

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

ANDRÉ LUIS SPISILA

ANÁLISE ESTRUTURAL DO INTERVALO PERMIANO-JURÁSSICO DA BACIA DO
PARNAÍBA – REGIÃO DE ARAGUAÍNA (TO).

CURITIBA
2011

ANDRÉ LUIS SPISILA

ANÁLISE ESTRUTURAL DO INTERVALO PERMIANO-JURÁSSICO DA BACIA DO
PARNAÍBA – REGIÃO DE ARAGUAÍNA (TO).

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração em Geologia Exploratória, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como parte das exigências para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Salamuni
Co-orientador: Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury
Dr. Sidnei Pires Rostirolla.

CURITIBA
2011

TERMO DE APROVAÇÃO

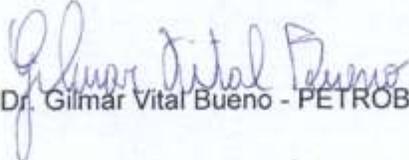
André Luis Spisila

*"ANÁLISE ESTRUTURAL DO INTERVALO PERMIANO-JURÁSSICO DA
BACIA DO PARNAÍBA - REGIÃO DE ARAGUAÍNA (TO)".*

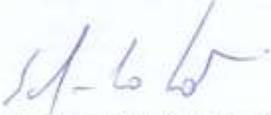
Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada por:



Prof. Dr. Claudio Riccomini - USP



Dr. Gilmar Vital Bueno - PETROBRAS



Prof. Dr. Eduardo Salamuni - UFPR
Presidente

Curitiba, 27 de abril de 2011.

“Cum mente et malleo”

SUMÁRIO

1. Introdução	1
1.1 Aspectos iniciais	1
1.2 Objetivos	2
1.3 Justificativa	3
2. Localização e acessos	4
3. Materiais e métodos	5
3.1 Levantamentos de campo	5
3.2 Análise de imagens de sensores remotos	6
3.3 Dados cartográficos	9
3.3.1 <i>Mapas geológicos</i>	10
3.3.2 <i>Cartas topográficas</i>	10
3.4 Análise estrutural	10
3.4.1 <i>Fundamentação teórica</i>	11
3.4.2 <i>Análise de lineamentos</i>	13
3.5 Análise fractal	14
3.5.1 <i>Análise fractal de lineamentos</i>	15
3.5.2 <i>Caracterização da anisotropia fractal</i>	17
4. Revisão bibliográfica	20
4.1 Evolução do conhecimento sobre a Bacia do Parnaíba	20
4.2 Litoestratigrafia da Bacia do Parnaíba	27
4.3 Contexto estrutural da Bacia do Parnaíba	37

5. Estratigrafia da área	40
5.1 Formação Pedra de Fogo	41
5.2 Formação Motuca	47
5.3 Formação Sambaíba	48
5.4 Formação Mosquito	50
6. Análise estrutural	52
6.1 Análise de lineamentos estruturais	53
6.2 Análise dos dados de campo	59
6.3 Fases de deformação	61
6.3.1 <i>Fase de deformação D1</i>	61
6.3.2 <i>Fase de deformação D2</i>	69
6.3.3 <i>Fase de deformação D3</i>	73
6.3.4 <i>Fase de deformação D4</i>	81
6.4 Cronologia da deformação	89
7. Análise fractal	91
7.1 Anisotropia fractal da distribuição espacial de lineamentos	94
8. Discussão dos resultados	97
9. Conclusões	106
10. Referências bibliográficas	109

Apêndices

1. Perfil Lito-Estrutural

RESUMO

Este trabalho refere-se à análise estrutural da Bacia do Parnaíba, em sua porção oeste, entre os municípios de Araguaína (TO) e Carolina (MA), em uma área de aproximadamente 10.000 km². São utilizados dados bibliográficos, interpretações de imagens de sensores remotos e descrição de afloramentos. A Bacia do Parnaíba compreende uma área de 600.000 km² e sua origem e evolução estão relacionadas à formação da Plataforma Sul-Americana, através de riftes precursores associados ao Lineamento Transbrasiliano. A bacia apresenta cinco sequências deposicionais, com a sequência Siluriana representada pelo Grupo Serra Grande que compreende as formações Ipu, Tianguá e Jaicós, a sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera, denominada como Grupo Canindé, apresenta as formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. O Grupo Balsas contém as formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, constituindo a sequência Neocarbonífera-Eotriássica, a sequência jurássica é representada pela Formação Pastos Bons, compreendida entre dois eventos magmáticos, correspondentes as rochas das formações Mosquito e Sardinha, que estão associados à abertura do Atlântico Norte e Sul, respectivamente. A sequência que encerra a deposição da bacia é a Cretácea, com as formações Codó, Grajaú, Corda e Itapecuru. A análise de imagens de sensores remotos, realizada em imagens SRTM, CBERs e fotografias aéreas nas escalas 1:800.000 a 1:60.000, com o auxílio de dados geofísicos, permitiu a construção de um arcabouço estrutural da região. Em campo, foi realizado o levantamento de seções estratigráficas em litotipos das formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, além da descrição de rochas ígneas da Formação Mosquito. A partir dos dados de falhas, sistema de juntas, zonas de cisalhamento, bandas de deformação, estrias e degraus, foram desenvolvidas as análises descritivas e cinemáticas, aplicados na análise de paleotensão, que resultaram na diferenciação de 4 fases de deformação distintas. A fase D1 é caracterizada pela deformação penecontemporânea a Formação Pedra de Fogo com transcorrências destrais de direção NW associados à falhas normais, inversas e dobramentos, gerados com a tensão σ_1 com direção N-S. A fase D2 é caracterizada através de bandas de deformação de direção NE, com cinemática dextral e sinistral e componente extensional, geradas durante o Triássico. A intrusão das rochas da Formação Mosquito possivelmente está relacionada à fase de deformação D3 que apresenta caráter distensional de direção E-W e acarreta na geração de falhas normais de direção N-S com componente dextral, associadas a transcorrências sinistrais de direção NE. A última e a mais recente fase de deformação reconhecida na área de estudo, compreende falhas normais e transcorrentes destrais de direção E-W e falhas transcorrentes destrais de direção NE, geradas através do σ_1 na posição E-W, e possivelmente está relacionada com a propagação de tensões da subducção Andina. Com base na distribuição espacial de lineamentos, é possível realizar testes da quantificação da anisotropia da dimensão fractal, bem como correlacionar com os campos de tensores propostos para a fase D4.

Palavras-chave: Análise de bacias, paleotensão, análise fractal

ABSTRACT

This study aims to present the structural analysis of western portion of Parnaíba Basin, between the cities of Araguaina (TO) and Carolina (MA), comprising an area of about 10.000 km². The methods that were used to reach the expected results were bibliographic data, interpretation of remote sensing imagery, geophysical data and description of outcrops. Parnaíba Basin comprises an area of 600,000 km² and has its origin and evolution related to the formation of the South American Platform through precursors rifts associated with the Transbrasiliano Lineament. The basin shows five deposition sequences represented by the Silurian sequence with the Serra Grande Group (Ipu, Tianguá and Jaicós formations), Mesodevonian-Eocarboniferous sequence known as Canindé Group (Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longa and Poti formations), Neocarbonifera-Eotriássica sequence represented by Balsas Group (Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba formations), and Jurassic sequence that contains the Pastos Bons formation between two magmatic events (Mosquito and Sardinha formations). The stratigraphic sequence that ends the deposition of the basin is the Cretaceous, with the Codó, Grajau, Corda and Itapecuru formations. The analysis of remote sensing imagery, held in SRTM images, CBERS images and aerial photographs in the 1:800.000 to 1:60.000 scales, with the aid of geophysical data, has allowed the construction of a basement in the region. The field works, allowed a stratigraphic study, followed by the formulation of sedimentary sections of Pedra de Fogo, Motuca and Sambaíba formation, beyond the description of igneous rocks of the Mosquito Formation. The faults, joints system, deformation bands, gooves and steps data, enables the development of descriptive and kinematic structural analysis, applied to the paleostress analysis, which resulted in the differentiation of four distinct deformation phases. The D1 phase is characterized by penecontemporaneous deformation on Pedra de Fogo Formation which is characterized by dextral transcurrent fault with NW direction associated with normal, reverses faults and folds, generated by the tensor σ_1 with NS direction. The D2 phase is characterized by deformation bands with NE direction, with sinistral and dextral kinematics and extensional component, generated during the Triassic. The intrusion of rocks on the Mosquito Formation is probably related to the D3 deformation phase that shows extensional character of EW direction and results in the generation of normal faults with dextral component of NS direction, sinistral transcurrent fault associated with NE direction. The last deformation phase in the study area contains normal faults and dextral transcurrent faults of EW direction as well as dextral transcurrent faults with NE direction, with σ_1 position in EW, and it is probably related to Andean subduction. Based on the spatial distribution of lineaments, it's possible to perform test about the quantification of the fractal dimension anisotropy, and correlate with the stress fields proposed for D4 phase.

Keywords: Basin analysis, paleostress, fractal analysis

AGRADECIMENTOS

Ao Laboratório de Análises de Bacias e Petrofísica (LABAP), em especial ao coordenador do laboratório, amigo e professor Prof^o. Msc. Fernando Mancini pelo apoio incondicional durante o período da formação acadêmica e realização do mestrado. Da mesma forma agradeço a todos os membros do laboratório, os amigos e geólogos: André Ramiro Pierin, Thais Borba Santos, Kaluan Frederico Virmond Juk, Marco Antônio Romeiro, Juliana Costa, João Felipe Suss, Guilherme Arruda, Bárbara Dressel, Renato Leandro e Suzane Beraldin.

Ao amigo e orientador Prof^o. Dr. Eduardo Salamuni e amigos e co-orientadores Prof^o Dr. Leonardo Fadel Cury e Dr. Sidnei Pires Rostirolla, pela orientação, apoio e estímulo para a realização deste trabalho.

A Universidade Federal do Paraná, juntamente ao Setor de Ciências da Terra, Departamento de Geologia e Pós-Graduação em Geologia pelo apoio institucional.

Ao físico e amigo Dr. Jeferson de Souza por todo o apoio e orientação no tratamento estatístico e fractal.

À Petrobras, em especial ao geólogo Dr. Adriano Viana, gerente do Programa Tecnológico em Fronteiras Exploratórias (Profex), pelo financiamento do projeto que este trabalho encontra-se inserido.

A amiga, colega e namorada, Geóloga Rafaela Marques da Silva Tadra, pelo companherismo, amor incondicional e paciência.

Lista de Figuras

Figura 01. Localização e acessos à área de estudo.....	4
Figura 02. Mapa de localização dos afloramentos descritos durante as três etapas de campo, com Mapa Geológico do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004).....	5
Figura 03. Modelo SRTM com pseudoiluminação de direção azimutal 45° e inclinação de 45°.....	7
Figura 04. Imagens do satélite CBERS.....	8
Figura 05. Exemplo de confecção de perfil topográfico através de imagem de satélite ASTER.....	9
Figura 06. Mosaico de fotografias aéreas escala 1:60.000.....	9
Figura 07. Visão em planta do experimento em uma caixa de areia da evolução de uma zona de cisalhamento (Naylor <i>et al.</i> 1986).....	12
Figura 08. Representação das fraturas geradas por cisalhamento simples em Modelo de Riedel.....	13
Figura 09. (a) O triângulo ADE é a redução exata do triângulo ABC, bem como os triângulos CDF e BEF, baseado no cinco primeiros níveis de construção do Triângulo de Sierpinski (b).....	15
Figura 10. Exemplo de análise utilizando o método <i>Box-counting</i> , indicando o tamanho das caixas (De Freitas <i>et al.</i> 2006).....	16
Figura 11. Exemplo de histograma, gráfico de frequência relativa acumulada versus comprimento dos lineamentos e ajuste dos dados da distribuição <i>log-normal</i> (A) e exemplo da estimativa da dimensão fractal pelo método de contagem (B).....	17
Figura 12. Área dos lineamentos traçados em fotografias aéreas 1:60.000 com o intervalo 0°-30° para o cálculo da dimensão fractal. Os lineamentos em preto são utilizados para o cálculo.....	19
Figura 13. Valores plotados de dimensão fractal calculados para os lineamentos traçados em fotografia aérea 1:60.000.....	19
Figura 14. Posicionamento geográfico e limites atuais da Bacia do Parnaíba e bacias intracratônicas paleozóicas brasileiras (modificado de Zalán 2004). O retângulo indica a área estuda.....	22
Figura 15. Mapas paleotectônicos com a evolução das principais estruturas na Bacia do Parnaíba (modificado de Góes 1995, <i>in</i> Silva <i>et al.</i> 2003).....	23
Figura 16. Mapa litoestrutural simplificado da Faixa Araguaia e unidades do embasamento (Alvarenga <i>et al.</i> 2000).....	25
Figura 17. Mapa geológico da porção setentrional da Faixa Araguaia. Em destaque, com a cor vermelha, lineamentos e falhas de empurrão. Três estruturas foram nomeadas em função de sua importância: 1) Falha do Tucuruí; 2) Falha de Carajás; 3) Lineamento de Iriri-Martírios (Abreu & Hasui 1978).....	26
Figura 18. Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba modificada de Vaz <i>et al.</i> (2007).....	28
Figura 19. Mapa da porção aflorante (modificado de Santos & Carvalho 2004), com isópacas do Grupo Balsas (modificado de Caputo 1984).....	32
Figura 20. Duas fases de tectônica extensional na Bacia do Parnaíba, segundo Costa <i>et al.</i> (1991).....	38
Figura 21. Estruturas da Bacia do Parnaíba interpretadas por Milani & Zalán (1998).....	38
Figura 22. Falhas propostas por Costa <i>et al.</i> (1996) na porção leste da área de estudo.....	39
Figura 23. Seção colunar do Membro Inferior da Formação Pedra de Fogo (AR-02).....	42
Figura 24. Camada deformada abaixo do nível de conglomerado (AR-08).....	42
Figura 25. Concreção em argilitos da Formação Pedra de Fogo (AR-09: esquerda e AR-74: direita).....	43
Figura 26. Possíveis madeiras fósseis em arenitos da Formação Pedra de Fogo (AR-74).....	43

Figura 27. Banco de gipsita na base do afloramento descrito no ponto AR-81.....	44
Figura 28. Siltitos cinza esverdeados e avermelhados com estratificação plano-paralela, característicos da Formação Pedra de Fogo (AR-05).....	44
Figura 29. Nível composto essencialmente por siltito cinza esverdeado com diques clásticos (AR-21).....	45
Figura 30. Arenitos sobrepostos a siltitos no Membro Médio da Formação Pedra de Fogo (AR-17).....	45
Figura 31. Seção colunar do Membro Superior na Formação Pedra de Fogo (AR-24).....	46
Figura 32. Seção colunar e detalhe para as fácies observadas na Formação Pedra de Fogo (AR-28).....	47
Figura 33. Visão geral do ponto PB-47, com estratificação cruzada de grande porte.....	47
Figura 34. Contato entre siltitos (base) e arenitos (topo) da Formação Motuca (AR-26).....	48
Figura 35. Estratificação cruzada recortada por feição erosiva em arenito da Fm. Sambaíba (AR-23).....	49
Figura 36. Estratificação cruzada de grande porte da Formação Sambaíba (AR-25).....	49
Figura 37. Arenitos médios com estratificação cruzada na Formação Sambaíba (PB-49).....	50
Figura 38. Frente de lavra de diabásio da Formação Mosquito (AR-79).....	51
Figura 39. Contato entre diabásio e arenito no ponto AR-22.....	51
Figura 40. Seção esquemática do afloramento AR-22 com destaque para o contato com arenito na porção superior (A) e <i>inter-trap</i> de arenito (B).....	52
Figura 41. Diques clásticos observados em diabásio da Formação Mosquito (AR-22).....	52
Figura 42. Lineamentos de 1ª ordem (A) e lineamentos de 1ª ordem refinados (B) para a área	53
Figura 43. Megalineamentos de 1ª ordem refinados em vermelho e lineamentos de 2ª ordem em amarelo.....	54
Figura 44. Diagramas de roseta de comprimento (esquerda) e freqüência acumulada (direita) para os lineamentos de 1ª ordem refinados.....	55
Figura 45. Diagramas de roseta de comprimento (esquerda) e freqüência (direita) para os lineamentos de 2ª ordem.....	55
Figura 46. Diagramas de roseta de comprimento (esquerda) e freqüência (direita) para os lineamentos de 1ª ordem refinados somados aos lineamentos de 2ª ordem.....	55
Figura 47. Imagens CBERs com lineamentos traçados em escala 1:100.000.....	56
Figura 48. Diagramas de roseta de comprimento e freqüência para os lineamentos traçados em imagem CBERs.....	56
Figura 49. Fotografias aéreas com lineamentos traçados em escala 1:60.000.....	57
Figura 50. Diagramas de roseta de comprimento e freqüência acumulada para os lineamentos traçados em fotografia aérea.....	57
Figura 51. Lineamentos magnéticos (laranja) e lineamentos gravimétricos (azul) traçados para a borda sudoeste da Bacia do Parnaíba (LABAP 2009).....	58
Figura 52. Mapa do arcabouço estrutural proposto para a área de estudo. Os pontos em preto representam os afloramentos descritos em campo.....	59
Figura 53. Diagrama de rosetas de todas as fraturas da área (798 medidas).....	60
Figura 54. Diagrama de rosetas para fraturas Y e bandas de deformação na área de estudo (80 medidas).....	60
Figura 55. Diagrama de roseta das falhas normais (41 medidas).....	60
Figura 56. Projeção das falhas inversas observadas na área (7 medidas).....	61

Figura 57. Falha inversa (esquerda, visão em perfil) e fraturas no padrão Riedel (direita, visão em planta) em litotipos da Formação Pedra de Fogo, plotados em diagrama Schimdt-Lambert (AR-02).....	62
Figura 58. Falha inversa (esquerda, visão em perfil) e fraturas observadas em siltitos (direita, visão em planta) da Formação Pedra de Fogo (AR-88).....	62
Figura 59. Atitudes do acamamento dobrado em siltitos da Formação Pedra de Fogo (AR-74).....	63
Figura 60. Falhas sigmoidais em siltitos da Formação Pedra de Fogo (visão em planta, AR-74).....	63
Figura 61. Falhas com sistema Riedel em siltitos da Formação Pedra de Fogo (visão em planta, AR-74).....	64
Figura 62. Seqüência clasto-evaporítica da Formação Pedra de Fogo (AR-81) com atitude das camadas dobradas plotada em diagrama de pólos.....	65
Figura 63. Fraturas que obedecem ao padrão Riedel em arenitos do ponto AR-28 (Visão em planta).....	65
Figura 64. Estereograma de planos do sistema Riedel do ponto AR-28.....	66
Figura 65. Arranjo de fraturas Riedel em arenitos da Fm. Pedra de Fogo (visão em planta, AR-18).....	66
Figura 66. Fraturas do padrão Riedel e diques clásticos em siltitos da Formação Pedra de Fogo. Visão em planta (AR-21).....	67
Figura 67. Arranjo do tipo <i>horst</i> em arenitos e silexitos (em amarelo) da Fm. Pedra de Fogo (PB-51).....	68
Figura 68. Registro da deformação da fase D1	68
Figura 69. Falhas normais observadas no membro inferior da Formação Pedra de Fogo (AR-81).....	69
Figura 70. Diagrama de paleotensões construído através do aplicativo <i>Sigmas</i> (De Freitas 2006) através dos critérios estabelecidos por Mohr-Coulomb (AR-81).....	69
Figura 71. Fraturas que obedecem ao sistema Riedel em arenito da Formação Pedra de Fogo (PB-51).....	70
Figura 72. Banda de deformação observada em arenitos da Fm. Motuca (AR-97). Visão em planta.....	71
Figura 73. Fraturas Riedel em arenitos da Formação Sambaíba. Visão em planta (AR-23).....	72
Figura 74. Registro da deformação da fase D2	72
Figura 75. Plano de falha normal em arenito da Formação Motuca (visão em perfil, PB-39).....	73
Figura 76. Diagrama de paleotensões construído através do aplicativo <i>Sigmas</i> através do critérios estabelecidos por Mohr-Coulomb (PB-39).....	74
Figura 77. Arenitos da Formação Sambaíba com fraturas de grande porte (AR-04).....	74
Figura 78. Plano de fratura (linha preta) em arenitos da Formação Sambaíba com fraturas escalonadas (linha azul). Visão em perfil (AR-04).....	75
Figura 79. Fraturas abertas em arenitos da Formação Sambaíba (AR-04).....	75
Figura 80. Planos de falhas destrais com paleotensões construídos através dos critérios estabelecidos por Mohr-Coulomb (AR-04).....	76
Figura 81. Visão geral do afloramento PB-52 em arenitos da Formação Sambaíba. Destaque para a falha normal de grande porte no centro da figura (escala no círculo).....	76
Figura 82. Posição das paleotensões para falha normal do afloramento PB-52.....	77
Figura 83. Fraturas escalonadas em arenitos da Formação Sambaíba (visão em perfil, PB-52).....	77
Figura 84. Diabásio alterado da Formação Mosquito em contato com arenitos da Formação Sambaíba, com detalhe para falha normal no contato entre arenito e diabásio (A) e para contato entre diabásios (B).....	78
Figura 85. Diagrama das paleotensões para as falhas normais do afloramento PB-50.....	78
Figura 86. Diques clásticos preenchidos por arenitos em diabásio da Formação Mosquito dos afloramentos PB-50 (A) e AR-22 (B).....	79
Figura 87. Falhas com movimento sinistral em diabásio da Formação Mosquito (AR-76).....	79

Figura 88. Diagrama das paleotensões pelo método de Mohr-Coulomb para falhas sinistrais em diabásio da Formação Mosquito (AR-76).....	80
Figura 89. Registro da deformação da fase D3.....	80
Figura 90. Fraturas em padrão Riedel em siltitos da Fm. Pedra de Fogo (visão em planta, AR-02).....	81
Figura 91. Rejeito de camadas indicando movimento normal em falhas em arenitos e siltitos da Formação Pedra de Fogo (AR-02).....	82
Figura 92. Siltitos e argilitos da Formação Pedra de Fogo com destaque para planos de falha inversa (1) e falha normal (2) (AR-02).....	82
Figura 93. Arranjo de falhas inversas (D1) e falhas normais (D4) em afloramento da Formação Pedra de Fogo (AR-80).....	83
Figura 94. Siltito da Formação Pedra de Fogo contendo fraturas do sistema Riedel (AR-74).....	83
Figura 95. Diagrama das paleotensões para falha de direção NE em litotipos da Formação Pedra de Fogo (AR-74).....	84
Figura 96. Fraturas escalonadas descritas na Formação Pedra de Fogo (visão em planta, AR-07).....	84
Figura 97. Arenitos da Formação Motuca com destaque para planos em forma de sigmóides que sugerem movimento dextral com componente normal (PB-39).....	85
Figura 98. Arenitos da Formação Sambaíba com fratura que sugere movimento sinistral. Visão em planta (PB-49).....	86
Figura 99. Fraturas compatíveis com o sistema Riedel em arenitos da Formação Sambaíba. Visão em planta (PB-49).....	86
Figura 100. Falhas normal em arenito da Formação Sambaíba (PB-52).....	87
Figura 101. Diabásio da Formação Mosquito com planos de falhas estrias e com degraus que indicam movimento dextral (AR-79).....	88
Figura 102. Possíveis paleotensões construídas pelo método Mohr-Coulomb para a deformação imposta a diabásios da Formação Mosquito (AR-79).....	88
Figura 103. Fraturas em depósito cenozóico descrito no afloramento AR-12.....	88
Figura 104. Registro da deformação da fase D4.....	89
Figura 105. Esquema geral das fases de deformação e principais estruturas.....	90
Figura 106. Áreas referentes a cada escala de traçado dos lineamentos, sobreposto ao mapa geológico da Bacia do Parnaíba (CPRM 2004).....	91
Figura 107. Lineamentos obtidos para as diferentes áreas e escalas de traçados.....	92
Figura 108. Ajuste dos dados a curva teórica da distribuição <i>log</i> -normal para a população (<i>p</i>) versus comprimento (<i>L</i>). A linha em azul representa a curva teórica da distribuição <i>log</i> -normal e a curva em vermelho representa o ajuste dos dados para cada escala de trabalho.....	93
Figura 109. Representação da média do centróide dos lineamentos ajustados à distribuição <i>log</i> -normal. A linha azul representa o eixo de maior anisotropia e a linha vermelha representa o eixo da elipse ajustada aos dados.....	93
Figura 110. Representação do desvio padrão do centróide dos lineamentos ajustados à distribuição <i>log</i> -normal. A linha azul representa o eixo de maior anisotropia e a linha vermelha representa o eixo da elipse ajustada aos dados.....	93

Figura 111. Representação em sistema de coordenadas da dimensão fractal calculada para os lineamentos obtidos. A linha azul é direção de maior anisotropia e a linha vermelha o eixo da elipse ajustada aos dados.....	94
Figura 112. Elipsóide ajustado aos dados de dimensão fractal calculados para as três escalas de lineamentos. A linha em vermelho é o eixo maior da elipse, (maior anisotropia fractal), e a linha preta é o eixo menor da elipse (menor anisotropia fractal).....	95
Figura 113. Posição de máxima e mínima complexidade fractal (esquerda) e campo de tensão e direção das principais estruturas da fase D4 (direita).....	96
Figura 114. Relação geométrica entre a anisotropia fractal e a orientação dos campos de tensões (σ_1 e σ_3) da fase de deformação D4.....	97
Figura 115. Mapa estrutural da porção oeste da área de estudo (Araújo 2001 e Souza 2001).....	98
Figura 116. Falhas normais interpretadas por Milani & Zálan (1998). As falhas em preto representam estruturas geradas no Eocarbonífero e as falhas em vermelho são estruturas geradas no Jurássico.....	99
Figura 117. Mapa estrutural da porção leste da área construído através de estruturas neotectônicas interpretadas por Costa <i>et al.</i> (1996) em: Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída (3), Sistema Transcorrente Alto Arraias-Itapecuru (4), Sistema Transtensivo Itapecuru-Carolina (6), Sistema Distensivo Vanderlândia (7) e Sistema Distensivo Estreito-São José (8).....	100
Figura 118. Arcabouço estrutural com as principais estruturas e tensões da fase D1.....	101
Figura 119. Arcabouço estrutural com as principais estruturas e tensões da fase D2.....	102
Figura 120. Diagrama de paleotensões para a fase D3.....	102
Figura 121. Arcabouço estrutural com as principais estruturas e tensões da fase D3.....	103
Figura 122. Diagrama de paleotensões para a fase D4.....	104
Figura 123. Arcabouço estrutural com as principais estruturas e tensões da fase D4.....	104
Figura 124. Coluna stratigráfica da Bacia do Parnaíba (modificada de Vaz <i>et al.</i> 2007), com a posição de temporal das fases de deformação proposta.....	105
Figura 125. Elipsóide fractal sobreposto ao campo de tensores do final da fase D2.....	106

Lista de Tabela

Tabela 1. Tabela de afloramentos descritos em campo.....	40
---	----

1. Introdução

O presente trabalho intitulado “Análise estrutural do intervalo Permiano-Jurássico da Bacia do Parnaíba – Região de Araguaína (TO)” busca propor a cronologia da deformação registrada na área de estudo, bem como posicionar os campos de tensão para cada uma das fases de deformação apresentadas. Os trabalhos foram realizados entre o período de março de 2009 e fevereiro de 2011, com a realização de três etapas de campo na região, entre os municípios de Araguaína (TO) e Carolina (MA) e posterior tratamento dos dados coletados. Corroboram com a análise estrutural o levamento estratigráfico para compreensão e posicionamento da deformação penecontemporânea e, o tratamento estatístico de lineamentos obtidos através de imagens de sensores remotos, a partir dos quais foram realizados testes de correlação entre paleotensão e a anisotropia fractal de fraturas.

O texto é dividido em 10 capítulos e um documento anexo (perfil geológico) e está integrado ao projeto “*Caracterização estrutural da Faixa Tocantins e do flanco oeste/sudoeste da Bacia do Parnaíba e implicações para reativações de falhas durante o Fanerozóico*”, firmado através de convênio entre a Petrobras (agência financiadora) e a Universidade Federal do Paraná, relacionado à Rede Temática em Estudos Geotectônicos e desenvolvido no Laboratório de Análise de Bacias e Petrofísica do Depto. de Geologia, Universidade Federal do Paraná (LABAP-DEGEOL-UFPR).

1.1 Aspectos iniciais

A Bacia do Parnaíba recobre uma área com aproximadamente 600.000 km² no norte-nordeste brasileiro, e possui estratos correlacionados com outras bacias, como Gabão e Gana na África, e pode ter atingido uma área até três vezes maior que a atual (Caputo & Lima 1984). A bacia é bordejada pela Província Borborema a leste, Província Tocantins a oeste e, a sul, pelo Maciço Mediano de Goiás e Bacia Sulfranciscana. No seu depocentro possui aproximadamente 3500 metros de espessura (Milani & Zalán 1999).

A origem e evolução da Bacia do Parnaíba estão relacionadas à formação da Plataforma Sul-Americana, onde eventos deformacionais geram inúmeras estruturas que após o Ciclo Brasileiro-Panafricano funcionam como linhas de fraqueza para reativações (Caputo *et al.* 2006). Oliveira & Mohriak (2003) interpretam que a origem da Bacia do Parnaíba está relacionada a riftes precursores gerados ao longo de uma dessas linhas de fraqueza pré-cambriana e que, zonas de falhas associadas ao Lineamento

Transbrasiliano, têm papel fundamental para a geração de feições grabeniformes e controle inicial dos depocentros.

A litoestratigrafia adotada para a bacia é a proposta de Vaz *et al.* (2007), onde ao todo 5 seqüências deposicionais são observadas. A seqüência Siluriana, é representada pelo Grupo Serra Grande que compreende as formações Ipu, Tianguá e Jaicós, que foram depositadas em um ambiente predominantemente continental e subordinadamente marinho (plataforma rasa). A seqüência seguinte, Mesodevoniana-Eocarbonífera, denominada como Grupo Canindé, apresenta as formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti, e marca um período de transgressão na bacia, predominando deposição em ambiente marinho. O Grupo Balsas contém as formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, constituindo a seqüência Neocarbonífera-Eotriássica que representa uma grande regressão na bacia culminando com os depósitos desérticos continentais da Formação Sambaíba. A seqüência Jurássica é representada pela Formação Pastos Bons e representa um período de deposição flúvio-lacustre, compreendida entre dois eventos magmáticos, correspondentes as rochas das formações Mosquito e Sardinha, que estão associados à abertura do Atlântico Norte e Sul, respectivamente. A seqüência que encerra a deposição da bacia é a Cretácea, com as formações Codó, Grajaú, Corda e Itapecuru, marcada por deposição continental e marinha em ambiente desértico, lagunar e estuarino.

Costa *et al.* (1991) admitem dois eventos tectônicos extensionais que afetam a evolução da Bacia do Parnaíba em idades distintas, com registros diferenciados. O primeiro evento, com início no Ordoviciano, possui distensão de direção NW-SE, representado por falhas transcorrentes, e falhas normais associadas. O segundo evento, com distensão de direção ENE-WSW teve início no Jurássico e desenvolveu falhas transcorrentes de direção NW-SE, além de incorporar movimentos extensionais às falhas NS pré-existentes. Além disso, durante o Paleozóico eventos tectônicos reativaram antigas zonas de fraqueza, criando *horts* e *grabens*, e assim condicionando a deposição de sedimentos até o Triássico (Araújo 2001).

1.2 Objetivos

Este trabalho visa como objetivo principal à caracterização do arcabouço estrutural, reconhecendo principalmente as estruturas relacionadas à evolução da Bacia do Parnaíba a partir do Permiano, numa tentativa de posicionar cronologicamente os eventos que ocorreram na borda oeste da bacia, entre as cidades de Araguaína (TO) e Carolina (MA).

Os objetivos secundários visam realizar uma análise estratigráfica através do levantamento de seções estratigráficas para posicionamento temporal da deformação sin-sedimentar/penecontemporânea e a realização de testes de aplicativos de análise fractal para correlação da anisotropia da dimensão fractal com os campos de paleotensão.

1.3 Justificativa

A Bacia do Parnaíba, dentre as bacias intracratônicas brasileiras, é uma das menos conhecidas e considerada uma fronteira exploratória. Assim, há o interesse em pesquisas no âmbito regional e local, nas áreas de geologia estrutural, estratigrafia, geofísica, geologia do petróleo, entre outras, para um incremento no conhecimento geológico relacionado a esta bacia sedimentar.

A caracterização da anisotropia fractal, mediante o reconhecimento das estruturas em imagens orbitais e em campo, bem como suas distribuições espaciais, é uma das ferramentas utilizadas neste estudo, a fim de gerar uma correlação com o arcabouço estrutural. Neste contexto, o presente trabalho pretende realizar a análise estrutural e quantificação da anisotropia fractal na região de Araguaína – TO, numa tentativa de caracterizar as condicionantes tectônicas na evolução da borda oeste da Bacia do Parnaíba.

Dentre as ferramentas utilizadas, destacam-se neste trabalho as técnicas de análise estrutural clássica, análise de elementos estruturais em imagens de sensores remotos, análise estratigráfica e análise fractal. A análise estrutural clássica compreende principalmente a descrição e interpretação de feições estruturais reconhecidas em campo, como falhas e juntas. Estas feições são freqüentemente observadas em terrenos sedimentares, correlacionáveis a elementos obtidos através de interpretações em imagens de sensores remotos, expressos por lineamentos observados em diferentes escalas. A análise estratigráfica baseou-se na técnica clássica de levantamento de perfis estratigráficos verticais e posterior tratamento dos dados e identificação das fácies presentes.

Com base na distribuição espacial de fraturas, é possível realizar testes na quantificação da anisotropia da dimensão fractal, bem como correlacionar estes parâmetros aos campos de paleotensão. Essas técnicas se complementam, fornecendo informações relevantes ao reconhecimento e interpretação das fases de deformação que ocorreram na área de estudo, auxiliando no entendimento da evolução da Bacia do Parnaíba a partir do Permiano, em sua borda oeste.

2. Localização e acessos

A área de estudo localiza-se na porção norte do estado do Tocantins e porção sul/sudoeste do estado do Maranhão, abrangendo os municípios de Araguaína, Filadélfia, Babaçulândia, Wanderlândia, Piraquê e Darcinópolis no Tocantins e Carolina e Estreito no Maranhão, com a área limitada pelas coordenadas geográficas $6^{\circ}50'S / 48^{\circ}19'W$ e $7^{\circ}33'S / 47^{\circ}21'W$ (Figura 01) no datum *GCS South American 1969*. O acesso à área pode ser feito através da rodovia BR-153, também conhecida como rodovia Belém-Brasília, chegando inicialmente ao município de Araguaína, que encontra-se a 400 Km de Palmas, capital do estado do Tocantins. Além disso, o município de Araguaína possui o aeroporto municipal de Araguaína.

Na área de estudo, a principal rodovia é a TO-222 que liga os municípios de Araguaína (TO) a Carolina (MA), onde foram observados os principais afloramentos. As rodovias estaduais (TO) apresentam boas condições de tráfego e conservação. Por outro lado, a rodovia BR-153 apresenta fluxo intenso de veículos, principalmente pesados, acarretando condições precárias de conservação.

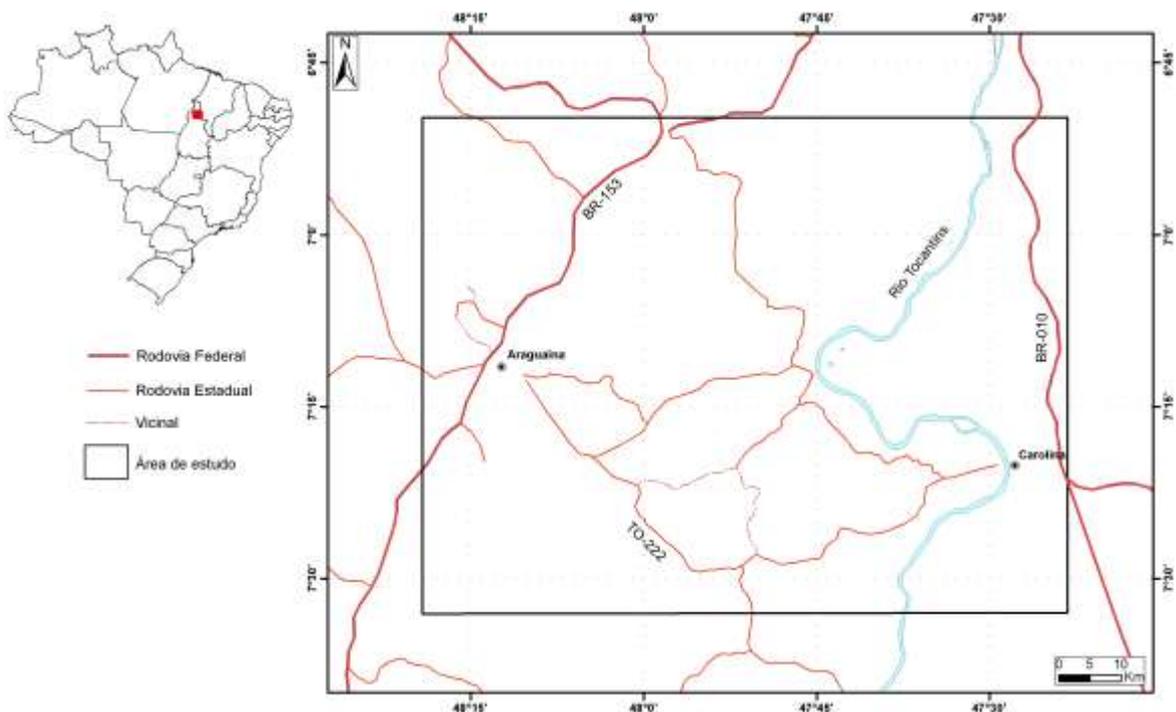


Figura 01. Localização e acessos à área de estudo.

3. Materiais e métodos

Os métodos de pesquisa e materiais envolvidos abrangem estudos e levantamentos de campo, análise de imagens de sensores remotos, análise de dados cartográficos, análise estrutural e análise fractal.

3.1 Levantamentos de campo

O levantamento de dados de campo foi realizado em três etapas, totalizando 20 dias efetivos de campo, com total de 67 afloramentos descritos (Figura 02). O principal objetivo da coleta dos dados em cada exposição foi o reconhecimento dos litotipos e unidades estratigráficas, obtenção de medidas das atitudes de estruturas rúpteis, bem como a observação das relações geométricas e cinemáticas dos planos e lineações e, observações referente a geomorfologia da área.

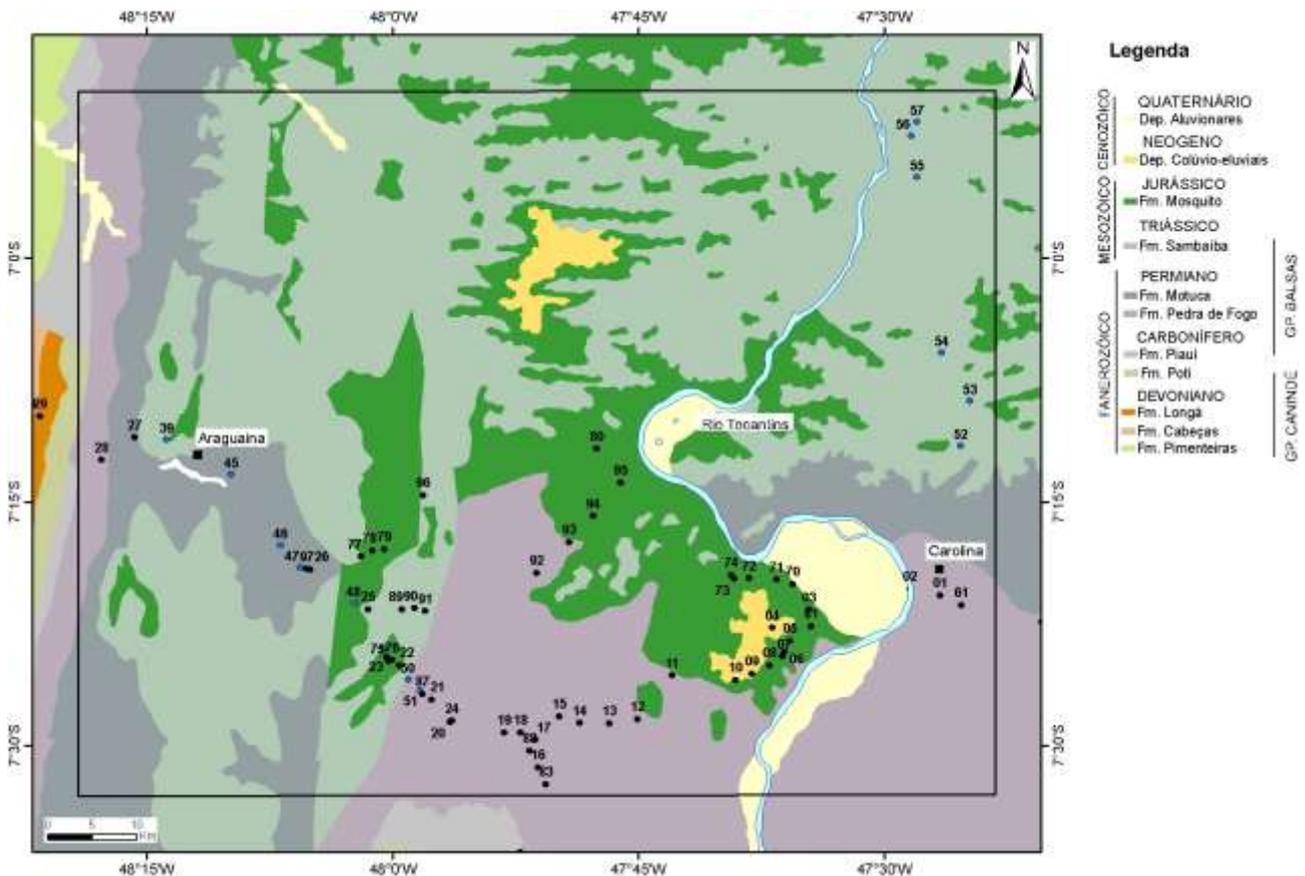


Figura 02. Mapa de localização dos afloramentos descritos durante as três etapas de campo, com Mapa Geológico do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004).

3.2 Análise de imagens de sensores remotos

No estudo geológico - geomorfológico, o sensoriamento remoto remete a uma técnica de obtenção de imagens e outros tipos de dados sobre uma área, objeto ou feição da superfície terrestre, coletados por plataformas aéreas (aviões ou satélites, por exemplo), por meio da energia refletida ou emitida pela superfície (Goudie 2004, Florenzano 2007). A partir das imagens obtidas para área de estudo, foram extraídas informações sobre a superfície do terreno em escalas que variam de 1:1.000.000 a 1:70.000.

São utilizados neste trabalho imagens de radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), imagens de sensor óptico do satélite CBERS-2B (Satélite Sino-Brasileiro de Recursos Terrestres), dados de modelo de elevação pelo satélite ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) e fotografias aéreas.

O Projeto *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM, Figura 03) consiste em uma parceria entre a NASA e a NGA (National Geospatial – Intelligence Agency), com objetivo de gerar um mapa topográfico digital da superfície da Terra nas três dimensões. Dos produtos disponibilizados pela USGS o modelo GTOPO 30, apresenta resolução de 900 metros, onde se visualizam melhor as estruturas regionais. O modelo SRTM 90 é considerado, entre os outros modelos igualmente de acesso público, aquele que oferece a mais alta resolução, constituindo um modelo digital de elevação com 90 metros de resolução.

Essas imagens foram adquiridas no sitio eletrônico da USGS e após a seleção das imagens correspondentes à área analisada, foram tratadas com o auxílio do *software* ArcGis 9.2, através da extensão *Spatial Analyst - Surface Analysis*, com a ferramenta *Hillshade*, que permite realizar o sombreamento com pseudo-iluminação inserida de forma oblíqua. As especificações técnicas originais destes modelos para *download* são: datum horizontal - WGS 84; datum vertical - WGS84/EGM96 geóide; projeção geográfica e a unidade vertical em metros. Para a realização dos traçados das feições morfoestruturais, utilizou-se nas imagens quatro pseudo-iluminações com direção azimutal 45°, 315°, 0° e 90° e inclinação de 45° para destacar as feições morfoestruturais em todas as direções.

O programa CBERS (Satélite Sino-Brasileiro de Recursos Terrestres) é composto por dois módulos. O módulo "carga útil", onde se encontra o sistema óptico CCD (Câmera Imageadora de Alta Resolução), é usado para observação da Terra e o Repetidor para o Sistema Brasileiro de Coleta de Dados Ambientais; e o módulo "serviço", é utilizado o instrumento HRC - Câmera Pancromática de Alta Resolução (INPE 2010).

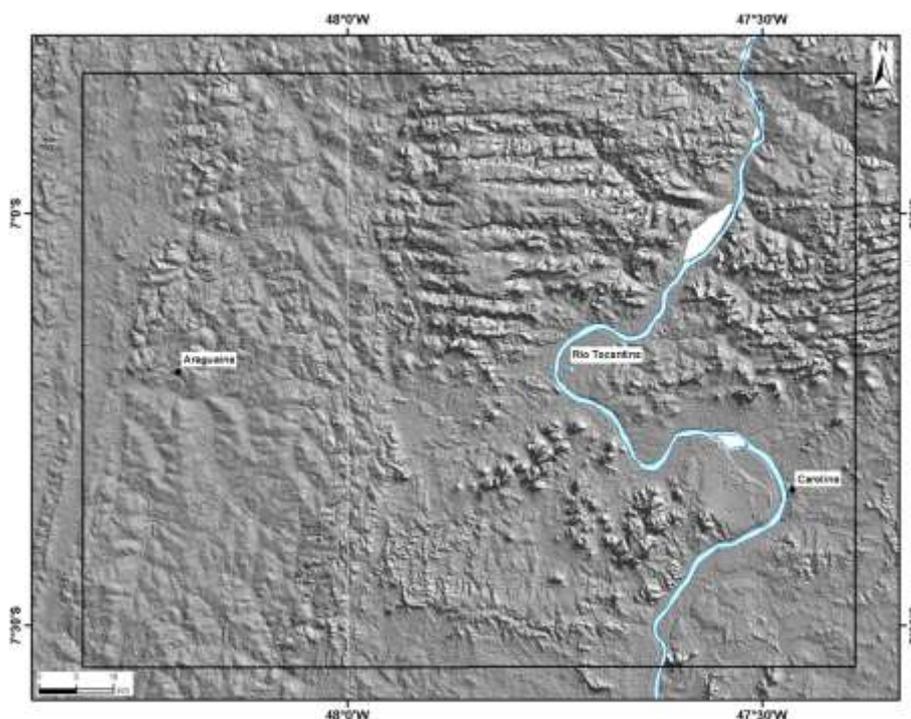


Figura 03. Modelo SRTM com pseudoiluminação de direção azimutal 45° e inclinação de 45°.

