UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTILOS ESTRUTURAIS RELACIONADOS À TECTÔNICA FORMADORA E
DEFORMADORA DA BACIA DE JAIBARAS, NORDESTE DO BRASIL.**

Laura Catalina Román García

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

2016

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação
do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Román García, Laura Catalina

Estilos estruturais relacionados à tectônica
formadora e deformadora da Bacia de Jaibaras nordeste
do Brasil. - São Paulo, 2016.

155 p.:il. + mapas

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Riccomini, Claudio

1. Tectônica 2. Bacias sedimentares 3. Análise de
paleotensões 4. Ediacarano-Cambriano 5. Nordeste do
Brasil I. Título

*We shall not cease from exploration
And the end of all our exploring
Will be to arrive where we started
And know the place for the first time.
Through the unknown, unremembered gate
When the last of earth left to discover
Is that which was the beginning;
At the source of the longest river
The voice of the hidden waterfall
And the children in the apple-tree*

T. S. Eliot's (Little Gidding).

AGRADECIMENTOS

Este trabalho é o resultado do esforço e dedicação de uma parte importante da minha vida. Muitas pessoas contribuíram com meu crescimento acadêmico e pessoal e a todas elas sou muito grata. O conjunto de fatores que permitiram a finalização deste trabalho são produto desse crisol de ciência e arte que é o Brasil. Agradeço a meus pais, Carlos Alberto e Pilar, e ao meu irmão Sergio pelo apoio incondicional e por serem uma motivação constante na minha vida. Ao Professor Riccomini por ser um orientador no sentido completo da palavra, pela sua humanidade e paciência e as suas valiosas contribuições em todas as etapas deste trabalho. A todos os professores do Instituto de Geociências (USP) por fazer parte do meu crescimento acadêmico. A Marlei Chamani (Trilô) pelo constante apoio e amizade, por compartilhar comigo tantas informações e a contribuição no trabalho de campo. Ao Prof. Grohmann (Guano), Yohana e Santiago pelas contribuições durante o trabalho de campo, a amizade e as discussões frutuosas. A Thais Trevisani e Marília Aguiar pela amizade e a revisão do português do manuscrito. A Carlos Mazoca pela amável ajuda com a base SIG. Ao Prof. Lucas Warren pela revisão do material fóssil. A Caio Ribeiro de Mello e à sua família pelo carinho e apoio ao chegar ao Brasil. À galera colombiana pela solidariedade e a alegre companhia. Em especial a Ginneth, Tomás, Valentina, Veronica, Santiago T. e Andrés pelo apoio em momentos difíceis. A Fabio Colmenares pelo constantes incentivos. A Felipe Lamus (o Colômbia) por me incentivar para iniciar o mestrado na USP e seu constante apoio e amizade. A Ulisses, Ana Maciel, Ana Carolina, Talita, Gabriella, Bea, Claudio, Glaucia, ao Coletivo Feminista Geóloga Dinalva, à galera da parede de escalada Geoboulder e todas as pessoas que fizeram mais feliz a minha vida no Brasil. A Andrés Q. pela força e motivação na etapa final.

Ao Programa de Recursos Humanos Petrobras PRH-241, Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, processo 307871/2010-0), ao Instituto de Energia e Ambiente, Universidade de São Paulo (IEE-USP), e à Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP, projeto Ref. 1452/13) pelos recursos financeiros. A todo o

peçoal tcnico e administrativo do Instituto de Geocincias pelos servios prestados e a colaborao constante.

RESUMO

A Bacia de Jaibaras, localizada no nordeste do Brasil, faz parte de um sistema de rifts ediacarano a cambriano desenvolvido, em grande parte, sob a Bacia do Parnaba, como demonstram os dados geofsicos. Esta bacia teve o seu desenvolvimento estreitamente ligado ao sistema de falhas do Lineamento Transbrasiliiano, representado nas suas bordas. No presente trabalho foi realizada a anlise estrutural do preenchimento vulcano-sedimentar da bacia visando reconstituo da evoluo dos campos de paleotenses atuantes durante a sua instalao e deformao. O estudo foi sustentando essencialmente em observaes feitas em campo e complementado com o exame de dados de ssmica de reflexo, gravimetria e magnetometria. Deste modo procurou-se contribuir na discusso sobre a classificao da bacia, tpico amplamente discutido mas at ento no abordado sob a perspectiva do tectonismo gerador e deformador da Bacia de Jaibaras. A instalao da bacia esteve marcada provavelmente pelo mesmo campo de esforos distensivos de direo NNW-SSE responsvel pela intruso do enxame de diques Corea. Em seguida, esta direo regionalmente sofreu rotaes que determinaram a continuidade da instalao, deformao e inverso do *rift*. As estruturas na Formao Pacuj, de idade Ediacarano-Cambriano, mecanicamente coerentes com este estgio, compreendem falhas de direo NE-SW reativadas com sentido transcorrente dextral, com componente normal; falhas de direo ENE-WSW sin- e ps-sedimentares e falhas de transferncia de direo NW-SE. Associadas propagao das falhas de direo ENE-WSE sin-sedimentares formaram-se dobras. Dobras tambm ocorrem em posio transversal a estas falhas relacionadas com deslocamento diferenciais nas rampas de revezamento. Estas estruturas ensejaram a criao de um sistema de drenagem axial, um sistema deltaico associado s rampas de revezamento e cones de talude transversais. Na Formao Parapu, coetnea, ocorrem mltiplas famlias de veios de calcita. A mais antiga apresenta direo N-S e foi preenchida sob a ao de campo de esforos distensivo na direo ENE-WSW. Posteriormente formaram-se veios de calcita de direo E-W, tentativamente correlacionados com as falhas sin-sedimentares da Formao Pacuj, originadas por uma distenso de direo aproximada N-S. Na Formao Aprzivel se registram diques clsticos de idade ordoviciana que seriam coerentes com uma

direção distensiva NW-SE. Um campo de esforços compressivo E-W a ENE-WSW atuante a partir do Ordoviciano tardio gerou estruturas transpressivas ao longo de certos segmentos de direção ENE-WSW, ocasionando uma fraca inversão da bacia. Este evento está representado por dobras cônicas de arrasto geradas durante a inversão de falhas normais para reversas, com componente transcorrente. Na Formação Parapuí este evento pode ter determinado a formação de veios de calcita de direção ENE-WSW com componente dextral e veios sigmoidais *en échelon* com a mesma orientação. Tanto na Formação Pacujá como na Formação Parapuí está registrado um evento final representado por fraturas abertas de orientação aproximada E-W (distensão de direção N-S), que encontrariam correlação com o campo de esforços obtido pela orientação de diques clásticos na Formação Ipu (Siluriano) da Bacia do Parnaíba, assim como o arranjo de juntas híbridas medidas na mesma formação. A importância da atividade de falhas transversais produto das movimentações transcorrentes ao longo do sistema de falhas do Lineamento Transbrasiliano leva a considerar que a cinemática transcorrente foi desencadeadora da subsidência no *rift* e posteriormente da deformação durante a inversão. Por estes motivos, com relação à classificação da Bacia de Jaibaras considera-se que esta estaria mais próxima de uma bacia de *pull-apart* do que um *rift* puro.

Palavras chave: Tectônica de bacias sedimentares, análise de paleotensões, Ediacarano-Cambriano, Nordeste do Brasil.

ABSTRACT

The Jaibaras Basin, in northeastern Brasil, is a part of an Ediacaran to Cambrian rift system that branches under the Parnaíba sag basin, as evidenced by geophysical data. The basin is closely related to the Transbrasiliano Lineament fault system, represented in both its boundaries. The present study comprises a structural analysis of the volcano-sedimentary infill of the basin, aiming to the reconstruction of the paleostress field evolution responsible for the installation, deformation and inversion of the basin. This analysis was supported by sedimentological observations in the field and complemented with revision of seismic lines, gravimetric and magnetometric maps. The study aims to contribute to the discussion of the classification of the basin, a widely reviewed topic but few times from a sedimentary infill deformation perspective. The Jaibaras Basin initiation was probably related to the same

stress field responsible for the intrusion of the Coreaú dyke swarm under a NNW-SSE-oriented paleostress field. Subsequently the paleostress field rotated causing both the deformation and inversion of the rift. In the Ediacaran to Cambrian Pacujá Formation were identified several mechanically consistent structures with the NNW-SSE-oriented paleostress field: longitudinal NE-SW-oriented faults with right-lateral strike-slip reactivation with a normal component; transverse ENE-WSW-oriented faults with both syn- and- post- sedimentary activity and transfer NW-SE-oriented faults. Associated with the ENE-WSW-oriented syn-sedimentary faults normal fault-propagation-folds formed. Additionally transverse folds were formed related to the differential slip along the normal faults. The above-described structures determined the installation of an axial drainage system, a deltaic setting associated to rely ramps and transversal talus cones. In the contemporary Parapuí Formation, locally occurred the formation N-S-oriented calcite veins caused by an ENE-WSW-oriented extensional paleostress field. Then followed the formation of the E-W-oriented calcite veins tentatively correlatable to the syn-sedimentary faults in the Pacujá Formation, formed under an approximately N-S-oriented extension. In the Ordovician Aprazível Formation were identified clastic dykes, coherent with a NW-SE-oriented extension. An E-W- to ENE-WSW-oriented paleostress field acting from the Late Ordovician generated transpressive structures along certain ENE-WSW-fault segments, related with the mild inversion of the basin. This event is represented by conic drag folds in the Pacujá Formation related to the inversion of normal faults, with a strike-slip component. In the Parapuí Formation, this event might have determined the formation of ENE-WSW-oriented veins with right-lateral strike-slip component and sigmoidal *en échelon* veins with the same orientation. Both in the Pacujá and Parapuí formations were identified a final event represented by E-W-oriented open fractures (N-S-oriented extension). These are correlatable to the paleostress field obtained for the NE-SW-oriented clastic dikes registered in the Ipú Formation of the Serra Grande Group (Silurian) of the Parnaíba Basin, as well as the conjugate hybrid joint arrangements measured in the same formation. The importance of the activity of the transverse faults, caused by the strike-slip kinematics along de Transbrasiliano fault system leads to consider that were these kinematics the trigger of the subsidence in the rift and subsequently the deformation during the inversion

process. Therefore, in relation to the classification of the basin it is here considered that the Jaibaras is more closely related to a pull-apart basin than a pure rift.

Key words: Sedimentary basin tectonics, paleostress analysis, Ediacaran-Cambrian, Northeastern Brazil

Aos meus queridos pais.

SUMÁRIO

CAPITULO I

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

1.1. Introdução.....	pág. 15
1.2. Objetivos.....	pág. 16
1.2.1. Objetivo geral e motivação.....	pág. 16
1.2.2. Objetivos específicos.....	pág. 17
1.3. Localização e área de estudo.....	pág. 17
1.4. Métodos de trabalho.....	pág. 22
1.4.1. Análise estrutural em bacias sedimentares.....	pág. 22
1.4.2. Trabalho de campo.....	pág. 23
1.4.3. Organização dos dados.....	pág. 25
1.5. Base teórica.....	pág. 26
1.5.1. Fraturas: Terminologia de Petit (1987) e critérios T, P e R.....	pág. 27
1.5.2. Mecanismos de deformação em rochas porosas.....	pág. 28
1.5.3. Evolução tectono-sedimentaria de um <i>rift</i>	pág. 30
 CAPITULO II	pág. 33
2.1. Contexto Geológico Regional.....	pág. 33
2.1.1. Arcabouço Tectônico da Província da Borborema.....	pág. 34
2.1.2. Estágio da Transição.....	pág. 40
2.1.3. O Sistema de rifts Ediacarano a Cambriano na Província da Borborema.....	pág. 40
2.1.4. Lineamento Transbrasiliano/Sistema de Falhas Transbrasiliano.....	pág. 43
2.2. A bacia de Jaibaras e os rifts precursores da Bacia do Parnaíba.....	pág. 45
2.3. Evolução tectono-sedimentar e geodinâmica da bacia Jaibaras.....	pág. 47
2.3.1. Trabalhos prévios sobre a Bacia de Jaibaras e a classificação da mesma.....	pág. 51
 CAPITULO III	pág. 54
3. Litoestratigrafia.....	pág. 54
3.1.1. Embasamento.....	pág. 54
3.1.2. Formação Massapê.....	pág. 54
3.1.3. Formação Pacujá.....	pág. 55
3.1.3.1. Critérios na classificação do grau de consolidação da rocha.....	pág. 64

3.1.4. Enxame de diques Coreauí.....	pág. 67
3.1.5. Pluton de Mucambo.....	pág. 67
3.1.6. Pluton de Meruoca.....	pág. 68
3.1.7. Formação Parapuí.....	pág. 69
3.1.8. Formação Aprazível.....	pág. 71
3.1.9. Formação Ipú.....	pág. 78
3.2. Análise de Paleocorrentes.....	pág. 78
CAPITULO IV	pág. 82
4.1. Resultados da análise estrutural.....	pág. 82
4.1.1. Formação Pacujá.....	pág. 82
Falhas.....	pág. 82
Falhas e juntas na escala métrica.....	pág. 84
Dobras e faturamento.....	pág. 93
Deformação na escala microscópica.....	pág. 101
Estação LTB 315.....	pág. 104
Deformação na escala microscópica.....	pág. 106
Estação LTB 183.....	pág. 108
4.1.2. Formação Parapuí.....	pág. 109
4.1.3. Formação Aprazível.....	pág. 113
4.1.4. Granito de Meruoca.....	pág. 118
4.1.5. Formação Ipú.....	pág. 119
4.2. Dados geofísicos.....	pág. 121
CAPITULO V	pág. 128
5.1. Discussões.....	pág. 128
Análise estrutural.....	pág. 128
Estruturas relacionadas com a geração da Bacia de Jaibaras.....	pág. 128
Inversão e deformação da Bacia.....	pág. 131
5.1.1. Dobramento e fraturamento.....	pág. 135
5.1.2. Deformação microscópica.....	pág. 136
5.1.3. Tectonica e sedimentação.....	pág. 138
5.1.4. Deformação na Formação Parapuí.....	pág. 139
5.1.5. Deformação na Formação Aprazível.....	pág. 140
5.1.6. Deformação no Batólito de Meruoca.....	pág. 140
5.2. Conclusões.....	pág. 141
5.3. Referências.....	pág. 143

ANEXOS

Mapa geológico 1:450.000 e seções estruturais 1:50.000.

Índice de Figuras

Capítulo I Introdução

Figura 1 - Localização da Bacia de Jaibaras.....	pág. 18
Figura 2 - Rede viária da área de estudo e estações de campo.....	pág. 19
Figura 3 – Localização e contexto geológico geral da Bacia de Jaibaras.....	pág. 21
Figura 4 - Terminologia T, P e R de acordo com Petit (1987)	pág.27
Figura 5 – Classificação das bandas de deformação.....	pág. 30

Capítulo II Contexto Geológico Regional

Figura 1 - Localização dos crátons e os cinturões Neoproterózoico.....	pág. 34
Figura 2 - Correlações NE Sul América e África NW.....	pág. 36
Figura 3 - Distribuição temporal e espacial dos granitoides na Província da Borborema.....	pág. 38
Figura 4 - Mapa esquemático do NE brasileiro.....	pág. 43
Figura 5 - Mapa da bacia do Parnaíba com representação do sistema de grabens no assoalho da bacia identificado na geofísica.....	pág. 45
Figura 6 - Tabela de paleotensões regional.....	pág. 53

Capítulo III Litoestratigrafia

Figura 1 - Estruturas sedimentarias e fósseis na Formação Pacujá.....	pág. 58
Figura 2 - Litofacies arenitos finos intercalados com pelitos num entorno deltaico....	pág. 59
Figura 3 - Interações entre a Formação Pacujá e a Formação Parapuí.....	pág. 61
Figura 4 - Litofácies Brechas vulcânicas da Formação Pacujá.....	pág. 63
Figura 5 - Fotografias de lâminas delgadas.....	pág. 66
Figura 6 - Afloramentos do Granito Meruoca.....	pág. 69
Figura 7 - Afloramentos da Formação Parapuí.....	pág. 70
Figura 8 - Classificação e caracterização sedimentológica e reológica dos depósitos associados aos eventos laháricos.....	pág. 75
Figura 9 - Litofacies da Formação Aprazível.....	pág. 76

Figura 10 - Estratificação Hummocky em conglomerados da Formação Aprazível.....	pág. 77.
Figura 11 - Mosaico da Formação Aprazível.....	pág. 77
Figura 12 - Arenito conglomerático da Formação Ipu, Grupo Serra Grande.....	pág. 78
Figura 13 - Paleocorrentes da Formação Aprazível.....	pág. 79
Figura 14 – Paleocorrentes da Formação Ipu, Grupo Serra Grande	pág. 80
Figura 15 – Paleocorrentes da Formação Ipu, Grupo Serra Grande.....	pág. 81

Capítulo IV Resultados

Figura 1 - Mapa de localização de estações selecionadas para análise estrutural e estereogramas com as falhas medidas.....	pág. 83
Figura 2 - Afloramento da falha Sobral Pedro II. Sombras de pressão em cristal de plagioclásio indicando sentido dextral.....	pág. 84
Figura 3 - Fraturas em afloramentos em vista de planta da Formação Pacujá e estereogramas com as medidas.....	pág. 85
Figura 4 - Afloramento no açude Aires de Souza de falhas normais sin-deposicionais e estereogramas das falhas e de paleocorrentes.....	pág. 88
Figura 5 - Falha normal ENE-WSW. Basculamento para SE dos blocos em forma de dominó por ação das falhas normais.....	pág. 89
Figura 6 - Relação multi-escalar de estruturas da deformação na Formação Pacujá na parte central da bacia.....	pág. 90
Figura 7 - Falhas transversais na Formação Pacujá (LTB 167, LTB195, LTB 197)...	pág. 91
Figura 8 - Falha de escala métrica com terminação em horsetail splay.....	pág. 92
Figura 9 - Paleocampos de tensões da estação LTB 167	pág. 92
Figura 10 - Dobras por propagação de falha normal.....	pág. 93
Figura 11 - Análise da dobra P17 no açude Jaibaras.....	pág. 95
Figura 12 - Estereograma a esquerda das lineações intraestratais e a direita dos eixos de dobra tomado de Quadros (1995).....	pág. 96
Figura 13 - Dobra métrica na Formação Pacujá.....	pág. 96
Figura 14 – Dobras transversais e rampas de revezamento.....	pág. 97
Figura 15 - Interpretação da parede W do área de vazamento do açude Jaibaras.....	pág. 98
Figura 16 - Bloco diagrama e interpretação do afloramento do Açude Jaibaras.....	pág. 99
Figura 17 - Falha normal invertida na Formação Pacujá.....	pág. 100

Figura 18 – Fraturas abertas de orientação E-W.....	pág. 101
Figura 19 - Lâminas delgadas orientadas de arenitos da Formação Pacujá.....	pág. 103
Figura 20 - Afloramento LTB 315. Falhas normais de pequeno porte.....	pág. 105
Figura 21 - Deformação na escala microscópica da estação LTB 315.....	pág. 107
Figura 22 - Interpretação de lâmina orientada da estação LTB 315.....	pág. 108
Figura 23 - Afloramento na estação LTB 183, estrutura de slump.....	pág. 109
Figura 24 - Juntas na Formação Parapuí (LTB 185).....	pág. 110
Figura 25 - Afloramento em planta e croqui de veios de calcita e dique riolítico cortando basaltos da Formação Parapuí no Açude Ipaguaçu.....	pág. 111
Figura 26 - Afloramento e esquema dos veios com crescimento de calcita fibrosa, direção das fibras em branco. Diagrama planar em roseta para as frequências do strike das fibras de calcita.....	pág. 112
Figura 27 - Rotação das falhas normais sin sedimentares.....	pág. 114
Figura 28 - Falhas normais sinsedimentares de pequeno porte. Estereograma mostrando o campo de esforços para as falhas desbasculadas.....	pág. 115
Figura 29 - Diques clásticos afetando sedimentos vulcanoclásticos da Formação Aprazível. Diagrama rosa das direções de strike dos diques.....	pág. 117
Figura 30 - Diques clásticos da Formação Aprazível.....	pág. 118
Figura 31 - Juntas e falhas da estação a) LTB202, b) LTB 199 e c) LTB 178.....	pág. 119
Figura 32 - Juntas na Formação Ipu, Grupo Serra Grande.....	pág. 120
Figura 33 - Diques clásticos da Formação Aprazível. Diques clásticos da Formação Ipu.....	pág. 121
Figura 34 - Interpretação da sísmica de Oliveira & Mohriak, (2003).....	pág. 122
Figura 35 – Interpretação da sísmica.....	pág. 123
Figura 36 - Interpretação da magnetometria	pág. 125
Figura 37 – Mapa gravimétrico primeira derivada vertical.....	pág. 126
Figura 38 - Seção do Açude Jaibaras interpretada a escala.....	pág. 127
Capítulo V Discussão e conclusões	
Figura 1 - Tabela de paleostress da evolução do rift Jaibaras.....	pág. 129
Figura 2 – Diagrama falhas de alívio e falhas de transferência.....	pág. 131

Figura 3 - Diagrama de permutações episódicas entre os eixos de σ_1 e σ_2 e a formação de falhas normais e de transferência.....	pág. 132
Figura 4 - Diagrama cinemático da movimentação dextral do sistema de falhas do Lineamento Transbrasiliano.....	pág. 133
Figura 5 - Exemplo da atividade de uma falha normal durante a evolução do rift.....	pág. 135
Figura 6 - Bandas de deformação classificadas por profundidade.....	pág. 137
Figura 7 - Evolução das bandas de deformação respeito a profundidade e ao campo de esforços.....	pág. 138
Figura 8 - Bloco diagrama da parte central do rift Jaibaras.....	pág. 139
Figura 9 – Bloco diagrama gerado apartir do SRTM.....	pág. 141

CAPITULO I

1.1. Introdução

A Bacia de Jaibaras faz parte do sistema de rifts cambro-ordovicianos instalados sob a Bacia do Parnaíba. É um *graben* alongado de quase 120 km e até 14 km de largura. Dois batólitos graníticos, os de Meruoca, que sustenta uma serra de formato quadrado, com cerca de 400 km², e o de Mucambo, uma serra alongada com cerca de 200 km², situam-se, respectivamente, nas bordas noroeste e sudeste da bacia. O *graben* segue o *trend* do Lineamento Transbrasiliano, que nesta área está orientado segundo a direção N40E e recebe o nome de Falha Sobral-Pedro II.

Estudos geofísicos recentes (e.g. Castro *et al.* 2016) tem identificado e caracterizado a rede de grabens de orientação NE-SW, separando as suas assinaturas geofísicas de heterogeneidades do embasamento. Os autores concluem, em concordância com Brito Neves (1984) e Oliveira & Mohriak (2003), que os depósitos da Bacia do Parnaíba correspondem a uma fase relacionada a um *sag*. Porém afirmam que pelo menos duas fases de *rift* precederam o estágio de *sag* e adicionam que a deposição relacionada ao *sag basin* esteve também controlada pela reativação de falhas de rift.

De acordo com autores como Bond *et al.* (1984) e Dalziel (1997) o Gondwana Ocidental sofreu um extenso evento distensivo pós-orogênico, durante a separação de Laurentia e Báltica da margem proto-Andina, e seguindo a abertura do Oceano Iapetus. O rifteamento esteve acompanhado por magmatismo abundante. Mudanças nos campos de esforços no Cambriano tardio e início do Ordoviciano abortaram o processo de quebraimento ocasionando a estabilização da litosfera e a instalação da bacia cratônica do Parnaíba (Brito Neves *et al.* 1984).

A importância do Lineamento Transbrasiliano na instalação destas fases de *rift* e posteriormente na evolução da Bacia do Parnaíba tem sido amplamente reconhecida (e.g. Oliveira & Mohriak, 2003, Chamani, 2015). Com o objetivo de compreender melhor a evolução destes processos, tem sido feitas numerosas tentativas de classificação das bacias,

abordando o tema desde diferentes perspectivas. No caso da Bacia de Jaibaras diversos autores tem atribuído a classificação de *graben* ou *graben* assimétrico, *graben* com preenchimento molássico, bacia intermontana preenchida por depósitos molássicos, depósitos molássicos acumulados durante a Orogenia Brasileira, bacia de *pull-apart* ou *rombograben*, *impactógeno* e *rift* com uma mínima componente transcorrente.

Até o momento, entretanto, não há estudos dedicados à análise estrutural específica do preenchimento vulcano-sedimentar da bacia e à distinção da deformação que ocorreu no seu interior. No presente trabalho busca-se caracterizar e reconhecer a arquitetura estrutural da bacia, caracterizando os diferentes estilos da deformação. Deste modo foi feita a separação de eventos e estruturas da instalação da bacia e da sua posterior deformação. A utilização criteriosa dos indicadores cinemáticos rúpteis, seguindo uma abordagem de correlação multiescalar dos processos da deformação observados diretamente em campo, são ferramentas-chave na análise estrutural. Adicionalmente foram feitas observações com relação ao grau de litificação das rochas durante a deformação. Este enfoque, ancorado em dados geofísicos recentes, permite contribuir na discussão da classificação da bacia. A Bacia de Jaibaras constitui uma oportunidade única de observação direta de uma amostra da rede de *grabens* identificados sob a Bacia do Parnaíba e a análise dos processos relacionados com a sua evolução traz luzes sobre o subsequente processo de instalação da Bacia do Parnaíba.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo Geral e Motivação

O objetivo principal da presente dissertação de mestrado é realizar uma análise estrutural da Bacia de Jaibaras, prestando especial atenção na separação dos estilos estruturais que a caracterizaram durante a instalação e durante os eventos deformadores posteriores. Deste modo busca-se ter uma melhor compreensão da relação entre os mecanismos de deformação assim como a relação destes com os processos de sedimentação.

