and Continental Margins*. Geophysical Monograph, v. 155, p. 331-354.
- MITCHUM Jr., R.M.; VAIL, P.R. & THOMPSON S. III; 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphy analysis, *in* PAYTON, C.E. (ed), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, Tulsa, AAPG Memoir, v. 26, p. 53-62.
- MONTEIRO, M. C. & FARIA, R. T., 1988. *Planície de maré no poço 9-MO-13-RN, Formação Jandaíra – um exemplo do passado*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Relatório Interno.
- MOORES, E.M. & TWISS, R.J., 1995. *Tectonics*. W. H. Freeman Company, EUA. 413p.
- MORGAN, W. J., 1979. Hotspots tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans . *In: Emiliani C. (ed.). The sea [v.7 (The oceanic lithosphere)]*. John Wiley, New York, 443-487.
- MORLEY, C.K., 1988. Variable extension in Lake Tanganyika. *Tectonics*, 7, 785-801.
- MORLEY, C.K.; NELSON, R.A.; PATTON, T.L. & MUNN, S.G., 1990. Transfer zones in the East African Rift and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 74, 1234-1253.
- MURAOKA, H., & KAMATA, H., 1993. Displacement distribution along minor fault traces. *Journal of Structural Geology*, v. 5, 483-495.
- OJEDA, H. A., 1991. Curso de Estratigrafia: texto preliminar. Apostila de aula. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, 351p.
- OLIVEIRA, A. I. & LEONARDOS, O. H., 1943. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Serv. Inf. Agric., 813p.
- OLIVEIRA, D.C., 1992. *O papel do enxame de diques Rio Ceará-Mirim na evolução tectônica do nordeste Oriental (Brasil): implicações na deformação do Rifte Potiguar*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 172p.
- OLIVEIRA, D.C.; SOARES, U.M.; ROCHA, V.A. & MENEZES, P. E. L., 1994. Evidências em Superfície de Reativações de Feições Estruturais Expressivas em Profundidade: Exemplo da Falha de Pião, Oeste de Upanema (RN), Bacia Potiguar. *Anais do 3º Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil*, Rio Claro – SP.
- PEACOCK, D.C.P. & SANDERSON, D.J., 1991. Displacements, segments linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 721-733.

- PEACOCK, D.C.P. & SANDERSON, D.J., 1994. Geometry and development of relay ramps in normal fault systems. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, v. 78, p. 147-165.
- PONTE, F.C., 1971. Evolução paleogeográfica do Brasil oriental e da África ocidental. *Petrobrás*, SETUP-Salvador-BA, CEPG-IV.
- PRICE, N. J. & COSGROVE, W., 1990. Analysis of geological structures. *Cambridge University Press*, Cambridge. 502p.
- PROSSER, S., 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: WILLIAMS, G.D. & DOBB, A., (eds), 1993. *Tectonics and seismic sequence stratigraphy. Geological Society Special Publication*, v. 71, p. 35-66.
- RAMOS, M. A., 1993. *Análise Estratigráfica da Seção Neocenomaniana/Eocampaniana da Porção Centro-Leste da Bacia Potiguar*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 113p.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I., 1987. *The techniques of modern structural geology, vol. 2, Folds and Fractures*. Academic Press, London. 700p.
- RESTON, T. J., 1993. Evidence of extensional shear zones in the mantle offshore Britain, and their implications for the extension of continental lithosphere. *Tectonics*, v.12, 492-506.
- ROBERTS, G.P.; GAWTHORPE, R.L. & STEWART, I., 1993. Surface faulting within active normal fault zones: examples from the Gulf of Corinth fault system, central Greece. *Zeitschrift für Geomorphologie*, in GAWTHORPE, R.L. & HURST, J.M., 1993. Transfer zones in extensional basins: their structural style and influence on drainage development and stratigraphy. *Journal of Geological Society, London*, v. 150, p. 1137-1152.
- ROSENDAHL, B.R.; REYNOLDS, D.J.; LORBER, P.M.; BURGESS, C.F.; MCGILL, J.; SCOTT, D.; LAMBIASE, J.J. & DERKSEN, S.J., 1986. Structural expression of rifting: lessons from Lake Tanganyika, Africa. In: *Sedimentation in the African Rifts* (edited by Frostick, L.E., Renaut, R.W., Reid, I. & Tiercelin, J.J.). *Special Publications of Geological Society, London*, v. 25, p. 29-43.
- ROSENDAHL, B.R., 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v.15, 445-503.
- ROSSETI, E.L., 1996. *Estratigrafia de Seqüências de alta resolução obtida com imageamento de linhas sísmicas na fase rifte da Bacia Potiguar (Eo-Cretáceo)*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 151p.