Imagens de sensor CBERS 2B (CCD e HRC) (Figura 04) são utilizadas devido à alta qualidade das imagens, em comparação a outros sensores ETM, pois apresenta tamanho de pixel nas imagens CCD de 30 a 20 metros e imagens HRC possuem pixel de 2,7 metros em uma banda larga no visível (INPE 2010).

As imagens CBERS foram adquiridas gratuitamente através do site eletrônico do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (www.dgi.inpe.br). O tratamento das imagens é realizado nas imagens do satélite 2B, instrumento CCD.

Cada imagem CBERS foi submetida ao processo de junção de bandas, sendo que cada banda é restaurada para diminuição do efeito de degradação, e filtrada para o realce de imagem TM para, em seguida, ser realizada a recomposição do contraste da imagem. Após este procedimento, as bandas são exportadas no formato GEOTIFF, de modo empilhado RGB, sendo que os arquivos são gravados atribuindo-se a numeração correspondente à órbita e ponto de captura da imagem. Toda rotina descrita é realizada pelo aplicativo *Spring 5.0.5* (INPE).

O satélite ASTER - *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (Figura 05) é um equipamento de imageamento a bordo do satélite TERRA lançado em 1999 como cooperação entre os EUA e Japão, para obtenção de mapas (imagens) da temperatura, reflectância e elevação da superfície terrestre (Abrams 2000), e é constituído de três subsistemas de telescópios distintos: VNIR (*Visible and Near Infrared*), SWIR (*Shortwave Infrared*) e TIR (*Thermal Infrared*).

O tratamento das imagens ASTER é realizado com a mesma metodologia de tratamento das imagens SRTM.

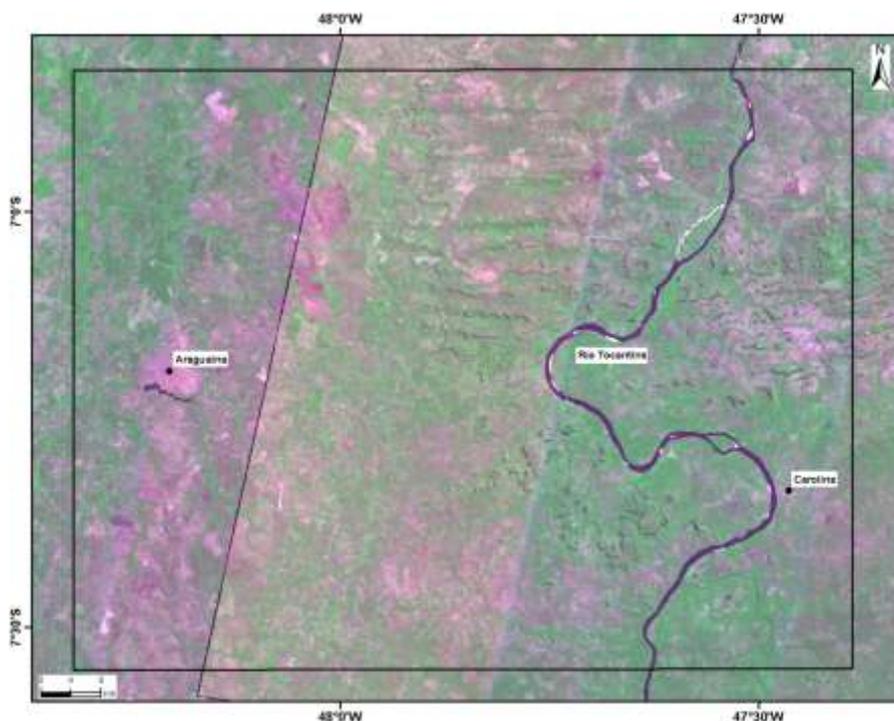


Figura 04. Imagens do satélite CBERs.

Em função da resolução dos dados altimétricos (precisão de 7 a 14 metros) foram utilizados os dados ASTER como base altimétrica no levantamento topográfico para confecção de perfil topográfico. Este perfil é construído pelo *software Global Mapper 9* através do comando *3D Path Profile*, onde este perfil é gerado ao traçar segmento, ou segmentos de reta sobre o perfil desejado (Figura 05). Os dados podem ser salvos em formatos como distância *versus* elevação; formatos bmp, xyz e outros.

Fotografias aéreas em escala 1:60.000 (Figura 06) da Diretoria de Serviço Geográfico (Departamento de Engenharia e Comunicações) adquiridas entre os anos de 1966 e 1968 foram utilizadas para estudo da porção sudeste da área. Estas fotografias aéreas foram georreferenciadas no próprio aplicativo *ArcGis*, através de localizações geográficas em comum com a carta topográfica de Babaçulândia – Folha SB-23-Y-C-I e Palmeirante – Folha SB-23-Y-C-IV, com datum SAD 69, zona 23 S. Para minimizar os erros atribuídos as distorções, as fotografias aéreas foram georreferenciadas com diversos pontos, entre 50 e 75, conforme a disponibilidade de pontos em comum com a carta topográfica.

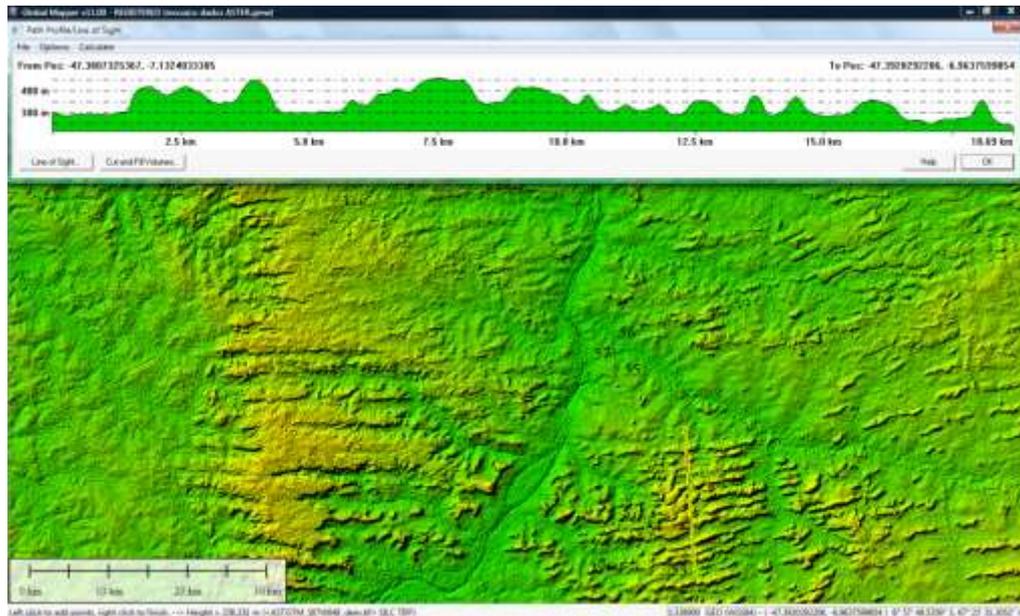


Figura 05. Exemplo de confecção de perfil topográfico através de imagem de satélite ASTER.



Figura 06. Mosaico de fotografias aéreas escala 1:60.000.

3.3 Dados Cartográficos

Dados planimétricos de rodovias, limites de municípios, portos, aeroportos e ferrovias foram utilizados da base de dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), adquiridos através do sítio eletrônico www.ibge.gov.br. A base rodoviária foi complementada através das rodovias do Mapa Rodoviário 4 Rodas e da base Track GPS.

3.3.1 Mapas Geológicos

As bases geológicas utilizadas são: A Carta do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004), folhas SB-22 (Araguaina) e SB-23 (Teresina); mapas do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, em escala 1:250.000 (CPRM 2001); mapas em escala 1:2.500.000 (CPRM 2003 *in* Bizzi *et al.* 2003); e do Projeto de Gestão Ambiental Integrada – Bico do Papagaio (SEPLAN-TO), em escala 1:250.000, folhas Marabá, Imperatriz, Tocantinópolis e Carolina. Este último projeto também apresenta um mapa geológico em escala 1:500.000 de todo o estado do Tocantins, modificado dos mapas realizados pelo Projeto RADAM.

É pertinente mencionar que a comparação entre mapas da base geológica demonstra que os mapas apresentam uma distribuição geológica muito parecida, e em alguns casos idêntica, mesmo em escalas distintas. Contudo, em algumas porções da área de estudo, ocorre a incompatibilidade das observações de campo e de sensores remotos com os limites litológicos e até mesmo das unidades geológicas definidas em comparação com os mapas da base geológica.

3.3.2 Cartas Topográficas

A base topográfica utilizada foi o levantamento do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) – Diretoria de Geodésia e Cartografia, em escala 1:100.000, realizado em 1979, folhas SB-22-Z-B-V (Araguanã), SB-22-Z-B-VI (Piraque), SB-23-Y-A-IV (Wanderlândia), SB-23-Y-A-V (Panaraidji), SB-23-Y-C-I (Babaçulândia) e SB-23-Y-C-II (Carolina).

3.4 Análise estrutural

A análise estrutural é um ramo da geologia estrutural que pode ser dividido em três análises distintas: descritiva, cinemática e dinâmica (Davis 1984).

A análise descritiva compreende o reconhecimento e descrição das estruturas, bem como medidas de localização, geometria e orientação. A análise cinemática corresponde a interpretações quanto ao movimento deformacional responsável pelo desenvolvimento das estruturas, como translação, rotação, distorção e dilatação. A análise dinâmica é a interpretação das forças e tensões responsáveis pela deformação, bem como avaliação da resistência do material durante a deformação (Davis 1984).

A utilização combinada destes três ramos da análise estrutural permite interpretar os sistemas estruturais em diferentes escalas, possibilitando a correlação de estruturas locais a deformações regionais.

Para o entendimento das interpretações a partir destas estruturas serão descritos alguns conceitos, critérios e modelos referentes ao tema, utilizados na fundamentação teórica deste trabalho.

3.4.1 Fundamentação teórica

Durante a deformação da crosta terrestre e em resposta aos movimentos tectônicos, as rochas são geralmente forçadas a mover-se para alcançar uma condição mais estável (Davis 1984), sendo que estruturas rúpteis são formadas sob condições de baixas temperaturas e baixas pressões confinantes, condicionadas a profundidades rasas na crosta, favoráveis a deformação por ruptura e fraturamento. Fratura em uma rocha é uma superfície gerada quando a rocha perde coesão (Goldstein & Marshak 1998).

Este tipo de deformação rúptil é governado pelo critério de Mohr-Coulomb, que se refere à indicação do estado de tensão (σ_1 , σ_2 e σ_3) a uma determinada fratura analisada (Price & Cosgrove 1990). O critério de ruptura é definido a partir de ensaios, onde corpos de prova são submetidos a compressões triaxiais, dependendo das propriedades mecânicas das rochas (coesão e coeficiente de fricção interna) e das tensões cisalhante e normal.

A relação entre os vetores pode ser definida utilizando a cinemática das falhas juntamente com a posição espacial do plano principal, onde o vetor máximo de deformação apresenta um ângulo a com relação ao vetor movimento, normalmente com 30° para fraturas rúpteis (Ragan 1985). Também são consideradas as classificações de falhas definidas por Anderson (1951), bem como a relação da tensão para cada tipo de falha estabelecido por este autor.

Para a determinação da paleotensão é utilizado o aplicativo *Sigmas* (De Freitas *et al.* 2005 e De Freitas 2006), que utiliza como critério de determinação de tensão o modelo de Mohr-Coulomb, que refere-se a componente de deformação triaxial relacionada ao plano de falha. Os dados de entrada do aplicativo são as medidas angulares de direção e mergulho do plano de falha e do vetor referente ao movimento (estria) e a indicação cinemática.

A relação angular entre fraturas contemporâneas é utilizada como critério de classificação, baseado inicialmente em modelos físicos desenvolvidos por Naylor *et al.*

(1986), onde é observada a geração de fraturas secundárias em zonas de cisalhamento, conhecidas como fraturas “Riedel”. Os autores (Naylor *et al.* 1986) descrevem que no experimento as primeiras estruturas geradas são as fraturas sintéticas (R) de forma escalonada, por vezes com terminações que tendem a tangenciar a direção principal. Fraturas antitéticas (R') formam-se ocasionalmente associadas às zonas de sobreposição das terminações. Com a evolução da deformação a tendência é a geração das fraturas sintéticas secundárias (P), que se unem às fraturas R para formar um arranjo principal que possui forma anastomosada, inicialmente composta por lentes bem definidas e, com a evolução da deformação, geração de um plano cisalhante (Y) com direção paralela a zona principal (Figura 07).

O conjunto completo de estruturas do tipo Riedel (Figura 07) ainda inclui as fraturas antitéticas (X) e as fraturas distencionais (T). A representação de cores e linhas das fraturas na Figura 08 é a mesma utilizada nos estereogramas e figuras ao longo deste trabalho.

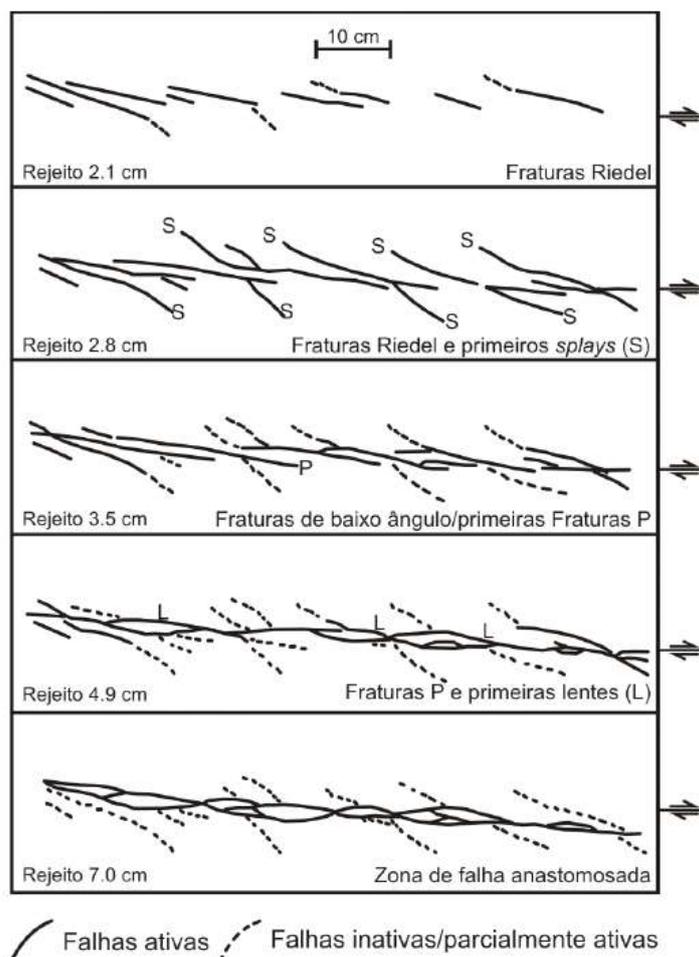


Figura 07. Visão em planta do experimento em uma caixa de areia da evolução de uma zona de cisalhamento (Naylor *et al.* 1986).

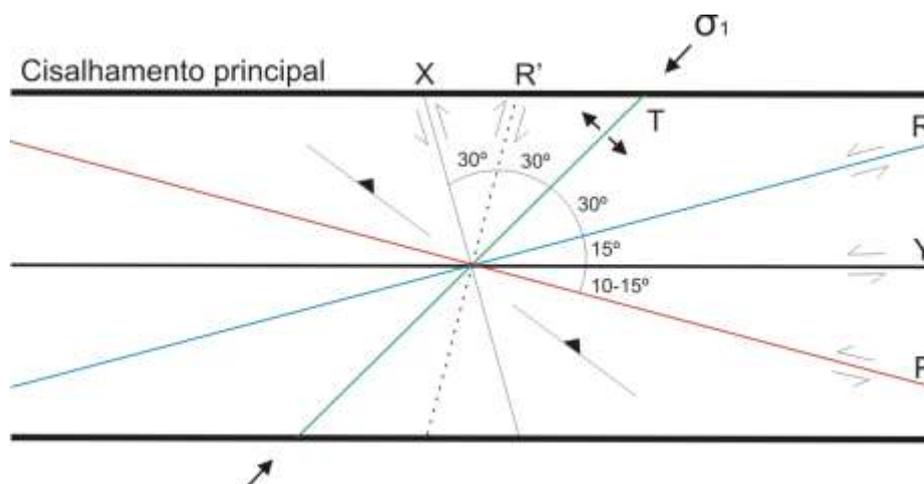


Figura 08. Representação das fraturas geradas por cisalhamento simples em Modelo de Riedel.

3.4.2 Análise de lineamentos

A definição de lineamento foi utilizada pela primeira vez por Hobbs (1904 *apud* Carraro & Mexias 2005), que em seu trabalho sobre a estrutura da Costa Atlântica dos Estados Unidos, usou o termo para caracterizar relações espaciais de: linhas de cristas ou limites de áreas elevadas; linhas de drenagem; contatos de formações geológicas de diferentes tipos petrográficos; e linhas de afloramentos. Contudo, o conceito de lineamento passou a ter uma implicação relacionada com tectônica, como apresentado por O'Leary *et al.* (1967 *in* Carraro & Mexias 2005) da seguinte forma: “lineamento é uma feição linear simples ou composta da superfície, cujas partes são alinhadas de modo retilíneo ou levemente curvilíneo e que difere distintamente dos padrões de feições adjacentes e presumivelmente reflete um fenômeno subsuperficial”. Goudie (2004) complementa a definição, descrevendo que “lineamentos são padrões lineares em imagens que representam fraturas”.

A identificação das feições lineares é realizada pelo contraste e fisiografia expressa pelo relevo. Em imagens de radar, o traçado das discontinuidades de terreno é feito mediante visualização direta das imagens com a vetorização dos lineamentos realizada em *softwares* de base SIG (por exemplo, *ArcGis*). A interpretação de fotografias aéreas foi realizada com a observação das mesmas em estereoscópios de espelho e de bolso, que necessita de duas fotografias de posições diferentes em seqüência para criar o falso efeito tridimensional das imagens.

A interpretação dos lineamentos é realizada a partir da análise dos dados SRTM com auxílio de traçados sobre imagem CBERs e fotografias aéreas (veja capítulo 3.2).

As primeiras feições interpretadas foram os megalineamentos, traçados em imagens SRTM, denominados de lineamentos de 1ª ordem, maiores do que 10 km em

comprimento ou com grande continuidade, traçados em escala variando de 1:1.000.000 até 1:800.000. Para melhor posicionamento, os lineamentos foram retraçados na escala 1:300.000. Os lineamentos chamados de 2ª ordem, consistem em feições não reconhecidas na escala de 1ª ordem, traçados na escala 1:300.000 e sem restrições de tamanho. As escalas de traçado dos lineamentos foram escolhidas de modo que as estruturas reconhecidas nas imagens fossem representativas. Em imagens CBERs são interpretados feições morfoestruturais em escala 1:100.000 e em uma área mais reduzida, são interpretadas descontinuidades de terreno em fotografias aéreas em escala 1:60.000.

Após os levantamentos de campo alguns lineamentos são reinterpretados próximos aos afloramentos descritos e conforme as principais direções medidas em afloramentos.

Interpretações quanto à direção azimutal, em relação ao quadrante para a frequência e comprimento dos lineamentos, é realizada pela observação de diagramas de roseta, construídos pelo aplicativo *RockWorks*.

3.5 Análise Fractal

A aplicação da teoria de fractais nas geociências confunde-se com a própria história dos fractais. Desde os estudos pioneiros sobre o comprimento de linhas de costa, muitos trabalhos têm mostrado que várias propriedades geológicas e geofísicas típicas apresentam caráter fractal (Turcotte 1992). Como exemplo de características geológicas que apresentam geometria ou estatística fractal, pode-se citar a distribuição espacial de fraturas, os perfis topográficos, anomalias de campos potenciais, as distribuições estatísticas de porosidade, de aberturas de falhas e de comprimentos de fraturas, entre outros.

O conceito de fractal se popularizou a partir dos trabalhos de Mandelbrot (1982), os quais se basearam no trabalho de Richardson (1961) sobre o comprimento da linha de costa da Inglaterra. Neste trabalho foi mostrado que o comprimento da linha varia em função da escala usada para defini-la, seguindo uma lei de potência. Em outras palavras, a medida do perímetro de uma linha de costa torna-se maior conforme aumenta a resolução da unidade de medida.

O fato da linha de costa ter diferentes comprimentos, de acordo com a unidade de medida usada, poderia não ser importante, uma vez que o aumento da resolução expõe reentrâncias, pequenas baías e outras irregularidades. O fato interessante é que este aumento segue uma lei-de-potência. Objetos matemáticos que seguem uma lei de potência são caracterizados pela auto-similaridade, por exemplo, uma parte do conjunto

vista numa escala, é similar a outra vista em outra escala. Esta propriedade é também chamada de “invariância de escala”. A Figura 09 mostra estas propriedades para o chamado Triângulo de Sierpinski, um objeto fractal determinístico conhecido.

Linhas de costa podem apresentar auto-similaridade num sentido estatístico: uma pequena porção da costa vista em uma escala, é estatisticamente similar a uma outra, ou variante vista em outra escala.

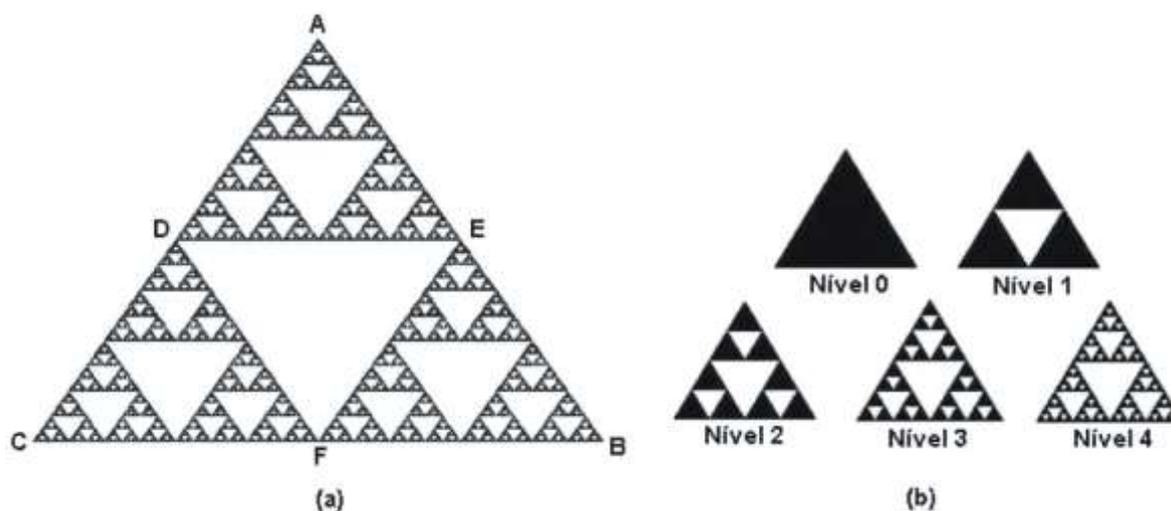


Figura 09. (a) O triângulo ADE é a redução exata do triângulo ABC, bem como os triângulos CDF e BEF, baseado no cinco primeiros níveis de construção do Triângulo de Sierpinski (b).

3.5.1 Análise Fractal de Lineamentos

Distribuições espaciais e estatísticas dos comprimentos

Para a análise da distribuição espacial dos lineamentos, foi empregado o método de contagens de caixas (*box-counting*). O método consiste em sobrepor o objeto de interesse, neste caso o conjunto de centróides de lineamentos, com grades formadas por quadrados de tamanhos decrescentes (Figura 10). Para cada grade são contados os números de quadrados $N(s)$ que contém pelo menos um centróide, onde s representa o tamanho do lado de cada quadrado. Então, o número N de caixas contendo pontos, sobre os lineamentos, é plotado contra o tamanho do lado destas caixas (s) em um gráfico log-log (Peitgen *et al.* 1992; Volland & Kruhl 2004). Se o conjunto for fractal, para um determinado intervalo, o gráfico $\log(N)$ versus $\log(s)$ exibe uma linha reta para este intervalo de (s). O coeficiente angular da reta ajustada a estes pontos representa a dimensão fractal do modelo analisado. A estimativa da dimensão fractal é realizada utilizando o código *box_count* proposto por De Souza & Rostirolla (2011).

Duas distribuições estatísticas são comumente encontradas para comprimentos de fraturas: a distribuição em lei-de-potência e a distribuição log-normal, havendo dificuldade de definição em algumas situações para qual das distribuições representa melhor o conjunto. Estas duas distribuições foram testadas para o conjunto de dados, conforme método descrito por Spisila *et al.* (2008), Spisila *et al.* (2009) e De Souza *et al.* (2008), e para este trabalho verificou-se que a distribuição que melhor representa o conjunto de lineamentos é a distribuição log-normal.

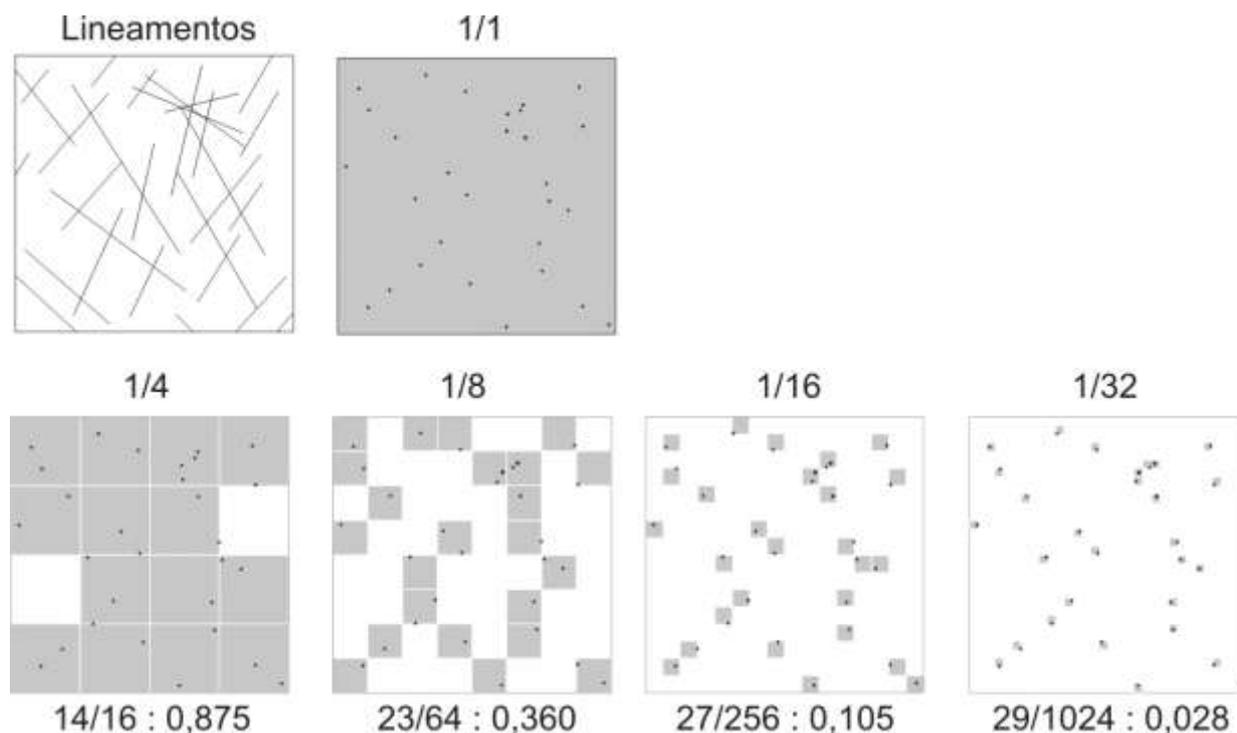


Figura 10. Exemplo de análise utilizando o método *Box-counting*, indicando o tamanho das caixas (De Freitas *et al.* 2006).

Método para análise dos dados

São utilizadas imagens de sensoriamento remoto do radar SRTM em escala 1:300.000, do satélite CBERS em escala 1:100.000 e fotografias aéreas em escala 1:60.000. A partir destas imagens são traçadas e vetorizadas feições de descontinuidade de terreno (lineamentos).

Para quantificação das anisotropias, os lineamentos são analisados em classes angulares separadas, onde também são calculados a área de abrangência e a intensidade dos lineamentos em 2D, pelo código *Fract_coord* (De Souza *et al.* 2008).

Para o cálculo dos parâmetros da distribuição de probabilidade dos comprimentos de fraturas segundo a distribuição log-normal (Spisila *et al.* 2009), é utilizado o código

logn_cdf (De Souza & Rostirolla 2011). O procedimento ajusta uma curva log-normal e calcula a média e desvio padrão da distribuição dos centróides para cada conjunto de lineamento. Além disso, fornece o índice r , resultado do teste de Kolmogorov-Smirnov que determina a confiabilidade dos dados, sendo que valores para o teste abaixo de 0,05 remetem a dados não confiáveis. O resultado da análise é um gráfico com a curva da frequência relativa acumulada *versus* comprimento dos lineamentos, ajustada à curva teórica da distribuição log-normal (Figura 11A).

A Figura 11B mostra o cálculo das distribuições estatísticas (Log-normal) e a estimativa da dimensão fractal dos centróides calculados, realizada através do código *box_count* (De Souza e Rostirolla 2011). A distribuição fractal é o coeficiente angular entre a reta ajustada e um plano horizontal (abscissa).

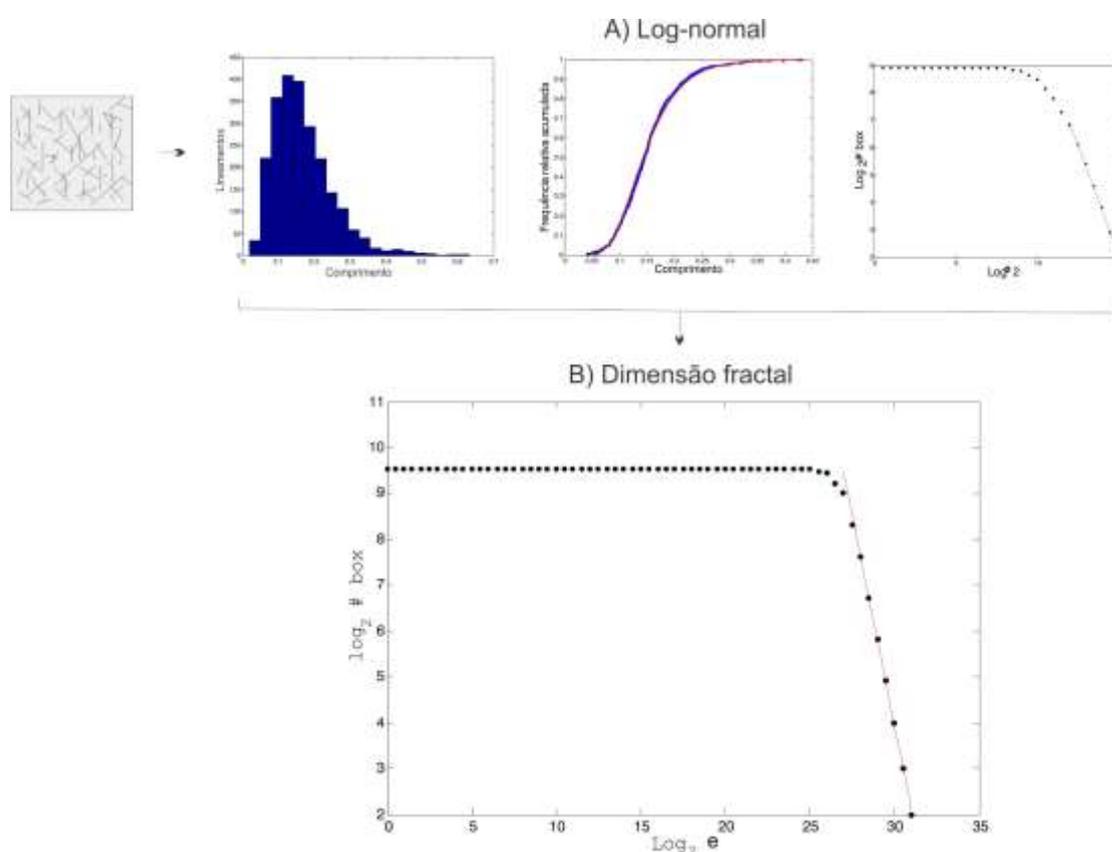


Figura 11. Exemplo de histograma, gráfico de frequência relativa acumulada versus comprimento dos lineamentos e ajuste dos dados da distribuição log-normal (A) e exemplo da estimativa da dimensão fractal pelo método de contagem (B).

3.5.2 Caracterização da Anisotropia Fractal

Conjuntos de fraturas apresentam dimensão fractal com diferentes valores para diferentes classes de orientações de fraturas em duas dimensões. Calculando a dimensão

fractal separadamente para cada classe, é possível determinar as direções máximas e mínimas da dimensão fractal, quantificando a anisotropia do conjunto. A direção máxima pode ser associada a outros parâmetros espaciais com o padrão dos lineamentos, como por exemplo o estudo da estatística estrutural da densidade dos lineamentos (Pérez-López & Paredes 2006).

A quantificação da anisotropia realizada pelo cálculo da geometria fractal (Volland & Kruhl 2004) e dos parâmetros estatísticos para diferentes classes de orientação permite relacionar os parâmetros geométricos com campos de tensões (σ_1 , σ_2 e σ_3) (Pérez-López *et al.* 2000, Pérez-López *et al.* 2005, Pérez-López & Paredes 2006), e possivelmente contribuirá na determinação dos mesmos, desde que os dados analisados (lineamentos) obedeam aos parâmetros andersonianos de estruturação, ou seja, que as descontinuidades tenham sido geradas no mesmo evento de deformação.

O método desenvolvido por Pérez-López & Paredes (2006) consiste em determinar a direção de máxima complexidade fractal (Df_{max}), e conseqüentemente a direção de mínima complexidade fractal (Df_{min}), mediante a análise da dimensão fractal em diversas linhas contínuas que interceptam os lineamentos contidos no mapa. Estas linhas são dispostas variando o ângulo θ azimutal, entre $N0^\circ$ e $N180^\circ$ com uma distância $\Delta\theta$ proporcional para o número de pontos desejado (DH, θ), para ser representado em um diagrama de pólos.

Para este trabalho, o método adotado consiste em realizar o cálculo da dimensão fractal através de classes angulares trigonométricas entre 0 e 180° (Volland & Kruhl 2004) em intervalos regulares, sendo estes intervalos definidos conforme a densidade de dados. Deste modo, são analisados todos os lineamentos contidos em classes angulares, sendo a classe inicial entre 0° e 30° (Figura 12), ao invés de somente os lineamentos que são interceptados por uma linha. Posteriormente, estes intervalos são incrementados em 10° , sendo a nova classe portanto, contida no intervalo 10° e 40° e assim sucessivamente.

Com os valores obtidos da dimensão fractal e a da orientação dos pontos em cada classe angular ($D\theta, \theta$) é construído um diagrama de pólos, onde a existência de uma direção de máxima complexidade fractal resulta em um elipsóide no diagrama (Figura 13). O mesmo procedimento é realizado para a distribuição de comprimentos.

Uma vez determinada a posição da dimensão fractal de máxima complexidade (Df_{max}), maior eixo do elipsóide, e a dimensão fractal de mínima complexidade (Df_{min}), menor eixo do elipsóide, é possível determinar a dimensão fractal intermediária através da construção de modelos de elipsóides por métodos como *least-squares fit* (Hart & Rudman 1997).

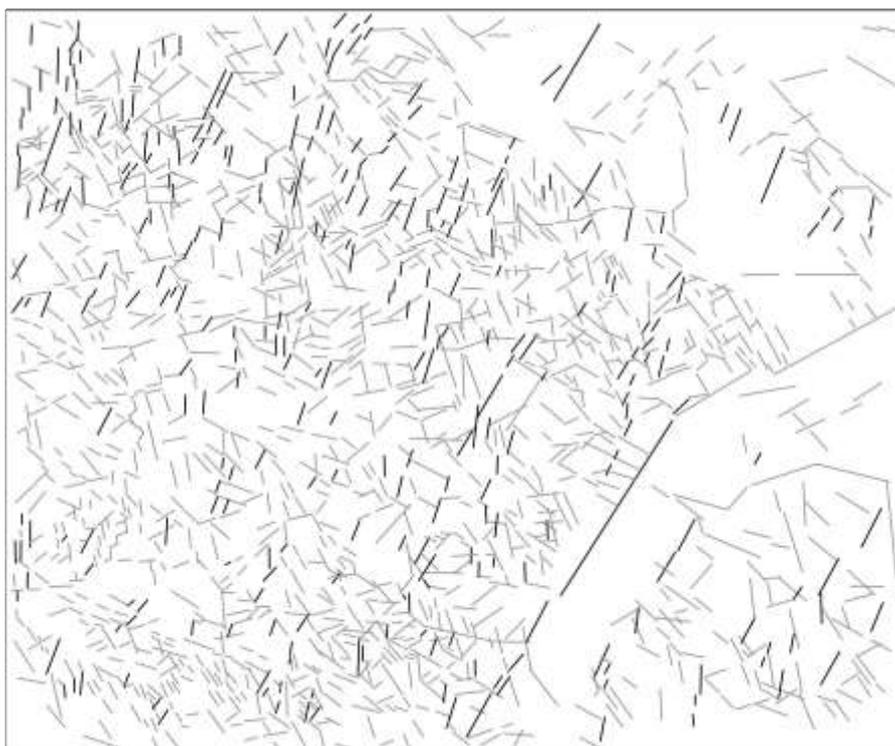


Figura 12. Área dos lineamentos traçados em fotografias aéreas 1:60.000 com o intervalo 0°-30° para o cálculo da dimensão fractal. Os lineamentos em preto são utilizados para o cálculo.

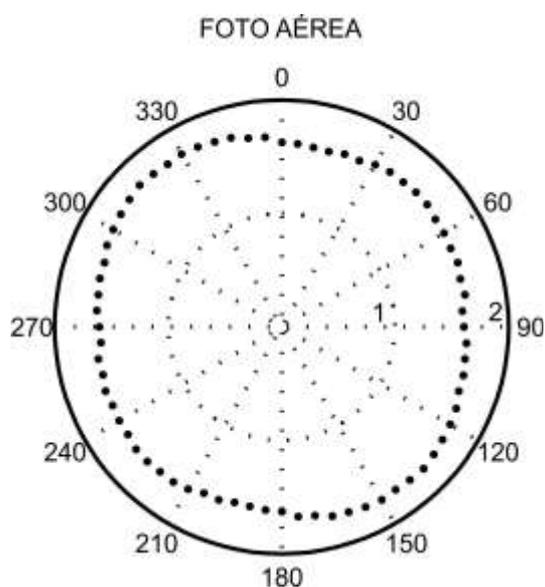


Figura 13. Valores plotados de dimensão fractal calculados para os lineamentos traçados em fotografia aérea 1:60.000.

Assim, com a quantificação dos valores da dimensão fractal, plotados em gráficos com a orientação dos campos de tensão de uma determinada fase de deformação, é possível comparar a relação entre o Df_{max} e o campo de tensão máxima (σ_1) (Pérez-López *et al.* 2000).

4. Revisão Bibliográfica

Os primeiros estudos geológicos na Bacia do Parnaíba foram realizados em 1846 pelo conde Francis de Castelnau ao longo do Rio Araguaia (Santos & Carvalho 2004). A denominação de Bacia do Parnaíba foi proposta por Derby em 1884 (*apud* Caputo 1984). Os levantamentos sistemáticos de geologia começaram em 1914 com Small (*apud* Silva *et al.* 1974), com trabalhos de reconhecimento. Caputo (1984) cita os levantamentos geológicos e paleontológicos que foram realizados a partir da década de 1910, como Lisboa (1914) e Duarte (1936), e com a evolução do conhecimento são produzidos os trabalhos de Paiva & Miranda (1937) e Campbell (1949). Trabalhos regionais foram realizados por Kegel (1953), Mesner & Wooldridge (1964), Rodrigues (1967), Carozzi *et al.* (1975), Lima & Leite (1978 *apud* Lima Filho 1999), Schneider *et al.* (1979 *apud* Araújo 2001), e Caputo (1984). A primeira subdivisão bioestratigráfica foi realizada em 1962 por Muller (*apud* Caputo 1984) com base nos poços estratigráficos da Petrobras. Na década de 70 a CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) em convênio com o DNPM (Departamento Nacional da Produção Mineral) realizou pesquisas para carvão, mapeamento geológico e levantamento hidrogeológico (Santos & Carvalho 2004) na Bacia do Parnaíba.

Com o início da prospecção de petróleo pela Petrobras, houve uma significativa contribuição para o conhecimento litoestratigráfico, paleontológico e paleoambiental, como os trabalhos de Daemon 1974 e 1976 (*apud* Caputo 1984); Della Fávera 1990; Quadros (1982 *apud* Lima Filho 1999), por exemplo. Há também uma série de trabalhos publicados por pesquisadores de universidades a partir do final da década de 70, dentre estes trabalhos destacam-se Suguio & Fúlfaro (1977), Cordani *et al.* (1984), Góes (1995), Young & Borghi (2003) e Caputo *et al.* (2006).

4.1 Evolução do conhecimento

A Bacia do Parnaíba, também conhecida na literatura como Bacia do Piauí-Maranhão, ou simplesmente Bacia do Maranhão, recobre uma área com aproximadamente 600.000 km² no norte-nordeste brasileiro e possui estratos correlacionados com outras bacias, como Gabão e Gana na África e, pode ter atingido uma área até três vezes maior que a atual (Caputo & Lima 1984). A extensão atual da bacia seria o resultado da erosão periférica de uma área inicialmente muito maior (Della Fávera 2001). A bacia é limitada pela Província Borborema a leste, Província Tocantins a

oeste e, a sul, pelo Maciço Mediano de Goiás. No seu depocentro possui aproximadamente 3500 metros de espessura de registro estratigráfico (Milani & Zalán 1999; Vaz *et al.* 2007). A Formação Pimenteiras (geradora) e Formação Cabeças (reservatório) formam o sistema com potencial petrolífero, onde a rocha geradora possui cerca de 2.5 – 2.0% de COT (Milani & Zalán 1999).

A Bacia do Parnaíba recebeu a designação “Província” por Góes (1995), que a dividiu em quatro bacias distintas: Bacia do Parnaíba, Bacia das Alpercatas, Bacia do Grajaú e Bacia do Espigão-Mestre, devido à complexidade tectono-sedimentar quando analisada no contexto de uma bacia única.

O termo “Província” para a Bacia do Parnaíba também é defendido por Silva *et al.* (2003) que argumenta que a evolução da bacia ocorreu de forma policíclica, e reafirma que as quatro bacias propostas por Góes (1995) tiveram gênese, estilos tectônicos, preenchimentos sedimentares e idades distintas. Contudo, por termos práticos e por não se tratar do foco principal deste trabalho, será adotada a designação “Bacia do Parnaíba”, tratada na forma de uma bacia única.

A atual área da bacia é limitada pelas seguintes feições estruturais:

1. Arco Ferrer (Arco São Vicente Ferrer-Urbano Santos-Guamá) com direção EW ao norte. Inicialmente sugerido por Rezende & Pamplona (1970), foi também descrito por Cordani *et al.* (1984), que atribui o alinhamento do Maciço de Granja à arquitetura deste importante alto, cujo estabelecimento corresponde a segunda manifestação ígnea mesozóica que ocorre na Bacia do Parnaíba.

2. Falha de Tauá a leste da bacia, com direção NS (Santos *et al.* 1984).

3. Lineamento Senador Pompeu (Cordani *et al.* 1984) a sudeste com direção NE-SW, que controla a “bacia molássica” de Cococi e propicia condições de suprimento na bacia. Góes (1995) infere falhas normais a este lineamento.

4. Lineamento Tocantins-Araguaia na porção oeste da bacia, com direção NS proposto por Kegel (1965), para a complexa estruturação, composta por diversos elementos, na borda ocidental da Bacia do Parnaíba.

5. Arco Capim, proposto por Góes (1995), a noroeste com direção NE-SW, feição limite entre a Bacia do Parnaíba e a Bacia do Marajó. A autora sugere essa denominação ao arco anteriormente chamado de Arco Tocantins (Mesner & Wooldridger 1964), pois considera que a denominação Tocantins deve ser atribuída somente ao soerguimento associado ao conjunto de lineamentos estruturais NS e NW-SE pertencentes à faixa orogênica Tocantins-Araguaia.

A localização da Bacia do Parnaíba no contexto de território brasileiro, bem como as principais estruturas limitantes das bacias intracratônicas podem ser vista na Figura 14.

Além dos elementos estruturais que são responsáveis pelos limites e pela forma poligonal da bacia, existem outras descontinuidades no embasamento que podem ter influenciado na evolução tectonossedimentar da Bacia do Parnaíba (Figura 15).

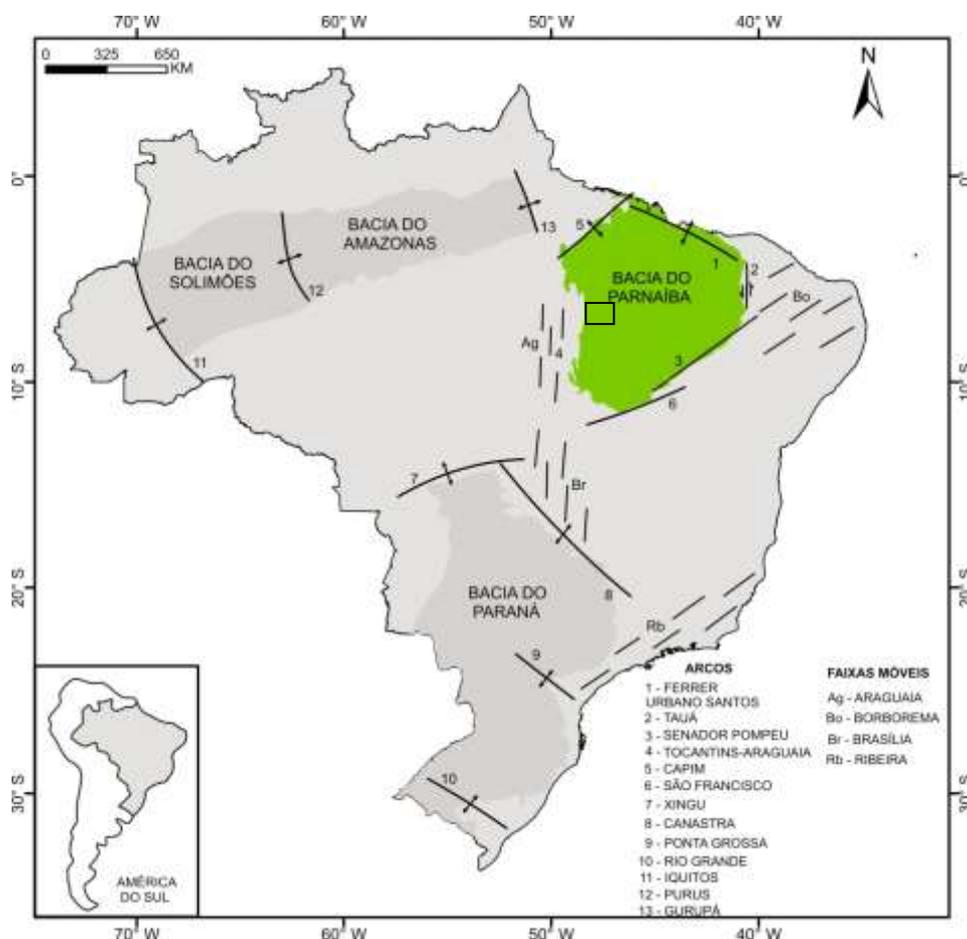


Figura 14. Posicionamento geográfico e limites atuais da Bacia do Parnaíba e bacias intracratônicas paleozóicas brasileiras (modificado de Zalán 2004). O retângulo indica a área estudada.

