UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

TESE DE DOUTORADO

GEOTECTÔNICA E EVOLUÇÃO CRUSTAL DAS FAIXAS RIO PRETO E RIACHO DO PONTAL, ESTADOS DA BAHIA, PERNAMBUCO E PIAUÍ

AUTOR: FABRÍCIO DE ANDRADE CAXITO

ORIENTAÇÃO: ALEXANDRE UHLEIN

Nº 26

BELO HORIZONTE

DATA: 25/10/2013

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

TESE DE DOUTORADO

GEOTECTÔNICA E EVOLUÇÃO CRUSTAL DAS FAIXAS RIO PRETO E RIACHO DO PONTAL, ESTADOS DA BAHIA, PERNAMBUCO E PIAUÍ

Autor: Fabrício de Andrade Caxito

Tese de doutorado apresentada ao corpo docente do Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de doutor.

Área de Concentração: Geologia Regional

Orientação: Prof. Dr. Alexandre Uhlein



Afrânio, Pernambuco, Brasil

“Ao examinar em primeira mão uma nova região, nada pode parecer mais desesperançoso do que o caos das rochas; mas, através do registro da estratigrafia e da natureza das rochas e fósseis em várias localidades, sempre raciocinando e prevendo o que vai ser encontrado em seguida, a luz em breve começa a ser jogada sobre a região, e a estrutura do todo começa a se tornar mais ou menos inteligível.”

- Charles Darwin, Autobiografia

“Todos os modelos estão errados, mas alguns são úteis.”

- George E.P. Box

AGRADECIMENTOS

Ao orientador do trabalho, prof. Dr. Alexandre Uhlein, pelo companheirismo, discussões, apoio e incentivo constantes. Aos professores da UFMG, drs. Antônio Carlos Pedrosa Soares (Calota), Tiago Novo e Alexandre Chaves, pelo apoio, coleguismo, valiosas discussões e sugestões.

Aos professores que me apresentaram os caminhos e possibilidades da geologia isotópica, em especial Ross Stevenson, Elton Dantas, Galen Halverson e Ivo Dussin. Ao Ivo pelo tempo dedicado e pelos macetes no espinhoso trabalho de redução de dados isotópicos U-Pb. Ao Elton agradeço pela empolgação, entusiasmo e visão privilegiada da geologia da Província Borborema.

Aos alunos da pós-graduação em geologia da UFMG, principalmente Gabriel Jubé Uhlein, Joana Magalhães e Silas Salgado, pelo apoio nas realizações de análises isotópicas no GEOTOP, além do companheirismo e valiosas discussões. Ao Vassily Rolim que forneceu também valiosas sugestões ao trabalho. Aos bolsistas Túlio Amós e Moisés Ávila, pelo apoio nos trabalhos de campo e preparação de amostras; e aos alunos de geologia da UFMG, de todos os períodos, por continuamente injetar novo ânimo e inspiração. Aos amigos da turma de Geologia - UFMG de 2003, especialmente ao Guilherme Freitas (Patolino) e Henrique Alvim Guimarães, que incentivaram e forneceram apoio e material enquanto a tese era ainda apenas um projeto. Ao Renato Santa Cruz (Fofão) e Cleone Jr. pela hospedagem e camaradagem durante os tempos de UnB.

Ao prof. Dr. César Ferreira Filho, pelas valiosas lições sobre a geologia de complexos máfico-ultramáficos, e coleguismo no campo e na UnB. Ao prof. Dr. Alcides Sial, pelas palavras de incentivo e pelas análises isotópicas de carbono e oxigênio realizadas no NEG-LABISE, UFPE. Ao prof. Dr. Benjamin Bley de Brito Neves, pela troca de idéias sobre a geologia da Faixa Riacho do Pontal e dicas de afloramentos na região de Afrânio (PE). Aos profs. e alunos de geologia da UFES, em Alegre – ES, onde grande parte do texto final da tese foi redigido. Em especial, aos professores Ariadne Marra, Felipe Guadagnin e Caio Turbay por todo o apoio e material disponibilizado.

À FAPEMIG e à Vale pelo financiamento através do Projeto CRA–RDP-00120-10. À CAPES pela disponibilização da bolsa de doutorado. À Vale pelo acesso e amostragem dos furos de sondagem e pela hospedagem durante os trabalhos de campo no sudeste do Piauí, especialmente nas pessoas de Walter Riehl, Márcio Erbes, seu Paulo e toda a equipe de Capitão Gervásio Oliveira (PI). Ao Isaac e pessoal da pousada Asa Sul, em São João do Piauí, pelo acolhimento, histórias, e contagiante entusiasmo pela vida.

E finalmente, os maiores agradecimentos vão à minha família e principalmente aos meus pais, Enida e Cristóvão, por servirem sempre como exemplo de vida, amor, perseverança e fé tanto nos reveses quanto na bonança; e à Tatiana, que me ensina continuamente o verdadeiro sentido da minha vida. Este trabalho é dedicado a vocês.

Sumário

PARTE 1 – Introdução e contexto geológico

1. Introdução

1.1. Localização e acessos....1
1.2. Trabalhos anteriores e evolução dos conhecimentos 2
1.2.1. Faixa Rio Preto....2
1.2.2. Faixa Riacho do Pontal 4
1.3. Aspectos fisiográficos....9
1.3.1. Faixa Rio Preto e noroeste do Cráton São Francisco....9
1.3.2. Faixa Riacho do Pontal 11
1.4. Questões em aberto....11
1.5. Objetivos 13
1.6. Metodologia de trabalho 13
1.7. Estruturação da tese....19

2. Síntese da evolução geológica da Província Borborema

2.1. Introdução à Província Borborema 20
2.2. Arcabouço geológico....21
2.3. Contexto tectônico da Província Borborema....23

PARTE 2 – Geologia da Faixa Rio Preto

3. Artigo: Depositional systems and stratigraphic review proposal of the Rio Preto Fold Belt, northwestern Bahia / southern Piauí

Abstract / Resumo....28
3.1. Introduction....29
3.2. Previous studies....30
3.3. Stratigraphic review proposal 20
3.3.1. Cristalândia do Piauí Complex 33
3.3.2. Formosa Formation....33
3.3.3. Canabravinha Formation....36
3.3.4. Bambuí Group....37
3.3.5. Phanerozoic covers....38
3.4. Description of stratigraphic columns....38
3.5. Facies, sedimentary environments and depositional systems of the Canabravinha Formation....42

3.6. Tectonic context of the Rio Preto basin 44
3.7. Structural geology and tectonics of the Rio Preto Belt 45
3.8. Final considerations 47
3.9. Acknowledgments 48

4. Artigo: Detrital zircon (U-Pb) and Sm-Nd isotope studies of the provenance and tectonic setting of basins related to collisional orogens: The case of the Rio Preto Fold Belt on the northwest São Francisco Craton margin, NE Brazil.

Abstract 51
4.1. Introduction 52
4.2. Geologic setting and stratigraphy 54
4.2.1. Cristalândia do Piauí Complex 54
4.2.2. Formosa Formation 56
4.2.3. Canabravinha Formation 56
4.4.4. Effects of the Brasiliano Orogeny in the stratigraphic relationships 58
4.3. Sampling and analytical procedures 58
4.4. Results 61
4.4.1. Detrital zircon U-Pb 61
4.4.1.1. Formosa Formation 61
4.4.1.2. Canabravinha Formation 62
4.4.2. Sm-Nd 64
4.5. Discussion 65
4.5.1. Possible source areas 65
4.5.2. Comparison of the Nd isotope record of the studied units 68
4.5.3. Implications for the sedimentary evolution of the Rio Preto Fold Belt and stratigraphic correlations 70
4.5.4. Implications on West Gondwana evolution 72
4.6. Conclusions 74
4.7. Acknowledgments 75

PARTE 3 – Geologia da Faixa Riacho do Pontal

5. Zoneamento tectono-estratigráfico da Faixa Riacho do Pontal

5.1. Introdução 89
5.2. Embasamento 89
5.2.1. O embasamento na Zona Externa 93
5.2.2. O embasamento nas zonas Central e Interna 95
5.3. Zona Interna 96

5.3.1. Sub-domínio Santa Filomena / Paulistana....96
5.3.1.1. Complexo Santa Filomena....98
5.3.1.2. Complexo Paulistana....99
5.3.2. Sub-domínio Morro Branco....101
5.3.2.1. Complexo Morro Branco....101
5.3.2.2. Complexo Brejo Seco....102
5.3.2.3. Complexo São Francisco de Assis....104
5.3.3. Suíte Afeição....105
5.4. Zona Central....106
5.4.1. Complexo Monte Orebe....106
5.5. Zona Externa....109
5.5.1. Grupo Casa Nova....109
5.5.1.1. Formação Barra Bonita....111
5.5.1.2. Formação Mandacaru....112
5.6. Granitóides Brasilianos....113
5.6.1. Magmatismo sin-colisional: Suíte Rajada....113
5.6.2. Magmatismo sin a tardi-colisional: Suíte Serra da Esperança....114
5.6.3. Magmatismo tardi a pós-colisional: Suíte Serra da Aldeia / Caboclo....117

6. Geologia estrutural e metamorfismo da Faixa Riacho do Pontal

6.1. Introdução....118
6.2. Regime compressivo....118
6.2.1. Fase D1....118
6.2.2. Fase D2....119
6.2.3. Fase D3....127
6.3. Regime transcorrente – Fase D4....127

7. Arcabouço geofísico da Faixa Riacho do Pontal

7.1. Introdução....132
7.2. Limites geofísicos....132
7.3. Caracterização geofísica da zona de sutura....133
7.4. Limite norte e a Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste....134

8. Litoquímica, geocronologia e geologia isotópica (Sm-Nd) de rochas metabásicas da Zona Interna

8.1. Introdução....137
8.2. Complexo Paulistana....137
8.2.1. Litoquímica....137

8.2.2. Geocronologia U-Pb 143
8.2.2. Sm-Nd 144
8.2.3. Resumo e interpretação geotectônica das rochas metamáficas do Complexo Paulistana 145
8.3. Complexo Morro Branco 146
8.3.1. Litoquímica 146
8.3.2. Sm-Nd 150
8.3.3. Resumo e interpretação geotectônica das rochas metavulcânicas do Complexo Morro Branco 150
8.4. Complexo São Francisco de Assis 150
8.3.1. Litoquímica 150
8.3.2. Sm-Nd 152
8.3.3. Resumo e interpretação geotectônica das rochas metamáficas do Complexo São Francisco de Assis 153

9. Artigo:The Afeição augen-gneiss Suite and the record of the Cariris Velhos Orogeny (1000-920 Ma) within the Riacho do Pontal Fold Belt, NE Brazil

Abstract 160
9.1. Introduction 161
9.2. Geological setting 162
9.3. Materials and methods 165
9.4. Results 166
9.4.1. Field relationships 166
9.4.2. Petrography 168
9.4.3. Lithochemistry 170
9.4.4. U-Pb 175
9.4.5. Sm-Nd 176
9.5. Discussion 178
9.5.1. Petrogenesis and tectonic setting 178
9.5.2. Correlation with other Cariris Velhos occurrences 181
9.5.3. Role of the Afeição Suite within the Brasiliano-aged (~630-550 Ma) Riacho do Pontal Fold Belt evolution 182
9.5.4. Tectonic model 183
9.6. Conclusions 186
9.7. Acknowledgments 186

10. Artigo: Evidence for Neoproterozic oceanic crust remnants within the southern Borborema Province, NE Brazil and implications for West Gondwana reconstructions

Abstract 191
10.1. Introduction 191
10.2. The Riacho do Pontal Fold Belt 193
10.3. The Monte Orebe Complex: Oceanic crust remnants 195
10.4. Conclusions 199
10.5. Acknowledgments 200
APPENDIX 10.A – Materials and methods 201

11. Artigo: The Riacho do Pontal fold belt, NE Brazil: records of a complete plate tectonics cycle and implications for the Neoproterozoic evolution of the Borborema Province

Abstract 205
11.1. Introduction 206
11.2. The Riacho do Pontal fold belt 207
11.2.1. Basement 211
11.2.2. Internal Zone 212
11.2.2.1. Santa Filomena / Paulistana sub-domain 212
11.2.2.2. Morro Branco sub-domain 215
11.2.2.3. Afeição Suite 216
11.2.3. Central Zone 217
11.2.3.1. Monte Orebe Complex 218
11.2.4. External Zone 220
11.2.4.1. Casa Nova Group 220
11.2.5. Brasiliano granitoids 221
11.2.5.1. Syn-collisional magmatism: The Rajada Suite 221
11.2.5.2. Syn- to late-collisional magmatism: Serra da Esperança Suite 222
11.2.5.3. Late- to post-collisional magmatism: Serra da Aldeia / Caboclo Suite 222
11.2.6. Brasiliano-age deformation and metamorphism 223
11.3. New geochronological and isotopic data 225
11.3.1. U-Pb 225
11.3.2. Sm-Nd 229
11.3.3. C, O and Sr isotope data 230
11.4. Discussion and conclusions: Towards a tectonic model for the Riacho do Pontal Fold Belt 232
APPENDIX 11.A: Materials and methods 240

PARTE 4 – Conclusões

12. Conclusões 252
12.1. Principais conclusões 252
12.1.1. Faixa Rio Preto 252
12.1.2. Faixa Riacho do Pontal 252
12.2. Modelo de evolução tectônica e paleogeográfica 254

13. Referências Bibliográficas 261

ANEXO: Coordenadas UTM dos principais pontos visitados

Lista de Figuras

Capítulo 1

Figura 1.1. Localização da Faixa Rio Preto....1
Figura 1.2. Localização da Faixa Riacho do Pontal....2

Capítulo 2

Figura 2.1. Mapa geológico da Província Borborema....21
Figura 2.2. Mapa simplificado do Supercontinente Gondwana....24
Figura 2.3. Mapa tectônico simplificado da Província NE Brasil – Nigéria – Camarões....25
Figura 2.4. Reconstruções paleogeográficas de Rodinia e Gondwana 26

Capítulo 3

Figura 3.1. São Francisco Craton and surrounding belts....31
Figura 3.2. Geological map of the Rio Preto Fold Belt....32
Figura 3.3. Stratigraphic columns of the Rio Preto Fold Belt 35
Figura 3.4. Field photos of the Formosa Formation....39
Figura 3.5. Field photos of the Canabravinha Formation....41
Figura 3.6. Paleogeography of the Rio Preto basin 45
Figura 3.7. Geologic transect and structure of the Rio Preto Fold Belt 47

Capítulo 4

Figura 4.1. São Francisco Craton and Borborema Province 53
Figura 4.2. Geological map of the Rio Preto Fold Belt and sample distribution 55
Figura 4.3. Stratigraphic columns of the Rio Preto Fold Belt, with U-Pb and Sm-Nd data 57
Figura 4.4. Field photos of sample collection sites 60
Figura 4.5. U-Pb age histograms and probability density plots of the Formosa Formation 62
Figura 4.6. U-Pb age histograms and probability density plots of the Canabravinha Fm. 63
Figura 4.7. Comparative plots of Nd isotopic characteristics for the Rio Preto Fold Belt....69
Figura 4.8. Nd isotope evolution diagram for the Rio Preto Fold Belt rocks....70
Figura 4.9. Paleogeographic reconstruction of the Rio Preto basin....73

Capítulo 5

Figura 5.1. Mapa e seção geológica da Faixa Riacho do Pontal....90
Figura 5.2. Fotos de campo do embasamento, complexos Paulistana e Santa Filomena....97
Figura 5.3. Fotos de campo dos complexos Morro Branco e Brejo Seco 103
Figura 5.4. Fotos de campo da Suíte Afeição 107

Figura 5.5. Fotos de campo do Complexo Monte Orebe e Grupo Casa Nova.....110
Figura 5.6. Fotos de campo de granitóides brasilianos da Faixa Riacho do Pontal. 115

Capítulo 6

Figura 6.1. Estruturas relacionadas à Fase compressiva D1 119
Figura 6.2. Estruturas relacionadas à Fase compressiva D2 122
Figura 6.3. Estruturas do estágio compressivo no Açude do Ingazeiro, Paulistana.....124
Figura 6.4. Seção geológica com indicação aproximada das isógradas de metamorfismo 126
Figura 6.5. Estruturas relacionadas à Fase transcorrente D4 128
Figura 6.6. Dobras de arraste nos arredores da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste. 130

Capítulo 7

Figura 7.1. Seção geológica e perfil gravimétrico de anomalia Bouguer 135
Figura 7.2. Comparação entre anomalias Bouguer de zonas de sutura pré-cambrianas.....136

Capítulo 8

Figura 8.1. Diagramas bivariantes de amostras do Complexo Paulistana.....139
Figura 8.2. Diagramas de classificação química e tectônica do Complexo Paulistana 140
Figura 8.3. Padrões de ETR e aranhogramas do Complexo Paulistana.....143
Figura 8.4. Diagramas Concórdia (U-Pb) de zircões do Complexo Paulistana.....144
Figura 8.5. Diagramas bivariantes de amostras do Complexo Morro Branco 147
Figura 8.6. Diagramas de classificação química e tectônica do Complexo Morro Branco 148
Figura 8.7. Padrões de ETR e aranhogramas do Complexo Morro Branco.....149
Figura 8.8. Diagramas de classificação química e tectônica do Complexo São Francisco 152
Figura 8.9. Padrões de ETR e aranhogramas do Complexo São Francisco.....153
Figura 8.10. Diagrama de evolução isotópica do Nd das amostras dos três complexos 154

Capítulo 9

Figura 9.1. Map of the Borborema Province and location of the study area.....163
Figura 9.2. Schematic cross-sections of the study area 167
Figura 9.3. Field photos and photomicrographies of the Afeição Suite.....169
Figura 9.4. Harker diagrams of the Afeição Suite samples.....172
Figura 9.5. Lithochemical classification diagrams of the Afeição Suite samples.....173
Figura 9.6. Tectonic discrimination diagrams of the Afeição Suite samples.....174
Figura 9.7. ETR patterns and spidergrams of the Afeição Suite samples.....175
Figura 9.8. SEM images and U-Pb Concordia diagrams of analyzed zircons 177
Figura 9.9. Nd isotopic evolution diagram of samples from the Afeição Suite.....179
Figura 9.10. Ti = 1 normalized spidergram of samples from the Afeição Suite 180

Figura 9.11. Tectonic model for the Tonian evolution of the Internal Zone 185

Capítulo 10

Figura 10.1. Major cratons and orogenic areas of West Gondwana 193
Figura 10.2. Schematic map and cross-section of the Riacho do Pontal Fold Belt 194
Figura 10.3. Comparison of the Bouguer anomaly profile of distinct Precambrian sutures 196
Figura 10.4. Lithochemical plots of the Monte Orebe Complex samples 198
Figura 10.5. Sm-Nd isochron of metabasalt samples from the Monte Orebe Complex..... 199
Figura 10.6. Tectonic model for the Monte Orebe oceanic crust 200

Capítulo 11

Figura 11.1. Schematic map of the Borborema Province 208
Figura 11.2. Geologic map of the Riacho do Pontal Fold Belt 209
Figura 11.3. Geologic transect of the Riacho do Pontal Fold Belt..... 210
Figura 11.4. Field photos of the Riacho do Pontal Fold Belt..... 214
Figura 11.5. U-Pb Concordia diagrams of Rajada Suite samples..... 226
Figura 11.6. Detrital zircon U-Pb age spectra histograms and probability density plots..... 228
Figura 11.7. Nd isotope evolution diagram of analyzed samples..... 230
Figura 11.8. C and O isotope data of the Umbuzeiro borehole samples..... 231
Figura 11.9. C, O and Sr isotope data of the Barra Bonita and Salitre fms. compared 232
Figura 11.10. Tectonic evolution model of the Riacho do Pontal Fold Belt 238
Figura 11.11. Cross-sections of the tectonic model..... 239

Capítulo 12

Figura 12.1. Reconstrução paleogeográfica da região estudada..... 259

Lista de Tabelas

Capítulo 3

Tabela 3.1. Proposal of stratigraphic review for the Rio Preto Fold Belt 49

Tabela 3.2. Lithofacies and sedimentar processes of the Canabravinha Formation 50

Capítulo 4

Tabela 4.1. Rio Preto Fold Belt stratigraphy 76

Tabela 4.2. U-Pb data of the Canabravinha and Formosa fms. samples 77

Tabela 4.3. Sm-Nd data of the Rio Preto Fold Belt samples 88

Capítulo 8

Tabela 8.1. Dados litoquímicos do Complexo Paulistana 155

Tabela 8.2. Dados litoquímicos do Complexo Morro Branco 156

Tabela 8.3. Dados litoquímicos do Complexo São Francisco de Assis 157

Tabela 8.4. Dados U-Pb da amostra FRP316A (Complexo Paulistana) 158

Tabela 8.5. Dados isotópicos Sm-Nd dos três complexos 159

Capítulo 9

Tabela 9.1. Lithochemical data of the Afeição Suite 187

Tabela 9.2. U-Pb data of zircons from the Afeição Suite samples 189

Tabela 9.3. Sm-Nd isotope data of samples from the Afeição Suite 190

Capítulo 10

Tabela 10.1. Lithochemical data of the Monte Orebe Complex 202

Tabela 10.2. Sm-Nd isotope data of samples from the Monte Orebe Complex 204

Capítulo 11

Tabela 11.1. U-Pb zircon data of samples from the Rajada Suite and Barra Bonita Fm. 242

Tabela 11.2. Sm-Nd isotope data of samples from the Riacho do Pontal Fold Belt 249

Tabela 11.3. C, O and Sr isotope data of marbles from the Barra Bonita Fm. 250

Tabela 11.4. C and O isotope data of marble samples from the Umbuzeiro borehole 251

Capítulo 12

Tabela 12.1. Cronologia dos eventos propostos para a evolução tectônica da região. 260

RESUMO

As faixas Rio Preto e Riacho do Pontal são parte do extenso sistema orogênico Brasiliano / Pan-Africano do Supercontinente Gondwana Ocidental no Nordeste do Brasil, se estendendo por aproximadamente 600 km na direção SW-NE nas margens noroeste e norte do Cráton do São Francisco. A Faixa Rio Preto é composta pela Formação Formosa (xisto, quartzito, anfibolito), provavelmente depositada em uma bacia retro-arco paleoproterozóica (~1.9 Ga) e, portanto, parte do embasamento da faixa dobrada; e pela Formação Canabravinha (metadiamictito, metagrauvaca, metaturbidito), que representa o preenchimento de uma bacia rift neoproterozóica (900-600 Ma). A deformação brasiliana ocasionou a inversão da bacia intracontinental e gerou uma estrutura complexa em leque assimétrico de dupla vergência, entre 600 e 540 Ma atrás. A Faixa Riacho do Pontal pode ser subdividida em três domínios tectono-estratigráficos, de norte para sul: as zonas Interna (núcleo metamórfico), Central (ofiolítica) e Externa (*thrust-and-fold belt*). A Zona Interna contém importantes intrusões de augen-gnaisse de idade toniana (Suíte Afeição, 1000-960 Ma) que podem representar uma continuação do Cinturão Cariris Velhos, a nordeste. A Zona Central, cujas características geofísicas são muito similares às de zonas de sutura pré-cambrianas, é caracterizada pelo Complexo Monte Orebe, composto principalmente por metabasaltos e rochas metassedimentares de ambiente marinho profundo. Dados Sm-Nd sugerem uma idade de extrusão dos protólitos dos metabasaltos em torno de 820 Ma. Valores iniciais positivos de $\varepsilon Nd_{(t)}$ = +4.4 e razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ acima da razão condrítica indicam uma fonte de manto empobrecido, o que, conjuntamente à química do tipo T-MORB, semelhante aos ofiolitos relacionados à zonas de subducção, sugere que os metabasaltos representam remanescentes obductados de uma crosta oceânica neoproterozóica. A Zona Externa é caracterizada pelo sistema de *nappes* Casa Nova, composto por duas unidades, da base para o topo: A Formação Barra Bonita, uma sequência plataformal que representa parte da margem passiva norte do Cráton do São Francisco; e a Formação Mandacaru, uma sequência turbidítica do tipo *flysch*, depositada em uma bacia de margem ativa há aproximadamente 630 Ma atrás. Toda a faixa dobrada é intrudida por granitóides sin a pós-colisionais de idade Neoproterozóica tardia (~630-540 Ma). A Faixa Riacho do Pontal provavelmente representa um ciclo de placas tectônicas completo no Neoproterozóico tardio, envolvendo a colisão do Cráton do São Francisco com a porção extremo oeste do bloco de Pernambuco – Alagoas, a norte. Esta interpretação diverge de visões da Província Borborema como um bloco coerente desde o Paleoproterozóico (parte do Supercontinente Atlântica) sugerindo, ao invés, um ambiente dinâmico onde múltiplas placas interagiram para formar esta porção do Supercontinente Gondwana Ocidental.

Palavras Chave: Orogênese Brasiliana, Província Borborema, Faixa Rio Preto, Faixa Riacho do Pontal, Gondwana Ocidental.

ABSTRACT

The Rio Preto and Riacho do Pontal fold belts are part of the extensive Brasiliano / Pan-African branch of orogens of West Gondwana in Northeast Brazil, extending up to 600 km in a SW-NE trend within the northwest and north São Francisco Craton margins. The Rio Preto Fold Belt is composed by Formosa Formation (schist, quartzite, amphibolite), probably deposited in a paleoproterozoic (~1.9 Ga) back-arc basin and thus part of the basement to the fold belt; and the Canabravinha Formation (metadiamictite, metawacke, metaturbidite), probably deposited in a Neoproterozoic (900-600 Ma) rift basin. Neoproterozoic deformation originated a complex assymetrical doubly-vergent fan structure, between 600 and 540 Ma ago. The Rio Preto Fold Belt probably represents the inversion of an intracontinental basin, as orogenic or oceanic rocks have not yet been identified within its outcropping area. The Riacho do Pontal Fold Belt can be subdivided in three tectono-stratigraphic domains, from north to south: The Internal (metamorphic core), Central (ophiolitic) and External (thrust-and-fold belt) zones. The Internal Zone contains important Tonian-aged (1000-960 Ma) augen-gneiss intrusions (Afeição Suite) which might represent a continuation of the Cariris Velhos Orogen further northeast. The Central Zone, whose geophysical characteristics are very similar to those of Precambrian suture zones, is characterized by the Monte Orebe Complex, composed mainly by metabasalts and deep-sea metasedimentary rocks. Sm-Nd whole rock data suggest extrusion of the metabasalt protholits at around 820 Ma. Initial $\varepsilon Nd_{(t)} = +4.4$ and $^{147}Sm/^{144}Nd$ values above the chondrite ratio indicates a depleted mantle source, which together with a T-MORB, subduction-related ophiolite geochemistry, suggest that the metabasalts represent obducted remnants of a Neoproterozoic oceanic crust. The External Zone is characterized by the Casa Nova nappe system, which is composed by two units, from the bottom up: The Barra Bonita Formation, representing a platformal sequence which is broadly coeval to the cratonic cover of the Una Group and thus represent part of the northern São Francisco paleocontinent passive margin; and the Mandacaru Formation, which is a turbiditic, flysch-like unit, deposited in an active margin basin with sources toward north, at around 630 Ma ago. The whole belt is intruded by extensive syn to post- collisional granitoids of late Neoproterozoic to Cambrian age (~630-530 Ma). The Riacho do Pontal Fold Belt probably represents a complete plate tectonics cycle in the late Neoproterozoic, involving the collision of the São Francisco Craton with the western edge of the Pernambuco – Alagoas block further north. This interpretation challenges a view of the Borborema Province as a coherent block since the Paleoproterozoic (part of the Atlantica Supercontinent); suggesting, instead, a dynamic setting where multiple plates interacted to form this portion of West Gondwana.

Keywords: Brasiliano Orogeny, Borborema Province, Rio Preto Fold Belt, Riacho do Pontal Fold Belt, West Gondwana

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1. Localização e acessos

Duas áreas foram estudadas no presente trabalho. A área correspondente à Faixa Rio Preto abrange a porção noroeste do estado da Bahia (BA) na região limítrofe com o estado do Piauí (PI; Figura 1.1), sendo limitada pelos paralelos -10,63º e -11,53º e meridianos -45,46º e -44,73º (em graus decimais), em uma área de aproximadamente 8.000 km^2 (100 x 80 km). O principal centro urbano é a cidade de Formosa do Rio Preto - BA (21.827 habitantes, IBGE 2008), município baiano mais distante da capital do estado, Salvador (cerca de 1.030 km). Para acessar a região partindo de Belo Horizonte, segue-se através da BR-040 sentido Brasília até a cidade de Paracatu - MG, onde é acessada a MG-188 até Unaí, e daí a BR-251 até Planaltina – DF. De Planaltina é acessada a BR-020 até a cidade de Luís Eduardo Magalhães – BA, e daí pela BR-242 até Barreiras. A BR-135 dá acesso de Barreiras para Formosa do Rio Preto. São aproximadamente 1.500 km no trecho Belo Horizonte – Formosa do Rio Preto, por esse trajeto. As rodovias são, em sua maioria, federais e apresentam, em geral, bom estado de conservação.