- RUPPEL, C., ROYDEN, L. & HODGES, K., 1988. Thermal modeling of extensional tectonics: Application to pressure-temperature-time histories of metamorphic rocks, *Tectonics*, v. 7, 947-958.
- RUPPEL, C., 1995. Extensional processes in continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, 187-215.
- ROWAN, M. G. & KLIGFIELD, R., 1989. Cross section restoration and balancing as aid to seismic interpretation in extensional terranes. *AAPG Bulletin*, v. 73, n. 8, p. 955-966.
- SAMPAIO, A. V. & SCHALLAER, H., 1968. Introdução a estratigrafia da Bacia Potiguar. Rio de Janeiro, *Bol. Técnico PETROBRÁS*, v. 11, n. 1, p. 19-44.
- SANDER, L. J. & ENGLAND, P. C., 1989. Effects of temperature-dependent rheology on large-scale continental extension, *Journal of Geophysical Research*, v. 94, 7603-7619.
- SAWYER, D. S., 1985. Brittle failure in the upper mantle during extension of continental lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, v. 90, 3021-3026.
- SENGÖR, A.M.C. & BURKE, K & DEWEY, J.F., 1978. Rifts at high angles to orogenic belts: tests for their origin and the upper Rhine graben as an example. *American Journal of Science*, v. 278, p. 45-56.
- SENGÖR, A.M.C., 1983. Kit'asal gerilme alanlari-Genel. In: Canitez N. (ed.), *Levha Tektonigi: ITÜ Maden Fakültesi, Ofset Bask+ Atölyesi, Istanbul*, 461-478.

- SENGÖR, A.M.C., 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: a Tethyan perspective. *Earth Science Reviews*, v. 27, 1-201.
- SENGÖR, A.M.C., 1995. Sedimentation and tectonics of fossil rifts. In: BUSBY, C.J. & INGERSOLL, R.V., 1995 (ed). *Tectonics of Sedimentary Basins*, Blackwell Science, v. 579, p. 53-119.
- SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P., 2001. *Estratigrafia de seqüências – Fundamentos e Aplicações*. Editora Unisinos, São Leopoldo, Brasil, 428 p.
- SPENCER, J.E. & REYNOLDS, S.J., 1991, eds., Geology and mineral resources of the Buckskin and Rawhide Mountains, west-central Arizona: Arizona Geological Survey Bulletin 198, p. 184-189.
- SILVA, A. C., 1966. Considerações sobre o Quaternário do Rio Grande do Norte. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. Arq. Inst. Antropol., v. 2, n.1/2, p. 257-301.
- SOARES, U.M., 2000. *As Relações entre Tectonismo e Seqüências Depositionais no Rifte Potiguar – Porção SW do Graben de Umbuzeiro, Bacia Potiguar Emersa*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Dissertação de Mestrado, 128p.
- SOUZA, S. M., 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 32, Salvador. Anais..., v. 5, p. 2392-2406.
- SOUZA, D. C., 2002. *Litoestratigrafia e Deformação Cenozóica na Região de Icapuí, Ceará, e Implicações para a Estruturação de Campos de Petróleo na Borda Ocidental da Bacia Potiguar (NE do Brasil)*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Tese de Doutorado, 186p.
- STEIN, R.S. & BARRIENTOS, S., 1985. Planar high angle faulting in the Basin and Range-Geodetic analysis of the Borah Peak, Idaho, earthquake. *Journal of Geophysics Research*, v. 90, p. 11355-11366.
- STEWART, S. A. & ARGENT, J. D., 1999. Relationship between polarity of extensional fault arrays and presence of detachments. *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 693-711.
- TIBANA, P. & TERRA, G. J. S., 1981. Seqüências carbonáticas do Cretáceo da Bacia Potiguar. Rio de Janeiro, *Bol. Técnico PETROBRÁS*, v. 24, n. 3, p. 174-183.
- THIESSEN, R.; BURKE, K. & KIDD, W. S. F., 1979. African hotspots and their relation to the underlying mantle. *Geology*, v. 7, 263-266.
- THOMAS, J.E.; TRIGGIA, A.A.; CORREIA, C.A.; VEROTTI FILHO, C.; XAVIER, J.A.D.; MACHADO, J.C.V.; SOUZA FILHO, J.E.; LUIZ DE PAULA, J.; DE ROSSI, N.C.M.; PITOMBO, N.E.S.; GOUVEA, P.C.V.M.; CARVALHO, R.S. & BARRAGAN, R.V., 2001. *Fundamentos de Engenharia do Petróleo*, Petrobrás. Editora Interciência. 271p.
- TRINDADE, L. A. F.; BRASSELL, S. C.; SANTOS NETO, E. V., 1992. Petroleum Migration and Mixing in the Potiguar Basin, Brazil. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. v. 76, No 12, p. 1903-1924.