A melhor compreensão do sistema de *rifts* de idade neoproterozóica – eopaleozóica no NE do Brasil durante a fase final do acoplamento de Gondwana Ocidental, temática controversa e em constante evolução, tanto na sua classificação como na melhor demarcação da idade, contribui na delimitação dos processos tectônicos assim como na interpretação da cronologia da deformação.

A caracterização da arquitetura de bacias deste tipo é de utilidade na exploração de hidrocarbonetos em bacias de idades e/ou de entornos tectônicos semelhantes.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Aplicar efetivamente os métodos de trabalho associados à análise estrutural.
- Integrar os dados da análise estrutural e geofísica espacialmente e em várias escalas (mapeável, mesoescala, microscópica) e estabelecer o caráter da similaridade dos processos. Composição de uma base em Sistema de Informação Georreferenciada - SIG.
- Verificar a continuidade das estruturas em sub-superfície nas linhas sísmicas publicadas, bem como identificar variações de espessuras nos conjuntos de refletores sugestivos de tectonismo sin-sedimentar.
- Representar a arquitetura das estruturas intra-*rift* em seções transversais e elaborar mapa estrutural.
- Caracterizar os elementos estruturais da bacia sedimentar quanto à sua morfologia, orientação, cronologia relativa e relação respeito ao processo sedimentar.
- Estabelecer o grau de consolidação/litificação da rocha durante a deformação de modo a compreender os mecanismos de deformação atuantes.

1.3. Localização e área de estudo

A Bacia de Jaibaras está localizada no Estado de Ceará, NE do Brasil. A infraestrutura viária (Figura 2) que permitiu desenvolver os trabalhos de campo abrange a totalidade da área da bacia. A rodovia BR-222 que atravessa a área em sentido W-E desce da Serra da Ibiapaba

até a chamada Depressão Sertaneja Setentrional, conectando com o polo urbano mais importante da região, a Cidade de Sobral, localizada na parte central da área de estudos.

Figura 1 Localização da Bacia de Jaibaras. a) Mapa geológico regional, em verde claro a Bacia do Parnaíba (<http://portal.onegeology.org/OnegeologyGlobal/>), b) Localização no contexto Sul Americano, c) Geologia com transparência sobre imagen de satélite Landsat na qual é possível distinguir claramente a borda da Bacia do Parnaíba e os corpos graníticos, assim como a calha alongada de Jaibaras (Janeiro de 2016, Google Earth, 2016).

Figura 2 Rede viária da área de estudo e estações de campo.

A pronunciada escarpa da Serra da Ibiapaba (Figura 1c) coincide com a borda NE da Bacia do Parnaíba, que serve de divisa entre os estados de Piauí e Ceará. É ao longo desta feição topográfica que afloram perpendicularmente as calhas do complexo sistema de *rifts* do período Ediacarano-Cambriano, denominadas, de sul para norte, de São Julião, Cococi, Jaibaras e Jaguarapi. Entre estas, Jaibaras constitui a exposição mais completa entre o sistema de *rifts* ediacaranos a cambrianos da Província Borborema e inclusive do Cráton do Oeste Africano (escudo Nigeriano) (Oliveira & Mohriak 2003).

A calha de Jaibaras apresenta uma morfologia concordante com a topografia, seguindo o *trend* N40E do sistema de falhas do Lineamento Transbrasiliiano. Estas zonas de cisalhamento limitam o vale estreito dos rios Jaibaras e Acaraú, que seguem o eixo maior do graben.

Ao descer da Serra da Ibiapaba pela BR-222, sobre a borda NW da bacia, sobressai, a esquerda, o corpo intrusivo alongado de Mucambo, enquanto que a direita se destaca a Serra da Meruoca, que atinge ao redor de 1000 m de altitude. Este corpo possui contatos em ângulos retos com as rochas encaixantes gerando um abrupto desnível.

Ótimas áreas de exposição encontram-se nas áreas de vertedouro dos açudes de Ipaguaçu, Jaibaras e Ariarus, que durante a segunda metade do ano encontram-se secos e sem vegetação, facilitando os levantamentos de campo.

Figura 2 – Localização e contexto geológico geral da Bacia de Jaibaras. Se ressaltam as principais cidades, estruturas, a Bacia do Parnaíba, as calhas de Jaguarapi e Jaibaras e os batólitos de Mucambo (sul) e Meruoca (norte). Modificada de Chamani (2015).

1.4. Métodos de trabalho

1.4.1. *Análise estrutural em bacias sedimentares*

A lógica seguida nos métodos usados neste trabalho teve como objetivo principal a integração espacial e multiescalar de observações e medidas das estruturas de deformação que afetam o preenchimento vulcano-sedimentar da Bacia de Jaibaras. Dados estruturais e indicadores cinemáticos de falhas medidos em campo serviram para realizar uma análise de paleoesforços.

Este tipo análise engloba diferentes procedimentos que buscam integrar observações e informações espaciais em multiescala (McCaffrey *et al.* 2005), desde a escala mapeável (1:100.000, 1:50.000), a escala de metros de afloramento, ou mesoescala (dezenas de metros), a escala métrica a centimétrica, e finalmente a microscópica. As observações baseiam-se no simples preceito de explicar a origem de uma estrutura de deformação numa rocha visando a interpretação e significação desta no contexto de evolução da bacia.

As etapas incluíram revisão bibliográfica, trabalho de campo e posterior tratamento dos dados para análise estrutural, revisão crítica da bibliografia e produção de um manuscrito.

Seguindo esta estrutura de trabalho foram integradas, numa base SIG, empregando-se o software *Arcgis*, as cartas topográficas 1:100.000, as imagens de satélite de diferentes fontes recompiladas em mosaicos com ajuda do software *SAS Planet 2007-2014*, os mapas geológicos da CPRM, os mapas geológicos de outras publicações (Nascimento & Gorayeb, 2004), os mapas de contornos de imagens geofísicas, e os modelos SRTM. Estes formaram a base que facilitou a análise multiescalar dos processos de deformação.

Os produtos de cartografia geológica que serviram de base a este trabalho foram os seguintes:

- A cartas topográficas: 24-Y-C-IV, Sobral, AS 24 Y-C-VI Frecheirinha, SB 24-VA-III Ipu, AS 24-Y-C-III Granja, produzidas pelo IBGE, na escala 1:100.000.
- Mapas geológicos em base GIS produzidos pela CPRM 2003 e 2014.
- Imagens de satélite de diferentes fontes reunidas no Software SAS Planet 2007-2014.

- Mapas aerogeofísicos da CPRM, correspondentes aos projetos Novo Oriente e Norte do Ceará, disponibilizados para as folhas geológicas da área e processados por Pedrosa Jr. *et al* (2014).

Esta base SIG permitiu elaborar um mapa geológico, o qual, por sua vez, serviu de base na realização das seções estruturais transversais à bacia.

1.4.2. Trabalho de Campo

Com o objetivo de caracterizar um estilo de deformação em cada unidade, abrangendo a totalidade da bacia, foram procurados afloramentos com a ajuda das imagens de satélite e informações disponíveis na bibliografia revisada.

As saídas de campo foram realizadas nos meses de abril e julho de 2014 e maio de 2015, completando 22 dias de campo. Compreenderam: uma fase inicial de reconhecimento regional da área de estudo e identificação das unidades litoestratigráficas e geomorfológicas da bacia; uma fase de aquisição dos dados estruturais, composição de desenhos e fotomosaicos para a elaboração das seções e cartografia; e uma fase final de revisão e complementação do modelo.

Procedimentos

- Identificação das unidades litoestratigráficas e das suas principais características, desenhos na escala do afloramento, tomadas de atitude e determinação da geometria das camadas e registro fotográfico para elaboração de mosaicos. Quando possível foram obtidas fotografias ortogonais e orientadas para registrar relações de corte.
- Identificação e descrição detalhada de estruturas de mesoescala visando interpretar o seu significado cinemático. Foi seguida a abrangente revisão dos conhecimentos sobre a temática por Chamani (2011), compreendendo:

Soft-deformation structures - falhas sin-sedimentares, falhas normais de pequena escala, estruturas de sobrecarga, falhas que se desenvolvem pela compactação diferencial de sedimentos de entorno deltaico, dobras-de-arrasto (*drag folds*), estruturas de *slump* relacionadas à declividade e diques clásticos.

Estruturas posteriores à litificação - falhas, estrias de atrito, marcas deixadas por objetos, planos polidos (espelhos de falha), dobras de arrasto, falhas conjugadas, estilólitos, *riedel shears* e degraus de rocha ou com crescimento de fibras minerais; estes elementos da deformação foram caracterizados cuidadosamente, estabelecendo o grau de confiabilidade de cada um e a existência de um ou mais eventos de deslocamento.

Em rochas ígneas efusivas ocorrem elementos tais como diques e diques freatomagmáticos. Porém neste trabalho a análise teve foco predominante nas feições estudadas nas rochas sedimentares.

- Coleta de dados: em cada afloramento foram feitas observações sobre a consistência cinemática das estruturas (Anderson, 1951), variáveis geométricas medidas dependendo de cada feição (atitude, relações de corte ou cronologia relativa, relações de corte com respeito ao acamamento, relações de corte com respeito a estruturas em escala maior), rumo de mergulho e mergulho do plano de falha, azimuth e ângulo de caimento das estrias (registrando quadrante de caimento para posteriores correções geométricas), ou *rake*, sentido de rejeito de acordo com os critérios de Petit (1987) e Angelier (1994) e descrição do preenchimento quando presente.
- Coleta de amostras para lâminas delgadas e, dependendo do interesse, amostras orientadas.

Foram feitas ainda observações adicionais dos aspectos sedimentológicos, paleocorrentes, estruturas sedimentares e possível conteúdo fossilífero.

1.4.3. Organização dos dados

Os dados de campo foram separados de acordo com uma combinação incluindo relações de corte e idades estratigráficas das rochas afetadas. A fase inicial foi a de organizar uma base de dados estruturais das falhas e estrias para cada estação ou subestação e por unidade estratigráfica. Os conjuntos de dados foram analisados tentando separar famílias coerentes cinematicamente (Angelier, 1994). Nesta etapa foram confeccionadas:

- Tabelas, correções geométricas, tabela de dados das planilhas T-Tecto, geração de estereogramas para determinação de paleoesforços e análise de subpopulações com o intuito de separar entre estruturas formadoras, deformadoras ou de reativações.
- Base GIS, cartografia.

Análise estrutural

A análise estrutural compreendeu a integração dos dados e das informações multiescalarmente, através de representações como mapa estrutural, fotomosaicos e seções geológicas com o intuito de reconstruir a cronologia dos eventos da deformação e sua posição na evolução da bacia.

Quando era necessário fazer desbasculamentos os dados estruturais foram tratados com o software Stereonet (Allmendinger, 2014). Isto com a finalidade de estabelecer a relação cronológica das estruturas em relação ao dobramento ou previamente à elaboração de um estereograma visando reconstituir as paleotensões.

Análise de paleoesforços

A metodologia utilizada para determinação de paleocampos de tensões tem como objetivo encontrar o tensor de tensões válido na maior proporção possível dos dados estruturais de falhas e estrias medidas em campo. O Software T-Tecto desenvolvido por Žalohar & Vrabec (2007) usa algoritmos matemáticos, como o método de Gauss, que separa sistemas heterogêneos de falhas em subsistemas homogêneos, permitindo assim um tratamento matemático dos dados com base na inversão de paleoesforços. Este método tem provado alta efetividade ainda para populações de dados com ampla dispersão angular entre a direção real e teórica de deslocamento na estria (Žalohar & Vrabec, 2007).

No presente trabalho foram encontrados veios de calcita deformados que foram utilizados tentativamente como indicadores de paleotensões, de acordo com o método descrito por Bergerat (1987) com base na direção de crescimento das fibras de calcita.

Análise de lâminas delgadas

A análise estrutural ao nível microscópico foi feita para descrever as relações geométricas e de corte das bandas de deformação, feições de recristalização, rotação de grãos e relações entre feições de deformação intracristalina e foliação da rocha. Foram seguidos os métodos descritos por Passchier *et al.* (2005).

1.5. Base teórica

Critérios e terminologia dos indicadores cinemáticos rúpteis

A determinação do sentido de deslocamento de uma falha pode se basear nos seguintes critérios (Angelier, 1994):

1. Separação estratigráfica.
2. Dobras de arrastro (*drag folds*).
3. Elementos sobre a superfície da falha: negativos ou positivos.

Utilizando os critérios anteriores como elementos de referência a análise cinemática procura uma estrutura que descreva o vetor de deslocamento da falha. Este pode ser determinado em parte pela separação entre dois pontos correspondentes de uma camada, uma estria de atrito ou fraturas subsidiárias ao plano principal (M) que deixam degraus com uma geometria e atitude classificável e que indicam o sentido do rejeito.

O último critério refere-se às estruturas subsidiárias da falha principal, as quais dependem da presença e a geometria de juntas preexistentes, das propriedades físicas da rocha e das condições de esforço e deformação (Petit, 1987).

Embora alguns dos critérios acima mencionados pareçam fornecer individualmente informações muito claras é necessário tirar conclusões tendo em conta observações dos três critérios, separando assim os efeitos deixados por vários episódios de movimento na

mesma falha. Isto quer dizer, por exemplo, que um deslocamento observado entre camadas pode não estar relacionado com as estrias preservadas (Hippolyte *et al.*, 2012).

A classificação dos indicadores cinemáticos tem sido abordada desde diferentes perspectivas e métodos (Mercier & Vergely 1992; Petit *et al.* 1983; Petit 1987; Angelier, 1994 e Hippolyte *et al.* 2012). Foi adotado o método de Petit (1987) pela sua simplicidade na determinação do sentido das movimentações e por ser coerente com o método de Angelier (1994).

1.5.1. Fraturas: Terminologia de Petit (1987) e critérios T, P e R.

Petit (1987) descreveu observações feitas sobre superfícies de falhas em escala macroscópica. O autor enfatizou a necessidade de se utilizar diversos critérios na determinação da direção e sentido do rejeito de um mesmo plano de falha (relativo a um mesmo movimento).

Figura 3 Terminologia T, P e R de acordo com Petit (1987).

Petit (1987), com base nos experimentos de Riedel referentes ao desenvolvimento de fraturas em uma zona de cisalhamento, desenvolveu uma terminologia para se referir às estruturas nas quais predominava um componente de tensão (T), cisalhamento reversa (P) ou cisalhamento normal, tipo Riedel. A terminologia usada para descrever a atitude e cinemática das estruturas subsidiárias que ocorrem ao longo de uma falha cisalhante (M) está resumida na Figura 3.

No grupo T são incluídas as fraturas de tensão (distensionais) e fraturas de cisalhamento primárias não estriadas. Elas apresentam mergulho de 45° na direção do rejeito (M). Os grupos R e P são fraturas cisalhantes estriadas. O grupo R (Riedel) compreende falhas normais de baixo ângulo (15° - 30°) com orientação R. Estas se encontram acompanhadas por fraturas antitéticas R' de alto ângulo (60° - 70°). O grupo P corresponde a todos os tipos com fraturas secundárias de orientação P, com mergulho na direção oposta em alguns casos e sentido reverso de baixo ângulo.

Petit (1987) também adotou a terminologia para degraus de Norris & Barron (1968) que descreve os *steps* dependendo se estes são compostos de rocha (*fracture steps*) ou fibras minerais (*accretion steps*). Dependendo da orientação da parte vertical do degrau com respeito à direção do movimento estes se denominam congruentes ou incongruentes, sendo congruentes cuja parte vertical do degrau aponta em direção ao movimento do bloco oposto.

A terminologia proposta por Petit (1987) demonstra a complexidade da interpretação do sentido de rejeito a partir das fraturas e os cuidados para não cair no erro frequente de interpretar todas as fraturas e os degraus como positivos (o sentido de menor fricção ao tacto coincide com o sentido de movimento do bloco oposto) (Angelier, 1994).

1.5.2. *Mecanismos de deformação em rochas porosas.*

Tradicionalmente a geología estrutural teve foco no estudo de estruturas e falhamento em rochas cristalinas, que carecem de porosidade. Este tipo de abordagem clássica resulta no entendimento das fraturas como superfícies friccionais de Coulomb (Schultz & Siddharthan,

2005). Autores como, Schultz & Siddharthan (2005) e Fossen *et al.* (2007) reconhecem a importância de atualizar o termo fratura de modo que incluísse descontinuidades tanto frágeis (*weak*), como duras (*strong*), bandas de deformação e descontinuidades de deslocamento, *cracks*, juntas, veios, superfícies de dissolução, estilólitos, diques, *sills* e falhas (Schultz & Siddharthan, 2005). Também zonas que acomodam mudanças de *offset* de forma contínua e descontínua deveriam ser consideradas fraturas.

Aydin (1978) e Aydin & Johnson (1978, 1983) foram os pioneiros a utilizarem o termo bandas de deformação em referência à deformação em arenitos. As bandas de deformação são definidas como zonas de deformação em um meio poroso que está caracterizado pela rotação e translação dos grãos, podendo ou não incluir paralelamente fraturamento interno dos grãos. Estas ocorrem geralmente em contextos tectônicos da crosta superior (Fossen *et al.* 2007).

De acordo com os mecanismos atuantes no interior da banda de deformação, Fossen *et al.* apresentam uma classificação que foi utilizada no presente trabalho na descrição das fotomicrografias dos arenitos. Estas podem ser: bandas de desagregação, bandas de filossilicatos, bandas cataclásticas e bandas de dissolução e cimentação (Figura 5). O mecanismo principal atuante outorga o nome às bandas de deformação. Estes podem ser: fluxo granular (rotação e deslizamento dos grãos), cataclase (fratura e moagem dos grãos), atrito de filossilicatos (*smearing*) ou dissolução e cimentação (Fossen *et al.* 2007).

Figura 4 Classificação das bandas de deformação em base aos mecanismos atuantes e em relação à profundidade. Adaptado de Fossen et al. (2007).

1.5.3. Evolução tectono-sedimentar de um rift

Com base na sua expressão sísmica, Prosser (1993) caracteriza sistemas deposicionais conectados relacionado à evolução de *rifts*. A autora propõe que a definição de *system tracts* pode ser estabelecida após o exame da configuração dos reflectores em conjunto com análise de fácies sísmicas, dados de poços e análise de litofácies. De acordo com o modelo de Tratos de sistemas (*system tracts*) de Posamentier *et al.* (1988), os sistemas deposicionais se desenvolvem em resposta à mudanças cíclicas do nível relativo do mar, que por sua vez está dirigido por flutuações na eustasia, na tectônica e nas taxas de sedimentação (Prosser, 1993). O equilíbrio entre subsidência e sedimentação nestes sistemas determina a configuração do trato de sistema. Por exemplo, quando a subsidência ultrapassa a sedimentação ocorre retrogradação e uma redução do fluxo de sedimentos ao centro da bacia (Prosser, 1993). Nestes processos o crescimento individual das falhas é um fator que determina a taxa na qual é criado espaço para deposição de sedimento (Watterson, 1986). Prosser (1993) considera

que “se a taxa de sedimentação é constante a capacidade da subsidência ultrapassar a sedimentação se incrementa com a duração da movimentação ao longo da falha”. A autora conclui que os tratos de sistemas podem ser afetados se a tectônica se torna o fator dominante no controle da sedimentação.

Prosser (1993) e outros autores como Gawthorpe & Leeder (2000) descrevem as fases de evolução do rift com ênfase nas relações entre a tectônica e a sedimentação.

Instalação do rift

Nesta fase uma depressão inicial é causada pelo incremento inicial da movimentação ao longo da falha. A sísmica mostra geometrias em forma de cunha. Neste estágio a taxa de subsidência é igual à de sedimentação e existe um sistema canalizado longitudinal (Prosser, 1993). Gawthorpe & Leeder (2000) descrevem para este estágio escarpas de falha com zonas de captação de drenagem incipientes com pequenos leques e cones de talude. Paralelamente outras áreas fontes constituídas por rochas mais antigas proporcionam sedimentos finos e maduros à bacia (Prosser, 1993). A propagação lateral de numerosos segmentos de falha pode ocasionar *onlap* ao longo do strike das falhas (Gawthorpe & Leeder, 2000).

Clímax do rift

Este estágio corresponde à máxima taxa de deslocamento ao longo das falhas. Esta coincide com uma taxa de subsidência muito maior do que a de sedimentação. A expressão sísmica deste estágio evidencia “agradiação na escarpa da lapa, formas divergentes relacionadas a um contínuo basculamento da capa durante a deposição (...), e zonas caóticas próximas à lapa” (Prosser, 1993). Mais especificamente, na fase inicial do climax do *rift* ocorre progradação e *offlap* na capa e uma superfície de *downlap*. Estas feições correspondem a depósitos aluviais lobulados ou deltas. Gawthorpe & Leeder (2000) descrevem progradação axial de um sistema deltaico, que é promovido pelo desenvolvimento de uma drenagem axial de grande porte. A elevada taxa de deslocamento em conjunto com o baixo aporte de sedimentos resulta na formação de lagos ou golfos marinhos na bacia, estes geralmente acompanhados por deltas rasos em contexto subaquoso (Gawthorpe & Leeder, 2000; Prosser, 1993).

Na fase média do clímax do *rift* ocorre retrogradação e agradação na capa e continua a agradação nas sucessões da lapa. É possível notar divergência dos refletores em direção ao plano de falha. É importante uma mudança na direção de transporte dos sedimentos nesta fase, de transversal às escarpas (por efeito da gravidade) a paralelo às escarpas dirigido por correntes. Também os blocos das lapas se tornam áreas fontes predominantes. Se observam feições como leques submarinos pequenos enquanto a capa será um cinturão linear de depósitos marinhos rasos regressivos.

Na fase tardia do clímax do rift são frequentes as estruturas em sedimentos não consolidados (*soft sediment deformation structures*), desencadeadas pela atividade sísmica (sismitos) (Prosser, 1993). Por vezes a degradação das escarpas de falhas gera deslizamentos de grande porte que originam *megabrechas* (Gawthorpe & Leeder, 2000). A sedimentação nesta fase está ocorrendo em contexto completamente submerso e portanto caracterizado por sedimentação pelágica, de siliciclásticos de grunulação fina e distalmente fluxos turbidíticos. A sedimentação adquire uma configuração em forma de “cobertor” que recobre a topografia assimétrica da bacia (Prosser, 1993).

A fase de *post-rift*, logo após a finalização do rift, mostra uma cessação do basculamento dos blocos das capas e portanto uma diminuição da taxa de subsidência. É gerada uma sucessão com gradação inversa e inundações súbitas e correntes efêmeras acompanham este cenário. No caso de entornos áridos estes podem estar compostos por um centro da bacia dominado por evaporitos com grandes leques aluviais, mas também podem ocorrer dunas de areia.

CAPITULO II

2.1. Contexto geológico regional

A Província Borborema, localizada no nordeste do Brasil, é parte do sistema orogênico que resultou da convergência de crátons (Amazônico, África Ocidental, São Luís, São Francisco-Congo e o metacrátón Sahara), fragmentos cratônicos (Parnaíba, Paranapanema e Luiz Alves) (Figura 1) e o consequente fechamento dos oceanos Goiás-Pharusian e Adamastor (Hartnady *et al.* 1985). Este evento tectônico chamado Orogenia Brasileira/Pan africana ocorreu entre 0.9 Ga e 0.54 Ga. Os complexos acrescionários e possíveis microcontinentes que foram encapsulados dentro das faixas móveis formadas durante os eventos colisionais do Neoproterozoico, como produto do fechamento do Oceano Goiás-Pharusian, reuniram-se no entorno do corredor tectônico Transbrasiliano-Kandi (Cordani *et al.* 2013). A orogenia levou à amalgamação final do paleocontinente Gondwana Ocidental no final do Neoproterozoico até o Ordoviciano (*e.g.* Almeida *et al.* 2000; Arthaud *et al.*, 2008; Brito Neves & Cordani 1991; Cordani *et al.* 2013; Van Schmus *et al.*, 2008,). Seguiu um regime distensivo durante os estágios finais da Orogenia Brasileira (Ediacarano-Ordoviciano) que predominou em todo o Gondwana Ocidental.

A amalgamação final do Gondwana Ocidental é ainda motivo de controvérsia e constante aporte de dados que modificam o modelo (*e.g.* Collins & Pisarevski (2005); Meert (2003), Trindade *et al.* 2006; Warren *et al.* 2014; Yoshida *et al.*, 2006).

Figura 1 Localização dos crátons e cinturões neoproterozoicos (Cordani et al. 2013).

2.1.1. Arcabouço Tectônico da Província da Borborema

Na Província da Borborema são registrados três eventos tectonotermiais: Transamazônico, durante o Paleoproterozoico; Cariris Velhos, no Mesoproterozoico; e a Orogenia Brasileira Pan-africana durante o Neoproterozoico a Cambriano. Esta província é constituída por complexos migmatíticos arqueano-paleoproterozoicos, supracrustais de idades meso-neoproterozoicos e corpos intrusivos do Neoproterozoico até Cambriano. Entre estes se ramifica uma rede de zonas de cisalhamento neoproterozoicas em forma de leque (com orientações variando de NE a EW) (Figura 3). Nesta configuração o Lineamento Transbrasiliano (N40E) representa o eixo principal a partir do qual as outras zonas de cisalhamento se desprendem (Chamani, 2015). Este grande mosaico com domínios de histórias crustais distintas (Santos *et al.* 2008) se presume constitui um bloco coerente de crosta continental desde finais do Neoproterozoico (Ganade de Araújo *et al.* 2014a). Ocorrem também dois tipos de *grabens*, os que apresentam sedimentos afetados pelo ciclo orogênico

Transamazônico (2.15-1.90 Ga) e o ciclo Orogênico Brasileiro/Pan africano (0.9-0.5), e os *grabens* que marcam a finalização do ciclo orogênico Brasileiro.