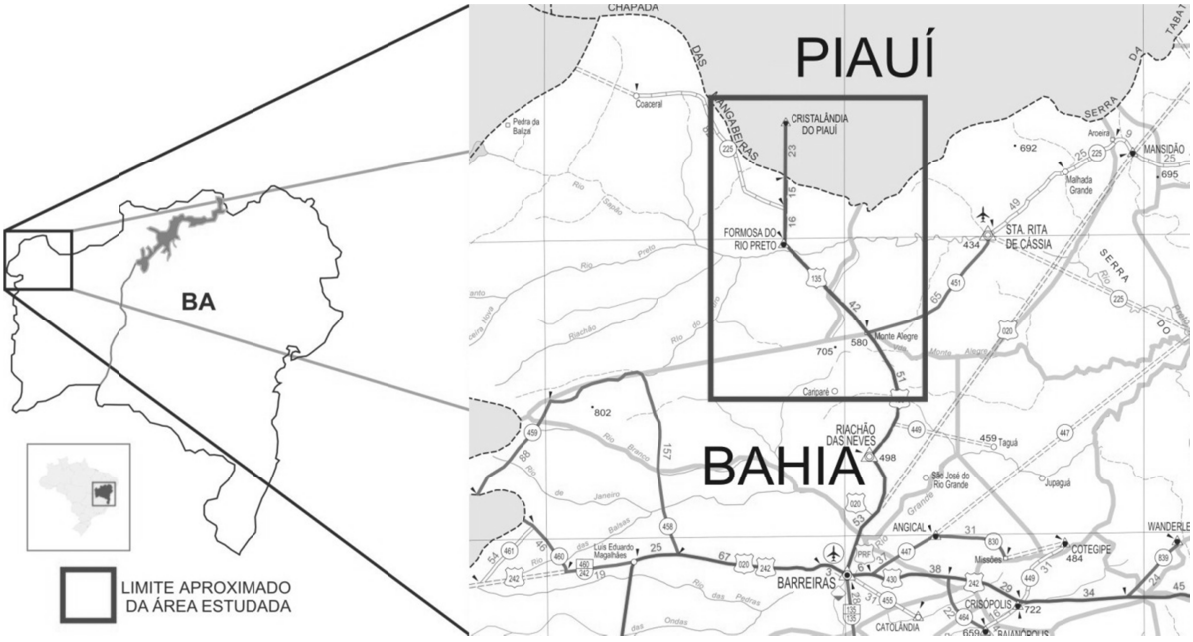


Figura 1.1 – Localização da área da Faixa Rio Preto nos estados da Bahia / Piauí. (Modificado de DNIT 2002)

A área correspondente à Faixa Riacho do Pontal abrange a região limítrofe entre os estados da Bahia, Pernambuco (PE) e Piauí, na região nordeste do Brasil (Figura 1.2), sendo limitada pelos

paralelos -8,00º e -10,00º e meridianos -42,70º e -40,00º, em uma área de aproximadamente 66.000 km^2 (295 x 225 km). O principal centro urbano é a cidade de Petrolina - PE (305.352 habitantes, IBGE 2012), juntamente à cidade de Juazeiro (BA) à margem oposta do Rio São Francisco, no extremo sul da região. Ao norte, noroeste, sudoeste e sul, as principais cidades são Paulistana (PI), São Raimundo Nonato (PI), São João do Piauí (PI), e Casa Nova (BA), respectivamente. Na porção central da faixa dobrada, destaca-se a cidade de Afrânio (PE). A partir de Petrolina, as principais vias de acesso à área são as rodovias BR-407, no sentido Sudeste-Noroeste (Petrolina – Picos), e PI-459, no sentido Leste-Oeste (Posto Pipocas – São João do Piauí). Ambas as rodovias são pavimentadas e apresentam, em geral, bom estado de conservação.

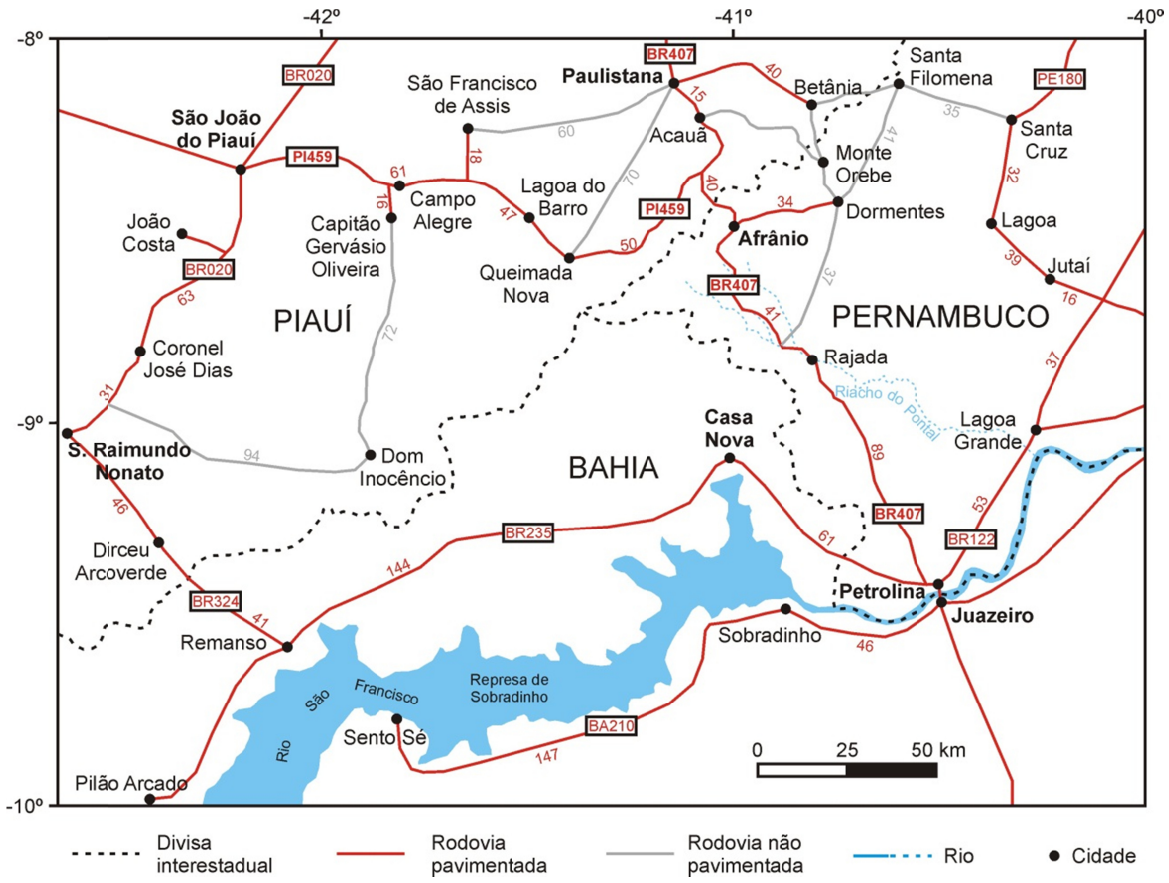


Figura 1.2 – Mapa rodoviário e principais acessos da região da Faixa Riacho do Pontal.

1.2. Trabalhos anteriores e evolução dos conhecimentos

1.2.1. Faixa Rio Preto

A Faixa Rio Preto é um cinturão de dobramentos brasiliano que bordeja o Cráton do São Francisco em sua margem noroeste (Figura 2.1). Além de alguns projetos de ação governamental, a

região foi visitada por poucos pesquisadores desde o início do Século XX. Nestes trabalhos, as rochas metassedimentares aflorantes no vale do rio Preto já foram atribuídos ao Neo, Meso e até mesmo ao Paleoproterozóico.

O trabalho pioneiro que abrange a geologia da Faixa Rio Preto é atribuído a Moraes Rego (1926), que executou um mapeamento na escala 1:1.000.000 da parte ocidental do estado da Bahia, seguido por Domingues (1947), em um estudo regional do centro-oeste do estado. Esses autores descreveram os quartzitos e filitos do vale do rio Preto, correlacionando-os à Série Jacobina de idade Algonquiana (termo obsoleto que corresponde nos dias de hoje ao Eon Proterozóico); os calcários, filitos e arenitos que se estendem desde a região de São Desidério até a vila de Cariparé, correlacionando-os à Série Bambuí de idade Siluriana; os arenitos que ocorrem em cotas acima de 650 m, da Formação Urucuia, posteriormente elevada à categoria de grupo por Campos & Dardenne (1997), de idade cretácea, e os sedimentos inconsolidados quaternários e recentes da planície do rio São Francisco, denominados Formação das Vasantes.

Winge (1968) realizou um mapeamento geológico entre as serras do Estreito e do Boqueirão, a leste da área de estudo, considerando os quartzitos que as compõem como pertencentes ao Grupo Itacolomi. Para esse autor, os quartzitos e filitos ocorrentes a oeste e noroeste da Serra do Boqueirão fazem parte também desse grupo, e não da Série Jacobina como considerado pelos autores anteriores.

Moutinho da Costa *et al.* (1971) apresentaram uma primeira tentativa de subdivisão geotectônica para o oeste da Bahia, ainda no contexto da escola geossinclinal, caracterizando uma zona miogeossinclinal entre Riachão das Neves e Formosa do Rio Preto, uma zona pericratônica na região de Barreiras e São Desidério e uma zona cratônica a sul de São Desidério. Esses autores posicionam as rochas da zona miogeossinclinal no Proterozóico Médio (Grupo Espinhaço Superior).

Santos *et al.* (1977) realizaram mapeamento geológico regional na Folha Rio São Francisco, englobando os metassedimentos do noroeste baiano sob a denominação Grupo Rio Preto e situando-os estratigraficamente acima do Grupo Chapada Diamantina, do Mesoproterozóico, e abaixo do Grupo Bambuí, do Neoproterozóico.

Inda & Barbosa (1978) publicaram o mapa geológico do estado da Bahia em escala 1:1.000.000, através da compilação e análise crítica da massa de dados até então adquirida. Esses autores apresentam uma interpretação geotectônica para a região do rio Preto, que difere da interpretação de Moutinho da Costa *et al.* (1971) pela adição da zona eugeossinclinal, caracterizando o “Geossinclinal do Rio Preto”, com vergência tectônica de norte para sul, ou seja, em direção ao Cráton do São Francisco. Esses autores posicionam a deposição do Grupo Rio Preto no Proterozóico Médio, com deformação e metamorfismo brasilianos, no Neoproterozóico.

Jardim de Sá & Hackspacher (1980) realizaram um reconhecimento estrutural na borda noroeste do Cráton do São Francisco, identificando quatro fases de deformação. Esses autores posicionam o Grupo Rio Preto no Proterozóico Inferior, por correlação com as rochas supracrustais da Faixa Riacho do Pontal, que, à época, eram consideradas por uma corrente de pesquisadores como mais antigas do que o Grupo Chapada Diamantina; e também por acreditarem que a deformação de direção N-S registrada nas serras do Estreito e do Boqueirão (tipo "Espinhaço") superpõe as estruturas de direção NE-SW da Faixa Rio Preto. Vale dizer que essa relação é exatamente a contrária da observada por autores anteriores, vide Inda & Barbosa (1978).

Barbosa (1982) realizou um estudo sobre os depósitos de manganês do oeste da Bahia, associados aos grupos Rio Preto e Bambuí, os quais foram formados por processos supergênicos atuantes sobre protominérios (gonditos) durante os ciclos geomorfológicos Velhas, do Terciário Superior, e Paraguaçu, do Quaternário (King 1956). Este autor interpreta uma idade neoproterozóica para o Grupo Rio Preto, de deposição contemporânea ao Grupo Bambuí, levando em consideração a gradação progressiva de estilo sedimentar, deformacional, metamórfico e metalogenético entre essas duas unidades. Esta interpretação também é apresentada por Montes *et al.* (1986).

Egydio-Silva (1987), em sua tese de doutorado, desenvolveu um trabalho estratigráfico e estrutural na Faixa Rio Preto, formulando uma nova divisão litoestratigráfica para os grupos Rio Preto e Bambuí. Este autor realocou grande parte do Grupo Rio Preto na base do Grupo Bambuí (Formação Canabravinha), considerando o restante do grupo como correlato ao Grupo Chapada Diamantina, do Mesoproterozóico. Tal interpretação foi utilizada no Programa de Levantamentos Geológicos Básico da CPRM, no mapeamento das folhas Formosa do Rio Preto, Santa Rita de Cássia, Curimatá, Corrente e Xique-Xique (Andrade Filho *et al.* 1994, Arcanjo & Braz Filho 1999).

Recentemente, foram realizados trabalhos de iniciação científica sobre a estratigrafia e sistemas deposicionais da borda sul da Faixa Rio Preto (Sanglard *et al.* 2008) e de graduação, com o mapeamento geológico na escala 1:50.000 da região de Formosa do Rio Preto (Gonçalves-Dias & Mendes 2008). Caxito (2010) apresenta, na sua dissertação de mestrado, novos dados estratigráficos, litoquímicos e geocronológicos sobre a região da Faixa Rio Preto. Neste trabalho, é proposta uma nova subdivisão estratigráfica, com o Grupo Rio Preto englobando as formações Canabravinha e Formosa, ambas depositadas no Neoproterozóico. Dados geocronológicos recentes, e apresentados na presente tese, porém, sugerem uma subdivisão estratigráfica diferente, conforme apresentado nos capítulos 3 e 4.

1.2.2. Faixa Riacho do Pontal

Os primeiros trabalhos que tratam da geologia da região da Faixa Riacho do Pontal foram realizados na década de 60, com a execução de trabalhos de graduação em geologia da UFPE no extremo oeste de Pernambuco (Barreto 1962, Moura 1962). Posteriormente, em trabalhos da extinta SUDENE, Siqueira Filho (1967) mapeou a folha Jutaí (PE) e reconheceu um embasamento composto por migmatitos e uma sequência metassedimentar composta por clorita-xistos, granada-biotita-muscovita xistos, hornblenda-xistos (região de Monte Orebe - PE), metacalcários e quartzitos, além de gnaisses a duas micas e granitos sincinemáticos. Leal (1970) agrupou essas duas unidades maiores sob as denominações Grupo Cabrobró (embasamento) e Grupo Salgueiro (cobertura metassedimentar), de idade pré-Cambriana média a inferior e superior, respectivamente. O termo Grupo Cachoeirinha (Barbosa 1970) foi também utilizado durante algum tempo, como sinônimo do Grupo Salgueiro.

Lenz (1972) caracterizou uma sequência do tipo geossinclinal para essas unidades predominantemente clásticas, cuja deformação e migmatização associada teriam ocorrido no final do pré-Cambriano. Sofner (1972) trabalhou na região norte da Bahia e identificou uma discordância entre as unidades mais antigas do embasamento e da Chapada Diamantina, e as rochas metassedimentares mais jovens que posteriormente viriam a ser correlacionadas com o Grupo Salgueiro do oeste pernambucano. Este autor inclusive reconhece uma gradação de rochas carbonáticas a sudeste para rochas pelítico-psamíticas a noroeste dentro dessa sequência metassedimentar. A denominação de Grupo Salgueiro foi ainda utilizada por Bruni *et al.* (1974), na carta geológica do Brasil ao milionésimo, e pelo Projeto RADAMBRASIL (Gava *et al.* 1983).

Ainda na primeira metade da década de 70, Caldasso *et al.* (1973) dividiram a estratigrafia da região sudeste do Piauí em Pré-Cambriano C (migmatitos e granitóides do embasamento), Pré-Cambriano B (sequência metassedimentar composta por granada-biotita-muscovita xistos, quartzitos e rochas metacarbonáticas), Pré-Cambriano A (mica xistos com metabásicas e quartzitos) e Eo-Cambriano (granitos e sienitos intrusivos na sequência metassedimentar). A esta última subdivisão, estaria relacionado o maciço básico-ultrabásico de Brejo Seco, na fazenda homônima a leste de São João do Piauí, com mineralizações de amianto, níquel silicatado e sulfetos primários de Ni, Co e Cu. Destaca-se ainda o trabalho de Kreysing *et al.* (1973), que reconheceram uma estrutura sinformal na região de Monte Orebe, com um eixo de direção E-W, caracterizada principalmente por xistos anfibolíticos e quartzitos.

A ocorrência de uma faixa dobrada brasiliana na margem norte do Cráton do São Francisco foi proposta formalmente por Brito Neves (1975), sob a denominação Faixa Riacho do Pontal, de acordo com o curso d'água homônimo na região extremo sudoeste de Pernambuco (Figura 1.2). Essa faixa dobrada é limitada, a norte, pelo ramo oeste do Lineamento Pernambuco, uma zona de cisalhamento transcorrente de escala continental e direção E-W (Ebert 1964, Santos & Brito Neves

1984, Vauchez & Egydio-Silva 1992, Davison *et al.* 1995, Vauchez *et al.* 1995, Neves & Mariano 1999, Oliveira 2008). Para leste, as rochas supracrustais da Faixa Riacho do Pontal gradam descontinuamente para as rochas da Faixa Sergipana, e a noroeste ela é coberta pelas rochas sedimentares fanerozóicas da Bacia do Parnaíba.

Santos & Caldasso (1978) compartimentaram a faixa dobrada em três domínios distintos, individualizando a Bacia de Vargem Grande, próximo a São Raimundo Nonato, os gnaisses de Rajada (PE), os metapsamitos de Afrânio e os xistos verdes de Monte Orebe.

No Projeto Colomi, executado pela CPRM (Souza *et al.* 1979), o conjunto de supracrustais (mica xistos, quartzitos) da Faixa Riacho do Pontal foi designado como Complexo Casa Nova, em substituição aos termos Grupos Salgueiro e Cachoeirinha. Esta designação foi amplamente utilizada, posteriormente, nos mapeamentos executados pela CPRM/DNPM dentro do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos - PLGB (Angelim 1988, Gomes H.A. 1990, Figuerôa & Silva Filho 1990, Mendes & Silva Filho 1990, Santos & Silva Filho 1990, Gomes & Vasconcelos 1991, Sampaio & Vasconcelos 1991, Prado & Vasconcelos 1991, Angelim 1997, Moraes & Figuerôa 1998, Angelim & Kosin 2001). Estes trabalhos permitiram um grande avanço no conhecimento da geologia da Faixa Riacho do Pontal, com a subdivisão do Complexo Casa Nova em três grandes conjuntos litológicos: Unidade Metassedimentar, Unidade Metavulcanossedimentar e Rochas Plutônicas. A Unidade Metassedimentar foi posteriormente subdividida em unidades Barra Bonita e Mandacaru, com ainda uma subdivisão da unidade Mandacaru em sub-unidades Alfavaca e Arizona. Os dados estruturais então coletados permitiram caracterizar uma evolução semelhante às faixas de dobramentos e empurrões clássicas, com vergência para o cráton, a sul.

Gava *et al.* (1984) apresentaram dados petrológicos e litoquímicos de um conjunto de rochas plutônicas sieníticas alcalinas, pós-colisionais, que intrudem as rochas metassedimentares da Faixa Riacho do Pontal a sudoeste de Paulistana, formando um alinhamento na direção NE-SW. Essas rochas foram agrupadas sob a denominação Suíte Serra da Aldeia.

O conceito original de uma faixa marginal brasiliana na região (Brito Neves 1975) foi contestado por uma corrente de pesquisadores que consideravam a deformação e metamorfismo da faixa dobrada como relacionados a um ciclo orogênico paleoproterozóico (Souza *et al.* 1979, Mascarenhas 1979, Jardim de Sá & Hackspacker 1980, Angelim 1988). Estes autores defendiam uma evolução policíclica, com sedimentação e deformação das supracrustais no Paleoproterozóico e com retrabalhamento no Neoproterozóico (deformação transcorrente). Essa interpretação decorria, em parte, de supostas relações estratigráficas encontradas na região a sul da represa de Sobradinho, onde uma sequência quartzítica autóctone e seu embasamento arqueano, cavalgados por uma *nappe* de mica-xistos então considerada como pertencente ao Complexo Casa Nova, são recobertos em discordância pelos quartzitos da Formação Tombador do Mesoproterozóico da Chapada Diamantina

(Jardim de Sá & Souza 1989, Souza & Jardim de Sá 1989). Um argumento adicional apresentado pelos mesmos autores é de que a Zona de Cisalhamento Sobradinho, uma transcorrência destrógira de direção NE-SW no embasamento da porção sul da Faixa Riacho do Pontal, trancaria as *klippen* do Complexo Casa Nova na região da represa de Sobradinho. Essa mesma estrutura condiciona o posicionamento de granitóides sin-cinemáticos datados (Rb-Sr em rocha total) em torno de 2.0-1.8 Ga (Jardim de Sá *et al.* 1988, Mendes & Silva Filho 1989).

Posteriormente, estas relações de campo foram reavaliadas por Angelim (1992) e Jardim de Sá *et al.* (1992), que sugeriram que as supostas "*nappes*" (rochas metassedimentares subjacentes à discordância) seriam na verdade uma fácies deformada do próprio quartzito da Formação Tombador; além de interpretar o quartzito autóctone como pertencente a uma sequência metassedimentar mais antiga (Arqueana). A hipótese de que a Zona de Cisalhamento de Sobradinho trancaria as *klippen* do Complexo Casa Nova foi preterida em favor de uma idade paleoproterozóica para essa estrutura, com posterior reativação como lampa lateral no Neoproterozóico, com retrabalhamento retrometamórfico associado a um deslocamento sinistral nos granitos paleoproterozóicos (Jardim de Sá *et al.* 1992).

Nos anos 90, dados geocronológicos preliminares forneceram suporte à proposição original de evolução neoproterozóica da faixa dobrada (Santos & Silva Filho 1990, Jardim de Sá *et al.* 1992, 1996). Análises Rb-Sr em amostras de rocha total dos granitos sin-colisionais da Suíte Rajada forneceram isócronas de 743 ± 59, na localidade de Rajada, e 539 ± 25 Ma, em Dormentes (PI). Esses dados foram agrupados em uma isócrona composta de 667 ± 10 Ma por Jardim de Sá *et al.* (1992). Já os granitos e quartzo sienitos sin a tardi-colisionais da Suíte Serra da Esperança forneceram uma isócrona Rb-Sr de 555 ± 10 Ma, enquanto o sienito tardi a pós-colisional da Suíte Caboclo forneceu uma isócrona Rb-Sr de 634 ± 8 Ma (Jardim de Sá *et al.* 1992, 1996). Embora tratem-se de dados preliminares e de certa forma contrastantes (idade de granitos sin-colisionais mais nova do que de pós-colisionais), esses dados foram bastante importantes no sentido de demonstrar a influência do ciclo Brasiliano na granitogênese, deformação e metamorfismo da Faixa Riacho do Pontal.

Jardim de Sá *et al.* (1988) apresentaram uma isócrona Rb-Sr de 988 ± 35 Ma para amostras de augen-gnaisse da Suíte Afeição, na porção norte da faixa dobrada. Esta foi a primeira vez que uma idade toniana, típica do ciclo "Cariris Velhos" (Campos Neto *et al.* 1994), foi reportada para o Domínio Sul da Província Borborema, uma vez que idades próximas a esta ocorrem tipicamente na Zona Transversal, mais especificamente nos terrenos Alto Pajeú e Rio Gravatá (Brito Neves *et al.* 1995, Kozuch 2003, Van Schmus *et al.* 2008, Santos *et al.* 2010). Van Schmus *et al.* (1995) confirmaram essa interpretação com uma idade U-Pb TIMS de 966 ± 10 Ma em zircão de augen-gnaisse da fazenda Afeição, área-tipo da Suíte Afeição, com T_{DM} (DePaolo 1981) = 1.5 Ga e

$\varepsilon Nd_{(966\ Ma)} = 0$. Recentemente, augen-gnaisses da porção oeste da faixa Riacho do Pontal, próximo a São Francisco de Assis (PI) foram também datados em 985 ± 18 Ma (U-Pb LA-ICP-MS; Freitas & Sachs 2012), dessa forma sugerindo ampla distribuição do magmatismo toniano na porção norte da Faixa Riacho do Pontal.

Ainda na primeira metade dos anos 90, duas dissertações de mestrado contribuíram com estudos petrológicos e litoquímicos nas rochas metabásicas e metaultrabásicas aflorantes na porção média da faixa dobrada. Marimon (1990) estudou as rochas aflorantes na região da fazenda Brejo Seco, no sul do Piauí, englobando-as sob a denominação "Sequência plutono-vulcanosedimentar de Brejo Seco". Com base nos dados litoquímicos então disponíveis, uma ambiência tectônica ligada a arco magmático foi inferida. Já Moraes (1992) estudou as rochas máficas e ultramáficas de Monte Orebe, sugerindo protólitos comparáveis a tholeítos de assoalho oceânico.

Com base nos dados litoquímicos e geocronológicos então disponíveis, Jardim de Sá *et al.* (1992) sugeriram a subdivisão da faixa em um terreno mesoproterozóico a norte, caracterizado pelas intrusões do tipo Afeição, e um terreno neoproterozóico a sul, envolvido as *nappes* do Complexo Casa Nova, separados por uma sutura transcorrente onde depósitos do tipo arco magmático (Monte Orebe) teriam sido aprisionados. Outras interpretações tectônicas foram apresentadas por Gomes & Torres (1994), que sugerem uma colisão entre o cráton do São Francisco a sul e o terreno Pernambuco / Alagoas a norte, com fechamento de um proto-oceano com duas zonas de subducção de sentido oposto e empilhamento tectônico de ambientes de margem passiva (unidades Barra Bonita e Mandacaru), retroarco (Brejo Seco e Monte Orebe) e arco magmático (Paulistana); e por Torres *et al.* (1994), que interpretaram uma colisão em que o cráton do São Francisco funcionaria como edentador, com o desenvolvimento de uma sutura materializada por zonas de cisalhamento E-W com expulsão lateral de massa e obducção de ofiolitos (complexos de Monte Orebe e Brejo Seco) na porção central da faixa.

Ferreira (1995) e Ferreira M.A.F. *et al.* (1994; 1998) realizaram estudos petrológicos, litoquímicos e isotópicos nos plútons sieníticos tardi a pós-colisionais de Caboclo e Nova Olinda, na região de Afrânio. Com base nos valores de $\delta^{18}O$ ao redor de +10‰ e de um T_{DM} de 1.8 Ga, além de dados litoquímicos, especialmente de elementos traços e terras raras, esses autores sugeriram uma fonte predominantemente mantélica, porém com alguma contribuição crustal, composta por mistura de material paleo e mesoproterozóico.

Almeida & Lima (1996) realizaram um estudo termobarométrico em supracrustais do Complexo Casa Nova na região de Cruz de Malta (atualmente Santa Cruz - PE). Utilizando o geotermômetro de troca catiônica Fe-Mg no par biotita-granada e o geobarômetro baseado no equilíbrio de Ca entre granada e plagioclásio, além do termobarômetro anfibólio-plagioclásio em rochas metabásicas associadas, esses autores sugerem uma evolução metamórfica progressiva com

ápice na fácies anfibolito alto, com temperatura e pressão variando de 300 a 600º C e 4 a 9 Kbar, perfazendo um caminho no sentido horário dentro do campo de estabilidade da cianita. Esses dados sugerem uma evolução metamórfica ligada ao espessamento crustal na região da faixa dobrada, com reações retrometamórficas ligadas ao soerguimento e erosão do orógeno.

Com base na avaliação do arcabouço geofísico da Faixa Riacho do Pontal (dados gravimétricos e magnetométricos), Oliveira (1998, 2008) propôs uma divisão em três zonas tectônicas principais: 1) Zona interna, intensamente deformada e granitizada; 2) Zona central, com características ofiolíticas; e 3) Zona do *thrust-and-fold belt*, com sequências plataformais deformadas nos estilos *thin* (casca fina ou epidérmico, sem envolvimento do embasamento na deformação) e *thick skin* (casca grossa, com envolvimento do embasamento). A modelagem gravimétrica semiquantitativa realizada por este autor é compatível com uma tectônica colisional neoproterozóica que resultou no cavalgamento das unidades da faixa dobrada sobre o cráton, a sul.

Plá Cid *et al.* (2000a) apresentaram dados petrográficos e litoquímicos para granitóides e sienitóides das suítes Serra da Aldeia (ou Engraçadinha), no sudeste do Piauí, e Serra da Esperança, na região de Casa Nova, de filiação ultrapotássica alcalina, sílica-saturada.

Angelim & Kosin (2001), interpretando que as unidades metavulcanossedimentares da porção norte da faixa dobrada estariam intrudidas pelos augen-gnaisses tonianos da Suíte Afeição, sugerem a separação dessas unidades do restante do Complexo Casa Nova, e propõem a denominação Complexo Santa Filomena para as mesmas. Essa unidade teria, juntamente ao Complexo Paulistana nos arredores da cidade homônima (Gomes & Vasconcelos 1991), uma idade mesoproterozóica, em contraste com as supracrustais neoproterozóicas do Complexo Casa Nova a sul. No entanto, as relações de campo entre essas duas unidades e os plútons da Suíte Afeição ainda não são completamente compreendidas, assim como sua geocronologia relativa e absoluta.

Bizzi *et al.* (2007), no Mapa Geológico do Brasil, utilizaram a designação de Grupo Casa Nova em substituição ao termo “Complexo Casa Nova”, com subdivisão em duas formações, designadas de Barra Bonita e Mandacaru, supostamente relacionadas ao Criogeniano (850-635 Ma).

1.3. Aspectos fisiográficos

1.3.1. Faixa Rio Preto e noroeste do Cráton do São Francisco

A geomorfologia do oeste baiano é marcada por duas grandes unidades: O Chapadão do Urucuia, que abrange os estados de Goiás, Tocantins, Minas Gerais e Bahia, e a Planície do São Francisco, que abrange os estados de Minas Gerais e Bahia.

O Chapadão do Urucuia, também denominado localmente Serra Geral ou Espigão Mestre, a oeste da área de estudo, é sustentado pelos arenitos cretáceos de acamamento sub-horizontal do Grupo Urucuia, aplainados desde cotas entre 900 e 1000 metros no estado de Goiás até 600 a 750 metros no estado da Bahia (Egydio-Silva 1987, Campos & Dardenne 1997). Dessa forma, trata-se de uma feição em peneplano abaulada com mergulho regional para leste, correlacionável à Superfície Sul-Americana, um elemento marcante no cenário geomorfológico brasileiro, gerado por denudação e posterior soerguimento seguido de dissecação por erosão policíclica no Paleógeno-Neógeno (antigo Período Terciário; King 1956).

A Planície do São Francisco corresponde a uma superfície de peneplano correlacionada à Superfície de Aplainamento Velhas do Terciário Superior (Braun 1970), que disseca a superfície Sul-Americana e é preenchida por sedimentos areno-argilosos neógenos e quaternários. Na área estudada atinge cotas de 400 a 500 metros de altitude e os seus remanescentes esparsos podem ser observados capeando grande parte dos metassedimentos da Faixa Rio Preto a leste do Chapadão do Urucuia.

O retrabalhamento destes sedimentos devido a um soerguimento quaternário provocado por um período de instabilidade da crosta deu origem à Superfície de Aplainamento Paraguaçu (King 1956) e consequente depósito dos sedimentos carreados nas margens do rio São Francisco.

Dessa forma é possível modelar a evolução geomorfológica da oeste baiano como o resultado da erosão remontante das escarpas da Superfície Sul Americana, tornando aflorantes as rochas proterozóicas da Faixa Rio Preto nas escarpas a leste do Chapadão do Urucuia. Essa exposição evoluiu em pelo menos dois ciclos de aplainamento principais: Velhas, no Neógeno e Quaternário, com o desenvolvimento de ampla sedimentação sobre as rochas pré-cambrianas da Faixa Rio Preto, e Paraguaçu, no Quaternário, com erosão desses sedimentos junto às rochas mais antigas e deposição às margens do rio São Francisco a leste.

O tipo de clima característico da região é tropical quente e úmido, com precipitações médias anuais que ultrapassam os 700 mm, com período de maior pluviosidade entre novembro e abril e estiagem quase total durante os meses restantes. No verão, as temperaturas médias máximas flutuam em torno de 33º C, e no inverno, os valores ficam em torno de 18º C (Aond & Barbosa 1975).

A caatinga e o cerrado compõem os tipos de vegetação dominantes na região, com espécies arbustivas muitas vezes espinhosas. Matas de galeria fechadas, com espécies arbóreas de médio porte são restritas a áreas adjacentes ao rio Preto e seus tributários.