Entre as principais estruturas estão a Estrutura de Xambioá de direção NE-SW a E-W (figura 15), correspondente a uma área passiva entre duas áreas subsidentes e coincidente, em parte, com o possível núcleo cratônico da bacia (Cordani *et al.* 1984); o Arqueamento do Alto Parnaíba com comportamento ascensional durante a evolução da bacia e direção paralela a Estrutura de Xambioá (Góes 1995); o Lineamento Transbrasiliiano (Falhas do Sobral e Jaguarapi) relacionado às chamadas “Bacias Molássicas” de Jaibaras, Jaguarapi, Monte do Carmo e Água Bonita, e que pode ter influenciado a sedimentação paleozóica até pelo menos o Carbonífero (Cordani *et al.* 1984); os lineamentos Rio Parnaíba e Rio Grajaú, reflexo da influência de ciclos

geomorfológicos mesozóicos-cenozóicos (Cordani *et al.* 1984); e estruturas de direção NW-SE como o Lineamento Marajó-Parnaíba (Vaz *et al.* 2007).

Estudos sobre origem e evolução da Bacia do Parnaíba revelam que provavelmente a origem da bacia está temporalmente relacionada à estabilização da Plataforma Sul-Americana Eopaleozóica.

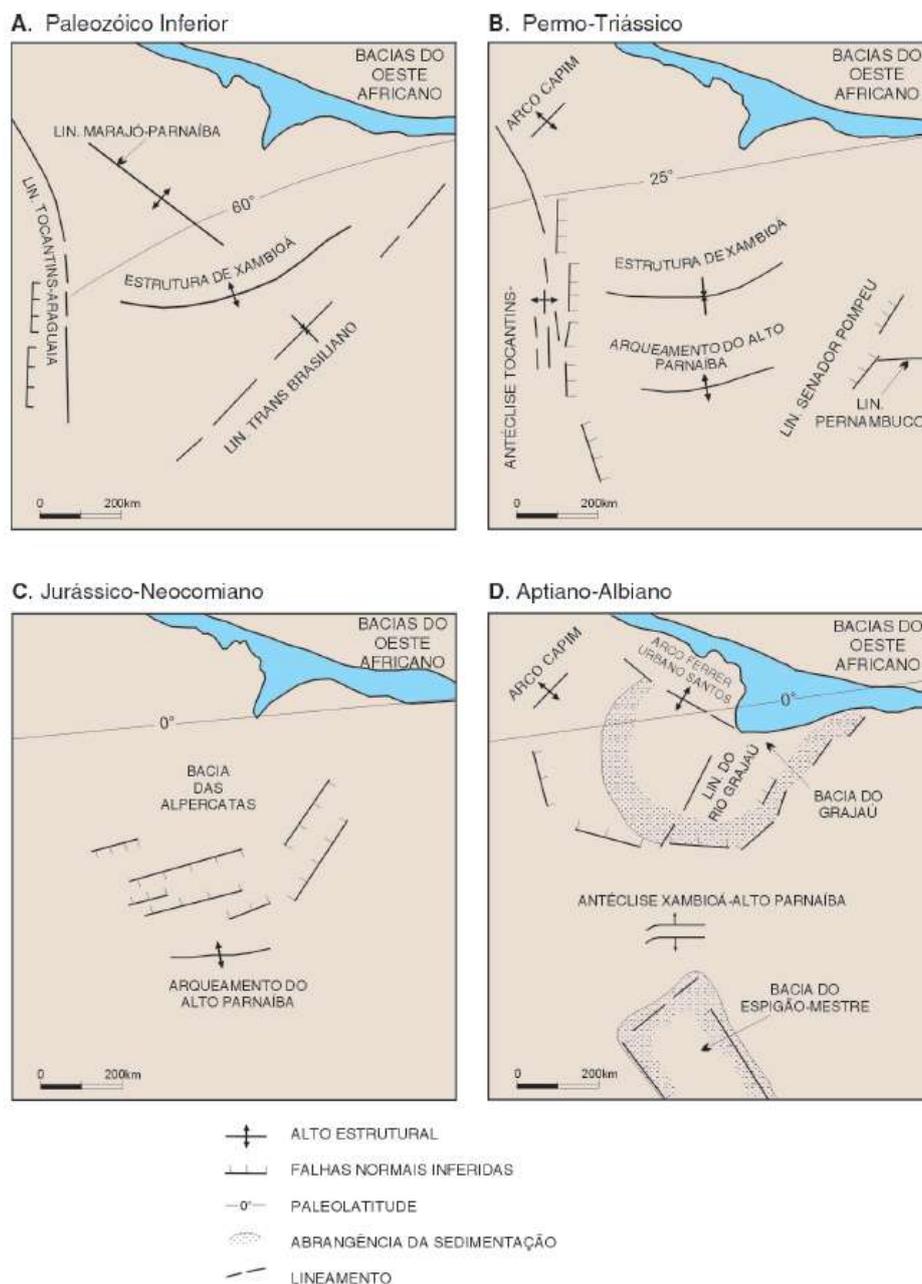


Figura 15. Mapas paleotectônicos com a evolução das principais estruturas na Bacia do Parnaíba proposto por Góes (1995) e modificado por Silva *et al.* (2003).

O Neoproterozóico é marcado pela fragmentação do supercontinente Rodínia, seguido da aglutinação destes fragmentos juntamente com os produtos da tafrogênese resultante da fissão deste supercontinente. Esta aglutinação é considerada diacrônica por

estudos tectônicos e geocronológicos realizados nas províncias estruturais formadas (Schobbenhaus & Brito Neves 2003), que são as províncias Borborema, Tocantins, Mantiqueira e Pampeana (Almeida *et al.* 1981) formadas ao final do Ciclo Brasileiro (Almeida 1969). Tais províncias unem as placas, microplacas e microcontinentes remanescentes do Rodínia para a articulação do recém gerado Gondwana, consolidado no início do Fanerozóico. A Plataforma Sul-Americana encontra-se na porção ocidental do novo supercontinente (Almeida *et al.* 2000).

A Província Tocantins em especial, possui deformações intensas entre 1000 e 500 Ma, sendo as últimas idades referentes ao Ciclo Brasileiro-Panafricano (Cordani *et al.* 1984). Constitui a principal unidade tectônica do Brasil Central, tratando-se de um sistema de orógenos caracterizados por cinturões de dobramento e zonas de empurrões, e é um produto da convergência e colisão entre os Crátons Amazonas, São Francisco e Paranapanema, a oeste, leste e sudoeste, respectivamente Almeida *et al.* (1977). Os eventos orogênicos imprimiram um caráter diferencial na deformação, evidenciada pela menor intensidade nas proximidades das áreas cratônicas, e pelo aumento da deformação ao afastar-se destes crátons (Delgado *et al.* 2003).

Strieder & Nilson (1993) admitem que a Província Tocantins é caracterizada por uma disposição específica de lineamentos estruturais. Na região norte pode-se caracterizar a Faixa Araguaia, como uma unidade geológica que possui direção geral e estruturas N-S, com aproximadamente 1200km de extensão e cerca de 100km de largura (Figura 16), que representa o embasamento da Bacia do Parnaíba na sua porção oeste. É formada pelo Grupo Estrondo, composto pelas Formações Morro do Campo, na base, e Xambioá no topo. Herz *et al.* (1989) ainda insere a Formação Canto da Vazante no grupo citado. Sobreposto ao Grupo Estrondo ocorre o Grupo Tocantins, composto pelas Formações Pequizeiro, na base, e Couto Magalhães no topo.

A principal estrutura encontrada nas rochas da Faixa Araguaia é a foliação metamórfica, e Souza (2001) destaca três domínios estruturais principais, ao levar em consideração os elementos arquiteturais e as orientações estruturais encontradas na folha SB.22-Z-B (Xambioá): **a)** Domínio N-S: Zonas de cisalhamento contracional, interpretados como rampas frontais com mergulho para leste; **b)** Domínio NW-SE: refere-se às zonas de cisalhamento transcorrentes; e **c)** Domínio das Estruturas Dômicas: São as estruturas observadas na região do Lontra, Andorinhas-Martírios e Xambioá.

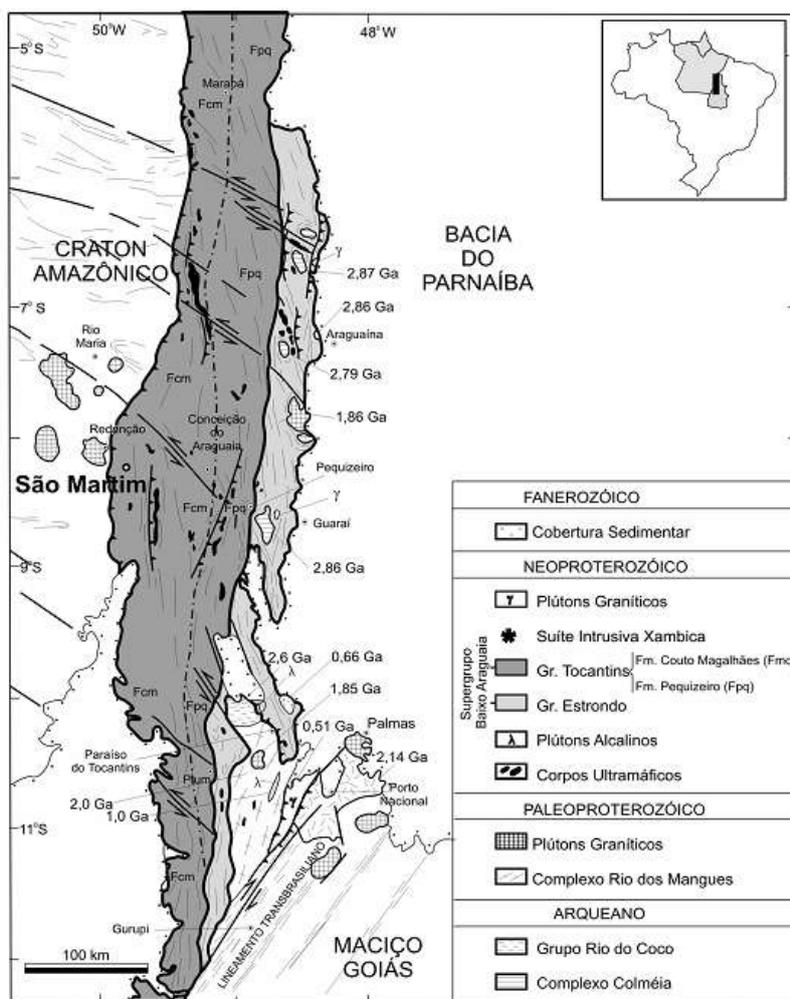


Figura 16. Mapa litoestrutural simplificado da Faixa Araguaia e unidades do embasamento (Alvarenga *et al.* 2000).

Para Souza & Moreton (1995) a evolução tectono-estrutural da faixa teve início a partir de empurrões com componente oblíquo sinistral e vergência para NW. Estas estruturas marcam limites entre as unidades litotectônicas, as quais são seccionadas por zonas de cisalhamento de direção NW-SE.

Schobbenhaus (1975 apud Delgado *et al.* 2003), descreveu um sistema de falhas transcorrentes dextrais, de direção geral N30E, denominada como Lineamento Transbrasiliano. Em toda a porção da faixa observa-se compartimentação rúptil, mediante falhas de direções NS, NW-SE e NE-SW. Possivelmente foram reativadas durante a sedimentação paleo-mesozóica da Bacia do Parnaíba. A estruturação NS propiciou o desenvolvimento de *horsts* e *grábens*, tanto na Bacia do Parnaíba como na Faixa Araguaia, exemplificado com o Gráben do Muricizal.

Abreu & Hasui (1978) nomearam algumas das principais feições encontradas na Faixa Araguaia, conforme ilustrado na Figura 17. Nota-se um prolongamento da Falha Carajás para dentro da faixa, com direção principal para N45W, aproximadamente. O

Lineamento Iriri-Martírios possui cerca de 650km de extensão e pode ser qualificado como uma zona de cisalhamento transcorrente com cinemática sinistral. Já a falha de empurrão Tucuruí evidencia um carreamento do Grupo Tocantins sobre o Cráton Amazônico. Diques de diabásio brasileiros e jurássicos são orientados principalmente nas direções N-S e NNW-SSE (Herz *et al.* 1989).

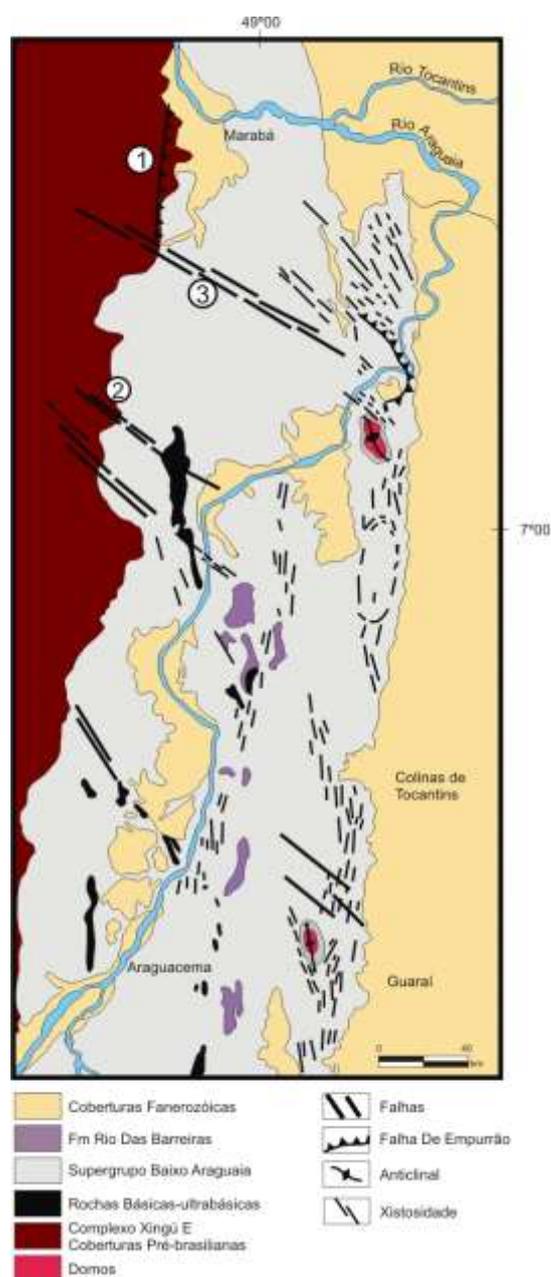


Figura 17. Mapa geológico da porção setentrional da Faixa Araguaia. Três estruturas foram nomeadas em função de sua importância: 1) Falha do Tucuruí; 2) Falha de Carajás; 3) Lineamento de Iriri-Martírios (Abreu & Hasui 1978).

A complexidade de eventos que atingiram a Faixa Araguaia e os blocos constituintes da Plataforma Sul-Americana gerou inúmeras estruturas, que após o Ciclo Brasileiro-Panafricano funcionam como linhas de fraqueza para reativações (Caputo *et al.* 2006). A Bacia do Parnaíba encontra-se disposta sobre este embasamento fortemente estruturado, formado ou retrabalhado durante o Ciclo Brasileiro (Cordani *et al.* 1984).

Oliveira & Mohriak (2003), utilizando dados de afloramentos, de poços de sondagem, sísmicos, gravimétricos e magnetométricos, interpretam que a origem da Bacia do Parnaíba está relacionada a riftes precursores gerados ao longo dessas linhas de fraqueza pré-cambriana, e afirmam que zonas de falhas associadas ao Lineamento Transbrasileiro têm papel fundamental para a geração de feições grabeniformes e controle inicial dos depocentros. Estes autores descrevem que a parte basal (pré-Bacia do Parnaíba), reconhecida como Formação Jaibaras, foi depositada na porção exposta do flanco de um rifte continental, gerando um complicado sistema ígneo-sedimentar.

Oliveira & Mohriak (2003) resumem que a evolução das estruturas precursoras da Bacia do Parnaíba ocorre inicialmente com evento distensional (rifteamento) causando subsidência mecânica, seguido de preenchimento ígneo-sedimentar (Formação Jaibaras). Ocorre subsidência sin e pós-rifte, esta última devido a resfriamento termal que causa o ajuste isostático da litosfera, posteriormente afetado por um evento compressivo, soerguendo a Formação Jaibaras, com falhas inversas e dobras que, por ajuste litosférico seguinte, gera a subsidência para a implantação da Bacia do Parnaíba.

A paleo-estruturação da plataforma Sul-Americana influencia não só a origem da Província Tocantins e da Bacia do Parnaíba, mas também a evolução estrutural destas duas províncias, possivelmente controlando reativações e possibilitando a geração de novas estruturas.

4.2 Litoestratigrafia da Bacia do Parnaíba

O conhecimento estratigráfico da Bacia do Parnaíba ainda é pequeno quando comparado à sua extensão. As colunas estratigráficas não subdividem as formações em membros e há dúvidas a respeito de certas unidades litoestratigráficas. A Figura 18 apresenta a proposta mais recente de Vaz *et al.* (2007).



Figura 18. Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba a partir do Carbonífero. Modificada de Vaz *et al.* (2007).

Grupo Serra Grande

O termo Serra Grande foi proposto por Small (1914 *apud* Silva *et al.* 1974) para descrever a seção basal composta por arenitos, conglomerados e calcários. Este conceito foi reestudado por Kegel (1953) que definiu a seção como formação. Carozzi *et al.* (1975) elevaram esta unidade à categoria de grupo. A proposta estratigráfica mais aceita atualmente foi elaborada por Caputo (1984), tendo a deposição deste grupo ocorrido durante o Siluriano. O grupo é dividido nas formações: Ipu, Tianguá e Jaicós. O Grupo Serra Grande encontra-se assentado discordantemente sobre o embasamento e sobre as formações Riachão e Mirador. Estima-se espessuras superiores a 900 metros para este grupo na porção leste da bacia.

O termo **Formação Ipu** foi utilizado pioneiramente por Campbell (1949), e é composta por camadas de arenitos conglomeráticos, conglomerados, diamictitos e folhelhos com espessura aproximada de 300 m. (Caputo 1984). As camadas de conglomerados são recorrentes na seção e são compostas por clastos de quartzo e quartzito em meio à matriz areno-argilosa (Caputo 1984). Kegel (1953) descreve a presença de seixos facetados, mas não estriados.

Os ambientes deposicionais sugeridos estão associados a leques aluviais de origem glacial e a leques deltaicos com deposição plataformal nas porções distais dos leques (Caputo 1984).

A **Formação Tianguá** foi proposta inicialmente como Membro Tianguá por Rodrigues (1967 *apud* Caputo 1984) para descrever a seção composta por folhelho e arenito fino sobrepostos à Formação Ipu, que ocorrem no cinturão de afloramentos nordeste, porém Carozzi *et al.* (1975) elevaram a unidade à categoria de formação. Góes & Feijó (1994) descrevem esta unidade como sendo composta por folhelho cinza, siltito e arenito micáceo. Segundo Caputo (1984) os folhelhos graptolíticos da Formação Tianguá no Brasil e da sua unidade equivalente no Norte da África foram originados durante o mesmo evento de transgressão, relacionado ao derretimento das geleiras norte africanas, ao passo que geleiras localizadas no sul da América do Sul e sul da África perduravam.

A deposição desta unidade ocorreu em ambiente marinho raso durante a fase de máxima extensão da transgressão glácio-eustática mundial (Arce *et al.* 2006). Segundo Caputo (1984) os sucessivos avanços e recuos do gelo têm uma grande importância nas transgressões e regressões observadas na Formação Tianguá.

O termo **Formação Jaicós** foi proposto inicialmente por Plummer (1946) para descrever as camadas de arenitos e conglomerados no escarpamento de Serra Grande. Quadros (1982 *apud* Lima Filho 1999). É composta principalmente por arenito médio a grosso, com grãos angulosos a subangulosos. Por vezes observa-se clastos dispersos com diâmetro variando de 2 a 6 cm (Caputo 1984).

Caputo (1984) interpreta que a sedimentação desta formação ocorreu de forma regressiva em sistemas de leques aluviais e deltaicos. Entretanto outros autores interpretaram outros ambientes deposicionais: Kegel (1953) interpreta que a formação se depositou em um sistema fluvial; Bigarella *et al.* (1965 *apud* Góes 1995) propõem deposição em ambiente marinho raso; Carozzi *et al.* (1975) propõem que a deposição ocorreu em canais distributários e frente deltaica.

Grupo Canindé

O Grupo Canindé recebeu essa denominação de Rodrigues (1967 *apud* Góes & Feijó 1994) e posteriormente por Carozzi *et al.* (1975), para agrupar as formações Pimenteiras, Cabeças e Longá. Neste trabalho, adota-se a proposta de Góes & Feijó (1994) e Vaz *et al.* (2007) que definem o Grupo Canindé composto pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. Encontra-se sobreposto discordantemente ao Grupo Serra Grande, relacionado a uma ampla regressão mundial, que ocasionou a migração da

linha de costa do norte da África (Caputo & Lima 1984). Estimam-se espessuras superiores a 1000 metros em subsuperfície na porção lesta da bacia.

A **Formação Itaim**, inicialmente recebeu a designação de membro por Kegel (1953) e foi elevada a categoria de formação para compor parte da porção superior do Grupo Serra Grande (Carozzi *et al.* 1975). Com idade atribuída ao eodevoniano (Mesner & Wooldridge 1964), passou a ser classificada como do Eifeliano por Góes & Feijó (1994). É composta por arenito fino, esbranquiçado, quartzítico e feldspático, intercalado a folhelho bioturbado com presença de caulinita, illita e clorita (Carozzi *et al.* 1975), depositados em ambiente deltaico e plataformal, dominados por correntes induzidas por processos de marés e tempestades (Góes & Feijó 1994) e representa a porção inferior de um sistema deposicional transgressivo na plataforma (Santos & Carvalho 2004).

O nome **Formação Pimenteiras** (Small 1914 *apud* Silva *et al.* 1974) foi utilizado pela primeira vez para designar as camadas de folhelhos próximas a Cidade de Pimenteiras (PI).

De idade Givetiano-Frasniano (Góes & Feijó 1994) é composta principalmente por folhelho cinza escuro a preto, esverdeado, as vezes bioturbado, rico em matéria orgânica e com radioatividade (Mesner & Wooldridge 1964 e Vaz *et al.* 2007). Corpos arenosos delgados ocorrem intercalados às camadas de folhelhos (Góes & Feijó 1994). A deposição destes litotipos ocorreu em ambiente nerítico plataformal dominado por tempestades (Della Fávera 1990, Young & Borghi 2003), com feições que indicam ciclicidade deposicional (Della Fávera 1990) e sedimentação com estruturação rítmica, sugerindo um mecanismo com variação periódica no transporte ao sítio de deposição (Suguio & Fúlfaro 1977).

Diversos autores (Góes *et al.* 1989; Milani & Zalán 1999; Santos *et al.* 2007, entre outros) atribuem a Formação Pimenteiras um potencial exploratório de hidrocarbonetos do ponto de vista de rocha geradora. Porém, Milani & Zalán (1999) alertam que esta rocha fonte é imatura em relação à evolução termal, e que intrusões ígneas seriam uma fonte de calor capaz de promover a maturação para a geração de grandes quantidades de hidrocarbonetos.

A **Formação Cabeças** foi denominada por Plummer (1946) para caracterizar a seqüência de arenitos na região de Cabeças, ao noroeste da cidade de Picos (PI).

Para a Formação Cabeças, foi primeiramente atribuída idade eo a mesodevoniano (Kegel 1953), posteriormente considerada do Givetiano-Frasniano (Góes & Feijó 1994). É composta predominantemente por arenito cinza claro, médio a grosso, com intercalações delgadas de siltito e folhelho, com ocorrência de diamictito, principalmente na porção

superior da formação (Vaz *et al.* 2007), depositados em um ambiente marinho e deltaico (Mesner & Wooldridge 1964).

Os depósitos deltaicos são caracterizados por estratificação cruzada sigmoidal (Della Fávera 2001), e os depósitos marinhos seriam de plataforma rasa sobre a influência de maré, em um ambiente periglacial (Milani e Zalán 1999). Della Fávera (2001) descreve depósitos glaciais na porção superior desta formação.

Autores como Santos *et al.* 2007, Della Fávera 1990 entre outros, atribuem um intervalo regressivo relacionado à deposição da Formação Cabeças e porções da Formação Pimenteiras.

A **Formação Longá** foi proposta por Albuquerque & Dequech (1946 *apud* Kegel 1953) para os folhelhos que afloram na travessia do Rio Longá. De idade Neodevoniano (Kegel 1953), é composta predominantemente por folhelho cinza-escuro a preto, arroxeadado, homogêneo, bem laminado, bioturbado (Vaz *et al.* 2007) depositados em ambiente nerítico plataformal dominado por tempestades (Góes e Feijó 1994) com camadas de arenito e siltito na porção superior (Vaz *et al.* 2007) enquanto que Lobato & Borghi (2007) descrevem acumulações de corpos arenosos em um contexto tectono-eustático causado por isostasia glacial no final do Devoniano ou início do Carbonífero, que poderiam servir como possíveis reservatórios, uma vez que seriam corpos de arenitos isolados e selados por folhelhos.

A **Formação Poti** possui o primeiro registro de uso do termo atribuído a Lisboa (1914 *apud* Araújo 2001). A denominação Formação Poti foi proposta por Paiva & Miranda (1937) para designar as camadas perfuradas em um poço de água subterrânea, em Teresina (PI).

Esta formação, de idade mississipiana (Mesner & Wooldridge 1964) é composta por arenito cinza-esbranquiçado, lâminas dispersas de siltito, e arenito cinza intercalado a siltito e folhelho e eventuais níveis de carvão (Vaz *et al.* 2007), gerando uma seqüência deposicional (base Fm. Poti e topo Fm. Longá) compondo uma sucessão progradante deltaica/estuariana com depósitos plataformais, litorâneos e fluviais (Góes 1995) e planícies de maré sob a influência de tempestades (Góes & Feijó 1994).

Grupo Balsas

O Grupo Balsas foi proposto por Góes *et al.* (1990), sendo composto pelo complexo clástico evaporítico. O grupo é dividido em quatro formações: Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. Estimam-se espessuras de aproximadamente 1.100 metros na porção central da bacia (Figura 19).

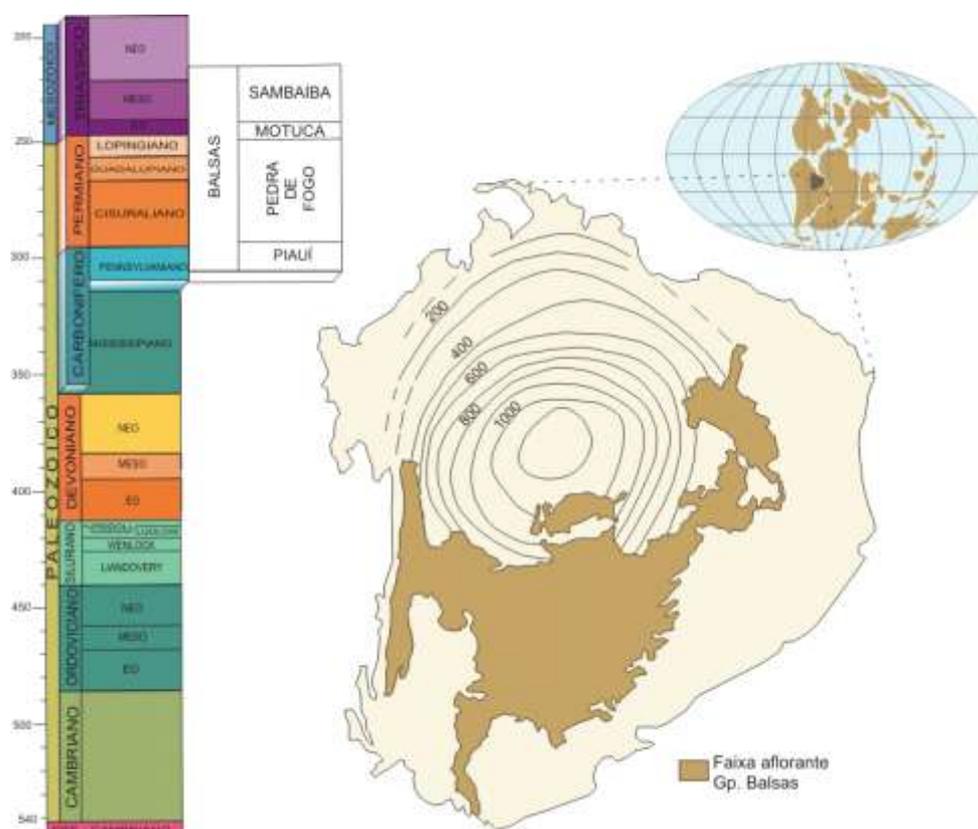


Figura 19. Mapa da porção aflorante (modificado de Santos & Carvalho 2004), com isópacas do Grupo Balsas (modificado de Caputo 1984).

Originalmente o termo Série Piauí foi utilizado por Small (1914 *apud* Silva *et al.* 1974) para descrever a seção paleozóica da Bacia do Parnaíba. Oliveira & Leonardos (1943 *apud* Caputo 1984) restringiram o termo para **Formação Piauí**, representando as camadas carboníferas do Pensilvaniano. Mesner & Wooldridge (1964) dividiram a formação em dois membros. O membro inferior é composto por corpos arenosos e o membro superior por corpos de arenito intercalados com folhelho, siltito e chert.

As camadas sedimentares possuem geometria intercalada evidenciando transporte por vento e água. Caputo (1984) interpreta que houve diversas ingressões do mar durante a deposição desta seção. Caputo (*op. cit.*) descreve que em subsuperfície, em direção a porção noroeste da bacia, predomina folhelho, calcário e anidrita, enquanto em superfície predominam depósitos continentais fluviais e eólicos.

Lima & Leite (1978 *apud* Caputo 1984) mediante a análise das características litológicas e das estruturas sedimentares, chegaram à conclusão de que houve pelo menos dois sistemas deposicionais atuantes na deposição da formação, sendo um sistema caracterizado por variação de energia durante a sedimentação, remontando a um provável ambiente fluvial, e outro sistema, cujas características litológicas remetem a deposição em ambiente eólico com clima árido a semi-árido.

O nome **Formação Pedra de Fogo** foi proposto inicialmente por Plummer (1946) para definir a sequência de camadas de chert e folhelho com madeira petrificadas (*Psaronius brasiliensis*), entre as localidades de Pastos Bons e Nova Iorque no estado do Maranhão. A formação é composta por sílex, calcário oolítico e pisolítico, siltito, arenito fino e médio, folhelho e anidrita (Caputo 1984) depositados durante o Eo a Neopermiano (Góes e Feijó 1994). Aguiar (1971) reconheceu que a sedimentação ocorreu ciclicamente, com base em trabalhos de campo. De uma forma geral, um ciclo maior pode ser caracterizado do topo para a base por folhelho carbonoso, siltito esverdeado, arenito com restos de madeira, siltito verde amarelado, calcário rosa acizentado e chert com concreções, folhelho verde com restos de plantas, calcário oolítico com intercalações de folhelho, folhelho verde com restos de madeira e folhelho roxo. Por vezes os estratos de arenito podem apresentar camadas de espessura milimétrica de carvão.

Santos & Carvalho (2004) descrevem que a sequência sedimentar da Formação Pedra de Fogo inicia-se com arenito róseo com granulação bimodal e estratificação cruzada de grande porte. Há intercalação com níveis de oncólitos e esteiras algálicas. Em direção ao topo da sequência o arenito apresenta laminação lenticularizada, gretas de dissecação e *tepees*. A interpretação ambiental deste empilhamento é uma regressão associada ao avanço do ambiente desértico sobre planícies costeiras. Para o topo a sequência possui caráter transgressivo com deposição de pelitos sobre o arenito.

Araujo (2001) a partir do estudo das principais litofácies relata que a sedimentação ocorreu em ambiente predominantemente marinho de águas relativamente rasas, com oscilações para águas profundas. A presença de chert e anidrita indica que também houve momentos em que a deposição ocorreu em ambiente marinho restrito, em clima semi-árido a árido.

A **Formação Motuca** foi descrita inicialmente por Plummer (1946) ao estudar folhelhos com lentes de calcário e anidrita, dispostos sobre a Formação Pedra de Fogo, aflorantes próximo à Fazenda Motuca, no Maranhão.

Mesner & Wooldridge (1964) definiram a Formação Motuca como uma alternância de folhelho e arenito vermelho, com intercalação de dolomito.

A formação é composta principalmente por arenitos síltico argilosos, siltitos argilosos e corpos de folhelho com intercalações de carbonato e anidrita na parte central da bacia (Lima Filho 1999). Na base da sequência ocorre arenito fino a médio com estratificação cruzada de médio a grande porte com grãos subarredondados a esféricos e foscos, às vezes contendo restos de madeira petrificada. A porção intermediária é composta por siltito e folhelho esverdeado com finas intercalações de calcário argiloso. A

porção superior é litologicamente composta por arenito com intercalação de siltito e argilito vermelho. O arenito possui granulação fina a média com grãos subangulosos a subarredondados e foscos.

Mesner & Wooldridge (1964) sugerem que a deposição das rochas que constituem a Formação Motuca ocorreu em ambiente continental eólico e fluvial, mas com influências evaporíticas do mar remanescente. Lima & Leite (1978 *apud* Caputo 1984) consideram que esta formação tem relação com origem continental, flúvio-eólica com incursões marinhas com implantação de ambientes lagunares. Caputo (1984) interpreta que a deposição ocorreu em ambiente fluvial, eólico e lacustrino em condição de clima árido com acumulação de evaporitos continentais. Segundo Lima & Leite (1978 *apud* Caputo 1984) o contato com a Formação Sambaíba é gradativo ou transicional, diferente de Vaz *et al.* (2007) que interpretação na carta estratigráfica um contato abrupto.

A **Formação Sambaíba** foi definida por Plummer (1946) para descrever o intervalo arenítico que aflora na forma de mesetas próximo a região de Sambaíba, no Maranhão.

Mesner & Wooldridge (1964) elevaram esses arenitos à categoria de formação, admitindo sua idade como eotriássica, devido ao seu posicionamento entre a Formação Motuca e Pastos Bons, visto que a unidade é afossilífera.

A unidade é composta por arenito róseo a amarelo, com grau de seleção alto, grãos esféricos, bimodais, foscos e a estratificação presente é cruzada de grande porte. Localmente ocorre arenito fino, bem selecionado com estratificação cruzada planar. O ambiente de deposição segundo Caputo (1984) foi predominantemente eólico com influência fluvial (depósitos tipo *wadi*), e corresponde ao final da desertificação da bacia.

Magmatismo e unidades Mesozóicas

A **Formação Mosquito** foi definida por Aguiar (1969 *apud* Góes & Feijó 1994) para os derrames basálticos com intercalações de arenitos em afloramentos no leito do Rio Mosquito, ao sul de Fortaleza dos Nogueiras (MA). Consiste no primeiro pulso magmático na bacia durante o Mesozóico, com idade Triássico-Jurássico, e possui correlação com o magmatismo Penatecaua nas bacias do Amazonas e Solimões, associado à fase pré-rifte, reflexo da abertura do Atlântico Norte (Milani & Zalán 1999). Datações radiométricas pelo método K/Ar indicam idades entre 148 a 214 Ma (Correia 1990), e Marzoli *et al.* 1999 indica um intervalo mais restrito, entre 190.5 ± 1.6 a 198.5 ± 0.8 Ma através de datações em basaltos alcalinos do estado do Maranhão pelo método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

Os basaltos desta formação são pretos, amigdaloidais, toleíticos, com eventuais intercalações com arenitos vermelhos com lentes de sílex (Góes & Feijó 1994). As amígdalas são normalmente preenchidas por calcita, calcedônia, clorita e zeólita.

A **Formação Pastos Bons** definida por Lisboa (1914 *apud* Góes & Feijó 1994), foi depositada devido à subsidência gerada pelo peso das rochas básicas da Formação Mosquito, juntamente com o pacote sedimentar sotoposto.

Vaz *et al.* (2007) propõem a subdivisão em três partes desta formação, baseados na proposta de Caputo (1984): a) a porção basal com predomínio de arenitos brancos a esverdeados, finos a médios, com estratificação plano-paralela e raras lentes de calcários; b) a porção média com siltitos, folhelhos e argilitos intercalados a camadas de arenitos e c) a porção superior, constituída por arenitos de tons avermelhados gradando para siltitos, com eventuais níveis de folhelhos.

A deposição desta unidade possivelmente está ligada a paleodepressões continentais ao longo da Estrutura Xambioá que no Mesozóico se comportou como um baixo deposicional (Hasui *et al.* 1991), criando um ambiente lacustre com contribuição fluvial, durante um período de clima árido a semi-árido no Meso a Neojurássico (Vaz *et al.* 2007).

A **Formação Sardinha** (Aguiar 1969 *apud* Góes & Feijó 1994) foi denominada para remeter o local da primeira observação, a Aldeia do Sardinha (MA), e consiste do segundo pulso magmático na bacia durante o Mesozóico, com idade Eocretácea, e possui correlação com o magmatismo Serra Geral (Bacia do Paraná), reflexo da abertura do Atlântico Sul (Milani & Zalán 1999). Datações radiométricas revelam idades de 110 a 134 Ma para as rochas da Formação Sardinha (Correia 1999), que correspondem a diques e soleiras de diabásio, pretos e amigdalóides. Os diques possuem tamanhos irregulares, variando de 10 a 20 metros (Bignelli & Dias 2004a e b).

A expressão **Formação Corda** foi utilizada pela primeira vez por Lisboa (1914 *apud* Góes & Feijó 1994) para caracterizar arenitos avermelhados que afloram próximos a rochas básicas do alto Mearim no estado do Maranhão.

A proposta de Vaz *et al.* (2007) reinterpretou a posição estratigráfica da Formação Corda, que fazia parte da sequência Jurássica junto com a Formação Pastos Bons, compondo o Grupo Mearim na proposta de Góes & Feijó (1994), propondo idade cretácea (Aptiano/Albiano), contemporânea às formações Grajaú e Codó.

A Formação Corda é composta por arenito cinza-esbranquiçado e avermelhado, fino a grosso e raros níveis de sílex, depositados em ambiente desértico, caracterizado por estratificações cruzadas de grande porte, *climbings* transladantes e fluxo de grãos,

típicos de estruturas eólicas (Vaz *et al.* 2007). Caputo (1984) interpreta que a deposição desta formação está ligada a sistemas deltaicos, leques aluviais e ambiente eólico. Della Fávera (2001) defende a influência de rios meandranes e encontro de dunas em lagos temporários (*Sabkhas*) na formação desta unidade.

A **Formação Grajaú** (Lisboa 1914 *apud* Góes & Feijó 1994) é representada por arenito esbranquiçado, médio a grosso, mal selecionado, que ocorre interdigitado aos litotipos da Formação Codó (Góes & Feijó 1994). Eventualmente ocorrem camadas de arenito fino a muito fino e pelito, sendo também comum a ocorrência de seixos e níveis conglomeráticos (Vaz *et al.* 2007).

Admite-se ambiente litorâneo para a deposição desta unidade (Góes & Feijó 1994), em um cenário flúvio-deltaico (Ramos *et al.* 2006).

O termo **Formação Codó** foi utilizado pela primeira vez por Lisboa (1914 *apud* Góes & Feijó 1994), sendo constituída por folhelho, calcário, siltito, gipsita/anidrita, arenito e freqüentes níveis de sílex e estromatólito (Vaz *et al.* 2007). Unidades evaporíticas e a caracterização de alguns argilominerais revelam que a deposição desta unidade ocorreu em clima árido ou com tendência a aridez (Gonçalves *et al.* 2006) em condições continentais lacustres, com variação no teor de oxigênio e salinidade, reflexo da expansão/contração destes lagos (Ramos *et al.* 2006).

Os depósitos de gipsita são recobertos por folhelhos, revelando uma ampla inundação (transgressão) após a geração dos depósitos evaporíticos (Vaz *et al.* 2007).

Rosseti & Góes (2003) interpretam que os depósitos albianos (Corda, Grajaú e Codó) são associados a sistemas deltaicos, retrabalhados por fortes ondas de tempestades, em ambiente de bacia oceânica com margens dominadas por deltas.

A **Formação Itapeucu** foi definida pioneiramente como “Camadas Itapeucu” por Lisboa (1914 *apud* Bignelli & Dias 2004a) para os arenitos aflorantes no vale dos rios Itapeucu e Alparcatas, norte de Pastos Bons (MA). Após Campbell (1949) introduzir o termo Formação Itapeucu, este foi adotado por autores posteriores, como Mesner & Wooldridge (1964), Góes & Feijó (1994), Vaz *et al.* (2007) entre outros.

Com idade eo-neocretácea, é composta preferencialmente por arenito fino, friável, com estruturas de estratificação cruzada *swaley*, *hummocky*, acanalada e tabular depositados em sistema estuarino-lagunar, com ambientes litorâneo (Vaz *et al.* 2007) e fluvial meandrante (Pessoa & Borghi 2005) sendo a fonte para a deposição da formação composta por sedimentos de primeiro ciclo, oriundos de rochas metamórficas do embasamento, e sedimentos reciclados (Nascimento & Góes 2007)

Santos & Carvalho (2004) interpretam diversos ambientes específicos para esta formação: frente deltaica em um sistema lacustre ou lagunar, lobos deltaicos entrando em lagos rasos de águas calmas; sistema lacustre/lagunar em fisiografia de baía, sistema lagunar/baía interdistributários, entre outros.

4.3 Contexto Estrutural da Bacia do Parnaíba

Grandes estruturas herdadas do embasamento foram importantes tanto nas fases iniciais, como também durante a evolução da bacia, controlando as direções dos eixos deposicionais, pelo menos até o Eocarbonífero (Vaz *et al.* 2007), ou determinando os limites da bacia.

No caso da borda sudoeste, a estruturação observada (NS) na Faixa Araguaia, é paralela tanto ao limite como também, em parte, a estruturação interna da bacia. Além disso, zonas da faixa móvel ocorrem no interior da área sedimentar (Cordani *et al.* 1984).

Costa *et al.* (1991) admite dois eventos tectônicos distensionais durante a evolução da Bacia do Parnaíba em idades distintas, com registros diferenciados (Figura 20). O primeiro evento, com início no Ordoviciano, possui distensão na direção NW-SE, representado por falhas transcorrentes e falhas normais associadas.

O segundo evento, com direção de distensão ENE-WSW e teve início no Jurássico e desenvolveu falhas transcorrentes de direção NW-SE, além de incorporar movimentos extensionais às falhas N-S. Os derrames e intrusões das formações Mosquito e Sardinha e estruturas grabeniformes que ocorrem na porção sudoeste da bacia e norte da Faixa Araguaia (Formação Rio das Barreiras) são correlacionados a este evento.

Araújo (2001) em trabalhos realizados na Folha Araguaína (CPRM) descreve que durante o Paleozóico eventos tectônicos reativaram antigas zonas de fraqueza, criando *horts* e *grabens*, e assim condicionando a deposição de sedimentos até o Triássico. Essa influência afeta a disposição de várias formações e a intrusão de diques. Outra característica da borda sudoeste descrita por Araújo (2001) são falhas de gravidade, onde formações devonianas estão em contato com unidades permotriássicas. Houve a individualização e preservação de grandes *grabens*, preenchidos por sedimentos permotriássicos, dentro do atual domínio da Faixa Araguaia, mapeado como Formação Rio das Barreiras.

Diversos autores identificam feições estruturais em formações pós-jurássicas e fazem referência ao trabalho de Costa *et al.* (1991), como Anjos & Dias (2004) que identificam lineamentos de direção EW e ENE em derrames de basaltos na região de

Carolina (MA), e Begnelli & Dias (2004a e b) que descrevem nas formações Itapecuru e Corda estruturas associadas a direções NE-SW e ENE-WSW.

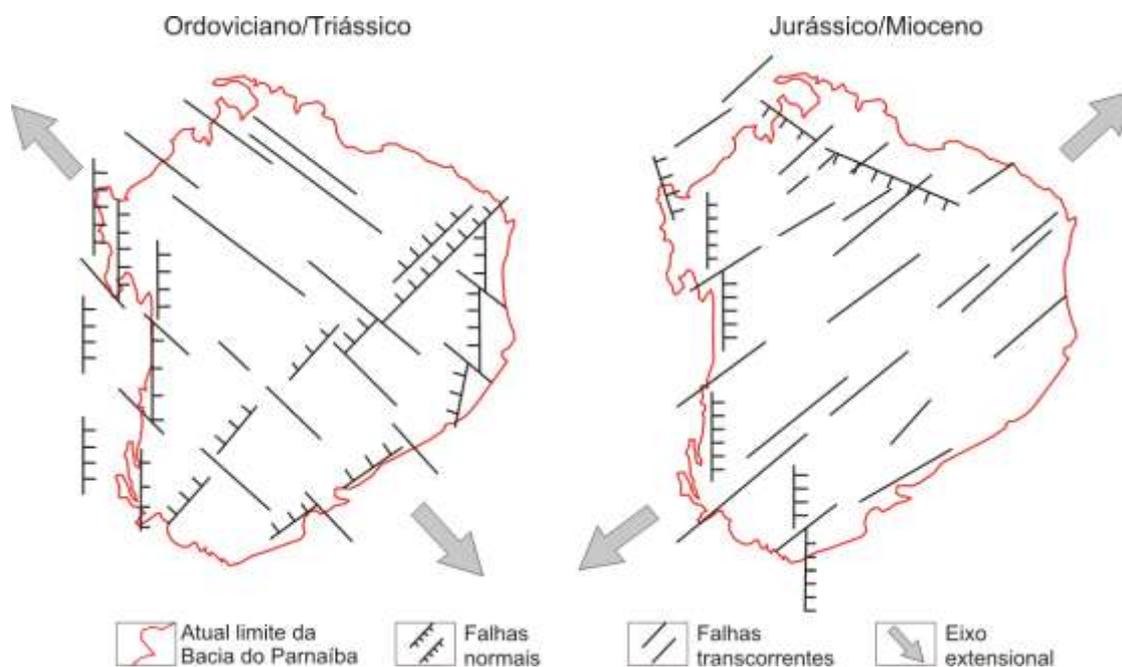


Figura 20. Duas fases de tectônica extensional na Bacia do Parnaíba, segundo Costa *et al.* (1991).