Associado às zonas de cisalhamento ocorre um sistema de *rifts* cambro-ordovicianos com preenchimento vulcano-sedimentar terrígeno, inicialmente classificados como depósitos molassoides. A Bacia do Parnaíba ocupa uma área de 600.000 km² cobrindo a parte ocidental da província (*e.g.* Castro *et al.*, 2014).

No estudo da tectônica da Província da Borborema tem sido chave a correlação com a contraparte Africana. Com base nas reconstruções da paleogeografia durante o estágio prévio à abertura do Oceano Atlântico, vários autores tem reconhecido a continuidade provável das zonas de cisalhamento da Província da Borborema na África norocidental. Entre estas o Lineamento de Pernambuco e a Zona de Falha Fouban (Camarões) (Fairhead & Maus 2003), o Lineamento de Senador Pompeu e a Falha de Ife-Ife na Nigéria (Cavalcante 2006) e o Lineamento Transbrasileiro com o Hoggar-Kandi desde o Togo até a Argélia (*e.g.* Caby, 1989; Chamani 2011; Cordani *et al.*, 2013; Santos *et al.* (2008); Trompette, 1994) (Figura 2). Adicionalmente outros autores (*e.g.* Vauchez *et al.* 1995) notaram condições de P-T similares para estas zonas de cisalhamento, argumento favorável à continuidade entre estas na América do Sul e na contraparte africana.

Figura 2 Correlações entre a porção nordeste da América do Sul e noroeste da África (Modificada Cordani *et al.* 2013)

Localizado na parte NW da Província da Borborema, a área de estudo deste trabalho faz parte do chamado Orógeno do Gondwana Ocidental, tendo com eixo central o Lineamento Transbrasiliano, e se estende desde Hoggar na África até o Brasil central (e.g., Caby, 1989; Trompette, 1994; Cordani *et al.*, 2013) e provavelmente até a Argentina (Chamani 2015).

Esta zona reativada em múltiplas ocasiões separa o domínio Médio Ceará do Domínio Ceará Central. Neste último Amaral (2010) datou rochas eclogíticas de 615 Ma, estas alinhadas aproximadamente com rochas de condições de alta e ultra alta pressão encontradas na África e datadas de 610-620 Ma. Ao longo do orógeno também são reconhecidas sucessões magmáticas e sedimentares que precedem o evento colisional e são interpretadas como remanescentes relacionados à subducção do oceano Pharusian -Goiás, que foi consumido antes da colisão (Caby *et al.*, 1991; Cordani *et al.* 2013, Ganade de Araújo *et al.* 2014a, b).

O entorno tectônico longe de ser completamente compreendido representa uma margem ativa evoluída possivelmente caracterizada por subducção profunda (Ganade de Araújo *et al.* 2015 a,b).

Ganade de Araújo *et al.* (2014a, 2014b) propõem a configuração atual da Província da Borborema como resultado de duas colisões, a primeira ao longo do Orógeno Gondwana Ocidental (620–600 Ma) e a segunda ao longo do Orógeno Sergipano (590-570 Ma). A interação das duas colisões levou à extrusão tectônica para NE da província ao longo da rede de zonas de cisalhamento (*strike-slip*) acompanhadas pela intrusão dos granitos sincinematicos. O Lineamento Transbrasiliano reativado como zona de cisalhamento lateral dextral permitiu a colisão da província contra o Cráton São Francisco, formando assim o Orógeno Sergipano (Ganade de Araújo *et al.*, 2014a).

Figura 3 Distribuição temporal e espacial dos granitoides na Província da Borborema. Adaptada de Ganade de Araújo *et al.* (2014a).

Adicionalmente Ganade de Araújo *et al.* (2014b) propõem que o Orógeno Gondwana conformou uma cordilheira de grande altitude que existiu entre 620 e 570 Ma e foi uma importante fonte e de grandes aportes de sedimentos. Estes foram conservados em bacias pós-colisionais de *foreland* e *seaways* ediacaranos. O sistema de grabens seria remanente do colapso orogênico, conservados usualmente a ocidente do orógeno.

O evento tectono-termal Brasiliano/Pan-africano esteve sempre acompanhado por forte magmatismo. Na Figura 3 estão representadas as diferentes fases de magmatismo relacionadas ao processo colisional. Adicionalmente mostra as idades U/Pb dos granitoides

e as idades de metamorfismo. De acordo com Ganade de Araújo (2014a) o limite temporal do magmatismo colisional é *ca.* 500 Ma, com base em idades de resfriamento Ar/Ar. Ganade de Araújo (2014a) interpretam atividade magmática mais intensa (*ca.* 580 Ma) associada à delaminação da crosta ocasionado pelo espessamento da raiz do orógeno. O magmatismo da fase tectônica tardia no Domínio Médio Coreau aconteceu entre 590 e 560 Ma, de acordo com Amaral (2012). No Rift de Jaibaras o estágio de magmatismo pós-colisional, representado pelas Suíte Magmática de Meruoca (granitoides tipo A), tem idade U/Pb em zircão de 523 ± 5 (Archanjo *et al.* 2009) e 532 ± 6 Ma (Fetter 1999). Porém, desde outro ponto de vista, estes granitos estão ligados ao desenvolvimento do *Rift* de Jaibaras e representam intrusões relacionadas ao *rift* e não produtos pós-tectônicos da Orogenia Brasiliana (Santos *et al.* 2008). A Tabela 1 resume as etapas do magmatismo associadas aos eventos colisionais.

Contexto Magmático	Magmatismo de arco, pré-colisional	Magmatismo sin-colisional I	Magmatismo post-colisional I; Magmatismo sin-colisional I.	Magmatismo pós-colisional relacionado à zonas de cisalhamento e com forte afinidade mantélica
Estágios da Orogenia Brasiliana 890-490 Ma	Fechamento Oceano Goiás-Pharusian	Colisão I – Orógeno Gondwana Ocidental c. 620-600 Ma	Colisão II - Orógeno Sergipano c. 590-580 Ma	Última reativação dúctil do LTB. c. 590–560 Ma 520 ± 3 Ma (*)
Bacias associadas (Classificação segundo Woodcock, 2004)	Bacias de Intraarco, periféricas.	Bacias periféricas de antepais,	Bacias post-colisionais com componentes de transcorrência.	Bacias distensionais ou de colapso orogênico

Tabela 1 Relações tectônicas do magmatismo com os eventos colisionais na Província da Borborema e bacias associadas. Sintetizado de Ganade de Araujo *et al.* 2014b). (*) Última reativação dúctil do LTB. Idade Ar-Ar em Muscovita (Santos *et al.* 2013).

A Bacia de Jaibaras estudada no presente trabalho ocorre nesta fase final, pós-colisional da Orogenia Brasiliana/Pan Africana, que foi marcada pela intrusão de granitos anorogênicos e formação de bacias distensionais tipo *rift* e deposição de sequencias vulcanoclásticas (Oliveira & Mohriak 2003, Teixeira *et al.* 2004). Estes sistemas de *rifts* tem chamado a

atenção dos cientistas durante muitos anos pois conservam depósitos vulcano-sedimentares análogos que ocorrem ao longo de toda a Placa Sul-Americana durante este período de tempo, chamado de *Estágio da Transição* por Almeida (1969).

2.1.2. *Estágio de Transição*

Tectonicamente, o Estágio de Transição compreende o intervalo de tempo entre o Ediacarano até o Ordoviciano Inferior a Médio (Teixeira *et al.* 2004) e foi caracterizado entre outros autores por Almeida (1969), Brito Neves (1984) e Almeida *et al.* (2000) como uma fase de convergência diacrônica dos blocos neoproterozoicos, com predomínio marcado da componente de deslocamento lateral ao longo de zonas de cisalhamento lineares, feições conectadas com processos tectônicos tais como impactogênese colisional, tectônica de escape (o caso da Província da Borborema), colapso pós-orogênico e magmatismo fissural. A conclusão destes processos, na transição cambro-ordoviciano, significou a estabilização do embasamento e a aquisição completa das condições de plataforma e assim a deposição da cobertura cratônica nas grandes sinéclises (Almeida *et al.* 2000). Esta base tem dirigido a linha de pensamento na compreensão dos sistemas de *rifts* ediacaranos a cambrianos na Placa Sul-Americana.

As bacias do estágio da transição ocorrem nas imediações orientais da Bacia do Parnaíba, na Província da Borborema, e nas imediações oriental e meridional da Bacia do Paraná, nos setores central e meridional da Província Mantiqueira (Teixeira *et al.* 2004). Estas se caracterizam pelo carácter terrígeno, imaturo textural e mineralogicamente, assim como o magmatismo ácido a intermediário e as desconformidades por vezes reconhecidas regionalmente (*e.g.* Teixeira *et al.* 2004). Os fundamentos desta interpretação provêm da observação dos depósitos e a correlação das *bacias da transição* conservadas embaixo das sinéclises paleozoicas e *rifts* mesozoicos. A definição deste estágio é resultado de uma extensa discussão iniciada por Almeida (1969) e que ainda está sujeita a atualizações e refinamento (Teixeira *et al.* 2004).

2.1.3. *O Sistema de rifts do Ediacarano a Cambriano na Província da Borborema*

Na Província da Borborema os *rifts* alongados com orientação geral NE-SW que afloram no Estado do Ceará e que por meio de evidências geofísicas foram identificados (ver Chamani 2011; Castro *et al.* 2014; Castro *et al.* 2016) sob a Bacia do Parnaíba, foram geneticamente diferenciadas por Brito Neves (1998) como bacias desenvolvidas ao longo de grandes zonas de cisalhamento, de caráter pós-colisional, extrusivas e de *pull-apart* (Jaibaras, Cococi/Rio Jucá, Sairi/Jaguarapi, Catolé/São Julião e Iara) (Figura 4). Neste mesmo intervalo de tempo ocorrem as bacias de antepaís e *piggy-back*, relacionadas com o Orógeno Sergipano (*e.g.* Lagarto Tobias Barreto). Os depósitos sedimentares análogos ao Grupo Jaibaras correspondem a ambientes predominantemente continentais de leques e planícies aluviais subaéreos que encontraram em ambiente lacustre espaço para construções deltaicas, sendo comum a sedimentação associada com vulcanismo fissural de natureza alcalina a toleítica. Adicionalmente, muitos deles estão intrudidos na porção basal (em referência à Sequência Alfa Inferior, ediacarana) por granitos anorogênicos de natureza alcalina a subalcalina (Teixeira *et al.* 2004).

Mais especificamente, o arcabouço das zonas de cisalhamento transcorrentes de direções NE-SW ou E-W se distribui da seguinte maneira: a Bacia de Jaibaras – Lineamento Sobral-Pedro II, a leste, e Café-Ipueiras, a oeste; Cococi/Rio Jucá – Zona de Cisalhamento Senador Pompeu; Iara – Lineamento Patos, ao norte, e Zona de Cisalhamento Cuncas, ramificação do Lineamento Patos, ao sul; Sairi – Zona de Cisalhamento Jaguarapi; e Catolé/São Julião – Zona de Cisalhamento Tatajuba. Estas estruturas tem sido reativadas de modo rúptil. A idade das estruturas (580 a 500 Ma, Ar/Ar (*e.g.* Féraud *et al.* 1992) mostra uma estreita relação espacial e temporal com a formação das bacias (Teixeira *et al.* 2004).

O segundo grupo de bacias tem origem na fase final da evolução do Cinturão Sergipano no SE da província. Estas depressões correspondem á bacias do tipo *foredeep*, antepaís (Lagarto Tobias Barreto) e *intradeep*. Os sedimentos que as preenchem são terrígenos clásticos de granulometria grossa que gradam lateralmente a rochas argilosas oxidadas de ambiente continental com algo de retrabalhamento marinho. Não foram registradas ainda associações com rochas vulcânicas. O termo bacias molássicas é correto neste caso já que a área fonte dos sedimentos era o Cinturão Sergipano na parte norte, que estava sendo deformado e elevado contemporaneamente com a deposição (Brito Neves *et al.* 1984).

Nestas bacias as principais características são uma tendência à assimetria, tanto longitudinal quanto lateral, em resposta à migração dos depósitos centrais devido ao movimento das transcorrências, mostrando fácies sedimentares com variações laterais abruptas, bem como discordâncias locais, episódios de rápida subsidência resultando em espessas séries sedimentares que apresentam também variações laterais expressivas (Texeira *et al.* 2004, Brito Neves *et al.* 1998).

Os traços tectônicos mais importantes se distinguem entre fases formadores e modificadoras da bacia. Geralmente a fase formadora foi identificada como do tipo transtraccional, que resulta em bacias *pull-apart*. Por outro lado, a tectônica modificadora (que ocorre em uma ou mais fases) depende da intensidade e quantidade de movimentos transpressivos ao longo das zonas de cisalhamento, gerando o dobramento descontínuo ou idiomórfico (Kingston *et al.* 1983) e até metamorfismo de baixo grau (Brito Neves 1998).

A Sequência Alfa Inferior preenche as bacias do estágio da transição. Esta atinge uma espessura calculada em seções superficiais de 2600 m na Bacia de Jaibaras (Costa *et al.*, 1973) e de 3000 m na Bacia de Cococi (Texeira *et al.* 2004). A espessura da Sequência Alfa Inferior é de 450 m na Bacia de Jaibaras (Costa *et al.*, 1979). Castro *et al.*, (2016) reportaram valores de espessura obtidos com métodos geofísicos de 3500 m durante o Cambro-Ordoviciano.

Figura 4 Mapa esquemático do NE brasileiro. Em cinza obscuro as calhas Cambro-Ordovicianas: 1. Jaguarapi; 2. Jaibaras; 3. Cococi; 4. São Julião; 5. São Raimundo Nonato; 6. Correntes; 7. Monte do Carmo. (Castro et al. 2016).

2.1.4. Lineamento Transbrasiliiano/Sistema de Falhas Transbrasiliiano

O Lineamento Transbrasiliiano como estrutura linear de escala continental foi definido por Schobbenhaus (1975). Esta estrutura linear atinge 7400 km de comprimento, com base nas interpretações da continuidade na contraparte africana entre a Argélia e a costa de Togo, e em território argentino (Chamani 2015).

O sentido de deslocamento tem sido ao longo da sua história predominantemente dextral (e.g. Chamani 2011).

Esta estrutura continental representa na superfície um extenso sistema de falhas, que por evidências a partir de dados geofísicos e com base na atividade magmática associada tem uma raiz profunda que atinge níveis mantélicos (Cordani et al. 2013; Feng et al. 2007). As estruturas associadas tem uma longa história de evolução durante o Fanerozoico (Destro et al. 1994). Como anomalia litosférica térmica e mecânica da litosfera influencia a sismicidade (Chamani 2011, 2015), o transporte de fluidos e a tectônica de bacias.

Mais recentemente a estrutura foi reconhecida e delineada na porção centro-sudoeste da Bacia de Paranaíba, com base em evidências geofísicas, como uma forte anomalia negativa (Fairhead & Maus 2003, Chamani 2011). Na tomografia sísmica anomalias da onda S a 150

km de profundidade evidenciam o afinamento da litosfera que deixa mais próximo o manto da superfície (*e.g.* Chamani *et al.* 2011). O mapa de espessura elástica efetiva da litosfera (T_e) no território brasileiro (Bizzi & Vidotti 2003) mostra uma zona de baixos valores de T_e , e portanto de litosfera mecanicamente mais fraca, acompanhando o *trend* do LTB (Chamani 2011).

Fairhead & Maus (2003) interpretaram a descontinuidade evidenciada nas anomalias de baixa amplitude como o limite que separa o Cráton da Amazônia, a noroeste, dos terrenos a sudeste. De outro lado autores como Ganade de Araújo *et al.* (2014a, 2014b) propõe o Lineamento Transbrasiliano como uma sutura associada à colisão do Bloco Parnaíba, elemento que se estende a partir do Cráton Amazonas- África Ocidental, e o antigo embasamento da Província da Borborema. Durante o segundo evento colisional, ao longo do Orógeno Sergipano, o LTB é concebido como uma borda de placa transcorrente com sentido dextral que permitiu o escape. Uma rotação anti-horária da Província da Borborema relativa ao Cráton São Francisco, associada com deformação dúctil interna dos seus domínios tectônicos (Ganade de Araújo *et al.* 2014a), foi proposta para explicar o mecanismo de extrusão do bloco para NE, como alternativa a uma reativação sinistral do Lineamento Transbrasiliano em 590-580 Ma, que não tem sido documentada.

Brito Neves & Cordani (1991) consideram o Lineamento Transbrasiliano uma sutura unindo um domínio “Pré-Brasiliano”, a NW, e um domínio “Brasiliano”, a SE. Porém Ganade de Araújo *et al.* (2012), baseados em análises de proveniência de zircões detríticos, mostram que a base do Grupo Martinópolis, do Domínio Médio Coreau, apresenta um padrão semelhante às rochas do Domínio Ceará Central, o que sugeriria que “o Lineamento Transbrasiliano não representa uma sutura ou limite de terreno mas uma grande zona de cisalhamento relacionada à colisão”. Ressaltam que o entorno geológico corresponde a uma margem ativa de longa atividade.

Chamani, (2011) documenta as várias reativações do Lineamento Transbrasiliano durante o Fanerozoico. No Cambro-Ordoviciano (Oliveira, 2001) e no Siluriano-Devoniano (Carvalho, 2011) a sua atividade influenciou a formação das bacias de Jaibaras e Água Bonita, respectivamente. O terceiro episódio ocorreu no Cretáceo, durante a abertura do Atlântico (Alvarenga *et al.* 1998).

Esta estrutura representa na área de estudo a zona de cisalhamento dextral que delimita a borda SE da Bacia de Jaibaras e é localmente denominada Falha Sobral-Pedro II. As estruturas seguem o *trend* principal do Lineamento, N40E. É possível seguir o seu traço por baixo da bacia paleozoica do Parnaíba (Figura 4).

2.1.5. A Bacia de Jaibaras e os rifts precursores da Bacia do Parnaíba

Os mecanismos que levaram a prolongada subsidência da bacia intracratônica do Parnaíba não são ainda completamente compreendidos. Castro *et al.* (2016), a partir de uma ampla base de dados geofísicos (aeromagnetometria, aerogravimetria e sísmica) e dados de poços, mapearam as estruturas tipo *graben* que jazem sob a Bacia do Parnaíba. Eles descrevem um embasamento altamente heterogêneo que inclui bacias alongadas tipo aulacógeno do Neoproterozoico e granitos anorogênicos que interferem fortemente com as assinaturas magnéticas e gravimétricas. Assim o mapeamento só pode ser corrigido ao correlacionar com perfis sísmicos e poços.

Figura 5 Mapa da Bacia do Parnaíba com representação do sistema de grabens no assoalho da bacia identificado na geofísica. Segundo Castro *et al.* (2016)

Castro *et al.* (2016) descrevem três domínios tectônicos dentro da bacia (Figura 6). O domínio oriental é composto pelos *rifts* de direção NE-SW que foram controlados pelas zonas de cisalhamento brasileiras, principalmente o Lineamento Transbrasiliano, no limite entre o denominado Bloco do Parnaíba e a Província da Borborema (Figura 5). A reativação das antigas zonas de cisalhamento num campo de esforços distensivo na direção N-S (Ediacarano a Ordoviciano), causado pela transtração oblíqua, gerou uma zona alongada de *rifts*, de 150 km de largura. Ao longo do Lineamento Transbrasiliano ocorre um graben central, simétrico de 30 km de largura. Dentro deste domínio estão as bacias de Jaibaras e Jaguarapí, na borda norte da Bacia do Parnaíba, e as bacias de Água Bonita e Piranhas, que estão a 1000 km da borda sul da Bacia do Parnaíba, seguindo ainda o traço do Lineamento Transbrasiliano (Brito Neves *et al.*, 1984).

O domínio sul-central corresponde a uma zona de *rifts* NW-SE ortogonais às foliações regionais do Bloco Parnaíba. Estas foliações teriam sido geradas por distensão de cisalhamento puro.

O domínio tectônico norte é caracterizado por algumas falhas normais e reversas que resultam da deformação pós-*rift*. Os dados sísmicos não mostram evidência do rifteamento cambro-ordoviciano.

No mesmo artigo, mediante o emprego de curvas de subsidência obtidas de poços e sísmica, Castro *et al.* (2016) calculam uma taxa de sedimentação de 35 m/Ma. Diferentemente de Oliveira & Mohriak (2003) eles atribuem a geração do espaço de acomodação não somente à subsidência termal mas também à subsidência mecânica por reativação de falhas.

A fase pós-*rift* que começou no Ordoviciano tardio se caracterizou por uma diminuição relativa da taxa de subsidência.

Durante o Carbonífero tardio a subsidência termal desacelerou ocasionando a estabilização da bacia cratônica e a deposição de sequências sedimentares associadas a vulcanismo durante o Jurássico e Cretáceo. A deposição destas unidades pode estar relacionada com a deformação litosférica resultante da abertura do Atlântico equatorial.

Castro *et al.* (2016) notam que houve mecanismos secundários que foram capazes de modificar a prolongada subsidência termal e os campos de stress, porém eles descartam um fluxo do manto como mecanismo principal por falta de evidência geológica e geofísica.

Concluem, em concordância com Brito Neves (1984) e Oliveira & Mohriak (2003), que os depósitos da Bacia do Parnaíba correspondem a uma fase relacionada a um *sag*. Porém afirmam que pelo menos duas fases de *rift* precederam o estágio de *sag* e adicionam que a deposição relacionada ao *sag basin* esteve também controlada pela reativação de falhas de *rift*.

Vários autores (e.g. Oliveira & Mohriak, 2003) fizeram referência a outros *sag basins* em Norte América, África e Sul América que apresentam também uma fase de *rift* previa.

2.2. Evolução tectono-sedimentar e geodinâmica da Bacia de Jaibaras.

A Bacia de Jaibaras é um *graben* alongado que segue o *trend* do Lineamento Transbrasiliano. Sua borda NW é delineada pela Falha Café-Ipueras, que separa o preenchimento vulcano-sedimentar do *graben* do embasamento pré-cambriano e dos dois batólitos de Meruoca e Mucambo, já referidos anteriormente. O preenchimento vulcano-sedimentar do *graben* repousa discordantemente sobre os calcários dobrados do Grupo Ubajara, correspondentes à fase *pre-rift* ou de bacia de *foreland*.

Oliveira (2001) e Oliveira & Mohriak (2003), com base na cartografia do embasamento, interpretações alternativas das estruturas profundas captadas nas imagens sísmicas, assim como na análise petrogenética dos eventos magmáticos e as interações espaciais e temporais entre o preenchimento sedimentar e magmático, interpretam a evolução geodinâmica do *Graben* de Jaibaras. Em termos gerais os autores relacionam o entorno tectônico infrajacente do Grupo Ubajara e da suprajacente Bacia do Parnaíba como um sistema geneticamente relacionado, compreendendo a evolução de um *rift* para um *sag basin*.

O embasamento do *graben* e as zonas de cisalhamento que o caracterizam influenciaram de forma importante a origem e a evolução da bacia. Vários autores (e.g. Brito Neves *et al.* 1984) reconheceram a influência das reativações das zonas de cisalhamento pré-cambrianas durante a instalação do *rift* e ainda durante a evolução paleozoica do *sag basin* do Parnaíba. Estas reativações originaram feições morfotectônicas normais e de *strike* com *trend* NE-SW e NW-SE no assoalho e dentro da Bacia do Parnaíba (e.g. Chamani, 2011).

A evolução do *rift* teria começado com uma litosfera engrossada pela Orogenia Brasileira e perturbada por anisotropias profundas na litosfera. Na interface manto-litosfera provavelmente estavam ocorrendo processos de *mantle decoupling* (Oliveira & Mohriak, 2003).

Não é muito claro quais processos geodinâmicos ocorreram no intervalo de tempo entre o final da Orogenia Brasileira e o início do rifteamento. Ganade de Araújo *et al.* (2014b) descrevem um entorno tectônico de *foreland* que resultou no dobramento do Grupo Ubajara. Oliveira & Mohriak (2003) descrevem dois cenários possíveis. No primeiro cenário o começo do campo de esforços distensional estaria marcado pela segregação inicial do fundido e a consequente intrusão do enxame de diques de Coreaú e a subsequente colocação do plúton de Mucambo (idade de cristalização 532 Ma, Fetter *et al.* 1999) através das zonas de cisalhamento preexistentes reativadas como falhas rúpteis. Estes fenômenos teriam desencadeado uma perturbação termomecânica em profundidade. O segundo cenário possível estaria caracterizado pelo soerguimento da astenosfera, que teria causado fusão na base da litosfera, e o fundido teria migrado na litosfera alimentando *sills* na crosta inferior e ocasionando *underplating*. Este fenômeno levou à geração de magmas silicosos e à colocação dos corpos graníticos.

Os esforços distensionais na litosfera ocasionaram no estágio seguinte a reativação normal das descontinuidades e o levantamento das ombreiras do *rift*, criando assim uma estrutura de *proto-rift*. A continuidade destes esforços distensivos na astenosfera e na litosfera ocasionaram colapso mecânico ao longo das zonas de fraqueza preexistentes, consolidando-se assim uma estrutura de *rift* bem desenvolvida (Oliveira & Mohriak, 2003). Neste estágio começa o preenchimento do *rift* com material proveniente das ombreiras elevadas e das áreas soerguidas herdadas da orogenia, provavelmente o Arco de Santa Quiteria (Araújo *et al.* 2012), que resultou na deposição dos conglomerados polimícticos da Formação Massapê, nas vizinhanças das bordas de falha, e dos arenitos arcosianos da Formação Pacujá, mais distalmente, no intervalo Ediacarano-Cambriano.

A interface elevada da litosfera-astenosfera e o consequente aumento do gradiente geotérmico determinou a extrusão de basaltos, por decompressão adiabática, dentro do *rift* (Formação Parapuí). Este fenômeno junto com o latente *underplating* teria gerado a fusão

dos magmas silicosos relacionados à intrusão do plúton de Meruoca (Oliveira & Mohriak, 2003).