O rio Preto, afluente da margem esquerda do rio São Francisco, é a principal feição hidrográfica e cruza toda a área de estudo, com sentido de fluxo aproximadamente oeste-leste. Trata-se de um rio perene, com alto curso sobre as rochas do Grupo Urucuia, médio curso sobre a

Faixa Rio Preto, e baixo curso sobre uma fina cobertura sedimentar cenozóica que capeia o Grupo Bambuí.

As estruturas da Faixa Rio Preto condicionam em grande parte o curso do rio Preto e de seus afluantes em sua porção média. Nessa porção o rio Preto encontra-se encaixado em lineamentos oeste-leste e seus meandros apresentam formas quadradas e retas, condicionadas por fraturas geológicas de direções principais nordeste – sudoeste e noroeste - sudeste. Já em seu baixo curso o rio corre sobre um substrato bem mais plano, apresentando meandros arredondados e abandonados, devido à maior liberdade de fluxo, como por exemplo, próximo a Santa Rita de Cássia (BA).

1.3.2. Faixa Riacho do Pontal

A região da Faixa Riacho do Pontal insere-se no Polígono das Secas, com clima semi-árido e precipitação pluviométrica irregular, raramente ultrapassando os 600 mm/ano. A vegetação é principalmente do tipo caatinga arbórea, aberta nas cotas rebaixadas, e densa nas áreas mais elevadas (Gonçalves & Orlandi 1983).

As áreas de exposição das supracrustais da Faixa Riacho do Pontal inserem-se na região geomorfológica dos Baixos Planos Sertanejos (Nou *et al.* 1983), com cotas entre 400 e 600 metros de altitude e relevo tipicamente arrasado, ou ainda, condicionado pelas estruturas da faixa dobrada (lineamentos e dobras). Ao noroeste, destaca-se o Planalto da Bacia do Parnaíba, constituído por superfícies tabulares submetidas a processos de pedimentação, de cota semelhante aos baixos planos. Ao sul, destaca-se a Planície do Rio São Francisco, com piemontes inumados representados pelos campos de areia ao redor da represa de Sobradinho e as depressões interplanálticas, compreendendo superfícies do pediplano sertanejo com cotas ao redor de 400 m.

As duas bacias hidrográficas principais da região são as bacias do Parnaíba, a noroeste, e do São Francisco, a sul. Na região da faixa dobrada em si, a hidrografia é dominada por drenagens intermitentes que fluem, de sua porção setentrional, para a bacia do Parnaíba (rios Piauí e Canindé) e, de sua porção meridional, para a bacia do São Francisco (rio Ouricuri e riacho do Pontal). Na região entre as faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, porção noroeste da Bahia, o rio São Francisco sofre uma inflexão para SW-NE (Arco do São Francisco), após percorrer a maior parte do seu curso (Minas-Bahia) no sentido S-N. Na zona de ligação entre as faixas Riacho do Pontal e Sergipana, o rio sofre nova inflexão, dessa vez para NW-SE. Com a construção da represa de Sobradinho, o rio foi transformado em um lago antrópico de grandes dimensões na região de Casa Nova (Figura 1.1).

1.4. Questões em aberto

Para a região da Faixa Riacho do Pontal, muito embora a compreensão da geologia das áreas de estudo tenha progredido bastante nas últimas décadas, principalmente com a realização dos levantamentos geológicos básicos em escala 1:100.000 da CPRM (Angelim 1988, Gomes 1990, Figuerôa & Silva Filho 1990, Mendes & Silva Filho 1990, Santos & Silva Filho 1990, Gomes & Vasconcelos 1991, Sampaio & Vasconcelos 1991, Prado & Vasconcelos 1991) e trabalhos de cunho geofísico (Oliveira 1998, 2008), a região ainda é carente de dados geológicos básicos e apresenta problemas crono-estratigráficos importantes a serem resolvidos. O conhecimento geológico básico da Faixa Rio Preto, por outro lado, vêm evoluindo principalmente com a realização de trabalhos acadêmicos (Egydio-Silva 1987, Gonçalves Dias & Mendes 2008, Sanglard *et al.* 2008, Caxito 2010).

Dentre as principais questões em aberto sobre a geologia da Faixa Rio Preto, podem ser citadas:

1) Idade de sedimentação, proveniência, evolução sedimentar e relações crono-estratigráficas entre as duas unidades metassedimentares da faixa dobrada (formações Canabravinha e Formosa);

2) Significado estrutural e possível mecanismo gerador da feição em leque assimétrico divergente de expressões quilométricas da faixa dobrada;

3) Idade, petrogênese e significado tectônico de rochas metabásicas (anfibolitos) aflorantes a norte do Rio Preto, próximo à Formosa do Rio Preto.

Dentre as principais questões em aberto sobre a geologia da Faixa Riacho do Pontal, podem ser citadas:

1) Idade de sedimentação, contexto tectônico e posicionamento crono-estratigráfico entre as diversas unidades metassedimentares (Grupo Casa Nova, complexos Monte Orebe, Paulistana e Santa Filomena, etc.);

2) Significado geotectônico e idade das rochas máfico-ultramáficas dos complexos Monte Orebe, Paulistana e Brejo Seco;

3) Idade e ambiência tectônica das diversas suítes magmáticas granítico-sieníticas (Afeição, Rajada, Serra da Aldeia/Caboclo, Serra da Esperança);

4) Idade absoluta e condições P-T do metamorfismo e deformação entre os diversos compartimentos da faixa dobrada (Zona do *fold-and-thrust belt*, Zona Interna, etc.).

5) Significado geodinâmico dos augen-gnaisses da Suíte Afeição, suas relações crono-estratigráficas com as sequências supracrustais da Zona Interna da Faixa Riacho do Pontal (complexos Paulistana, Santa Filomena e Morro Branco) e o seu papel na evolução crustal da faixa dobrada. Esses augen-gnaisses de idade toniana podem representar um fragmento do Orógeno Cariris Velhos na porção norte da Faixa Riacho do Pontal, o que implica em uma evolução distinta da sua porção sul (Cráton do São Francisco) e, portanto, a justaposição de dois blocos litosféricos de estrutura e composição distintas.

1.5. Objetivos

O principal objetivo desse trabalho é realizar a construção de modelos de evolução geodinâmica para as faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, caracterizando as relações crono-estratigráficas e o significado de cada componente tectônico envolvido no processo colisional brasiliano nessas regiões. Para tanto, serão utilizados os dados geológicos de campo, estratigráficos, estruturais, petrográficos, litoquímicos, geocronológicos e isotópicos, em conjunto com o quadro geofísico estabelecido na literatura, buscando fornecer uma visão integrada dos processos petrogenéticos durante toda a evolução dos orógenos.

Para o cumprimento desse objetivo, buscou-se, em um primeiro momento, dados de campo que esclarecessem as relações estratigráficas e estruturais entre as diversas unidades da faixa. Em seguida, procedeu-se à análise petrográfica, em lâmina delgada, de amostras de cada unidade. De posse dos dados petrográficos, amostras foram escolhidas para análises litoquímicas, isotópicas e geocronológicas, que pudessem fornecer informações chave para o entendimento da evolução sedimentar, magmática e metamórfica das faixas dobradas. Em todas as fases de trabalho, os dados foram comparados com outros dados já disponibilizados na literatura, de forma a proceder a um trabalho que acrescentasse informações relevantes no entendimento da geologia das áreas.

1.6. Metodologia de trabalho

Para levar a cabo os objetivos propostos nesse trabalho, foi necessária a alternância de períodos de trabalho de campo, laboratório e escritório.

Trabalhos de campo – Os trabalhos de campo na Faixa Rio Preto foram realizados entre Fevereiro de 2008 e Agosto de 2009, durante a dissertação de mestrado do autor. Foram realizadas quatro campanhas de campo, totalizando 50 dias, onde foram descritos 298 pontos. Durante estes trabalhos, amostras foram coletadas para análises petrográficas, geoquímicas, geocronológicas e isotópicas, cujos resultados são apresentados na presente tese. Para maiores informações e uma descrição detalhada dos trabalhos de campo na Faixa Rio Preto, ver Caxito (2010).

Na Faixa Riacho do Pontal, foram realizadas quatro campanhas de campo, totalizando 50 dias, onde foram descritos 334 pontos:

Campanha 1 – 04 a 18/11/2011. Foi realizado um reconhecimento regional da geologia da Faixa Riacho do Pontal, entre as cidades de Petrolina, Paulistana, São João do Piauí e São Raimundo Nonato. Foram coletados cerca de 170 kg de rocha para análises petrográficas, litoquímicas e isotópicas. Durante o campo um esboço do mapa geológico da região e perfis regionais também foram realizados.

Campanha 2 – 01 a 12/05/2012. Após análise das amostras coletadas na primeira campanha, foram escolhidos alvos para coleta de amostras para geocronologia e geoquímica isotópica. Dessa forma, foram coletadas cerca de 100 kg de amostras, que foram enviadas diretamente do campo para o Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Além disso, foram realizados perfis regionais na estrada Santa Cruz – Lagoa Grande – Petrolina (PE) e Paulistana – São Francisco de Assis (PI). Novas amostras foram coletadas para análise petrográfica e litoquímica. A deformação das rochas na região do Lineamento Pernambuco foi também investigada.

Campanha 3 – 05 a 15/11/2012. Trabalho de campo na região de Brejo Seco (Capitão Gervásio Oliveira e São João do Piauí). Nesse trabalho, foram investigadas as relações estratigráficas e de contato entre o Complexo Brejo Seco e as rochas metavulcanossedimentares encaixantes. Foi também realizada descrição e amostragem de furos de sonda de rochas máfico-ultramáficas e mármores, disponibilizados pela Vale. Parte desses dados será incorporada à dissertação de mestrado de Silas Salgado, em desenvolvimento.

Campanha 4 – 25/03 a 05/04/2013. Coleta de novas amostras para geocronologia U-Pb e Sm-Nd, e trabalho de campo na região entre Paulistana-PI e Afrânio-PE. Esse trabalho foi focado principalmente nas relações de contato entre as diversas unidades das zonas central e interna da faixa dobrada, com ênfase para os contatos entre os augen-gnaisse da Suíte Afeição e as

rochas supracrustais. Para tanto foram realizados perfis de caminhamento em drenagens e córregos (p. ex., rio Canindé) e também na estrada de ferro Transnordestina, em construção.

Os resultados destes trabalhos de campo foram integrados em um mapa e perfil regional (Figura 5.1), parcialmente compilado de outros levantamentos geológicos realizados na região (Angelim 1988, Gomes 1990, Figuerôa & Silva Filho 1990, Mendes & Silva Filho 1990, Santos & Silva Filho 1990, Gomes & Vasconcelos 1991, Sampaio & Vasconcelos 1991, Prado & Vasconcelos 1991, Angelim 1997, Moraes & Figuerôa 1998, Angelim & Kosin 2001).

Análise de Imagens de Sensoriamento Remoto – Foi realizada continuamente durante o trabalho**.** Foram utilizadas imagens de radar regional *LANDSAT-7 2000*, com resolução de 30 metros, acoplada ao respectivo modelo digital de elevação de terreno gerado a partir dos dados topográficos da missão de radar *SRTM* com resolução de 3" (90 metros), disponíveis no site http://seamless.usgs.gov, além de imagens de radar *Google Earth*.

Essas imagens de sensoriamento remoto foram utilizadas conjuntamente e em alternância, de acordo com o objetivo em questão, principalmente para a separação de domínios texturais cujas características refletem diferentes substratos rochosos e para a interpretação de lineamentos estruturais.

A metodologia de interpretação das imagens de sensoriamento remoto aplicada à geologia seguiu a sistemática de Lima (1995), segundo os estádios de leitura, reconhecimento, identificação, análise e interpretação.

Análises Petrográficas – Foram descritas 80 lâminas delgadas de rochas da Faixa Riacho do Pontal e 50 lâminas delgadas de amostras da Faixa Rio Preto, em microscópio ótico de luz transmitida. Os principais objetivos das análises petrográficas realizadas foram: caracterização do conteúdo mineralógico e textural dos litotipos; análise comparativa do grau de maturidade composicional e do grau metamórfico das rochas metassedimentares de distintas porções da área; e análise estrutural de seções delgadas orientadas, com o intuito de determinar critérios cinemáticos e feições deformacionais microscópicas. As amostras foram coletadas, orientadas e analisadas segundo o procedimento descrito por Passchier & Trouw (1996).

Estágios Laboratoriais – Durante o desenvolvimento da tese, o autor realizou estágios de pesquisa sanduíche nos laboratórios de isótopos estáveis e radiogênicos do centro de pesquisas GEOTOP – Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal (UQàM), e no Stable Isotope Laboratory, Department of Earth and Planetary Sciences,

McGill University, ambas em Montréal, Canadá, entre Março e Agosto de 2011 e entre Junho e Setembro de 2012. Durante esses estágios, o autor aplicou as metodologias isotópicas Sm-Nd e de isótopos estáveis de C, O e Sr nas amostras coletadas nos trabalhos de campo. Além disso, o autor acompanhou, em todas as suas etapas, as análises U-Pb em zircão por LA-ICP-MS (*Laser Ablation Induced Coupled Plasma Mass Spectrometry*), que foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, durante os meses de Fevereiro, Março e Abril de 2013.

Amostragem e preparação – Apenas amostras livres de intemperismo e cujos protólitos visualmente sofreram apenas alterações secundárias isoquímicas (i.e. livres de hidrotermalismo, metassomatismo, etc.) foram selecionadas para as análises litoquímicas e isotópicas. Somente as porções homogêneas das amostras foram utilizadas (veios e venulações foram excluídos, por exemplo). As amostras foram cominuídas em uma prensa hidráulica e os fragmentos resultantes foram pulverizados em moinho de disco ou panela, em preparação para as análises litoquímicas e de isótopos de Nd.

Para as análises de isótopos de C, O e Sr, as amostras de rochas carbonáticas foram serradas perpendicularmente ao acamamento, para revelar possíveis irregularidades tais como veios e superfícies de alteração. A serragem das amostras ajudou na escolha de domínios homogêneos e livres de material siliciclástico (níveis argilosos). Esses domínios foram perfurados com microfuradeira e o pó resultante foi coletado, após rejeição do pó inicial (de superfície).

Análises litoquímicas – Nesta tese são apresentados dados litoquímicos de 55 novas amostras, todas da Faixa Riacho do Pontal (capítulos 8, 9 e 10). Os teores de elementos maiores, traços e terras raras foram determinados pela ACME Analytical Laboratories Ltd., em Vancouver, Canadá, via ICP-MS após fusão com metaborato / tetraborato de lítio e digestão com ácido nítrico diluído. A precisão é de 0,01% para a maioria dos óxidos de elementos maiores e de 0,1 ppm para a maioria dos elementos traços e terras raras. Os teores de metais-base e preciosos foram determinados por digestão em Aqua Regia seguida de análise por ICP-MS. A perda ao fogo (PF ou LOI – *Lost On Ignition*) foi determinada pela diferença de peso após ignição a 1000 °C.

Além das amostras analisadas nos laboratórios da ACME, dentre os metacarbonatos para os quais as razões isotópicas de C, O e Sr foram determinadas, os teores de elementos maiores e traços selecionados de 16 amostras (capítulo 11) foram determinados via ICP-AES (*Induced Couple Plasma – Atomic Emission Spectrometry*) no Department of Chemical Engineering da McGill University. O procedimento de preparação dessas amostras foi realizado conjuntamente ao procedimento de preparação para análises isotópicas de Sr.

Análises Sm-Nd – Nesta tese são apresentadas 47 novas análises Sm-Nd, sendo 21 de amostras da Faixa Rio Preto (Capítulo 4) e 26 de amostras da Faixa Riacho do Pontal (capítulos 8, 9, 10 e 11). As análises foram conduzidas tanto no GEOTOP quanto no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. As amostras foram dissolvidas em uma mistura de HF-HNO_3 em recipientes de *Teflon*® em alta pressão. Um traçador ^{150}Nd-^{149}Sm foi adicionado para determinar as concentrações de Nd e Sm. Os elementos terras raras foram então purificados por cromatografia de troca catiônica, e o Nd e Sm foram subsequentemente separados seguindo os procedimentos de Pin & Zalduegui (1997) e Gioia & Pimentel (2000). Os brancos de procedimento total são menores que 150 pg. As análises de Sm e Nd foram realizadas utilizando uma configuração de filamento triplo ou duplo nos espectrômetros de massa *VG-Sector-54* e *Thermo Scientific Triton Plus* no GEOTOP, respectivamente, e *MAT-262* e *Thermo Scientific Triton Plus* na Universidade de Brasília, tanto no modo estático quanto dinâmico, via TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*). A razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ foi normalizada utilizando uma razão $^{146}Nd/^{144}Nd$ de 0,7219. As concentrações de Sm e Nd e as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ possuem uma acurácia de 0,5% que corresponde a uma precisão nos valores iniciais de εNd de ± 0.5 unidades épsilon, baseado em repetidas análises dos padrões BHVO-2 (procedimento total), JNdi e BCR-1 em ambas as máquinas. As idades modelo T_{DM} foram calculadas usando o modelo de DePaolo (1981).

Isótopos de C e O – São apresentadas 47 novas análises de isótopos de carbono e oxigênio de metacarbonatos da Faixa Riacho do Pontal (capítulo 11). Destas, 16 análises foram realizadas em um espectrômetro de massa de fonte gasosa modelo *Nu Perspective*, no Stable Isotope Laboratory da McGill University. Cerca de 1 mg de cada amostra foi pesado e atacado individualmente em H_3PO_4 após aquecimento a 90º C por 1 hora. O CO_2 liberado foi coletado e analisado usando um gás de referência do laboratório. As amostras foram calibradas contra o padrão *Vienna Pee Dee Belemnite* (VPDB) usando os padrões NCM, IAEACO1, SARN40 e COQ1. A precisão é de cerca de 0,05‰ (1σ) para ambos $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$. As outras 31 amostras foram analisadas utilizando um procedimento semelhante no Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade Federal de Pernambuco (LABISE), sob os cuidados do Prof. Dr. Alcides da Nóbrega Sial. No LABISE, as amostras foram analisadas em um espectrômetro de massa modelo *VG Isotech SIRA II*, usando o gás de referência BSC (*Borborema Skarn Calcite*). Este gás é calibrado contra os padrões NBS-18, NBS-19 e NBS20. A precisão é de cerca de 0,1‰ (1σ) para ambos $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$.

Isótopos de Sr – São apresentadas 8 novas análises de isótopos de estrôncio de metacarbonatos da Faixa Riacho do Pontal (capítulo 11). Aproximadamente 15 mg de cada amostra foi pesado em tubos de centrifugação de 1.5 ml e lixiviado sequencialmente duas vezes em 1,0 ml

de acetato de amônia a 2M, por meia hora, de forma a remover cátions de Sr fracamente ligados, incluindo ^{87}Sr radiogênico derivado do decaimento do ^{87}Rb (Montañez *et al.* 1996, Bailey *et al.* 2000, Halverson *et al.* 2007). As amostras foram então lavadas três vezes com H_2O ultrapura, e atacadas por 2 horas em 1,0 ml de ácido acético a 0,5M. Após centrifugagem, aproximademente 0,9 ml de amostra dissolvida foi recuperada em béquers de *Teflon*®. Esse procedimento recupera apenas a fração carbonática da amostra. As amostras foram secadas e dissolvidas em 1,0 ml de HNO_3 a 3N, do qual uma fração de 0,5 ml foi separada e diluída com H_2O ultrapura até cerca de 0,3N, para análise dos teores de elementos via ICP-AES. O Sr foi separado da fração remanescente via técnicas padrões de cromatografia, utilizando a resina *EIChroM Sr-spec* e H_2O ultrapura como eluente. Esse procedimento foi repetido duas vezes, para assegurar a remoção de todo o Rb da amostra. As razões isotópicas de Sr foram determinadas por ionização termal (TIMS) em um espectrômetro de massa multi-coletor *Thermo Scientific Triton Plus* operando em modo estático no Radiogenic Isotope Laboratory do GEOTOP. Os dados foram normalizados para viés interno de massa (*instrument mass bias*) usando a razão $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$. Análises repetidas do padrão NBS SRM 987 forneceram uma média de longo termo de 0.710250 ± 0.000012 (n = 56).

Análises U-Pb por LA-ICP-MS – São apresentadas 13 novas análises U-Pb em zircão, sendo 5 de amostras da Faixa Rio Preto (capítulo 4) e 8 de amostras da Faixa Riacho do Pontal (capítulos 8, 9 e 11). As análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. As amostras foram cominuídas e pulverizadas até uma granulometria de 50 a 500 μm e os zircões foram concentrados e separados através de técnicas de bateamento, magnéticas (separador isodinâmico *Frantz*) e de lupa binocular. Os zircões foram então montados em uma resina epóxi (a frio), desgastados e polidos, e imageados em um microscópio eletrônico de varredura (MEV) modelo *FEI Quanta 450*, utilizando a técnica de *backscattering* (BKS), que enfatiza a estrutura interna dos cristais de zircão (zoneamento, fraturamento, etc.). As razões isotópicas de U e Pb foram determinadas em um espectrômetro de massa *Finnigan Neptune* acoplado a um sistema de ablação a laser *Nd-YAG 213 nm*. As análises U-Pb seguem os procedimentos de Bühn *et al.* (2009). A ablação foi realizada usando spots de 25-30 mm no modo raster, em uma frequência de 9-13 Hz e intensidade de 0.19-1.02 J/cm^2. O material ablacionado foi carreado por Ar (~0.90 L/min) e He (~0.40 L/min) em 40 ciclos de 1 s cada, seguindo uma intercalação padrão-amostra de três amostras entre um branco e um padrão de zircão GJ-1. A acurácia foi controlada usando o padrão TEMORA-2. Os dados brutos foram reduzidos usando uma planilha interna e correções para *background*, viés de massa do instrumento e chumbo comum. As idades U-Pb foram calculadas usando o programa *Isoplot 3.7* (Ludwig, 2008).

1.7. Estruturação da Tese

Este trabalho está dividido em 4 partes, cada uma contendo diversos capítulos.

A Parte 1 apresenta uma introdução aos objetos da tese (Capítulo 1), além de uma revisão sobre o contexto geológico regional em que as áreas estão inseridas (Capítulo 2).

A Parte 2 apresenta os resultados dos trabalhos na Faixa Rio Preto, sua estratigrafia e evolução sedimentar (Capítulo 3), e os resultados dos trabalhos geocronológicos e isotópicos (Capítulo 4). Essa parte é apresentada na forma de artigos publicados com os respectivos resultados, uma vez que a descrição pormenorizada da geologia básica da Faixa Rio Preto pode ser encontrada em Caxito (2010).

A Parte 3 apresenta a geologia da Faixa Riacho do Pontal, sua estratigrafia e litoquímica (Capítulo 5), geologia estrutural e metamorfismo (Capítulo 6), e também o arcabouço geofísico disponível (Capítulo 7). Nestes três capítulos, alguns dos principais resultados dos trabalhos de campo nesta região são apresentados, na forma de descrição dos corpos rochosos e suas relações de contato, estratigráficas, estruturais, etc. Os capítulos 8, 9, 10 e 11 apresentam os principais resultados das análises litoquímicas, geocronológicas e isotópicas realizadas na área, alguns deles na forma de artigos submetidos para publicação ou em preparação (capítulos 9, 10 e 11).

A Parte 4 apresenta uma integração e discussão dos dados adquiridos na tese. Esses dados são então utilizados conjuntamente na construção de um modelo de evolução geodinâmica para as bordas norte e noroeste do Cráton do São Francisco, sumarizado nas discussões e conclusões do trabalho (Capítulo 12). Finalmente, o Capítulo 13 apresenta as referências bibliográficas utilizadas.

CAPÍTULO 2 – SÍNTESE DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PROVÍNCIA BORBOREMA

2.1. Introdução à Província Borborema

A área estudada no presente trabalho insere-se no domínio tectono-estrutural denominado de Província Borborema (Ebert 1970, Almeida *et al.* 1981), que abrange grande parte da região nordeste brasileira (Figura 2.1). Trata-se de uma região de grande complexidade estrutural, com a superposição de diferentes eventos tectono-magmáticos e estruturação final nos estágios terminais da Orogênese Brasiliana (~630-500 Ma).

As principais propostas de subdivisão da Província Borborema envolvem a individualização de diferentes domínios ou terrenos tectono-estratigráficos, separados por zonas de cisalhamento de grande extensão (Almeida *et al.* 1976, Brito Neves 1983, Santos & Brito Neves 1984, Jardim de Sá *et al.* 1992, Jardim de Sá 1994, Santos 1996, Santos *et al.* 2000, Brito Neves *et al.* 2000). Santos (1996) utilizou o conceito de terrenos alóctones, desenvolvido na cordilheira norte-americana (Coney *et al.* 1980), dessa forma propondo que a Província Borborema foi construída pela aglutinação de fragmentos crustais alóctones durante as orogêneses Cariris Velhos (~1000-920 Ma) e Brasiliana (~630-500 Ma).

Atualmente, existem duas hipóteses principais de evolução geológica da Província Borborema. A primeira sugere que a crosta da província cresceu através de ciclos tectônicos completos, envolvendo rifteamento crustal, abertura e fechamento de oceanos, instalação de zonas de subducção e colisão continental (p. ex., Santos 1996, Santos *et al.* 2000, Brito Neves *et al.* 2000, Kozuch 2003, Medeiros 2004). A segunda hipótese é de que a província envolva apenas um único bloco continental, que se manteve estável desde aproximadamente 2,0 Ga; dessa forma, somente a instalação e posterior inversão de bacias ensiálicas sobre esse embasamento Arqueano – Paleoproterozóico (supercontinente Atlântica; Rogers 1996) teria ocorrido (Neves 2003, Neves *et al.* 2006, 2009).

Independentemente da hipótese de evolução geológica assumida, a Província Borborema pode ser subdividida em cinco grandes domínios tectônicos, de norte para sul: Domínio Médio Coreaú, Ceará Central, Rio Grande do Norte, Zona Transversal, e Domínio Sul ou Externo (Figura 2.1). Os principais lineamentos que dividem esses domínios são as zonas de cisalhamento (Z.C.) de Patos e Pernambuco, de direção aproximada E-W, que separam a Zona Transversal dos domínios a norte e a sul (Figura 2.1). Esses domínios podem ainda ser subdivididos em terrenos ou faixas, normalmente limitados por zonas de cisalhamento de direção NE-SW que se espraiam a partir das zonas de cisalhamento E-W principais (Ebert 1964, Almeida *et al.* 1976, Brito Neves 1983, Santos *et al.* 1984, 2000; Vauchez *et al.* 1995).

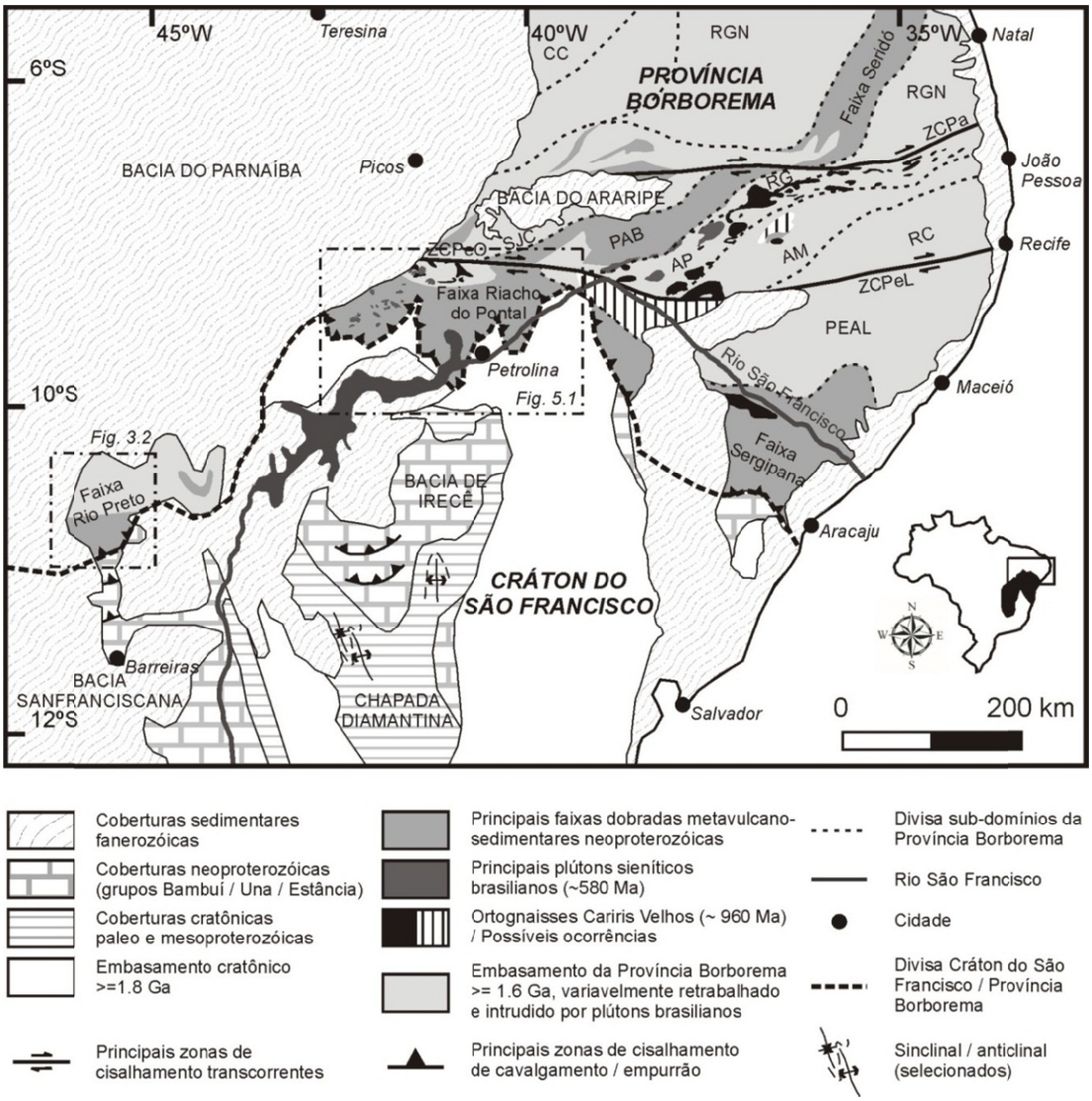


Figura 2.1 – Mapa geotectônico esquemático de parte do nordeste brasileiro. A localização dos mapas das faixas Rio Preto (Figura 3.2) e Riacho do Pontal (Figura 5.1) é indicada pelos quadros traço-pontilhados.

Sub-domínios da Província Borborema: PEAL – Pernambuco-Alagoas, RC – Rio Capibaribe, AM – Alto Moxotó, AP – Alto Pajeú, PAB – Piancó-Alto Brígida, SJC – São José do Caiano, RGN – Rio Grande do Norte, CC – Ceará Central.