Milani & Zálán (1998) individualizam as estruturas regionais da bacia, do Cambro-ordoviciano ao Cretáceo, indicando na borda oeste falhas normais de direção predominante N-S, interpretadas como de idade Jurássica (Figura 21).

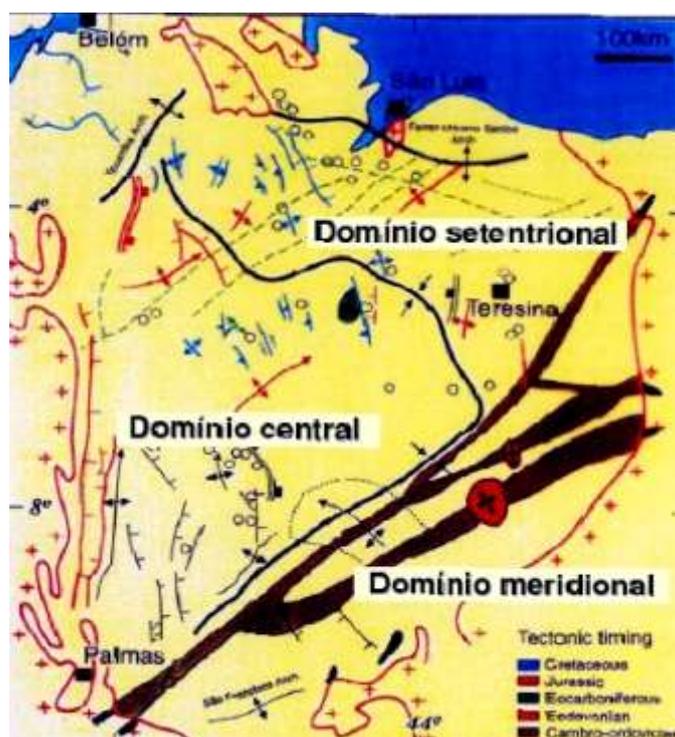


Figura 21. Estruturas da Bacia do Parnaíba interpretadas por Milani & Zalán (1998).

Para a porção leste da área de estudo deste trabalho, Costa *et al.* (1996) interpreta um complexo arranjo de estrutura originado através de deformação neotectônica, individualizados no Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina com direção principal E-W e no Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia com direção principal N-S (Figura 22). Os autores (*op. cit*) separam o Cinturão Tianguá-Carolina em sistema transcorrente e sistema transtensivo, sendo que na área de estudo ocorrem o Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída (3), Sistema Transcorrente Alto Arraias-Itapecuru (4) e Sistema Transtensivo Itapecuru-Carolina (6). O Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia são separados em Sistema Distensivo Vanderlândia (7) e Sistema Distensivo Estreito-São José (8), que correspondem a faixas de falhas normais situadas no centro e a leste da área de estudo. Segundo Costa *et al.* (1996), estas zonas distensivas seriam reativações de falhas normais do Cretáceo, durante a atuação de movimentos transcorrentes destrais no Neógeno e no Quaternário.

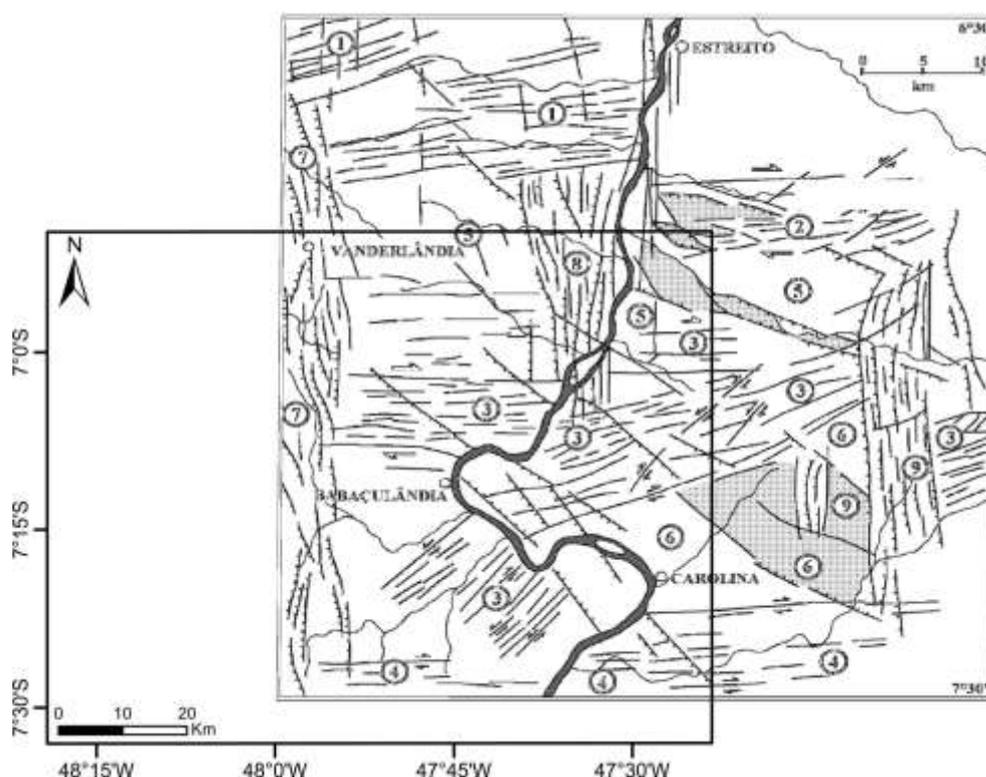


Figura 22. Falhas propostas por Costa *et al.* (1996) na porção leste da área de estudo.

Crepani & Dias (2004) interpretam que movimentos epirogenéticos positivos durante o Cenozóico, responsáveis pela dissecação na bacia, constroem feições de relevo tipo testemunhos capeadas por basaltos, e geram coberturas lateríticas sobre a Formação Sambaíba, além de criar terraços aluviais pela mudança de nível de base do Rio Tocantins e favorecer a erosão atual.

5. Estratigrafia da área

A carta estratigráfica utilizada para correlação com os dados obtidos em campo foi à proposta por Vaz *et al.* (2007).

Durante os levantamentos de campo foram descritos 67 afloramentos, que apresentam litologias do Grupo Balsas, Formação Mosquito e depósitos colúvio-aluvionares.

O Grupo Balsas foi proposto por Góes *et al.* (1990) e é composto pelo complexo clástico evaporítico, dividido em quatro formações: Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. A Tabela 1 posiciona os afloramentos descritos com relação a litoestratigrafia da Bacia do Parnaíba.

Afloramento	Unidade	Afloramento	Unidade
AR-01	Fm. Pedra de Fogo	AR-75	Fm. Sambaíba
AR-02	Fm. Pedra de Fogo	AR-76	Fm. Mosquito
AR-03	Fm. Motuca	AR-77	Fm. Sambaíba
AR-04	Fm. Sambaíba	AR-78	Fm. Sambaíba
AR-05	Fm. Pedra de Fogo	AR-79	Fm. Mosquito
AR-06	Fm. Pedra de Fogo	AR-80	Fm. Pedra de Fogo
AR-07	Fm. Pedra de Fogo	AR-81	Fm. Pedra de Fogo
AR-08	Fm. Pedra de Fogo	AR-83	Fm. Pedra de Fogo
AR-09	Fm. Pedra de Fogo	AR-87	Fm. Pedra de Fogo
AR-10	Fm. Pedra de Fogo	AR-88	Fm. Pedra de Fogo
AR-11	Fm. Pedra de Fogo	AR-89	Fm. Sambaíba
AR-12	Aluvião	AR-90	Fm. Mosquito
AR-13	Fm. Pedra de Fogo	AR-91	Fm. Sambaíba
AR-14	Fm. Pedra de Fogo	AR-92	Fm. Pedra de Fogo
AR-15	Fm. Pedra de Fogo	AR-93	Fm. Pedra de Fogo
AR-16	Fm. Pedra de Fogo	AR-94	Fm. Pedra de Fogo
AR-17	Fm. Pedra de Fogo	AR-95	Fm. Pedra de Fogo/Motuca
AR-18	Fm. Pedra de Fogo	AR-96	Fm. Sambaíba
AR-19	Fm. Pedra de Fogo	AR-97	Fm. Motuca
AR-20	Fm. Pedra de Fogo	PB-39	Fm. Motuca
AR-21	Fm. Pedra de Fogo	PB-45	Fm. Motuca
AR-22	Fm. Mosquito/Sambaíba	PB-46	Fm. Motuca
AR-23	Fm. Sambaíba	PB-47	Fm. Motuca
AR-24	Fm. Pedra de Fogo	PB-48	Fm. Motuca
AR-25	Fm. Sambaíba	PB-49	Fm. Motuca
AR-26	Fm. Motuca	PB-50	Fm. Mosquito/Sambaíba
AR-27	Fm. Motuca	PB-51	Fm. Pedra de Fogo
AR-28	Fm. Pedra de Fogo	PB-52	Fm. Sambaíba
AR-61	Fm. Pedra de Fogo	PB-53	Fm. Sambaíba
AR-70	Fm. Pedra de Fogo	PB-54	Fm. Sambaíba
AR-71	Fm. Motuca/Sambaíba	PB-55	Fm. Sambaíba
AR-72	Fm. Sambaíba	PB-56	Fm. Sambaíba
AR-73	Fm. Pedra de Fogo	PB-57	Fm. Mosquito
AR-74	Fm. Pedra de Fogo		

Tabela 1. Tabela de afloramentos descritos em campo.

5.1 Formação Pedra de Fogo

Para a correlação estratigráfica da Formação Pedra de Fogo foi utilizado como base o trabalho de Faria Junior & Truckenbrodt (1980) que propõe a subdivisão da formação em: Membro Sílex Basal, Membro Médio e Membro Trisidela (superior), e Pinto & Sad (1986) que realizaram uma revisão estratigráfica da Formação Pedra de Fogo, renomeando os três membros para: Membro Inferior, Membro Médio e Membro Superior, sendo este último utilizado como nomenclatura para o posicionamento estratigráfico dos afloramentos descritos em campo neste trabalho.

As observações de campo revelam, em maior quantidade, exposições do Membro Inferior, com ocorrência de camadas de sílex horizontalizadas e bancos evaporíticos que, por vezes, apresentam-se deformadas por tectônica sin-sedimentar. Afloramentos do Membro Médio e Superior também são observados na área de estudo, sendo que o Membro Superior ocorre geralmente como morros testemunhos.

Em afloramentos do **Membro Inferior**, porções siltosas cinza, avermelhadas ou arroxeadas com laminação plano-paralela. Estes siltitos ocorrem intercalados com níveis de arenitos, cinza a amarelados, finos a médios, com estratificação plano-paralela, marcas onduladas e cruzadas tabulares, e argilitos cinza, cinza-esverdeados ou ocre, com laminação plano-paralela. Também ocorrem camadas de sílex intercaladas que apresentam-se horizontalizadas com espessamento decamétrico (entre 10 e 30 cm), associados a níveis de carbonato, geralmente substituídos, e conglomerado com clastos de sílexito de aproximadamente 1 cm de diâmetro, como reconhecido no ponto AR-02 (Figura 23).

Os níveis conglomeráticos também ocorrem, possivelmente causando deformações penecontemporâneas nas camadas sobrepostas, como no ponto AR-08, onde o conglomerado, sustentado pela matriz argilosa e com clastos de aproximadamente 1 cm, sobrepõe níveis de siltito avermelhado, deformando tanto a porção superior da camada sobreposta, quanto à laminação interna desta camada (plano paralela) (Figura 24). Concreções silicosas, com diâmetro entre 1 e 5 cm, ocorrem associadas aos níveis argilosos maciços (Figura 25) intercalado a camadas de sílexito. Estas concreções, possivelmente penecontemporâneas, sugerem um ambiente árido durante a deposição desta sequência da Formação Pedra de Fogo.

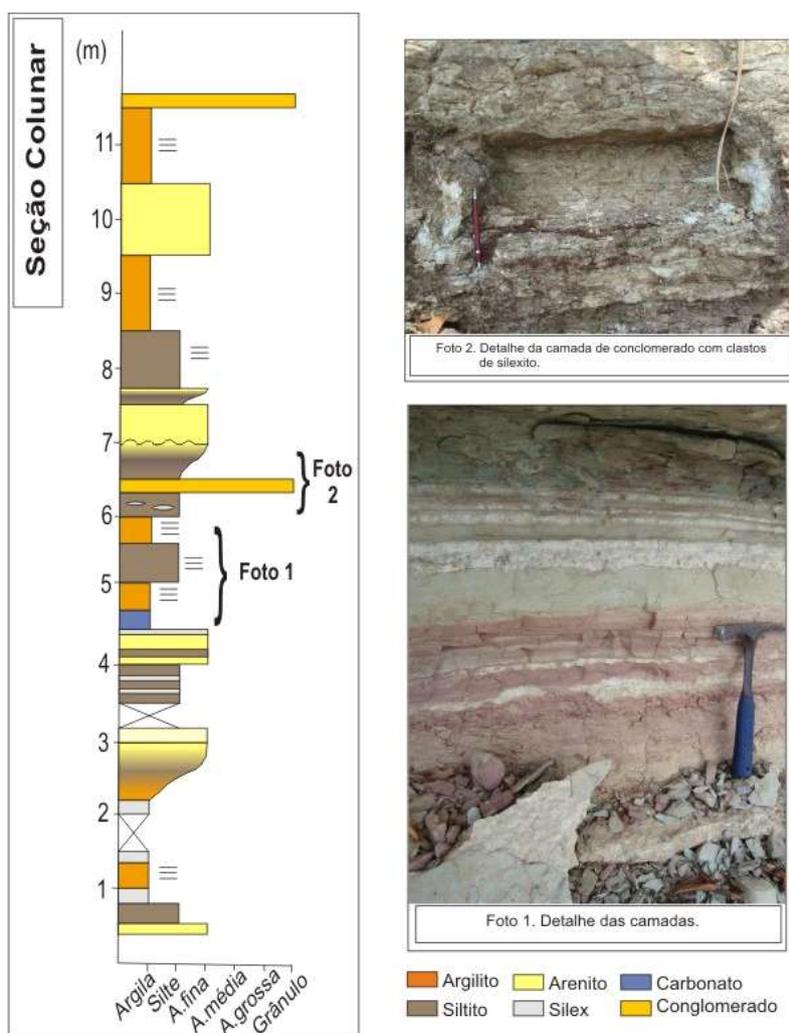


Figura 23. Seção colunar do Membro Inferior da Formação Pedra de Fogo (AR-02).

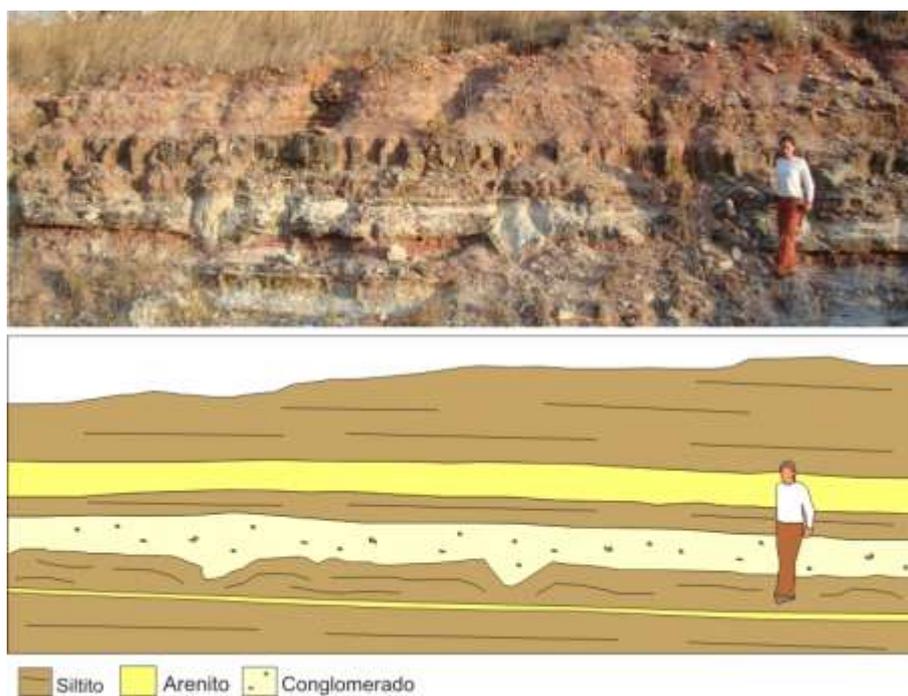


Figura 24. Camada deformada abaixo do nível de conglomerado (AR-08).

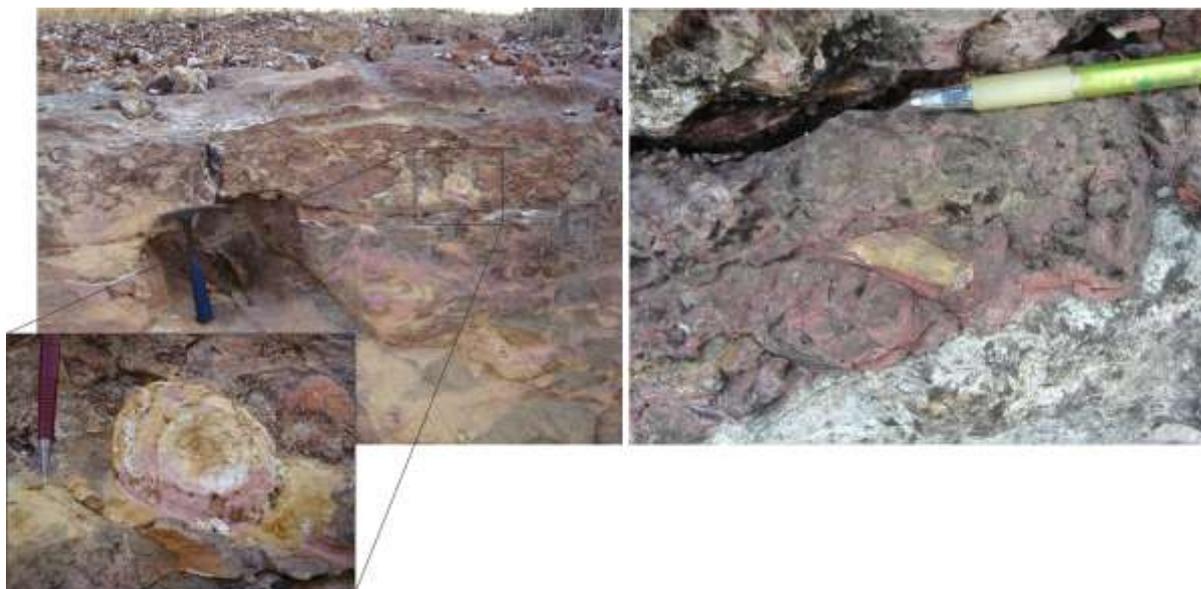


Figura 25. Concreção em argilitos da Formação Pedra de Fogo (AR-09: esquerda e AR-74: direita)

Possíveis madeiras fósseis de cor esbranquiçada são encontradas junto aos arenitos da porção superior do afloramento AR-74 (Figura 26), possivelmente *Psaronius*. A ocorrência deste tipo de fóssil na porção inferior da Formação Pedra de Fogo também é descrita por Faria Junior & Truckenbrodt (1980).



Figura 26. Possíveis madeiras fósseis em arenitos da Formação Pedra de Fogo (AR-74).

Na pedreira da Mineradora e Indústria de Gesso Asa Branca, localizada na rodovia TO-222, próximo ao município de Filadélfia (TO), são observadas rochas evaporíticas que são representadas por bancos de gipsita homogênea, com espessura aproximada de 3 metros, coberto por uma seqüência de siltitos e argilitos verdes intercalado a níveis de carbonato e camadas silicificadas (Figura 27). A camada de gipsita encontra-se deformada, gerando dobras suaves a fechadas, deformação que não afeta as camadas da porção superior do afloramento.



Figura 27. Banco de gipsita na base do afloramento descrito no ponto AR-81.

O **Membro Médio** é reconhecido na área com predomínio de camadas de siltitos, cinza, cinza-esverdeados, avermelhados a arroxeados, por vezes ocre, com estratificação plano-paralela, ondulada ou cruzada com baixo ângulo de mergulho (máximo 10°) (Figuras 28 e 29).



Figura 28. Siltitos cinza esverdeados e avermelhados com estratificação plano-paralela, característicos da Formação Pedra de Fogo (AR-05).



Figura 29. Nível composto essencialmente por siltito cinza esverdeado com diques clásticos (AR-21).

Camadas isoladas de arenito ocorrem esporadicamente, com granulação de média a fina, mal selecionado, com matriz síltica e estratificação cruzada de médio a alto ângulo (até 30°) também são reconhecidos (Figura 30), indicando possíveis episódios de maior energia durante a deposição do Membro Médio da Formação Pedra de Fogo.



Figura 30. Arenitos sobrepostos a siltitos no Membro Médio da Formação Pedra de Fogo (AR-17).

O **Membro Superior** ocorre, em geral, em porções mais elevadas na topografia, na forma de *cuestas*, condicionadas por freqüentes camadas de arenito que seguram o relevo. Tem como principal característica feições de raseamento, possivelmente indicando as últimas influências da ação do mar na deposição de sedimentos no intervalo

Permiano/Triássico, condicionado pela variação do nível do mar, ocorrido em um ambiente de plataforma rasa a praial.

Níveis de coquinas são reconhecidos nos pontos AR-24 e AR-28 associados a arenitos bem silicificados e mais raramente, camadas de silexito. O ponto AR-24 apresenta uma sequência de argilito maciço na base gradando em direção ao topo para siltito com laminação plano-paralela. As camadas siltosas ocorrem intercaladas a silexitos e níveis de coquinas. No topo do afloramento predominam arenitos finos a médios, bastante litificados, que sustentam as formas de *cuestas* e mesetas do relevo (Figura 31).

O ponto AR-28 apresenta uma sequência de siltitos laminados capeados por calcissiltitos, passando a arenito, fino a médio, silicificado, com carbonato substituído na porção intermediária. No topo ocorre argilito silicificado, com laminação plano-paralela, intercalado a níveis de silexito e coquina (Figura 32).



Figura 31. Seção colunar do Membro Superior na Formação Pedra de Fogo (AR-24).



Figura 32. Seção colunar e detalhe para as fácies observadas na Formação Pedra de Fogo (AR-28).

5.2 Formação Motuca

A Formação Motuca aflorante na área de estudo, apresenta predominantemente arenito fino a médio, com alto grau de esfericidade e seleção moderada, apresentando estratificação cruzada tabular a tangencial na base, de médio a grande porte (Figura 33), indicando fácies eólica.



Figura 33. Visão geral do ponto PB-47, com estratificação cruzada de grande porte.

Associações entre arenito médio a fino, com matriz silto-argilosa e estratificação cruzada tabular de pequeno porte a ondulada e ora argilitos maciços (lamitos), ora siltitos maciços ou com laminação plano-paralela, representam fácies descritas nesta formação.

O ponto AR-26 apresenta na base siltito avermelhado, ora maciço, ora com laminação plano-paralela, em camadas entre 50 e 60 cm de espessura, intercalado por níveis de arenito fino a médio com matriz argilosa. Para o topo as camadas siltosas afinam e os níveis arenosos espessam, passando ao domínio da granulometria areia, onde a laminação torna-se ondulada (Figura 34).



Figura 34. Contato entre siltitos (base) e arenitos (topo) da Formação Motuca (AR-26).

5.3 Formação Sambaíba

Em campo observou-se que a Formação Sambaíba é composta por arenito avermelhado, médio, bem selecionado, com pouca ou nenhuma matriz (quando observada é feldspática), com estratificação cruzada de grande porte (Figura 35), remetendo a um ambiente eólico de deposição durante o meso-neotriássico.

No ponto AR-25 é identificada variação no tamanho das estratificações, apresentando estratificação cruzada com aproximadamente 6 metros na porção basal, enquanto que na porção superior do afloramento as estratificações são inferiores a 2 metros de espessura (Figura 36).

A observação da granulometria no ponto PB-49 mostra que não ocorre variação vertical da granulação, mantendo a predominância da granulometria média nos arenitos, mudando apenas a espessura dos estratos, que variam de 1 a 2 metros. A porção basal do afloramento apresenta estratificação cruzada tabular de pequeno porte passando, nas porções superiores, para estratificação cruzada tabular de médio a grande porte (Figura 37).



Figura 35. Estratificação cruzada recortada por feição erosiva em arenito da Formação Sambaíba (AR-23).



Figura 36. Estratificação cruzada de grande porte da Formação Sambaíba (AR-25).



Figura 37. Arenitos médios com estratificação cruzada na Formação Sambaíba (PB-49).

5.4 Formação Mosquito

Na área de estudo, esta formação é reconhecida nos pontos AR-22, AR-76, AR-79, PB-48, PB-50 e PB-57 disposta na forma de blocos em meio ao solo de alteração do próprio diabásio/basalto (PB-48); em contato por falha com arenitos da Formação Sambaíba (PB-50), com a presença de amígdalas e sobreposto por arenitos (AR-22), e em pedreiras onde são extraídos para a utilização como brita (AR-79) ou alterado com a presença de diques clásticos (PB-57).

As melhores exposições das rochas pertencentes à Formação Mosquito são observadas no afloramento AR-79 descrito em frentes de lavra da Pedreira SPA com aproximadamente 20 metros, onde o diabásio apresenta-se com cor preta a esverdeada, sendo que na porção superior do afloramento (cerca de 5 metros) a rocha é maciça, e na porção intermediária e inferior é observado a presença de disjunções colunares (Figura 38).

No afloramento AR-22, o diabásio encontra-se alterado, com presença de amígdalas também alteradas, sendo difícil à identificação do material de preenchimento. Sobreposto ao diabásio ocorre arenito, em contato planar a irregular (Figura 39), sendo pouco conclusivos os indícios quanto à natureza do contato, sugerindo uma intrusão na forma de soleira.



Figura 38. Frente de lavra de diabásio da Formação Mosquito (AR-79).

No afloramento AR-22 o arenito é fino a médio, com estratificação plano-paralela, cimentação de óxido de ferro, por vezes com magnetita e planos ferruginosos. Em algumas porções, principalmente próximo ao contato, ocorre maior grau de silicificação.

A relação de contato com arenitos da Formação Sambaíba e diabásios da Formação Mosquito muitas vezes é difuso, associando condições de contato brusco, contatos interdigitados e feições que sugerem *inter-trap* (Figura 40). Estas relações de contato indicam que, pelo menos na área de estudo, o alojamento da Formação Mosquito ocorreu na forma de intrusão, porém próximo à superfície. Diques clásticos também ocorrem no afloramento AR-22 (Figura 41), compostos por arenitos finos a médios, avermelhados, com espessura entre 20 e 30 cm, dispostos de forma retilínea a caótica.

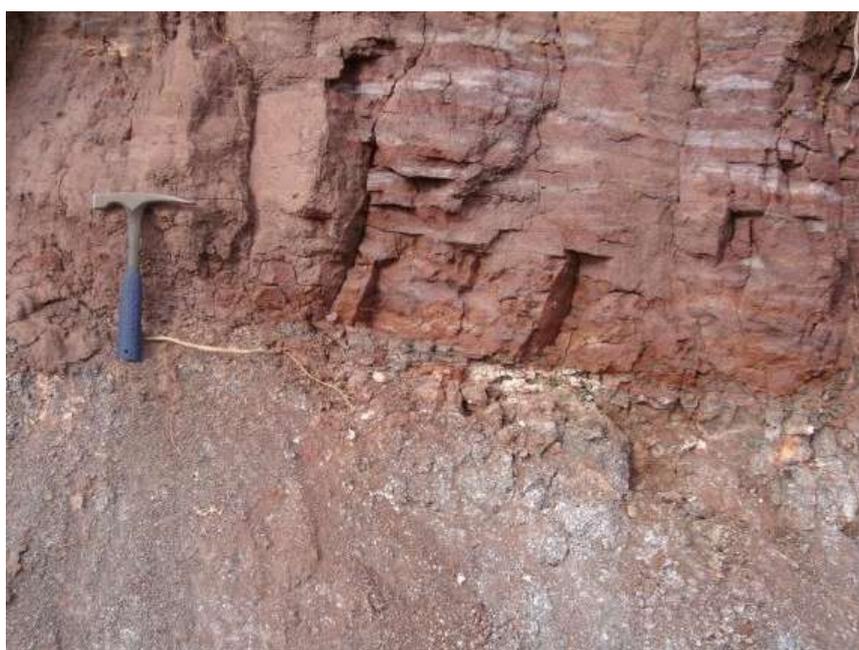


Figura 39. Contato entre diabásio e arenito no ponto AR-22.

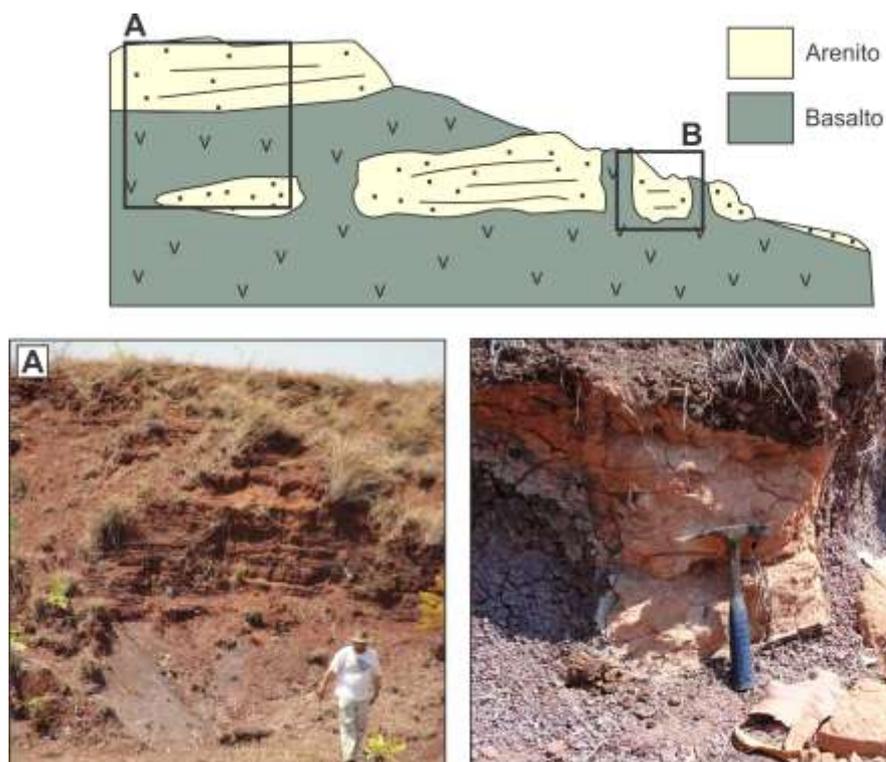


Figura 40. Seção esquemática do afloramento AR-22 com destaque para o contato com arenito na porção superior (A) e *inter-trap* de arenito (B).



Figura 41. Diques clásticos observados em diabásio da Formação Mosquito (AR-22).

6. Análise estrutural

A análise estrutural consiste em descrever e visualizar as feições reconhecidas em imagens de sensores remotos e em campo, a fim de correlacionar estas feições, para assim obter-se um arcabouço estrutural da área de estudo. Esta interação compreende a análise de lineamentos estruturais de imagens de sensores remotos (imagens de radar e satélite) e dados geofísicos (gravimetria e magnetometria) e análise de feições rúpteis de campo. Nas feições descritas em campo, principalmente estrias e degraus, e a relação

angular entre fraturas, permite a interpretação cinemática, e para algumas estruturas admite-se os critérios de fraturamento baseado no modelo de Riedel (veja Capítulo 3.4 Análise estrutural). Por fim, a correlação entre todas as feições estruturais obtidas, juntamente com a análise de paleotensão permite construir uma possível cronologia relativa para a deformação imposta à área de estudo, através de fases de deformação (D) numerada da fase mais antiga à fase mais nova (1 a 4).

6.1 Análise de lineamentos estruturais

Imagens SRTM, com resolução de 90 metros, foram utilizadas para a identificação de feições morfoestruturais através do contraste na superfície. Após o tratamento destas imagens (ver Capítulo 3.2 Análise de imagens de sensores remotos), são obtidas imagens SRTM com quatro pseudoiluminações com direções azimutais 0° , 45° , 90° e 315° e inclinação de 45° para realçar as feições do terreno conforme a direção observada e facilitar seu reconhecimento.

Para o traçado dos lineamentos, adotou-se como critério o reconhecimento de feições positivas e negativas, principalmente as negativas, com comprimento de dezenas a centenas de quilômetros. Assim, inicialmente são traçados os lineamentos em escala 1:1.000.000 a 1:800.000, para visualização das feições regionais tratadas, neste trabalho, como **Lineamentos de 1ª ordem**, os quais são contínuos e com comprimento de 10 quilômetros ou mais. Para a maior precisão quanto ao posicionamento e continuidade lateral dos traços, os lineamentos de 1ª ordem são reposicionados através do apuramento dos mesmos, em escala 1:300.000 a 1:200.000, sendo referenciados neste trabalho com **Lineamentos de 1ª ordem refinados** (Figura 42).

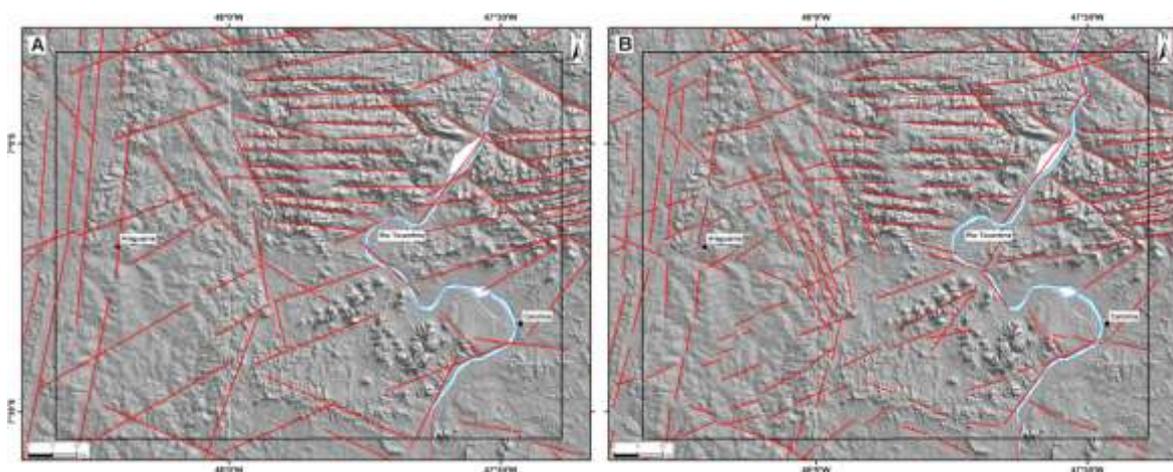


Figura 42. Lineamentos de 1ª ordem (A) e lineamentos de 1ª ordem refinados (B) para a área de estudo.

Feições lineares que não representam megalignamentos são reconhecidos na escala de traçado dos lineamentos de 1ª ordem refinados. Estes lineamentos, que possuem menor comprimento e menor continuidade lateral, são traçados em escala 1:300.000 a 1:200.000 (Figura 43), chamados de **Lineamentos de 2ª ordem**, obtidos para auxiliar na análise estatística dos lineamentos, uma vez que podem representar feições locais.

Com estes lineamentos vetorizados, são confeccionados diagramas de roseta para comprimento e frequência acumulada através do aplicativo *RockWorks 2002*, utilizados para a análise estatística da orientação dos traçados.

Para as megafeições de 1ª ordem refinados, foram gerados 286 lineamentos, e os diagramas para comprimento e frequência dos traçados demonstram uma direção principal entre N70-80E e direções secundária N0-10E e EW (Figura 44). Para o diagrama de comprimento, há uma distribuição relativamente homogênea no quadrante NW.

Para os lineamentos de 2ª ordem, são reconhecidos 176 traços, e os diagramas para comprimento e frequência acumulada apresentam uma direção principal entre N70-80E e direções secundárias N20-30E e N50-60W (Figura 45).

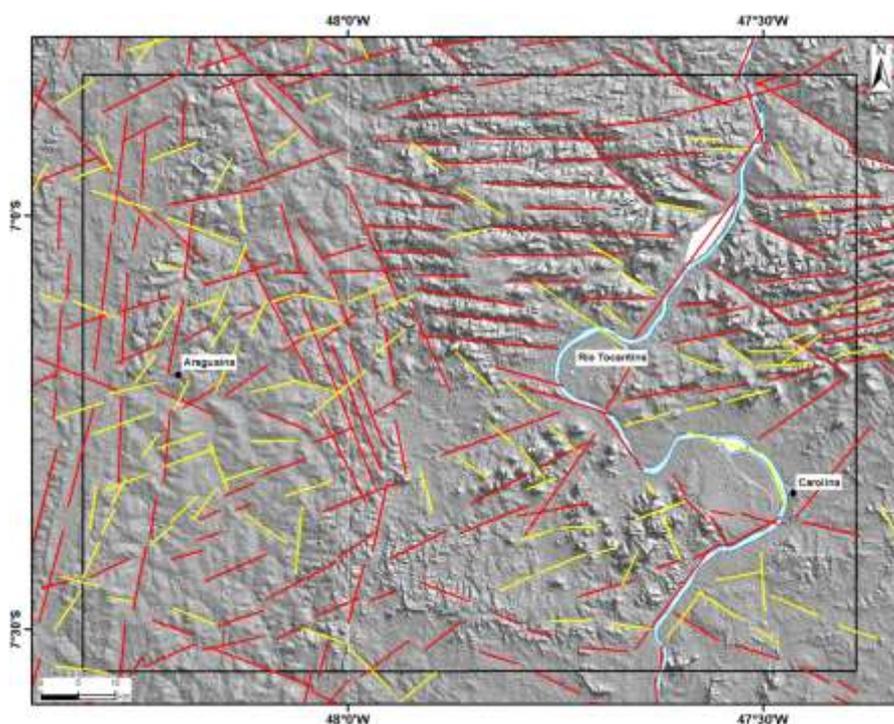


Figura 43. Megalignamentos de 1ª ordem refinados em vermelho e lineamentos de 2ª ordem em amarelo.

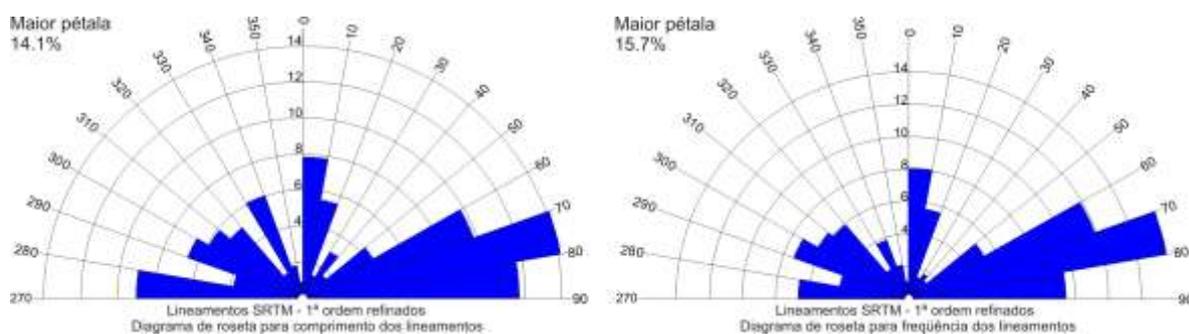


Figura 44. Diagramas de roseta de comprimento (esquerda) e frequência acumulada (direita) para os lineamentos de 1ª ordem refinados.

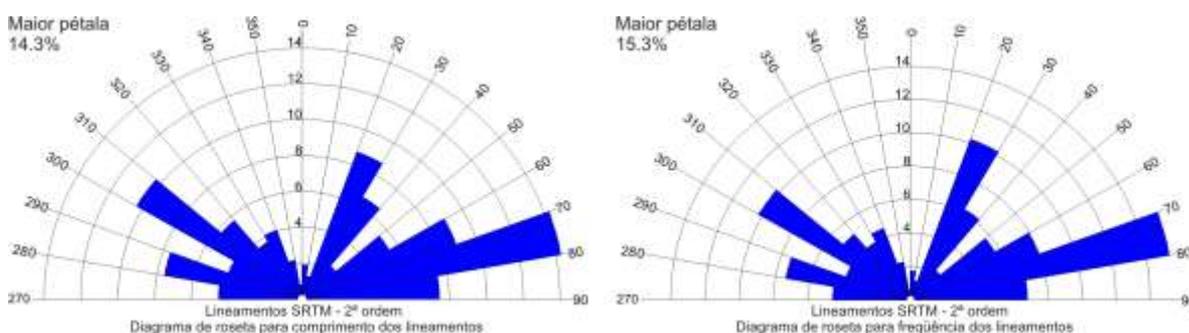


Figura 45. Diagramas de roseta de comprimento (esquerda) e frequência (direita) para os lineamentos de 2ª ordem.

Os lineamentos de 1ª ordem refinados somados aos lineamentos de 2ª ordem, permite realizar uma análise geral das direções preferenciais do arcabouço morfoestrutural da área, onde os diagramas apresentam como direção principal de comprimento e frequência acumulada dos lineamentos a direção N70-80E. Secundariamente ocorrem orientações preferenciais de comprimento e frequência acumulada para EW, N50-60W e N0-10E (Figura 46).

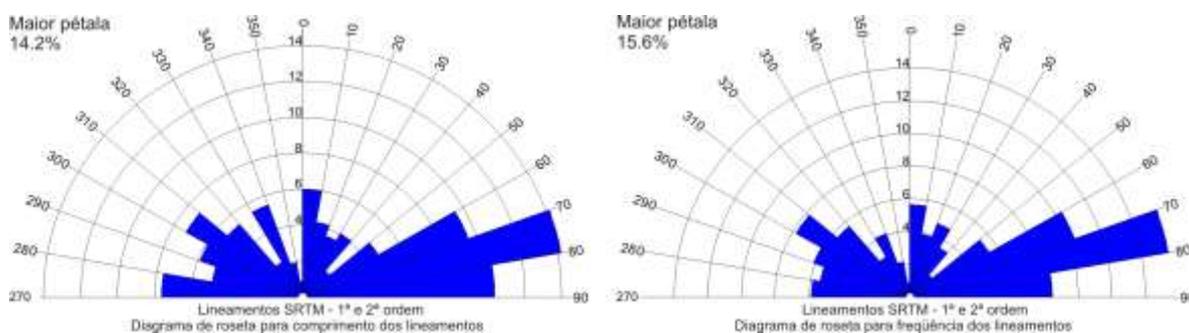


Figura 46. Diagramas de roseta de comprimento (esquerda) e frequência (direita) para os lineamentos de 1ª ordem refinados somados aos lineamentos de 2ª ordem.

Imagens CBERs, com resolução de 25 metros foram utilizadas para o reconhecimento de feições texturais de superfície, traçados em escala variando entre

1:100.000 a 1:70.000, onde foram traçados lineamentos preferencialmente negativos e possibilitando visualizar a estruturação mais local em relação aos lineamentos obtidos através das imagens SRTM (Figura 47).

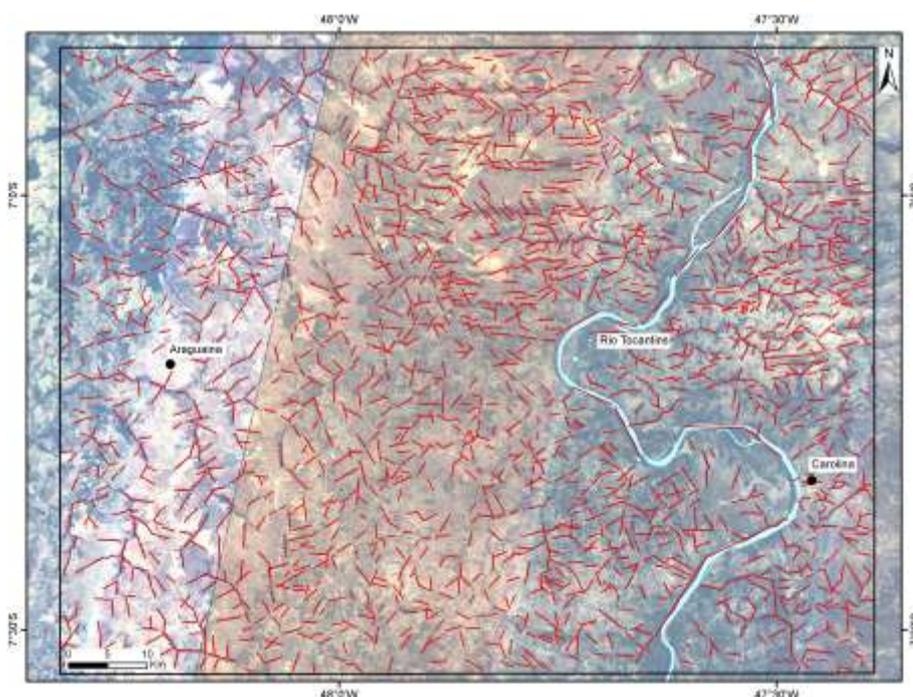


Figura 47. Imagens CBERS com lineamentos traçados em escala 1:100.000.

A visualização dos lineamentos traçados nas imagens CBERS em diagramas de roseta de comprimento e frequência acumulada, com 2011 traços, demonstra uma distribuição homogênea, porém é possível determinar uma tendência de orientação principal N60-80E e N60-70W. Secundariamente se destacam as direções EW e N30-40, esta última somente para o comprimento (Figura 48).

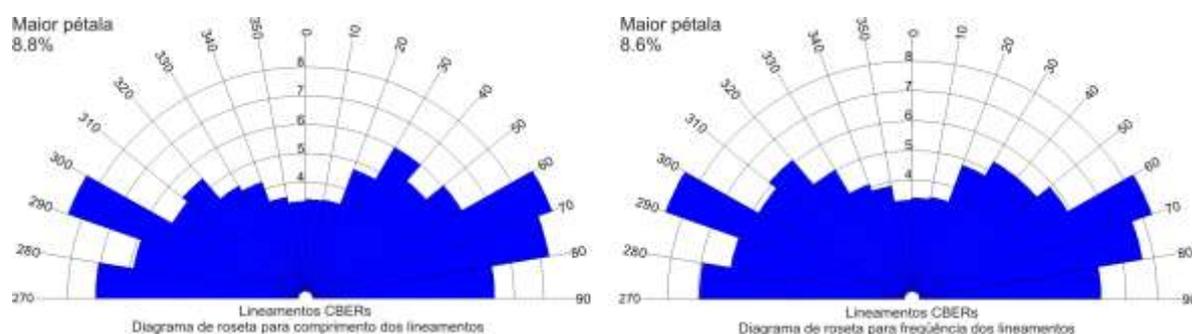


Figura 48. Diagramas de roseta de comprimento e frequência para os lineamentos traçados em imagem CBERS.

A análise de fotografias aéreas na escala 1:60.000, disponíveis para a porção SE da área de estudo (Figura 49) permitiu o traçado de 1657 lineamentos, que apresentam

uma forte tendência para o quadrante NW, com direção principal N30-40W, tanto de frequência quanto para comprimento dos lineamentos e secundariamente a direção NS destaca-se. Com relação ao quadrante NE, a distribuição dos lineamentos é homogênea para frequência e comprimento (Figura 50).