Nas fases finais, o intenso levantamento e erosão das ombreiras do *rift* expuseram rochas metamórficas de alto grau do embasamento. Um novo pulso tectono-sedimentar, em associação com a atividade vulcânica, resulta na deposição dos conglomerados e brechas (*lahars*) da Formação Aprazível, no Ordoviciano Médio (Oliveira & Mohriak, 2003).

O *Rift* Jaibaras foi abortado como consequência do reequilíbrio termal da litosfera, cristalização do *underplating*, mudanças no regime de *stress* e contração litosférica. Estes fenômenos causaram a inversão da calha, com o leve dobramento das unidades. Também aceleraram a subsidência termal que a partir desse momento foi episódica, determinando os pulsos de sedimentação e vulcanismo da Bacia do Parnaíba e a presença das grandes inconformidades (Oliveira & Mohriak, 2003).

Costa *et al.* (1979) reconhecem uma compartimentação e subsidência diferencial entre a parte norte e sul da bacia. Na parte central e norte a sedimentação da Formação Pacujá ocorreu em um ambiente mais profundo e portanto mais redutor, razão pela qual os lamitos e arenitos apresentam cores esverdeadas.

Quadros (1995), na sua análise estrutural, conclui que os padrões de dobramentos de interferência são produto da inversão da bacia, originados durante um evento transcorrente sinistral de natureza rúptil-dúctil. Descreve núcleos dômicos com eixos principais N45E e N45W. Adicionalmente, descreve estruturas compressionais oblíquas às zonas de cisalhamento limítrofes da bacia e interpreta que são resultado da fraca inversão que esta sofreu durante o Eopaleozoico, relacionada à transpressões durante cisalhamento sinistral, com eixo compressivo orientado segundo a direção NNE-SSW. Neste aspecto concorda com Nascimento & Abreu (1994). Quadros (1995) também reporta na Formação Aprazível falhas transferentes de orientação N60W, e descreve basculamento para SE dos blocos devido a um campo de esforços distensivo NW-SE atuante a partir do Ordoviciano.

Oliveira (2001) interpreta o contexto geodinâmico da bacia com base no eventos magmáticos nela ocorridos. Inicialmente a intrusão do enxame de diques de Coreaú determinaria o campo de esforços atuante durante a nucleação da bacia, quando σ_3 estaria na direção NW-SE, quase

perpendicular ao *graben*. O autor considera que provavelmente os corpos graníticos de Meruoca e Mucambo intrudiram sob mecanismos de colocação muito similares, dado que esta ocorreu ao longo da mesma anisotropia preexistente. Reconhece também que um pequeno componente transcorrente sinistral é necessário para explicar a colocação desses corpos graníticos em Jaibaras. Os mecanismos plausíveis para a intrusão desses corpos ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes no Graben de Jaibaras são: *releasing bends*, ou fraturas Riedel, terminação distensional da zona de cisalhamento, pontes distensionais ligando dois segmentos direcionais, espaços romboédricos formados a partir de movimentos contrários entre duas falhas direcionais, grandes *tension gashes* geradas durante a movimentação horizontal da falha. Finalmente Oliveira (2001) indica que a intrusão do corpo de Mucambo foi mais ativa e mais profunda comparada ao de Meruoca, já que este encontra-se associado a falhas reversas na rocha encaixante e devido ao fato de ter sido cortado por falhas normais delimitadoras do *rift*. Adicionalmente, Meruoca apresenta uma geometria facilmente associável com a movimentação transcorrente.

Esta revisão mostra que a Bacia de Jaibaras ainda não foi objeto de estudos específicos voltados à análise estrutural, de modo a caracterizar a evolução dos campos de esforços e relacionar as diferentes famílias de falhas e estruturas da deformação (dobras e diques) às fases de evolução da bacia. Desta forma, no presente trabalho pretende-se efetuar a análise estrutural mais ampla, tentando relacionar com mais detalhe as estruturas a cada fase de evolução do *rift*, tendo em conta os processos de sedimentação, litificação e magmatismo. Pretende-se aprofundar na compreensão dos mecanismos tectônicos que levaram à formação e evolução da bacia, contribuindo para a discussão da sua classificação e possivelmente também do *sag basin* do Parnaíba.

2.2.1. Trabalhos prévios sobre a Bacia de Jaibaras e a sua classificação

Kegel *et al.* (1958) e Winge (1967) são os estudos clássicos de reconhecimento e Cobra (1963) constitui o trabalho de estabelecimento da coluna estratigráfica adotada atualmente para a Bacia de Jaibaras.

Oliveira & Mohriak (2003) resumem amplamente a história da classificação da bacia, antes referida como *graben* ou *graben* assimétrico, *graben* com preenchimento molássico, bacia intermontana preenchida por depósitos molássicos, depósitos molássicos acumulados durante a Orogenia Brasileira, bacia de *pull-apart*, rombograben e impactógeno, e apresentam sua proposta de classificação como *rift*, desvinculando sua origem de um entorno tectônico compressivo ou de *strike-slip*. Para estes autores a formação do *rift* estaria relacionada à reativação das descontinuidades da litosfera durante o início do Cambriano, quando o contexto paleogeográfico era provavelmente de fragmentação e rifteamento do Gondwana Ocidental. Também trazem novos argumentos a favor da ideia de Brito Neves *et al.* (1984), de um sistema que relaciona o *rift* de Jaibaras com o sag basin de Parnaíba.

Kegel *et al.* (1958) foram os pioneiros a considerarem os sedimentos do Grupo Jaibaras como geneticamente relacionados às fases terminais de uma orogenia. O termo bacia molassoide começou a ser utilizado com frequência por outros autores (Cobra, 1963; Costa *et al.* 1979; Jardim de Sá, 1994; Torquato, 1996). Oliveira & Mohriak (2003) restringiram o termo molassoide para as situações nas quais as bacias estão geneticamente relacionadas à orogenia, já que para a Bacia de Jaibaras não haveriam evidências suficientes a demonstrar que a deposição foi coetânea com a elevação da área fonte.

Mediante a realização de mapeamento geológico de detalhe, com a finalidade de estabelecer o grau de influência da Orogenia Brasileira, Jardim de Sá *et al.* (1979) e Gorayeb (1988) contribuem na compreensão da geodinâmica, focando na relação entre os processos sedimentares e magmáticos da bacia.

Abreu *et al.* (1993), Gorayeb *et al.* (1993) e Quadros (1995) fazem a primeira referência à calha da bacia como parte de um sistema intracratônico continental reconhecendo a ampla distribuição dos sedimentos de Jaibaras. Reconhecem também a continuidade tectonoestratigráfica entre o Grupo Ubajara e a Bacia de Jaibaras.

Nascimento & Gorayeb (2004) realizaram estudo geoquímica da Suíte Parapuí e um mapeamento detalhado desta unidade. Oliveira (2000, 2001) elaboraram um modelo de evolução geodinâmica do *rift* a partir das relações verificadas entre a sedimentação e magmatismo.

Ganade de Araujo *et al.* (2011, 2012, 2014a, 2014b) apresentam um modelo de extrusão tectônica e oferecem um novo significado ao Lineamento Transbrasiliano, como evidência da zona de sutura do Orógeno Gondwana Ocidental. Neste quadro caracterizam a Bacia de Jaibaras como uma estrutura de *rift*, produto do colapso tectônico deste orógeno, em concordância com Cordani *et al.* (2013).

Na Província Mantiqueira, sudeste do Brasil, ocorre um sistema de rifts análogo, para o qual a análise do preenchimento sedimentar, estrutural e determinação de paleoesforços permitiu concluir sobre a unidade dos blocos em colisão ao redor de 600 Ma, identificando uma origem comum para o sistema de *rifts* associado a uma sutura de 1500 km, na qual a tectônica formadora das bacias foi determinada como puramente distensiva, enquanto a tectônica transcorrente foi determinada como uma componente de reativações posteriores (Almeida *et al.* 2010, 2012). Para este sistema de rifts, vários autores (Almeida *et al.* 2010, Fambrini 2003; Fragoso-Cesar *et al.* 2000; Fragoso-Cesar 2008; Janikian 2001, 2004,) desvinculam o evento de rifteamento regional da orogenia e reconhecem a coetaneidade com o magmatismo intrusivo tipo A.

Uma compreensão conjunta dos processos ocorridos no embasamento e nas rochas que preenchem este tipo de bacias é necessária para avançar na discussão sobre este complexo período de tempo da história geológica da Plataforma Sul-americana. No caso da Bacia de Jaibaras uma compreensão da sua origem e evolução está ligada à natureza e movimentação do Lineamento Transbrasiliano.

Figura 6 Tabela de paleotensões regional

CAPITULO III

3.1. Litoestratigrafia

3.1.1. Embasamento

Na porção norte da Província da Borborema os domínios Ceará Central e Médio Coreaú estão separados pelo Sistema de Falhas Transbrasiliano. O Domínio Médio Coreaú é composto por: 1) ortognaisses cinza do início do Paleoproterozoico e migmatitos do embasamento do Complexo de Granja; 2) Unidade Saquinho, sequencia vulcano-sedimentar do Paleoproterozoico tardio; 3) os grupos neoproterozoicos Martinópolis e Ubajara; 4) os granitoides pós-colisionais Chaval e Tucundaba (ca. 530 Ma), e os granitoides de Meruoca e Mucambo (ca. 530) (Santos *et al.* 2008).

O Domínio Ceará Central é composto por: 1) vestígios arqueanos de tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG), unidades do Complexo Cruzeta; 2) ortognaisses félsicos a intermediários de alto grau do início do Paleoproterozoico (2.1-2.2 Ga) e migmatitos, incluindo rochas supracrustais associadas da unidade Algodões (Fetter *et al.* 2000; Martins *et al.*, 2009); 3) rochas supracrustais de alto grau do Proterozoico a Neoproterozoico do Complexo do Ceará (*e.g.* Arthaud 2007; Arthaud 2008); 4) Grupo Novo Oriente (Ganade de Araujo *et al.* 2010); 5) granitoides e migmatitos do Complexo Tamboril-Santa Quitéria (Fetter *et al.*, 2003; Arthaud *et al.*, 2008); e 6) granitoides pós-colisionais a anorogênicos do Neoproterozoico ao Ordoviciano (Castro *et al.*, 2012; Fetter, 1999). O Complexo de Granja encerra metatexitos, orthognaisses de composição tonalítica a granodiorítica e rochas de alto grau como kinzigitos, charnockitos e enderbitos (*e.g.* Santos *et al.* 2008). Idades de 2.35-2.27 e 2176 ± 21 representam metamorfismo de fácies granulítica de idade Brasiliana. O Lineamento Transbrasiliano é entendido como uma sutura e separa terrenos pré-Brasilianos, não afetados pela Orogenia, a NW, de terrenos alóctones acrescidos e afetados pela Orogenia Brasiliana.

3.1.2. Formação Massapê

A Formação Massapê representa a seção basal do Grupo Jaibaras, repousando em contatos falhados sobre o embasamento paleoproterozoico, tal como ocorre na Falha de Massapê (Costa *et al.* 1979). Com a unidade superior do Grupo Ubajara o contato é discordante, erosivo, como ocorre na área de Aprazível (Oliveira, 2001). Na capa o

contato é normal e gradacional com a Formação Pacujá. Se apresenta em bancos espessos e atinge até 1 km de espessura ao NW de Santana do Acarau na parte N da bacia, porém os dados de espessura reportados por Costa *et al.* (1979) variam amplamente sendo da ordem de 200 – 100 km na parte centro e sul da mesma.

A Formação Massapê é constituída de “conglomerados polimicticos e arenitos grossos intercalados com corridas de detritos e fluxos de lama depositados em leques aluviais e localmente restringida a bordas de falha” (Oliveira & Mohriak, 2003). Os conglomerados são geralmente sustentados por clastos, mal selecionados, com seixos angulosos a subarredondados de quartzito, gnaiss, filitos e xistos do embasamento e também fragmentos do Grupo Ubajara. A matriz é “argilo-arcoseana, marrom avermelhada, micácea com alto grau de diagênese” (Costa *et al.* 1979; Danni, 1972; Mabesoone *et al.*, 1971; Mello, 1978).

3.1.3. Formação Pacujá

A Formação Pacujá repousa concordantemente sobre os conglomerados da Formação Massapê mediante passagem gradativa e interdigida das fácies típicas de ambas unidades. É recoberta discordantemente pelas lavas da Formação Parapuí, os conglomerados da Formação Aprazível e os arenitos e conglomerados da Formação Serra Grande” (Costa *et al.* 1979). Se assume que grande parte da seção superior da formação foi erodida, sendo difícil estimar a sua espessura total.

A Formação Pacujá é composta de arenitos arcoseanos e micáceos, grauvacas, folhelhos micáceos e leitos conglomeráticos, nos quais predominam cores escuras, roxo-avermelhadas. Costa *et al.* (1979) descreveu a unidade como uma "sucessão de de bancos decimétricos bem estratificados de composição variando desse arenito fino micáceo até típicos arcoseosa ou grauvacas líticas”. Esta formação ocorre quase que exclusivamente no interior de grabens associados aos grandes sistemas de falhamento transcorrentes. Suas espessuras, segundo Costa *et al.* (1979), é muito variável: 430 m em Pacujá, 185 m em Aprazível, 115 m em Massapê e 1275 m em Riacho Cajazeira.

A porção sul da área de ocorrência desta formação, entre os povoados de Aprazível e Pacujá, é caracterizada por uma “monótona sucessão de arenitos finos, arcoseanos micáceos e arcósios sílticos de cor castanha-arroxeadas avermelhadas(...) e ocorrência eventual de típicos folhelhos micáceos” (Costa *et al.*, 1979). Costa *et al.* (1979) interpreta

estas litologias como representativas de condições de sedimentação relativamente mais tranquila.

Na área de Massapê se destaca a ocorrência de horizontes conglomeráticos em níveis de 2-3 metros, polimícticos, intercalados nos bancos de arenitos. Nesta área predomina a fácies de arenitos litofeldespáticos com feições conglomeráticas. (Costa *et al.* 1979).

Entre Sapó e Mutambeiras (parte norte do Serrote de Madeiro na margem direita do Rio Acaraú) ocorrem “rochas escuras com matriz cinza esverdeado sem qualquer plano de estratificação e com elementos clásticos milimétricos caoticamente distribuídos na matriz”. (Costa *et al.* 1979). Nas observações ao microscópio não foi observado material vulcânico nestas rochas. Estas parecem ocupar, de acordo com Costa *et al.* (1979), uma posição basal na Formação Pacujá e ocorrem somente nas localidades onde o conjunto Massapê-Pacujá atinge as maiores espessuras. Provavelmente representa área de maior subsidência que permitiu um ambiente de sedimentação redutor.

Costa *et al.* (1979) destacam um ambiente com característica de erosão severa e condições fortemente oxidantes na maioria da bacia. Quadros (1995), mediante análise faciológica, identifica cinco litofácies: arenitos finos/siltitos intercalados com pelitos, brechas vulcanoclásticas, arenitos finos a médios com laminação plano paralela, arenitos com seixos vulcanoclásticos e rochas vulcânicas e subvulcânicas. Predomina na bacia uma intercalação rítmica de arenitos de cor marrom a roxo, finos a muito finos/siltitos, com pelitos. Os arenitos se apresentam em bancos decimétricos a métricos com contatos bem definidos e gradação normal. A composição é arcossiana e micácea. Na base apresentam intraclastos de pelitos. No topo exibem laminação plano-paralela, laminação cruzada truncante de baixo ângulo ou cruzada *micro-hummocky* (laminação cruzada-cavalgante) (Quadros, 1995), localmente laminação convoluta, estruturas de carga ou escape de fluidos (Figura 2). Ocorrem também marcas onduladas assimétricas e simétricas com cristas retas a levemente sinuosa (Quadros 1995).

O ambiente deposicional é interpretado por Quadros (1995) como lacustre, com atuação de fluxo oscilatório de alta energia pela ação de ondas, com base na presença de laminação cruzada *micro-hummocky* (Figura 2), segundo Einsele & Seilacher (1991), também observada no presente trabalho. Quadros (1995) considera que a origem dos tempestitos pode ser sísmica. Uma outra fonte de impactos geradores de ondas pode estar relacionado à atividade piroclástica acompanhada de grandes quantidades de água, como ocorre em

entornos vulcânicos glaciais pelo desprendimento de grandes blocos de gelo ou de bombas ejetadas durante as erupções.

As datações Rb/Sr disponíveis para a Formação Pacujá indicam uma idade 535 ± 27 Ma (Novais *et al.* 1979). Barroso *et al.* (2014) sugerem informalmente o Membro Arenito Contrafogo, depositado discordantemente sobre os arenitos vermelhos da Formação Pacujá. Para a fauna ediacarana encontrada neste membro os autores inferem uma idade de ao menos 560 Ma, porém as espécies de icnofósseis extenderiam a formação para o Cambriano. No presente trabalho reporta-se a ocorrência de possíveis fósseis similares no açude de Jaibaras, numa posição estratigráfica mais baixa.

Figura 1 - a) Marcas de onda assimétricas de pequeno porte em siltitos marrom-arroxeados e gretas de contração sobrepostas, b) Micro-hummocky, c) marcas onduladas de porte médio sinuosas a linguóides, d) possíveis fósseis discoidais (Medusinites?), e) laminação convoluta, f) fissura provavelmente hidrotermal e manto microbial associado, g) pingos de chuva no topo de arenito, h) turboglifos? Ou possíveis fósseis (braquiopodes?).

Figura 2 - Litofácies de arenitos finos intercalados com pelitos num contexto deltaico. Observam-se bancos decimétricos tabulares migrando a feições acanaladas. Na base das camadas ocorrem estruturas de carga e escape de fluidos. No interior das camadas ocorre deformação interna sin-sedimentar.

A atividade vulcânica contemporânea à sedimentação da Formação Pacujá se manifesta em diversas fácies (Figura 3, 4), como arenitos com seixos vulcanoclásticos tanto ácidos como básicos, litofácies com rochas vulcânicas e subvulcânicas e brechas vulcanoclásticas (Quadros, 1995).

Nos depósitos da Formação Pacujá é possível achar fragmentos autoclásticos, piroclásticos e epiclásticos de acordo com a classificação de Fisher (1960). Isto quer dizer que é possível achar fragmentos produzidos durante o movimento de magmas, produzidos, transportados e depositados durante explosões vulcânicas, e fragmentados e transportados por outros processos como fluxos de lama, correntes de água. Também há evidências de atividade hidrotermal tardia como brechas e veios de calcita.

Figura 3 - a) arenito com seixos vulcanoclásticos epiclásticos, b) dique de rocha básica intrudindo sedimentos não consolidados evidenciado em clastos com bordas alteradas c) brecha hidrotermal com preenchimento de calcita, d) feição semelhante a uma pillow lava que atesta o contato da lava com água ou gelo (peperita), e) dique riolítico intrudindo arenito, f) veio de calcita em arenito. A atividade magmática faz parte da Formação Parapuí que ocorreu de forma sincrônica com a deposição da Formação Pacujá.

Costa *et al.* (1979) descreve que a Formação Pacujá aparece seccionada em blocos geralmente basculados com mergulhos entre 20° e 30°, com direção NW e SE. Descrevem também o sinclinal amplo que ocorre na parte central do graben (região de Sobral) como produto do estreitamento deste entre o stock de Meruoca e o embasamento cristalino. Adicionalmente interpretam a formação desta dobra como provável produto de uma reativação do Lineamento Sobral Pedro II. O mesmo evento teria causado fraturas de distensão subverticais com orientação NE-SW e NW-SE.

Na Figura 4 o afloramento de um fluxo piroclástico ou *lahar* que foi posteriormente verticalizado, mostra estruturas de queda dos piroclastos sobre o substrato semifluído, assim como estruturas dobradas de deslizamento indicando a direção do paleofluxo. A forma aerodinâmica e as bordas irregulares das bombas mostram que estas não se encontravam completamente solidificadas durante a deposição, razão pela qual denomina-se de lahar sin-eruptivo ou vulcaniclástico primário (Fisher, 1960). A densidade do aglomerado é média, textura que evidencia a abundante presença de água durante o transporte. Esta pode estar relacionada com a erupção próxima a um casquete glacial.

Figura 4 - Litofácies de brechas vulcânicas da Formação Pacujá: a) interpretação verticalizada da fotografia b) linha preta mostra escala de 1.50 m, b) afloramento de fluxo piroclástico ou lahar, com bombas de até 5 metros de riólitos sobre camadas de arenitos grossos, lapilli e cinzas, c) bloco de um fragmento piroclástico com as estruturas de caída

conservadas no substrato fluido, d) bomba de riólito e estruturas dobradas de deslizamento na parte frontal mostrando a direção do paleofluxo.

Critérios na classificação do grau de consolidação nas rochas da Formação Pacujá

Na Formação Pacujá foram observadas estruturas de deformação que ocorreram em distintos estágios do processo de litificação da rocha. Na tabela 1 se mostra um resumo destas estruturas com relação ao grau de consolidação.

Estruturas	Consolidação		
A. Estruturas que ocorrem durante a sedimentação.	<p>Critérios: contato erosivo na base da camada de arenito cortando a dobra/estrutura de slump.</p> <p><i>Onlap</i></p>
B. Falhas que se desenvolvem da compactação diferencial. Estruturas de escorregamento.	Consolidação moderada
C. Falhas Pós-deposicionais com amplos espelhos de falha e vários eventos de reativação.	Estado completamente litificado.

Tabela 2 Deformação e grau de consolidação da rocha.

Na escala microscópica foi possível diferenciar os distintos mecanismos atuantes em relação ao estágio de litificação da rocha. Na Figura 5 é possível observar feições contrastantes entre a deformação sin-sedimentar (lâminas a e c) e pós-litificação (lâminas

b e d). Na lâmina a se observam bandas de filossilicatos alinhados pelo fluxo do sedimento no meio aquoso assim como os grãos de quartzo levemente orientados. As amostras da parte central da bacia, LTB 167, representadas nas lâminas b e d apresentam em comparação com as amostras do sul da bacia menor porosidade. Isto indica que as amostras na estação LTB 167 sofreram um processo de compactação tectônica que não ocorreu na parte sul da bacia. Na lâmina b a seta indica uma banda de cataclase (onde ocorre fraturamento dos grãos, dissolução por pressão e recristalização do quartzo). Ao comparar as lâminas c e d é possível notar que os grãos nesta última se diferenciam da c pois apresentam contatos suturados e por vezes côncavo-convexos. Na lâmina c o empacotamento é muito menor.

Figura 5 - Fotografias de lâminas delgadas da Formação Pacujá: a) e c) correspondem a uma amostra da estação LTB 189 (no sul da bacia) e b) e d) da estação LTB 167 (no centro da bacia). As duas primeiras mostram deformação da rocha numa estrutura de slump (deformação pré-litificação) na qual é possível observar bandas de filossilicatos orientados. As lâminas b) e d) mostram feições de deformação pós-litificação, como bandas cataclásticas.

Atividade magmática

Quatro manifestações magmáticas ocorreram durante a evolução do Rift Jaibaras: o enxame de diques Coreaú, os plutons de Meruoca e Mucambo e a Suíte Parapuí. Estas manifestações tanto intrusivas como extrusivas fazem parte de um mesmo sistema comagmático (Oliveira & Mohriak, 2003), como demonstra o *trend* de diferenciação no diagrama AFM.

De acordo com Teixeira *et al.* (2004) 80% dos corpos mapeados corresponde a rochas vulcânicas máficas e rochas hipoabissais, que resultam de manifestações policíclicas. Isto está atestado pela presença de lavas com amígdalas intercaladas na Formação Pacujá e na Formação Aprazível.

3.1.4. Enxame de Diques Coreaú

O Enxame de Diques Coreaú inclui uma série de diques sub-verticais de direção ENE-WSW aflorante a SW do plúton Meruoca, cortando rochas do Grupo Ubajara. Correspondem petrograficamente a um microgranito e riolito/dacito com texturas porfíricas (Oliveira & Mohriak, 2003). Este evento de idade provavelmente ediacarana antecede (Tabela 1) a formação do *Rift* Jaibaras e marca provavelmente a instalação do campo de esforços que o originou. A sua assinatura geoquímica confirma a sua origem anorogênica e provável fonte mantélica, como atestado pela presença de xenólitos básicos.

3.1.5. Plúton Mucambo

O Plúton Mucambo é um corpo intrusivo com 200 km de área em contato discordante com as rochas encaixantes. Para oeste, seu contato com as rochas do Grupo Ubajara se dá através de uma bem desenvolvida auréola de contato que atinge até dois quilômetros de largura. O contato com as unidades que preenchem o graben é uma das falhas de borda (principal). Petrograficamente o plúton encerra K-feldspato granito, granito e quartzo sienito (Oliveira, 2001). Numerosas datações radiométricas sugerem idade de cristalização do início do Cambriano. Dados de isótopos de oxigênio em feldespato potássico sugerem contaminação do magma por águas meteóricas (Sial, 1989).

3.1.6. Plúton Meruoca

O batólito Meruoca é um corpo intrusivo com um área de 400 km². Apresenta uma característica forma quadrada definida por contatos falhados e cisalhados; localmente, a SW e NE apresenta auréolas de metamorfismo nos sedimentos do Grupo Jaibaras (Gorayeb, 1988). Os contatos falhados são provavelmente anteriores ou sintectônicos à intrusão do corpo (Oliveira, 2001). Petrograficamente inclui álcali-feldspato granitos e quartzó-sienitos de textura média a grossa, de característica cor rosa a vermelho tijolo (Sial *et al.* 1981).