ZCPeO e ZCPeL = Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste e Leste, respectivamente; ZCPa = Zona de Cisalhamento Patos.

Fontes = Brito Neves *et al.* (2000, 2005) e referências aí citadas.

2.2. Arcabouço Geológico

O arcabouço geológico da Província Borborema é composto por:

1) Um embasamento predominantemente paleoproterozóico (~2.35-2.0 Ga), com dois núcleos arqueanos importantes, o Maciço de São José do Campestre, no domínio Rio Grande do Norte (3,45-3,2 Ga, com intrusões alcalinas de 2,7 Ga; Dantas *et al.* 2004); e o Maciço de Tróia-Tauá, no Domínio Ceará Central (~2,8-2,7 Ga; Fetter *et al.* 2000). Este embasamento é composto principalmente por ortognaisses bandados de cor cinza, do tipo TTG, e de forma menos expressiva, paragnaisses e xistos;

2) Sequências metavulcanossedimentares paleo-mesoproterozóicas, desenvolvidas em ambiente extensional (sequências do tipo rift), principalmente na faixa Orós-Jaguaribeana (1,8 Ga) do Domínio Ceará Central (Sá *et al.* 1995). Na Zona Transversal, magmatismo anorogênico paleo e mesoproterozóico (~1,7 e 1,5 Ga) é também localmente importante, principalmente no terreno Rio Capibaribe (Accioly 2001, Sá *et al.* 2002);

3) Magmatismo e sedimentação na divisa Meso-Neoproterozóico (1.000-920 Ma), no chamado Evento, Ciclo ou Orogênese Cariris Velhos (Campos Neto *et al.* 1994, Brito Neves *et al.* 1995, Van Schmus *et al.* 1995, 2011, Kozuch 2003, Santos *et al.* 2010). A maior parte das ocorrências de rochas dessa idade (principalmente sequências metavulcanossedimentares intrudidas por augen-gnaisses) está concentrada em uma faixa linear sigmoidal de direção NE-SW, com aproximadamente 1.000 km de comprimento por algumas dezenas de km de largura, compreendendo os domínios Alto Pajeú e Riacho Gravatá da Zona Transversal. Outras ocorrências importantes também foram assinaladas no Domínio Sul da Província Borborema, especialmente no Domínio Poço Redondo-Marancó da Faixa Sergipana (Carvalho 2005, Oliveira *et al.* 2010) e na porção norte da Faixa Riacho do Pontal (Suíte Afeição; Jardim de Sá *et al.* 1988; Van Schmus *et al.* 1995). Na porção norte da Província Borborema, a norte do lineamento Patos, rochas nesse intervalo de idade ainda não foram encontradas.

4) Rifteamento e instalação de bacias de margem passiva, que evoluíram para bacias de margem ativa (do tipo *flysch*), no Neoproterozóico tardio (~630-500 Ma). Durante a Orogênese Brasiliana, essas bacias foram invertidas, deformadas e metamorfizadas, concomitantemente ao desenvolvimento de expressivo magmatismo granítico pré, sin, tardi e pós-colisional. As unidades metassedimentares das bacias orogênicas ou do tipo *flysch* apresentam zircões detríticos de até cerca de 650 Ma, e também intercalações de metavulcânicas de idade similar, o que sugere um curto período entre a deposição dos sedimentos e a inversão das bacias (Medeiros 2004, Van Schmus *et al.* 2003, Neves *et al.* 2006, 2009, Oliveira *et al.* 2010, Araújo *et al.* 2012a).

5) Intenso magmatismo brasiliano pervasivo por toda a província, que pode ser subdividido em cinco estágios, com base nas relações petroestruturais, litoquímicas, geocronológicas e isotópicas (Almeida *et al.* 1967, Sial 1986, Ferreira V.P. *et al.* 1998, 2004, Santos & Medeiros 1999, Brito Neves *et al.* 2003, Van Schmus *et al.* 2011):

Estágio I (640-610 Ma) - provavelmente relacionado a um arco magmático continental (Van Schmus *et al.* 2011);

Estágio II (610-590 Ma) - coincidente com o pico do metamorfismo e deformação brasilianos na região;

Estágio III (590-575 Ma) - corresponde à transição entre a deformação colisional e a deformação transcorrente;

Estágio IV (575-550 Ma) – granitos e sienitos tardi a pós-colisionais; e

Estágio V (550-530 Ma) - plútons indeformados, exceto ao longo de zonas de cisalhamento mais jovens.

Nas fases finais da Orogênese Brasiliana, desenvolveu-se a extensa rede de zonas de cisalhamento "em leque" que caracteriza o arcabouço estrutural da Província Borborema (Ebert 1964, Brito Neves 1975, Almeida *et al.* 1981, Santos & Brito Neves 1984, Vauchez *et al.* 1995, Brito Neves *et al.* 2000). Essas zonas de cisalhamento estão espacialmente e temporalmente ligadas a diversos plútons graníticos por toda a província (Corsini *et al.* 1991, Vauchez & Egydio-Silva 1992, Vauchez *et al.* 1995, Neves *et al.* 1996, Neves & Mariano 1999, Archanjo *et al.* 1999, 2008, Hollanda *et al.* 2010).

2.3. Contexto tectônico da Província Borborema

No contexto da amalgamação do Supercontinente Gondwana, a Província Borborema representa a região orogênica entre os crátons do São Francisco / Congo e São Luis / Oeste Africano, estruturada pela interação colisional entre esses dois fragmentos litosféricos e ainda outros fragmentos litosféricos menores entre eles (Trompette 1994, Brito Neves *et al.* 2002, Cordani *et al.* 2003). A região compreendida entre esses dois crátons envolve ainda parte dos domínios geológicos da centro-oeste da África, com a continuação da Faixa Sergipana, domínios Médio

Coreaú e Ceará Central nas faixas Oubanguides, Transahariana (Hoggar) e Dahomeyides-Pharusiana, respectivamente; e a continuação das Z.C. Pernambuco, Patos, Senador Pompeu e Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) nas Z.C. Adamoua, Garoua, Ile Ife e Hoggar 4º50, respectivamente (Trompette 1994, Brito Neves *et al.* 2002, Oliveira *et al.* 2006, Van Schmus *et al.* 2008, Arthaud *et al.* 2008, Santos *et al.* 2008).

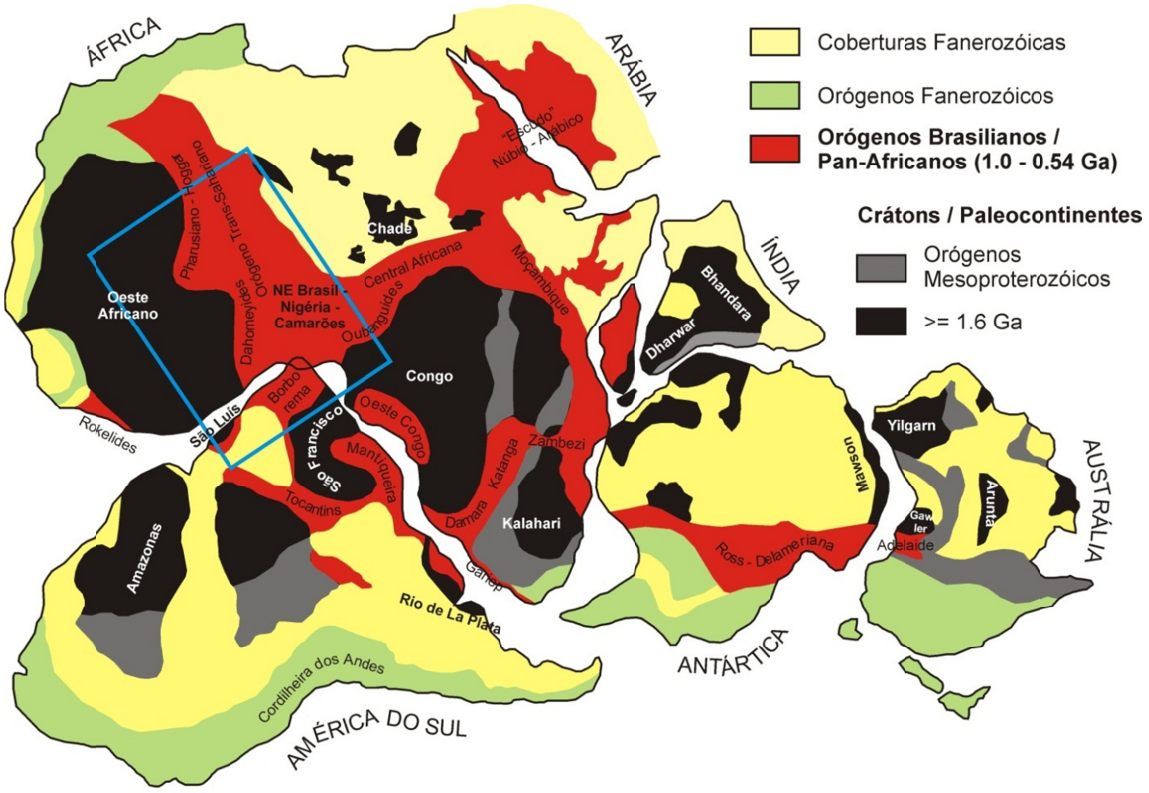


Figura 2.2 - Mapa tectônico simplificado do Supercontinente Gondwana, com destaque para a Província NE Brasil – Nigéria – Camarões (quadro em azul: localização da Figura 2.3). Modificado de Trompette (1994) e Brito Neves (2004).

Como explicitado anteriormente, uma das teorias de evolução geodinâmica da Província Borborema é que essa região teria feita parte de um grande bloco litosférico estabilizado a cerca de 2,0 Ga (Neves 2003, Neves *et al.* 2006, 2009), que envolveria, ainda, os crátons Amazônico, São Francisco / Congo e São Luis / Oeste Africano, no chamado Supercontinente Atlântica (Rogers 1996). Os referidos autores sustentam essa visão principalmente sobre dados de idades U-Pb em zircão detrítico, que são semelhantes para diversas sequências metassedimentares neoproterozóicas (faixas Seridó, Ceará Central, Piancó-Alto Brígida, Sergipana, e complexos Sertânia, Surubim e Rio Una no leste Pernambucano) e envolvem fontes de idade primária ainda não reconhecida na Província Borborema, principalmente do Paleoproterozóico tardio e do Mesoproterozóico. Neste

contexto, todas essas sequências teriam sido depositadas sobre um embasamento contínuo, que sofreu estiramento exclusivamente intracontinental pouco antes da deformação brasiliana.

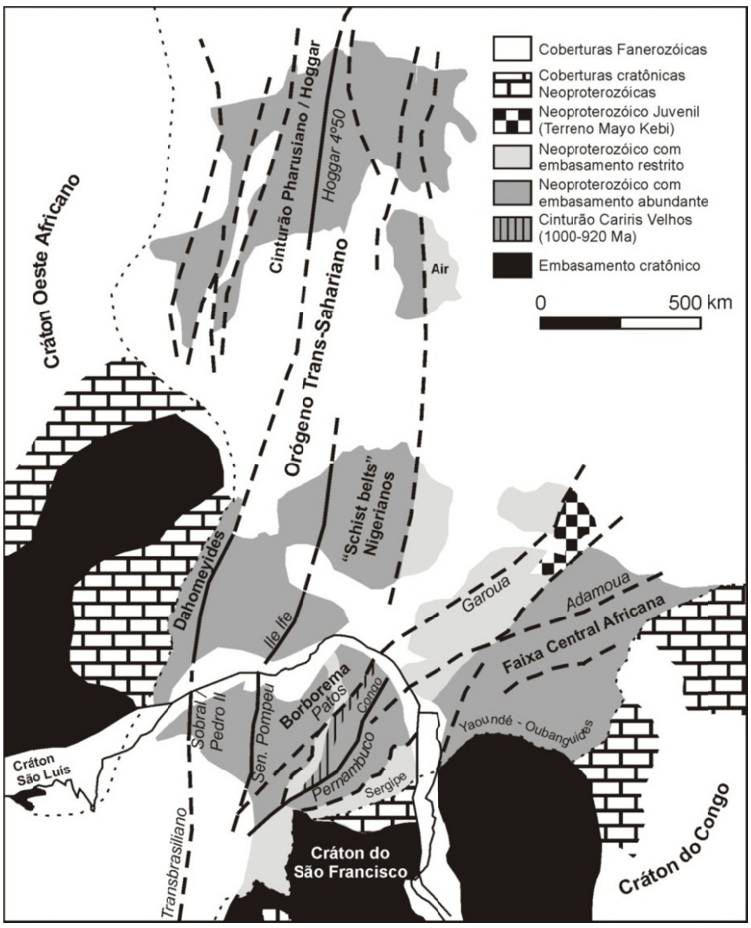


Figura 2.3 - Mapa tectônico simplificado Província NE Brasil – Nigéria – Camarões e regiões adjacentes. Modificado de Trompette (1994), Oliveira *et al.* (2006) e Van Schmus *et al.* (2008).

Por outro lado, dados paleomagnéticos (Trindade *et al.* 2003, 2006, Tohver *et al.* 2006) sugerem que entre 1.080 e 525 Ma atrás, os crátons do São Francisco / Congo e o Supercontinente Rodínia (incluindo os crátons Amazônico e São Luis / Oeste Africano) estavam separados por um grande oceano. Dessa forma, a aproximação entre os referidos blocos continentais e subsequentemente a construção da Província Borborema entre eles teria ocorrido com a acresção progressiva de terrenos entre as duas paleoplacas, durante o Neoproterozóico. Essa hipótese encontra respaldo também em evidências geológicas, tal como a ocorrência de rochas típicas de zonas de sutura e remanescentes de arcos magmáticos neoproterozóicos, p. ex. os retro-eclogitos de Forquilha – CE, com protólitos do tipo N-MORB e idade de metamorfismo (17-22 Kbar e 750-770º C) entre 650-630 Ma (Santos *et al.* 2009, Amaral 2010); e o complexo granítico-migmatítico de Santa Quitéria (650-610 Ma), interpretado como um arco magmático continental do tipo Andino

(Fetter *et al.* 2003), ou como um complexo magmático colisional do tipo Himalaiano com um componente pré-colisional do tipo Andino retrabalhado durante a colisão (Araújo *et al.* 2012b).

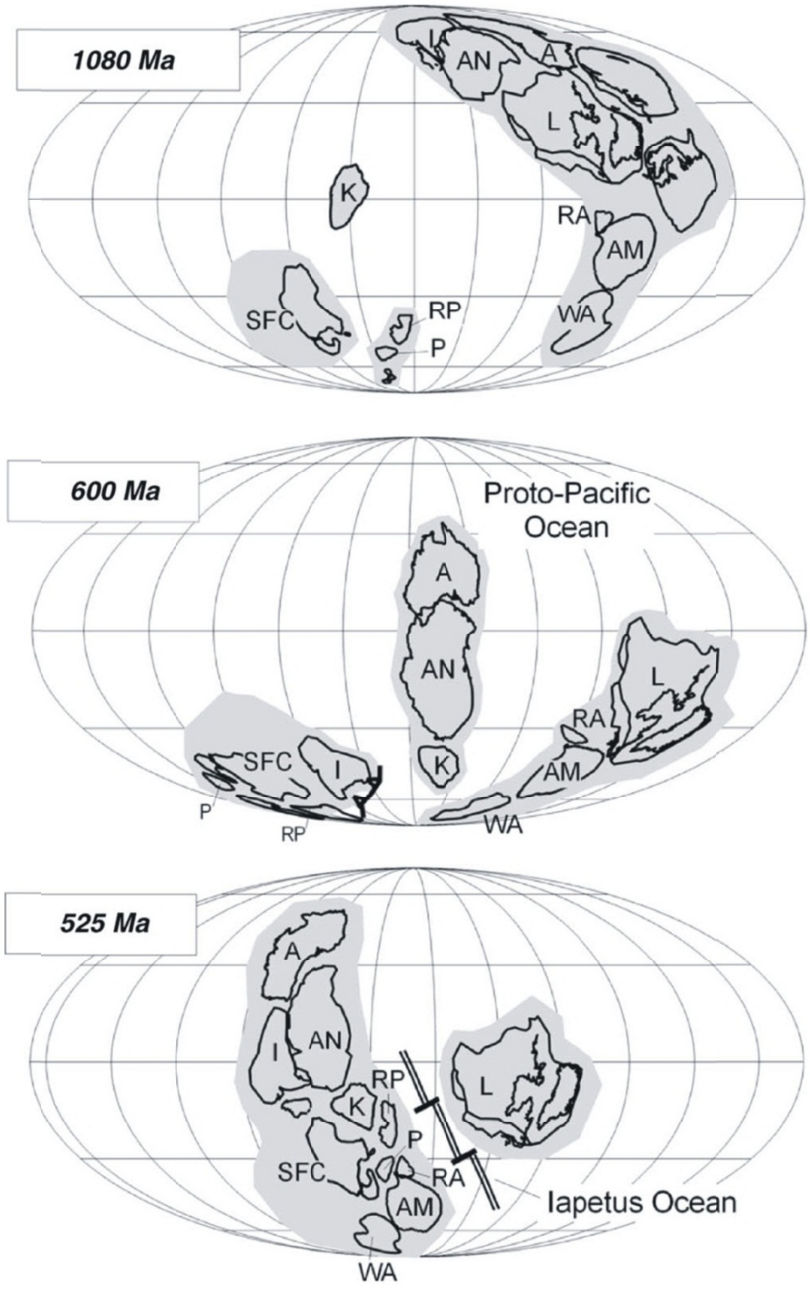


Figura 2.4 – Reconstruções paleogeográficas baseadas em dados paleomagnéticos dos supercontinentes Rodínia e Gondwana (retirado de Tohver *et al.* 2006). Ao redor de 1.080 Ma, a maior parte das massas continentais do globo estaria amalgamada em um supercontinente (Rodínia), embora provavelmente o Cráton do São Francisco – Congo e outros fragmentos menores não fizessem parte deste supercontinente (Kroner & Cordani 2003). A fragmentação de Rodínia deu origem ao oceano Proto-Pacífico no intervalo de 1.000-600 Ma, e os blocos continentais resultantes

do processo de quebra se rearranjaram para formar o supercontinente Gondwana ao redor de 600-525 Ma. Estas reconstruções paleogeográficas envolvem necessariamente o consumo de enormes quantidades de crosta oceânica entre o Paleocontinente São Francisco e os crátons do Oeste Africano e Amazônico no intervalo 1.080-600 Ma, e portanto o desenvolvimento de ciclos tectônicos completos na região da futura Província Borborema durante o Neoproterozóico. Paleocontinentes: SFC = São Francisco – Congo; WA = Oeste Africano; AM = Amazônico; RP = Rio de la Plata; P = Paranapanema; K = Kalahari; RA = Rio Apa; L = Laurentia; I = India; AN = Antártica; A = Austrália; I = India.

Dados geofísicos (aeromagnéticos e gravimétricos) também sustentam a hipótese de uma grande colisão continental na Província Borborema, tanto na África (Trompette 1994) quanto no nordeste do Brasil (Oliveira 2008). Nesse contexto, as zonas de sutura entre diferentes blocos litosféricos são marcadas por anomalias gravimétricas lineares emparelhadas (positivo-negativo no bloco alto e baixo ou placa superior-inferior, respectivamente), especialmente na faixa Transahariana, com possível continuidade no lineamento Sobral-Pedro II (Fetter *et al.* 2003), sugerindo subducção da placa São Luis / Oeste Africana sob a placa hipotética Nordeste do Brasil / Centro-oeste da África (Trompette 1994). Segundo Oliveira (2008), as anomalias geofísicas mais importantes da Província Borborema, que poderiam representar zonas de sutura entre antigos blocos continentais, são: 1) o limite entre o Domínio Sul e a Placa Sanfranciscana, representado por uma forte anomalia gravimétrica dipolar cujo eixo atravessa a porção interna da Faixa Riacho do Pontal e o oeste da Faixa Sergipana no contorno aproximado da margem norte cratônica, truncando os alinhamentos gravimétricos de direção N-S do cráton; e 2) a Z.C. Sobral-Pedro II, marcada pelo eixo positivo de uma anomalia dipolar (o eixo negativo coincide com o complexo magmático de Tamboril – Santa Quitéria). Outros limites internos importantes, que representam descontinuidades geofísicas de expressão litosférica, são: 1) o ramo oeste da Z.C. Pernambuco e sua continuação na Z.C. Congo (o ramo leste da Z.C. Pernambuco representa uma descontinuidade rasa e descontínua, com deslocamento lateral menos expressivo; Neves & Mariano 1999); 2) a Z.C. Patos; e 3) a Z.C. Jaguaribe e sua continuação na Z.C. Tatajuba.

A evolução Paleozóica (gondwânica) da Província Borborema envolveu a instalação da sinéclise da Bacia do Parnaíba, cuja sedimentação cobriu grande parte da porção oeste da província. Posteriormente, no Mesozóico, com a separação do Supercontinente Pangea e abertura do Oceano Atlântico, instalaram-se as bacias interiores e marginais (Recôncavo-Tucano-Jatobá, Araripe, bacias marginais, etc.; Asmus 1984, Matos 1992). Durante o Cenozóico, os eventos geológicos mais importantes na província foram o vulcanismo Macau (Sial 1976, Mizusaki *et al.* 2002) e ainda, o soerguimento do Planalto da Borborema (Ab'Saber 1953).

CAPÍTULO 3 - ARTIGO

Depositional systems and stratigraphic review proposal of the Rio Preto Fold Belt, northwestern Bahia / southern Piauí

Artigo publicado na *Revista Brasileira de Geociências*, volume 42(3), p. 523-538, setembro de 2012

Fabrício de Andrade Caxito[1], Alexandre Uhlein[1], Júlio Carlos Destro Sanglard[1], Tatiana Gonçalves Dias[1], Mônica de Cássia Oliveira Mendes[1]

[1]Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG, Belo Horizonte (MG), Brasil

Abstract - The Rio Preto Fold Belt borders the northwestern São Francisco Craton margin, in northwestern Bahia state. The precursor basin to the fold belt is represented by the km-thick Canabravinha Formation, composed of lithic quartzite, phyllite, sandy-pelitic metarhythmite, metadiamictite, and locally metamarl. Its deposition occurred on a submarine slope-apron dominated by gravitational flows like mud flows and turbidity currents in an east-west trending asymmetric rift or hemi-graben, bounded by a faulted border on the south and a possible flexural border towards the north. The sediment supply came mostly downslope from the São Francisco Craton to the south. In the northern portion of the fold belt, the Formosa Formation probably represents part of the Paleoproterozoic basement, composed of garnet-mica schist, quartzite, iron-manganese metachert, greenschist, and locally orto-amphibolite intercalations. The Formosa Formation was probably deposited in an arc-related basin 1.9 Ga ago. A stratigraphic review proposal is based on two points: 1) Removal of the Canabravinha Formation from the base of the Bambuí Group and its positioning as a chronostratigraphic equivalent to the diamictite-bearing units on the other fold belts that surround the São Francisco Craton; 2) replacement of the term Rio Preto Group for the term Formosa Formation, once that its rocks can't be individualized into formations. The pre-orogenic sedimentation on the Rio Preto Fold Belt occurred between 850 and 600 Ma ago. During the Brasiliano Orogeny (600 – 540 Ma), the sedimentary basin was metamorphosed at the greenschist facies and inverted, assuming a kilometric doubly-vergent fan structure.

Keywords: Rio Preto Fold Belt; São Francisco Craton; Brasiliano Orogeny.

Resumo - A Faixa Rio Preto bordeja a margem noroeste do Cráton do São Francisco, no noroeste do estado da Bahia. A bacia precursora da faixa dobrada é representada pela Formação Canabravinha, de espessura quilométrica, composta por quartzito lítico, filito, metaritmito areno-

pelítico, metadiamictito, e, localmente, metamarga. Sua deposição ocorreu em um ambiente de talude submarino dominado por fluxos gravitacionais tais como fluxos de lama e correntes de turbidez, em um *rift* ou hemi-graben assimétrico de direção leste-oeste, com uma borda falhada a sul e uma possível borda flexural a norte. O aporte sedimentar foi predominantemente talude abaixo, do Cráton do São Francisco a sul, para norte. Na porção norte da faixa dobrada, a Formação Formosa provavelmente representa parte do embasamento Paleoproterozóico, composta por granada-mica xisto, quartzito, metachert ferro-manganesífero, xisto verde, e localmente, intercalações de orto-anfibolito. A Formação Formosa foi provavelmente depositada em uma bacia relacionada a arco magmático 1,9 Ga atrás. Uma proposta de revisão estratigráfica é baseada em dois pontos: 1) Retirada da Formação Canabravinha da base do Grupo Bambuí e seu posicionamento como um equivalente cronoestratigráfico das formações portadoras de diamictitos das outras faixas dobradas que circundam o Cráton do São Francisco; 2) Substituição do termo Grupo Rio Preto pelo termo Formação Formosa, uma vez que suas rochas não podem ser individualizadas em formações. A sedimentação pré-orogênica na Faixa Rio Preto ocorreu entre 850 e 600 Ma atrás. Durante a Orogênese Brasiliana (600–540 Ma), a bacia sedimentar foi metamorfisada na fácies xisto-verde e invertida, assumindo uma estruturação quilométrica em leque assimétrico de dupla vergência.

Palavras-chave: Faixa Rio Preto, Cráton do São Francisco, Orogênese Brasiliana.

3.1. Introduction

The São Francisco Craton (Figure 3.1; Almeida 1977, Alkmim 2004) represents a continental fragment involved in the amalgamation of the Western Gondwana paleocontinent during the so-called Brasiliano Orogenic cycle, at the end of the Proterozoic and at the beginning of the Paleozoic (Almeida 1967, 1977, Trompette 1994). During the Neoproterozoic Era, expressive glaciogenic sedimentation developed in the region, being represented by the Jequitaí Formation, in Minas Gerais, and by the Bebedouro Formation, in Bahia. At the same time, in the craton borders, rift basins that evolved into passive margins were developing, with important gravitational sedimentation (debris flow deposits and turbidity currents) and some glacial contribution (Uhlein *et al.* 2004). These sequences were inverted and metamorphosed during the Brasiliano Orogenic cycle (~ 630 – 570 Ma) and have been preserved in the belts surrounding the craton (Figure 3.1). Therefore, the fold belts represent the inversion of sedimentary basins adjacent to the craton, a region that has been relatively spared of deformation and metamorphism.

The Rio Preto Fold Belt (Figure 3.1 and 3.2) is the least studied region in the context of the São Francisco Craton and its marginal fold belts. The objective of this paper is to describe the geology of this area with emphasis on the sedimentary evolution of the precursor basin to the fold belt, besides presenting a proposal of a stratigraphic review based on the Brazilian standards of stratigraphic nomenclature (*Código Brasileiro e Guia de Nomenclatura Estratigráfica*; Petri *et al.* 1986). The Rio Preto Fold Belt is located at the northwest of the state of Bahia, bordering the state of Piauí, where the main urban center is the city of Barreiras (Figure 3.1), about 150 km to the south of Formosa do Rio Preto, on the central portion of the belt.

3.2. Previous Studies

Compared to other fold belts surrounding the São Francisco Craton, few studies have addressed the geology of the region. In the 1970's, with the mapping resulting from LETOS Project (Moutinho da Costa *et al.* 1971) and the study from Santos *et al.* (1977), the metasedimentary rocks of Preto river valley were grouped in the Rio Preto Group and stratigraphically placed above the Chapada Diamantina Group, of the mesoproterozoic, and below the Bambuí Group, a neoproterozoic cratonic cover of the São Francisco Craton (Figure 3.1). After the disclosure of the geological map to the millionth of the State of Bahia (Inda & Barbosa 1978), the main geological and tectonic environments of northwestern Bahia were defined, in a geosynclinal context.

Jardim de Sá & Hackspacher (1980) made an structural pattern recognition on the northwestern margin of the craton, identifying four phases of deformation. These authors placed the Rio Preto Group in the Early Proterozoic because of their correlation with the supracrustal rocks of the Riacho do Pontal Fold Belt (Figure 3.1) that, back then, were considered to be older than those from the Chapada Diamantina Group.

Barbosa (1982) analyzed manganese deposits in the west of Bahia and proposed a Neoproterozoic age for the Rio Preto Group, with almost contemporary deposition with the Bambuí Group. The project RADAMBRASIL also adopts this interpretation (Montes *et al.* 1986).

Egydio-Silva (1987) carried out an important study in the region of Rio Preto Fold Belt and the adjacent cover of the craton, identifying the main lithostratigraphic, structural and tectonic aspects of northwestern Bahia. This author reallocated a major portion of the Rio Preto Group to the base of the Bambuí Group (Canabravinha Formation), thus considering the rest of the group to be correlated to the Chapada Diamantina Group, of Mesoproterozoic age. This interpretation was further adopted by the CPRM — Geological Service of Brazil —, during its basic geological mapping program (Andrade Filho *et al.* 1994, Arcanjo & Braz Filho 1999).

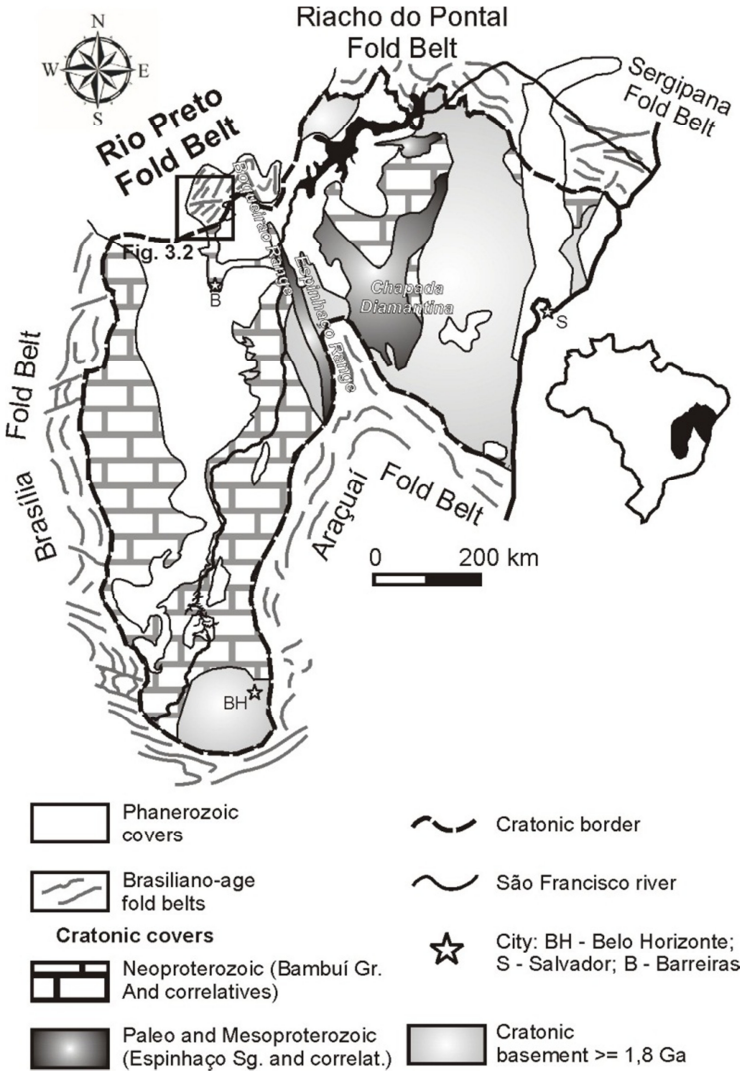


Figure 3.1 – São Francisco Craton and surrounding belts. Adapted from Alkmim (2004).