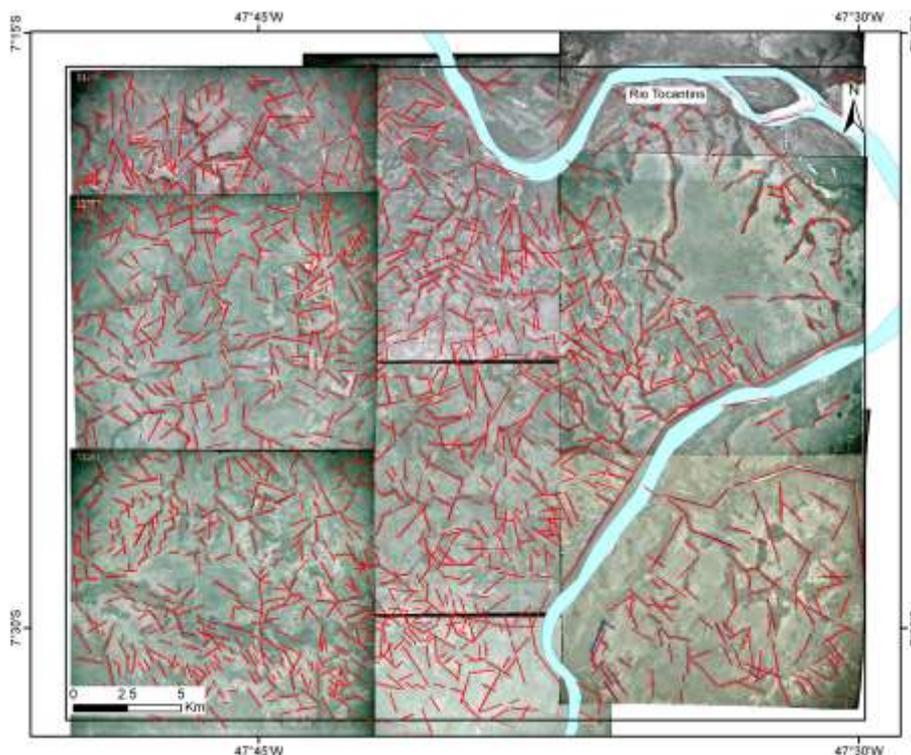


Figura 49. Fotografias aéreas com lineamentos traçados em escala 1:60.000.

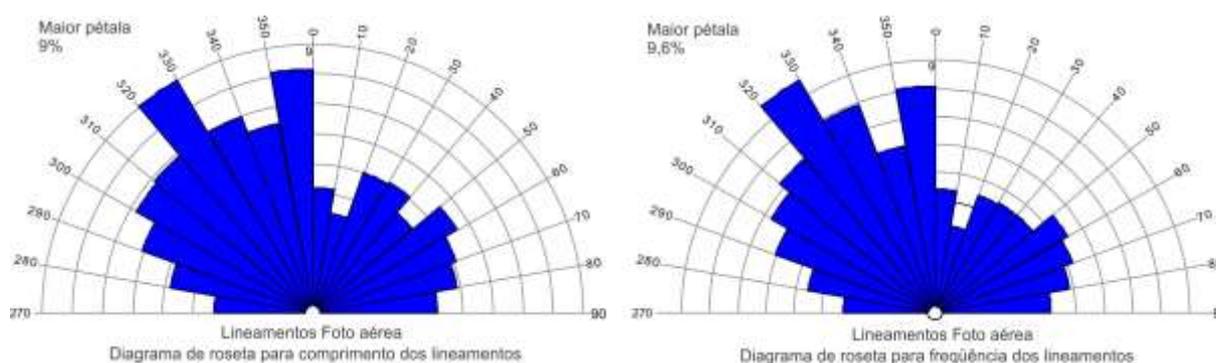


Figura 50. Diagramas de roseta de comprimento e frequência acumulada para os lineamentos traçados em fotografia aérea.

Para a confecção do arcabouço estrutural da área, os lineamentos traçados em imagens de sensores remotos, principalmente das imagens SRTM, são integrados a lineamentos magnéticos e gravimétricos, traçados em escala regional para toda a borda sudoeste da Bacia do Parnaíba (Figura 51). Os dados magnéticos e gravimétricos foram

tratados no âmbito do projeto de pesquisa o qual este trabalho de mestrado esta vinculado e foram apresentados em relatório interno (LABAP 2009).

Os lineamentos magnéticos foram extraídos do mapa magnético residual, a partir do qual foram construídos mapas de continuação ascendente (3000m), e as interpretações gravimétricas foram realizadas em mapas construídos através do processamento e interpolação de dados gravimétricos terrestres, processados pelo método de mínima curvatura, gerando o mapa de anomalias Bouguer.

As estimativas de profundidade das fontes magnéticas, através da deconvolução de Euler, possibilitou a correlação dos lineamentos magnéticos com as profundidades das fontes de anomalia magnética, sendo interpretado que a maioria das profundidades oscila entre 2000 e 3000 metros. Algumas estruturas, principalmente de direção NE a ENE, possivelmente possuem fontes de anomalia com profundidade superior a 3000 metros, sugerindo uma influência de falhas do embasamento na estruturação na Bacia do Parnaíba.

Assim, a correlação entre os diversos dados obtidos através de imagens de sensores remotos e dados geofísicos, através das feições de superfície e sub-superfície, apoiados nas informações levantadas em campo, permite confeccionar um mapa do arcabouço estrutural da área (Figura 52).

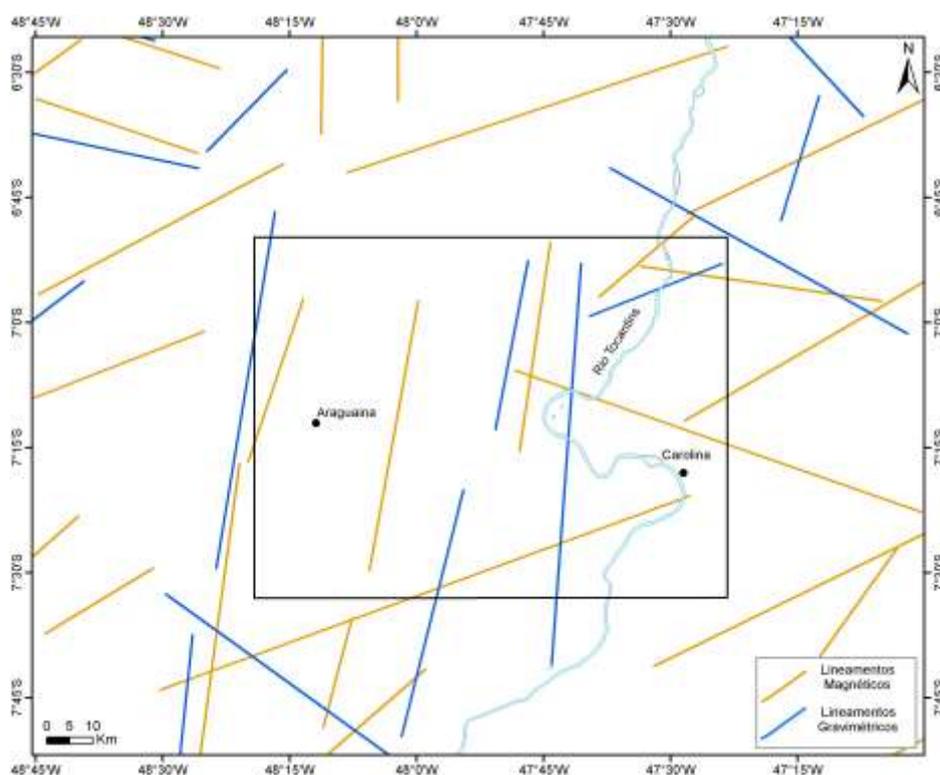


Figura 51. Lineamentos magnéticos (laranja) e lineamentos gravimétricos (azul) traçados para a borda sudoeste da Bacia do Parnaíba (LABAP 2009).

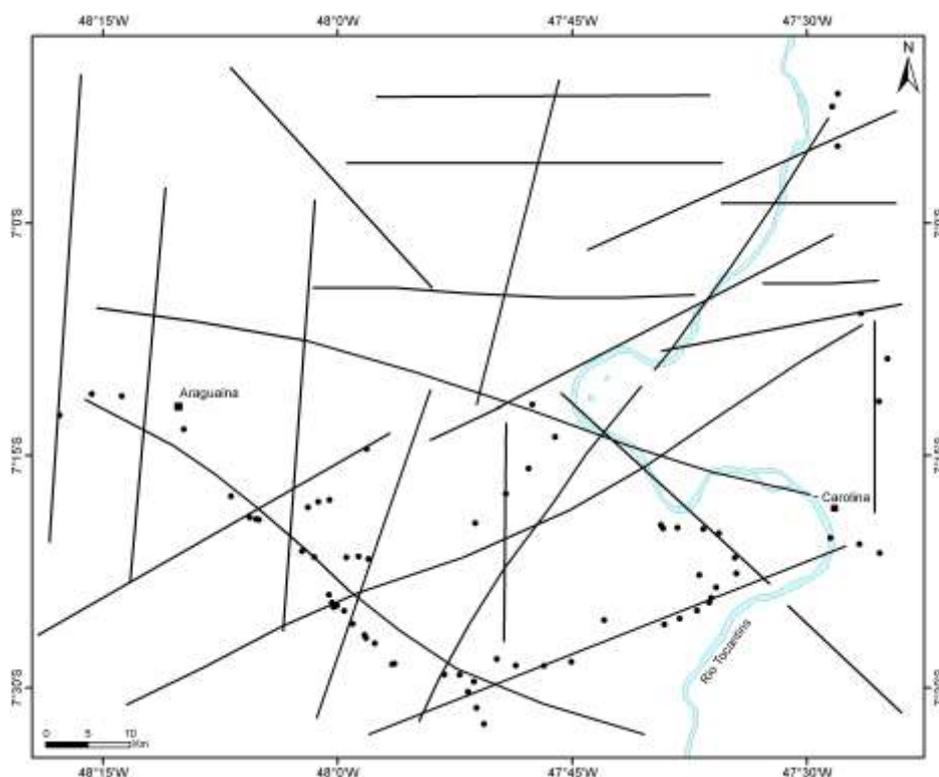


Figura 52. Mapa do arcabouço estrutural proposto para a área de estudo. Os pontos em preto representam os afloramentos descritos em campo.

6.2 Análise dos dados de campo

A análise estrutural aqui apresentada foi elaborada com o intuito de descrever as estruturas tectônicas e interpretar os eventos de deformação registrados na área de estudo.

Em campo, pela descrição de 67 afloramentos, foram coletadas 798 atitudes de fraturas (juntas e falhas) distribuídas ao longo da área de estudo. Estas fraturas foram descritas conforme sua geometria, espaçamento, abertura, preenchimento e indicadores cinemáticos. Em um grande número de afloramentos, a relação angular e as características das fraturas configuram o sistema Riedel. Dentre os indicadores cinemáticos foram observados planos de falha com estrias de atrito, crescimento mineral e degraus (*steps*), fraturas escalonadas e sigmóides. A projeção de todas as fraturas em diagrama de rosetas sugere uma tendência principal na direção N10-20E. Secundariamente, destacam-se as direções N20-30E e N40-60W (Figura 53).

Em campo, foram reconhecidas fraturas do tipo Y e bandas de deformação, zonas de cisalhamento principais que podem ter concentrado a deformação. Quando analisadas separadamente, notam-se duas direções principais em N40-60W e N30-50E.

Subordinadamente ocorrem as direções N20-40W, N10-30E e EW, observadas principalmente nos pontos AR-02, AR-04, AR-21 e AR-28 (Figura 54).

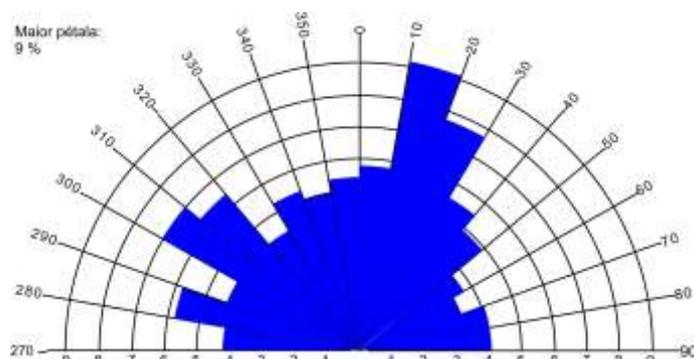


Figura 53. Diagrama de rosetas de todas as fraturas da área (798 medidas).

No caso das falhas normais, observa-se um padrão com direções preferenciais N-S, com pequenas variações para NNW e NNE. Fica também evidente um segundo padrão com direção preferencial E-W, conforme demonstram o diagrama de roseta (Figura 55). As falhas inversas, menos observadas em campo, apresentam padrão com direções preferenciais E-W (Figura 56).

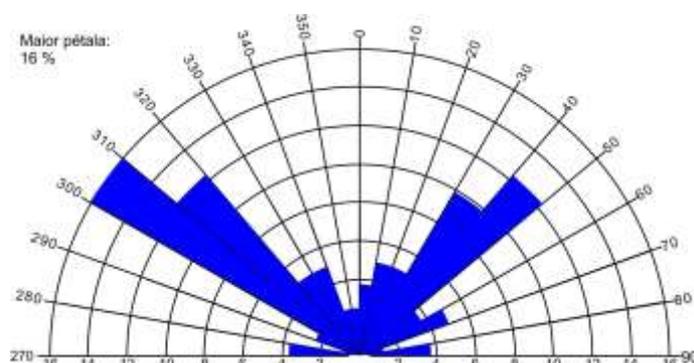


Figura 54. Diagrama de rosetas para fraturas Y e bandas de deformação na área de estudo (80 medidas).

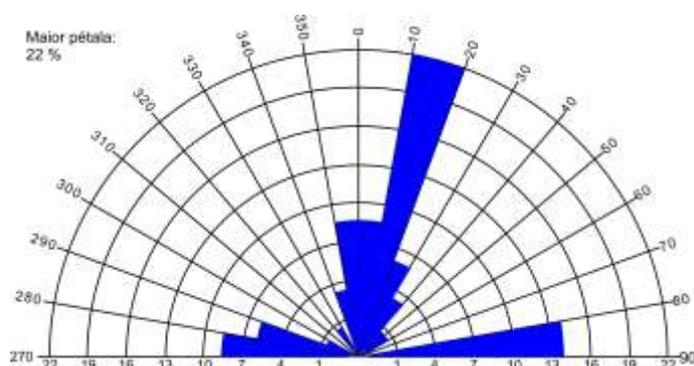


Figura 55. Diagrama de rosetas das falhas normais (41 medidas).

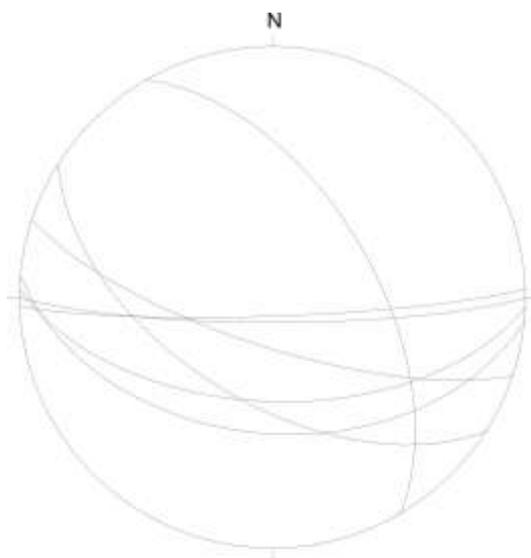


Figura 56. Projeção das falhas inversas observadas na área (7 medidas).

6.3 Fases de deformação

A análise estrutural dos dados coletados em campo, apoiado em dados de bibliografia, permitiu a diferenciação de 4 (quatro) fases de deformação que geraram estruturas e/ou movimentos distintos em diferentes intervalos de tempo. A diferenciação destas fases é realizada através das análises cinemática e descritiva dos dados coletados em campo, e quando possível, correlacionados a campos de tensões obtidos a partir da análise de paleotensões, pelo método de Mohr-Coulomb.

6.3.1 Fase de deformação D1

A fase de deformação D1 é proposta a partir de estruturas observadas em afloramentos da seqüência clasto-evaporítica da Formação Pedra de Fogo. Esta fase é definida através de falhas, cuja geometria entre os planos remete ao sistema Riedel, sugerindo **transcorrência dextral** de direção NW. Associadas a estas feições ocorrem **falhas inversas** de direção preferencial EW e **dobramentos** predominantemente abertos no acamamento, com eixo NW-SE. Este complexo arranjo de estruturas é completado por **falhas normais penecontemporâneas** a Formação Pedra de Fogo com direção preferencial N-S, gerando arranjos de tipo *horst* e *graben*.

O ponto AR-02, descrito nas margens do Rio Tocantins, divisa dos municípios de Filadélfia (TO) e Carolina (MA), apresenta uma seqüência de siltito cinza-esverdeado intercalado a níveis de argilito e arenito fino a médio, silixito e carbonatos, característicos da seqüência clasto-evaporítica da Formação Pedra de Fogo. De forma geral, as

camadas dispõem-se de forma horizontalizada a sub-horizontalizada, contudo, a porção central do afloramento encontra-se com suave ondulação no acamamento. Feições estruturais reconhecidas da fase de deformação D1 compreendem fraturas principais (Y), que controlam o leito do Rio Tocantins, com direção próxima a N20W e ocorrem associadas às fraturas escalonadas (R), com ângulo de 30° entre elas. Falhas inversas, de direção EW ocorrem com rejeito centimétrico (aproximadamente 10 cm), espaçadas com cerca de 10 metros entre elas (Figura 57). Falhas inversas também ocorrem nos afloramentos AR-80 e AR-88, com direção preferencial WNW, sendo que neste último, fraturas ocorrem associadas às zonas de falha inversa, possivelmente fraturas sintéticas R e antitéticas R' do sistema Riedel (Figura 58).



Figura 57. Falha inversa (esquerda, visão em perfil) e fraturas no padrão Riedel (direita, visão em planta) em litotipos da Formação Pedra de Fogo, plotados em diagrama Schimdt-Lambert (AR-02).



Figura 58. Falha inversa (esquerda, visão em perfil) e fraturas observadas em siltitos (direita, visão em planta) da Formação Pedra de Fogo (AR-88).

A correlação entre dobramentos suaves e estruturas no padrão Riedel torna-se mais evidente nos litotipos da Formação Pedra de Fogo do afloramento AR-74, onde as atitudes do acamamento revelam dobras suaves com eixo (β) N120/05 e planos axiais de atitude N42W/72SW (Figura 59). Fraturas que obedecem ao sistema Riedel ocorrem com planos principais (fratura Y), anastomosados, com boa continuidade lateral, de direção entre N30-50W, associados geometricamente a fraturas sintéticas dispostas em formas sigmoidais (fratura P) (Figura 60) e fraturas sintéticas R, com formas escalonadas e, antitéticas R' ocorrem de maneira mais localizada (Figura 61).



Figura 59. Atitudes do acamamento dobrado em siltitos da Formação Pedra de Fogo (AR-74).

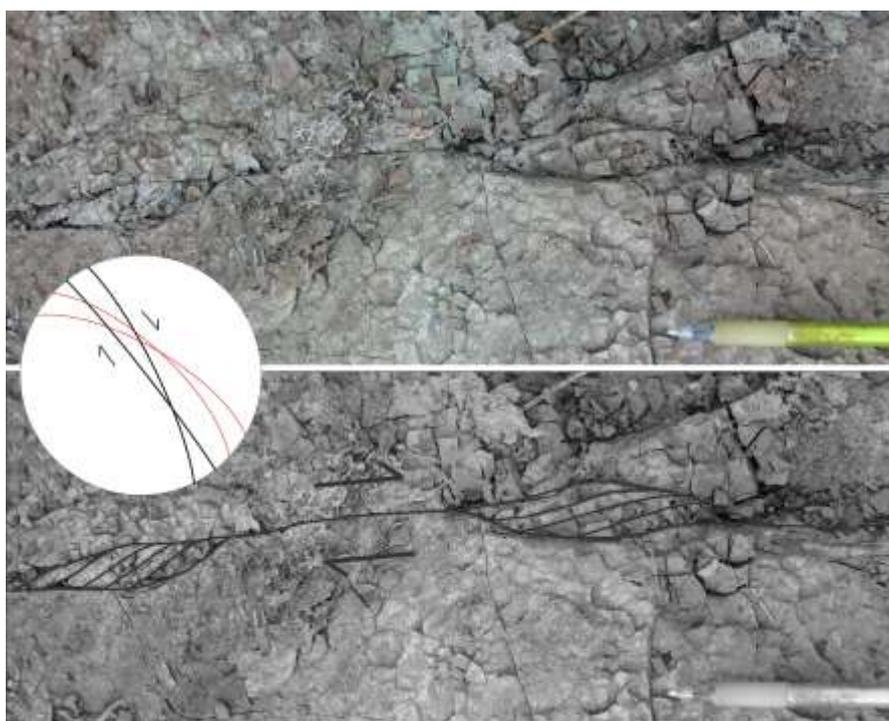


Figura 60. Falhas sigmoidais em siltitos da Formação Pedra de Fogo (visão em planta, AR-74).

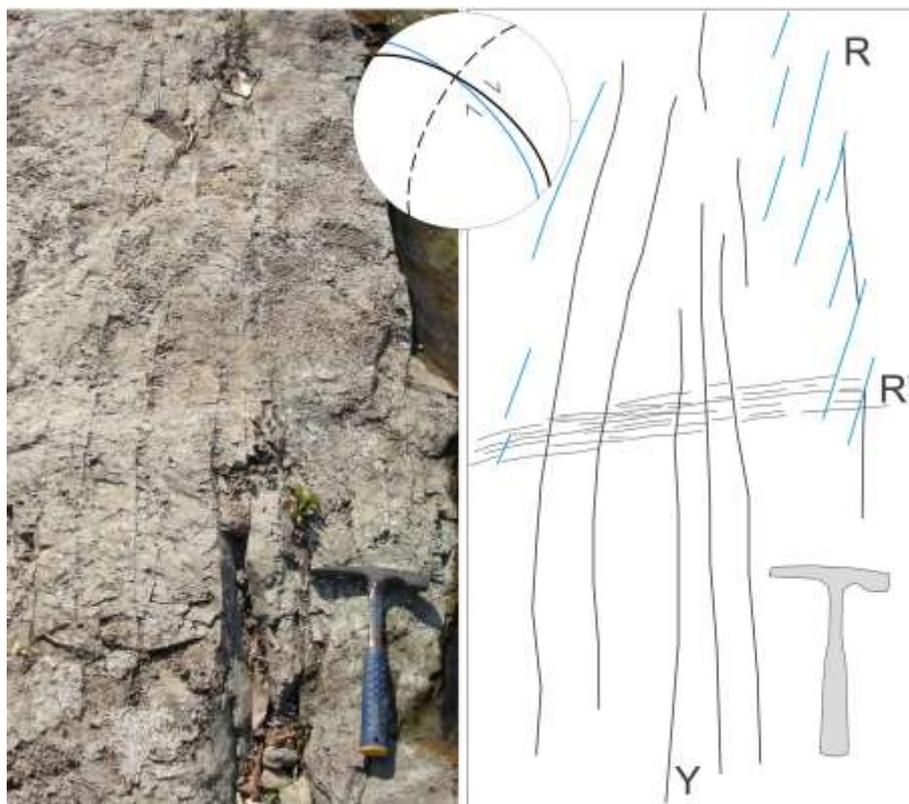


Figura 61. Falhas com sistema Riedel em siltitos da Formação Pedra de Fogo (visão em planta, AR-74).

O acamamento dobrado ocorre de forma mais pronunciada em seqüência de rochas evaporíticas, intercalada a rochas clásticas, como observado no afloramento AR-81. A porção basal do afloramento é constituída por camadas de gipsita, sobrepostas por seqüência de argilitos e siltitos avermelhados com zonas silicificadas. As camadas de gipsita encontram-se deformadas com dobras abertas a fechadas, com eixo (β) N300/08 (Figura 62). O caráter penecontemporâneo é observado na deformação da seqüência evaporítica, uma vez que as camadas superiores do afloramento (argilitos e siltitos) não se encontram deformadas, e sim, horizontalizadas e, por vezes, levemente onduladas.

Em arenitos do ponto AR-28 foram observadas fraturas similares ao padrão Riedel que controla localmente o leito do Rio Lontra (Figura 63). São observadas fraturas Y associadas à zona de cisalhamento principal, com direção próxima a N50W. Compondo o padrão, também são observadas fraturas escalonadas com direção N30W, associadas a componente sintética R e, fraturas mais espaçadas com direção aproximadamente N20E, associadas a componente antitética R'. Este arranjo remete a uma cinemática dextral (Figura 64), similar a sistema de fraturas observado no afloramento AR-18 (Figura 65).

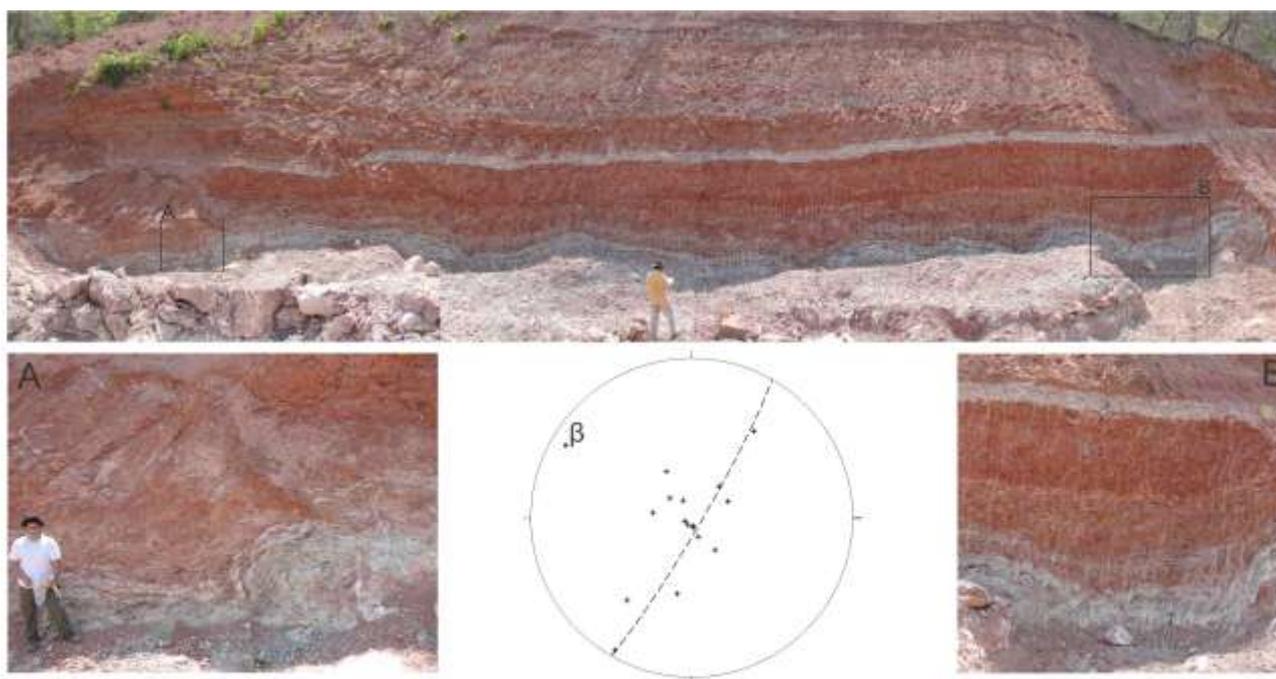


Figura 62. Seqüência clasto-evaporítica da Formação Pedra de Fogo (AR-81) com atitude das camadas dobradas plotada em diagrama de pólos.



Figura 63. Fraturas que obedecem ao padrão Riedel em arenitos do ponto AR-28 (Visão em planta).

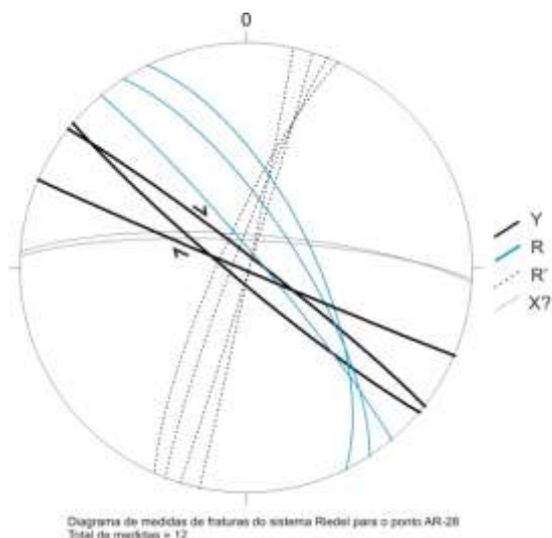


Figura 64. Estereograma de planos do sistema Riedel do ponto AR-28.

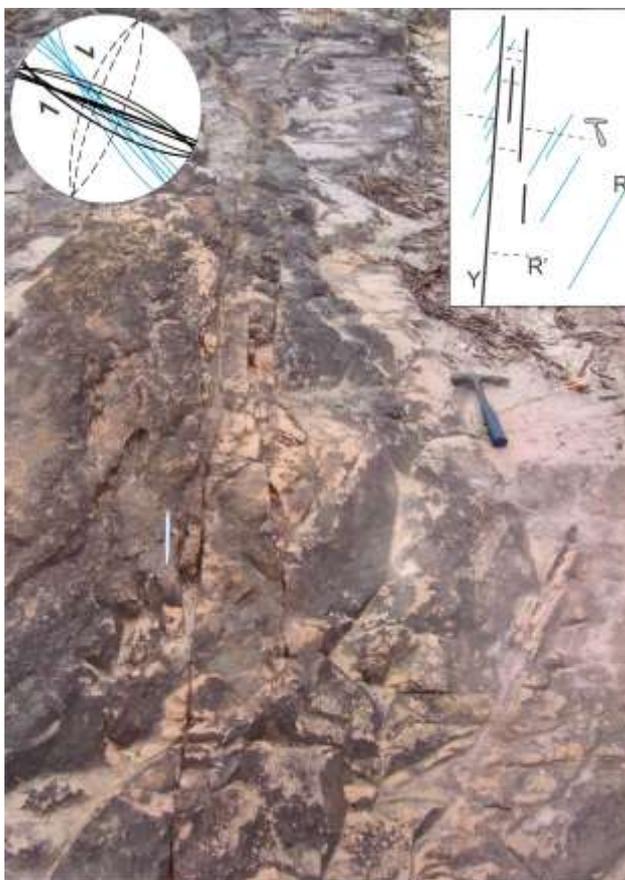


Figura 65. Arranjo de fraturas Riedel em arenitos da Formação Pedra de Fogo (visão em planta, AR-18).

Em algumas porções do afloramento AR-21 o arranjo dos planos sugere sistema de fraturas Riedel, com as fraturas principais (Y) dispostas em zonas anastomosadas de direção N50W, associadas a fraturas escalonadas (R) com orientação N30W. Fraturas sintéticas secundárias (P) dispõem-se em terminações tangenciais à zona principal (Y) formando sigmóides, com planos de direção aproximada de N65W. Fraturas antitéticas (R'), com atitude N30E e cinemática sinistral ocorrem de forma ocasional.

A disposição e geometria do arranjo das falhas remetem a uma movimentação dextral (Figura 66), com as falhas principais compostas predominantemente por bandas de deformação interagindo com as fraturas secundárias na forma de diques clásticos preenchidas por silte.

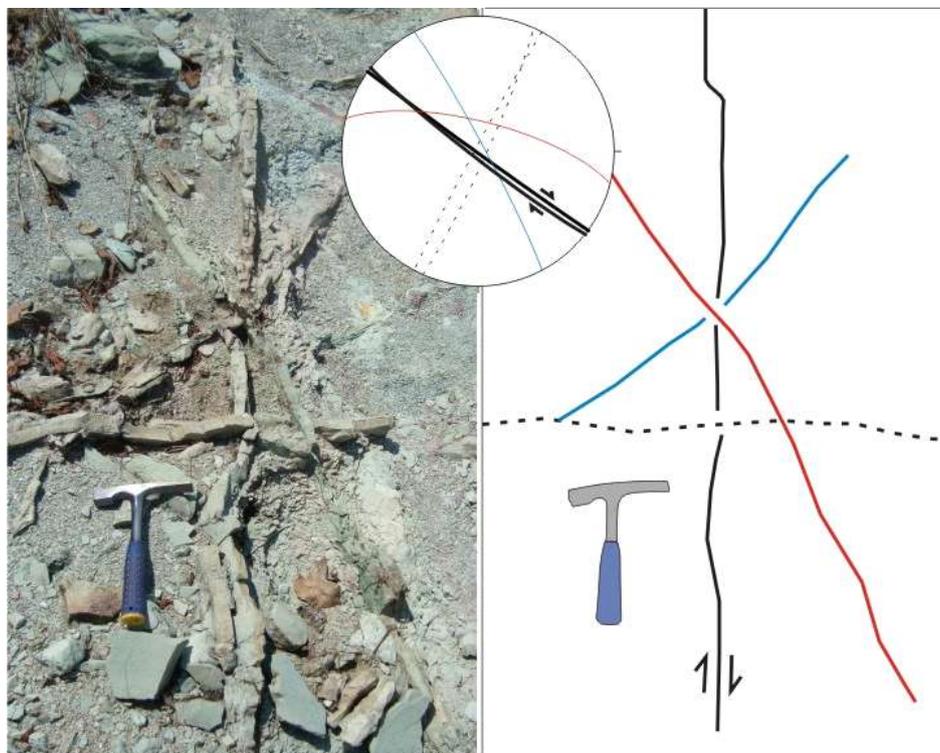


Figura 66. Fraturas do padrão Riedel e diques clásticos em siltitos da Formação Pedra de Fogo. Visão em planta (AR-21).

Na porção do topo do afloramento PB-51, observam-se litotipos da Formação Pedra de Fogo, representados por arenitos sobrepostos por argilitos intercalados a camadas de silexito. São observadas falhas de direção NNE a NS que deformam as camadas sedimentares, possivelmente com deformação penecontemporânea a Formação Pedra de Fogo, configurando um arranjo do tipo *horst*, conforme Figura 67. Planos de falha medidos no ponto AR-15 também sugerem este tipo de arranjo.

Desta forma, a fase de deformação **D1** é um evento com possível tensão σ_1 de direção poróximo a NS (Figura 68). A caracterização desta fase reflete as observações em campo quanto ao regime de atuação dos esforços em estruturas reconhecidas em afloramentos da Formação Pedra de Fogo, evidenciado através de falhas inversas de direção EW a NW-SE e dobramentos penecontemporâneos associados às zonas transcorrentes dextrais de direção NW, possivelmente com caráter transtensional. A transtração culmina na geração de arranjos do tipo *horst* e *graben*, penecontemporâneos

a Formação Pedra de Fogo, que controlam, em parte, o contorno das unidades em mapa nas proximidades da borda oeste da bacia.

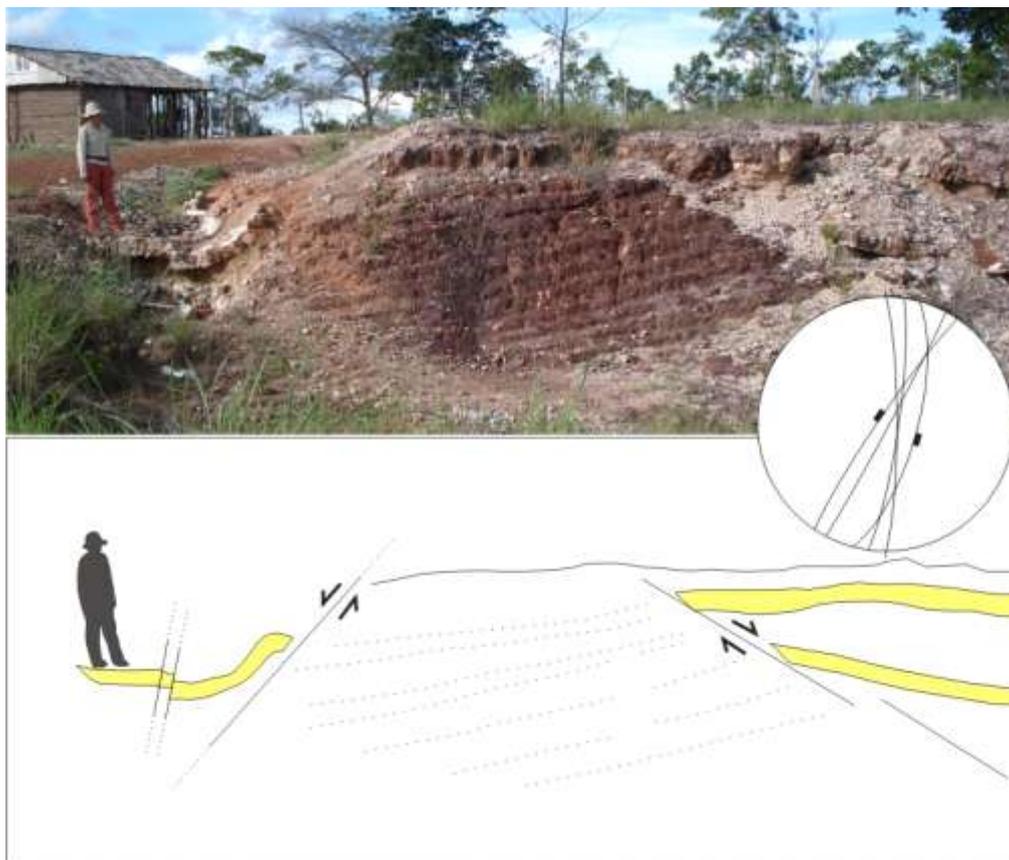


Figura 67. Arranjo do tipo *horst* em arenitos e silexitos (em amarelo) da Formação Pedra de Fogo (PB-51).

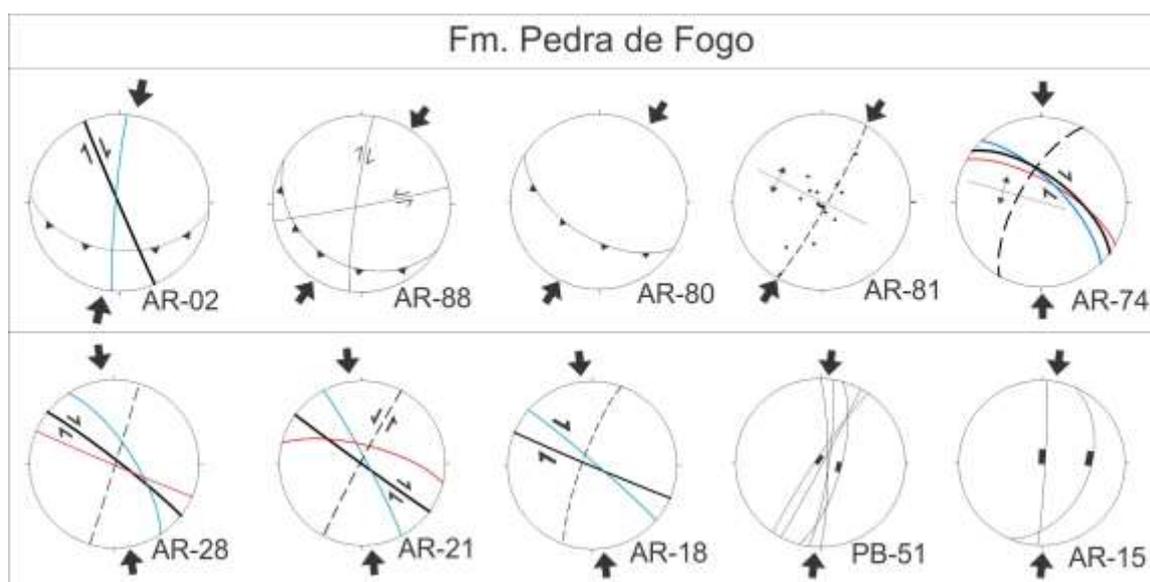


Figura 68. Registro da deformação da fase D1.

Períodos de calma tectônica podem ter ocorrido durante a fase de deformação D1, registrado por falhas normais com a tensão σ_1 verticalizado, que ocasionam

espessamentos de camadas, sugerindo deformação sin-sedimentar a deposição da Formação Pedra de Fogo. As falhas normais, de direção NE, ocorrem com planos retilíneos estriados (plano: N45E/50NW; estria: N318/50) (Figura 69).

Esta deformação é registrada por uma distensão de direção NW-SE (σ_3) e com a tensão σ_1 verticalizado, produzindo as falhas normais supracitadas (Figura 70).



Figura 69. Falhas normais observadas no membro inferior da Formação Pedra de Fogo (AR-81).

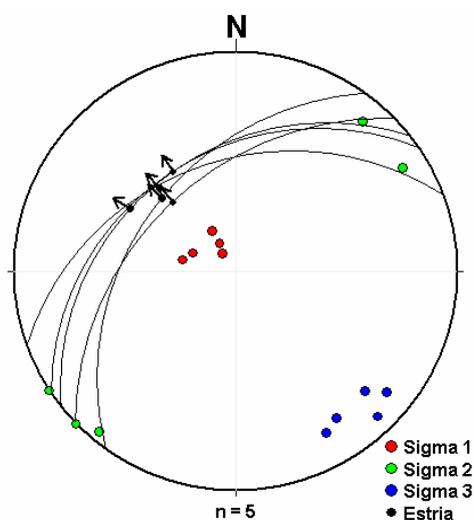


Figura 70. Diagrama de paleotensões construído através do aplicativo *Sigmas* (De Freitas 2006) através dos critérios estabelecidos por Mohr-Coulomb (AR-81).

6.3.2 Fase de deformação D2

As estruturas que correspondem à fase de deformação D2 são reconhecidas em afloramentos das Formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, caracterizada por **bandas de deformação** com direção preferencial NE. Com a evolução da deformação ou

pela compartimentação da mesma, as estruturas principais passam a ter direção preferencial NNE a NE com mesmo movimento destal.

Zonas de fraturas dispõem-se com planos principais de direção NE e possuem cinemática sinistral, observado em arenitos da Formação Pedra de Fogo no afloramento PB-51, onde ocorrem fraturas principais de direção N55E, na forma de pequenas bandas anastomosadas com caráter extensional, associadas as fraturas sintéticas escalonadas (R) e sigmoidais (P) de direção N35E e N70E respectivamente. Completando o arranjo de fraturas no padrão Riedel, fraturas antitéticas R' dispõem-se de forma anastomosada com direção preferencial N-S, com movimento destal e componente normal. O sistema completo caracteriza uma zona de fraturas com movimento principal sinistral (Figura 71).

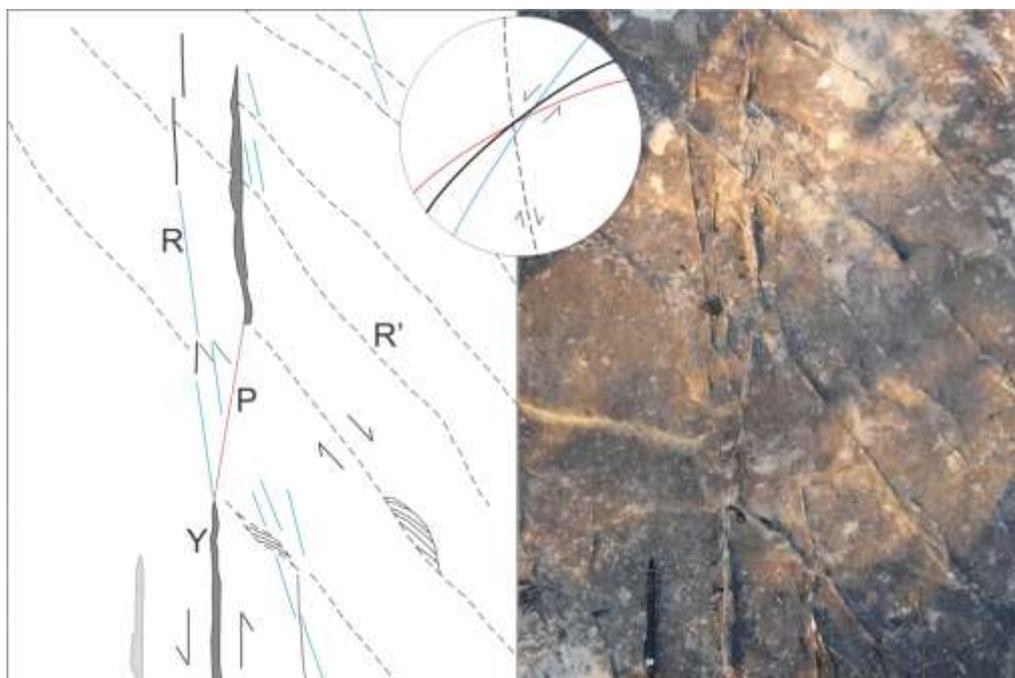


Figura 71. Fraturas que obedecem ao sistema Riedel em arenito da Formação Pedra de Fogo (PB-51).

O regime extensional associado a zonas de fraturas destrais é representado tanto nos litotipos da Formação Pedra de Fogo, quanto nas Formações Motuca e Sambaíba.

Em afloramentos da porção superior da Formação Motuca e da Formação Sambaíba, a deformação referente à fase de deformação D2 é expressa na forma de bandas de deformação.

Afloramento da Formação Motuca, descrito no ponto AR-97 como arenitos imaturos a levemente maduros, apresenta expressiva quantidade de bandas de deformação, com espessuras centimétricas a decimétricas, preenchidas por material arenoso, que ocorrem com direção preferencial N15E (Y), associado a fraturas sintéticas R de direção N30E com formas escalonadas e sintéticas P de direção N05E em feições sigmoidais. Fraturas

antitéticas R' ocorrem internamente às bandas, com pouca continuidade lateral e com direção N75E (Figura 72).