Os granitos apresentam texturas pegmatíticas, finas a aplíticas e predominantemente peritíticas de alcali-feldspatos e quartzó euhedral e arredondado. Adicionalmente texturas granofíricas que indicam colocação rasa. A cor característica é indicativa de alteração hidrotermal pervasiva (Archanjo, 2009) e dados de $\delta^{18}\text{O}$ (Sial & Long, 1987) indicam interação a baixa temperatura com águas meteóricas, feição típica dos granitos tipo A e que usualmente está acompanhada por alteração hidrotermal aos sedimentos circundantes (Nédélec *et al.* 2015).

Os corpos de Mucambo e Meruoca mostram uma afinidade shoshonítica a cálcio-alcalina com elevado conteúdo de potássio. O índice de Shand varia de metaluminoso a peraluminoso, destacando-se em Mucambo o alto conteúdo de Fe, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ e baixa razão de Rb/Sr. Para este o padrão de terras raras mostra alto conteúdo de REE com anomalia negativa de Eu; o diagrama de fracionamento de REE apresenta um fraco caimento com enriquecimento de LREE. Este comportamento indica “formação a partir de líquidos residuais após extenso fracionamento de plagioclásio” (Oliveira, 2001). O diagrama tectônico de Maniar & Piccoli (1989) mostra uma origem anorogênica. O conteúdo de álcalis, sílica e máficos mostra uma litologia mais ácida no batólito de Meruoca em relação ao de Mucambo. De acordo com Oliveira (2001) a presença de fialita na composição mineralógica do batólito Mucambo indica uma maior viscosidade do magma durante a intrusão e portanto uma intrusão mais passiva quando comparada à intrusão do batólito Meruoca.

Figura 6 - a) Corte em rochas do batólito de Meruoca em pedreira mostrando estruturas de fluxo, b) detalhe da textura de K-feldspato granito (Oliveira, 2001) c) Dique aplítico no batólito Meruoca, d) aspecto macroscópico do granito.

3.1.7. Suíte Parapuí

A Suíte Parapuí compreende derrames basálticos que atingem 250 m na porção mais setentrional da bacia e subordinadamente riólitos e depósitos vulcanoclásticos. Morfologicamente estes se expressam nos serrotes Madeiro, do Morro, São Mauricio e Mumbaba. Neste último, entre Sobral e Massapê afloram derrames de riólitos com espessuras de 150 m (Nascimento & Gorayeb, 2004).

Na porção sul pacotes de basaltos de 40 a 60 m de espessura ocorrem intercalados em arenitos arcosianos mergulhando 15-35° para ESE. Na parte N os riólitos intercalados com basaltos e arcósios mergulham 30-45° para SE (Nascimento & Gorayeb, 2004).

A atividades magmática efusiva da Suíte Parapuí ocorreu sincronicamente com a deposição da Formação Pacujá (Oliveira, 2001). A presença de bombas nos depósitos da Formação Aprazível assim como intercalações entre os riólitos e os conglomerados (Parente *et al.* 2004) desta formação demonstram que o evento se estendeu até o

Ordoviciano. Datações K/Ar em rocha total indicam uma idade cambro-ordoviciana (ver Tabela 1). Mais recentemente, Garcia *et al.* (2010) obtiveram uma idade de 535.6 ± 8.5 Ma em riólitos intercalados com arenitos da Formação Pacujá, evento interpretado como início do magmatismo intrabacinal. A intrusão do Granito Meruoca afetou riólitos da Suíte Parapuí, criando uma zona de *hornfels* na proximidades da Vila Mumbamba.

Figura 7 - a) Aspecto da morfologia dos riólitos da Suíte Parapuí no Serrote do Morro, b) derrame basáltico da Suíte Parapuí, c) amígdalas preenchidas de calcita mostrando polaridade normal em derrame de basalto (amígdalas alongadas verticalmente), d) fissuras de fluxo no derrame basáltico.

Nascimento & Gorayeb (2004), em estudo petrográfico e geoquímico detalhado da suíte, reportam a presença de labradorita/andesina basaltos, traquibasaltos, riólitos e rochas vulcanoclásticas. Os basaltos, volumetricamente mais abundantes, se classificam em quatro tipos principais: andesina basalto, olivina basalto, magnetita/ilmenita basalto e traquibasalto.

Inicialmente Costa *et al.* (1979) a interpretou como uma suíte cálcico-alcalina. Oliveira (2001) com base nos dados de Costa *et al.* (1979), Sial *et al.* (1981), Nascimento *et al.* (1982), Almeida *et al.* (1984) e Sial (1989) afirma que os conteúdos de sílica situam os

basaltos no campo tanto dos toleitos como dos alcalinos. Nascimento & Gorayeb (2004) caracterizam os basaltos como de série transicional, após reconhecer que a mineralogia original foi afetada por hidrotermalismo que teriam influência sobre os parâmetros geoquímicos. No diagrama AFM os basaltos situam-se no campo da Série Toleítica (Nascimento & Gorayeb 2004). Outra característica evidenciada por Nascimento & Gorayeb (2004) são as formas esqueléticas em cristais aciculares ou prismáticos de clinopiroxênio, magnetita/ilmenita e olivina. Esta textura frequente nos basaltos assim como a presença de material vítreo é interpretada como uma fase de *quenching* ou superresfriamento.

Os depósitos vulcanoclásticos amplamente distribuídos na bacia possuem espessura reduzida e apresentam ocorrência associada aos derrames basálticos. São constituídos por fragmentos de basalto, riólito oxidado, rochas sedimentares, bombas, lapilli e cinza. É possível identificar tanto depósitos primários, piroclásticos (Figura 4), quanto autoclásticos, no caso das peperitas basálticas, e epiclásticos.

A Suíte Parapuí corresponde a magmatismo intracontinental subaéreo e localmente subaquoso com efusões e explosões que ocorreram durante a evolução do *Rift* Jaibaras (Nascimento & Gorayeb, 2004; Oliveira 2001).

Oliveira (2001) identifica parâmetros geoquímicos indicadores de origem mantélica continental tal como o baixo conteúdo de sílica e a alta concentração de MgO. Também caracteriza o padrão achado como compatível com a fusão parcial do manto litosférico a través de decompressão adiabática, durante um processo de rifteamento por estiramento uniforme (McKenzie & Bickle, 1988).

3.1.8. Formação Aprazível

Cobra (1963) elevou à categoria de formação o inicialmente denominado membro Aprazível, localizando-o no topo do Grupo Jaibaras. Esta formação é composta por conglomerados polimíticos com clastos de rochas do embasamento, como gnaisses, xistos, filitos, quartzitos, calcários e conglomerados e arenitos das formações Massapê e Pacujá. Como feição característica contém clastos plutônicos e vulcânicos dos plútons Mucambo e Meruoca e da Suíte Parapuí. Entre estes bombas basálticas com texturas

amigdaloidais ou porfiríticas que exibem deformação plástica durante a deposição. Geralmente são sustentados pela matriz e os clastos são subangulares a arredondados. Possuem matriz arcoseana de textura grossa e cor cinza esverdeada, cinza amarelada e avermelhada. Localmente a matriz é arenosa ou ainda preta pelítico-carbonática.

A formação ocorre ao longo da bacia com espessuras variáveis de dezenas de metros até 250 m (Costa *et al.*, 1979), mas em geral encontra-se bastante erodida. Recobre em discordância os sedimentos das formações Massapê, Pacujá, a Formação Parapuí e localmente o batólito de Meruoca. De acordo com Costa *et al.* (1979) os depósitos estão restringidos a linhas de falha e escarpas.

De acordo com a classificação de Fisher (1960) os depósitos podem ser classificados como piroclásticos e epiclásticos encontrando-se localmente afetados por diques hidrotermais (acompanhados por alterações sódicas e propílicas) sobretudo no contato da borda sul do batólito de Meruoca (Figura 8).

Tabela 1 Resumo das idades radiométricas do magmatismo da Bacia Jaibaras.

Idade	REF	Evento	Min/método
605 ± 31 Ma	Brito Neves <i>et al.</i> (1978)	Enxame de diques Coreaú	Rb/Sr rocha total
562 ± 10	Tavares <i>et al.</i> (1990)	Enxame de diques Coreaú	Rb/Sr rocha total
530 ±12 Ma	Santos <i>et al.</i> (2013)	Último evento de reativação da Falha Sobral-Pedro II	K/Ar muscovite
540.8 ±5.1 Ma	Santos <i>et al.</i> (2013)	Granito Meruoca	U/Pb
523 ±9 Ma	Archanjo <i>et al.</i> (2009)	Meruoca	U/Pb SHRIMP em zircão
532 ±6 Ma	Santos <i>et al.</i> (2008)	Mucambo, idade de cristalização	U/Pb zircão
	Santos <i>et al.</i> (2008)	Meruoca	U/Pb zircão
548±24 Ma	Sial Figueiredo <i>et al.</i> , and Long (1981)	Meruoca	Rb/Sr isócrona
532 ± 7 Ma	Fetter <i>et al.</i> (1997)	Meruoca	U/Pb zircão
548±12 Ma 523 ± 57 Ma	Sial & Long (1987)	Mucambo	Rb/Sr convencional em rocha total
540 ± 53 Ma 523 ± 57 Ma	Brito Neves <i>et al.</i> (1978)	Mucambo	Rb/Sr convencional
400 ± 10 Ma e 423 ± 17 Ma	Vandoros (1968)	Suíte Parapuí	K/Ar (rocha total)
440 ± 18 e 412 ± 17 Ma	Brito Neves <i>et al.</i> (1975)	Suíte Parapuí	K/Ar (rocha total)
535,6 ± 8,5 Ma	Garcia <i>et al.</i> (2010)	Riolito da suíte Parapuí (fase inicial do magmatismo intrabacial.	U-Pb por laser ablation em zircões de riólito

As camadas são tabulares e apresentam estratificações incipientes, de plano-paralelas a cruzadas tabulares/tangenciais (Figura 10). As fácies variam lateralmente entre geometria

tabular internamente desorganizadas ou com gradação normal ou gradação inversa na base dos estratos, classificados por Teixeira *et al.* (2004) como fluxos de detritos pseudoplásticos (Schultz, 1984); e por outro lado fácies com gradação normal desenvolvida e estratificações plano/paralelas a cruzadas corresponderiam a fluxos de sedimentos fluidais ou hiperconcentrados (Nemec & Steel, 1984). Camadas arenosas intercaladas indicam a ação de fluxos aquosos retrabalhando estes depósitos em ambiente subaéreo (Teixeira *et al.* 2004). Segundo Teixeira *et al.* (2004) a presença variável de bombas e outros produtos vulcânicos (camadas centimétricas de lava) interagindo com o meio dos sedimentos fluidais permite classificar os depósitos como *lahars* no sentido de Orton (1996). Porém este termo é discutível se restringido ao sentido de Tucker (2003) que entende estes depósitos como resultado da interação de fluxos piroclásticos a altas temperaturas com água (decorrentes ou derretimento de glaciais) durante a erupção ou mesmo fluxos a baixas temperaturas que transportam material piroclástico resfriado previamente depositado; e que resultam invariavelmente em depósitos sustentados pela matriz com clastos vulcanogênicos embebidos numa matriz fina de cinza e lama.

Outros autores (Iverson, 1997; Vallance & Scott, 1997; Iverson & Vallance, 2001) utilizam o termo *lahar* com base nas características reológicas e de mecanismos de deposição como sinônimo de fluxo de detritos, diferenciando-o entre diluído e não diluído quando a presença de clastos supera 60% do volume (Figura 8).

Os conglomerados variam lateralmente a arenitos e indicam a interação destes ambientes com ambiente subaquoso raso e de baixa energia, como o lacustre (Teixeira *et al.* 2004). A presença recorrente de bombas vulcânicas com bordas invadidas pela matriz clástica é indicativa do sincronismo do vulcanismo com a sedimentação e da interação dos ambientes vulcânicos e subáqueos rasos.

No Graben de Jaguarapi a Formação Aprazível mostra basculamentos e mergulhos entre 30 a 70° para NW. Na porção sul do Graben Jaibaras mostra mergulhos de 20-30° para SE (Costa *et al.* 1979).

Reativações rúpteis de caráter direcional são frequentemente observadas afetando os depósitos da Formação Aprazível (Oliveira, 2001).

Clasificación (Pierson and Costa, 1987; Smith and Lowe, 1991)		Sedimento / agua		
		Flujo normal de corriente	Flujo hiperconcentrado	Flujo de escombros
Concentración de sólidos	(Pierson and Costa, 1987)	< 40% en peso < 20% en volumen	40 - 80% en peso 20 - 60% en volumen	> 80% en peso > 60% en volumen
	(Smith and Lowe, 1991)	< 55% en peso < 35% en volumen	55 - 80% en peso 35 - 60% en volumen	70 - 90% en peso 50 - 80% en volumen
Tipo de fluido		Newtoniano	No newtoniano	
Comportamiento de flujo (Dasgupta, 2003)		Líquido	Plástico tipo Bingham	
Número de Reynolds (Dasgupta, 2003)		> 2000	2000 - 500	< 500
Reología del flujo (Dasgupta, 2003)		Turbulento		Laminar
Soporte de sedimentos (Smith and Lowe, 1991)		Turbulencia Fuerzas dispersivas entre granos Resistencia por matriz cohesiva Flotabilidad del fluido		
Interacción granular dominante (Schultz, 1984)		Colisión (Modo inercial)	Fricción (Modo viscoso)	
Variaciones clasificación (Iverson, 1997; Vallance and Scott, 1997; Iverson and Vallance, 2001)		Flujo normal de corriente	Lahar o flujo de escombros	
			Diluido	No diluido
Contenido de arcilla (Vallance and Scott, 1997)		< 5% no cohesivo		> 5% Cohesivo
Depositación		————— Depositación grano a grano ————— - - - - - Depositación en masa

Figura 8 - Classificação e caracterização sedimentológica e reológica dos depósitos associados aos eventos laháricos.(Borrero et al., 2008).

Figura 9 - Formação Aprazível: a) camada de lava basáltica intercalada com sedimentos, b) clastos de granito, gnaiss e arenito, c) bombas basálticas em matriz de areia grossa mostrando gradação normal, d) bomba de basalto amigdaloidal com borda invadida pela matriz clástica indicando sentido do fluxo, e) clastos angulares de arenito fino da Formação Pacujá, f) bomba de basalto amigdaloidal.

Figura 10 - Estratificação Hummocky em conglomerados da Formação Aprazível (ver análise de Paleocorrentes).

Figura 11 - Mosaico da Formação Aprazível mostrando estratificação incipiente em camadas métricas com gradação normal e feições como imbricação dos clastos.

3.1.9. Grupo Serra Grande, Formação Ipu.

A Formação Ipu (Campbell, 1949) reúne principalmente “arenito hialino, médio a grosso de origem fluvial anastomosado, e raramente siltito, folhelho e diamictito, denotando influência periglacial (Caputo e Lima, 1984) de idade tentativa eosiluriano” (Goes & Feijó, 1994). Em afloramentos a leste de Santana do Acaraú foram observados em pacotes de 25 cm arenitos conglomeráticos, arcoseanos mostrando estratificação cruzada acanalada com rumos de paleocorrentes preferenciais para NNW. Na Figura 11 se observam feições circulares concêntricas com diâmetro aproximado de 10 cm que representam estruturas de escape de fluidos.

Figura 12 - Arenito conglomerático da Formação Ipu, Grupo Serra Grande: a) e c) estruturas concêntricas de escape de fluidos, b) e d) estratificação cruzada acanalada em vista de perfil e planta respectivamente.

3.2. Análise de Paleocorrentes

Formação Aprazível

Os dados de paleocorrentes foram adquiridos seguindo as recomendações de Tucker (2003) em afloramento que permitia a visualização tridimensional de estruturas do tipo estratificação cruzada e *hummocky* em conglomerados com gradação inversa da Formação Aprazível. Os dados foram desbasculados em relação ao plano de acamamento

27/51 usando o Software Stereonet (Allmendinger, 2015) utilizando como eixo de rotação uma linha com azimuth = 117° , plunge = 0° e magnitude de rotação = 51° .

O diagrama de roseta (Figura 12) apresentou valores preferenciais para SE e NE em um padrão bimodal oblíquo, com vetor de rumo médio de 116° .

Figura 5 - Paleocorrentes da Formação Arazível

Formação Serra Grande

Os dados foram adquiridos em dunas de médio porte (~30 cm - 3m) expostas em afloramento com visão tridimensional que permitia medir diretamente a direção e rumo da paleocorrente (eixo da duna). Nos diagramas de roseta (Figuras 13 e 14) para dois afloramentos as direções preferenciais são NNW e NNE com padrões unimodais e bimodais e com vetor de rumo médio 359° e 354° .

Figura 14 - Paleocorrentes da Formação Ipu, Grupo Serra Grande, estação LTB 307, na parte norte da bacia.

Figura 15 - Paleocorrentes da Formação Ipu, Grupo Serra Grande, estação LTB 308, na parte norte da bacia.

CAPITULO IV

4.1. Resultados Análise Estrutural

Foram examinadas estruturas de deformação em arenitos ediacaranos a cambrianos da Formação Pacujá (juntas, falhas e dobras), juntas e veios de calcita nos basaltos da Formação Parapuí, falhas e diques hidrotermais na Formação Aprazível e juntas na Formação Ipu do Grupo Serra Grande.

As análises permitiram caracterizar os grupos de falhas e estabelecer a sucessão dos eventos tectônicos de acordo com a consistência mecânica (para cada campo de esforço) e critérios cronológicos. Os afloramentos foram analisados separadamente e posteriormente foram comparados com outros da mesma unidade estratigráfica. Finalmente foi estabelecida a cronologia dos principais eventos tectônicos rúpteis e os campos de tensões associados.

4.1.1. Formação Pacujá

Falhas

O arcabouço estrutural da Bacia de Jaibaras é delineado fundamentalmente por três tipos de estruturas (Figura 1): 1) falhas longitudinais de direção NE-SW (Figura 2), geralmente herdadas das discontinuidades do embasamento com sentido dextral do sistema de falhas do Lineamento Transbrasiliano, mas que mostram componentes dextrais, sinistrais e normais quando encontradas no preenchimento vulcano-sedimentar; 2) falhas transversais normais de direção ENE-WSW, de caráter sin-sedimentar e também reativadas após a litificação das rochas; a família de falhas ENE-WSW apresenta rejeitos de mais de 10 metros e comprimento entre 10 e 400 m (medido no aqúde Jaibaras), atingindo 1,4 km (medido no mapa); o par conjugado desta família de falhas corresponde às falhas N-S e NNE-SSW que foram observadas na escala métrica (Figura 3); e 3) falhas transversais de direção NW-SE, pós-litificação, perpendiculares ao eixo principal do *rift*, chamadas de *transverse faults* e que se desenvolveram para acomodar o comprimento excessivo numa falha longitudinal normal; elas funcionam como falhas de *hard-linkage* (Davison, 1994) entre as falhas normais longitudinais; adicionalmente apresentam uma assinatura clara na geofísica.

Figura 1 - Mapa de localização de estações selecionadas para análise estrutural e estereogramas com as falhas medidas. Base cartográfica modificada e adaptada da CPRM (2014).

Figura 2 - Afloramento da Falha Sobral Pedro II que faz parte do sistema de falhas do Lineamento Transbrasiliiano. Sombras de pressão em cristal de plagioclásio indicam sentido dextral.

O arranjo de falhas acima citado é mecanicamente consistente com um campo de esforços distensivo na direção NNW-SSE, com σ_1 localizado no ângulo agudo entre as falhas NNE-SSW e ENE-WSW. O eixo σ_2 estaria na vertical. A intrusão dos diques de Coreaú, a oeste da Bacia Jaibaras ocorreu sob este mesmo campo de esforços.

Falhas e juntas na escala métrica

No afloramento LTB 167, no açude de Jaibaras, é possível observar feições que resultam da resposta do sistema sedimentar à atividade das falhas: estratocrescimento, avulsão de canais, *onlap* e mudança das estruturas. Estas ocorrem num entorno sedimentar deltaico com camadas de arenitos dobradas suavemente, com espessuras decimétrica intercaladas por lâminas de pelitos arroxeados. Na parte sul da bacia, nos afloramentos LTB 193, 195, 197, as camadas exibem morfologia tabular e espessura métrica com feições como texturas *flaser* na base das camadas e litoclastos de folhelhos escuros.

Foram analisados dois afloramentos de piso, um no vertedouro do açude Jaibaras, na parte central da bacia, e outro em Pacujá, na parte sul da bacia, com o objetivo de identificar as relações de corte entre as famílias de juntas e quando possível a cronologia relativa. Na Figura 3 estão representadas as famílias de juntas e os respectivos estereogramas. No afloramento da Figura 3a, da parte central da bacia, aparecem quatro famílias de fraturas que são consistentes com as direções das falhas já descritas. As famílias representadas com traços verde e azul marinho aparecem como pares conjugados com direções N30E e N80E, com σ_1 na direção N55E. A família N30E apresenta preenchimentos de calcita e

movimentação de tipo transcorrente, preferencialmente dextral. Adicionalmente foram identificadas algumas falhas com direção NW-SE perpendiculares à família de falhas ENE-WSW. O estereograma da Figura 3b do afloramento na parte sul da bacia também apresenta as famílias conjugadas de direções NE-SW e ENE-WSW e a família de fraturas transversais.

Figura 3 - Fraturas em afloramentos (vista de planta) da Formação Pacujá e estereogramas com as medidas: a) afloramento (LTB 167) no Açude Jaibaras, b) afloramento (LTB 193) na parte sul da bacia na localidade de Pacujá.

Associada à direção ENE foram identificadas falhas normais sin-sedimentares, preferencialmente cegas, com componentes de reativação predominantemente sinistral (Figura 4). As falhas normais sin-sedimentares (Figuras 4 e 5) apresentam um ângulo aproximado de 50° com relação ao Lineamento Transbrasiliano (falha de borda da bacia) e a sua formação seria mecanicamente coerente com uma reativação dextral deste. Estas falhas mostram evidências de atividade sin-deposicional assim como reativações pós-deposicionais. No estágio pré-litificação da rocha são comuns variações da espessura por compactação diferencial (Figura 4) e *onlap* das camadas sobre a superfície de falha e por vezes falhas cegas (e.g. Schlische, 1995). Associadas a este estágio do falhamento se formaram dobras suaves de baixa amplitude, simétricas e com mecanismos de *flexural slip* favorecidos pelas camadas de pelitos intercaladas aos arenitos. Este mecanismo foi evidenciado pela observação de planos interestratais estriados, assim como a geometria das dobras caracterizadas pela simetria e as charneiras arredondadas. As dobras deformaram estruturas sin-sedimentares como gretas de contração e marcas onduladas. As paleocorrentes medidas sobre as camadas afetadas por estas falhas tem rumo NW, sub-perpendiculares aos traços das falhas normais sin-sedimentares (Figura 4).

No estado pós-litificação da rocha, a atividade destas falhas originou espelhos de falhas métricos com feições como estrias e planos Riedel, superfícies polidas, uma zona de brecha de falha de mais de 20 cm de espessura e uma zona de cisalhamento associada de ~10 m de espessura (Figura 6b item 2). Na Figura 5 observa-se uma falha normal sin-sedimentar de direção ENE-WSW com reativações rúpteis de rejeito métrico. Na Figura 5a é possível observar o basculamento ou verticalização dos estratos no rumo SE pela progressiva atividade das falhas, que gera uma configuração de dominó.

A família de direção NW-SE está representada no item 4 da Figura 6b e na Figura 7, e corresponde a falhas sub-perpendiculares às falhas de borda da bacia. No espelho de falha foram encontradas estrias que mostram deslocamentos superpostos, inicialmente normal e posteriormente dextral.

Adicionalmente, foi observada no afloramento LTB 197 uma movimentação normal (indicada pela estratigrafia) associada a esta família de falhas (Figura 7a e b). As relações de corte, ainda que não muito claras, indicariam que a movimentação normal ocorreu primeiro e posteriormente a transcorrente. Neste afloramento estas falhas também aparecem relacionadas às falhas normais de orientação ENE-WSW (estereograma Figura 7).

Ainda associado a este campo de esforços ocorre uma família com *trend* paralelo à bacia (N40E-N60E) com sentido transcorrente dextral. Na Figura 8 uma falha de escala métrica com terminação em rabo-de-cavalo (*horsetail splay*), um leque de zonas de cisalhamento que pela orientação indica associação com componente distensivo.

Figura 4 - Afloramento no açude Jaibaras (Aires de Souza) com a presença de falhas normais sin-deposicionais. Nos quadros inseridos encontram-se os estereogramas das falhas e de paleocorrentes.

Figura 5 - Açude Jaibaras. Falha normal ENE-WSW. Basculamento para SE dos blocos em forma de dominó por ação das falhas normais.

Figura 6 - Relação multi-escalar de estruturas da deformação na Formação Pacujá na parte central da bacia: a) seção NNW-SSE no vertedouro do açude Aires de Souza em Jaibaras; b) Afloramento com estereogramas mostrando relação entre falhas e dobras, (1) sinclinal cônico, (2) falha normal sin-sedimentar com reativação rúptil, (3) anticlinal cônico, (4) espelho de falha de transferência; c) estereograma mostrando a relação entre as falhas, a linha vermelha mostra a orientação da falha de borda Sobral-Pedro II; d) localização do afloramento e traços das falhas (representadas no estereograma), em imagem de satélite.

Figura 7 - Açude Jaibaras. Falhas transversais na Formação Pacujá (LTB 167, LTB195, LTB 197): a) fotografia e estereograma de falhas normais com sentido de rejeito indicado por deslocamento de camadas, como no caso da foto b), bem como por estrias; c), d), f) falhas transversais transcorrentes com espelhos de falha e planos estriados indicando movimentações sinistrais e dextrais; e) preenchimento de calcita no plano de falha.

Figura 8 - Falha de escala métrica com terminação em rabo-de-cavalo (horsetail splay).