3.3. Stratigraphic review proposal

The stratigraphic aspects of the Rio Preto fold belt presented in this paper (Figure 3.3) are the results from stratigraphic, sedimentological and lithochemical studies, besides being supported by geochronological and isotopic data gathered in the past few years (Uhlein *et al.* 2008, Sanglard *et al.* 2008, Gonçalves Dias & Mendes 2008, Caxito 2010, Caxito *et al.* 2011a, b). The stratigraphy herein proposed differs from that proposed by Egydio-Silva *et al.* (1989), suggesting the removal of the Canabravinha Formation from the Bambuí Group, and the change of denomination of the Rio Preto Group into Formosa Formation, of Paleoproterozoic instead of Mesoproterozoic age, as previously suggested (Table 3.1). Next, we will present the main lines of reasoning and argumentation in which this proposal of stratigraphic review is based on.

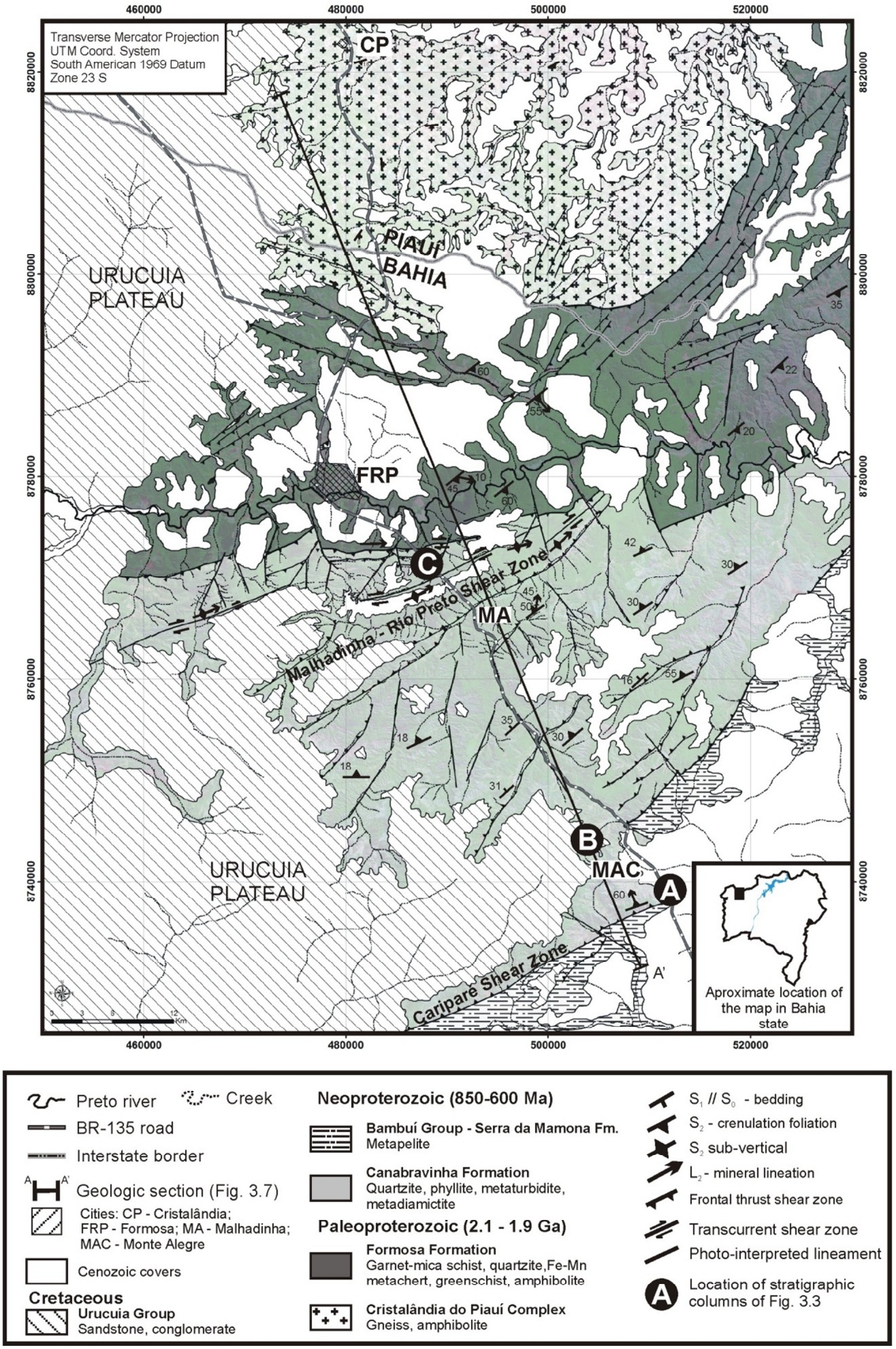


Figure 3.2 – Geological map of the Rio Preto belt, northwestern Bahia and southern Piauí. See Figure 3.1 for location.

3.3.1. Cristalândia do Piauí Complex

The tectonic-stratigraphic basement of the Rio Preto Fold Belt is represented by the Cristalândia do Piauí Complex, in the northern part of the fold belt (Figure 3.2; Arcanjo & Braz Filho 1994), which comprises intercalations of biotite gneiss and amphibolite. These rocks are aged 2.1 Ga (Rb-Sr whole rock isochron), with biotites dating around 540 Ma (K-Ar; Egydio-Silva 1987). Sm-Nd model ages (T_{DM}) in between 2.8 and 2.6 Ga suggest that Archean crust is the main component of this segment (Caxito 2010 and new data), with the impression of a paleoproterozoic cycle and rework during the Brasiliano cycle. The geology of this complex is relatively unknown and requires further studies, especially regarding petrography and lithochemistry.

3.3.2. Formosa Formation

The Formosa Formation corresponds to the Rio Preto Group according to Egydio-Silva *et al.* (1989). The name Rio Preto Group was informally proposed by Santos *et al.* (1977) to denominate the metasedimentary rocks of the Preto river valley. However, as Fuck *et al.* (1993) states, the Rio Preto unity should not be considered as a group, for its rocks are not naturally subdivided in formations. According to the Brazilian Code of Stratigraphic Nomenclature, “the formations are fundamental units in the description and interpretation of a region’s geology, especially regarding the spatial distribution of successions and deposition in areas that are proximal and distal within the basin.” (Petri *et al.* 1986, p. 377, § 1). Thus, Uhlein *et al.* (2008) and Caxito (2010) suggest a redefinition of this group based on genetic criteria and according to the limitations of stratigraphic studies on Precambrian regions, comprising the Canabravinha and Formosa formations. However, recent geochronological and isotopic data suggest that the two formations developed in different contexts and ages, so they should not be included in the same group (Caxito *et al.* 2011a, b). Hence, the term “Rio Preto Group” is no longer used.

The Formosa Formation (named after the city of Formosa do Rio Preto) originates in the northern portion of the Rio Preto Fold Belt, alongside Preto river, and extends 20 km to the north, towards the Bahia and Piauí boundary (Figure 3.2). It is composed of muscovite schist, often with abundant garnet, with intercalations of micaceous quartzite, sandy metarhythmite, iron-maganese metachert, chlorite-actinolite-epidote schist (greenschist), and, locally, ortho-amphibolite (Figure 3.3 and 3.4). The stratotype can be observed on BR-135 road, between Formosa do Rio Preto and the borderline of Bahia and Piauí (Figure 3.2 and 3.4B). Subsidiary reference sections in which the intercalations of metachert and greenschist may be easily observed are indicated at Vereda Jatobá and in the region of Arroz Village, to the east and northwest of Formosa do Rio Preto, respectively.

Metric intercalations of micaceous quartzite are seen in the road to Coaceral (Portal do Jalapão) near the limits of Bahia-Piauí (Figure 3.4A). The lithotypes in Formosa Formation present a metamorphism of greenschist to epidote-amphibolite facies (~ 500°C, 2 – 5 Kbar, 10 – 20 km depth; Caxito, 2010). Due to the tectonism of the Formosa Formation, with frontal and lateral low-angle thrusts (Figure 3.4B), it is virtually impossible to estimate its thickness; however, constant intercalations of gneiss slivers from the basement suggest preserved low thickness.

Good occurrences of iron-manganese metachert can be found in the Jataí region, 20 km to the east of Formosa do Rio Preto (Figure 3.4C–D), on the road to Santa Rita de Cássia, and in the Lagoa Farm, on the old BR-135 road, which is accessed through the wooden bridge crossing Preto river in Formosa do Rio Preto, towards the southeast. This rock constitutes a guide-layer for the Formosa Formation that has been previously described as itabirite (Egydio-Silva 1987, Andrade Filho *et al.* 1994). Recently, Gonçalves Dias & Mendes (2008) and Mendes *et al.* (2008) carried out petrographic and litochemical studies, aided by scanning electron and optical microscopy (Figure 3.4D), indicating its classification as metachert, with SiO_2 between 90.49 and 99%, Mn between 0.04 and 3.54%, and Fe between 0.4 and 2.4%.

Metric to decimetric intercalations of greenschist with nematoblastic texture are common in the Formosa Formation. These are mainly composed of chlorite, actinolite, epidote and plagioclase strongly oriented in the main foliation. The most important accessory mineral is titanite. Tectonic intercalations of gneiss slivers of the Cristalândia do Piauí Complex are also found in the Formosa Formation, especially in Arroz Village and near the BR-135, to the north of Formosa do Rio Preto.

In the Angico Farm, to the west of Formosa do Rio Preto, a 200 meters thick epidote-amphibolite layer intercalates between garnet-mica schist and sandy metarhythmite of the Formosa Formation. These rocks have long been considered as essential for the understanding of the geodynamic evolution in Rio Preto belt (Egydio-Silva 1987, Fuck *et al.* 1993, Uhlein *et al.* 2008). The amphibolites present lithochemistry of tholeiitic basalts, with flat chondrite-normalized rare earth elements (REE) patterns and slight enrichment of light REE compared to heavy REE (La_N/Yb_N: 1.35 – 2.97; Eu/Eu*: 0.94 – 1.14), negative Nb and positive Sr anomalies, and high LIL/HFS ratio (Caxito 2010, Caxito *et al.* 2011b). In most tectonic discrimination diagrams, the samples plot within island-arc tholeiites, back-arc basalt or Mid Ocean Ridge Basalt (MORB) fields. U-Pb analyses of magmatic zircons (Th/U: 0.11 – 1.56) yield a homogeneous population aging 1,961 ± 11 Ma, with $\varepsilon Nd_{(1.96\ Ga)}$ ranging from slightly negative to positive (-0.3 to +1.0). Thus, these rocks probably represent oceanic crust remnants, derived from a mantle wedge above a subduction zone that may be related to a paleoproterozoic volcanic arc (Caxito 2010, Caxito *et al.* 2011b).

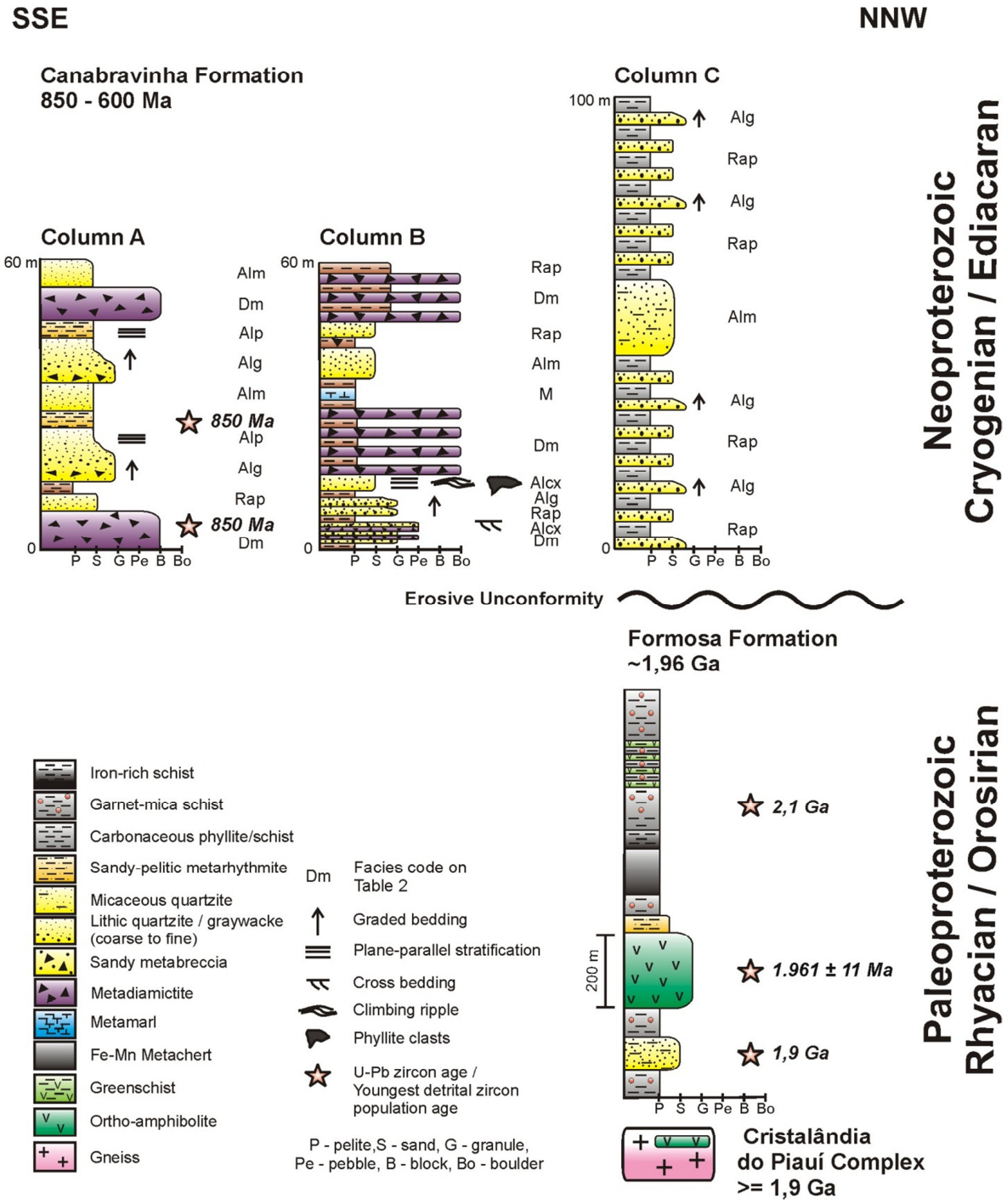


Figure 3.3 – Stratigraphic relations in the Rio Preto fold belt according to the proposal of our study. Note the change in scale between the columns of Canabravinha and Formosa formations.

Studies of detrital zircon and Nd isotopes suggests a relative simple sedimentary provenance for the Formosa Formation, with a bimodal distribution of detrital zircon U-Pb ages in between 1.9 – 2.2 and 2.5 – 2.6 Ga, and T_{DM} model ages between 1.9 and 2.6 Ga (Caxito 2010, Caxito *et al.* 2011a). These data seem to indicate the Cristalândia do Piauí Complex as the main source of the

Formosa Formation. The absence of meso- to neoproterozoic zircons and the intercalation of paleoproterozoic mafic rocks suggest that at least part of the Formosa Formation was formed in the Paleoproterozoic Era, probably in a basin related to a magmatic arc, hence composing the basement to the Rio Preto fold belt alongside the Cristalândia do Piauí Complex. The Formosa Formation contacts the Canabravinha Formation in the south through an oblique reverse dextral shear zone (Malhadinha-Rio Preto Shear Zone; Gonçalves Dias & Mendes 2008, Caxito *et al.* 2010), and in the north it thrusts in low-angle the gneisses of the Cristalândia do Piauí Complex. To the west, the Formosa formation is thrusted upon the quartzites of the Santo Onofre Group, in Serra do Boqueirão (Egydio-Silva 1987). The high degree of transposition of older structures by crenulation cleavage (S_2) dating from the Brasiliano cycle (600 – 540 Ma, K-Ar in muscovite; Egydio-Silva 1987) makes it hard to recognize possible paleoproterozoic-related deformational structures.

3.3.3. Canabravinha Formation

The Canabravinha Formation was defined by Egydio-Silva *et al.* (1989) as the basal unity of the Bambuí Group in the region, being related to the Bebedouro Formation, base of the Una Group, in Bahia. The nomenclature refers to the Canabravinha stream, which runs next to the homonymous farm, in the municipality of Monte Alegre dos Cardosos, where the authors made the schematic section of the formation.

Uhlein *et al.* (2008) and Caxito (2010) suggest the removal of the Canabravinha Formation from the Bambuí Group, due to its kilometric thickness, greenschist facies metamorphism, and significant deformation, which are characteristics of deposition and structural evolution in the context of a fold belt, in contrast to the Bebedouro Formation, which presents a thickness of hundreds of meters and low to null deformation and metamorphism, which suggest evolution in a cratonic context. Although both unities could present chronostratigraphic correlation, the tectonic and sedimentary contexts are quite different. The Canabravinha Formation thrusts the Bambuí Group in the southern portion of the fold belt (Cariparé Shear Zone), so the original contact relations between these two units are not recognized. Therefore, it is more coherent that the Canabravinha Formation be correlated to the diamictite-bearing formations from the other Brasiliano fold belts (i.e. basal formations of the Macaúbas Group, in Araçuaí Belt, Capitão-Palestina Formation, in the Sergipana Belt, and the Ibiá Group, in the Brasília Belt).

The Canabravinha Formation occurs in the southern portion of the Rio Preto Belt, from north of Cariparé towards north for almost 40 km (Figure 3.2). It is composed of massive lithic, conglomeratic, feldspathic, carbonatic or micaceous quartzite with graded, plain or cross stratification; metagraywacke, carbonaceous phyllite and mica schist; sandy metarhythmite;

metadiamictite, and metamarl (Figure 3.5). Millimetric to centimetric euhedral limonite is profusely disseminated. Besides the section of Canabravinha stream, in the BR-135 road, between Cariparé and Formosa do Rio Preto, metarhythmites are easily seen. The Canabravinha formation presents a lateral and vertical variation with coarse lithofacies to the south, progressively gradating to lithofacies presenting a higher proportion of pelitic material towards the north.

The spectrum of U-Pb ages in detrital zircon of the Canabravinha Formation differs from that of the Formosa Formation, varying from 3,000 to 850 Ma. The Nd isotopes also indicate a larger variety of sources, with T_{DM} model ages in between 1.5 and 2.7 Ga (Caxito 2010, Caxito *et al.* 2011a). These data suggest that the Canabravinha and Formosa formations present geological evolution in different contexts, i.e. they are probably not chronologically correlated. So, geochronological data do not support the allocation of both formations in the same group, as previously proposed (Rio Preto Group, Uhlein *et al.* 2008, Caxito 2010). We assume the hypothesis that the Formosa Formation represents part of the paleoproterozoic basement of the Rio Preto Belt, while the Canabravinha Formation represents the neoproterozoic sedimentation in the fold belt precursor basin.

The Canabravinha Formation is characterized by a low to medium-grade metamorphism and complex structural geology related to the Brasiliano Orogeny, as indicated by K-Ar ages in muscovite around 590 Ma, obtained by Egydio-Silva (1987). To the south, it is thrust upon the Serra da Mamona Formation of the Bambuí Group by a frontal reverse shear zone (Cariparé Shear Zone; Figure 3.2 and 3.7), and to the north it contacts the Formosa formation through an oblique dextral shear zone (Malhadinha-Rio Preto Shear Zone; Figure 3.2 and 3.7). Based on gravimetric data, Egydio-Silva (1987) estimates a thickness of almost 7,500 meters for the Canabravinha Formation. However, this data must be carefully interpreted, due to the high ductile deformation of these rocks, presenting isoclinals folds in the central portion of the fold belt (Figure 3.2 and 3.7).

3.3.4. Bambuí Group

The Bambuí Group in the western part of Bahia has been subdivided into three formations by Egydio-Silva *et al.* (1989), including, from the bottom up:

1) São Desidério Formation. Dark gray limestones with intercalations of marls and siltstones, with estimated thickness of 450 meters. The basal contact is not observed; however, if we admit a correlation to the Sete Lagoas Formation, to the south, nearby Correntina, the latter settles by erosive discordance over gneisses of the Archean/Paleoproterozoic basement of the São Francisco Craton. The superior contact is gradational, with progressive increase in the proportion of

clastic material in carbonates, grading to the metamarls and carbonaceous slates of the Serra da Mamona Formation.

2) Serra da Mamona Formation. It can be correlated to the Serra da Saudade Formation, and it is marked by the intercalation of metacarbonate and metapelite layers with incipient to low metamorphic grade. Thickness, according to the geological profile, is estimated in 3,000 meters (Egydio-Silva *et al.* 1989), but these authors call the attention to the fact that it is a region of intense tectonic deformation, thus this estimate must be carefully considered.

3) Riachão das Neves Formation. On top of Serra da Mamona Formation, the lithotypes show a gradual increase of sedimentary granulometry, presenting a great amount of feldspar and lithic fragments in its composition, thus characterizing meta-arkoses and metagraywackes of the Riachão das Neves formation. This formation can be correlated to the Três Marias Formation, with estimated thickness of 4,000 meters.

3.3.5. Phanerozoic covers

Above the Precambrian units of the region, lies the Urucuia Group upon an erosive and angular discordance, which is constituted by fluvial/aeolian sandstones and conglomerates of the Cretaceous period. All of the units are covered by unconsolidated sedimentary deposits from the Cenozoic period, mostly sand and clay, often lateritized.

3.4. Description of stratigraphic columns

Aiming at a stratigraphic and sedimentological study of the Rio Preto Belt, three schematic columns were raised at the Canabravinha Formation, looking to recognize the main lithofacies and depositional systems in key-areas of the region (Figure 3.2 and 3.3). It is worth emphasizing the schematic character of such columns, inherent to studies of this type in fold belts. The column correlation method was chosen due to the visual practicality of stratigraphic and sedimentological relations in time and space.

Column A (Figure 3.3) was raised in Chapada Boa Vista, near the tectonic contact with Serra da Mamona Formation (UTM 512249E / 8738285N; Datum SAD69 Zone 23S, being the same for all other columns). One can observe a sequence dominated by coarse grained lithofacies, mainly psamo-psephitic deposits. The basal metadiamictite in this column is found on road BR-135 and is estimated to be 10-meter thick (Figure 3.3). The metadiamictite presents a metapelitic matrix

that sustains clasts of granule to block size of orthoquartzite, limonitic micaceous quartzite, carbonates, quartz, gneiss, and granite. The original geometry of the clasts is currently obliterated by their stretching in the S_2 foliation, due to the proximity to the Cariparé shear zone, the limitation between the craton and the fold belt (Figure 3.2; Egydio-Silva 1987).

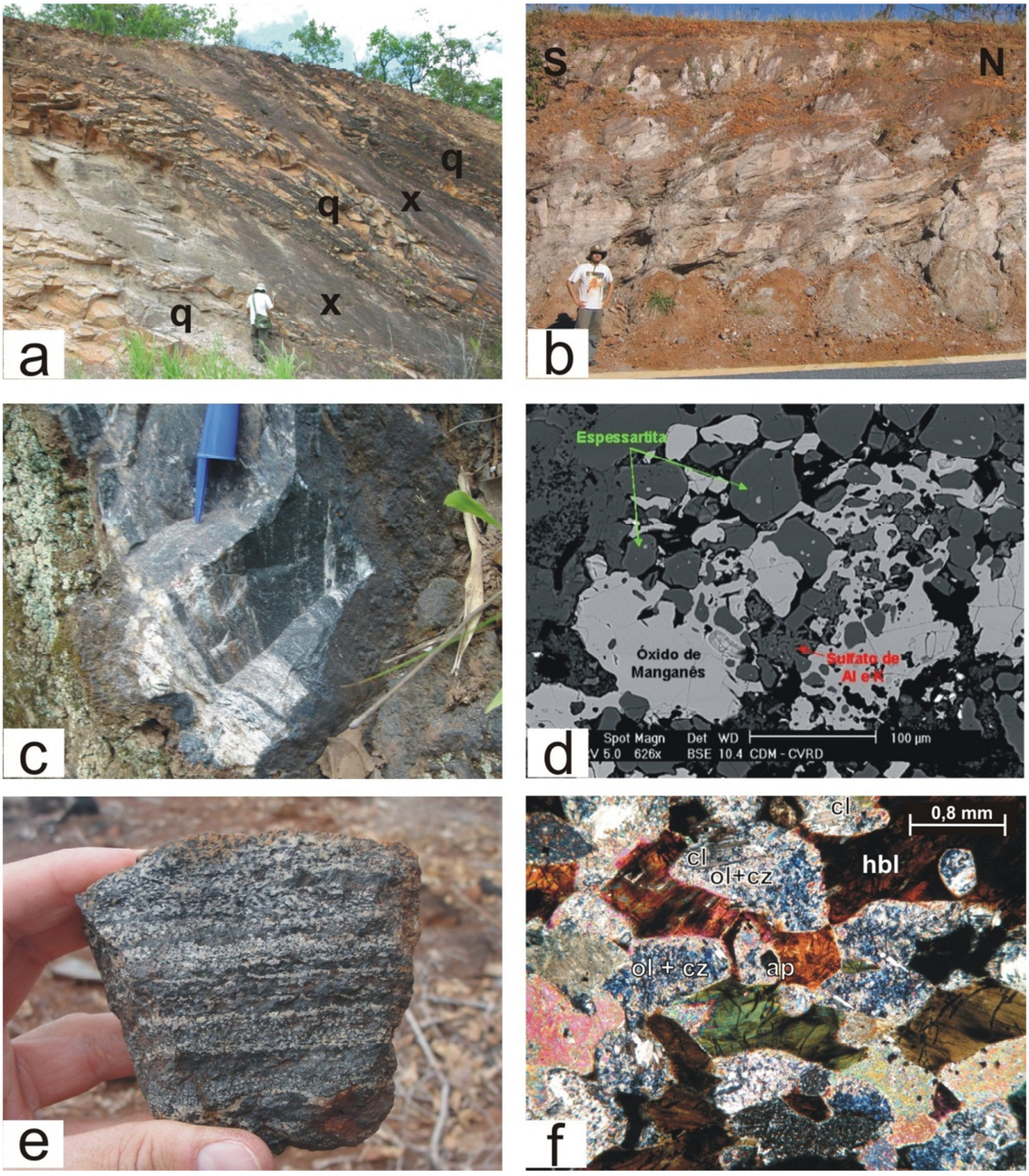


Figure 3.4 – Lithotypes of Formosa Formation. (A) Intercalations of garnet-mica schist (x) and micaceous quartzite (q), road to Coaceral (Portal do Jalapão); (B)Mica schist in the BR-135 road, north of Formosa do Rio Preto, with deformation characterized by low angle thrusts; (C) Iron-

manganese Metachert, Primavera farm, east of Formosa do Rio Preto; dark iron and manganese oxide rich layers alternate with quartz-rich layers; (D) aspect of dark metachert layer at the scanning electron microscope, formed mainly by spessartite and manganese oxides. (E) Ortho-amphibolite at Angico farm, west of Formosa do Rio Preto; clear plagioclase-rich layers (albite and oligoclase) alternate with mafic amphibole-rich layers (mainly hornblende); (F) microscopic aspect of ortho-amphibolite from Angico farm.

hbl: hornblende; ol: oligoclase; cz: clinozoisite; cl: chlorite; ap: apatite.

In the intermediate portion of Column A, granodecrescent sequences of granule to pebble sandy metabreccia, lithic quartzite with coarse to fine graded stratification, and sandy-pelitic metarhythmite with plain-parallel stratification are found (Figure 3.5A). The quartzite is usually poorly selected and presents low textural and mineralogical maturity, thus angular to sub-angular grains predominating (Figure 3.5A). Microscopic analyses (Figure 3.5B) showed quartzite is composed of quartz, muscovite, carbonate, plagioclase, gneiss, feldspar, granite, limonite and opaques, so it can be classified as coarse lithic to conglomeratic or carbonatic quartzite. On the top of the scarp, metadiamictite with block-sized clasts is found again, which characterizes the cyclicity of the sedimentation processes.

Column B was raised throughout the draining of the Canabravinha stream, near Monte Alegre dos Cardosos (504030E / 8744592N). The sequence is similar to that of Column A, although the metadiamictite layers are less thick and decimetric, and the phyllites and quartzites are more common (Figure 3.5C–G). In the metadiamictite layers, clasts of carbonate, gneiss, quartz, quartzite, and granite (*sensu lato*) are found (Figure 3.5D and E). Clasts of metadiamictite within the metadiamictite layers are rare. Clasts of granite, gneiss and quartzite present granulometry of granule to boulder, while the carbonate clasts occur mostly on granule to pebble granulometry. The original geometry of these clasts remains well preserved, without a dominant pattern, commonly varying from sub-angular to sub-rounded types (Figure 3.5C–E); however, rounded and angular clasts, presenting low sphericity, are also common. The matrix is mainly formed by carbonates and oriented phyllosilicates (white mica), and stretched quartz according to the main foliation (S_2). Metadiamictite layers intercalate with phyllite and quartzite layers, which do not present isolated clasts (Figure 3.5C). The proportion of carbonate is sometimes very expressive, constituting layers of metamarl.

In the quartzite layers, centimetric climbing laminations are found (Figure 3.5F), as well as phyllite clasts (Figure 3.5G) with irregular geometry, highly angulated, chaotically disseminating within the quartzite.