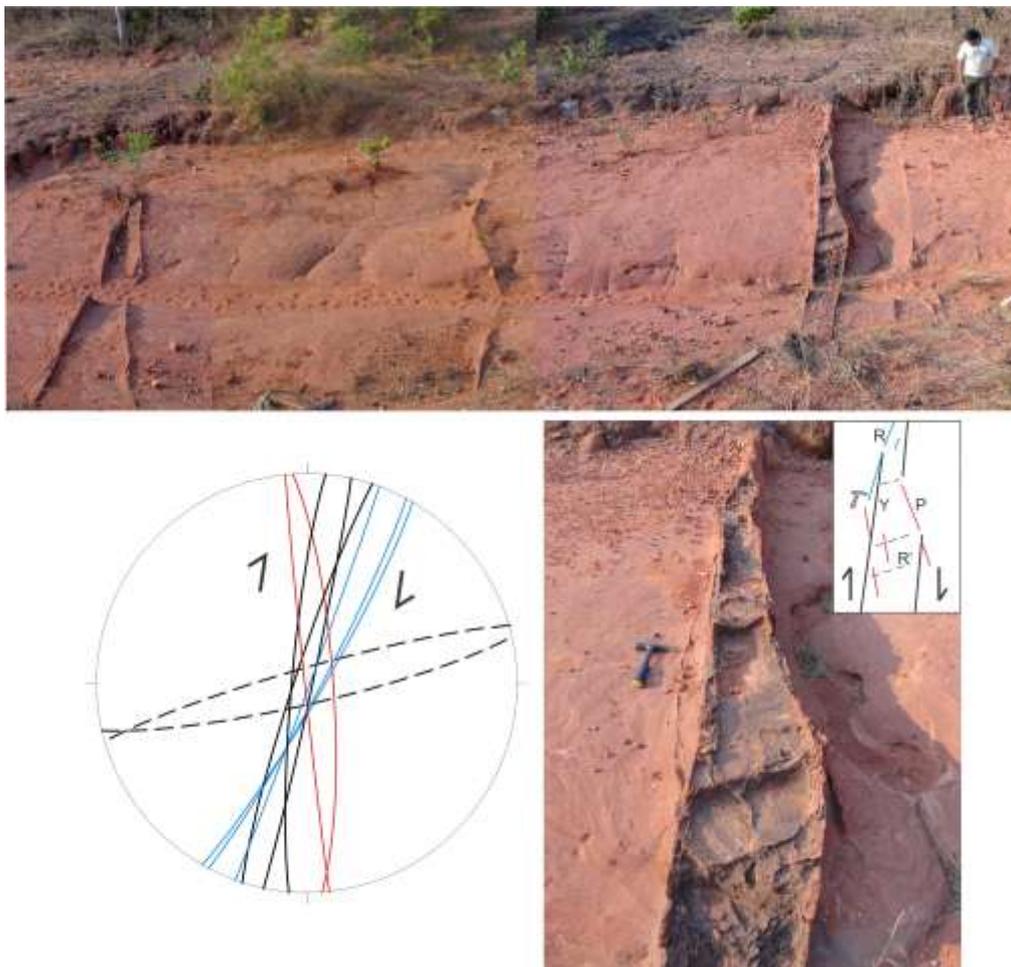


Figura 72. Banda de deformação observada em arenitos da Formação Motuca (AR-97). Visão em planta.

No ponto AR-23, em arenitos maduros da Formação Sambaíba, ocorrem bandas de deformação (Y) de direção N30E que apresentam fraturas internas com orientação N50E em formas escalonadas (R) e fraturas sintéticas secundárias (P) na forma de sigmóides com planos com direção NS, remetendo a um caráter dextral de movimentação, com fraturas antitéticas R' ocorrendo de forma subordinada, interrompidas pela banda principal (Figura 73). As bandas de deformação possuem larguras centimétricas, entre 5 e 10 cm, e são preenchidas por material arenoso.

A fase de deformação caracterizada como **D2**, é definida através do regime extensional, associada à bandas de deformação de direção NE, acarretando em uma tensão principal σ_1 de direção próxima a NNE. Com a evolução ou compartimentação da deformação, a tensão σ_1 apresenta-se na direção NE, gerando bandas de deformação de direção NNE com cinemática dextral e componente normal, observadas em afloramentos

das formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, ocorrendo muitas vezes através de bandas de deformação (Figura 74).

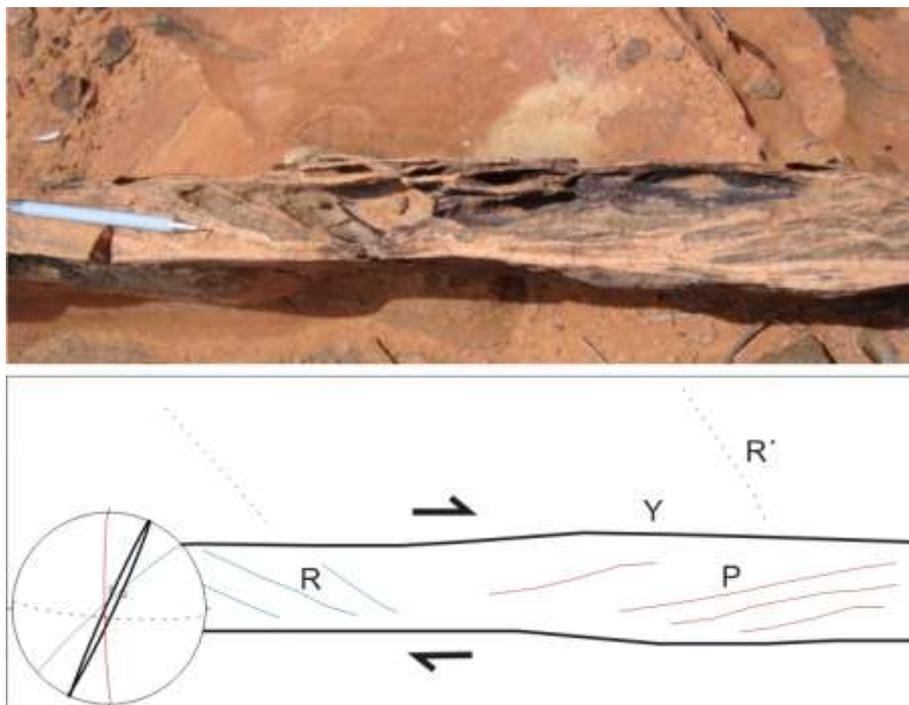


Figura 73. Fraturas Riedel em arenitos da Formação Sambaíba. Visão em planta (AR-23).

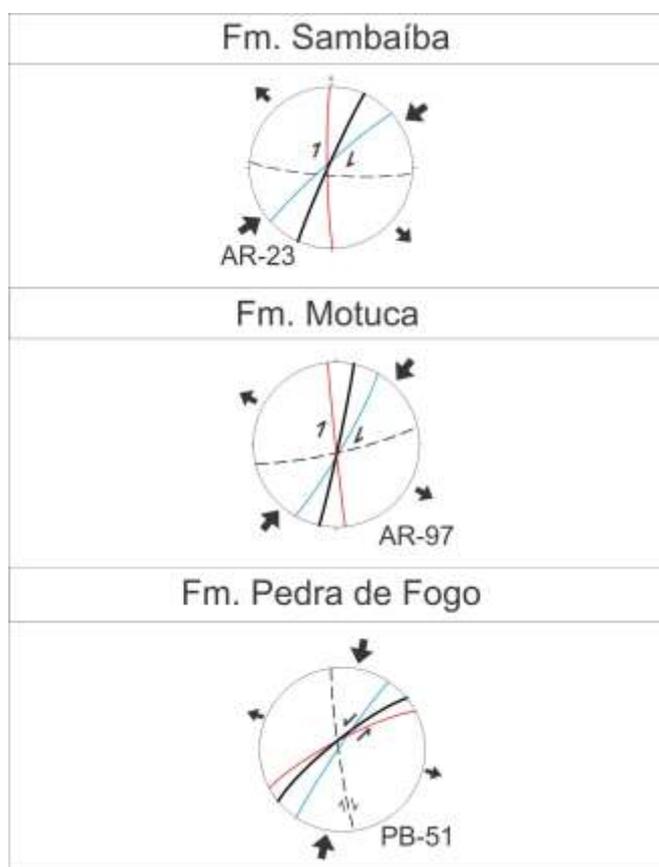


Figura 74. Registro da deformação da fase D2.

6.3.3 Fase de deformação D3

A principal característica desta fase de deformação é a geração de estruturas puramente extensionais, principalmente de direção NS, como **falhas normais** e **diques clásticos**. As direções NS, NE e NW ocorrem para **falhas com movimentos destrais e sinistrais**, porém o **caráter normal** é predominante na estruturação. O **regime extensional** imprime feições geomorfológicas no terreno, condiciona e controla a ocorrência de litologias em mapa e gera uma grande quantidade de diques clásticos preenchidos por arenitos nos diabásios. Esta fase é reconhecida principalmente em afloramentos das formações Motuca, Sambaíba e Mosquito e, em afloramentos da Formação Pedra de Fogo, ocorrem estruturas que podem pertencer a esta fase de deformação, porém com grau de preservação muito inferior.

No ponto PB-39, localizado na BR-153 próximo a um dos acessos ao município de Araguaína, ocorrem arenitos imaturos da Formação Motuca. A componente extensional é observada em planos com direção principal N10W. São planos lisos, com preenchimento de quartzo, apresentam lineações N159/45 na forma de estrias e degraus indicativos de falha com movimento distal e componente normal (Figura 75). A observação do diagrama de paleotensão construído para o afloramento PB-39 (Figura 76) nota-se a tendência de verticalização do vetor σ_1 .

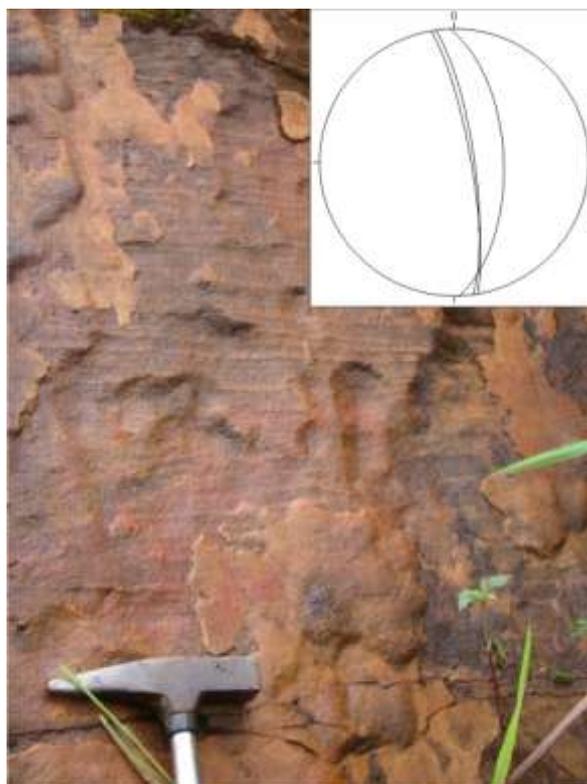


Figura 75. Plano de falha normal em arenito da Formação Motuca (visão em perfil, PB-39).

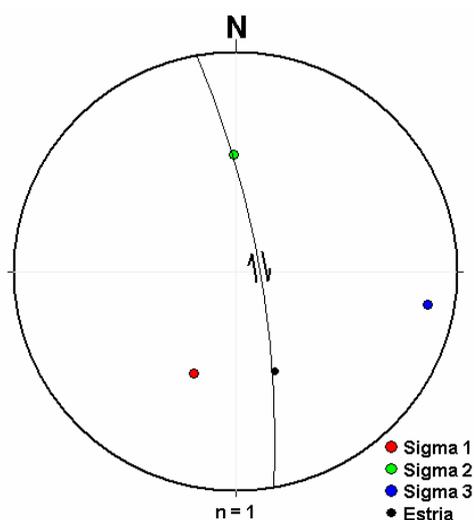


Figura 76. Diagrama de paleotensões construído através do aplicativo *Sigmas* através do critérios estabelecidos por Mohr-Coulomb (PB-39).

Arenitos da Formação Sambaíba (ponto AR-04) ocorrem em feições geomorfológicas típicas, forma de mesetas com 30 a 50 metros de altura, com exposição de rochas praticamente em toda a extensão lateral da meseta (Figura 77). A rocha apresenta falhas e fraturas com direções preferenciais para N10-20E e N30-60W.



Figura 77. Arenitos da Formação Sambaíba com fraturas de grande porte (AR-04).

Na direção preferencial N10E são observados planos de falha, retilíneos, penetrativos, que controlam em parte a forma da meseta. Estes planos apresentam fraturas escalonadas oblíquas entre 10 a 15° ao plano principal, remetendo a uma cinemática dextral de movimentação com componente normal (Figura 78).



Figura 78. Plano de fratura (linha preta) em arenitos da Formação Sambaíba com fraturas escalonadas (linha azul). Visão em perfil (AR-04).

Estrias de atrito de atitude N130/45 ocorrem em falhas abertas, em planos com direção N50W, retilíneos, que também controlam em parte a forma da meseta (Figura 79). O caráter dextral é reconhecido nestes planos de falha através de estrias de atrito e degraus, com forte componente normal evidenciado tanto pelo mergulho da estria, quanto pela abertura da falha. A tensão σ_1 apresenta-se levemente verticalizado, com σ_3 horizontalizado de direção EW (Figura 80).

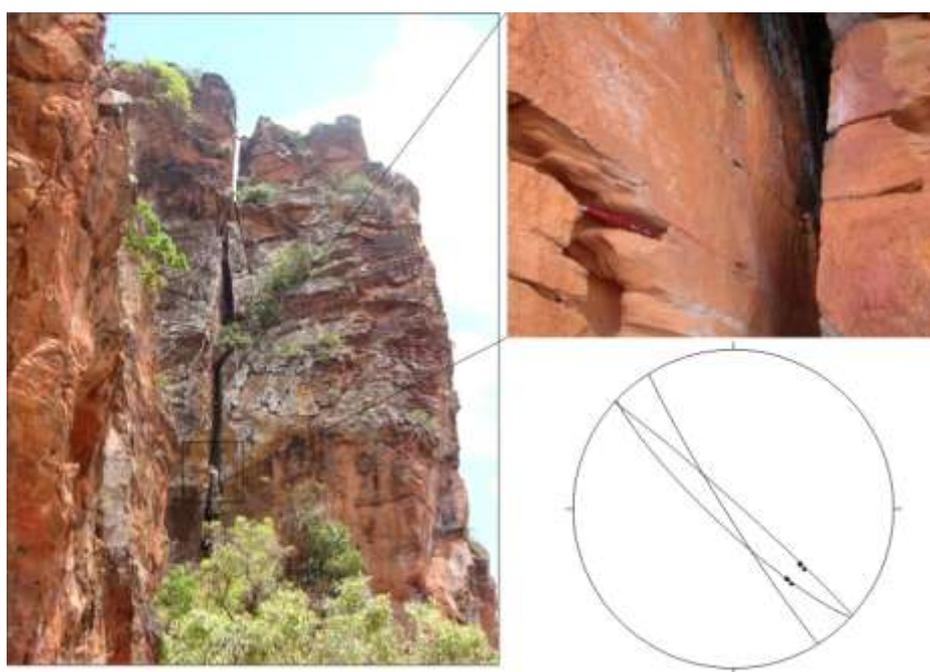


Figura 79. Fraturas abertas em arenitos da Formação Sambaíba (AR-04).

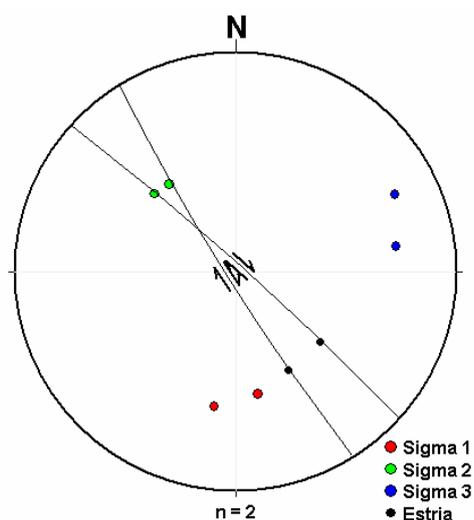


Figura 80. Planos de falhas destrais com paleotensões construídas através dos critérios estabelecidos por Mohr-Coulomb (AR-04).

Em planos estriados observados em arenitos da Formação Sambaíba (PB-52), o regime atuante tende a puramente normal. São falhas de grande porte, que também controlam a morfologia das mesetas. Possuem planos retílineos de direção preferencial N40W mergulhando 50° para NE, com estrias de atrito de atitude N64/50 (Figura 81).



Figura 81. Visão geral do afloramento PB-52 em arenitos da Formação Sambaíba. Destaque para a falha normal de grande porte no centro da figura (escala no círculo).

Esta estruturação demonstra a verticalização da tensão σ_1 , acarretando em uma distensão na direção NE-SW, como observado através da posição da tensão σ_3 (Figura 82). Fraturas escalonadas também ocorrem associadas a planos principais (Y) de direção NE, sugerindo movimento sinistral normal (Figura 83).

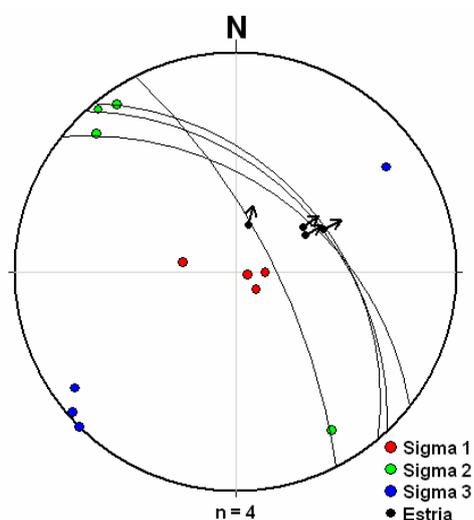


Figura 82. Posição das paleotensões para falha normal do afloramento PB-52.



Figura 83. Fraturas escalonadas em arenitos da Formação Sambaíba (visão em perfil, PB-52).

Relações de contato tornam mais evidentes as feições extensionais de deformação, como observado no ponto PB-50, onde arenitos da Formação Sambaíba estão em contato por falha normal, de direção N20W, com diabásio da Formação Mosquito (Figura 84A). O diabásio ocorre em níveis diferentes de alteração: um mais

preservado, roxo, com a presença de blocos de rocha sã, em contato por falha com diabásio mais alterado de cor avermelhada. Esta falha, de direção N15E, provavelmente normal, com plano levemente anastomosado, contendo estrias de atitude N161/57 (Figura 84B). A tectônica deformadora que coloca em contato os arenitos da Formação Sambaíba com o diabásio da Formação Mosquito através de falhas normais tem um caráter distensional, uma vez que diagramas de paleotensões demonstram que a tensão σ_1 encontra-se praticamente verticalizado, com a tensão σ_3 horizontalizado na direção próxima a EW (Figura 85)

Na porção NW do afloramento PB-50, o corpo de diabásio mais alterado é cortado por diques clásticos de direção NS (Figura 86), situação também observada no afloramento AR-22.



Figura 84. Diabásio alterado da Formação Mosquito em contato com arenitos da Formação Sambaíba, com detalhe para falha normal no contato entre arenito e diabásio (A) e para contato entre diabásios (B).

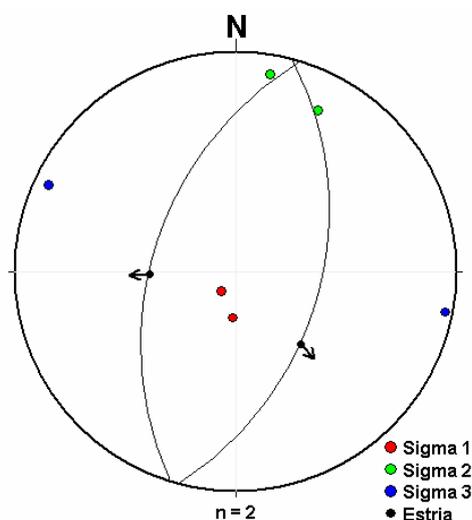


Figura 85. Diagrama de paleotensões para as falhas normais do afloramento PB-50.

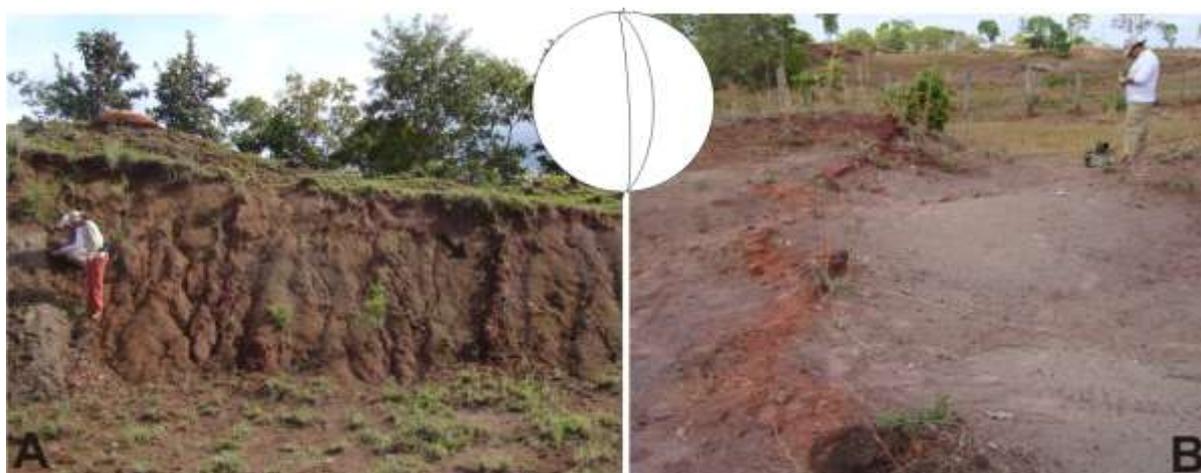


Figura 86. Diques clásticos preenchidos por arenitos em diabásio da Formação Mosquito dos afloramentos PB-50 (A) e AR-22 (B).

Em afloramento a beira da rodovia TO-222 ocorrem diabásios da Formação Mosquito descritos no ponto AR-76. Planos de falhas com direção N45E apresentam-se de forma retilínea, com crescimento de calcita no plano. No plano estão inseridas estrias de atrito com atitude média de N235/45 e degraus que indicam movimento sinistral com componente normal (Figura 87), com a posição de σ_1 próxima a NS, e distensão na direção WNW-ESE (Figura 88).



Figura 87. Falhas com movimento sinistral em diabásio da Formação Mosquito (AR-76).

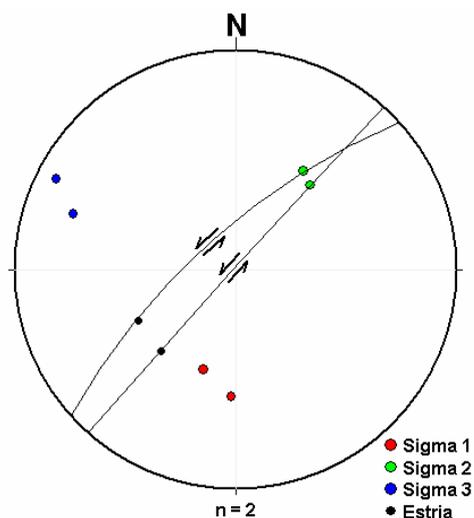


Figura 88. Diagrama de paleotensões pelo método de Mohr-Coulomb para falhas sinistras em diabásio da Formação Mosquito (AR-76).

A fase de deformação D3 possui como característica principal a verticalização da tensão σ_1 observada em varias estruturas, e a geração de falhas transcorrentes dextrais e sinistras com componente extensional. A tensão σ_3 apresenta-se horizontalizado próximo a direção EW, responsável por uma série de estruturas com caráter normal com direção NS (Figura 89). As estruturas de direção NE e NW, com caráter sinistral e dextral respectivamente, também contém componente normal e apresentam-se como importantes agentes de controle do relevo.

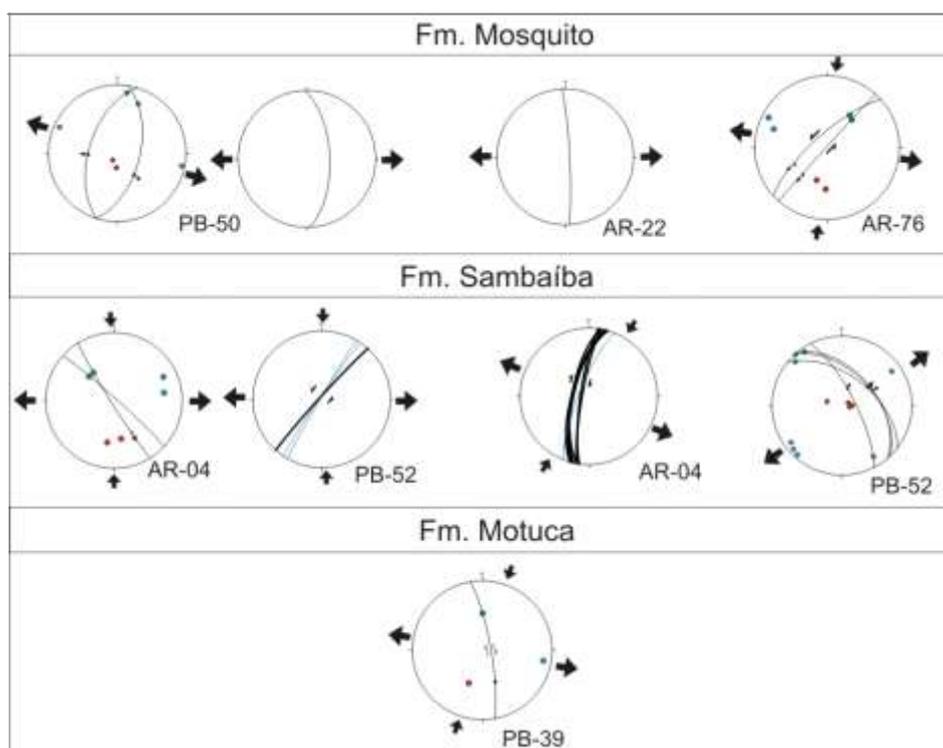


Figura 89. Registro da deformação da fase D3.

6.3.4 Fase de deformação D4

A última, e a mais recente fase de deformação reconhecida na área de estudo, compreende **falhas normais e transcorrentes destrais** de direção **EW** e falhas **transcorrentes destrais** de direção **NE**, reconhecidas em afloramentos das formações Pedra de Fogo, Motuca, Sambaíba e Mosquito, além de algumas feições que são encontradas em depósitos cenozóicos.

Sistema de fraturas que obedecem ao padrão Riedel é observado no ponto AR-02, as margens do Rio Tocantins no município de Carolina (MA), com direção principal de deformação (Y) para EW. A interação entre as fraturas gera sigmóides de deformação com feições de abertura, com fraturas sintéticas (R) com direção N75W, e fraturas sintéticas secundárias (P) com planos com direção N65E, sugerindo movimento destral (Figura 90).

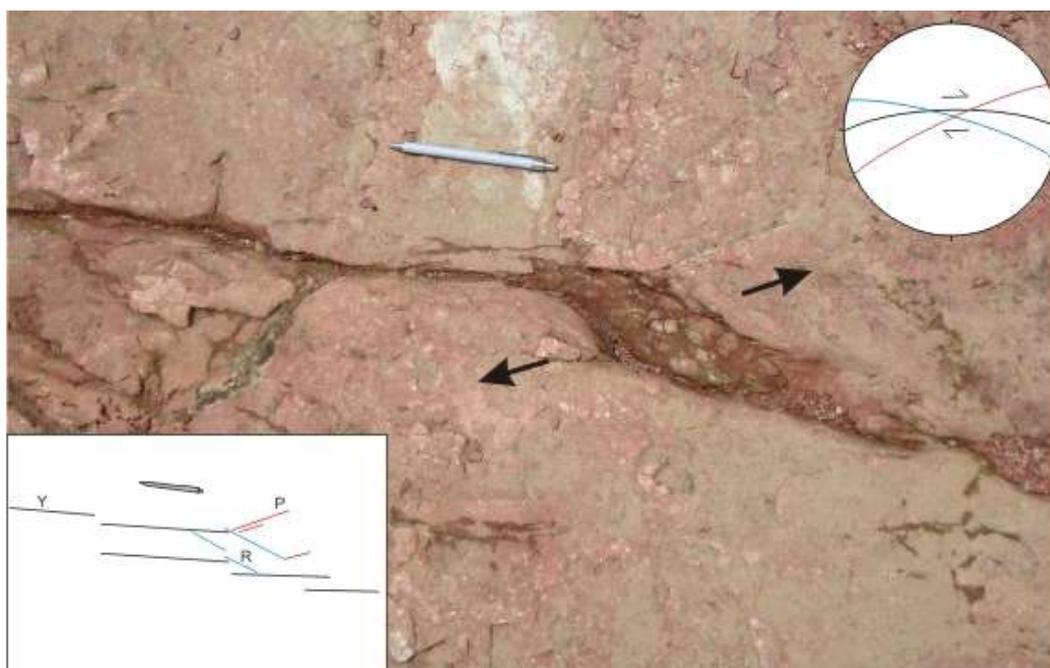


Figura 90. Fraturas em padrão Riedel em siltitos da Formação Pedra de Fogo (visão em planta, AR-02).

Sistema de falhas normais ocorre de forma sistemática no afloramento AR-02. Estas falhas possuem direção preferencial EW, apresentam rejeitos centimétricos, entre 10 e 30 cm, com planos retilíneos e levemente rugosos (Figura 91). Falhas inversas também ocorrem neste afloramento, com a mesma direção EW, associadas a zonas de falha de direção NW e movimento destral (Figura 92), descritos na fase de deformação D1 (veja Figura 57).



Figura 91. Rejeito de camadas indicando movimento normal em falhas em arenitos e siltitos da Formação Pedra de Fogo (AR-02).



Figura 92. Siltitos e argilitos da Formação Pedra de Fogo com destaque para planos de falha inversa (1) e falha normal (2) (AR-02).

Possivelmente, algumas falhas normais descritas acima sejam reflexo de reativações de antigos planos de falhas inversas (fase D1), condição proposta devido a similaridade de direção dos planos. A condição de reativação de falha também é cogitada para a estruturação observada em siltitos da Formação Pedra de Fogo do afloramento AR-80, descrito em corte de estrada próximo a município de Babaçulândia. A rocha, composta pela intercalação de siltitos e argilitos da Formação Pedra de Fogo, encontra-se deformada por um sistema de falhas inversas de direção EW a WNW-ESE, com rejeitos entre 10 e 30 cm, com planos espaçados cerca de 5 metros entre elas, e de forma mais restrita ocorrem falhas normais de direção similar e mergulhos com cerca de 50°, principalmente na porção oeste do afloramento (Figura 93).

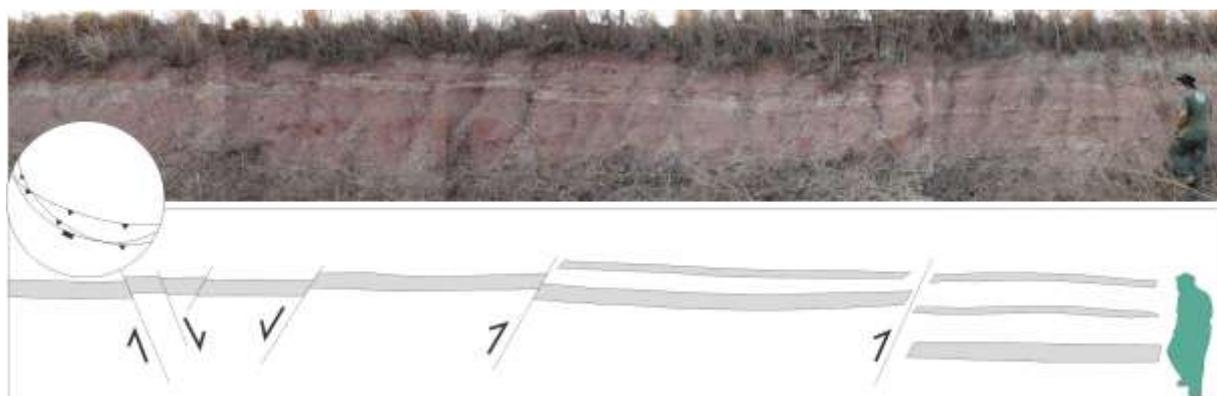


Figura 93. Arranjo de falhas inversas (D1) e falhas normais (D4) em afloramento da Formação Pedra de Fogo (AR-80).

O afloramento AR-74 foi descrito no leito do Ribeirão Cana-Brava e apresenta uma seqüência de siltitos sobrepostos a arenitos pertencentes à Formação Pedra de Fogo, onde sistemas de fraturas ocorrem de forma a gerar planos de fraturas principais Y de direção N60E, que interagem com fraturas sintéticas R, escalonadas e direção N80E. Fraturas que tangenciam as zonas principais são interpretadas como fraturas sintéticas P de direção N50E. Fraturas antitéticas R' completam o arranjo em fraturas pouco contínuas de direção NS (Figura 94). Os planos principais possuem preenchimento de calcita e estrias de atrito de atitude N208/60. A interação entre as fraturas sugere movimento destal com componente extensional e o diagrama de paleotensão pode ser observado na Figura 95.

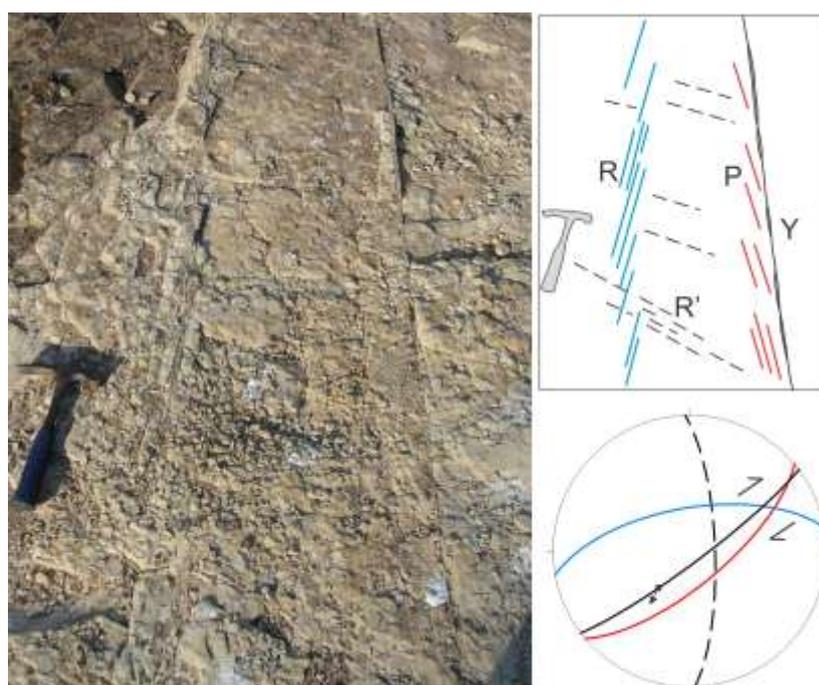


Figura 94. Siltito da Formação Pedra de Fogo contendo fraturas do sistema Riedel (AR-74).

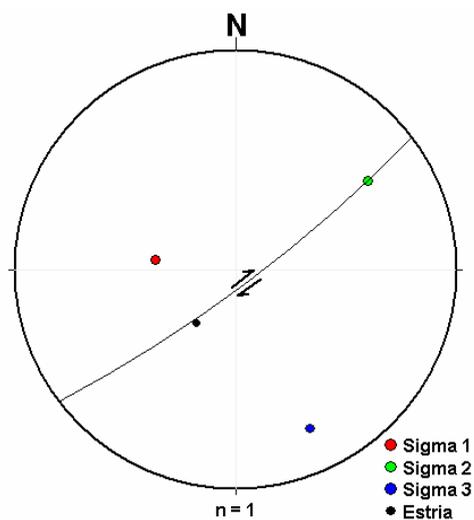


Figura 95. Diagrama de paleotensões para falha de direção NE em litotipos da Formação Pedra de Fogo (AR-74).

O ponto AR-07 apresenta siltito esverdeado a avermelhado com fraturas principais (Y) com direção N45E, entre as quais ocorrem fraturas com terminações tangenciais, gerando sigmóides, sugerindo fraturas sintéticas secundárias (P), com direção preferencial N15E. A disposição das fraturas remete a movimento destal (Figura 96).

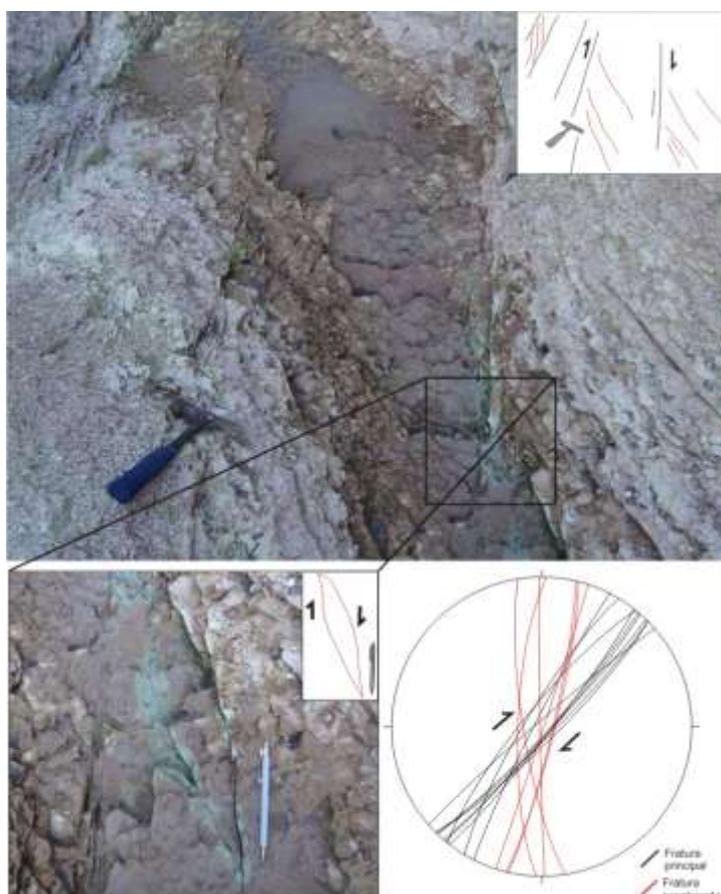


Figura 96. Fraturas escalonadas descritas na Formação Pedra de Fogo (visão em planta, AR-07).

No ponto PB-39, ocorrem arenitos da Formação Motuca, onde são observados planos de grande porte com direção preferencial EW, rugosos, sem preenchimento, dispostos de forma que as terminações geram sigmóides interpretados como fraturas sintéticas secundárias (P) que sugerem cinemática destal, com provável componente normal (Figura 97).

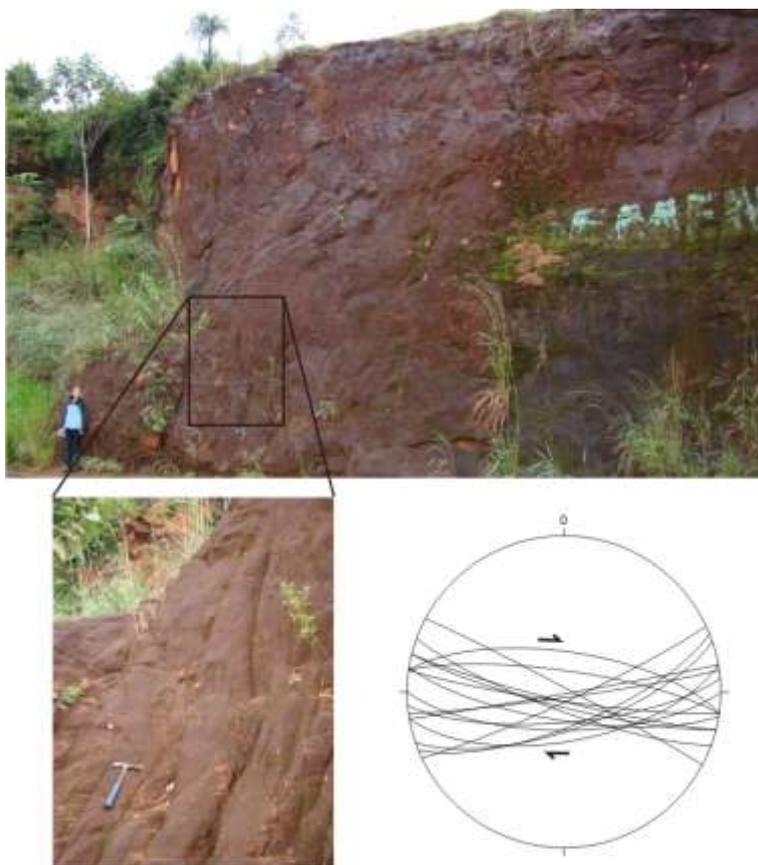


Figura 97. Arenitos da Formação Motuca com destaque para planos em forma de sigmóides que sugerem movimento destal com componente normal (PB-39).

Em arenitos da Formação Sambaíba, no afloramento PB-49 na rodovia TO-222 a aproximadamente 40km do município de Carolina (MA), há presença de bandas de deformação em direções variadas, sendo possível observar em algumas destas bandas, deslocamentos que indicam movimento sinistral em planos com direções que variam de N80W a N50W. Internamente às bandas de deformação observam-se algumas feições sigmóidais e deslocamento aparente no cruzamento de fraturas (Figura 98), ou ainda fraturas que coincidem com a angulação das fraturas do sistema Riedel.

Ainda no ponto PB-49, ocorrem fraturas que sugerem formas escalonadas (R) com atitude N60W onde o arranjo geométrico com fraturas sintéticas secundária (P) de direção N30W gera uma zona principal anastomosada (Y) com direção N50W e movimento

sinistral, provavelmente com componente normal (Figura 99), com fraturas R' de direção N80W completando o arranjo.



Figura 98. Arenitos da Formação Sambaíba com fratura que sugere movimento sinistral. Visão em planta (PB-49).

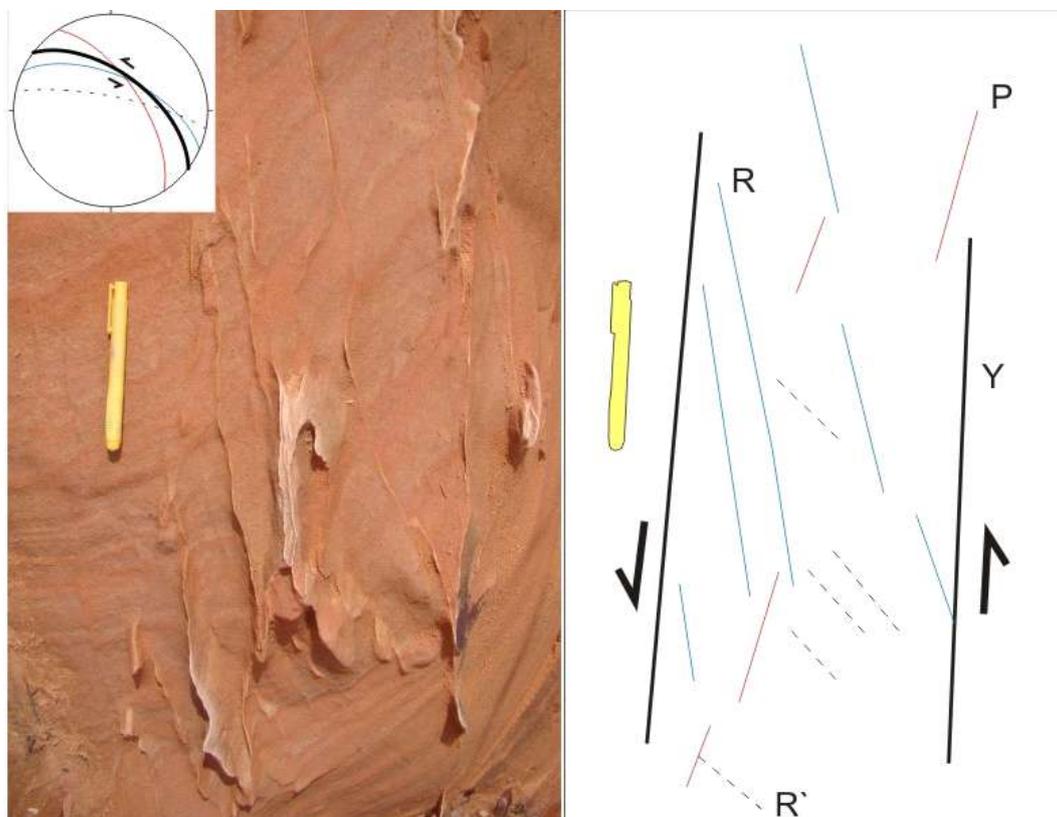


Figura 99. Fraturas compatíveis com o sistema Riedel em arenitos da Formação Sambaíba. Visão em planta (PB-49).

Além das falhas normais de direção EW geradas pela reativação das falhas inversas do evento D1, novas falhas normais são produzidas durante a fase de deformação D4, como constatado no afloramento PB-52. Estas novas estruturas possuem planos retilíneos, rejeitos centimétricos, entre 10 e 20 cm, e mergulhos próximos a 70° (Figura 100).



Figura 100. Falhas normal em arenito da Formação Sambaíba (PB-52).

Diabásios da Formação Mosquito, descrito no afloramento AR-79 em uma frente de lavra da Pedreira SPA, apresentam planos de falhas de direção entre N20E e N60E, levemente anastomosados, com estrias inseridas no plano na forma de fibras de calcita e degraus de indicam movimento dextral (Figura 101). As atitudes das estrias demonstram mergulho para o quadrante NE e SW (plano:N60E, estria:N60/05 e plano:N50E, estria:235/05). Planos de falhas de direção NE também em diabásios são descritos na fase de deformação D3 (ver Figuras 87). Assim, para esta mesma direção de falhas ocorrem movimentos dextrais e sinistrais, interpretados a partir de indicadores cinemáticos (estrias e degraus), incompatíveis com um único campo de tensão. A reconstrução da paleotensão para estas falhas pode ser observada na figura 102.

Depósitos cenozóicos sobrepostos a litotipos da Formação Pedra de Fogo ocorrem preenchendo feições de canal, com material pouco selecionado, contendo as granulometrias areia, silte e argila (ponto AR-12). O material que preenche o canal apresenta fraturas com direção preferencial N70W (Figura 103), por vezes preenchidas com carbonato.



Figura 101. Diabásio da Formação Mosquito com planos de falhas estrias e com degraus que indicam movimento distal (AR-79).

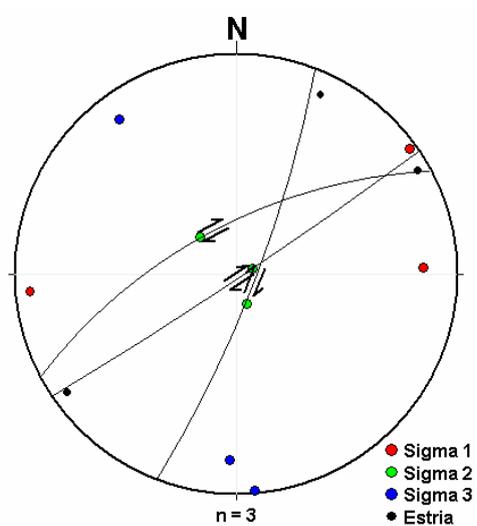


Figura 102. Possíveis paleotensões construídas pelo método Mohr-Coulomb para a deformação imposta a diabásios da Formação Mosquito (AR-79).