Na Figura 9 é possível notar como a partir de diferentes sub-estações na estação LTB 167 são obtidos paleocampos de tensões que indicam uma distensão orientado na direção NNW-SSE.

Figura 9 - Paleocampos de tensões da estação LTB 167 obtidos em diferentes locais próximos. Azul é o campo distensivo e vermelho é o campo compressivo.

Dobras e fraturamento

Quadros (1995) descreveu dobras abertas na Formação Pacujá, reconhecendo superposição de padrões de dobramento, evidenciado em planos axiais redobrados, que geraram um padrão de domos e bacias na classificação de Ramsay & Huber (1987).

As dobras descritas no presente trabalho apresentam um eixo geral para 253/21. De acordo com os estereogramas que representam as dobras (construídos a partir de dados de superfícies de acamamento dobradas) estas são cônicas e simétricas. Também foi observado que as dobras estão associadas com falhas e apresentam planos interestratais estriados. As observações feitas permitem estabelecer que a formação destas dobras é resultado de vários estágios de atividade das falhas.

Em primeira instância o dobramento está associado a falhas normais sin-sedimentares de direção ENE-WSW sob o campo de esforços com eixo de σ_3 na orientação NNW-SSE (Figura 10). Este processo ocorreu provavelmente quando as rochas já tinham atingido um estado de coesão e compactação mais não tinham completado a litificação. Este tipo de atividade das falhas teria gerado monoclinais cilíndricos e abertos. Mais adiante a reativação das falhas já num estado rúptil (pós-litificação) e com deslocamentos transcorrentes e localmente oblíquos teria deformado as dobras existentes em dobras cônicas geradas mediante os mecanismos de deslizamento flexural.

Figura 10 - Dobras por propagação de falha normal.

Nas Figuras 6b, 11, 13 e 15 observam-se as dobras de arrasto associadas a atividade das falhas ENE-WSW. Na Figura 6b na capa da falha (a direita do afloramento) se observa um sinclinal cônico. Na lapa, a esquerda do afloramento (Figura 6b) um anticlinal também cônico.

Na Figura 11 observa-se uma dobra cônica aberta com eixo 248/20, que apresenta linha de charneira curvada resultando em uma geometria de domo alongado. As superfícies interestratais encontram-se estriadas o que dá conta do mecanismo de dobramento por deslizamento flexural. Com o objetivo de estabelecer a temporalidade entre fraturamento, falhamento e dobramento foi analisado um afloramento no flanco do anticlinal. Na Figura 11c tem-se uma exposição de piso no flanco do anticlinal, numa superfície com atitude 243/25. São identificadas famílias de juntas com orientações NNE-SSW (azul escuro), ENE-WSW (azul claro), e NW-SE (vermelha). As famílias azul escura e vermelha formam um ângulo de quase 90^0 enquanto a azul clara intersecta na bissetriz destes planos:

- a) a família de fraturas azul clara, de direção ENE-WSW, é sub-paralela ao eixo das dobras, apresenta uma morfologia de vários traços mais curtos descontínuos;
- b) a família azul escura, orientada a NNE-SSW, em direção oblíqua ao eixo do anticlinal, corresponde a vênulas de calcita com abertura de 2-3 mm, e parece afetada pela família azul clara, o que sugere que a família azul clara é mais recente;
- c) a família vermelha, de direção NW-SE, é sub-perpendicular ao eixo da dobra e parece contemporânea à família azul escura.

As fraturas foram restauradas para a posição pré-dobrimento com ajuda do software Stereonet (Allmendinger, 2015). Inicialmente, com a finalidade de restaurar o mergulho da dobra, foram rotacionados os polos das fraturas com respeito a um eixo horizontal perpendicular ao eixo da dobra (251^0) com a magnitude do *mergulho* do eixo da dobra (20^0). Posteriormente, foi horizontalizada a capa, rotacionando os polos em relação à sua direção e com magnitude igual ao seu mergulho. Na Figura 11b o estereograma resultante, apresentado no canto inferior esquerdo, as fraturas restauradas são sub-verticais ou ortogonais à camada e por este motivo são consideradas pré-dobrimento (*e.g.* Bergbauer & Pollard, 2004). As famílias azul escuro (NNE) e vermelha (NW) são sub-perpendiculares, com um ângulo entre elas de 87^0 , enquanto as famílias vermelha e a azul clara (WNW) apresentam um ângulo de 29^0 . Estas fraturas seriam compatíveis com um campo de esforços com σ_1 na orientação NE-SW e σ_3 na orientação NW-SE.

Figura 11 - Análise de anticlinal no açude Jaibaras (LTB 167): a) vista panorâmica do anticlinal; b) estereogramas, de cima para baixo - polos do acamamento do anticlinal e contornos, planos das diferentes famílias de fraturas no flanco SE do anticlinal, estereograma dos polos e dos planos de fratura do flanco restaurado ao estágio pré-dobramento; c) representação das fraturas no afloramento do flanco SW; d) vista da charneira e o eixo curvado.

Figura 12 - Stereograma das lineações intraestratais (a esquerda) e dos eixos de dobra (a direita), segundo Quadros (1995).

Outras dobras menores apresentam eixos perpendiculares às primeiras. Essas dobras menores não apresentam relação com alguma falha. Porém apresentam uma relação geométrica com as falhas sub-perpendiculares, e são descritas por autores como Schlische (1995) como dobras transversais, que resultam da ondulação dos estratos pelo deslocamento diferencial das camadas ao longo do comprimento das falhas normais. As rampas de revezamento entre os traços de diferentes falhas coincidem com partes elevadas e dobras anticlinais amplas, enquanto a zona de maior deslocamento da falha coincide com um sinclinal perpendicular à falha.

Figura 13 - Dobra métrica na Formação Pacujá, transversal as falhas normais, provavelmente originada pela influência de rampas de revezamento entre as falhas normais

Figura 14 - Dobras transversais e rampas de revezamento. Figura adaptada de Schlische (1995).

A disposição das camadas no açude Jaibaras permite a exposição, na parede a W da área de vertedouro do açude, das estruturas situadas estratigraficamente mais acima. A Figura 15 mostra dobras associadas à mesma falha normal de direção ENE-WSW observada na Figura 6b. Ao longo desta falha tanto estrias como dobras de arrasto indicam movimentação normal. Porém em um afloramento estratigraficamente mais acima desta mesma falha se observa um anticlinal na capa da falha, provavelmente gerado por arrasto.

Figura 15 - Interpretação da parede W da área de vertedouro do açude Jaibaras. Em vermelho falha da família ENE-WSW também visível na Figura 6 (item 2).

Mediante a reconstrução fiel dos afloramentos dentro de um bloco-diagrama foi interpretada uma geometria que representa a provável inversão das falhas normais e a subsequente formação das dobras de arrasto (Figura 16). No espelho de falha não foi possível achar estrias que indicassem movimentação inversa, porém na zona de cisalhamento a 5 m do espelho de falha principal, foi achado um indicador cinemático relativo a esta movimentação.

Afloramentos em outros setores do açude Jaibaras (Figura 17) mostram evidências da inversão, para falhas reversas, de algumas das falhas normais presentes na Formação Pacujá.

Figura 16 - Bloco diagrama e interpretação do afloramento do Açude Jaibaras, ilustrando a provável inversão de falha normal para reversa.

Figura 17 - Falha normal invertida na Formação Pacujá.

Em vários pontos do afloramento ocorriam fraturas abertas incipientes que pareciam ser o evento mais recente em relação aos outros (Figura 18). Estas, de direção E-W, são coerentes com uma direção distensiva N-S.

Figura 18 - Fraturas abertas de orientação E-W último evento na cronologia relativa das estruturas.

Deformação microscópica

Com o objetivo de compreender os mecanismos internos durante a deformação das rochas, uma amostra orientada no núcleo do anticlinal no marco de 20 m da seção da Figura 6 foi preparada em forma de lâminas delgadas orientadas. Estas permitem observar o arcabouço interno dos arenitos e como este varia na vista paralela e perpendicular ao eixo do anticlinal. Na Figura 19 se observa em a) e b) (nicóis cruzados) a vista paralela ao eixo da dobra, a interpretação correspondente à figura c). Os elementos da deformação observados nas lâminas são vênulas de calcita, bandas de deformação de desagregação (microfraturas abertas) e de dissolução e cimentação. Na lâmina paralela ao eixo do anticlinal são observadas vênulas de calcita horizontais e verticais, sendo as verticais as mais recentes e correspondentes a fraturas abertas preenchidas, perpendiculares ao eixo da dobra, como se observa na Figura 19c. As vênulas horizontais (brancas) estão deformadas mostrando que a camada sofreu cisalhamento paralelo à estratificação também na direção do caimento da dobra. É possível observar que os grãos de quartzo e as lâminas de muscovita estão orientados de forma coerente com a estratificação, produto da

compactação por soterramento. Em preto se observam microfraturas abertas oblíquas que não seguem um padrão fixo.

Na lâmina e) (Figura 19), interpretada na Figura 19d) se observam bandas de dissolução por pressão e cimentação dos grãos de quartzo oblíquas (vermelho), com quartzo recristalizado nos espaços intersticiais. Estas foram geradas durante o dobramento no estágio pós-litificação e mostram que as camadas sofreram deformação interna devido ao cisalhamento paralelo à estratificação. Ainda se observam grãos cisalhados e com sombras de pressão. Em azul se representa uma vênula de calcita levemente oblíqua e paralela ao eixo do anticlinal. Possivelmente esta corresponde a uma fratura aberta pelos esforços distensivos que ocorrem na charneira da dobra.

Figura 19 - Lâminas delgadas orientadas de arenitos da Formação Pacujá. Em corte paralelo a), b) e c) e perpendicular ao eixo do anticlinal e), d) e f) localizada no marco de 20 m da seção do vertedouro do açude Jaibaras; c) é a interpretação da fotografia a) e d) é a interpretação da fotografia e); nestas as faixas representadas em branco, cinza e azul correspondem a vênulas de calcita enquanto as linhas pretas e vermelhas são bandas de pressão dos grãos de quartzo; na canto inferior direito é apresentado um esquema da orientação das lâminas no afloramento em relação ao eixo do anticlinal.

Na Figura 19f uma fotografia com luz paralela plana mostra (na vista perpendicular ao eixo) uma banda de desagregação (*sensu* Passchier & Trouw, 1996), normal (em preto), de alto ângulo. Esta provavelmente se formou no estágio pré-litificação da rocha gerando espaços intergranulares devido ao deslizamento dos grãos quando a rocha não estava completamente consolidada. A microfalha apresenta um mergulho muito semelhante ao da falha que limita o anticlinal (superfície vermelha).

A porosidade nesta rocha aparece muito diminuída.

Estação LTB315 da Formação Pacujá

Na parte central da bacia, na margem W há uma calha perpendicular ao eixo principal da bacia (Figura 20c). No afloramento LTB 315 foram encontradas falhas normais de pequeno porte sin-sedimentares com direção NW (305) a NNW (340), paralelas às bordas da calha. Esta calha está separada do *graben* principal da bacia por uma falha de borda normal. Esta observação leva a pensar que a formação da calha NW-SE ocorreu antes do que o *graben* principal. Quadros (1995) conclui na sua análise que a Formação Pacujá se depositou sobre uma área muito maior à atualmente exposta e poranto esta calha pode ser reduto das primeiras fases de falhamento e sedimentação.

Por outro lado, a reconstrução do arranjo geométrico se assemelha a uma estrutura-em-flôr negativa, que poderia estar associada a uma zona de cisalhamento sinistral antitética (*R' riedel shear*) ao Lineamento Transbrasiliiano (ver Figura 4, Capítulo V).

Figura 20 - Afloramento LTB 315. Falhas normais de pequeno porte, provavelmente relacionadas a uma estrutura-em-flôr negativa de direção NW-SE.

Deformação microscópica

As lâminas delgadas orientadas preparadas para esta estação (Figuras 21 e 22) permitem apreciar os mecanismos envolvidos na formação das falhas normais de pequeno porte, tais como rotação dos grãos, fluxo ou deslizamento dos grãos, e cisalhamento e cataclase destes.

A partir das observações efetuadas é possível afirmar que houve dois episódios tectônicos durante estágios diferentes da litificação da rocha. Inicialmente o falhamento normal ocorreu no estágio sin-deposicional e por este motivo as falhas deslocam lâminas de minerais opacos e pesados enquanto dobram outras mediante mecanismos de fluxo granular. Neste estágio acontece um fluxo friccional dos grãos ou rolamento, mecanismo característico dos sedimentos porosos expostos a cisalhamento ou em resposta a carga vertical (compactação) (Passchier *et al.* 2005). Estas se denominam também bandas de desagregação.

Posteriormente a rocha esteve submetida a esforços que ocasionaram geminações mecânicas e cisalhamento dos cristais de plagioclásio, e em menor medida dissolução por pressão do quartzo e recristalização nos espaços intergranulares. Também vários grãos apresentam fraturamento interno, textura em morteiro e contatos suturados resultado do mecanismo de cataclase (Figura 20) (Passchier *et al.* 2005).

Figura 21 - Deformação na escala microscópica de arenito da estação LTB 315: a) e b) falha normal sin-sedimentar sem e com nicóis cruzados; c) falha normal sin-sedimentar, sendo que a seta indica o início da falha; d) e e) grãos de plagioclásio geminados e cisalhados, quartzo em morteiro e quartzo recristalizado intersticial (nicóis cruzados); as setas pretas indicam o topo da camada.

Figura 22 - Interpretação de lâmina orientada da estação LTB 315. Se observa uma falha normal principal e algumas antitéticas e a deformação dos estratos acima evidenciando a estrutura em flôr negativa.

Estação LTB 183

Na parte centro-norte da bacia, o *graben* reduz a sua largura consideravelmente atingindo 4 quilômetros. Nesta área bancos de espessura métrica de arenitos de cor esverdeada se intercalam com bancos decimétricos de folhelhos. Na Figura 23 se observa uma estrutura de *slump* com uma vergência para 230° . A camada de arenito acima trunca esta estrutura, assinalando portanto um contato erosivo. A vergência da estrutura pode ser interpretado como uma medida de paleodeclividade da bacia.

Figura 23 - Afloramento na estação LTB 183, estrutura de slump limitada por discordância e camada não deformada sobreposta.

4.1.2. Formação Parapuí

Na parte norte da bacia nas vizinhanças de Ipaguaçu afloram os basaltos da Formação Parapuí. Estes apresentam uma boa exposição no sangradouro da barragem Ipaguaçu. Os basaltos apresentam estruturas como fraturas de resfriamento, juntas e veios de calcita e clorita deformados, além de diques riolíticos. Na Figura 24, um afloramento de piso, se observam juntas persistentes com direção N20-30E e N80E a E-W, estas sub-verticais, abertas.

Nas Figuras 25 e 26, num afloramento em planta, se observam veios de calcita de até 5 cm de espessura no basalto. Foram identificadas quatro famílias de veios que se intersectam entre si. No interior dos veios as fibras de calcita encontram-se deformadas sigmoidalmente mostrando a evolução da direção de crescimento do veio (Figura 25). Adjacente a este afloramento um dique riolítico com orientação N25E, de aproximadamente 20 cm de espessura, corta os basaltos e por sua vez é seccionado pelos veios de calcita. Por este motivo a intrusão deste dique é considerada como o primeiro evento, que estaria relacionado a uma distensão NW-SE.

Figura 24 - Juntas abertas em basalto da Formação Parapuí (local LTB 185).

A família de veios representada em cinza, de direção aproximada N-S (264 e 080) se encontra cortada e deformada pelas outras famílias de veios e por este motivo foi considerada como a mais antiga. As fibras no seu interior são praticamente ortogonais às paredes apresentando um leve componente sinistral. Estes veios seriam resultado de uma direção de distensão ENE-WSW. O terceiro evento estaria representado pela formação dos veios representados em preto, de direção E-W (350, 357, 358, 004 e 359), que cortam a família N-S. As fibras de calcita são também praticamente ortogonais às paredes, exceto em um caso, e indicam uma componente fraca dextral (direção de distensão N-S a NE-SW). Em azul claro se representa outra família de veios de direção ENE-WSW (332) com fibras orientadas em 225 e portanto com forte componente de cisalhamento dextral. Estas corresponderiam a um evento distensivo NE-SW. Muito próxima em orientação mais cortando a família azul clara ocorre a família de veios representada em vermelho. Estas apresentam formato sigmoidal e arranjo *en échelon* de direção ENE a E-W, algumas distensionais e outras com componente leve a moderada dextral, e corresponderiam a uma distensão na direção NNW-SSE a NNE-SSW. As famílias de veios representadas em azul claro e vermelho podem estar registrando a evolução de um campo de esforços para o outro. No estereograma da esquerda encontra-se representa uma falha dextral com preenchimento de calcita de direção NNE-SSW (295) que corta os veios representados em vermelho. Outras falhas deste tipo foram medidas em outros locais do afloramento. O evento final seria representado pelas juntas abertas da Figura 24, com direção aproximada E-W, formadas por um evento distensivo N-S.

Figura 25 - a) afloramento e esquema dos veios com crescimento de calcita fibrosa, direção das fibras em branco; diagrama de Schmidt com os polos das lineações das fibras de calcita. As direções dos esforços distensionais foram interpretados com base na rotação da direção de crescimento das fibras.

Figura 26 - a) Afloramento em planta e esquema de veios de calcita e dique riolítico cortando basalto da Formação Parapuí no açude Ipaguaçu; b) estereograma a esquerda mostrando orientação da falha e as estrias encontradas; a direita estereograma mostrando polos das duas famílias de veios medidos no afloramento; c) orientações sucessivas dos esforços distensionais de acordo com as relações de corte das estruturas e a direção do crescimento das fibras.

4.1.3. Formação Aprazível

Na Formação Aprazível foram observadas estruturas de deformação na parte central da bacia, próximo do contato com a batólito de Meruoca. Estas estão relacionadas com diferentes estágios da litificação da rocha, incluindo deformações sin-sedimentares no caso de falhas normais afetando estratificação cruzada, assim como abertura de diques hidrotermais provavelmente associados com a atividade magmática tardia da suíte Meruoca-Mucambo.

Falhas de pequeno porte com rejeitos centimétricos foram observadas na base de afloramento de rochas conglomeráticas vulcanossedimentares que exibem feições como estratificação cruzada, fluxos centimétricos de lava basáltica e bombas amigdaloidais de basalto. O afloramento mostra uma estratificação em camadas de granulação grossa basculadas de 51° para NE.

Na Figura 28 estão representadas as falhas acompanhado de um estereograma com a atitude atual das falhas. Foi realizada uma rotação destas ao horizontalizar o plano de estratificação que as contêm. Este procedimento foi feito com ajuda do software Stereonet 9 (Allmendinger, 2015) empregando-se um eixo de rotação com valores 117° de azimuth, 0° de *plunge* e 51° de magnitude da rotação, considerando que um valor positivo corresponde a uma rotação horária. No estereograma inferior são mostrados em vermelho os planos rotacionados e na tabela se especificam os valores. No afloramento (Figura 28) observa-se como o sedimento apresenta gradação inversa de arenito médio, no topo das camadas afetadas pelas falhas, a conglomerático no topo. As falhas apresentam mergulhos opostos em arranjo de *mini-graben*. No estereograma se mostra um campo de esforços com σ_3 na direção ENE-WSW calculado para as falhas com o software T-Tecto (Žalohar and Vrabec, 2010). Este corresponderia ao campo de esforços prévio ao basculamento da camada.

No.	Falhas (D/DD)	Falhas Rotacionadas (D/DD)
1	179/84	350/52
2	255/83	82/64
3	231/86	59/48
4	269/66	81/84
4'	273/56	256/84
5	268/66	80/86
6	247/42	232/86
7	272/76	90/80
8	283/79	99/86
9	216/80	38/50
10	200/66	19/63
11	088/84	102/63

Figura 27 - Rotação das falhas normais sin-sedimentares em relação ao polo do plano 027/51, eixo de rotação 117/0 com magnitude 51° em sentido horário.

Figura 28 - Falhas normais sinsedimentares de pequeno porte. Estereograma mostrando o campo de esforços para as falhas desbasculadas.

Posterior à sedimentação e formação das falhas normais ocorreu um evento de intrusão de diques clásticos com influência de fluidos hidrotermais. O processo hidrotermal é evidenciado pela presença de alteração propilítica, presença de esferulitos entre outras feições que mostram as lâminas delgadas deste afloramento (Figura 30 a, b), assim como o conjunto de litologias composto por rochas sedimentares e vulcânicas, estreitamente misturadas. Na Figura 29 se observa num afloramento em planta o traço de um dos diques. Estes apresentam uma geometria tabular com espessuras que variam de 10 cm até 80 cm. Os diques afetam o afloramento inteiro apresentando ramificações para o topo do afloramento. Na base do afloramento a granulometria é relativamente mais fina (arenito médio a grosso) e se observa estratificação cruzada de médio porte. Os diques apresentam uma textura conglomerática com seixos levemente orientados. As bordas encontram-se bem definidas e por vezes apresentam seixos cisalhados (Figura 30c). Estas características indicam que a injeção de material foi da base para o topo. No diagrama em média roseta da Figura 29 mostra-se que as direções de *strike* preferenciais dos diques são NNE e ENE. O tratamento dos dados de espessura não mostrou nenhuma correlação respeito à orientação.

Na Formação Aprazível foram interpretados três eventos tectônicos diferentes de mais antigo para o mais jovem: a geração de falhas normais de pequeno porte, a intrusão de diques hidrotermais e o basculamento das camadas. Para os dois primeiros eventos predominaram campos de esforços com σ_3 oscilando entre as direções ENE-WNE a NE-SE. O basculamento poderia estar relacionado com o evento de inversão que sofreu o *rift* de Jaibaras no Ordoviciano Médio (Oliveira & Mohriak, 2003).

Figura 29 - Diques hidrotermais afetando sedimentos vulcanoclásticos da Formação Aprazível. Diagrama de meia roseta das direções de strike dos diques.

Figura 30 - Diques hidrotermais da Formação Aprazível: a) fotomicrografia mostrando cristais de quartzo e plagioclásio com textura mirmequítica, vênula de quartzo recristalizado; b) cristais de plagioclásio fraturados com minerais neoformados nos espaços intersticiais (micas e quartzo) devido à passagem de fluidos; c) seixo cisalhado na borda de um dique; d) textura macroscópica dos diques hidrotermais.

4.1.4. Granito de Meruoca

No batólito de Meruoca foram observadas juntas, falhas e diques. No interior do batólito há uma família e falhas predominante de direção WNW-ESE. Na Figura 31 são apresentados os estereogramas para as falhas e juntas medidas nas estações LTB 178, LTB 199 e LTB 202. Nestes é possível distinguir a família de direção WNW-ESE, além da família NNE-SSW e NE-SW entre outras dispersas que não podem ser agrupadas. A família WNW-ESE apresenta movimentações transcorrentes predominantemente sinistrais. A família NNE-SSW apresenta movimentações normais (LTB 202) e transcorrentes (LTB 178), mas não foi possível estabelecer a cronologia relativa entre estas. Moura (2012) descreve diques basálticos que intrudem o batólito de Meruoca com orientação E-W de idade jurássica-cretácea, registros da separação de Pangea. Define uma zona sísmica ativa com mecanismos focais com direção compressiva NW-SE ao longo

de falhas E-W e NW-SE. A atividade mais recente pode explicar a alta dispersão observada.

Figura 31 - Juntas e falhas no batólito de Meruoca: a) local LTB202 b) local LTB 199; e c) local LTB 178.

4.1.5. Formação Ipu, Grupo Serra Grande.

No local LTB168, em afloramento de piso (Figura 32), foram identificadas juntas conjugadas de cisalhamento subverticais, com direções NE-SW a ENE-WSW e NW-SE a WNW-ESSE, com bissetriz aguda na direção E-W, que corresponde a σ_1 , na horizontal. Estas estruturas são semelhantes às falhas subverticais de direções WNW-ESE e ESE-WNW transcorrentes sinistrais e dextrais, de idade pós-devoniana, identificadas por Destro (1994) em afloramentos considerados como remanescentes isolados da Bacia do Parnaíba em Santana de Acaraú, a nordeste da Bacia de Jaibaras.

Figura 32 - Juntas conjugadas de cisalhamento de direções NE-SW a ENE-WSW e NW-SE a WNW-ESSE na Formação Ipu, Grupo Serra Grande (local LTB307).

Ao sul da bacia em outro afloramento da Formação Ipu, Grupo Serra Grande, já da Bacia do Parnaíba, sobreposta ao *Rift* Jaibaras (LTB 168), foram observados diques clásticos de grande porte com orientações similares às descritas no afloramento da Formação Aprazível. Na Figura 33 mostra-se uma comparação da localização, aspecto e orientação destas estruturas. A proximidade estratigráfica destes afloramentos permite observar com detalhe uma ligeira rotação do campo de esforços em sentido horário. É possível interpretar que a injeção destes diques tem influência direta das falhas do sistema Transbrasiliano (Chamani, 2015). Estas falhas abertas permitiram o transporte de fluídos provavelmente provenientes da atividade magmática residual (no caso da Formação

Aprazível) ou relacionado à atividade sísmica de grande magnitude destas falhas (Formação Ipu) (Chamani, 2015).

Figura 33 - a) Diques clásticos da Formação Aprazível; b) diques clásticos da Formação Ipu, Grupo Serra Grande (fotografia de Chamani 2015), mapa com a localização dos afloramentos e estereograma mostrando a orientação semelhante dos diques nos diferentes afloramentos; diagramas planares de roseta a esquerda (laranja) mostrando os diques da Formação Ipu (tomado de Chamani, 2015) e a direita os da Formação Aprazível (preto).

4.2. Dados geofísicos

Dados sísmicos

Oliveira & Mohriak (2003) analisaram uma linha sísmica publicada por Góes et al. (1990) no interior da Bacia do Parnaíba e perpendicular ao Graben Jaibaras no trecho subjacente

aos depósitos silurianos. Nesta interpretaram evidências da fraca inversão do *rift* prévia deposição dos sedimentos siluricos e anotam que os processos que formaram o graben parecem ser os mesmos aos da formação do *sag basin*.