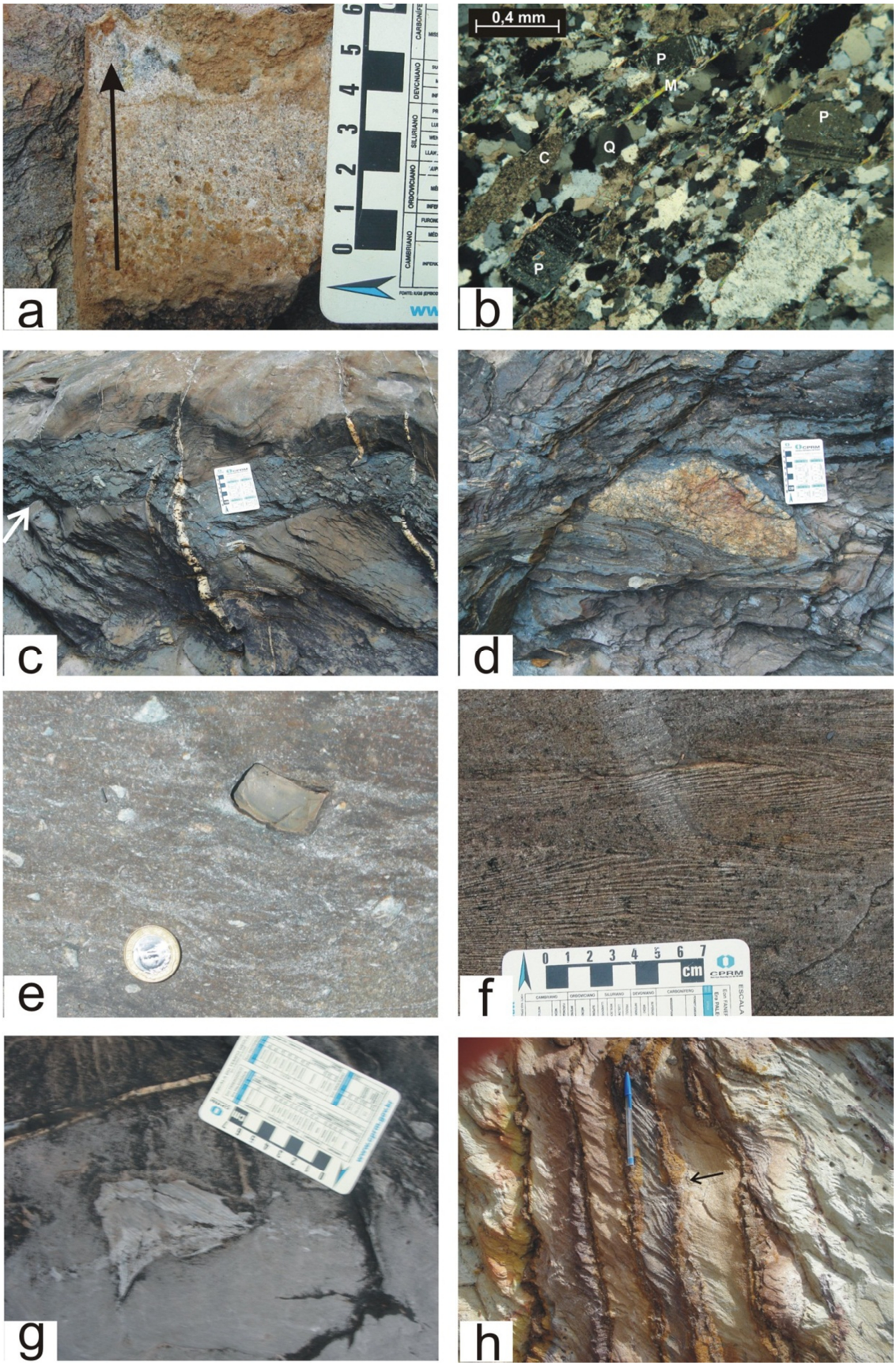

a
b
0,4 mm
P
M
P
C
Q
P
c
d
e
f
cm
g
h

Figure 3.5 – Lithotypes of Canabravinha Formation. (A) Graded stratiphication in lithic quartzite; (B) Photomicrograph under crossed polarizers of lithic quartzite. (C) Decimetric layer of metadiamictite intercalated within carbonatic phyllite. Note the absence of isolated clasts in the phyllite layer; (D) Detail of granite boulder in the metadiamictite layer; (E) carbonate pebble and quartzite clasts in the metadiamictite layer; (F) Climbing laminations in the quartzite layer; g) phyllite clast in the quartzite layer; (H) low-density metaturbidites. Centimetric sandy layers, in clear grey, intercalated within dark grey pelitic layers. The arrow indicates graded stratiphication in the quartzite layer.

(A, B): Column A, Chapada da Boa Vista; (C–G): Column B, Canabravinha stream; (H): Column C, BR-135 between Malhadinha and Formosa do Rio Preto.

Q: quartz; P: plagioclase; C: carbonate; M: muscovite.

Column C was raised on BR-135 road, between Malhadinha and Formosa do Rio Preto (488396E / 8771374N). In this region, we observe a predominance of metarhythmites formed by centimetric to decimetric intercalations between metagraywackes with graded coarse-fine stratification and phyllites/schists (Figure 3.5H), mostly carbonaceous and manganesiferous, with local layers of quartzite. It is interesting to note the rhythmic occurrence of manganese low-thickness crusts intercalated within the lithotypes, parallel to the bedding plane (Figure 3.5H).

3.5. Facies, sedimentary environments and depositional systems of the Canabravinha Formation

Figure 3.3 presents a correlation of the three graphic-sedimentary profiles raised in the study, representing the main lithofacies associations throughout the Canabravinha Formation. Coarse facies (metadiamictites) are prevalent in the south portion, becoming thinner to the north. Table 3.2 shows the main facies, processes and products interpreted on the stratigraphic columns. Based on this data, one can identify the depositional environments and propose a model of evolution for the precursor basin to the fold belt.

The decimetric to metric layers of metadiamictite suggest the periodic action of mud and debris flows that occasionally grades to high-density turbidity currents (granule and pebble metabreccia; Lowe 1982), and these to low-density currents, with Tabc intervals of Bouma (1962), represented by conglomeratic to coarse lithic quartzite with graded, plane and crossed stratification, according to the velocity of the current flow. The intercalated phyllite layers are the product of decantation of fines in suspension, which is generated after each mudflow. The presence of climbing laminations (Tc) and phyllite clasts within quartzite intercalating with metadiamictite

layers also indicate the action of turbidity currents during the sedimentation of such layers. The climbing laminations are formed when tractive sedimentary processes compete with sedimentation by decantation, as in the case of decelerating flows such as turbidity currents; Phyllite clasts are widely disseminated in sand layers of turbidity sequences, being formed mainly by erosive processes of the clayey soil during gravitational flows (Johansonn & Stow 1995).

In general, the disposition of the facies of metarhythmites in Column C follows the classic scheme of low-density turbidites, of Bouma (1962). Metaturbidites are formed by centimetric layers of metagraywacke with coarse-fine graded stratification (Ta), followed by metagraywacke with plane stratification/lamination (Tb), rarely crossed stratification (Tc), followed by phyllite/schist layers (Tde). These are superimposed by another metagraywacke layer followed by another phyllite layer, and so on. Similar outcrops are common on road BR-135, between Malhadinha and Formosa do Rio Preto, which suggest a predominance of diluted turbidity currents in this portion of the precursor basin.

The sedimentary/stratigraphic analysis showed no direct evidence of glacial influence on the sedimentation of the Rio Preto belt. Although diamictites have been recognized for over 50 years as important facies in depositional systems that are not related to glacial sedimentation, the distinction between glacial and non-glacial diamictites is still neglected. Some good reviews on the theme and distinction criteria between glacial and non-glacial diamictites can be found in the works of Schermerhorn (1974), Boulton & Deynoux (1981), Dreimanis & Schucluter (1985), Moncrieff (1989), Eyles (1993), Miller (1996) and Uhlein *et al.* (2004). The intercalation of thin layers (decimeters to meters) of diamictites with sandstones and pelites, deposited in submarine conditions, and the association with turbidites, do not allow defining these rocks as tillites (glacio-terrestrial rock). Glacio-marine sedimentation is not supported either, for in such case one would expect to find isolated clasts in rhythmites and pelites away from the mud flows of Columns A and B, i.e., in Column C. The hypothesis of reworking glacial deposits by gravitational submarine flows cannot be excluded; however, the lack of identification of striated, faceted or pentagonal clasts makes it only conjectural. Nevertheless, times of low sea level stand, such as glacial periods, strongly favor the development of slope-aprons and fans, because a great portion of the platform may be exposed, thus tapering the sediments through canyons and fans towards the slope. In high sea level stand periods, on the other hand, sediments tend to concentrate in lagoons and estuaries, or in environments near the coast, not reaching the platform and the feeding canyons (Stow *et al.* 1985).

According to the lithofacies that have been identified and the sedimentary processes interpreted for the Canabravinha Formation (Table 3.2), a model of deep marine environment for the deposition of its protholits may be proposed. The deep marine sedimentation involves mainly

gravitational sedimentation processes on a continuum of high density flows (blocks fall, drags, slides, mud and debris flows) to low-density turbidity currents. These flows interact directly with processes of pelagic and hemipelagic sedimentation (Stow *et al.* 1996, Stow & Mayall 2000).

The lithofacies of Columns A and B were probably deposited by gravitational sedimentary flows in the proximal portion of a gravel-rich slope-apron system (Reading & Richards 1994, Richards *et al.* 1998, Stow & Mayall 2000). The slope-aprons form when there is a multiple linear source feeding the basin through a non-canalized system, directly into the slope. The fans form inter-related turbidity systems, so sheet or apron geometry is formed, making individual fan morphology unrecognizable. This type of sedimentation is well developed in fault-bounded margins such as submarine rifts in tectonically active basins, where a considerable amount of sediments is thrown through a steep slope to the adjacent basin, which is rapidly subsident (Figure 3.6; Reading & Richards 1994). The turbidities of Column C represent the dilution of gravitational flows in the distal portion of the basin (Figure 3.6).

3.6. Tectonic context of the Rio Preto basin

The deposition of the sediments that compose the Canabravinha Formation probably occurred in a rift basin (Rio Preto basin), where the movements in normal faults favored the episodic origin of mud/debris flows that evolved to turbidity currents (Figure 3.6). The mudflows were responsible for the deposition of diamictites, while their dilution resulted in high and low-density turbidity currents that caused sand and pelite layers to be deposited in proximal to distal turbidity sequences, from south to north (Figure 3.6).

The association of lithofacies of the Canabravinha Formation and the predominance of coarse and immature sediments to the south, and of finer-grained sediments to the north, indicate that the sedimentary supply was mostly from south to north, therefore the main source area was the São Francisco Craton. The lithic content found in quartzite and clasts of diamictites support this hypothesis. The abundant occurrence of carbonate and granite fragments exempts the Rio Preto belt of being one of the source areas, for none of these rocks is found in the fold belt. It is thus difficult to conciliate a model of provenience exclusively from north towards south by erosion of the mountain chains that formed in the region, either by gravitational processes or by mountain glaciation (e.g. Gonzaga & Walde 2007). On the other hand, the São Francisco Craton is full of granite and carbonaceous proterozoic covers that may have served as a source for the Canabravinha Formation debris.

3.7. Structural geology and tectonics of the Rio Preto Belt

The Rio Preto Belt represents a kilometric asymmetric divergent fan structure (Figure 3.2 and 3.7), with a well-developed south portion with clear vergence to the São Francisco Craton, and a shorter north portion showing vergence to the north, where the Formosa Formation thrusts the Cristalândia do Piauí gneisses in low angle (Egydio-Silva 1987). This structure is the result of a complex evolution that took place during the Brasiliano Orogeny, which generated three different secondary foliations associated with folds and oblique to transcurrent shear zone systems.

Egydio-Silva (1987) recognized the Cariparé shear zone (Figure 3.2 and 3.7) as the boundary between the craton and the fold belt in the northwest region of Bahia, almost 60 km to the south of the previously proposed limit (Almeida 1977). Despite that, images of the craton in the scientific literature often ignore such limit in its northwest portion, and this fact should be considered in further publications.

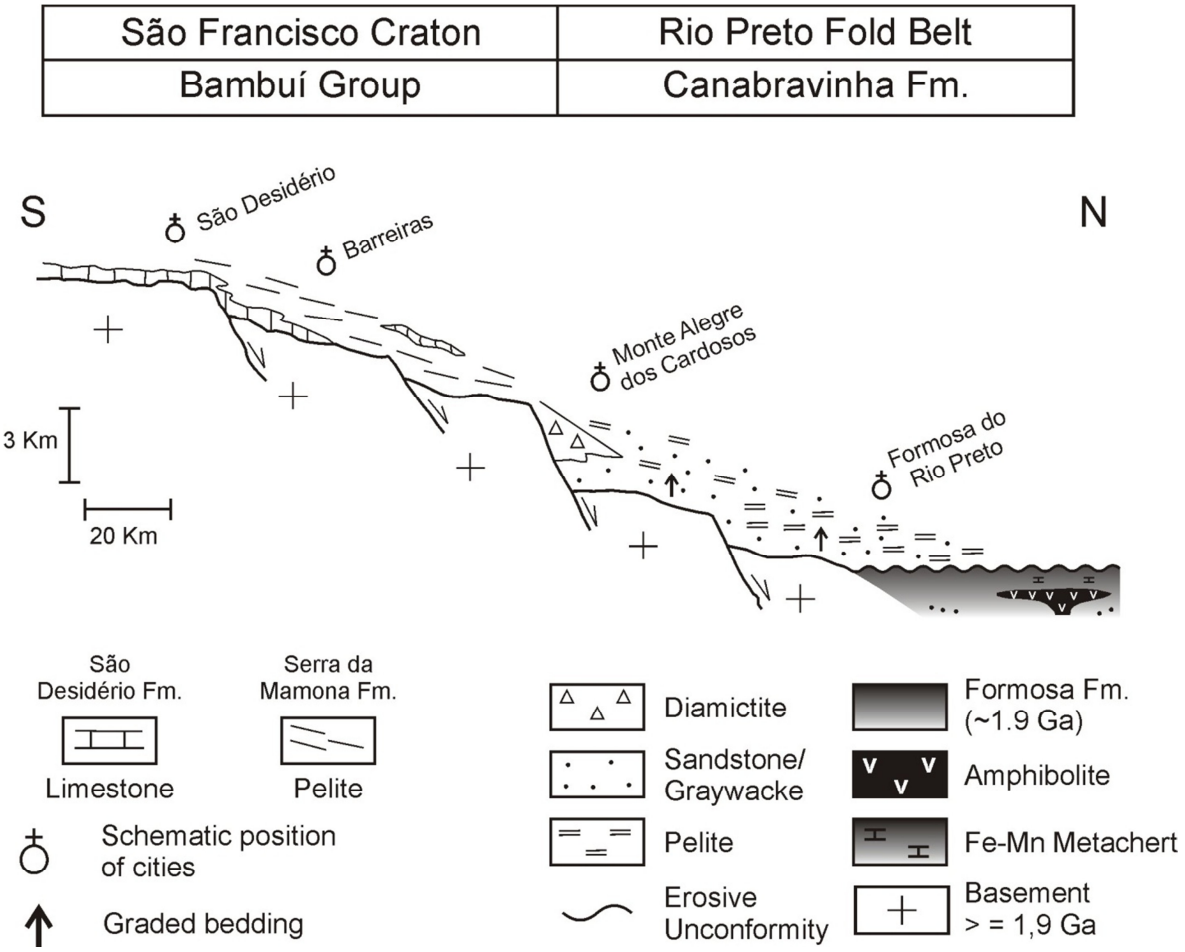


Figure 3.6 – Stratigraphic relations accross the São Francisco paleocontinent and neoproterozoic Rio Preto rift in a schematic S-N section.

The Cariparé shear zone constitutes an inverse fault with SW-NE orientation, 330-350/45 attitude and frontal kinematics, where the rocks of the Canabravinha Formation, in the north-northwest, are pushed onto the rocks belonging to the Bambuí Group, in the south-southeast. The main S_2 foliation, in the Canabravinha Formation, is parallel to the slate cleavage in the cratonic cover of the Bambuí Group, in the transitional craton — fold belt region. The K-Ar ages in between 547 Ma and 595 Ma obtained by Egydio-Silva (1987) in muscovite of the Canabravinha and Formosa Formations reinforce the hypothesis of this deformation having been originated during the Brasiliano Orogeny.

Three different deformation phases, possibly progressive, may be distinguished in the structural and tectonic evolution of the Rio Preto belt (Egydio-Silva 1987, Caxito 2010):

The D_1 phase generated the S_1 penetrating foliation, which is generally parallel to S_0. Little can be stated about the structures and the tectonic meaning of such phase due to the lack of data and posterior generalized transposition.

The D_2 phase is responsible for the developing of the S_2 penetrating foliation, besides the remarkable structure in form of a double-vergence fan in the Rio Preto belt (Figure 3.2 and 3.7). In this phase, folds were formed in a gradient of style that vary from smooth and concentric, in the cratonic Bambuí Group, becoming progressively tighter towards the craton/fold belt boundary, with tight to isoclinal similar folds in the core of the Rio Preto Belt. This phase also generated the ductile-brittle structures in the region, such as the Cariparé and Malhadinha shear zones. This phase of deformation is the closest to the metamorphic peak of the Brasiliano Orogeny in the Rio Preto Belt, with the main metamorphic minerals oriented according to S_2.

The D_3 phase is characterized by the S_3 spaced crenulation cleavage or fracture cleavage (modal maximum: 187/32, n: 184), axial plan of smooth folds in S_2, and possibly represents a final compressive phase comprising structures verging to the northwest, from the craton to the fold belt. Thrust faults sub-parallels to S_3 may be found on BR-135 road between Formosa and Malhadinha, with associated sigmoidal structures indicating frontal movement with top–to-northwest kinematics.

Figure 3.7 shows S_2 and L_2 stereograms for the south, central and north portions of the Rio Preto belt (Caxito 2010, Caxito *et al.* 2010). From Cariparé to Malhadinha, S_2 dips northwest (modal maximum: 334/29; Figure 7A), inclining progressively towards north until it reaches high angle to sub-vertical values in the region of Malhadinha (170/72; Figure 3.7B) and, from Formosa towards north, its inclination inverts to the southeast (139/15; Figure 3.7C).

The field study shows that the region of Malhadinha corresponds to a shear zone some kilometers thick by 80 km in outcropping extension, named Malhadinha - Rio Preto Shear Zone (Figure 3.2 and 3.7; Gonçalves Dias & Mendes 2008, Caxito 2010, Caxito *et al.* 2010). This zone is composed of quartzite mylonites with subvertical S_2 foliation and oblique-directional L_2 lineation.

The direction of reverse oblique dextral shear is indicated by a rounded geometry with S-deflection patterns, by structures in the field, and by microstructures in thin section such as S-C pairs, mica-fish and mantled porphyroclasts, and also by quartz crystalline structure orientation (Caxito 2010, Caxito *et al.* 2010).

A model of geotectonic evolution proposed for the Rio Preto belt involves crustal stretching during the Neoproterozoic Era (~ 850 – 600 Ma), with deposition of the Canabravinha Formation in a hemi-graben basin located within the Archean/Paleoproterozoic basement of the region, that is, the Cristalândia do Piauí Complex and the Formosa Formation (Egydio-Silva 1987, Caxito 2010). Posteriorly, this basin was inverted during the Brasiliano Orogeny (~ 600 – 540 Ma), with the development of three phases of progressive deformation. The main phase, D_2, generated a structure in the form of a quite peculiar asymmetric fan, whose possible causes are discussed by Egydio-Silva *et al.* (1990), Caxito (2010) and Caxito *et al.* (2010).

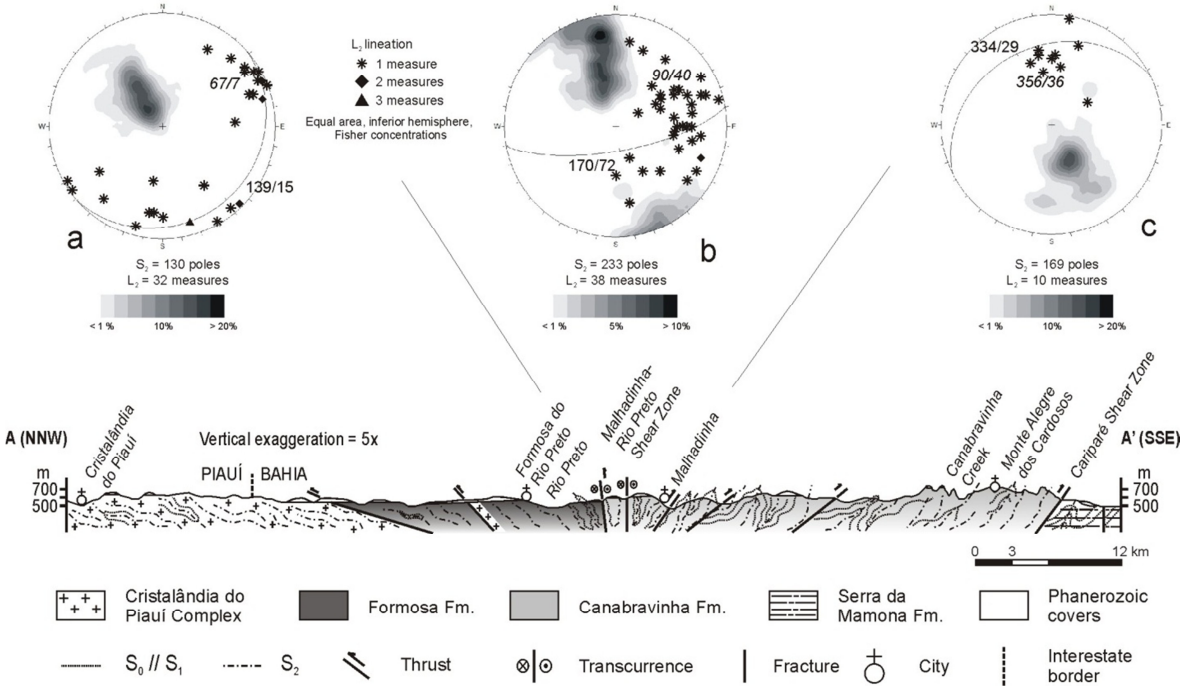


Figure 3.7 – Geological section and stereograms for S_2 and L_2 in the Rio Preto Belt. For section localization, see Figure 3.2.

3.8. Final considerations

The Rio Preto Belt has developed onto an Archean / Paleoproterozoic substrate (~ 2.8 – 2.0 Ga) of the Cristalândia do Piauí Complex. During the Orosirian Period (~ 1.9 Ga), the deposition of the protholites of the Formosa Formation took place, with predominantly pelitic sedimentation and

local chemical precipitation (iron-manganese metachert) possibly associated with basic magmatic activity (greenschist and ortho-amphibolite). The Formosa Formation was probably formed on a basin related to a magmatic arc. The crustal block represented by the Formosa Formation and by the Cristalândia do Piauí Complex may have been through deformation and metamorphism of a paleoproterozoic orogenic cycle, as indicated by Rb-Sr ages of the Cristalândia do Piauí Complex (Egydio-Silva 1987); this issue requires further detailed studies. A depositional hiatus marked by a unconformity of over one billion years separates the Formosa and Canabravinha Formations, the latter being formed during the Cryogenian to Ediacaran periods (~ 850 – 600 Ma).

The deposition of the Canabravinha Formation was caused by the opening of a rift with hemi-graben geometry, with a fault-bounded margin to the south and a possible flexural margin to the north. In the faulted margin, gravitational flows predominated in an submarine slope-apron, where mud flows graded to turbidity currents progressively more diluted to the north. There is no direct evidence for glacial sedimentation processes at the Rio Preto belt; however the possibility of reworking of glacial deposits by gravitational flows should not be excluded. During the Brasiliano Orogeny, in the Ediacaran Period (~ 600 – 540 Ma), the Rio Preto rift and its substrate went through structural inversion and metamorphism in the greenschist facies.

The ductile-brittle doubly-vergent asymmetric fan structure, with oblique to directional movement in the central portion of the fold belt, suggests destructive interaction in clockwise direction between the Cristalândia do Piauí block, to the north, and the São Francisco Craton, to the south. The total absence of orogenic magmatic rocks and oceanic reminiscences of Neoproterozoic age suggest evolution of the outcrop portion of the Rio Preto belt in an ensialic context, as a typical example of an intracontinental orogenic belt (Egydio-Silva 1987, Caxito 2010).

3.9. Acknowledgments

Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq Process nº 475510/2008-9) and *Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais* (FAPEMIG Process CRA 505-06) for the financial support, the latter for providing scholarship for the first author Master`s, and the geologist Felipe Rodrigues Martins for his assistance in field. The manuscript was improved after comments and suggestions by Dr. Fernando Vesely. We thank the staff of Revista Brasileira de Geociências for the editorial handling and english translation.

Table 3.1 - Proposal of stratigraphic review for the Rio Preto Fold Belt.

<table>
<tr><th colspan="3">Egydio-Silva et al. (1989)</th><th colspan="3">This study</th></tr>
<tr><td rowspan="4">Neoproterozoic</td><td rowspan="4">Bambuí Group</td><td>Riachão das Neves Fm.</td><td rowspan="4">Neoproterozoic Cryogenian / Ediacaran (850-600 Ma)</td><td rowspan="3">Bambuí Group (craton)</td><td>Riachão das Neves Fm.</td></tr>
<tr><td>Serra da Mamona Fm.</td><td>Serra da Mamona Fm.</td></tr>
<tr><td>São Desidério Fm.</td><td>São Desidério Fm.</td></tr>
<tr><td>Canabravinha Fm.</td><td colspan="2">Canabravinha Fm. (fold belt)</td></tr>
<tr><td>Mesoproterozoic</td><td colspan="2">Rio Preto Group</td><td>Paleoproterozoic Orosirian (~1.9 Ga)</td><td colspan="2">Formosa Fm.</td></tr>
<tr><td>Archean/ Paleoproterozoic</td><td colspan="2">Cristalândia do Piauí Complex</td><td>Archean/ Paleoproterozoic</td><td colspan="2">Cristalândia do Piauí Complex</td></tr>
</table>

Table 3.2 – Lithofacies identified in the stratigraphic columns of the Canabravinha Formation, with interpretation of the main products and sedimentation processes.

Facies	*Products*	*Processes*	*Columns*
Dm	Massive diamictite with pelite-carbonatic matrix, containing carbonate, gneiss, quartzite, quartz and granite clasts.	Mud flows	A and B
Alm **Alg** **Alp** **Alcx**	Lithic sandstone composed of quartz, carbonate, gneiss, feldspar and muscovite grains, massive (m), with coarse-fine gradational stratification (g), plane-parallel stratification (p) or crossed stratification (cx), locally with climbing laminations and shale clasts.	Low to high density turbidity currents (Tabc)	A, B and C
M	Marl	Reworking of carbonate debris, precipitation	B
Rap	Sandy-pelitic rhythmite, formed by centimetric to decimetric plane-parallel layers of sandstone and pelite, often carbonaceous and/or manganesiferous.	Low density turbidity currents (Tabcde)	B and C

CAPÍTULO 4 - ARTIGO

Detrital zircon (U-Pb) and Sm-Nd isotope studies of the provenance and tectonic setting of basins related to collisional orogens: The case of the Rio Preto Fold Belt on the northwest São Francisco Craton margin, NE Brazil.

Artigo aceito para publicação no periódico *Gondwana Research*,
http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.07.007

Fabrício de Andrade Caxito[1,3], Elton Luiz Dantas[2], Ross Stevenson[3], Alexandre Uhlein[1]

1 – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Campus Pampulha, Av. Antônio Carlos 6627, CEP 31270-901, Belo Horizonte, MG, Brazil.
2 – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário, Asa Norte, CEP 70910-900, Brasília, DF, Brazil.
3 – GEOTOP, Université du Québec à Montréal, P.O. Box 8888, Station Centre Ville, Montreal, Quebec H3C 3P8, Canada.

Abstract – The Rio Preto Fold Belt (RPFB), in northeastern Brazil, is represented by Precambrian metasedimentary sequences (Canabravinha and Formosa formations) that were accreted to the northwestern São Francisco Craton margin, during the collisional Brasiliano Orogeny (~630-500 Ma). The analysis of the detrital zircon age spectra of samples from both formations revealed a broadly distinct sedimentary provenance for each one of them. While the Canabravinha Formation yielded late-Archean to Tonian zircons, the Formosa Formation yielded a relatively simple, bimodal detrital zircon age pattern at 1,900-2,200 Ma and 2,500-2,650 Ma. The Nd isotope compositions of each unit are also broadly distinct. The Canabravinha Formation shows variable T_{DM} model ages ranging from 1.6 to 2.7 Ga, with associated $\varepsilon Nd_{(600\ Ma)}$ values of -8.7 to -19.5, thus reflecting a wide age range in the source areas. The Formosa Formation T_{DM} distribution reflects the bimodal detrital zircon pattern, with two broad T_{DM} peaks of 1.9-2.0 and 2.4-2.6 Ga, and $\varepsilon Nd_{(600\ Ma)}$ values from -12.9 to -26.5. Based on the detrital zircon and Sm-Nd isotope data, we suggest that the Canabravinha and Formosa formations represent two distinct sedimentary sequences in time and space. A sill-like amphibolite body interleaved within the Formosa Formation mica-schists yielded an U-Pb zircon age of 1,962.6 ± 9.9 Ma that supports this interpretation. Thus, we suggest that the Formosa Formation represents part of the basement of the Neoproterozoic fold belt, presenting a very simple sedimentary provenance derived uniquely from the Cristalândia do Piauí Complex (Archean / Paleoproterozoic) to the north. The Canabravinha Formation, on the other hand, represents the infilling of a Neoproterozoic extensional (rift) basin

(~900-600 Ma), whose debris came mainly from the São Francisco Craton to the south and from secondary source areas further northeast in the Borborema Province, such as the Cariris Velhos Belt (1000-920 Ma). During the Brasiliano Orogeny, both the Proterozoic supracrustal sequences and the Archean / Paleoproterozoic basement were tectonically juxtaposed, deformed and metamorphosed under greenschist facies, thus complicating the original stratigraphic relationships between them.

Keywords: Sedimentary provenance; Detrital zircon U-Pb geochronology; Sm-Nd model ages; Brasiliano Orogeny; Rio Preto Fold Belt.

4.1. Introduction

The study of sedimentary basins in Precambrian fold belts is often hampered by the destruction of original stratigraphic relationships by deformation and metamorphism, the lack of fossiliferous content, and the incomplete character of the geological record. The advent of improved geochemical, geochronological and isotopic techniques has proved to be important tools for the understanding of the age and provenance of such Precambrian sedimentary basins (e.g. Haughton *et al.* 1991). In particular, the analysis of the U-Pb age spectra of detrital zircons and Sm-Nd isotope systematics have demonstrated to be highly effective techniques in deciphering the provenance of sedimentary basins throughout the world (e.g. McCulloch & Wasserburg 1978, Nelson & DePaolo 1988, Andersen & Laajoki 2003, Fedo *et al.* 2003; and references therein).