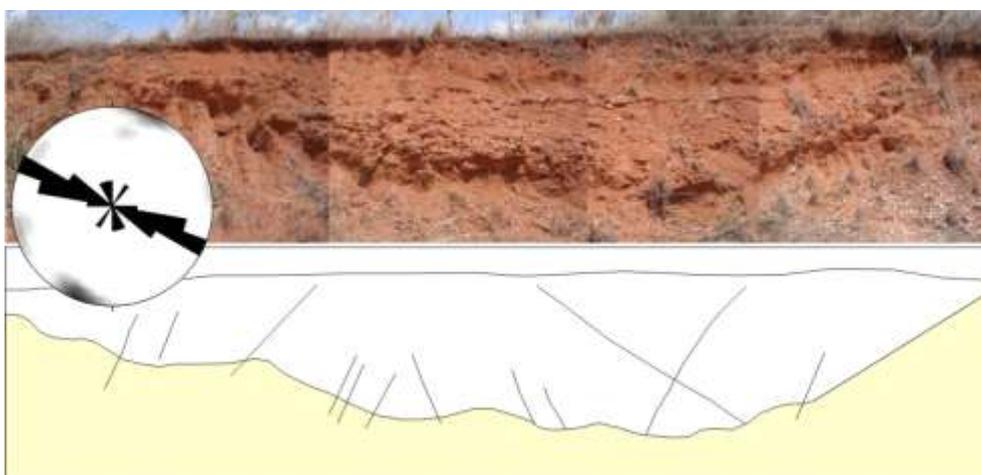


Figura 103. Fraturas em depósito cenozóico descrito no afloramento AR-12.

A última fase de deformação reconhecida na área de estudo, resumida na Figura 104, tem como principal característica a posição da tensão σ_1 próximo a EW, por vezes horizontalizado e por vezes mais verticalizado, dependendo da reologia da rocha, e o caráter normal das estruturas em campo ainda sugerem uma provável extensão de direção NS. A posição das tensões possibilita a reativação de estruturas, principalmente de direção EW e NE, com movimento normal-destal e, às vezes, puramente normal e a geração de novas estruturas de direção EW a WNW com caráter normal.

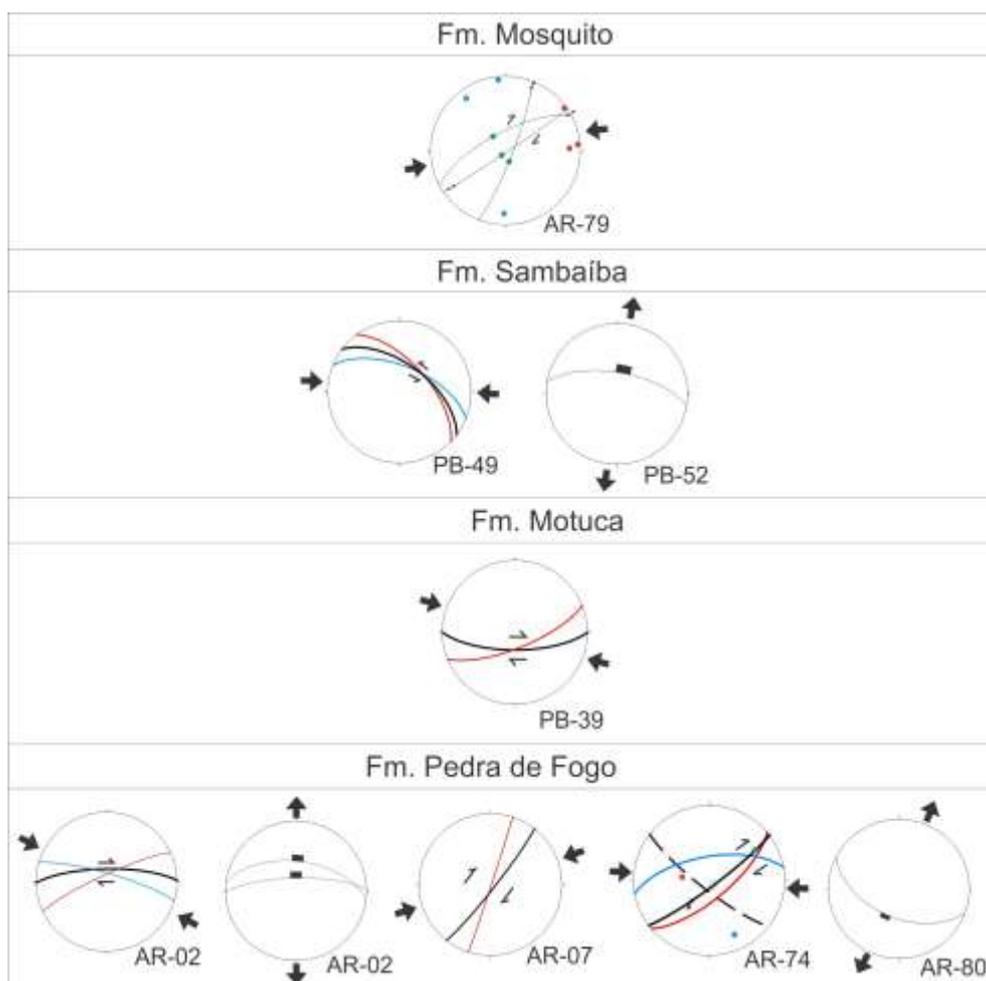


Figura 104. Registro da deformação da fase D4.

6.4 Cronologia da deformação

Como descrito no Capítulo 6.3 (Fases de deformação), são observados na área de estudo quatro fases de deformação, reconhecidas em rochas da Bacia do Parnaíba, sintetizadas na figura 105. Estas fases são nomeadas de D1 a D4. A fase D1 corresponde ao evento deformacional mais antigo, reconhecido através de estruturas que deformam as rochas da Formação Pedra de Fogo, e a fase de D4 corresponde ao evento mais recente,

reconhecido em rochas da Formação Pedra de Fogo, Motuca, Sambaíba, Mosquito e em coberturas possivelmente cenozóicas.

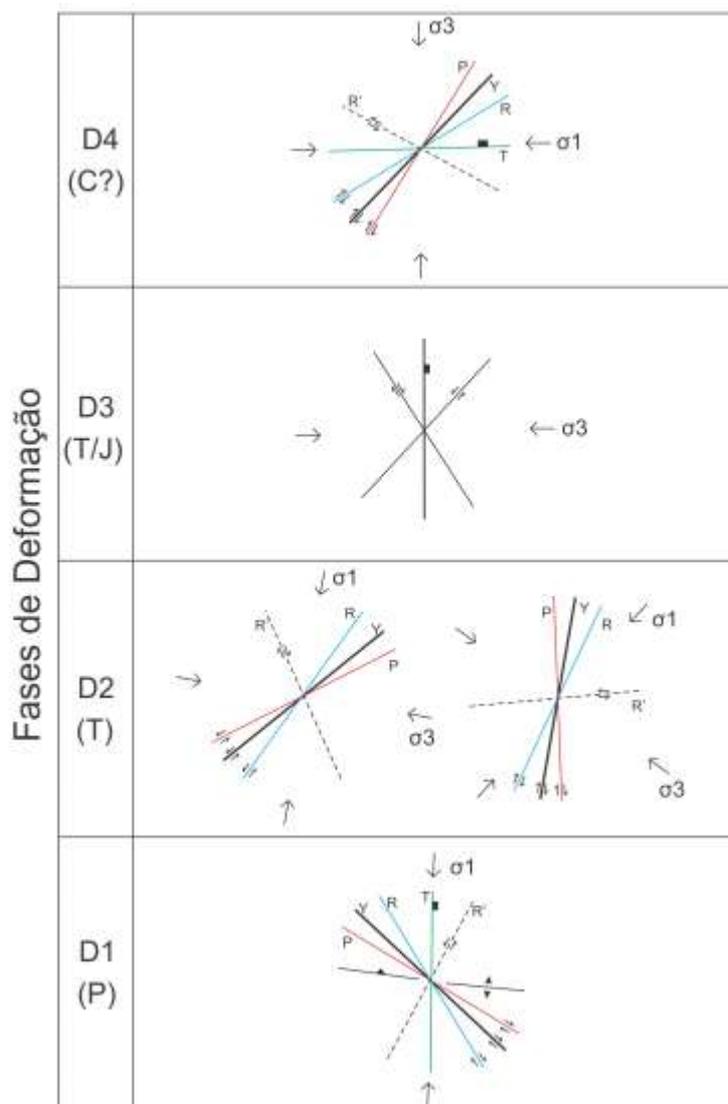


Figura 105. Esquema geral das fases de deformação e principais estruturas.

A fase de deformação D1 tem como principal característica o caráter transtensional, reconhecido através das falhas transcorrentes destrais de direção NW associadas a falhas inversas de direção WNW a EW, dobras suaves no acamamento e falhas normais NS, geradas por compressão de direção NS (σ_1).

Regime distensional marca o início da fase de deformação D2. Esta fase apresenta estruturas de direção NE com cinemática sinistral com posição de σ_1 próximo a NNE. Com a evolução ou compartimentação da deformação, a tensão σ_1 apresenta-se na direção NE, acarretando na geração de bandas de deformação de direção NNE e movimento destrai. A fase D3 é definida pela verticalização do σ_1 acarretando na

construção de falhas puramente normais. Sistemas transcorrentes destrais e sinistrais, de direção NW e NE, respectivamente, possivelmente gerados durante o evento D1 e reativados nesta fase, são condicionados a distensão de direção EW (σ_3).

A última fase de deformação reconhecida na área, D4, é representada por zonas distensionais de direção EW, por vezes com movimento destal, movimento que também ocorre em falhas transcorrentes de direção preferencial NE, relacionadas ao posicionamento da tensão σ_1 a EW e distensão (σ_3) a NS, afetando depósitos mais recentes de possível idade cenozóica.

7. Análise fractal

A análise para a determinação da anisotropia fractal realizada na área de estudo é baseado na integração das metodologias propostas por Volland & Kruhl (2004), Pérez-López *et al.* (2000 e 2005) e Pérez-López & Paredes (2006). São utilizados nesta análise lineamentos traçados em 3 áreas de abrangência distintas (Figura 106), para a obtenção de uma quantidade significativa de lineamentos traçados em escala 1:300.000 em imagens SRTM, 1:100.000 obtidos em imagens CBERs e 1:60.000 traçados em fotografias aéreas (Figura 107).

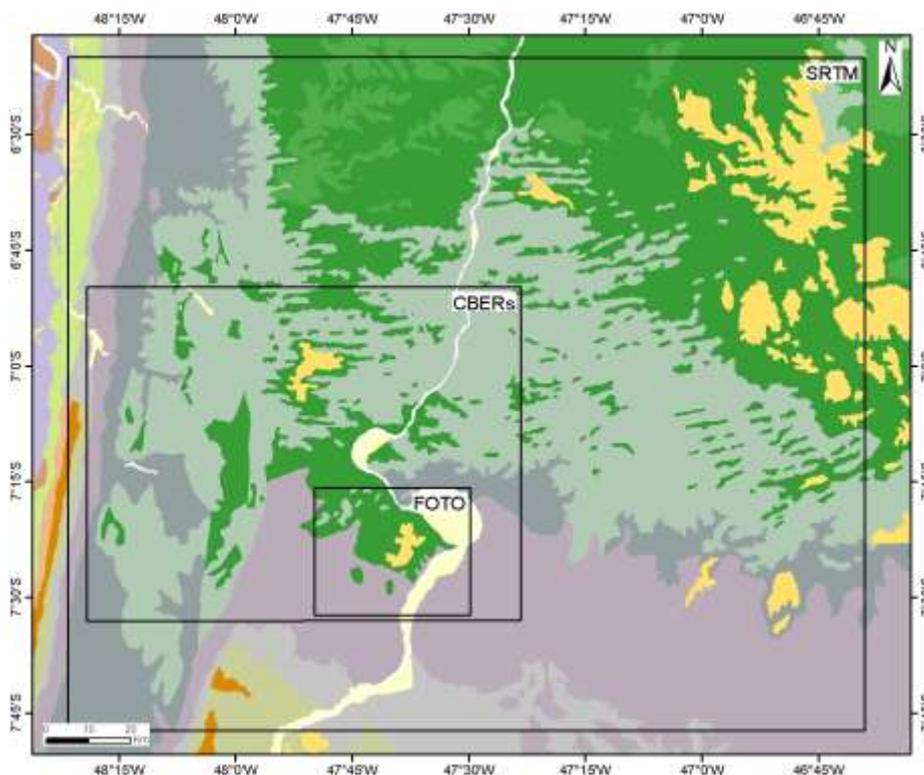


Figura 106. Áreas referentes a cada escala de traçado dos lineamentos, sobreposto ao mapa geológico da Bacia do Parnaíba (CPRM 2004).

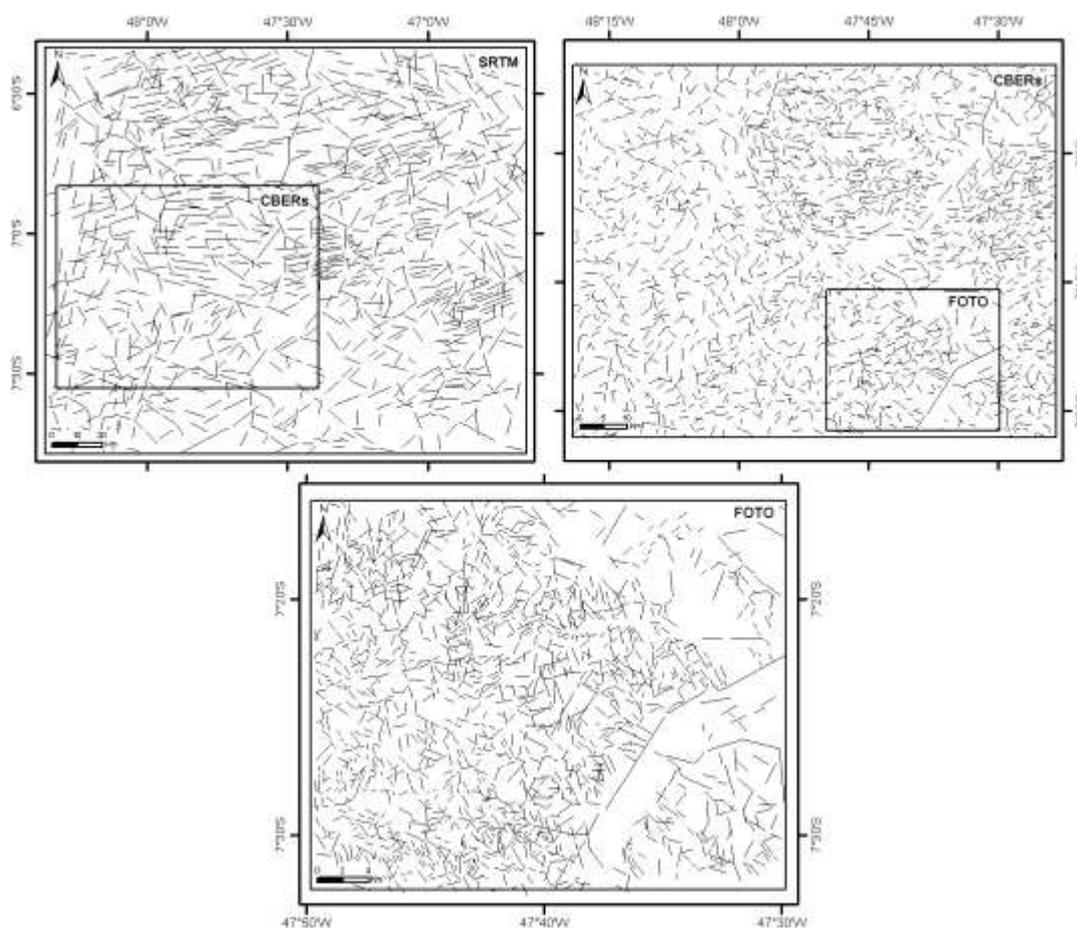


Figura 107. Lineamentos obtidos para as diferentes áreas e escalas de traçados.

Para a distribuição de probabilidade dos comprimentos de lineamentos é utilizada a distribuição log-normal. O ajuste dos dados a esta distribuição é constatado construindo gráficos com a curva de frequência relativa acumulada *versus* comprimento dos lineamentos para cada escala de trabalho, que são comparados às curvas teóricas da distribuição log-normal de cada escala, como pode ser observado na Figura 108, onde a linha azul representa a curva log-normal e a linha vermelha é o ajuste dos dados para cada escala de trabalho.

Com o ajuste dos dados à distribuição estatística, são realizados os cálculos da média (Figura 109) e desvio padrão (Figura 110) da distribuição dos centróides de cada conjunto de lineamentos, visualizados em um sistema de coordenadas polares e a orientação da classe analisada na forma de representação polar (μ_{ln}, θ) , e (σ_{ln}, θ) onde são construídas elipses ajustadas aos dados. Nas figuras 109 e 110 a linha em azul representa o eixo de maior anisotropia dos dados e a linha vermelha representa o eixo da elipse.

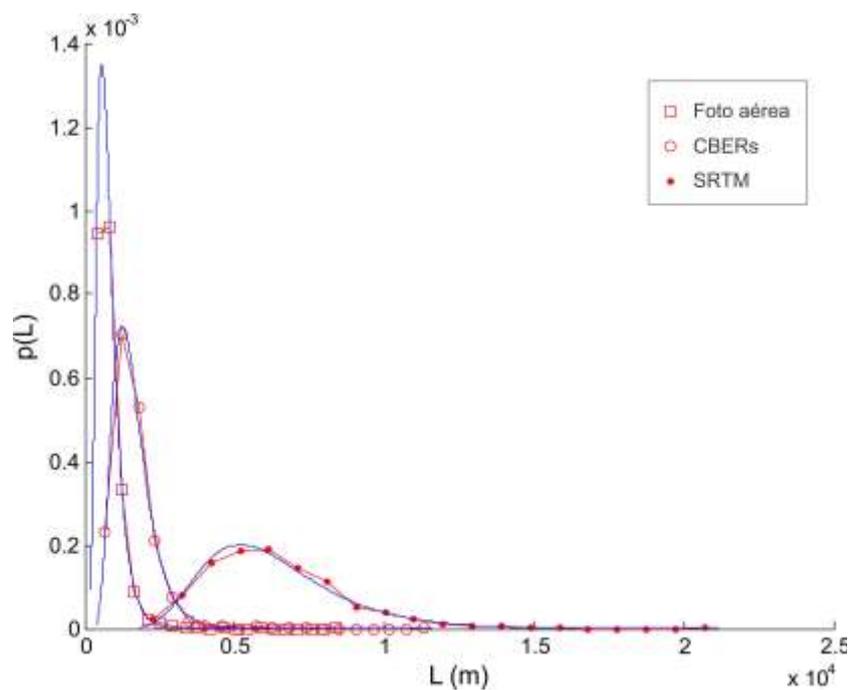


Figura 108. Ajuste dos dados a curva teórica da distribuição log-normal para a população (p) versus comprimento (L). A linha em azul representa a curva teórica da distribuição log-normal e a curva em vermelho representa o ajuste dos dados para cada escala de trabalho.

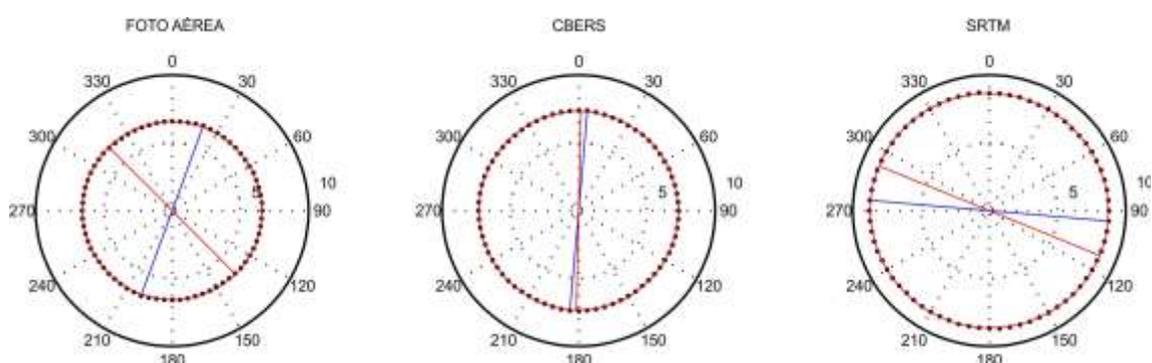


Figura 109. Média do centróide dos lineamentos ajustados à distribuição log-normal. A linha azul representa o eixo de maior anisotropia e a linha vermelha representa o eixo da elipse ajustada aos dados.

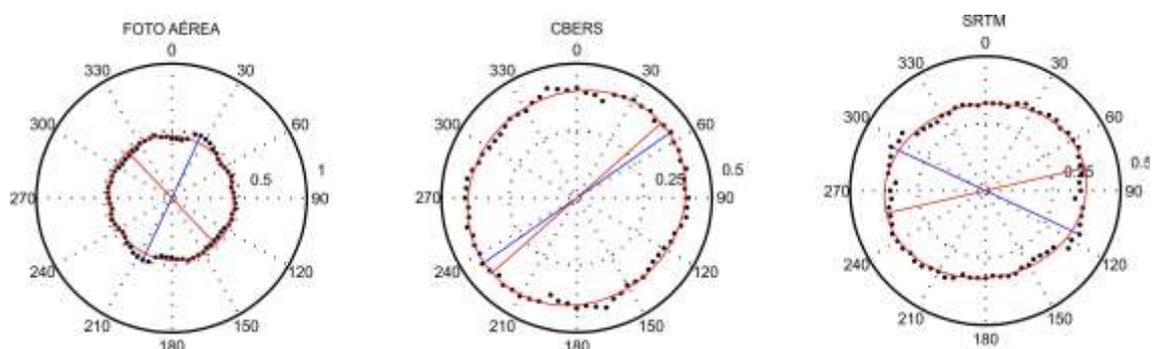


Figura 110. Desvio padrão do centróide dos lineamentos ajustados à distribuição log-normal. A linha azul representa o eixo de maior anisotropia e a linha vermelha representa o eixo da elipse ajustada aos dados.

Calculado os parâmetros estatísticos, é realizado o teste de Kolmogorov-Smirnov, que determina a confiabilidade dos dados ajustados a distribuição estatística em questão, fornecendo assim o índice r . Para os dados analisados, todos os testes forneceram índices abaixo de 0.05, remetendo a dados com confiabilidade a distribuição estatística.

O cálculo da dimensão fractal é realizado em classes regulares da distribuição dos lineamentos em um feixe de 30° , em intervalos distribuídos de 10 em 10° , realizado pelo algoritmo **Elipse_Frac**. O resultado obtido é plotado em um sistema de coordenadas polares para a dimensão fractal e orientação da classe analisada ($D0$, θ) para todos os lineamentos de cada uma das escalas trabalhadas (Figura 111). O código **Elipse_Frac** plota automaticamente a direção da maior anisotropia calculada (linha azul) e o eixo da elipse ajustada aos dados (linha vermelha).

Para os lineamentos traçados na escala 1:60.000 (fotografias aéreas), a análise demonstra uma discrepância nos resultados, onde o valor máximo de dimensão fractal possui direção 315° - 135° , enquanto a elipse apresenta eixo máximo na direção 45° - 225° . Com relação aos lineamentos traçados em escala 1:100.000 e 1:300.000 (CBERS e SRTM, respectivamente), o diagrama demonstra tendências similares, onde o valor máximo de dimensão fractal e o eixo da elipse, ajustada aos dados, possuem direção próxima a 90° - 270° .

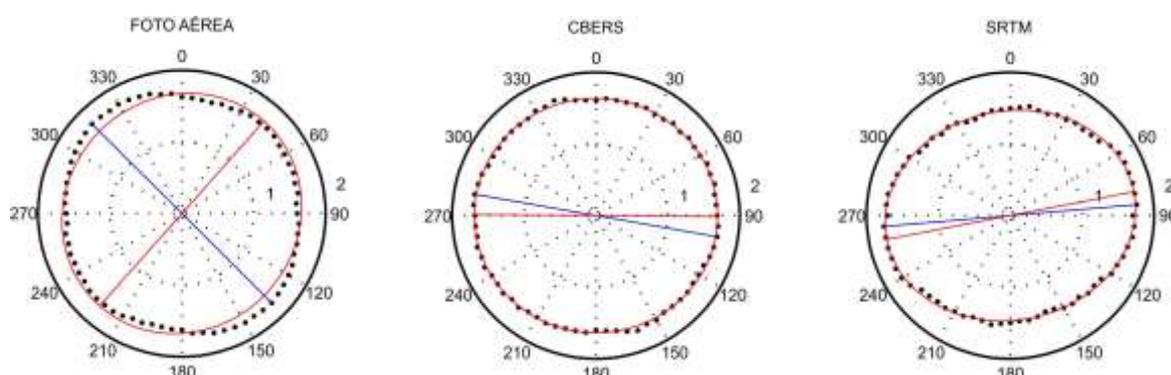


Figura 111. Representação em sistema de coordenadas da dimensão fractal calculada para os lineamentos obtidos. A linha azul é direção de maior anisotropia e a linha vermelha o eixo da elipse ajustada aos dados.

7.1 Anisotropia fractal da distribuição espacial de lineamentos

Com base nos elipsóides gerados para as três classes de lineamentos, é considerado o eixo maior da elipse como a orientação da maior anisotropia fractal (Df_{max}) e, conseqüentemente, o eixo menor como a direção de menor anisotropia fractal (Df_{min}) (Figura 112). Esta relação entre eixo maior e eixo menor é mais evidente quando

analisada a elipse ajustada aos dados de dimensão fractal calculada para os lineamentos da escala 1:300.000 (SRTM), apresentando a Df_{max} com direção 80°-260°, e perpendicularmente é observado a Df_{min} com direção 170°-350°. Os eixos maiores e menores são mais semelhantes para as elipses calculadas para os valores de dimensão fractal das escalas 1:100.000 e 1:60.000 (CBERS e fotografia aérea, respectivamente), contudo, é possível representar o eixo maior e menor para os dados obtidos, com Df_{max} na direção 90°-270° e a Df_{min} orientada 0°-180° para os dados extraídos em imagens CBERS. Para os traçados em fotografia aérea, a elipse possui o eixo maior (Df_{max}) na direção 45°-225° e o eixo menor (Df_{min}) na direção 135°-315°.

Os trabalhos de campo possibilitaram, através da análise de indicadores cinemáticos e do entendimento da distribuição angular das fraturas, na definição dos possíveis eventos de deformação registrados na área e na posição de suas respectivas paleotensões. Para a definição da posição de máxima complexidade fractal, é realizado o tratamento estatístico de lineamentos extraídos de feições de relevo, muitas vezes condicionados pela estruturação do terreno, reflexo de falhas e fraturas geradas durante um ou vários eventos tectônicos.

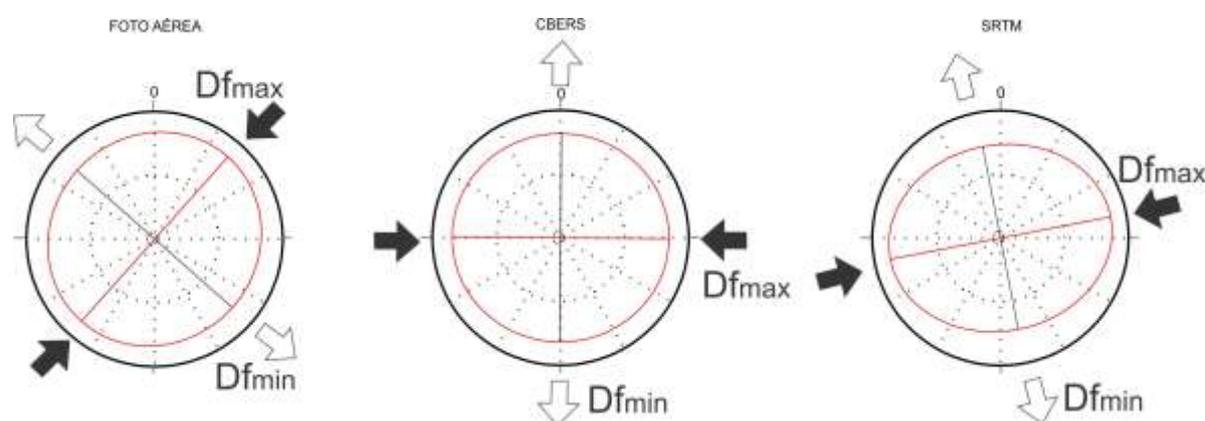


Figura 112. Elipsóide ajustado aos dados de dimensão fractal calculados para as três escalas de lineamentos. A linha em vermelho é o eixo maior da elipse, (maior anisotropia fractal), e a linha preta é o eixo menor da elipse (menor anisotropia fractal).

Levando em consideração que eventos de deformação mais recentes sobrepõem, transpõem e muitas vezes reativam as estruturas mais antigas, é testada a relação geométrica entre os campos de tensão definidos para a fase de deformação D4 e a posição de máxima e mínima complexidade fractal (Figura 113).

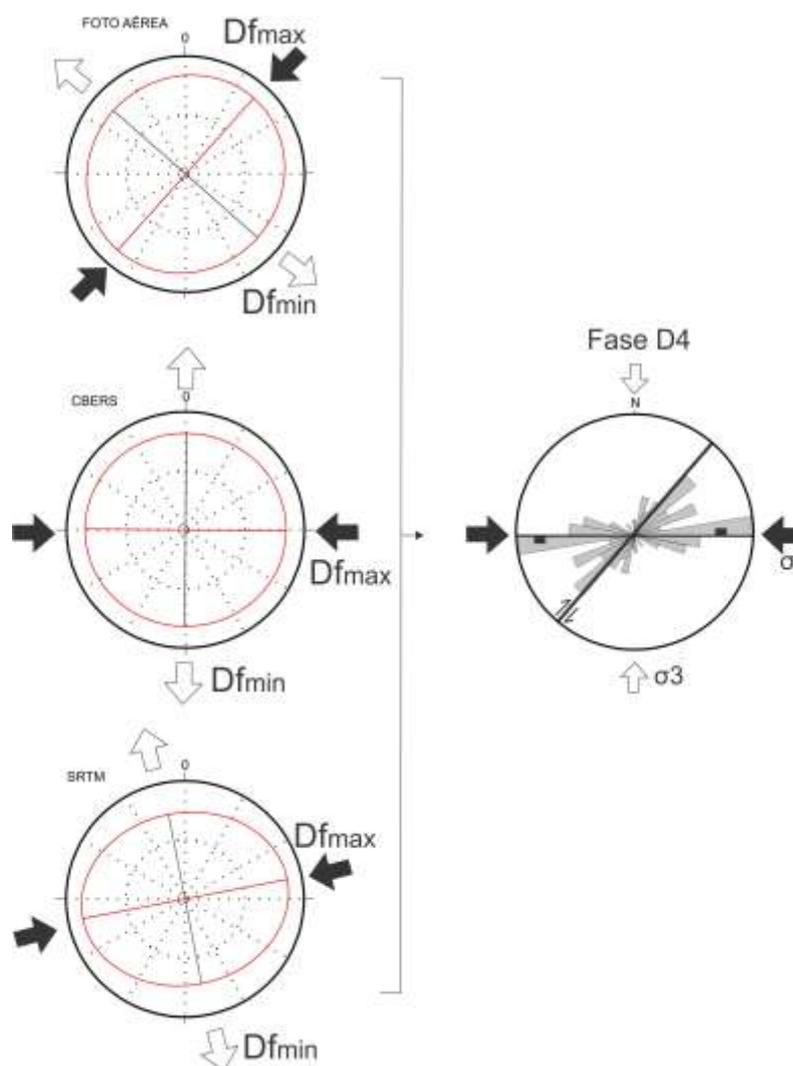


Figura 113. Posição de máxima e mínima complexidade fractal (esquerda) e campo de tensões e direção das principais estruturas da fase D4 (direita).

Esta sobreposição revela relações similares no caso dos dados obtidos em imagens CBERS e SRTM, e discrepância para os dados de fotografias aéreas (Figura 114). Para os dados obtidos nas escalas mais regionais (1:300.000 e 1:100.000) a elipse fractal apresenta Df_{max} e Df_{min} tendendo a $90-270^\circ$ e $0-180^\circ$, respectivamente, situação que permite a correlação com a posição dos campos de tensões registradas no evento D4, onde Df_{max} possui posição geométrica similar a σ_1 . Para os dados obtidos em escala de fotografia aérea (1:60.000), a relação entre Df_{max} ($45-225^\circ$) e Df_{min} ($315-135^\circ$) e as tensões da fase D4 não é direta.

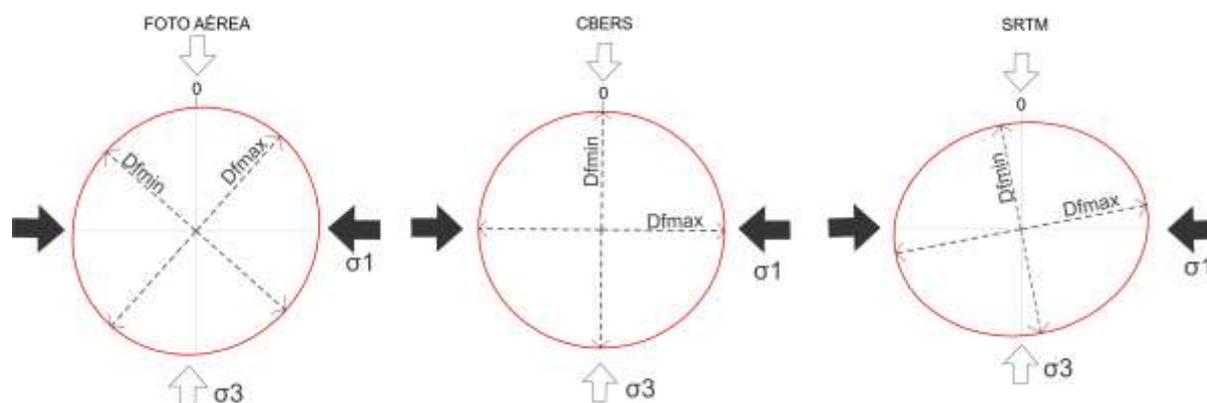


Figura 114. Relação geométrica entre a anisotropia fractal e a orientação dos campos de tensões (σ_1 e σ_3) da fase de deformação D4.

Esta discrepância de resultados para os diferentes dados trabalhados, acarreta em uma análise crítica mais aprofundada sobre a análise realizada e uma discussão das possíveis implicações para o resultado alcançado.

A relação geométrica entre os campos de tensões da fase D4 e o eixo maior e menor da elipse fractal CBERS e SRTM mostrou-se satisfatório, apresentando relação direta entre σ_1 e Df_{max} e, σ_3 e Df_{min} . Com relação à elipse fractal para os lineamentos traçados em fotografias aéreas a não correlação direta possivelmente é reflexo de uma série de fatores, por exemplo, o tamanho e localização da área escolhida para a interpretação.

Como o perímetro onde foram interpretados os lineamentos em escala 1:60.000 é menor e o contexto geológico possui características particulares, a interpretação extraída das fotografias poderia não estar representando a estruturação geral da área, ao contrario das outras imagens. Além disso, problemas com a distorção nas bordas das fotografias que dificultam a ortorretificação e a falta de iluminação, poderia embutir erros na análise, acarretando em uma soma de fatores que prejudicaram o resultado final.

8. Discussão dos resultados

A análise dos diversos dados apresentados neste trabalho resultou em um arcabouço estrutural interpretado a partir de imagens de radar, satélite e fotografias aéreas, lineamentos magnéticos e gravimétricos, e de dados levantados em campo (Figura 52). Este arcabouço apresenta lineamentos estruturais que sugerem a presença de importantes falhas de caráter regional a local. São notadas cinco direções principais de estruturas: NE-SW, NW-SE, WNW-ESE, N-S e E-W. Os lineamentos extraídos de mapas geofísicos (Figura 51) demonstram que os lineamentos gravimétricos que ocorrem na

área, apresentam direção preferencial NS. A área de estudo encontra-se inserida entre grandes lineamentos magnéticos de direção NE-SW, interceptados por alguns lineamentos magnéticos de direção NW-SE. Através da estimativa de profundidade das fontes magnéticas, aventa-se que estes lineamentos de direção NE-SW possuem fontes de anomalia inferior a 3000 metros, possivelmente influencia de estruturas herdadas do embasamento da bacia. Os lineamentos de direção NW-SE são pouco marcados e descontínuos e, pela estimativa de profundidade através da deconvolução de Euler, sugerem estruturas mais rasas, na ordem de 2000 a 3000 metros. Lineamentos de direção N-S também ocorrem na interpretação de dados magnéticos.

Os lineamentos de direção NS do arcabouço estrutural da porção oeste da área são interpretados por Araújo (2001) e Souza (2001), em mapeamentos realizados pela CPRM das folhas Araguaína e Xambioá (Figura 115), como falhas normais N-S por vezes flexionadas para NNW-SSE, que controlam a disposição das litologias em mapa. Os autores (*op. cit*) ainda adicionam falhas normais de direção NW-SE que se estendem a Faixa Araguaia e lineamentos segmentados de direção NE-SW, ocasionalmente com movimento normal.

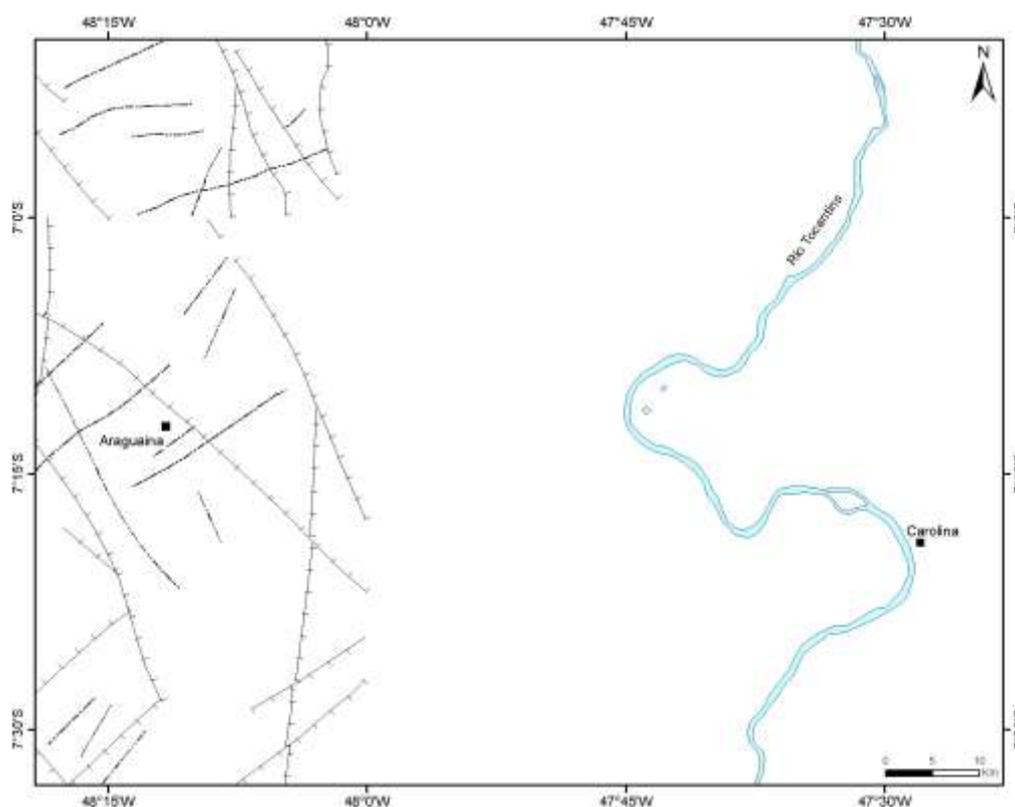


Figura 115. Mapa estrutural da porção oeste da área de estudo (Araújo 2001 e Souza 2001).

Milani & Zálan (1998) interpretam que as falhas normais de direção NS na borda oeste da Bacia do Parnaíba possuem extensões regionais e foram produzidas durante o Jurássico, enquanto falhas normais de direção NW seriam de idade Eocarbonífera (Figura 116).

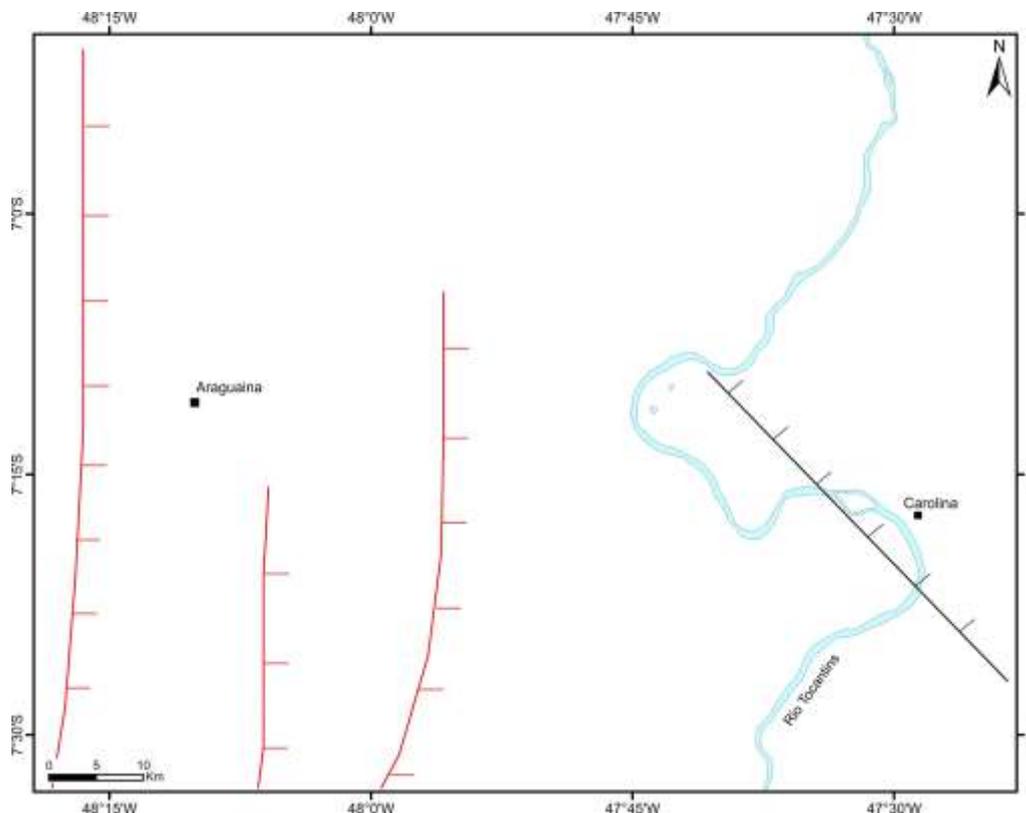


Figura 116. Falhas normais interpretadas por Milani & Zálan (1998). As falhas em preto representam estruturas geradas no Eocarbonífero e as falhas em vermelho são estruturas geradas no Jurássico.

Para a porção leste da área, Costa *et al.* (1996) interpretam um complexo arranjo de estruturas originado através de deformação neotectônica, individualizados no Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina, com direção principal E-W e, no Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia, com direção principal N-S (Figura 117). Os autores dividem o Cinturão Tianguá-Carolina em sistema transcorrente e sistema transtensivo, sendo que na área de estudo ocorrem o Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída (3), Sistema Transcorrente Alto Arraias-Itapecuru (4) e Sistema Transtensivo Itapecuru-Carolina (6). Com exceção do Sistema Transcorrente Alto Arraias-Itapecuru, as falhas transcorrentes propostas por Costa *et al.* (1996) possuem lineamentos correspondentes no arcabouço estrutural construído para a área de estudo, e em especial as estruturas E-W destrais, que possuem direção e cinemática similares aos dados de campo e, posicionadas no último evento definido para a área (D4) neste trabalho.

O Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia é dividido em Sistema Distensivo Vanderlândia (7) e Sistema Distensivo Estreito-São José (8), que correspondem a faixas de falhas normais situadas no centro e a leste da área de estudo. Segundo Costa *et al.* (1996), estas zonas distensivas seriam reativações de falhas normais do Cretáceo durante a atuação de movimentos transcorrentes destrais no Neógeno e no Quaternário. Estas estruturas possuem correlação ao arcabouço estrutural e, possivelmente representem reativações de estruturas mais antigas. Contudo observações de campo e o tratamento dos dados demonstram que existe uma importante geração de falhas normais N-S durante o Permiano definido através de estruturas penecontemporâneas na Formação Pedra de Fogo, que possivelmente se estende até o Jurássico.

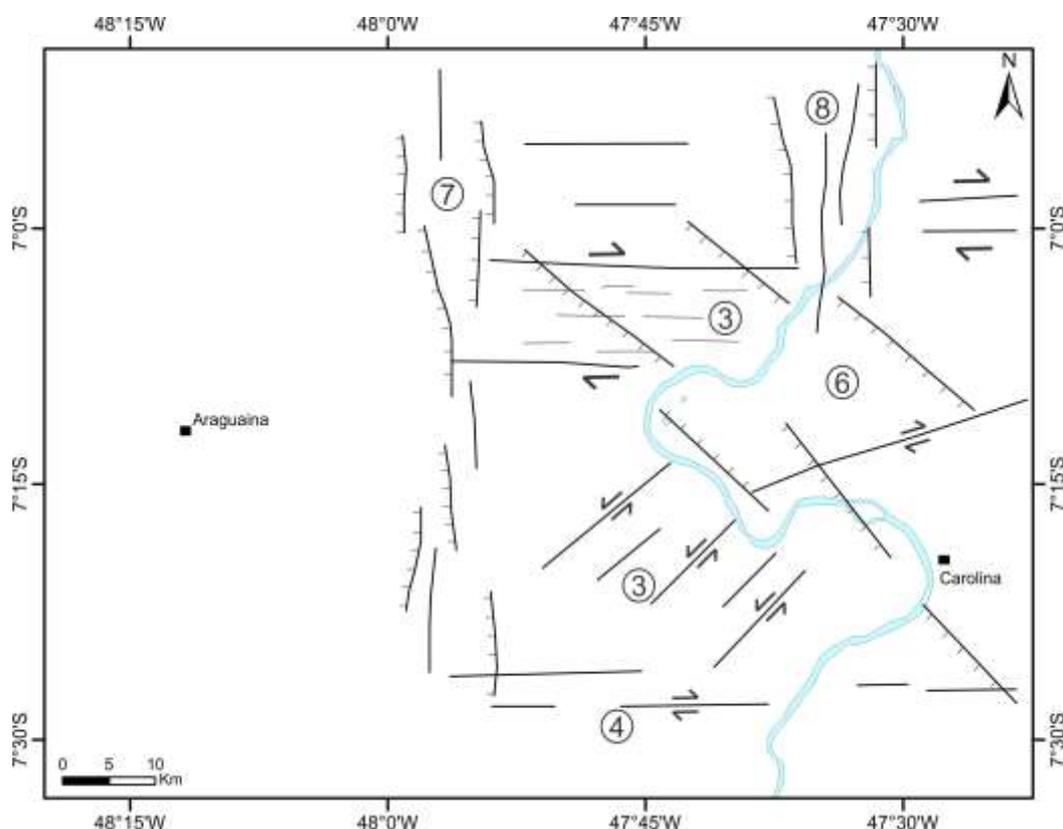


Figura 117. Mapa estrutural da porção leste da área construído através de estruturas neotectônicas interpretadas por Costa *et al.* (1996) em: Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída (3), Sistema Transcorrente Alto Arraias-Itapecuru (4), Sistema Transtensivo Itapecuru-Carolina (6), Sistema Distensivo Vanderlândia (7) e Sistema Distensivo Estreito-São José (8).