- VAIL, P.R. & MITCHUM Jr., R.M.; 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 1: Overview. In PAYTON, C.E. (ed). *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, Tulsa, AAPG Memoir, v. 26, p. 51-52
- VASCONCELOS, E. P.; LIMA NETO, F. F.; ROOS, S., 1990. Unidades de correlação da Formação Açú. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, 1990, Natal. Anais..., v. 1, p. 227-240.
- VAN WEES, J. D.; CLOETINGH, S.; DE VICENT, G., 1996. The role of pre-existing faults in basin evolution: constrains from 2D finite element and 3D flexure models. In: BUCHANAN, P. G., NIEUWLAND, D. A. (eds), *Modern Developments in Structural Interpretation, Validation and Modeling*. Geological Society Special Publication, 99, 297-320.
- VERRAL, P., 1981. Structural interpretation with application to North Sea problems. *Joint Association for Petroleum Exploration Courses*. U.K.
- WALSH, J.J. & WATTERSON, J., 1987. Distributions of cumulative displacement and seismic slip on a single normal fault surface. *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 1039-1046.

- WALSH, J.J. & WATTERSON, J., 1989. Displacement gradients on fault surfaces. *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 307-316.
- WALSH, J.J. & WATTERSON, J., 1990. New methods for fault projection in coal mine planning. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, v. 48, p. 209-219.
- WALSH, J.J. & WATTERSON, J., 1991. Geometric and kinematic coherence and scale effects in normal fault systems. In: Roberts, A.M.; Yielding, G. & Freeman, B. (eds) *The Geometry of Normal Faults*. Geological Society, London, Special Publications, v. 56, p. 193-203.
- WDOWINSKI, S., & O'CONNEL, R. J., 1990. On the choice of boundary conditions in continuum models of continental deformation. *Geophysical Research Letter*, v. 17, 2413-2416.
- WHEELER, J., 1987. Variable-heave models of deformation above listric normal faults: the importance of area conservation. *Journal of Structural Geology*, v. 9, n. 8, p. 1047-1049.
- WEISSEL, J.K.; KARNER, G.D. & COWIE, P.A., 1987. On the causes of rift flank uplift: forward modelling of topography and gravity anomalies over oceanic rifts. *EOS*, v. 63, no.16, 411p.
- WEISSEL, J.K. & KARNER, G.D., 1989. Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, 13, 919-13, 950.
- WERNICKE, B.P & BURCHFIELD, B.C., 1982. Modes of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, v. 4, p. 105-115.
- WERNICKE, B. P., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere, *Canadian Journal Earth Science*, v. 22, 108-125.
- WERNICKE, B.P & AXEN, G.J., 1988. On the role of isostasy in the evolution of normal faults systems. *Geology*, v. 16, p. 848-851.
- WILLIAMS, G. & VANN, I., 1987. The geometry of listric normal faults and deformation in their hangingwalls. *Journal of Structural Geology*, v. 9, n. 7, p. 789-795.
- WILLIAMS, G. D.; POWELL, C. M. & COOPER, M. A., 1993. Geometry and Kinematics of Inversion Tectonics. In: COOPER, M. A. & WILLIAMS, G. D. (eds), *Inversion Tectonics. Geological Society Special Publication Classics*, London, p. 3-17.
- WITHJACK, M. O.; ISLAM, Q. T. & POINTE, P. R., 1995. Normal faults and their hanging-wall deformation: an experimental study. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 9, n. 1, p. 1-18.
- WHITE, N. J.; JACKSON, J. A.; MACKENZIE, D. P., 1986. The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls. *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 897-909.
- WHITE, N. J. & MACKENZIE, D. P., 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, 7685-7729.
- WOODCOCK, N.H. & SCHUBERT, C., 1994. Continental strike-slip tectonics. *Continental Deformation*. Pergamon Press Ltd, 421p.
- XIAO, H. & SUPPE, J., 1989. Role of compaction in listric shape of growth normal faults. *AAPG Bulletin*, v. 73, n. 6, p. 777-786.
- XIAO, H., 1990. *Kinematics and mechanics of normal faulting and forced folding with applications to The Gulf Mexico*. Princetown University, New Jersey, P.h.D. dissertation, 133p.
- XIAO, H. & SUPPE, J., 1992. Origin of rollover. *AAPG Bulletin*, v. 76, n. 4, p. 509-529.
- ZHANG, P.; SLEMMONS, D.B. & MAO, F., 1991. Geometric pattern, rupture termination and fault segmentation of the Dixie Valley-Pleasant Valley active normal fault system, Nevada, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 165-176.
- ZIEGLER, P. A., 1987. Compressional intraplate deformations in the Alpine foreland-an introduction. *Tectonophysics*, v. 137, p. 1-5.

YILMAZ, O., 1988. *Seismic data processing*. Society of Exploration Geophysicists, USA. 526p.