Brazil contains a number of such basins in which the original stratigraphic relationships have been erased to such an extent that a better understanding of their sedimentary and tectonic evolution depends largely on sedimentary provenance studies (e.g. Pimentel *et al.* 2001, 2011, Van Schmus *et al.* 2003, Valeriano *et al.* 2004, Valladares *et al.* 2008, Moura *et al.* 2008, Neves *et al.* 2009, Dantas *et al.* 2009, Babinski *et al.* 2012). Numerous examples of these basins are found within Late Neoproterozoic to Cambrian Fold Belts that formed during the amalgamation of West Gondwana, in the so-called Brasiliano Orogeny (650 – 500 Ma; Cordani *et al.* 2003, Pankhurst *et al.* 2008, Gaucher *et al.* 2010, Tohver *et al.* 2012, Abu-Alam *et al.* 2013, Nance *et al.* 2013). In this context, Brazilian geology can be viewed as a network of cratons or continental fragments that were sutured together by the Brasiliano fold belts and orogenic areas during the formation of West Gondwana.

The São Francisco Craton (Figure 4.1; Almeida 1977, Alkmim 2004, Sial *et al.* 2009), in east central Brazil, represents a continental fragment with an Archean to Palaeoproterozoic infrastructure, covered by Proterozoic sedimentary sequences. It is surrounded by the Araçuaí, Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal and Sergipano fold belts (Figure 4.1). The Rio Preto Fold Belt

(Figure 4.1 and 4.2) which borders the São Francisco Craton along its northwestern margin is particularly important to understand the evolution of the Brasiliano Orogeny because it lies at the confluence of three of the most important tectonic provinces of Brazil, namely the Tocantins province to the west, the São Francisco province to the south and the Borborema province northeast (Figure 4.1). Despite this importance, the geology, stratigraphy and geodynamic history of this area is still poorly understood. Proposals for the evolution of the Rio Preto Fold Belt include the juxtaposing of Meso and Neoproterozoic intracratonic sedimentary basins by late-Brasiliano compressional structures (Egydio-Silva 1987); or that it represents a single Neoproterozoic basin that was later inverted and deformed during the Brasiliano Orogeny (Caxito 2010).

This paper presents the results of the first systematic U-Pb detrital zircon (LA-ICP-MS) and Sm-Nd whole rock survey carried out on the Precambrian rocks of the Rio Preto Fold Belt, in an effort to better constrain the stratigraphic relations within the Fold Belt, and to provide a new chronostratigraphic framework upon which to compare the geology of this area with the surrounding Brasiliano-aged provinces.

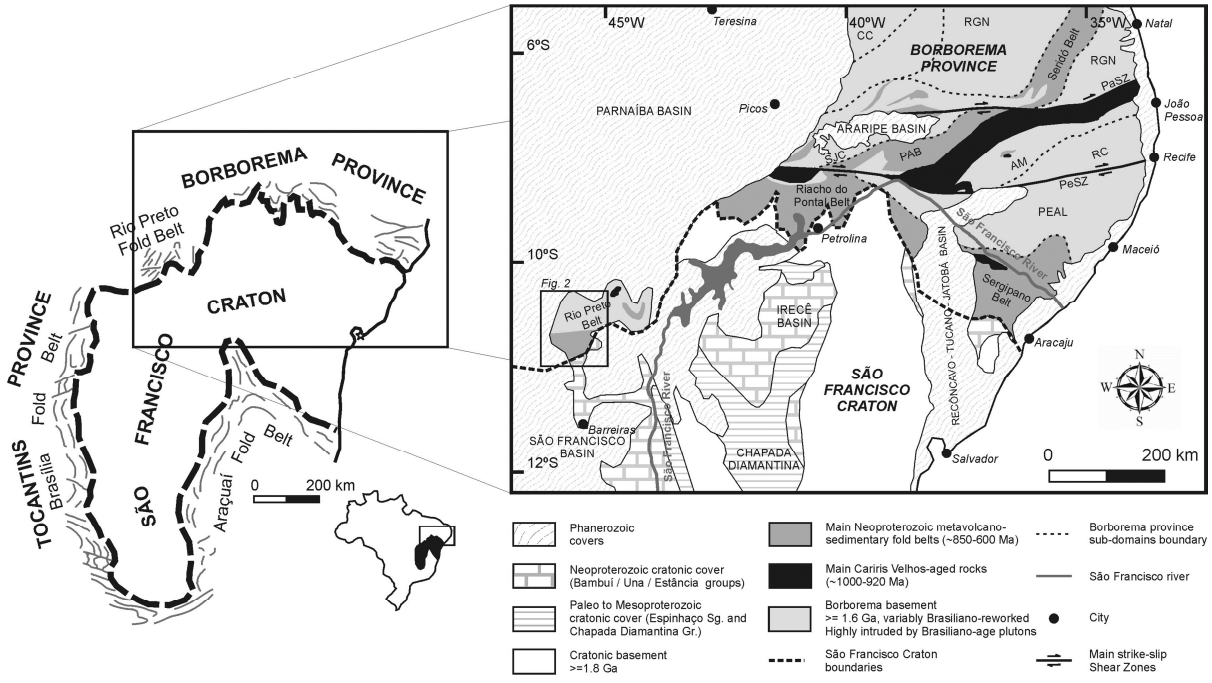


Figure 4.1 - Simplified tectonic and stratigraphic features of the São Francisco Craton and Borborema Province, eastern Brazil. Sub-domains of the Borborema Province are as follows: PEAL — Pernambuco-Alagoas, RC — Rio Capibaribe, AM — Alto Moxotó, AP — Alto Pajeú, PAB — Piancó-Alto Brígida, SJC — São José do Caiano, RGN — Rio Grande do Norte, CC — Ceará Central. ePeSZ and wPeSZ = East and West Pernambuco shear zone, respectively; PaSZ = Patos shear zone.

Sources = Brito Neves *et al.* (2000, 2005) and Alkmim (2004).

4.2. Geologic Setting and stratigraphy

The studied region is located between the cities of Monte Alegre dos Cardosos, Bahia, and Cristalândia do Piauí, Piauí (Figure 4.2). The stratigraphy used here is the one proposed by Caxito *et al.* (2012a), which differs from that of Egydio-Silva *et al.* (1989) and Caxito (2010); see Table 4.1 for details. The Formosa Formation represents the Rio Preto Group of Egydio-Silva *et al.* (1989); this nomenclature was proposed by Caxito (2010) because the rocks of this unit cannot be mapped into distinct formations (Fuck *et al.* 1993). Thus, Uhlein *et al.* (2008) and Caxito (2010) proposed to group the Formosa and Canabravinha formations into the redefined Rio Preto Group. Later, Caxito *et al.* (2012a) propose to abandon the term Rio Preto Group, rejecting the grouping of these two formations because there is no direct evidence that they are linked in time and space, and that they constitute a single group. In this way, the Rio Preto Fold Belt stratigraphy is defined by the Canabravinha and Formosa formations, which represent separate units, and by the basement represented by the Cristalândia do Piauí Complex to the north.

The contacts between all of the three units are tectonic, thus complicating the interpretation of the stratigraphic and chronological relationships between them. For example, the Rio Preto Fold Belt displays a complex doubly-vergent structural style (Figure 4.2), interpreted as a result of the inversion of a classic intra-continental Fold Belt (Egydio-Silva 1987, Uhlein *et al.* 2011, Caxito 2010, Caxito *et al.* 2012a).

4.2.1. Cristalândia do Piauí Complex

The tectono-stratigraphic basement of the Rio Preto Fold Belt in the study area is represented by the Cristalândia do Piauí Complex that outcrops in the northern part of the fold belt (Figure 4.2). It is composed of biotite and hornblende orthogneiss with amphibolite intercalations. The regional structure is characterized by a gneissic banding that dips southeast, which transposes older structures and is parallel to the axial-plane of isoclinal folds. The gneisses reached upper amphibolite facies and were later retro-metamorphosed to greenschist facies (Egydio-Silva 1987). A whole-rock Rb-Sr isochron yielded an age of 2.146 ± 149 Ma (Ri = 0.704), while K-Ar analyses in biotite yielded ages around 540 Ma for this complex (Egydio-Silva 1987). These data suggests the imprinting of a Rhyacian tectono-metamorphic event and the resetting of the K-Ar clock during the Brasiliano Orogeny.

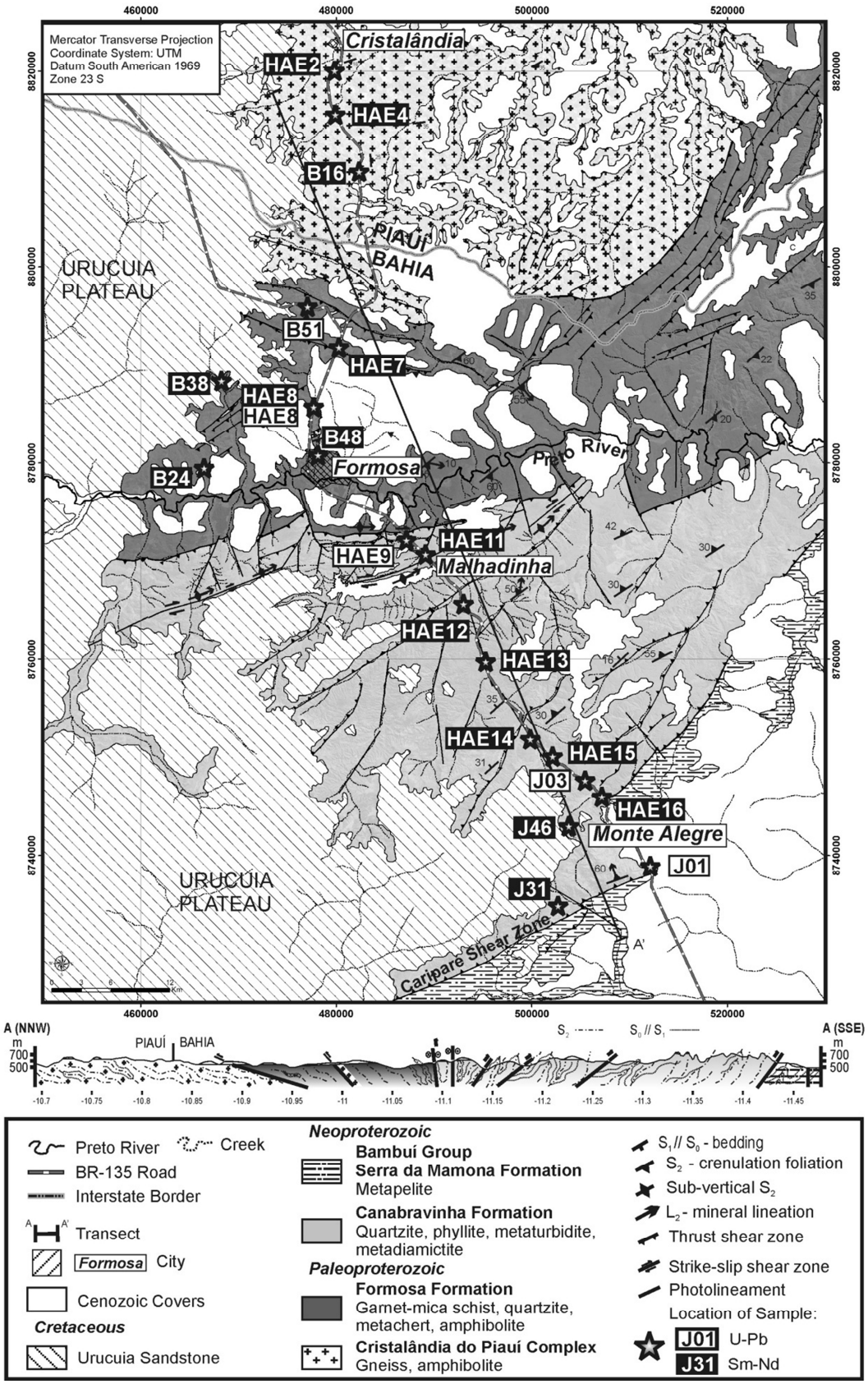


Figure 4.2 - Simplified geologic map and transect of the Rio Preto Fold Belt, with location of the samples collected in this study.

4.2.2. Formosa Formation

The Formosa Formation outcrops in the northern portion of the Rio Preto Fold Belt, in the Preto River valley, extending circa 20 km to the North, towards the Bahia / Piauí borderline (Caxito *et al.* 2012a). It is composed by garnet-mica schist, micaceous quartzite, metarhythmite, Fe-Mn metachert, actinolite-chlorite-epidote greenschist, and locally, ortho-amphibolite intercalations (Figure 4.3). The latter are particularly well exposed at the Angico farm, to the west of Formosa do Rio Preto, where a 200 meter thick ortho-amphibolite layer concordantly interleaves within mica schist of the Formosa Formation. Caxito *et al.* (2011b) conducted a petrographic, geochemical, isotopic and geochronological study of these amphibolites, which were interpreted to represent epidote-amphibolite facies metamorphism (around 500° C and 2-5 Kbar) of tholeiitic gabbro protoliths. Incompatible and rare earth element (REE) data suggest an hybrid of mid-ocean ridge and island arc environments, probably in a back-arc setting. U-Pb analysis of magmatic zircons extracted from the amphibolite yielded an upper intercept age of 1,962.6 ± 9.9 Ma (anchored to zero; all zircons lie near to the Concordia). Values of $\varepsilon Nd_{(1.96\ Ga)}$ range from slightly negative to positive (-0.3 to +1.0), suggesting variable mixing of a depleted mantle source and older continental crust.

The Formosa Formation is characterized by a low angle thrust shear zone contact with the Cristalândia do Piauí Complex gneisses to the north, and by a dextral oblique reverse shear zone (the Malhadinha / Rio Preto Shear Zone) contact with the Canabravinha Formation to the south (Figure 4.2). The main regional structure is a Brasiliano-aged crenulation foliation (S_2), with muscovite K-Ar ages of around 600-540 Ma (Egydio-Silva 1987).

4.2.3. Canabravinha Formation

The Canabravinha Formation (Egydio-Silva *et al.* 1989) outcrops in the southern Rio Preto Fold Belt, extending 40 km northward from the Cariparé shear zone (Figure 4.2). It is composed of texturally and mineralogically immature quartzites and metawackes, phyllite (locally carbonaceous), sand-pelite metarhythmite, metadiamictite, and, locally, metamarl (Figure 4.3). The quartzites and metawackes show lithic, conglomeratic, feldspathic, carbonate-rich and micaceous variations, with graded, plane-parallel or cross-bedding, locally displaying climbing ripples. The vertical and lateral facies changes are shown by the progressive gradation of coarse facies to the south (metadiamictite, metawackes) to medium- and fine-grained facies to the north (metarhytmite, phyllite). Uhlein *et al.* (2008), Sanglard *et al.* (2008), Caxito (2010) and Caxito *et al.* (2012a)

interpret the deposition of the Canabravinha Formation protoliths in a submarine, gravel-rich slope-apron environment.

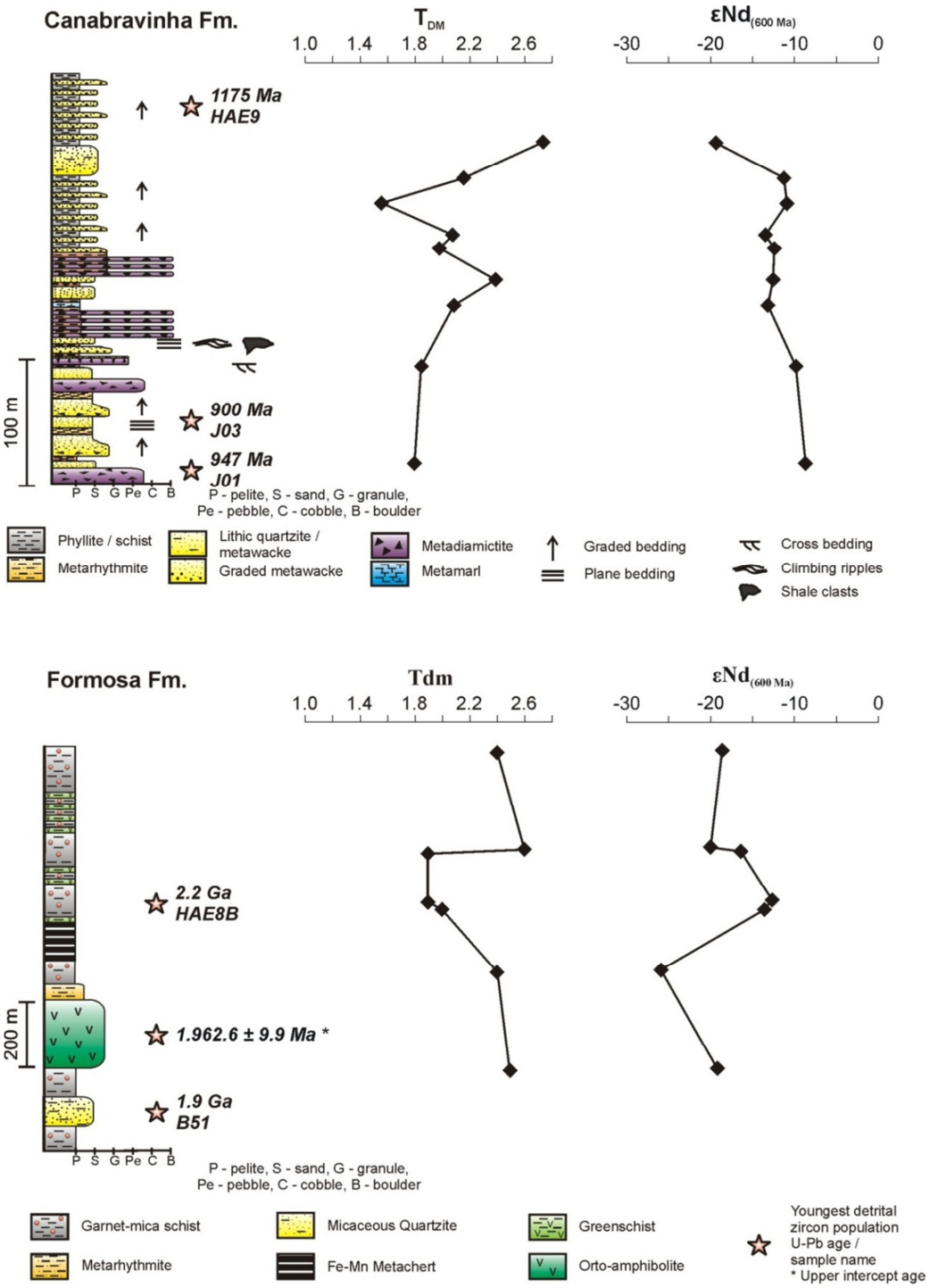


Figure 4.3 - Schematic stratigraphic logs of the Canabravinha and Formosa formations, showing the relative stratigraphic position of each sample selected for U–Pb and Sm–Nd analysis, and vertical distribution of T_{DM} and $\varepsilon Nd_{(600\ Ma)}$.

The Canabravinha Formation is characterized by greenschist facies metamorphism and a complex structural geology. It is thrust over the cratonic cover of the São Francisco Craton (Bambuí Group) to the south, in the Cariparé Shear Zone (Figure 4.2), which corresponds to the Craton / Fold Belt boundary in the area, with top-to-south reverse kinematics (Egydio-Silva 1987). K-Ar ages from muscovite constrain the metamorphic cooling of the Canabravinha Formation to around 595 Ma (Egydio-Silva *et al.* 1989).

Caxito *et al.* (2012b) analyzed the isotopic composition of twelve carbonate clasts from the Canabravinha Formation, which yielded $\delta^{13}C$ values from -4.5‰ to 0‰ and $\delta^{18}O$ values of a more limited range of -13.1 to -10.6‰. This suggests the erosion of a pre-glacial carbonate platform, which are characterized by negative $\delta^{13}C$ anomalies, such as the worldwide Islay (~750 Ma) and Trezona (~635 Ma) anomalies (Halverson *et al.* 2010). It should be noted, however, that no direct evidence for glacial influence in the deposition of the Canabravinha Formation, such as dropstones and striated clasts, was found, and no cap carbonate unit was ever described in the Rio Preto Fold Belt. On the other hand, glacial periods favor the development of submarine slope-apron systems, as associated lowering of the sea-level results in exposure and erosion of the continental platform (e.g. Stow *et al.* 1985). Thus, the Canabravinha Formation could represent submarine gravitational re-sedimentation of glacially-related sediments.

4.2.4. Effects of the Brasiliano Orogeny in the original stratigraphic relationships

During the Brasiliano Orogeny, the sedimentary sequences which compose the Rio Preto Fold Belt were deformed and metamorphosed under greenschist facies. In truth, all of the original stratigraphic relationships between the three main units have been erased, with the development of extensive thrust contacts, characterized by the development of mylonitic fabrics in localized shear zones. Thus, the shortening, folding and thrusting which occurred during the Brasiliano Orogeny hampers the recognition of the original stratigraphic and relative age relationships, especially in the Canabravinha Formation / Formosa Formation contact, which is characterized by a E-W verging dextral shear zone system (Malhadinha – Rio Preto Shear Zone). However, despite the intense thrusting and folding, the original stratigraphy within each unit can still be reconstructed to some extent (Figure 4.3).

4.3. Sampling and analytical procedures

Samples were taken in order to represent the full range of stratigraphic variation within the Rio Preto Fold Belt (Figure 4.2). Care was taken to select unweathered and homogeneous samples,

e.g. to avoid veins and other irregularities. For the detrital zircon analysis, three samples from the Canabravinha and two samples from the Formosa Formation were chosen. Whenever possible, coarser grained samples were preferred in order to maximize the overall zircon grain size and abundance. Samples were crushed and powdered to the 50-500 μm size range and zircons were separated through standard magnetic and hand-picking techniques at Laboratório de Geocronologia, Universidade de Brasília, Brazil. Zircons were then mounted in an epoxy resin, worn out and polished, and imaged by Scanning Electron Microscopy (SEM) in a FEI Quanta 450 microscope through the backscattering technique (BKS). The resulting images emphasize the internal structure of zircon grains (zoning, fracturing, etc.) and aided in the location of laser spots in the most homogeneous portions of zircon grains (e.g. free of fractures and inclusions). Zircons were analyzed by laser ablation using a Finnigan Neptune ICP-MS coupled to an Nd-YAG 213 nm laser ablation system. The U-Pb analysis follows the procedures outlined in Bühn *et al.* (2009). Ablation was done using 25-30 μm spots in raster mode, at a frequence of 9-13 Hz and intensity of 0.19-1.02 J/cm^2. The ablated material was carried by Ar (~0.90 L/min) and He (~0.40 L/min) in 40 cycles of 1 s each, following a standard-sample bracketing of three sample analysis between a blank and a GJ-1 zircon standard. Accuracy was controlled using the TEMORA-2 standard. Raw data was reduced using an in-house program and corrections were done for background, instrumental mass bias and common Pb. U-Pb ages were calculated using *Isoplot 3.7* (Ludwig, 2008).

For the Nd isotope analysis, twenty-one samples were collected systematically to cover most of the stratigraphic record, taking into account vertical and lateral variations. Whenever possible, finer-grained samples were selected (e.g. metapelites), due to the fact that coarse-grained samples often yield biased isotopic compositions (e.g. Frost & Winston 1987, Evans *et al.* 1991). The analysis where conducted both at the GEOTOP-UQÀM Research Center, Montréal, Canada, and at the Laboratório de Geocronologia, Universidade de Brasília, Brazil. Samples were crushed, powdered and then dissolved in a HF-HNO_3 mixture in high-pressure Teflon vessels. A ^{150}Nd-^{149}Sm tracer was added to determine Nd and Sm concentrations. The REE were then purified by cation exchange chromatography, and Sm and Nd were subsequently separated following the procedure of Gioia & Pimentel (2000). The total procedural blanks are less than 150 pg. Sm and Nd analyses were done using a triple filament assembly in a VG-Sector-54 mass spectrometer at GEOTOP and in a Finnigan MAT-262 mass spectrometer at Universidade de Brasília. The Nd and Sm isotopes were measured in dynamic and static modes, respectively. The Sm and Nd concentrations and the ^{147}Sm/^{144}Nd ratios have an accuracy of 0.5% that corresponds to an average error on the initial εNd value of ± 0.5 epsilon units, based on repeated measurements of standards JNdi, BCR-1 and BHVO-2 on both machines.

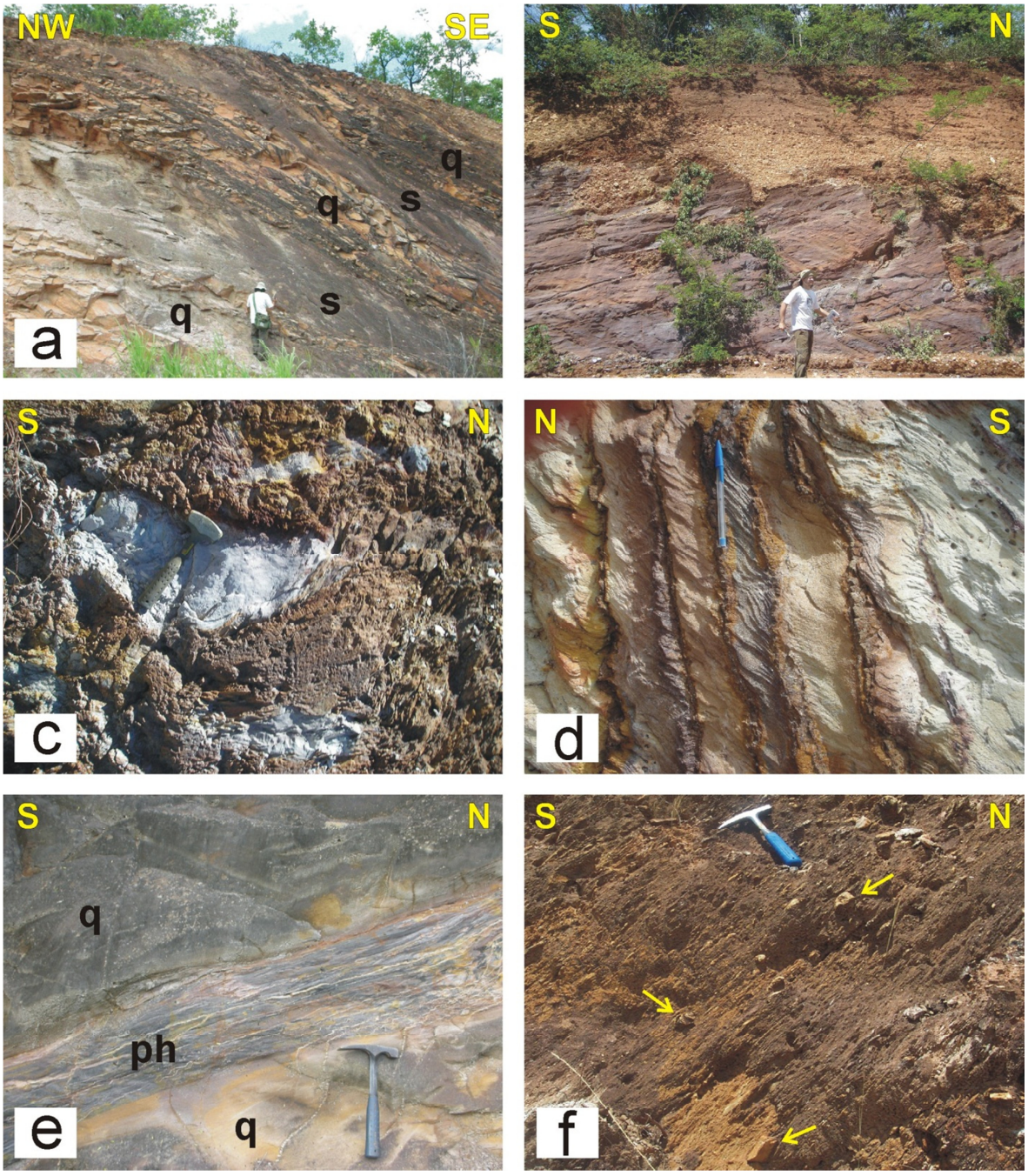


Figure 4.4 - Representative photographs of the outcrops selected for detrital zircon U–Pb age analysis. a) Outcrop B51, quartzite (q) and mica schist (s) intercalations of the Formosa Formation, in the road to Coaceral (Portal do Jalapão). Only the quartzite layers were sampled. b) Purple mica-schist of outcropHAE8B, Formosa Formation. The outcrop also features an unconformity characterized by an incised channel atop of the schist, filled by Cenozoic coarse (conglomerate and sandstone) alluvial facies deposits. c)White quartzite layer interleaved within sandy-pelitic metarhythmites of the Canabravinha Formation, outcrop HAE9. d) Detail of metarhythmite interpreted as distal turbidite layers in the BR-135 road, near outcrop HAE9. e) Quartzite

(q) and phyllite (ph) intercalations of the Canabravinha Formation near Monte Alegre dos Cardosos, outcrop J03. f) Deformed metadiamictite of the Canabravinha Formation, outcrop J01. Most clasts are stretched parallel to the main foliation and lineation (down-dip), but some preserve near-to-original geometries, such as the cobbles pointed by the arrows.

4.4. Results

4.4.1. Detrital zircon U-Pb

A total of 312 zircons were analyzed in the five samples, but only a subset of 255 zircons that showed less than 10% discordance and low common lead abundances will be considered in the following discussion. The complete data set is in the data repository. Results are displayed in both $^{207}Pb/^{206}Pb$ age histograms (bin size: 100 Ma) and probability density plots, calculated using the *Isoplot 3.7* software by Ludwig (2008).

4.4.1.1. Formosa Formation

Sample B51 is from a metric muscovite quartzite layer intercalated with garnet mica schists on the road to Coaceral (Portal do Jalapão), near the Bahia-Piauí border (Figure 4.4a; 476049 E / 8796092 N; all coordinates are in the UTM system, South American 1969 datum, 23S Zone). 51 zircons were analyzed, from which 50 are concordant within 10%. Zircon grains are large, up to 400 μm, mostly prismatic (3:1), rounded to sub-rounded colorless to light brown grains with some inclusions; some zircons show spherical forms. The probability density plot display two distinct age clusters, one at 1.9-2.2 Ga and another at 2.4-2.6 Ga (Figure 4.5). This bimodal distribution encloses five main peaks, at 1940, 2058, 2143, 2551 and 2624 Ma, and a minor peak at 2210 Ma (averages of $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages). The five most-concordant zircons of the youngest population yield a Concordia age of 1912 ± 22 Ma (95% conf.).

Sample HAE8B is from a mica schist near Formosa do Rio Preto (Figure 4.4b; 483877 E / 8775170 N). This sample yielded 73 zircons, of which 43 are concordant within 10%. Zircons are mostly clear, small (<100 μm), broken and inequant grains, with sub-spherical forms and rarely preserving a prismatic habit. The sample is strongly biased towards a ~2481 Ma source, with minor peaks at 2187, 2305 and 2636 Ma (Figure 4.5). A single zircon yielded a $^{207}Pb/^{206}Pb$ age of 1982 Ma (9.72% discordance). The most-concordant zircons of the youngest population do not provide a reliable Concordia age.