A análise de lineamentos em diagramas de rosetas indica predominância de lineamentos próximos a E-W nas escalas 1:300.000 e 1:100.000 e na escala 1:60.000 maior ocorrência das direções NW-SE e N-S. Para os dados estruturais coletados em campo, a predominância de fraturas ocorre na direção NNE-SSW, e subordinadamente

NW-SE. A direção NE-SW possui poucos registros em superfície, reforçando a idéia de refletirem estruturas mais profundas.

A fase **D1** gera um complexo arranjo de estruturas, composto por falhas inversas e dobras, com direção e eixo na direção NW, associadas a falhas transcorrentes com movimento dextral e com σ_1 próximo a NS. O sistema de estruturas da fase D1 ainda apresenta falhas normais de direção NS (Figura 118) que configuram arranjos do tipo *horst* e *graben* que controlam o contorno das unidades em mapa. Esta fase de deformação pode ser reflexo das fases finais da Orogenia Eo-herciniana, posicionada no Eo-Carbonífero da carta estratigrafia da Bacia do Parnaíba (Vaz *et al.* 2007), deformando de forma penecontemporânea as rochas da Formação Pedra de Fogo, com possível caráter transtensivo.

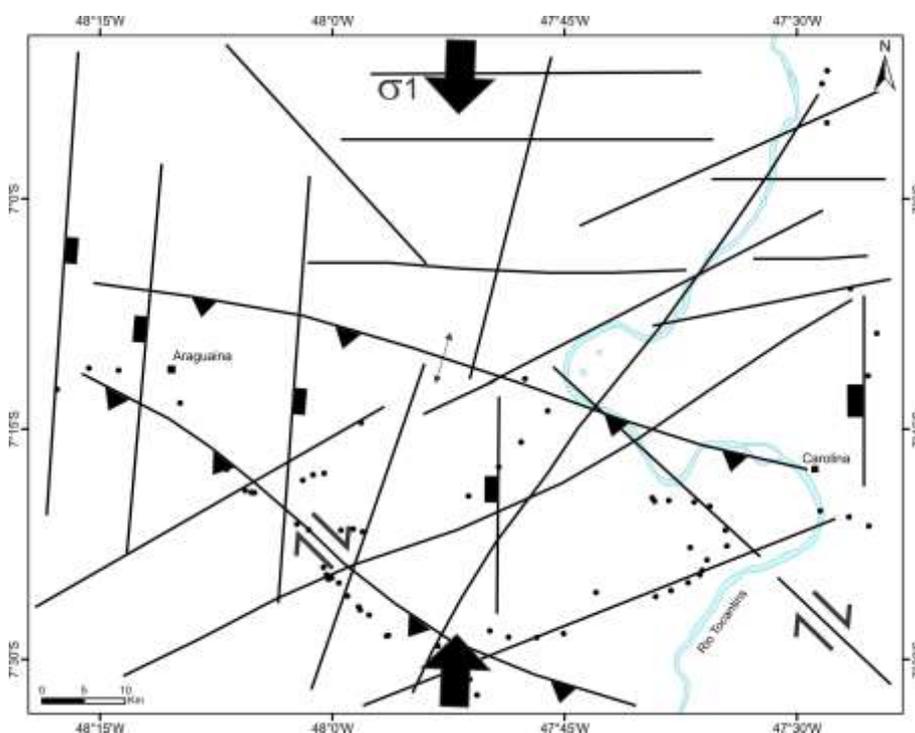


Figura 118. Arcabouço estrutural com as principais estruturas e tensões da fase D1.

A fase **D2** apresenta, como estruturas principais, bandas de deformação na direção NNE a NE. As falhas com direção N55E apresentam movimento sinistral como a tensão σ_1 próximo a posição N20E. Por migração do σ_1 ou compartimentação da deformação, bandas de deformação são geradas na direção entre N15-30E com movimento dextral e componente distensional, com a direção de σ_1 a N45E (Figura 119).

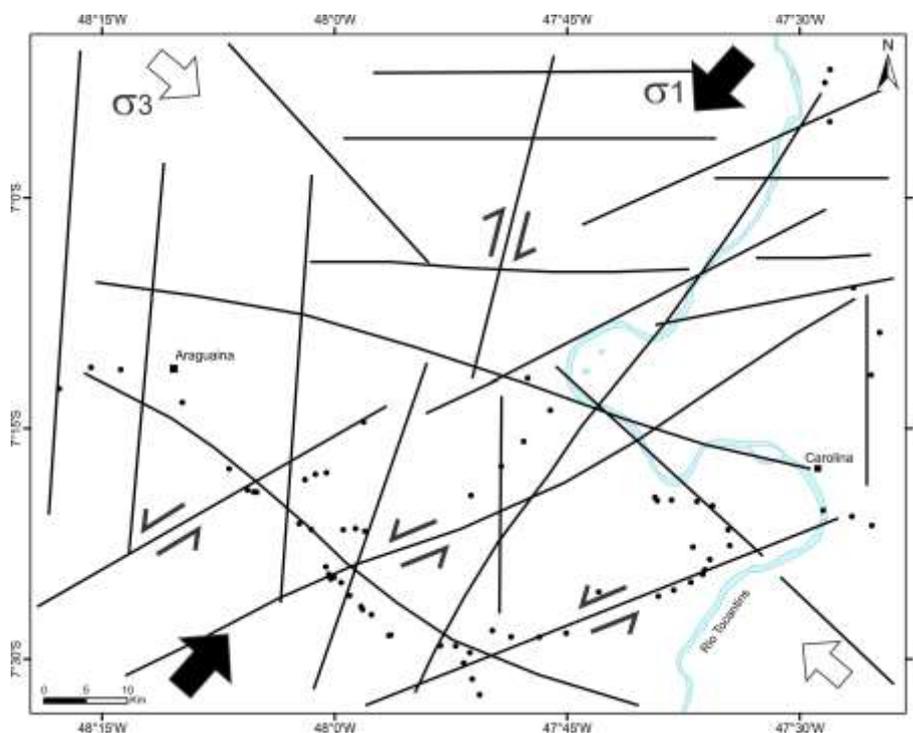


Figura 119. Arcabouço estrutural com as principais estruturas e tensões da fase D2.

A fase **D3** é caracterizada pela verticalização da tensão σ_1 e horizontalização de σ_3 próximo a E-W (Figura 120), sugerindo que esta fase seja a componente tectônica que contribui para o alojamento das rochas intrusivas da Formação Mosquito durante o Eo-Jurássico, nos estágios iniciais da abertura do Atlântico Norte. As intrusões observadas na área são na forma de soleiras, muitas vezes próximas à superfície, com grande quantidade de intertrapes em contatos difusos.

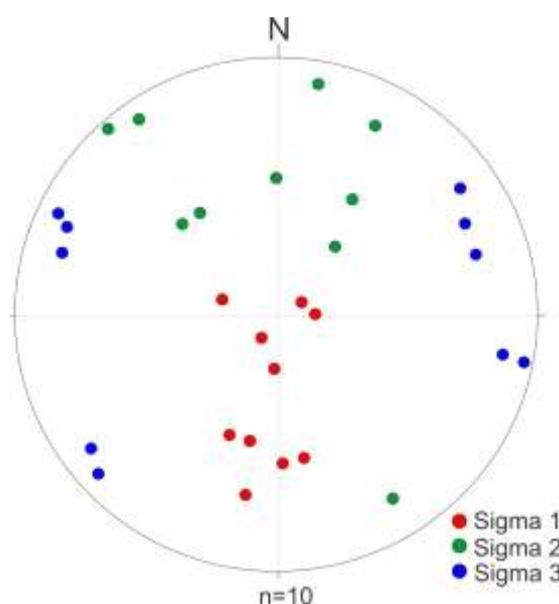


Figura 120. Diagrama de paleotensão para a fase D3.

Falhas normais de direção N-S colocam lado a lado arenitos da Formação Sambaíba e diabásios da Formação Mosquito, sugerindo que a fase D3 esteve ativa por um intervalo de tempo maior, porém, os dados apresentados neste trabalho não permitem a definição temporal do limite superior desta fase. Falhas sinistrais de direção NE-SW e dextrais de direção NW-SE ocorrem associadas (Figura 121).

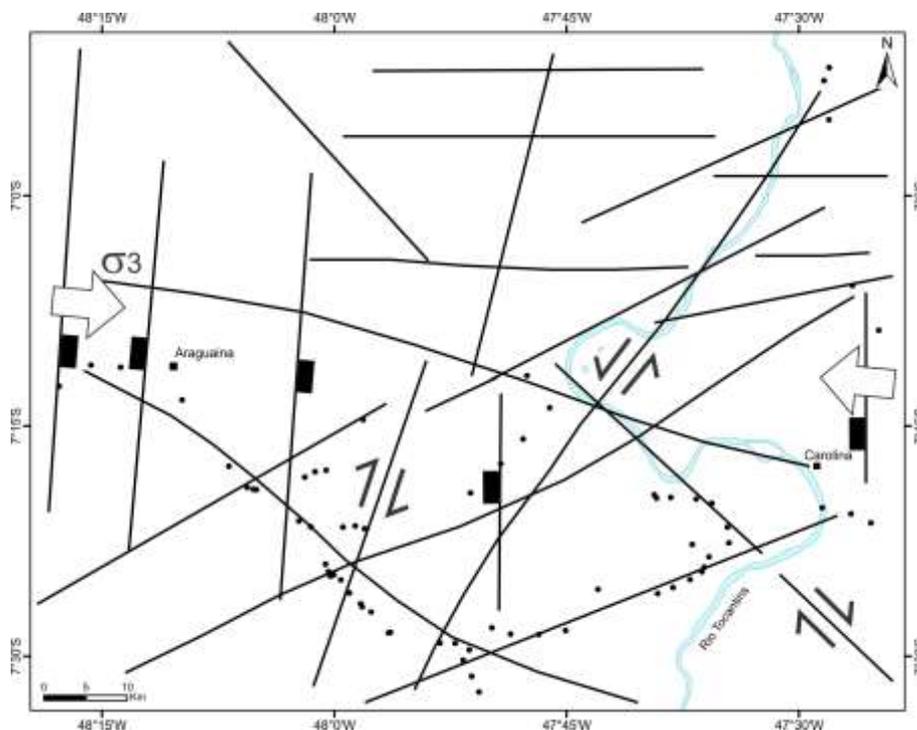


Figura 121. Arcabouço estrutural com as principais estruturas e tensões da fase D3.

A última fase reconhecida na área de estudo, **D4**, apresenta estruturas principais na direção E-W, com cinemática dextra e componente normal, ou puramente normal. A posição de σ_1 situa-se próximo a E-W, com variação entre NE-SW a WNW-ESE e, distensão na direção N-S (Figura 122), possivelmente relacionado com o evento compressivo de direção E-W responsável pela Orogenia Andina (Pindell & Tabbut 1995). Estruturas dextrais de direção NE-SW e sinistrais de direção NW-SE ocorrem associadas a esta fase (Figura 123), sugerindo um sistema conjugado, gerado possivelmente pela reativação de estruturas mais antigas.

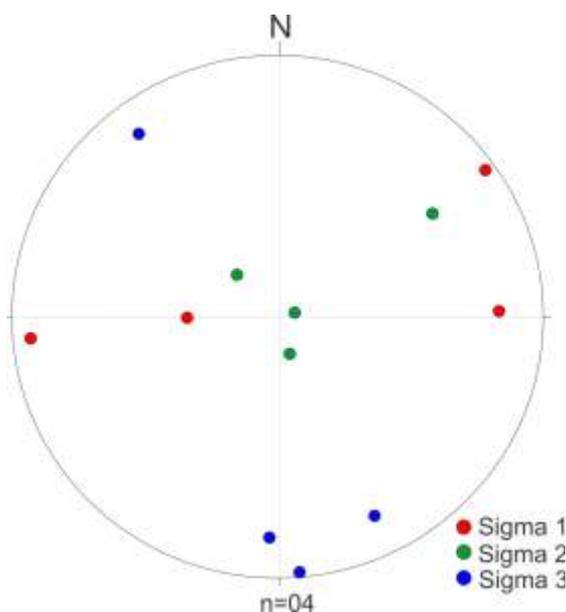


Figura 122. Diagrama de paleotensão para a fase D4.

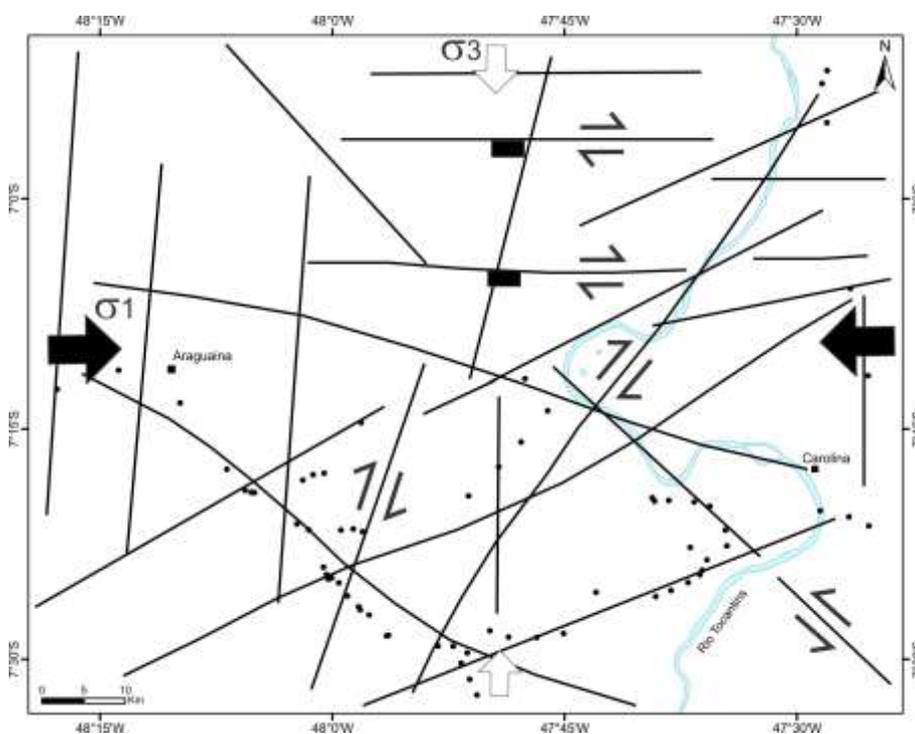


Figura 123. Arcabouço estrutural com as principais estruturas e tensões da fase D4.

A cronologia da deformação é proposta com o reconhecimento da interferência entre as estruturas, observações de campo visando definir o empilhamento estratigráfico e de trabalhos anteriores. De modo geral, as fases de deformação possuem correlação com a evolução da Bacia do Parnaíba pelo menos em sua borda oeste, sendo possível posicionar temporalmente e cronologicamente estas fases com as unidades da bacia (Figura 124).

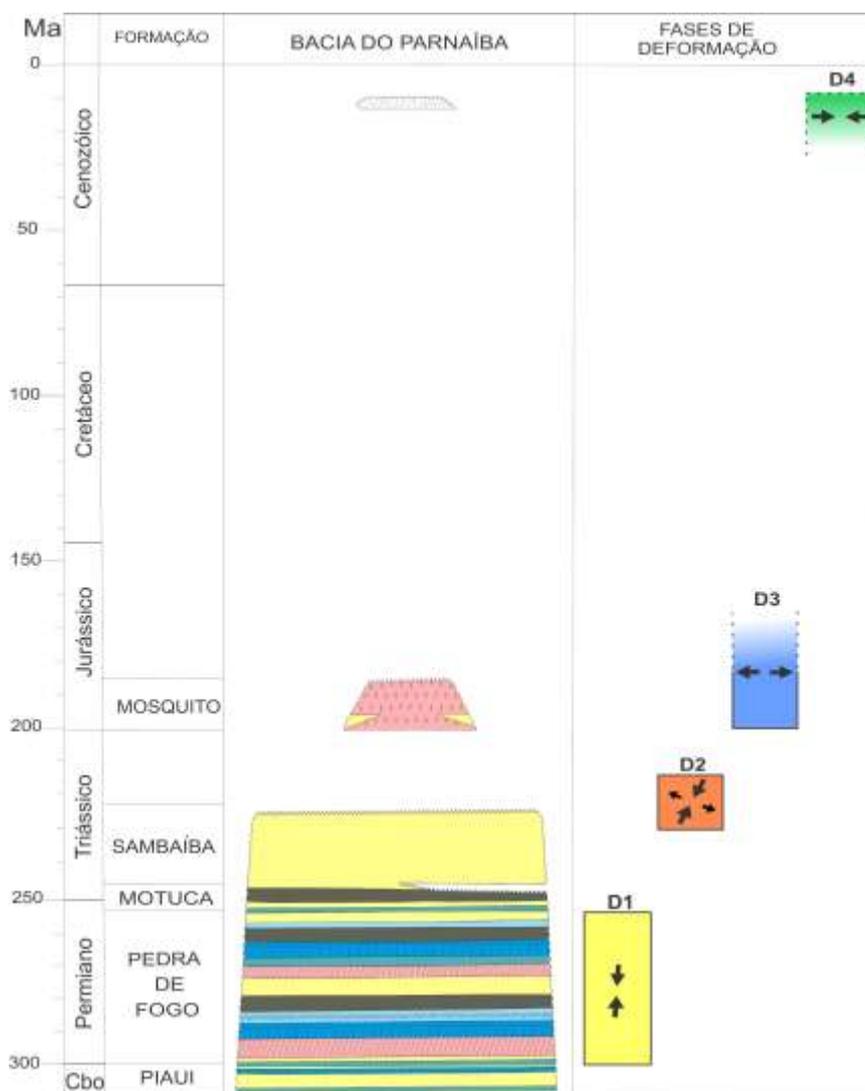


Figura 124. Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba (modificada de Vaz *et al.* 2007), com a posição temporal das fases de deformação proposta.

A análise fractal realizada a partir do tratamento estatístico de lineamentos extraídos de sensores remotos em três escalas distintas (1:300.000, 1:100.000 e 1:60.000) possibilitou a geração de elipsóides que definem a direção principal de maior anisotropia fractal (Df_{max}) e menor anisotropia fractal (Df_{min}) correlacionadas aos campos de tensões da fase de deformação D4. A correlação mostrou-se satisfatória para as escalas 1:300.000 e 1:100.000 (Figura 114), com a posição da tensão σ_1 e Df_{max} coincidindo próximo a E-W (ou 90-180°). A discrepância na comparação dos dados da escala 1:60.000 sugere que a escolha da área de análise influencia diretamente no resultado, uma vez que esta área apresenta características particulares em relação às áreas de traçado mais regional (1:300.000 e 1:100.000).

Estas particularidades são atribuídas ao contexto geológico, que contém uma grande extensão de litotipos triássicos, e a geomorfologia definida por mesetas formadas

por arenitos da Formação Sambaíba. A estruturação observada na Formação Sambaíba é constituída principalmente por bandas de deformação de direção NE. As mesetas são controladas por falhas de direção principal NE-SW e NW-SE possivelmente geradas durante a fase D2 e reativadas na fase D3. Desta forma, a orientação da maior anisotropia fractal (Df_{max}) poderia estar refletindo o campo de tensão do final da fase de deformação D2, onde a posição de σ_1 encontra-se próximo a N45E (Figura 125).

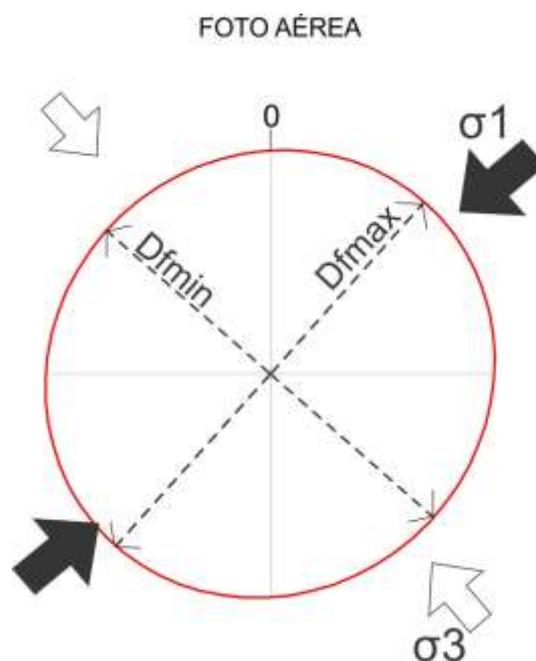


Figura 125. Elipsóide fractal sobreposto ao campo de tensões do final da fase D2.

9. Conclusões

O tratamento dos dados analisados, que compreendem: a análise estratigráfica de campo realizada com base na bibliografia da área e da bacia como um todo; análise de sensores remotos em caráter regional a local; análise estatística dos lineamentos através da geometria fractal e, a análise estrutural com a caracterização das estruturas cinemáticas e respectivos paleotensões, empregados em litotipos da borda sudoeste da Bacia do Parnaíba, permitiu alcançar as seguintes conclusões:

- O arcabouço estrutural possui cinco direções principais de estruturas: NE-SW, NW-SE, WNW-ESE, N-S e E-W. A direção NE-SW é reconhecida em lineamentos magnéticos na Bacia do Parnaíba que se estendem para a Faixa Araguaia e, através do cálculo da fonte da anomalia magnética, são estimadas profundidades inferiores a 3000 metros, sugerindo que estas estruturas foram herdadas de antigas falhas do embasamento. As estruturas de direção N-S também são marcadas nos lineamentos

magnéticos e gravimétricos e tem um papel importante na disposição das litologias em mapa. Lineamentos E-W reconhecidos principalmente em imagens SRTM possivelmente são reflexo de estruturas geradas durante eventos mais recentes;

- As estruturas identificadas no arcabouço estrutural da área são correlacionáveis a falhas já descritas em trabalhos anteriores, gerando um mapa estrutural para a área de estudo;

- A análise estratigráfica permitiu correlacionar as fácies descritas em campo com as posições estratigráficas dos litotipos de cada formação, definidas em trabalhos anteriores;

- A análise estrutural clássica realizada a partir da atitude de feições estruturais de campo permitiu a separação de 4 fases de deformação que afetaram as rochas da Bacia do Parnaíba em sua borda oeste a partir do Permiano;

- A fase de deformação D1 possui caráter penecontemporânea e está registrada nas rochas da Formação Pedra de Fogo, principalmente através de falhas inversas e eixos de dobra de direção E-W a WNW-ESE, falhas normais de direção N-S e transcorrências destrais de direção NW-SE com σ_1 de direção N-S, possivelmente reflexo de um regime transtensional.

- A segunda fase de deformação D2, possui registro nas rochas da Formação Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, e apresenta transcorrências destrais NNE-SSW e transcorrências sinistrais na direção NE-SW, com forte componente distensional, e posição de σ_1 entre NE-SW a NNE-SSW, ainda com um possível caráter transtensional.

- As fases D1 e D2 podem estar associadas a reflexos da Orogenia Herciniana, indicando um relaxamento crustal ao final desta orogenia (fase D2) após o auge da colisão no Permiano (fase D1).

- A fase D3, é definida pela grande quantidade de falhas normais, principalmente N-S, que atingiram rochas das formações Pedra de Fogo, Motuca, Sambaíba e Mosquito, sugerindo a verticalização da tensão σ_1 e posicionamento horizontal de σ_3 a E-W. Falhas transcorrentes de direção NE-SW, com movimentos destal e componente normal também ocorrem relacionadas. O caráter distensional desta fase de deformação provavelmente foi um dos mecanismos que contribuíram para o alojamento das rochas da Formação Mosquito durante a abertura do Atlântico Norte.

- A quarta e última fase de deformação registrada na área de estudo (D4) atingiu todos os litotipos reconhecidos na área, onde a posição E-W da tensão σ_1 pode ser correlacionada aos eventos compressivos da Orogenia Andina. Esta fase é caracterizada por falhas normais de direção E-W, por vezes com movimento destal, falhas

transcorrentes destrais com direção NE-SW e sinistrais de direção NW-SE. As estruturas apresentam caráter normal e possivelmente são reflexo de reativação de estruturas geradas durante os eventos D1, D2 e D3, ou até mesmo mais antigas.

- A utilização da análise estatística de lineamentos através da análise fractal apresentou resultado satisfatório nas escalas 1:300.000 e 1:100.000 quando relacionado aos campos de tensão admitidos para a última fase de deformação (D4) reconhecida na área. A discrepância da escala 1:60.000 pode estar relacionada a escolha da área de traçado, particularidades geológicas/geomorfológicas ou problemas na aquisição dos dados.

10. Referências Bibliográficas

- Abrams, M. 2000. *The advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER): Data products for the high spatial resolution imager on NASA's Terra platform*. International Journal of Remote Sensing. **21**: 847-859
- Abreu, F. A. M. & Hasui, Y. 1978. *Evolução estrutural do Super-Grupo Baixo Araguaia*. Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife. **1**: 257-269.
- Aguiar, G. A. 1971. *Revisão geológica da Bacia paleozóica do Maranhão*. Anais. XXV Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo – SP. **3**: 113-122.
- Almeida F.F.M. 1969. *Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira*. Anais. XXIII Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador – BA. 29-46p.
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. 1977. *Províncias Estruturais Brasileiras*. In.: SBG, Anais VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande. 363-391p.
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. 1981. *Brazilian Structural Provinces: an introduction*. Earth-Sci Rev. **17**:1-29.
- Almeida, F. F. M.; Brito Neves, B. B.; Carneiro, C. D. R. 2000. *The origin and evolution of South American Platform*. Earth-Sci Rev. **50**:77-111.
- Alvarenga, C. J. S.; Moura, C. A. V.; Gorayeb, P. S. S.; Abreu, F. A. M. 2000. *Paraguay and Araguaia Belts*, In: Cordani U., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos Neto M. C., Eds, *Tectonic Evolution of South América*. Rio de Janeiro -RJ, 183-193p.
- Anderson, E. M. 1951. *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. 2 ed, Edinburgh and London: Oliver and Boyd. 206p.
- Anjos, C. E. dos & Dias, R. R. 2004. *Geologia da Folha SB.23-Y-C (Carolina) – Estado do Tocantins*. Projeto de gestão ambiental integrada da região do Bico do Papagaio – Zoneamento sócio econômico. SEPLAN/DZE. Palmas – TO. 52p.
- Araújo, V. A. 2001. *Araguaína, Folha SB.22 – Z – D*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM/DIEDIG/DEPAT. Brasília.
- Arce, A.; Rigoti, C.; Moura, D.H.; Campelo, F.; Schuab, F. 2006. *Bacia do Parnaíba: Uma revisão estratigráfica, tectônica, estrutural e sistemas petrolíferos*. Trabalho de Final de Curso. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 78p.
- Bignelli, P. A. & Dias, R. R. 2004a. *Geologia da Folha SB.22-X-D (Marabá) – Estado do Tocantins*. Projeto de gestão ambiental integrada da região do Bico do Papagaio – Zoneamento sócio econômico. SEPLAN/DZE. Palmas – TO. 48p.
- Bignelli, P. A. & Dias, R. R. 2004b. *Geologia da Folha SB.22-V-C (Imperatriz) – Estado do Tocantins*. Projeto de gestão ambiental integrada da região do Bico do Papagaio – Zoneamento sócio econômico. SEPLAN/DZE. Palmas – TO. 46p.

Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (ed.) 2003. *Geologia Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Brasília – DF. 692 p.

Campbell, D.F. 1949. *Bacia do Maranhão*. Relatório. Conselho Nacional do Petróleo. 81-83p.

Caputo, M. V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil*. Sta. Barbara, University of California. Tese de doutorado. 582 p.

Caputo, M. V. & Lima, E. C. 1984. *Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande – Bacia do Parnaíba*. Anais, XXXIII Congresso Brasileira de Geologia. 740p.

Caputo, M. V.; Reis, D. E. S.; Barata, C. F.; Pereira, L. C. 2006. *Evolução tectônica da bacia do Parnaíba, qual é a influência das orogênias?* IX Simpósio de Geologia da Amazônia.

Carraro, C. C.; Mexias, A. S. 2005. *Imagens de sensoriamento remoto no mapeamento de lineamentos do centro do escudo Sul-Rio-Grandense*. Anais do XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Goiânia – GO. p: 1757-1764.

Carozzi, A. V.; Falkenhein, F. U. H.; Carneiro, R. G.; Esteves, F. R.; Contreiras, C. J. A. 1975. *Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção Siluro-Eocarbonífera da Bacia do Maranhão*. Rio de Janeiro, Petrobrás (Ciência-Técnica-Petróleo). **07**: 48p.

Cordani, U. G.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A.; Thomaz, A.; Cunha; F. M. B. 1984. *Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras*. Rio de Janeiro, Petrobrás (Ciência-Técnica-Petróleo). **15**: 70p.

Costa, J. B. S.; Borges, M. S.; Igreja, H. L. S.; Hasui, Y. 1991. *Aspectos da evolução tectônica da Bacia do Parnaíba e sua relação com o arcabouço Pré-cambriano*. Boletim. III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Rio Claro – SP. Boletim de resumos expandidos. 96-98p.

Costa, J. B. S.; Bemerguy, R. L.; Hasui, Y; Borges, M. da S.;Ferreira Junior, C. R. P.; Bezerra, P. E. L.; Costa, M. L. da;Fernandes, J. M. G. 1996. *Neotectônica da Amazônia: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais*. GEONOMOS, Revista de Geociências. **4**: (23-44p).

Crepani, E. & Dias, R.R. 2004. *Geologia da Folha SB.22 – X – B (Tocantinópolis) – Estado do Tocantins*. Projeto de gestão ambiental integrada da região do Bico do Papagaio – Zoneamento sócio econômico. SEPLAN/DZE. Palmas – TO. 46p.

CPRM 2001. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – Escala 1:250.000*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Brasília – DF: CPRM/DIEDIG/DEPAT.

CPRM 2004. *Carta do Brasil ao Milionésimo*. Programa Geologia do Brasil, GIS do Brasil – Sistema de Informações Geográficas. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Brasília – DF.

- Davis, G. H. 1984. *Structural geology of rocks and regions*. Canadá: John Wiley & Sons. 492p.
- De Freitas, R. C.; Rostirolla, S. P.; De Freitas, D. C. 2005. *Desenvolvimento de um aplicativo para determinação de paleotensões pelo critério de Mohr-Coulomb*. X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Curitiba – PR. Boletim de resumos expandidos. 517-520p.
- De Freitas, R. C. 2006. *Análise estrutural multitemática do Sistema Petrolífero Irati-Rio Bonito, Bacia do Paraná*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Paraná, Curitiba – PR. 116p.
- De Freitas, R. C.; Rostirolla, S. P.; Ferreira, F.J. F. 2006. *Geoprocessamento multitemático e análise estrutural no Sistema Petrolífero Irati – Rio Bonito, Bacia do Paraná*. Boletim de Geociências da Petrobras. **14**(1): 71 -93.
- Delgado, I. M.; Souza, J. D.; Silva, L. C.; Silveira Filho, N. C.; Santos, R. A.; Pedreira, A. J.; Guimarães, J. T.; Angelim, L. A. A.; Vasconcelos, A. M.; Gomes, I. P.; Lacerda Filho, J. V.; Valente, C. R.; Perrota, M. M.; Heineck, C. A. 2003. *Geotectônica do Escudo Atlântico*. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília -DF, CPRM – Serviço geológico do Brasil.
- De Souza, J.; Rostirolla, S. P.; Spisila, A. L.; Figueira, I. F. R.; Santos, T. S.; Pierin, A. R. H. 2008. *Propriedades fractais de arenitos fraturados do Canyon Guartelá, Formação Furnas, Bacia do Paraná*. Revista Brasileira de Geociências. **38**(1-Suplemento): 117-127.
- De Souza J. & Rostirolla S.P. 2011. *A fast MATLAB program to estimate the multifractal spectrum of multidimensional data: application to fractures*. Computers and Geosciences.
- Della Fávera, J. C., 1990. *Tempestitos da Bacia do Parnaíba: um ensaio holístico*. Tese de Doutorado, IG/UFRGS, Porto Alegre - RG. 243p.
- Della Fávera, J. C. 2001. *Fundamentos da Estratigrafia Moderna*. Ed. Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ. Rio de Janeiro – RJ.
- Faria Junior, L. E. & Truckenbrodt, W. 1980. *Estratigrafia e petrografia da Formação Pedra de Fogo – Permiano da Bacia do Maranhão*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 21, Camburiú, Anais, **2**:740-754.
- Florenzano, T. G. 2007. *Iniciação em Sensoriamento Remoto*. São Paulo: Oficina de Textos, 100p.
- Góes, A. M. O.; Souza, J. M. P.; Teixeira, L. B. 1989. *Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba*. I Seminário de Interpretação Exploratória, Petrobrás, Rio de Janeiro – RJ. 25-34p.
- Góes, A. M. O.; Souza, J. M. P.; Teixeira, L. B. 1990. *Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba*. Boletim de Geociências da Petrobras. **4**: 55-64p.
- Góes, A. M. O.; Feijó, F. J. 1994. *Bacia do Parnaíba*. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro – RJ . **8**(1): 57-67.

Góes, A. M, 1995. *A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/USP, São Paulo – SP. 171p.

Goldstein, A. & Marshak, S. 1998. *Analysis of fracture array geometry*. In: Marshak, S. & Mitra, G. *Basic Methods of Structural Geology*. New Jersey: Prentice-Hall. 249-267p.

Gonçalves, D. F.; Rosseti, D. F.; Truckenbrodt, W.; Mendes, A. C. 2006. *Argilominerais da Formação Codó (Aptiano Superior), Bacia do Grajaú, nordeste do Brasil*. Latin American journal of sedimentology and basin analysis. **13**(1): 59-75

Goudie, A. S. 2004. *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge Ltda, Londres. International Association of Geomorphologists. 669p.

Hart, D. & rudman, A. J. 1997. *Least-square fit of na ellipse to anisotropic polar data: application to azimuthal resistivity surveys in karst regions*. Computer & Geosciences. **23**: 189-194.

Hasui, Y.; Costa, J. B. S.; Borges, M. S.; Assis, J. F. P.; Pinheiro, R. V. L.; Bartorelli, A.; Pires Neto, A. G.; Mito, J. A. 1991. *A borda sul da Bacia do Parnaíba no Mesozóico*. Boletim. III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Rio Claro – SP. 93-95p.

Herz, N.; Hasui, Y.; Costa, J.B.S.; Matta, M.A.S. 1989. *The Araguaia Fold Belt, Brazil: a reactivated Brasiliano-Pan-Africano Cycle (550 Ma) Geosuture*. Precambrian Research, **42**: 371-386.

INPE 2010. *Programa CBERS*. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. www.cbears.inpe.br.

Kegel, W. 1953. *Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba*. Boletim da Divisão de Geologia e Mineração, DNPM. Nº 141. Rio de Janeiro – RJ. 48p.

Kegel, W. 1965. *A estrutura geológica do nordeste do Brasil*. Boletim da Divisão de Geologia e Mineração, DNPM. Nº 227. Rio de Janeiro – RJ. 43p.

LABAP 2009. *Caracterização estrutural da Faixa Tocantins e do flanco oeste/sudoeste da Bacia do Parnaíba e implicações para reativações de falhas durante o Fanerozóico - Segundo Relatório Parcial*. (Relatório Interno) Projeto Parnaíba – Borda Oeste. Petrobras. 204p.

Lima Filho, F. P. 1999. *A Seqüência Permo-Pensilvaniana da Bacia do Parnaíba*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências/USP, São Paulo – SP. 155p.

Lobato, G. & Borghi, L. 2007. *Análise estratigráfica de alta resolução do limite formacional Longá/Poti, Bacia do Parnaíba - Um caso de investigação de possíveis corpos isolados de arenitos*. Anais. IV Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás. Campinas, SP.

Mandelbrot, B. 1982. *The fractal geometry of nature*. NewYork, W.H. Freeman and Co. 468 p.

Marzoli, A.; Renne, P. R.; Piccirillo, E. M.; Ernesto, M.; Bellieni, G.; Min, A. 1999. Extensive 200-Million-Year-Old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*. 616-618.

Mesner, J. C. & Wooldridge, L. C. P. 1964. *Maranhão Paleozoic basin and Cretaceous coastal basins, north Brazil*. Bulletin of American Association of Petroleum Geologists. **48**(9): 1475-1512.

Milani, E. J. & Zálan, P. V. 1998. *Brazilian Geology Part 1: the geology of Paleozoic Cratonic Basins and Mesozoic interior rifts of Brazil*. Rio'98 AAPG International Conference & Exhibition. Short Course Notes, **1**: 186 p. Rio de Janeiro – RJ.

Milani, E. J. & Zálan, P. V. 1999. *An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America*. Episodes, **22**: 199- 205.

Naylor, M. A.; Mandl, G.; Sijpesteijn, C. H. K. 1986. *Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states*. Journal of Structural Geology. **8**(7): 737-752.

Nascimento, M. S. & Góes, A. M. 2007. *Petrografia de arenitos e minerais pesados cretáceos (Grupo Itapecuru), Bacia de São Luís-Grajaú, norte do Brasil*. Revista Brasileira de Geociências. **37**(1): 50-63.

Oliveira, D. C.; Mohriak, W. U. 2003. *Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil*. Marine and Petroleum Geology. **20**: 351-383.

Paiva, G. & Miranda, J. 1937. *Carvão mineral do Piauí*. Boletim no Serviço de Fomento da Produção Mineral, DNPM. Nº 20. Rio de Janeiro – RJ. 92p.

Peitgen, H. O.; Jürgens, H.; Saupe, D. 1992. *Fractals for the classroom, part 1*. New York: Springer.

Pérez-López, R.; Muñoz-Martín, A.; Paredes, C.; De Vicente, G.; Elorza, F. L. 2000. *Dimensión fractal de la distribución espacial de fracturas en el área granítica de el Berrocal (Sistema Central): Relación con el tensor de esfuerzos*. Rev. Soc. Geol. España. **13**(3-4): 487-503.

Pérez-López, R.; Paredes, C.; Muñoz-Martín, A. 2005. *Relationship between the fractal dimension anisotropy of the spatial faults distribution and the paleostress fields on a Variscan granitic massif (Central Spain): the F-parameter*. Journal of structural geology. **27**: 663-677.

Pérez-López, R.; Paredes, C. 2006. *On measuring the fractal anisotropy of 2-D geometrical sets: Application to the spation distribution of fractures*. Geoderma. **134**: 402-414.

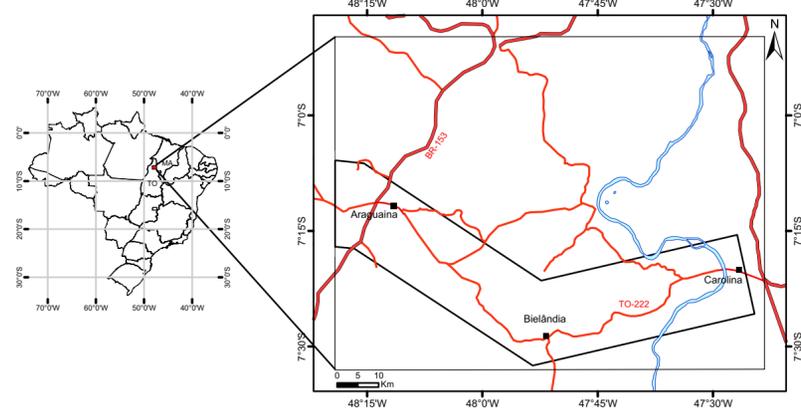
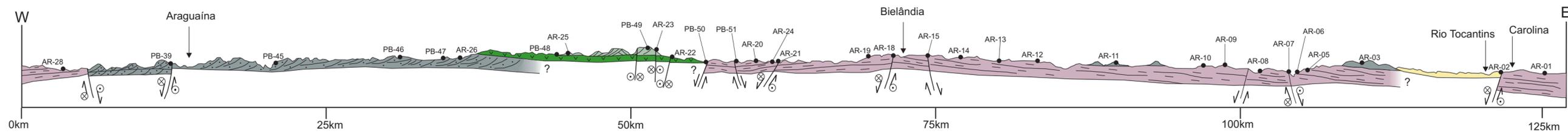
Pessoa, V. C. O. & Borghi, L. 2005. *Análise faciológica de Formação Itapecuru (Cretáceo, Bacia do Parnaíba) em testemunhos de sondagem*. Anais. III Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás. Salvador – BA.

- Pindell, J. L. & Tabbut, K. D. 1995. *Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and controls on hydrocarbon system*. In: Tankard, J. A.; Suárez Soruco, R.; Welsink, H. J. (eds.). *Petroleum Basins of South América*. AAPG Memoir, **62**: 101-128 p.
- Pinto, C. P. & Sad, J. H. G. 1986. Revisão da estratigrafia da Formação Pedra de Fogo, borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 24, Goiânia, Anais, 740-754p.
- Plummer, F.B. 1946. *Bacia do Parnaíba*. Relatório. Conselho Nacional do Petróleo. 87-134 p.
- Price, N. J. & Cosgrove, J. W. 1990. *Analysis of geological structures*. Cambridge: University Press. 502 p.
- Ragan, D. M. 1985. *Structural geology: An introduction to geometrical techniques*. 3ed. Malloy Lithographing.
- Ramos, M. I. F.; Rosseti, D. F.; Paz, J. D. S. 2006. *Caracterização e significado paleoambiental da fauna de ostracodes da Formação Codó (Neoptiano), lesta da Bacia do Grajaú, MA, Brasil*. Revista Brasileira de paleontologia. **9**(3): 339-348.
- Rezende, W. M. & Pamplona, H. R. P. 1970. *Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer-Urbano Santos*. Boletim Técnico da Petrobrás. Rio de Janeiro – RJ. **13**(1/2): 5-14.
- Richardson, S. 1961. *The problem of Contiguity*. General Systems Yearbook. **6**: 139-187.
- Rodrigues, R. 1967. *Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos Silurianos e Devonianos da Bacia do Parnaíba*. Petrobrás Internal Report. Belém – PA. **273**: 63p
- Rosseti, D. F. & Góes, A. M. 2003. *Caracterização paleoambiental de depósitos albianos na borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú: modelo de delta fluvial influenciado por tempestades*. Revista Brasileira de Geociências. **33**(3): 299-312.
- Santos, E. J.; Coutinho, M. G. N.; Costa, M. P.; Ramalho, R. 1984. *A região de dobramentos nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais*. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D. A.; Derze, G. R.; Asmus, H. E. *Geologia do Brasil – texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais escala 1:2.500.000*. DNPM. Brasília – DF. 131-189p.
- Santos, M. E. C. M.; Carvalho, M. S. S. 2004. *Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Rio de Janeiro – RJ. 211p.
- Santos, V. H.; Filho, M. F. L.; Neumann, V.H. 2007. *Quais as possibilidades de um sistema petrolífero na Bacia do Parnaíba?* Anais. IV Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás. Campinas - SP.
- Silva, G. G.; Lima, M. I. C.; Andrade, A. R. F.; Issler, R. S.; Guimarães, G. 1974. *Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins, I – Geologia*. Projeto RADAM. Rio de Janeiro – RJ. **4**: 77-80.

- Silva, A. J. Pereira; Lopes, R. C.; Vasconcelos, A. M.; Bahia, R. B. C. 2003. *Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores*. In: Bizzi, L. A.;
- Schobbenhaus, C. & Brito Neves, B. B. 2003. *A Geologia do Brasil no contexto de Plataforma Sul-Americana*. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Cap. I. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Brasília – DF. 05-55p.
- Souza, J. O. 2001. *Xambioá, Folha SB.22 – Z – B*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM/DIEDIG/DEPAT. Brasília.
- Souza, J.O.; Moreton, L.C.; 1995. *Geologia das Sequencias Metavulcanossedimentares da Serra do Tapa (SE do Pará) e Xambica (NW do Tocantins); ocorrências de metabasitos com pillow lavas*. Boletim de Geociências do Centro-Oeste. **18**: 20-31.
- Spisila, A. L.; Rostirolla, S. P.; De Souza, J.; Figueira, I. F. R.; Santos, T. S. 2008. *Estudo comparativo em multiescala de sistemas fraturados em arenitos da Formação Furnas - Cânion Guartelá, Paraná*. Anais. XLIV Congresso Brasileiro de Geologia. Programa Final. 667-667p.
- Spisila, A.L.; De Souza, J.; Pierin, A. R. H.; Mancini, F. 2009. *Estudo preliminar em multiescala da anisotropia estrutural na porção sudoeste da Bacia do Parnaíba e embasamento aflorante*. Anais. XII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. p69.
- Strieder, A. J. & Nilson, A. A. 1993. *Análise preliminar de lineamentos na Província Estrutural do Tocantins*. In: Anais IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Belo Horizonte – MG. 272-276p.
- Sugio, K. & Fulfaro, V. J. 1977. *Geologia da margem Ocidental da Bacia do Parnaíba (Estado do Pará)*. Boletim IG, Instituto de Geociências, USP. **8**: 31-54.
- Turcotte, D. L. 1992. *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge University Press. 221 p.
- Vaz, P. T.; Rezende, N. G. A. M.; Wanderley Filho, J.R.; Travassos, W.A. 2007. *Bacia do Parnaíba*. Boletim de Geociências da Petrobrás. Rio de Janeiro - RJ. **15**: 253-263.
- Volland, S. & Kruhl, J. H. 2004. *Anisotropy quantification: the application of fractal geometry methods on tectonic fracture patterns of a Hercynian fault zone in NW Sardinia*. Journal of Structural Geology. **26**: 1499-1510.
- Young, C. G. K. & Borghi, L. 2003. *Pimenteira Formation (Devonian, Parnaíba Basin): A new prospect for hydrocarbon reservoirs*. Anais. II Congresso brasileiro de P&D em petróleo & gás. Rio de Janeiro – RJ.
- Zalán, P.V. 2004. *Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras*. IN: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Ré Carneiro, C. D.; Brito Neves, B. B ed. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obras de Fernando Flávio de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo – SP. 595-613p.

APÉNDICE I

PERFIL LITO-ESTRUTURAL



- Formação Mosquito**
Diabásio com granulação fina a média, com presença de amígdalas.
- Formação Sambaíba**
Arenitos médios com estratificação cruzada de grande porte, de médio a alto ângulo.
- Formação Motuca**
Arenitos finos a médios com estratificações cruzadas de baixo a médio ângulo, com porções isoladas de siltitos e argilitos com laminação plano-paralela
- Formação Pedra de Fogo**
Siltitos cinza esverdeado a avermelhado, com estratificação plano-paralela e níveis com concreções, intercalados a arenitos finos, argilitos, silexito, carbonatos e níveis de coquinas.

- Sedimentos Recentes
- Falha Normal
- Falha Transcorrente (Dextral)
- Falha Transcorrente (Sinistral)

Spisila, A. L.

ANÁLISE ESTRUTURAL DO INTERVALO PERMIANO-JURÁSSICO DA BACIA DO PARNAÍBA - REGIÃO DE ARAGUAÍNA (TO).

2011

Perfil lito-estrutural
Escala horizontal - 1:250.000
Escala vertical - 1:20.000
Sobrelevado 12 vezes