Uma observação preliminar de esta linha sísmica permitiu identificar em profundidade feições identificadas em campo como *onlap*, agração na lapa das falhas normais, sedimentação caótica e, dobras de arrastro. Estas feições foram identificadas por Prosser (1993) ao caracterizar os estágios do *rift*. Na Figura 35, na parte média da imagem, lado direito, se observa uma zona caótica, próxima à lapa, relacionada com agração e feições de *downlap*. Embora a resolução da linha sísmica não seja ótima para maiores conclusões, essas geometrias seriam resultado da fase de clímax do *rift*, no sentido de Prosser (1993).

Figura 34 - Interpretação sísmica de Oliveira & Mohriak (2003) nesta separa a estrutura de rift dos grupos da Bacia do Parnaíba e identifica a inversão que sofreu o rift de Jaibaras.

Figura 35 - Na imagem superior interpretação da sísmica da imagem inferior (Góes *et al.* 1990). Se observa onlap, agadação na lapa das falhas normais, sedimentação caótica e, dobras de arrastro.

Gravimetria e Magnetometria

Com o objetivo de comparar as assinaturas geofísicas dos sistemas de *grabens* embaixo da Bacia do Parnaíba com um análogo aflorante, Castro *et al.* (2016) analisam a gravimetria e magnetometria da Bacia de Jaibaras. As anomalias positivas alongadas magnéticas e gravimétricas caracterizam o *Rift* de Jaibaras. Estas correspondem às rochas vulcânicas densas e unidades do embasamento como granulitos e eclogitos. Baixos

magnéticos e gravimétricos ocorrem nas bordas da bacia onde se encontram os corpos granitoides e as sequências metassedimentares. De acordo com os autores, heterogeneidades no embasamento podem ser responsáveis por algumas das anomalias negativas.

Pedrosa *et al.* (2014) identificam na análise conjunta da gama-espectometria, magnetometria e gravimetria lineamentos preferenciais de direções NE-SW e NW-SE e E-W como lineamentos secundários. A magnetometria mostra na área da bacia uma “anomalia positiva de alta amplitude com formas assimétricas com orientações NE-SW e E-W”, provavelmente produto das rochas da Formação Parapuí. As bordas aparecem bem definidas também por uma anomalia positiva. Os autores notam que o preenchimento sedimentar é mais espesso na porção sul da bacia. Os lineamentos de direção E-W no batólito de Meruoca correspondem às zonas sismogênicas referidas por Moura *et al.* (2012).

Com relação às observações feitas em campo no presente trabalho é possível identificar na geofísica as diferentes estruturas já citadas. Na Figura 36 é apresentada a interpretação da magnetometria efetuada neste trabalho. A família de falhas ENE-WSW, não descrita em trabalhos prévios, aparece claramente na parte central da bacia como lineamentos gravimétricos no mapa da primeira derivada vertical (Figura 37).

Figura 37 - Mapa gravimétrico, primeira derivada vertical. A partir de Pedrosa et al. (2014). Nesta é clara a assinatura geofísica das falhas com orientação ENE-WSW que predominam na parte central e norte da bacia. Também se observam as falhas E-W que afetam o batólito de Meruoca.

Figura 38 - Seção do Açude Jaibaras interpretada a escala horizontal e vertical está em metros. Se observam os dobramentos de baixa amplitude relacionados a propagação de falhas normais.

CAPITULO V

5.1. Discussões

Análise Estrutural

Foram examinadas estruturas de deformação em arenitos ediacaranos a cambrianos da Formação Pacujá (juntas, falhas e dobras), juntas e veios de calcita nos basaltos da Formação Parapuí, falhas e diques hidrotermais na Formação Aprazível e juntas na Formação Ipu do Grupo Serra Grande. Os resultados mostram uma evolução dos paleocampos de tensões bastante homogêneo ao longo da Bacia de Jaibaras, com algumas exceções.

As estruturas reconhecidas e relacionadas com a formação do rift compreendem: falhas longitudinais de direção NE-SW, normais e transcorrentes; falhas transversais normais sin-sedimentares de direção ENE-WSW; e dobras sin-sedimentares com eixos orientados segundo a direção NE-SW.

As estruturas reconhecidas e relacionadas com a deformação do rift compreendem: falhas transversais ao rift, de direção NW-SE, normais; falhas transcorrentes de direção NW-SE reativadas das normais de mesma direção; dobras cônicas com caimento para SW; falhas normais rúpteis de direção ENE-ESW resultantes da reativação de falhas de mesma orientação ativas na formação do rift; inversão de falhas de direção ENE-WSW e provavelmente NE-SW por reativação transcorrente e inversa; geração e deformação de veios na Formação Parapuí; falhas normais de pequeno porte na Formação Aprazível; diques clásticos na Formação Aprazível.

Figura 1 - Relação entre a estratigrafia e a evolução dos paleocampos de tensões na Bacia de Jaibaras. Modificada de Oliveira & Mohriak, 2003).

Para organizar a discussão sobre a sucessão dos eventos relacionados ao tectonismo gerador estruturas da Bacia de Jaibaras, adotou-se como referência a proposta de evolução dos sistemas de rifts de Prosser (1993).

Estruturas relacionadas com a geração da Bacia de Jaibaras

A intrusão do enxame de diques de Coreau é a primeira manifestação da instalação do campo de esforços distensivo na direção NW-SE vigente durante a nucleação do *rift* Jaibaras (Figura 1). Este campo de esforços teria favorecido a reativação normal das discontinuidades do embasamento (Oliveira & Mohriak, 2003), incluindo as falhas do sistema de falhas do Lineamento Transbrasiliiano (Falha Sobral-Pedro II). O estágio inicial do *rift* estaria caracterizado pela reativação das discontinuidades de direção NE-SW do embasamento com sentido dextral e provavelmente um componente normal, assim como por numerosas falhas normais curtas e isoladas neoformadas, de orientação NE-SW, cuja atividade teria pequenos depocentros que permitiriam um balanço positivo entre a deposição e a subsidência,

marcando o estágio de iniciação do *rift* (Prosser, 1993). Este cenário esteve provavelmente relacionado com a deposição da Formação Massapê.

Durante a deposição da Formação Pacujá o campo de esforços mudou levemente com a direção distensiva orientada segundo a direção NNW-SSE. Este campo de esforços determinou as movimentações dextrais nas falhas preexistentes com orientação NE-SW (Figura 4). Outras estruturas mecanicamente compatíveis são as falhas transversais normais de direção ENE-WSW e as falhas transversais de transferência de direção NW-SE. Prosser (1993) descreve neste estágio do *rift* elementos deposicionais como um sistema fluvial longitudinal e cones de talude com sedimentos grossos provenientes das escarpas das novas falhas.

As falhas transversais NW-SE foram encontradas neste trabalho na Formação Pacujá. Quadros (1995) reporta a presença delas na Formação Aprazível. Ao longo destas falhas os indicadores cinemáticos (estrias e deslocamento de camadas) mostram movimentações inicialmente normais e posteriormente transcorrentes.

A formação destas falhas ocorreu em associação com a atividade das falhas longitudinais de direção NE-SW. Há, entretanto, duas alternativas a serem consideradas. Na Figura 2 estão ilustrados dois tipos de falhas que ocorrem perpendicularmente às falhas normais e que são produto da propagação destas últimas. As falhas de alívio ocorrem quando a falha mestra atinge comprimento que supera o equilíbrio entre esta e a magnitude do deslocamento, conforme Destro et al. (2003). No modelo deste autor, permutações locais entre σ_2 e σ_3 , enquanto σ_1 permanece vertical, ocasionam a formação dessas falhas (Figura 2a).

Por outro lado na Figura 2b estão ilustradas as falhas de transferência, que ocorrem com junções rígidas entre falhas normais paralelas. A movimentação destas e a geometria do sistema ocasiona uma movimentação transcorrente ao longo destas falhas (Destro et al. 2003).

Admite-se neste trabalho que as falhas NW-SE se originaram mais provavelmente como falhas de alívio, isto porque não foi observado diretamente no campo evidências de que tenham servido como junção entre duas falhas. Porém cabe a pergunta: teriam as falhas de

alívio servido, mais adiante na evolução do *rift*, como falhas de transferência, conectando falhas de direção NE-SW paralelas?

Figura 2 - a) Diagrama das falhas de release modificado de Destro et al (2003) b) Diagrama das falhas de transferência tomado de Schmalholz (2009) <http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/files>.

Inversão e deformação da bacia

Como se observa na Figura 1, a partir do Ordoviciano o campo de esforços mudou de maneira regional no *rift* (distensão ENE-WSW localmente e distensão NW-SE regional). Esta mudança pode ter ocasionado a reativação de antigas falhas normais de direção NW-SE como transcorrentes, predominantemente sinistrais. Adicionalmente, o traço de algumas falhas na parte central da bacia sugere que as falhas de direção NW-SE serviram de junções entre falhas de direção ENE-WSW paralelas.

Sob outra perspectiva, Angelier (1994) faz referência a alternância de fases de *dip-slip* e de *strike-slip* em contextos tectônicos com uma mesma direção de distensão, nos quais ocorrem permutações episódicas entre os eixos de σ_1 e σ_2 que resultam neste tipo de fenômeno (Figura

3). Entretanto, na Bacia de Jaibaras não foram observadas falhas transcorrentes neoformadas; o que se observa é a mudança de um deslocamento normal para um deslocamento transcorrente numa mesma falha.

Figura 3 - Permutações locais entre σ_2 e σ_3 , enquanto σ_1 permanece vertical, ocasionam a formação alternada de falhas normais e transcorrentes tomada de Angelier (1994)

A atividade ao longo das falhas de direção ENE-WSW é mais complexa e registra a sucessão de eventos de deformação do *rift*. Estas falhas sin-sedimentares tem idade da Formação Pacujá e a sua nucleação pode ser explicada pelo diagrama cinemático da Figura 3, coerente com um evento distensivo de direção NNW-SSE.

Durante a propagação das falhas normais sin-sedimentares de direção ENE-WSW ocorreu o dobramento (no estado pós-compactação e pré-litificação completa da rocha) das camadas originando monoclinais cilíndricos localizados acima das falhas. A análise da deformação microscópica indica que nesta etapa predominou o mecanismo de fluxo granular. Em escala maior o mecanismo de dobramento predominante foi o deslizamento flexural, aproveitando as lâminas de folhelhos entre os estratos de arenitos, que serviram como superfícies de

descolamento (*detachment*). Mais adiante, estas falhas tiveram posteriores reativações normais rúpteis, quando a rocha já estava completamente litificada, provavelmente geradas por colapso gravitacional, gerando estrias *down-slip* e ruptura dos estratos antes dobrados. Na escala microscópica se registra fraturamento dos grãos a profundidades de mais de um quilômetro, o que se traduz em cataclase dos cristais do arcabouço da rocha (Passchier *et al.*, 2005). A presença dos dois estágios de deformação sin-sedimentar e pós-litificação são indicativos da permanência do mesmo campo de esforços por um longo período de tempo, permitindo a propagação das falhas a maiores profundidades a medida que acontecia o soterramento dos sedimentos.

Figura 4 - Diagrama cinemático da movimentação dextral do sistema de falhas do Lineamento Transbrasiliano. Este explica algumas das estruturas que compõem o arcabouço estrutural da Bacia Jaibaras. Note-se como a formação das falhas normais sin-sedimentares de direção ENE-WSW está associada à movimentação transcorrente das falhas de borda da bacia. Os dobramentos ocorrem sub-paralelamente a estas falhas enquanto não se observam dobras com orientação NNW-SSE.

O climax do *rift*, no sentido de Prosser (1993), corresponde à máxima taxa de deslocamento das falhas que resulta em maior subsidência com relação à sedimentação. Na Figura 15 do Capítulo IV na parede W do vertedouro do açude Jaibaras pode ser observada estratificação caótica relacionada com uma escarpa de falha deste tipo. Sedimentologicamente, o estágio inicial do climax do *rift* está representado por depósitos como leques aluviais e deltas em

contextos subaquosos. Na sísmica se observa agradação perto da lapa e progradação e *offlap* na capa. O afloramento da estação LTB 177, com camadas verticalizadas das litofácies de brechas vulcânicas, pode ser indicativo do processo de degradação das escarpas de falha e a consequente geração de deslizamentos de grande porte, feição característica de estágios mais avançados na evolução do *rift*.

De acordo com Brito Neves *et al.* (1984) a Bacia de Jaibaras atingiu o estágio inicial do *rift*. Entretanto, as estruturas acima descritas em conjunto com as litofácies e a sísmica poderiam ser indicativos de um estágio de clímax inicial do *rift*. Uma mudança no campo de esforços provavelmente ocasionada por subsidência termal da litosfera foi responsável pela interrupção do processo de rifteamento. Adicionalmente, mudanças nas condições dinâmicas da paleogeografia influenciaram este processo (Oliveira & Mohriak, 2003).

Evidências deste processo foram encontradas no afloramento representado na Figura 16.III. O anticlinal na capa de uma das falhas de direção ENE-WSW indica que ocorreu uma inversão da falha normal. Possivelmente a inversão ocorreu durante a mudança do campo de esforços do final do Ordoviciano, para um regime compressivo de direção E-W aproximada. Estes esforços geraram nas falhas de direção ENE-WSW inversão oblíqua dextral e não sinistral como afirmou Quadros (1995). Adicionalmente sobreveio a deformação das dobras cilíndricas já existentes. Tanto na geofísica quanto nas imagens de satélite é notável que as falhas apresentam traços curvados, motivo que leva a pensar que a inversão da bacia ocorreu localizadamente e como resultado da transpressão nos setores preferenciais das falhas. Um exemplo deste fenômeno é observado na parte central da bacia, na área do açude de Jaibaras (Figura 5). Não foram observadas falhas nem estruturas neoformadas que respondessem a um campo de esforços compressivo. Deste modo se explica a coexistência de falhas normais e algumas falhas normais invertidas.

Figura 5 - Exemplo da atividade de uma falha normal durante a evolução do rift (segundo Turner & Williams, 2004).

Quadros (1995) faz referência à relação entre o dobramento localizado e o processo de inversão das ombreiras do *rift* em setores de transpressão localizada, porém o autor atribui este processo a uma reativação sinistral do Lineamento Transbrasiliiano. Ao considerar esta hipótese foi notado que uma leve mudança do campo de esforços em sentido distensivo de NNW-SSE para NW-SE poderia ser responsável por uma inversão do sentido das falhas transcorrentes de direção N40E, de dextral para sinistral. No presente trabalho foram encontradas mais evidências que suportam um campo de esforços distensivo na direção N-S, como proposto por Destro (1994).

Dobramento e fraturamento

Os levantamentos de campo executados neste trabalho sugerem que as dobras observadas no açude Jaibaras são resultado da interferência entre dobras sin-sedimentares, formadas por propagação de falha normal, e dobras de arrasto cônicas, que resultam da movimentação de falhas inversas com componente de transcorrência.

Na análise da dobra P17 (Figura 11 do Capítulo IV) no açude Jaibaras se interpreta que as fraturas são pré-dobramento, uma vez que são ortogonais ao acamamento como se mostra no estereograma com as fraturas horizontalizadas. O modelo conceitual de Bergbauer & Pollard

(2004) sugere que a existência de fraturas prévias ao dobramento atua como “anisotropia mecânica que influencia o fraturamento subsequente durante o dobramento” e este consiste na formação de novas fraturas paralelas às existentes e ao preenchimento das juntas preexistentes durante os mecanismos de *bending* e deslizamento flexural (*flexural slip*), assim como a assimilação do dobramento em termos de abertura e cisalhamento ao longo destas fraturas.

As observações da morfologia da família de direção NE, representadas em azul claro na Figura 11.IV, indicam que esta é provavelmente mais recente e portanto novas fraturas desta família surgiram durante o dobramento, seguindo os traços das fraturas preexistentes. Elas afetaram e deslocaram levemente as fraturas da família de direção NNE, representadas em azul escuro na Figura 11.IV. Estas fraturas são cisalhantes e evoluíram durante a virgação das camadas.

Portanto a análise efetuada mostra que as fraturas se formaram durante o estágio de encurtamento das camadas, previamente ao dobramento. Estas fraturas serviram de base durante o dobramento sendo preenchidas por calcita.

Dado que os processos de transpressão foram localizados as dobras foram observadas apenas localizadamente.

Deformação microscópica

O exame da deformação interna das rochas permite identificar os diferentes eventos tectônicos nelas registrados. Nas lâminas examinadas coexistem certas feições da deformação e portanto é possível, até certo ponto, usá-las como marcadoras das condições sob as quais se formaram.

A amostra no núcleo do anticlinal mostra estruturas microscópicas desde bandas de desagregação até veios de calcita, passando por bandas de dissolução e cimentação. A banda de desagregação (Figura 7) corresponde ao estágio pré-litificação da rocha, com a rocha localizada a pouca profundidade (Fossen *et al.* 2007). Quando a rocha atingiu maior profundidade e sofreu soterramento diminuiu a sua porosidade, originando cataclase dos grãos e posteriormente as bandas de dissolução e pressão. Os veios de calcita fazem parte dos últimos estágios de deformação, quando a rocha já tem a sua porosidade reduzida ao

máximo e a litificação está completa (Fossen *et al.* 2007). Por este motivo estas parecem ser fraturas abertas próprias da charneira da dobra preenchidas posteriormente ao dobramento e portanto posterior à inversão.

Na estação LTB 315 foram observadas bandas de desagregação que evoluíram para bandas de cataclase. As bandas de cataclase normalmente se formam a profundidades de 1-3 quilômetros (Fossen *et al.* 2007). Esta amostra conserva parte da sua porosidade e não mostra sinais de cimentação, o que indica que não foi submetida a esforços compressivos, ao contrário da amostra da LTB 167.

Figura 6 - Bandas de deformação classificadas por profundidade (segundo Fossen *et al.* 2007).

Deste modo a observação e caracterização das bandas de deformação permite inquirir sobre o estágio da deformação que precedeu a formação de falhas, juntas e veios, já que estas

precedem a formação de falhas seguindo esta sequência: bandas de deformação, bandas de deformação falhadas, juntas e reativação de juntas e falhas (Fossen *et al.* 2007).

Figura 7 - Evolução das bandas de deformação em relação à profundidade e ao campo de esforços. Adaptada de Fossen *et al.* (2007).

Tectônica e sedimentação

Vários autores tem descrito a provável presença de um corpo lacustre axial à Bacia de Jaíbaras, com possível formação de leques e deltas subaquáticos (Costa *et al.* 1979, Mello, 1978). Adicional à drenagem axial, deveriam existir tributários transversais que provavelmente estiveram influenciados pela atividade das falhas de direção ENE-WSW. Estas provavelmente condicionaram a criação de rampas que permitiram a comunicação da drenagem transversal com o corpo d'água axial. As rampas forneceram o entorno propício ao desenvolvimento de sistemas deltaicos, como o exposto no Açude Jaíbaras (*e.g.* Gawthorpe & Leeder, 2000) (Figura 8).

As medidas de paleocorrentes com orientação para N e NW no centro da bacia e SW na região centro-norte, na Formação Pacujá, sustentam esta hipótese.

No hemigraben o basculamento das camadas para SE ocorreu devido à sucessiva atividade das falhas normais de direção NE, que levaram a uma rotação dos blocos em forma de dominó como se observa na fotografia da Figura 5.IV.

Figura 8 – Bloco diagrama relacionando o desenvolvimento de um sistema deltaico com a família de falhas ENE-WSW e as rampas de revezamento formadas entre elas. Modificado de Echeverri et al. In review. e Schlische (1995).

Deformação na Formação Parapuí

Na análise da deformação na Formação Parapuí foram analisados veios de calcita. Os campos de paleotensões indicados por estas estruturas de mesoescala foram correlacionados com a deformação regional somente de maneira tentativa, pois neste tipo de estrutura ocorrem fatores relacionados com a pressão de fluidos que podem causar redistribuição dos esforços localmente.

Apesar das ressalvas, os campos de paleotensões determinados encontram elementos de correlação com outras estruturas presentes na bacia. Na Formação Pacujá as falhas transversais NW-SE registram uma possível permutação de σ_3 por σ_2 e esta pode estar registrada na Formação Parapuí pela geração dos veios ENE-WSW (representados em azul claro na Figura 26.IV), relacionados a um evento distensivo de direção NE-SW (evento 3 na Figura 26.IV).

Os veios de direção E-W (representados em preto na Figura 26.IV), gerados por um campo de esforços aproximadamente N-S, podem ser correlacionáveis com as falhas sin-sedimentares ENE-WSW da Formação Pacujá. Adicionalmente a falha dextral representada como o evento distensivo de direção NNW-SSE (6 na Figura 26.IV) e a geração dos veios sigmoidais representados em vermelho (ENE-WSW) podem responder aos esforços responsáveis pela inversão da bacia. Seriam correlacionáveis com a formação das dobras cônicas na Formação Pacujá e inversão das falhas normais. O evento 7 na Figura 26.III que gerou fraturas abertas na Formação Parapuí também foi registrado na Formação Pacujá (Figura 18.IV). Estas seriam também coerentes com os campos de paleotensões atuantes durante a intrusão dos diques clásticos da Formação Ipu e as juntas descritas em Santana de Acaraú (Figura 33.IV).

Deformação na Formação Aprazível

Durante o clímax do *rift* a deposição da Formação Aprazível seria uma manifestação da atividade das falhas de direções ENE-WSW e NE-SW, sendo reativadas de modo transcorrente e seria resultado da geração de novas áreas fontes pelo levantamento de altos no embasamento e no interior da bacia. Isto explicaria a natureza localizada destes depósitos (Costa *et al.* 1979). Na base desta unidade falhas sin-sedimentares de pequeno porte indicam um evento distensivo de direção ENE-WSW. Este apresenta uma relação geométrica com o padrão das paleocorrentes que neste afloramento é bimodal para ENE e SE.

Deformação no batólito de Meruoca

De modo anômalo em relação ao resto da bacia ocorreno batólito a família WNW-ESE que apresenta movimentações transcorrentes predominantemente sinistrais. Esta pode ter influência da neotectônica ativa nesta área. Os diques E-W de idade jurássica-cretácica podem ter relação com as fraturas abertas E-W observadas nas formações Pacujá e Parapuí, assinalando assim uma provável coetanidade entre estas estruturas.

Figura 9 – Bloco diagrama gerado a partir do SRTM na Bacia de Jaibaras. Pode-se observar como a morfologia atual é coerente com as feições estruturais. Sobresaem os relevos da Serra da Ibiapaba e a Serra da Meruoca ao norte.

5.2. Conclusões

As principais conclusões decorrentes do desenvolvimento deste estudo podem ser assim resumidas:

1. O paleocampo de esforços na Bacia de Jaibaras foi predominantemente homogêneo, de direção distensiva NNW-SSE ao longo da sua evolução. Esta direção sofreu rotações leves que determinaram a instalação, deformação e inversão do *rift*. As estruturas mecanicamente coerentes com este estágio foram falhas de direção NE-SW reativadas com sentido transcorrente dextral com componente normal, falhas transversais de direção ENE-WSW sin- e pós-sedimentares e falhas de transferência NW-SE. Estas sofreram reativações que originaram dobras de arrasto associadas. Posteriormente um campo de esforços compressivo E-W teria influenciado a inversão oblíqua ao longo dos segmentos de direção ENE-WSW criando estruturas transpressivas. Também ocorreram mudanças nos paleocampos de tensões locais, que provavelmente estiveram associadas ao desenvolvimento ao interior de uma zona de

cisalhamento transcorrente e que constituem exceções ao modelo geral. Porém foi possível correlacionar até certo ponto as estruturas em diferentes formações.

2. Os dobramentos que afetam localizadamente a Formação Pacujá são resultado da interferência de vários eventos, entre eles dobramento por propagação de falhas normais, dobras cônicas de arrasto e dobras transversais às falhas normais e coerentes com a localização de rampas de revezamento.
3. As estruturas transversais são claramente identificáveis na gravimetria. A linha sísmica mostra em profundidade parte das feições descritas neste trabalho, tais como agradação na lapa das falhas normais sin-sedimentares, *onlap*, dobramento por arrasto durante a propagação de falhas normais e por inversão oblíqua. Adicionalmente a gravimetria evidencia as mudanças de espessura registrada ao longo do *rift*.
4. As estruturas transversais tiveram um papel determinante nos processos sedimentares do *rift*, determinando a criação de rampas que influenciaram o desenvolvimento da rede de drenagem. Estas estruturas também determinaram a compartimentação da bacia em blocos com diferentes taxas de subsidência, refletidas atualmente na espessura diferencial da Formação Pacujá ao longo do *rift* e os distintos estilos sedimentares e condições de oxidação no entorno sedimentar. A Bacia de Jaibaras é um exemplo claro de um sistema tectonosedimentar com a tectônica como fator dominante no controle da sedimentação.
5. A inversão oblíqua por transpressão localizada foi responsável pelo levantamento das ombreiras do *rift* e paleoaltos ao interior da bacia que foram determinantes na deposição da Formação Aprazível. A calha na parte sul do batólito de Meruoca pode ser exemplo desta dinâmica. A morfologia e a tectônica conservam na paisagem atual da bacia a concordância com o que provavelmente teve lugar durante o Cambriano.
6. Durante a evolução da bacia foi determinante a atividade de estruturas transcorrentes oblíquas, as quais, ao contrário do referido por outros autores, não correspondem a um componente mínimo mas sim ao mecanismo que desencadeia a subsidência no *rift* durante a sua instalação e durante a posterior deformação e a fraca e localizada inversão. Neste sentido e com relação à classificação da Bacia de Jaibaras considera-se que esta estaria mais próxima de uma bacia de *pull-apart* do que um *rift* puro.

5.3. Referências

- Abreu F.A.M., Gorayeb P.S.S., Hasui Y. 1993. Grábens eopaleozóicos do oeste cearense – Considerações sobre as seqüências lito-estratigráficas. In: SBG. Simp. Geol. Nordeste, 15, Natal, Atas, 13:29-31.
- Allmendinger, R. (2015). Stereonet Software.
<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html>
- Almeida, F. F. M. (1969). Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. In: Sociedade Brasileira de Geologia, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, 1969. Anais..., Salvador, p. 29-46.
- Almeida, F. F. M. De, Brito Neves, B. B. De, & Dal Ré Carneiro, C. (2000). The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50(1-2), 77–111.
[http://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00072-0](http://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00072-0)
- Almeida, R. P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A. R. S., & Fambrini, G. L. (2010). The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. *The Journal of Geology*. <http://doi.org/10.1086/649817>
- Amaral, W. D. S., Santos, T. J. S. dos, Wernick, E., Nogueira Neto, J. de A., Dantas, E. L., & Matteini, M. (2012). High-pressure granulites from Cariré, Borborema Province, NE Brazil: Tectonic setting, metamorphic conditions and U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 22(3-4), 892–909.
<http://doi.org/10.1016/j.gr.2012.02.011>
- Anderson E.M. (1951). The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain: Edinburgh. Oliver and Boyd LTD., 206p.
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: Hancock, P. L. (Ed.). *Continental Deformation*. p. 53-100. Oxford: Pergamon Press.
- Archanjo, C. J., Launeau, P., Hollanda, M. H. B. M., Macedo, J. W. P., & Liu, D. (2009). Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará state, northeastern Brazil). *International Journal of Earth Sciences*, 98(8), 1793–1807.
<http://doi.org/10.1007/s00531-008-0342-z>
- Arthaud, M.H., 2007. Evolução Neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira. PhD thesis, Universidade de Brasília, Brasília, 170 pp.
- Arthaud, M.H., Caby, R., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Parente, C.V., 2008. Geology of the Northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), West

- Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publications 294, 49–67.
- Aydin, A. (1978). Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 116(4-5), 913–930. <http://doi.org/10.1007/BF00876546>
- Aydin, A., & Johnson, A. M. (1983). Analysis of faulting in porous sandstones. *Journal of Structural Geology*, 5(1), 19–31. [http://doi.org/10.1016/0191-8141\(83\)90004-4](http://doi.org/10.1016/0191-8141(83)90004-4)
- Barroso, F. R. G., Filho, M. F. D. E. L., & Agostinho, S. M. O. (2014). First Ediacaran Fauna Occurrence in Northeastern Brazil (Jaibaras Basin,? Ediacaran-Cambrian): Preliminary Results and Regional Correlation.
- Bergbauer, S., & Pollard, D. D. (2004). A new conceptual fold-fracture model including prefolding joints, based on the Emigrant Gap anticline, Wyoming. *Bulletin of the Geological Society of America*, 116(3-4), 294–307. <http://doi.org/10.1130/B25225.1>
- Bergerat, F. (1987). Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6(2), 99–132. <http://doi.org/10.1029/TC006i002p00099>
- Bizzi, L. A. & Vidotti, R. M. 2003. Condicionamento do magmatismo pós-Gondwana. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (eds.): Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, Brasília: 335-364
- Bond, G. C., Nickeson, P. A., & Kominz, M. A. (1984). Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*, 70(2), 325–345. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90017-7](http://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90017-7)
- Borrero Peña, Carlos Alberto 2009 La Secuencia Volcanoclastica de Aranzazu: Registro del Impacto del Volcanismo en un Sistema Fluvial Neogeno en la Parte Media de la Cordillera Central, Colombia. Boletín de Geología, [S.l.], v. 30, n. 2, abr. ISSN 2145-8553. <http://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegologia/article/view/41/3830>
- Brito Neves B.B., Long L.L., Kawashita K., Sial A.N., Cordani U.G., Pessoa R.J.R. 1978. Estudo da geocronologia da faixa costeira pré-cambriana do Nordeste. Recife, Unpublished CNPq final report. 14 p.
- Brito Neves B.B., Vanderschueren P., Pessoa D.A.R., Cordani U.G. 1974. Reavaliação dos dados geocronológicos do pré-cambriano do nordeste brasileiro. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28. Porto Alegre, Anais, 6: 261-271.
- Brito Neves, B. B., & Cordani, U. G. (1991). Tectonic evolution of South-America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(1-2), 23–40.

- Brito Neves, B. B., Fuck, R. a., Cordani, U. G., & Thomaz F., a. (1984). Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: A case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics*, 1(3-5), 495–510.
[http://doi.org/10.1016/0264-3707\(84\)90021-8](http://doi.org/10.1016/0264-3707(84)90021-8)
- Caby, R. (1989). Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. *Geological Society of America Special Papers*, 230, 145–158. <http://doi.org/10.1130/SPE230-p145>
- Caby, R., A. N. Sial, M. H. Arthaud, and A. Vauchez, Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in northeast Brazil, in *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*, edited by R. D. Dallmeyer, and J. P. Lcorch, pp.373–397, Springer-Verlag, New York, 1991.
- Campbell, D.F. (1949). Bacia do Maranho. Relatrio. Conselho Nacional do Petrleo, 1949, p.81-83.
- Caputo, M.V.; Lima, E.C. (1984). Serra Grande. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33., Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG. v.2, p.740-753.
- Carvalho, D. L. O. 2011. Mapeamento geolgico e gravimetria da poro central do grben de gua Bonita, sudoeste do Tocantins e noroeste de Gois. Braslia, IG-UNB, dissertao de mestrado, 93p
- Cavalcante, A. S. A. 2006. Evoluo termocronolgica do sistema de falhas Senador Pompeu - CE. Natal, UFRN, dissertao de mestrado, 70p.
- Cavalcante, J.C. *Mapa Geolgico do Estado do Cear*. Escala 1:500.000. Fortaleza: CPRM, 2003.
- Cear. Exemplo de cinemtica sinistral no Eopaleozico. In: CONGRESSO BRASILEIRO
- Chamani, M. (2011). *Tectnica Intraplaca e Deformao Sinsedimentar Induzida por Abalos Ssmicos: o Lineamento Transbrasiliano e Estruturas Relacionadas na Provncia Parnaba, Brasil*. Tese de Mestrado. Universidade de So Paulo, Brasil.
- Chamani, M. (2015). *Tectnica Sinsedimentar no Siluro-Devoniano da Bacia do Parnaba, Brasil: O Pape de Grandes Estruturas do Embasamento na Origem e Evoluo de Bacias Intracratnicas*. Tese de doutoramento. Universidade de So Paulo, Brasil.
- Cobra, R.Q (1963). Estudos da Estratigrafia, Tectnica, Ocorrncias Minerais e Recursos d'gua do Nordeste do Cear. SUDENE/DRM, Recife. Unpublished report, 23 pp.
- Collins, A. S., & Pisarevsky, S. A. (2005). Amalgamating eastern Gondwana: The evolution of the Circum-Indian Orogens. *Earth-Science Reviews*.
<http://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.02.004>

- Cordani, U. G., Pimentel, M. M., Araújo, C. E. G., & Fuck, R. A. (2013). The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, 43(3), 583–597.
<http://doi.org/110.5327/Z2317-48892013000300012>
- Costa, M. J., Franca, J. B., Lins, C. A. C., Bacchiegga, I. F., Habekost, C. R., & Cruz, W. B. (1979). Geologia da Bacia de Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão: Projeto Jaibaras. Série Geologia No. 14, Seção Geologia Básica No (11), Brasília: DNPM/Brazilian Government, 106 pp.
- Dalziel, I. W. D. (1997). Neoproterozoic-paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Bulletin of the Geological Society of America*.
[http://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<0016:ONPGAT>2.3.CO;2](http://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<0016:ONPGAT>2.3.CO;2)
- Danni, J. C. M. (1972). Geologia da porção sul do Grupo Jaibaras-Ceará. *Revista Brasileira de Geociências*, 2, 85–97.
- Davison, I., 1994, Linked faults systems; extensional, strike-slip and contractional, in P. L. Hancock, ed., *Continental deformation*: New York, Pergamon, p. 121–142.
- De Castro, D. L., Bezerra, F. H. R., Fuck, R. A., & Vidotti, R. M. (2016). Geophysical evidence of pre-sag rifting and post-rifting fault reactivation in the Parnaíba basin, Brazil. *Solid Earth Discussions*, (January), 1–38. <http://doi.org/10.5194/se-2016-21>
- De Castro, D. L., Fuck, R. a., Phillips, J. D., Vidotti, R. M., Bezerra, F. H. R., & Dantas, E. L. (2014). Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, 614, 128–145.
<http://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.009>
- Destro, N., Szatmari, P., & Ladeira, E. a. (1994). Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 16(1), 35–45. [http://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90016-7](http://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90016-7)
- Fairhead, J. D., & Maus, S. (2003). CHAMP satellite and terrestrial magnetic data help define the tectonic model for South America and resolve the lingering problem of the pre-break-up fit of the South Atlantic Ocean. *The Leading Edge*, 22(8), 779.
<http://doi.org/10.1190/1.1605081>
- Fambrini, G.L. 2003. O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) da Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. PhD thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Feng, M., van der Lee, S., & Assumpção, M. (2007). Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(4).
<http://doi.org/10.1029/2006JB004449>

- Fetter A., Van Schmus W.R., Santos T.J.S., Arthaud M., Nogueira Neto J. 1997. Geocronologia e estruturação do Estado do Ceará: NW da Provincia Borborema, NE Brasil. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, Boletim, p. 32- 33.
- Fetter, A.H., 1999. U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geological history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brasil: implications for the assembly of Gondwana. Lawrence, 164 pp. Department of Geology, Faculty of the Graduate School, University of Kansas, Lawrence Campus, thesis (PhD).
- Fetter, A.H., Santos, T.J.S., Van Schumus, W.R., Hackspacher, P.C., Brito Neves, B.B., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A., Wernick, E., 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of west Gondwana. *Gondwana Research* 6, 265–273
- Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Santos, T.J.S., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A., 2000. U–Pb and Sm–Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent Atlantica. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 102–106.
- Fisher, R. V. (1960). Criteria for recognition of laharic breccias, southern Cascade Mountains, Washington. *Bulletin of the Geological Society of America*, 71(2), 127–132. [http://doi.org/10.1130/0016-7606\(1960\)71\[127:CFROLB\]2.0.CO;2](http://doi.org/10.1130/0016-7606(1960)71[127:CFROLB]2.0.CO;2)
- Fossen, H., Schultz, R. a., Shipton, Z. K., & Mair, K. (2007). Deformation bands in sandstone: a review, 164(Davis 1999), 755–769. <http://doi.org/10.1144/0016-76492006-036>
- Fragoso-Cesar, A. R. S.; Fambrini, G. L.; Almeida, R. P.; Pelosi, A. P. M. R.; Janikian, L.; Riccomini, C.; Machado, R.; Nogueira, A. C. R.; and Saes, G. S. 2000. The Camaqua~ extensional basin: Neoproterozoic to Early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Rev. Bras. Geocienc.* 30:438–441.
- Ganade de Araujo, C. E., Rubatto, D., Hermann, J., Cordani, U. G., Caby, R., & Basei, M. A. S. (2014). Ediacaran 2,500-km-long synchronous deep continental subduction in the West Gondwana Orogen. *Nature Communications*, 1–8.
- Ganade de Araujo, C. E., Weinberg, R. F., & Cordani, U. G. (2014). Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): A two-stage Neoproterozoic collision process. *Terra Nova*, 26(2), 157–168. <http://doi.org/10.1111/ter.12084>
- Ganade de Araújo, C.E.G., Pineo, T.R.G., Cavalcante, J.C., Caby, R., Costa, F.G., Vasconcelos, A.M., Rodrigues, J.B., 2010. Provenance of the Novo Oriente Group, southwestern Ceará Central Domain, Borborema Province (NE-Brazil): a

dismembered segment of a magma-poor passive margin or a restricted rift-related basin? *Gondwana Research* 18, 497–513.

- Garcia, M.G. M. (2010). Idade do vulcanismo ácido da Formação Parapuí: Implicações na estratigrafia da Bacia Eopaleozoica Jaibaras-CE. In 45^o Congresso Brasileiro de Geologia. <http://doi.org/10.1007/BF01689657>
- Gawthorpe, R. L., & Leeder, M. R. (2000). Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12(3-4), 195–218. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2000.00121.x>
- 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, 55-64.
- Góes, A.M.; Feijó, F.J. (1994). Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.8, p.57-67.
- Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M., Hasui Y. 1993. A tectônica distensiva e a geração de granitos eopaleozóicos no Noroeste do Ceará. In: SBG. Simp. Geol. Nordeste, 15, Natal, Atas, 13:254-257.
- Gorayeb, P.S.S., Abreu, F. A. M., Corrêa, J. A. M., & Moura, C. A. V. (1988). Relações Estratigráficas entre o Granito Meruoca e a Sequência Ubajara-Jaibaras. In XXXV *Congresso Brasileiro de Geologia* (Vol. 6, pp. 2678–2688).
- Gorayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M., dos Santos, M.V., Silva Junior, O.G. *Carta Geológica. Sobral – Folha SA.24-Y-D-IV; Frecheirinha – Folha SA.24-Y-C-VI; Ipú – Folha SB.24-V-A-III; Granja – Folha SA.24-Y-C-III*. Escala 1:100.000. CPRM, 2014.
- Hippolyte, J. C., Bergerat, F., Gordon, M. B., Bellier, O., & Espurt, N. (2012). Keys and pitfalls in mesoscale fault analysis and paleostress reconstructions, the use of Angelier's methods. *Tectonophysics*, 581, 144–162. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.012>
- Insele, G. & Seilacher, A. 1991. Distinction of Tempestites and Turbidites. In: Einsele, G. & Seilacher, A. 1991. *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag Berlin. 420p.
- Iverson, R.M., and Vallance, J.W. 2001. New views of granular mass flows: *Geology*, Vol. 29, pp. 115-118.
- Janikian, L. 2001. Evolução paleoambiental do Grupo Camaquã na região de Bom Jardim, Sub-Bacia Camaquã Central, RS. MS thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

- Janikian, L. 2004. Sequências deposicionais e evolução paleoambiental do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã, Rio Grande do Sul. PhD thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Jardim de Sá E.F. 1994. *A faixa Seridó (Provincia Borborema, NE do Brasil) e seu significado geodinâmico na cadeia brasileira/pan-africana*. Dissertação de doutoramento. Universidade de Brasília, Brasília, 804 p.
- Jardim de Sá E.F., Hackspacher P.C., Nogueira A.M.B., Lins F.A.P.L., McReath I., Srivastava N.K., Alunos da Disciplina Geologia de Campo 11-1979, 1979. Observações sobre a estratigrafia e sequências ígneas da Bacia de Jaibaras, Noroeste do Ceará. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 9, Natal, Boletim, p. 30-38.
- Kegel, W., Scorza, E. P., & Coelho, F. C. P. (1958). Estudos geológicos do norte do Ceará. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, 184, Rio de Janeiro: DNPM, pp. 1-46.
- Mabesoone, J. M., Beurlen, K., Rand, H. M., Costa, W. D., Manoel Filho, J., Barretto, P. T., Rijo, L., Rodrigues, J. M. S., Marinho, J. M. L., Nascimento, P. A. B., & Rocha, M. A. (1971). Geologia da Bacia de Jaibaras, Ceará. Estudos e Pesquisas, UFPE/IG, 2, 1-116.
- Martins, G., Oliveira, E.P., Lafon, J.M., 2009. The Algodões amphibolite-tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: geochemical and geochronological evidence for Palaeoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. *Gondwana Research* 15, 71-85.
- Mc Kenzie, D. P., Bickle, M.J. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29, 625-679.
- McCaffrey, K. J. W., Jones, R. R., Holdsworth, R. E., Wilson, R. W., Clegg, P., Imber, J., ... Trinks, I. (2005). Unlocking the spatial dimension: digital technologies and the future of geoscience fieldwork. *Journal of the Geological Society*, 162(6), 927-938. <http://doi.org/10.1144/0016-764905-017>
- Meert, J. G., & Torsvik, T. H. (2003). The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. *Tectonophysics*, 375(1-4), 261-288. [http://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00342-1](http://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00342-1)
- Mello, Z. F. (1978). Evoluções finais do ciclo geotectônico Brasileiro no Nordeste Oriental. Proceedings of the 30th Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, 6, 2438-2450.
- Mercier, J., Vergely, P., 1992. Tectonique. Dunod, Paris, 214 pp.
- Moura, A. C. A. (2012). Falhas Sismogênicas no Granito Meruoca, Sobral, Ceará. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília - UNB.

- Nascimento D.A., Gava A., Pires J.L., Teixeira W., Franfa F.A.B., Cabral E.M.A., Stamford W.J.P., Ribeiro A.G., Barros M.J.G., Fonseca R.A. 1981. Geologia. In: Projeto Radambrasil, levantamentos de recursos naturais, Rio de Janeiro, MME, Vol. 21, p. 23-212 (folha Fortaleza).
- Nascimento, R. S., & Gorayeb, P. S. S. (2004). Basaltos da Suíte Parapuí, Gráben Jaibaras, Noroeste do Ceará: Caracterização, Petrografia, Geoquímica e Química Mineral. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4), 10.
- Nascimento, R.S. & Abreu, F.A.M. 1994. Inversão da Bacia de Jaibaras, Noroeste do
- Nédélec, A., Trindade, R., Peschler, A., Archanjo, C., Macouin, M., Poitrasson, F., & Bouchez, J. (2015). Lithos Hydrothermally-induced changes in mineralogy and magnetic properties of oxidized A-type granites, *215*, 145–157.
- Nemec, W. and R.J. Steel 1984. Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In, E.H. Koster and R.J. Steel (Eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geology, Memoir, Calgary, p. 1-31.
- Norris, D.K., Barron, K., 1969. Structural analysis of features on natural and artificial faults. In: Baer, A., Norris, D.K. (Eds.), *Research in Tectonics*. Geol. Surv. Can. Pap. 68–52, 136–167.
- Novais F.R.G., Brito Neves B.B., Kawashita K. 1979. Reconhecimento cronoestratigráfico na região Noroeste do Ceará. In: SBG, Simposio de Geologia do Nordeste, 9, Natal, Boletim, p. 91-110.
- Oliveira, D. C. (2001). Reavaliação da evolução tectono-magmática do Graben de Jaibaras (nordeste do Brasil). *Acta Geológica Hispánica*, 36(1), 53–95. Retrieved from <http://www.raco.cat/index.php/ActaGeologica/article/view/75632/96062>
- 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(3-4), 351–383. [http://doi.org/10.1016/S0264-8172\(03\)00044-8](http://doi.org/10.1016/S0264-8172(03)00044-8)
- Orton, G.J. (1996). Volcanic environments. In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy Reading* (Eds. H.G. Reading), pp. 485-567, Blackwell Science, Oxford.
- Parente, C.V., Silva Filho, W.F., Almeida, A.R., 2004. Bacias do Estágio da Transição da Plataforma Sul-Americana. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, pp. 487e537.

- Passchier, C. W., & Trouw, R. R. A. J. (2005). *Microtectonics*. <http://doi.org/10.1007/978-3-662-08734-3>
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer, Berlin.
- Pedrosa, N. C., Vidotti, R. M., Fuck, R. a., Leopoldino Oliveira, K. M., & Castelo Branco, R. M. G. (2014). Structural framework of the Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data. *Journal of South American Earth Sciences*, 1–17. <http://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.07.005>
- Petit, J. P. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9(5-6), 597–608. [http://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90145-3](http://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90145-3)
- Petit, J.P., Proust, F., Tapponnier, P., 1983. Critères du sens du mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 7, 589–608.
- Posamentier, H. W., Jervey, M. T., & Vail, P. R. (1988). Eustatic Controls on Clastic Deposition I-Conceptual Framework. *Sepm*, (42), 109–124. <http://doi.org/10.2110/pec.88.01.0109>
- Prosser, S. (1993). Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *Geological Society, London, Special Publications*, 71(1), 35–66. <http://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.071.01.03>
- Quadros, M. L. (1995). *Estudo Tectono-Sedimentar da Bacia de Jaibaras, na Região Entre as Cidades de Pacujá e Jaibaras, Noroeste do Estado do Ceará*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará.
- Santos, R. V., Oliveira, C. G. De, Parente, C. V., Garcia, M. D. G. M., & Dantas, E. L. (2013). Hydrothermal alteration related to a deep mantle source controlled by a Cambrian intracontinental strike-slip fault: Evidence for the Meruoca felsic intrusion associated with the Transbraziliano Lineament, Northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 43, 33–41. <http://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.005>
- Santos, T. J. S., Fetter, a. H., & Neto, J. a. N. (2008). Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 101–120. <http://doi.org/10.1144/SP294.6>
- Schlische, R. W. (1995). Geometry and origin of fault-related folds in extensional settings. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79(11), 1661–1678. <http://doi.org/10.1306/7834DE4A-1721-11D7-8645000102C1865D>
- Schobbenhaus C. (coord.). 1975. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folha Goiás (SD 22) (texto explicativo). DNPM, Brasília 114 p.

- Schultz, R. a., & Siddharthan, R. (2005). A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks. *Tectonophysics*, 411(1-4), 1–18. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.07.008>
- Sial A.N. & Long L.E. 1987. Rb-Sr and oxygen isotope study of the Meruoca and Mucambo Granites, Northeastern Brazil. Short paper of the 4th International Conference of Geochronology, Cosmochemical and Isotope Geology. USGS open file report 78-701, p. 398-400.
- Sial A.N. 1989. Petrologia, geoquímica de elementos maiores, traços, terras raras e isótopos (Sr, O, H, S) nos batólitos da Meruoca e Mucambo, Ceará, Nordeste do Brasil. Unpublished Thesis, Recife, UFPE, 284 p.
- Sial A.N., Figueiredo M.C.H., Long L.E. 1981. Rare-earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo Plutons, Ceará, Northeast Brazil. *Chemical Geology*, 31: 271–283.
- Sial, A.N., Figueiredo, M.C.H., Long, L.E., 1981. Rare-earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo Plutons, Ceará, Northeast Brazil. *Chemical Geology* 31, 271–283.
- Tavares Jr., S.S., Gorayeb, P.S.S., Lafon, J-M., 1990. Petrografia e geocronologia Rb/Sr do feixe de diques da borda oeste do Granito de Meruoca (CE). *Anais do 36º Congresso Brasileiro de Geologia*, Natal, p. 337-338.
- Teixeira, A. L.; Gaucher, C.; Paim, P. S. G.; Fonseca, M. M.; Parente, C. V.; Silva Filho, W. F.; and Almeida, A. R. 2004. Bacias do Estágio da Transição da Plataforma Sul-Americana. In Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; and Brito Neves, B. B., eds. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca.
- Torquato J.R., Nogueira Neto J.A. 1996. Historiografia da região de dobramentos do Médio Coreá. *Revista Brasileira de Geociências*, 26: 303-314.
- Trindade, R. I. F., D'Agrella-Filho, M. S., Epof, I., & Brito Neves, B. B. (2006). Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*, 244(1-2), 361–377. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.039>
- Trompette, R. (1994). Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and África. *A.A.Balkema, Rotterdam*, 350. [http://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00062-3](http://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00062-3)
- Tucker, M.E. (1996). *Sedimentary Rocks in the Field* (3d Edition). Wiley, Chichester.

- Vandoros P. 1968. Um granito pós-orogênico de Sobral, Ceará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 22, Belo Horizonte, Anais, p 5-6.
- Vauchez, A.; Neves, S.; Caby, R.; Corsini, M.; Egydio- Silva, M.; Arthaud, M.; Amaro, V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4): 247-266 doi: 10.1016/0895-9811(95)00012-5.
- Warren, L. V., Quaglio, F., Riccomini, C., Simoes, M. G., Poire, D. G., Strikis, N. M., Strikis, P. C. (2014). The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil Cloudina reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology*, 42(5), 391–394.
<http://doi.org/10.1130/G35304.1>
- Watterson, J. (1986). Fault dimensions, displacements and growth. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 124(1-2), 365–373. <http://doi.org/10.1007/BF00875732>
- Winge, M. (1967). Breves notas sobre a geologia do Noroeste do Ceará. SUDENE, Divisão de Geologia, Recife, Boletim de Estudos, 3, 14–22.
- Yoshida, M., & Upreti, B. N. (2006). Neoproterozoic India within East Gondwana: Constraints from recent geochronologic data from Himalaya. *Gondwana Research*, 10(3-4), 349–356. <http://doi.org/10.1016/j.gr.2006.04.011>
- Žalohar, J., & Vrabec, M. (2007). Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data: The Gauss method. *Journal of Structural Geology*, 29(11), 1798–1810.
<http://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.06.009>

ANEXO

Mapa geológico escala aproximada 1:500.000 (Modificado de CPRM, 2014; CPRM 2003)

Seções estruturais escala 1:50.000.

TRABALHOS UTILIZADOS

Cavalcante, J.C. Mapa Geológico do Estado do Ceará. Escala 1:500.000. Fortaleza: CPRM, 2003.

Gorayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M., dos Santos, M.V., Silva Junior, O.G. Carta Geológica. Sobral – Folha SA.24-Y-D-IV; Frecheirinha – Folha SA.24-Y-C-VI; Ipú – Folha SB.24-V-A-III; Granja – Folha SA.24-Y-C-III. Escala 1:100.000. CPRM, 2014.

PERFIL ESTRUCTURAL A-A' IPAGUAÇU

PERFIL ESTRUCTURAL B-B' SOBRAL

PERFIL ESTRUCTURAL C-C' JAIBARAS

PERFIL ESTRUCTURAL D-D' CAÇIMBAS

PERFIL ESTRUCTURAL E-E' PACUJÁ