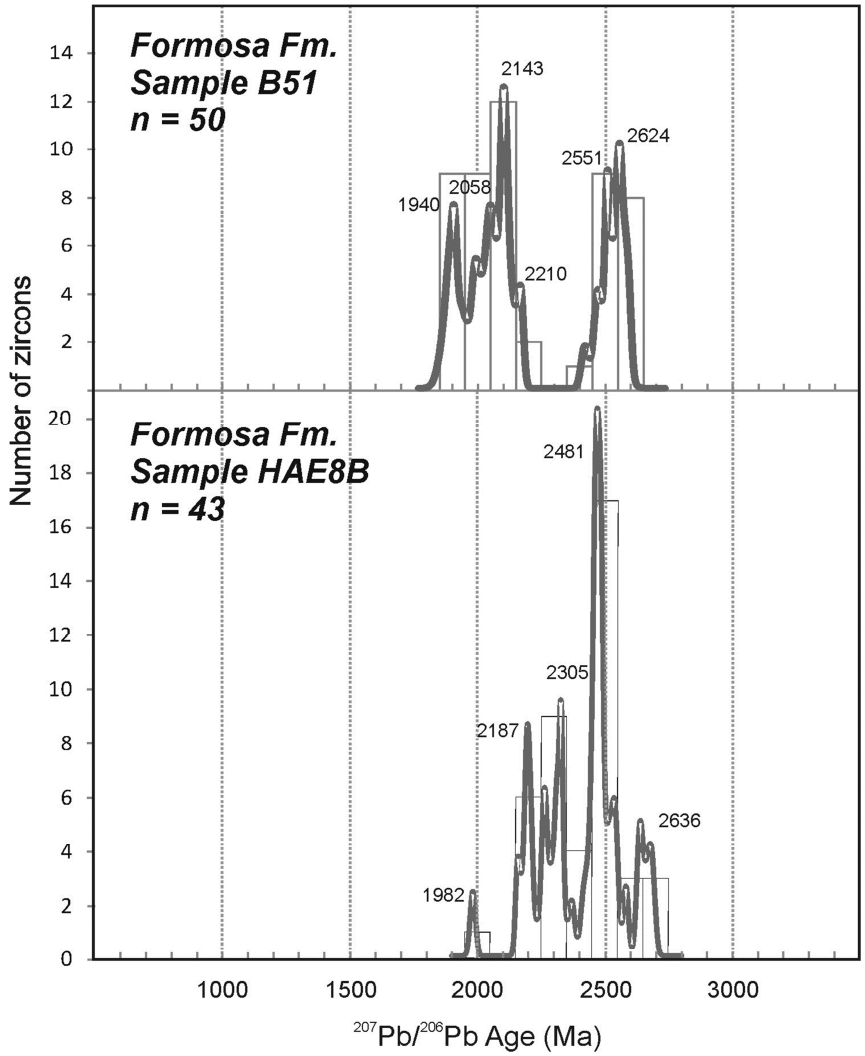


Figure 4.5 - Combined histogram and probability density plot of detrital zircon $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages of samples from the Formosa Formation.

4.4.1.2. Canabravinha Formation

Sample HAE9 is from a quartzite layer interleaved within metarhythmite in the Malhadinha – Formosa road, in the central portion of the Fold Belt (Figure 4.4c and d; 489322 E / 8770450 N). 73 zircons were extracted from this sample, out of which 59 yielded concordant ages. The grains are small (~100 μm), clear, colorless, yellowish or light brown, rounded to sub-rounded, most of them showing spherical form, but some also with prismatic habits. This sample is strongly biased towards a Rhyacian source, with about 45% of the zircons within the ~2071 Ma peak (Figure 4.6). Other important peaks occur at 1175, 1425, 1817, 2204 and 2539 Ma; with a single youngest zircon yielding 881 Ma and a single older zircon at 2676 Ma. The most-concordant younger zircons do not

provide a reliable Concordia age. The youngest population consisting of three concordant zircons yielded a Concordia age of 1385 ± 30 Ma (95% conf.; MSWD = 2.9).

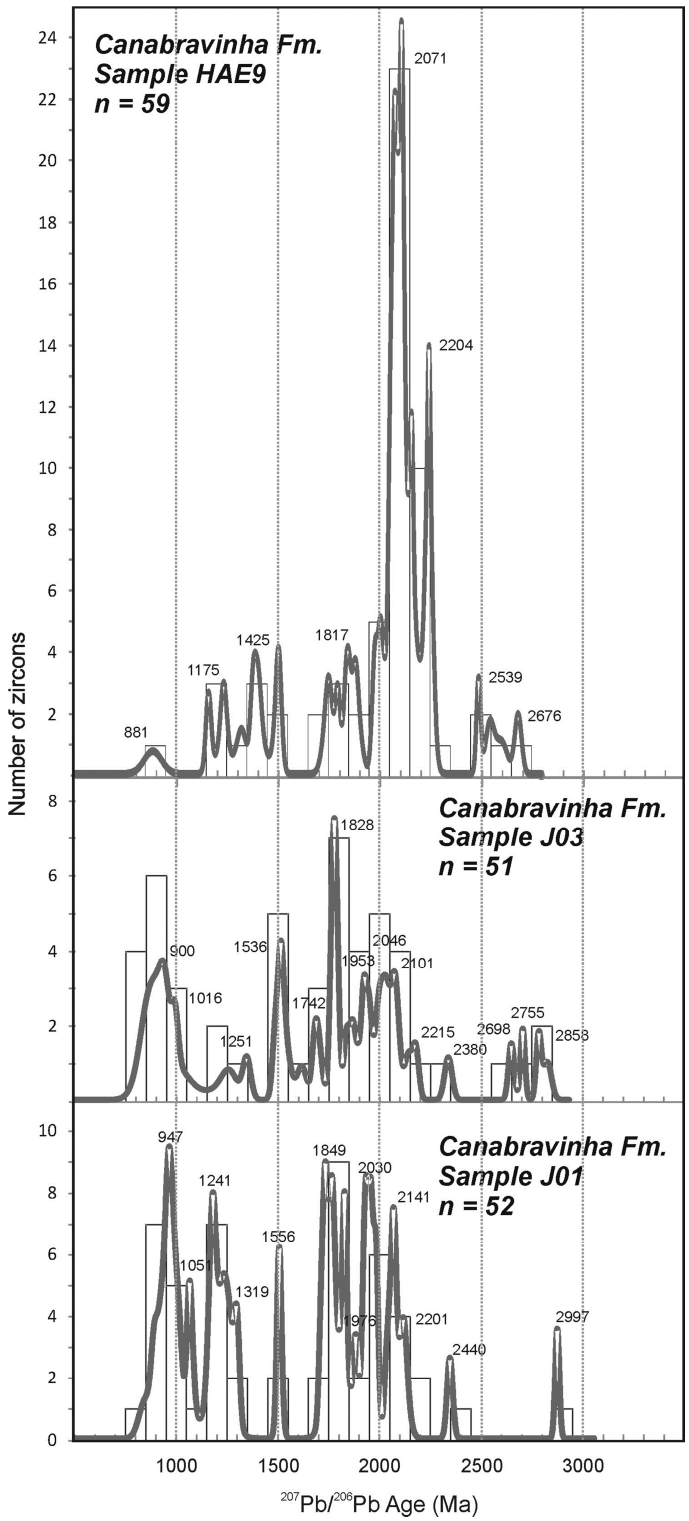


Figure 4.6 - Combined histogram and probability density plot of detrital zircon $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages of samples from the Canabravinha Formation.

Sample J03 is from interbedded quartzite and phyllite layers near Monte Alegre dos Cardosos, Bahia (Figure 4.4e; 506060 E / 8747048 N). 51 out of 60 zircons yielded concordant ages. Zircons are rounded to sub-rounded, colorless or light brown, and show either prismatic (3:1) or spherical forms, reaching up to 300 μm (long axis). Most zircons are clear but some show minor inclusions. The most important age peaks are at 900, 1016, 1536, 1742, 1828 (main peak), 1953, 2046 and 2101 Ma, with minor peaks at 1251 and 2858 Ma (Figure 4.6). All zircons of the youngest population cluster around the Concordia, yielding a highly-concordant age of 923.9 ± 7.2 Ma (2σ; MSWD = 0.56).

Sample J01 comprises the matrix (composed mainly of white mica, carbonate and quartz) of the basal diamictite layer of the Canabravinha Formation (Figure 4.4f; 512249 E / 8738285 N), whose clasts (mainly carbonate, quartzite, quartz, gneiss and granite) were carefully removed to avoid biasing towards specific source areas. This sample yielded 55 zircons from which 52 are concordant within 10%. Most grains are clear and prismatic, needle-like, but some show spherical form; they are rounded to sub-rounded, colorless to light brown, and reach up to 250 μm (long axis). Six main peaks can be observed in the relative probability distribution (Figure 4.6), at 947, 1051, 1241, 1849, 2030 and 2141 Ma, with important minor peaks at 1319, 1556, 1976 and 2201 Ma. A single zircon yielded a 2440 Ma age and another yielded the oldest $^{207}Pb/^{206}Pb$ age observed in all samples, at 2997 Ma (99.15% concordance). The three most concordant zircons of the youngest population yielded an 898.5 ± 9.3 Ma (2σ; MSWD = 2.1) Concordia age.

4.4.2. Sm-Nd

Table 4.2 shows the results obtained for the Nd isotope analyses. To facilitate the comparison between the Nd isotope signatures of the different successions, initial isotope ratios were recalculated to 600 Ma, as an approximation of the age of the peak of Brasiliano metamorphism in the area.

The Cristalândia do Piauí Complex gneisses and amphibolites yielded a relatively narrow range of T_{DM} model ages (DePaolo 1981), of 2.6 to 2.8 Ga. These model ages suggest a longer crustal residence for these rocks than the 2.1 Ga crystallization age determined from an Rb-Sr isochron obtained by Egydio-Silva *et al.* (1989).

The Formosa Formation samples yields T_{DM} ages in between 1.9 and 2.6 Ga (Table 4.2; Figure 4.3). The distribution of T_{DM} model ages in a histogram mirrors the detrital zircon pattern found in sample B51 (Figure 4.5), with a bimodal distribution of 1.9-2.0 Ga and 2.4-2.6 Ga. Highly negative $\varepsilon Nd_{(600\ Ma)}$ values between -13.0 and -26.5 suggest a highly reworked crustal provenance for these rocks. Two samples (HAE7B and HAE8A) yielded T_{DM} model ages which are similar to

the youngest detrital zircon population found, at 1.9 Ga, as can be observed in the peak of younger T_{DM} and higher εNd observed in the middle portion of the vertical profile of Figure 4.3.

The Canabravinha Formation samples yielded a larger range of T_{DM} model ages, between 1.6 and 2.7 Ga (Table 4.2; Figure 4.3). The $\varepsilon Nd_{(600\ Ma)}$ values show a limited range from -8.7 to -13.6, except for sample HAE11 that yields a highly evolved value of -19.5 and the oldest T_{DM} found of 2.7 Ga. The younger T_{DM} of the whole dataset (1.6 Ga) was obtained on a carbonaceous phyllite of the Canabravinha Formation (sample HAE13). However, this sample yielded a relatively low $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratio of 0.0717, which can lead to an apparently younger model age. Although it is generally accepted that partial melting of the mantle is the main process that causes Sm-Nd fractionation and that the effects of weathering and erosion are minor, it is now known that diagenesis of carbon-rich rocks (black shales) can cause significant shifts in the $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratios of samples, mainly due to thermal maturation of organic matter and formation of authigenic phases (e.g. Stille & Clauer 1986, Bros *et al.* 1992, Hannigan *et al.* 2004; Chakrabarti *et al.* 2007). This could explain the large differences between the $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratios of the three carbonaceous samples analyzed (HAE13, HAE14B and HAE16). However, it is important to note that commonly during early diagenesis of black shales Nd is more mobile than Sm, and thus $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratios would normally be increased, not decreased, by diagenesis. Thus, we interpret that the large differences in the $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratios of the carbonaceous samples analyzed are mostly due to heterogeneities in the source areas, and not necessarily due to post-depositional fractionation.

4.5. Discussion

4.5.1. Possible source areas

The Rio Preto Fold Belt lies at the juncture of the São Francisco, Borborema and Tocantins provinces (Figure 4.1). Thus, the search for possible source areas for the zircons observed in the Proterozoic sedimentary sequences of the Rio Preto Fold Belt must take into account the different age domains observed in each one of these provinces (Figure 4.1).

The bulk of the São Francisco Craton is made up of Archean blocks (3.4-2.5 Ga) that are joined together by Rhyacian orogens (2.2-2.0 Ga; Teixeira *et al.* 1996, Noce *et al.* 2000, Silva *et al.* 2002, Barbosa & Sabaté 2004), thus the 2500-3000 Ma and 2000-2200 Ma zircons probably came from these sources. Alternatively, the basement of both the Borborema and Tocantins provinces is composed mainly of Palaeoproterozoic crust (2.2-2.0 Ga), with Archean inliers further north and west, respectively (Van Schmus *et al.* 1995, 2008, Brito Neves *et al.* 2000, Pimentel *et al.* 2004, Dantas *et al.* 2004, Neves *et al.* 2009).

Orosirian rocks (2,050-1,800 Ma), on the other hand, are scarce in all three of the provinces. However, the ortho-amphibolite intercalations in the Formosa Formation have been recently dated at 1,962.6 ± 9.9 Ma (Caxito *et al.* 2011b). This unusual age is consistent with other recent findings fringing the northern São Francisco Craton, such as the Serrote da Laje Cu-Fe-Au mafic-ultramafic sill, in the Sergipano Fold Belt (Figure 4.1), which was recently dated at 1,965 Ma by Brito *et al.* (2008, 2010). These ages open the possibility for an important Orosirian tectono-magmatic event in the northern São Francisco Craton margin, which was, up to now, not yet recognized. Some orthogneisses of the Borborema Province have also been dated at around 1.97 Ga (Sá *et al.* 2002, Neves *et al.* 2006).

The late Paleoproterozoic and Mesoproterozoic are characterized by the deposition of continental rift sedimentary sequences with thick volcanic intercalations in all three provinces. In the São Francisco Craton, the base of the Espinhaço Supergroup in the Chapada Diamantina (Figure 4.1) is characterized by extensive acid to intermediate volcanics and associated granitoids (Rio dos Remédios Group, São Timóteo granite) dated at about 1.70-1.75 Ga, which are correlated to similar rocks of the Araí Group in the Tocantins province (Brito Neves *et al.* 1979, Turpin *et al.* 1988, Pimentel *et al.* 1991, Schobbenhaus *et al.* 1994, Dussin & Dussin 1995, Babinski *et al.* 1994, Pimentel & Botelho 2001, Chemale *et al.* 2012). In the northern Borborema province, the Orós and Jaguaribe belts of the Ceará Central sub-domain (Figure 4.1) contains 1.75-1.80 Ga rhyolite flows (Sá *et al.* 1995) that are probably correlated to the afore-cited units in the São Francisco and Borborema provinces. The rift sequences also include early Mesoproterozoic igneous rocks, such as the 1.58 Ga old A-type granites coeval with continental rift in the Araí Group of the Tocantins province (Pimentel *et al.* 1991, Pimentel & Botelho 2001), and thick rift-related acid to intermediate metavolcanics of the Bomba Formation of the Espinhaço Supergroup, dated at around 1.57 Ga (U-Pb SHRIMP, Danderfer *et al.* 2009). Mafic dykes dated at 1514 ± 22 Ma (Babinski *et al.* 1999) also seem to be related to this rifting phase. These rocks could have served as a source for the 1,500-1,600 Ma population in the Canabravinha Formation. Although the source for Late Mesoproterozoic (1,200-1,300 Ma) zircons is, up to now, not well constrained, zircons of this age are common in metasedimentary rocks of all three provinces (Neves *et al.* 2009, Rodrigues *et al.* 2010, Pimentel *et al.* 2011, Chemale *et al.* 2012), so the possibility of reworking of intermediate basins can't be discarded.

The 900-1,000 Ma populations are important as they seem to represent the youngest zircon-forming event that affected the source areas of the Canabravinha Formation. In this respect, the closest major source of zircons of this age would be the Cariris Velhos Belt of the central-southern Borborema Province (Figure 4.1), in which 920-1,000 Ma felsic plutonic and volcanic rocks predominate (Van Schmus *et al.* 1995, Brito Neves *et al.* 2000, 2005, Kozuch 2003, Santos *et al.*

2010, Guimarães *et al.* 2012). According to recent synthesis of Mesoproterozoic paleogeographic configurations, the Borborema / Central Africa / Sahara region was probably attached to the São Francisco / Congo Craton at around 1000 Ma (Bogdanova *et al.* 2008, Li *et al.* 2008). We follow Santos *et al.* (2010) interpretation that the Cariris Velhos Belt represents part of the western leading edge of a Mesoproterozoic paleocontinent (probably as a continental arc-back arc system), which, at around 1,000-900 Ma, would be represented by the northern São Francisco Craton margin and the contiguous continental blocks of the southern Borborema Province (e.g. the Pernambuco-Alagoas block; Figure 4.1). A similar interpretation is presented by de Wit *et al.* (2005, 2011) for recently described calc-alkaline granitoids within the northern margin of the Congo Craton, in remote areas of Chad (central Sahara), dated at about 1,000-900 Ma. Despite the lack of detailed geological information, this area might represent an eastward continuation of the Cariris Velhos Belt of northeastern Brazil. Thus, this leading edge mountain belts could have shed zircons towards the Craton to the south (present coordinates), which would be further re-deposited within the Neoproterozoic rift to passive margin basins fringing the São Francisco - Congo Craton.

Recently, Aquino & Batista (2011) obtained similar Tonian ages (~969 Ma) on plutons of the Serra da Pintada Suite of southern Piauí, an A-type suite of granitoids (Araújo *et al.* 2010) which lays just a few tenths of kilometers north of the study area (Figure 4.1). Due to the close proximity, these granitoids are likely the source of some, if not most, of the Tonian zircons found in the Canabravinha Formation. Although petrographic and isotopic studies are necessary to further constrain the tectonic setting of these intrusions, they are probably similar to the Salto da Divisa anorogenic granites of the southeastern São Francisco Craton (Silva *et al.* 2008), i.e., they represent granitic intrusions in a extensional setting related to Neoproterozoic rifting on the Cratonic margins.

Tonian zircons are common within all diamictite-bearing units of the São Francisco Craton and surrounding fold belts (Buchwaldt *et al.* 1999, Pedrosa-Soares *et al.* 2000, Figueiredo *et al.* 2009, Rodrigues *et al.* 2010, Amorim Dias *et al.* 2011, Caxito *et al.* 2012b, Babinski *et al.* 2012). Possible sources for these zircons, especially those from the sequences occurring within the Araçuaí Fold Belt and nearby cratonic region, include the bimodal volcanics of the Zadinian and Mayumbian groups (930-910 Ma) and the Noqui anorogenic granite (999 ± 7 Ma) of the West Congo Fold Belt (Tack *et al.* 2001), and conspicuous Tonian mafic dykes swarms within the São Francisco Craton and surrounding areas (e.g. Machado *et al.* 1989, Renne *et al.* 1990, Côrrea-Gomes & Oliveira 2000); but the latter are likely only a minor source of zircons, due to the mostly mafic, zircon-poor nature of the magmas. Due to the longer distance to the Rio Preto Fold Belt (>1,000 km), we prefer the Cariris Velhos Belt as a source for Tonian zircons of the Canabravinha Formation instead of the other supracited sources. However, the possibility of reworking of cratonic sequences, which would have acted as intermediary recipients, can't be discarded.

4.5.2. Comparison of the Nd isotope record of the studied units

The most important feature of the acquired Nd dataset is the fact that isotopic signatures of the Canabravinha Formation and Formosa Formation are very distinct from each other. This can be shown using a series of diagrams in which the $\varepsilon Nd_{(600\ Ma)}$ values are used as comparative criteria, as well as a plot of present-day $^{147}Sm/^{144}Nd$ versus $^{143}Nd/^{144}Nd$ for the Rio Preto Fold Belt rocks (Figure 4.7). In such diagrams, the Canabravinha and Formosa formations samples plot largely into two distinct fields, represented respectively by dashed and dashed-dotted lines, with minor overlapping. The same situation can be observed in the Nd isotopic evolution diagram of Figure 4.8. In the diagrams of Figure 4.7 and 4.8, the fields of possible source areas, such as the São Francisco Craton basement (SFC) and the 920-1000 Ma Cariris Velhos Belt of the Borborema province (CV), are also given for comparison. The Formosa Formation samples plot close or within the São Francisco Craton (SFC) field, suggesting the main source areas are composed of SFC-similar rocks. The outliers in Figure 4.7 are Nd-rich Formosa Formation samples and may reflect horizons rich in heavy minerals. Also, locally, the Cristalândia do Piauí Complex contains very high-Nd rocks, such as sample B16A, a hornblende-gneiss with 174.01 ppm Nd (Table 4.2). Thus, the high-Nd and low Sm/Nd samples of the Formosa Formation, which lies outside the SFC field in the diagrams of Figure 4.7, could be explained by incorporation of eroded material from the Cristalândia do Piauí Complex, as represented by the arrow in the $\varepsilon Nd_{(600\ Ma)}$ x Nd (ppm) diagram of Figure 4.7. As this complex shows an overall equivalent isotopic composition to the SFC rocks, plotting mostly within the SFC field in figures 7 and 8, we argue that the main source area for the Formosa Formation is the Cristalândia do Piauí Complex itself.

The Canabravinha Formation samples, on the other hand, plot in between the CV and the SFC fields, but mostly within the CV field (Figure 4.7 and 4.8). Thus, we argue that the main source areas for the Canabravinha Formation are the São Francisco Craton basement with an important addition of Tonian rocks, most probably related to the Cariris Velhos belt. The isotopic composition of the Canabravinha Formation can be interpreted to be the result of variable mixing of these two composite end-members, including the reworking of Mesoproterozoic rift sequences within the São Francisco Craton.

The vertical profile of the Canabravinha Formation in Figure 4.3 shows a tendency towards progressively older T_{DM} model ages and lower εNd towards the top, probably reflecting the exposure of older basement with continued erosion of the source areas. This interpretation is supported by the greater proportion of older detrital zircons in the sample from the central portion of the Fold Belt (HAE9), in the detrital zircon age spectra diagrams of Figure 4.6. This sample is

strongly biased towards a 2.0 Ga source, reflecting the proximity of a Rhyacian source, probably within the Cristalândia do Piauí Complex nearby.

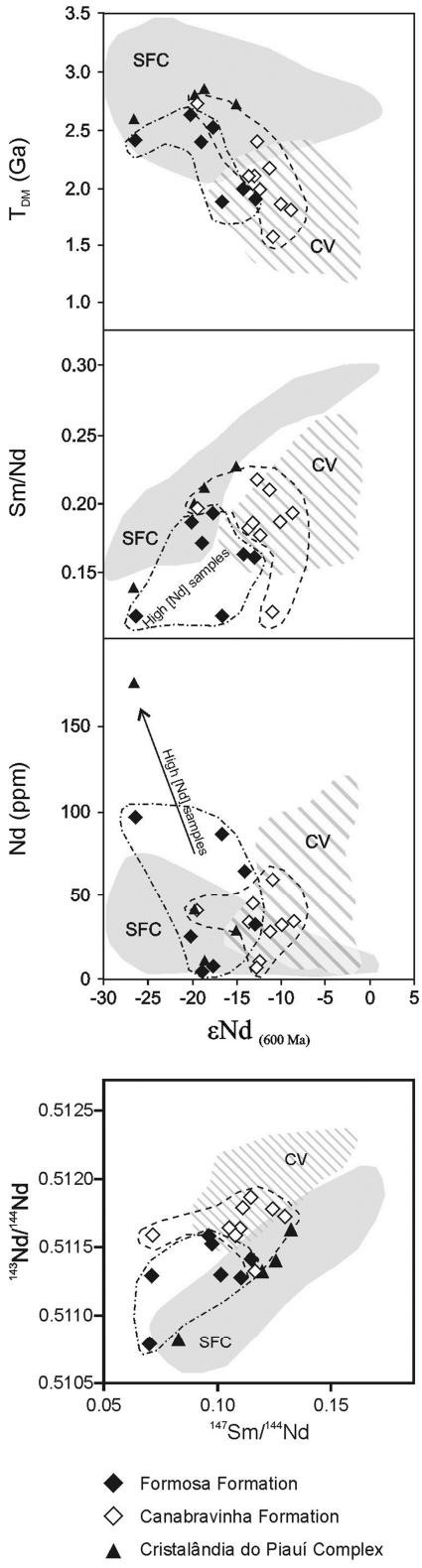


Figure 4.7 - Comparative plots of Nd isotopic characteristics for the Rio Preto Fold Belt rocks. The

shaded fields represents possible source areas: SFC — São Francisco Craton (Teixeira *et al.* 1996, Noce *et al.* 2000, Barbosa & Sabaté 2004); CV — Cariris Velhos Belt (Van Schmus *et al.* 1995, Kozuch 2003, Brito Neves *et al.* 2005, Santos *et al.* 2010).

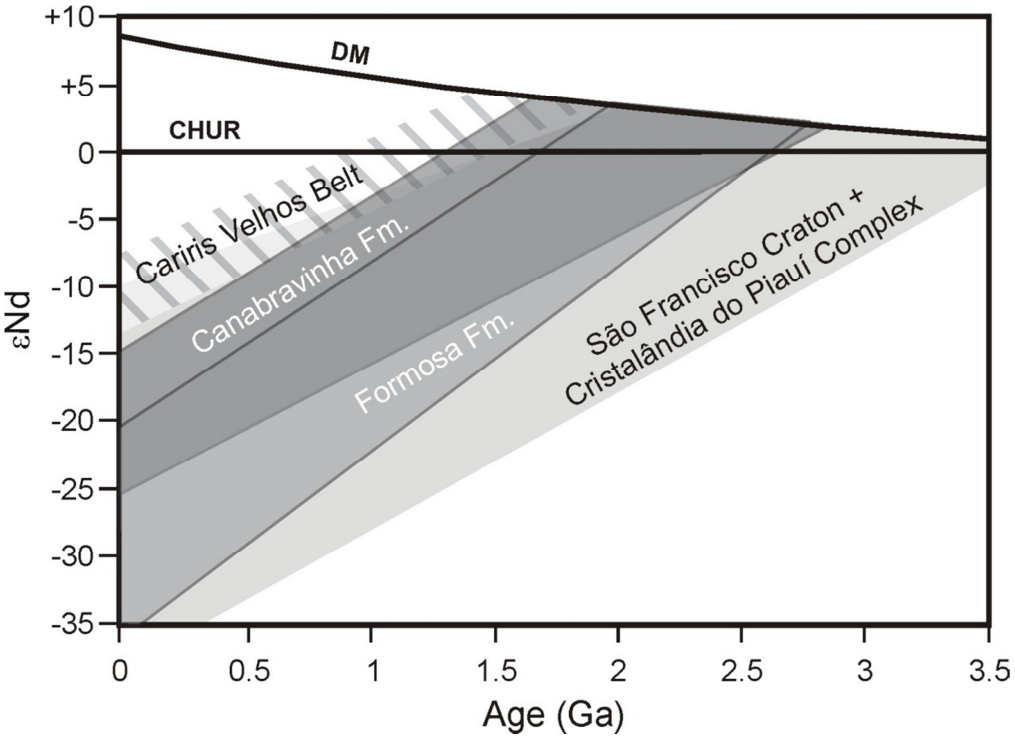


Figure 4.8 - Nd isotope evolution diagram for the Rio Preto Fold Belt rocks and possible source areas (references are the same as Figure 4.7).

4.5.3. Implications for the sedimentary evolution of the Rio Preto Fold Belt and stratigraphic correlations

The main feature of the combined detrital zircon and Nd isotope data is the broad distinction between Canabravinha Formation and Formosa Formation data. While the Canabravinha Formation represents a broad catchment area involving distinct Tonian to late Archean sources, the Formosa Formation provenance is relatively simple and involves only two main crustal components, a late Archean and a Paleoproterozoic source. Based on the youngest detrital zircon population and the K-Ar age of micas from both formations (Egydio-Silva 1987), the depositional age of the Canabravinha Formation is loosely constrained to the Neoproterozoic (900-600 Ma) and the Formosa Formation to a broader interval in between 1.9 and 0.6 Ga.

Two models can be proposed for the stratigraphic evolution of the Rio Preto Fold Belt: (1) The Formosa and Canabravinha formations represent a single precursor basin, but with distinct

sedimentary provenance; or (2) these formations represent two broadly distinct sedimentary basins in time and space (Figure 4.9). Although more data is necessary to further address this issue, the 1.96 Ga U-Pb age obtained on a sill-like amphibolite body concordantly interleaved within mica-schists of the Formosa Formation (Caxito *et al.* 2011a) favors the second option.

The sedimentary features of both units are also coherent with this interpretation: The coarse and unsorted sediments of the Canabravinha Formation, with similarities to turbidites, are likely to have been deposited in a rift basin (Figure 4.9); while the fine sediments of the Formosa Formation, associated with chemical deposition (cherts) and probably submarine volcanic activity (greenschists) are more coherent with a back-arc basin, as suggested by the chemistry of the interleaved amphibolites (Caxito *et al.* 2011). Thus, while the Canabravinha Formation represents the infilling of a Neoproterozoic rift basin, which was a precursor to the Fold Belt (Figure 4.9), the Formosa Formation might, at least in part, represent part of the basement to the Fold Belt, being deposited in a much older, probably Orosirian basin.

Cawood *et al.* (2012) argue that the detrital zircon age spectra of a sedimentary unit reflect the tectonic setting of the basin in which it was deposited. In this context, the age spectra of the Canabravinha Formation closely resemble that of extensional basins, in which the spectra is dominated by ages that are much older than the age of deposition. These authors also point out that in rift basins, zircon ages close to the depositional age (within 150 Ma) are rare, because the rift-related magmas are dominantly mafic, resulting in a low zircon yield. Convergent margin basins, on the other hand, have a high proportion (>50%) of zircons whose age is close to the age of deposition. While some arc and trench basins might even show a unimodal zircon age distribution, back-arc basins also display a contribution of older zircons from the adjacent Craton. Thus, if the Formosa Formation was deposited in a Orosirian continental back-arc basin, its zircon age spectra would fit nicely with that exemplified by Cawood *et al.* (2012) for convergent margin basins.

The Canabravinha Formation is equivalent to other diamictite-bearing rift to passive margin Neoproterozoic sequences in the Fold Belts that surround the São Francisco Craton (Figure 4.1), such as the basal formations of the Macaúbas Group in the Araçuaí Fold Belt (Serra do Catuni and Chapada Acauã formations), which yield very similar detrital zircon age patterns (Pedrosa-Soares *et al.* 2011, Babinski *et al.* 2012); the same for diamictite-bearing sequences within the Cratonic cover, such as the Jequitaí and Bebedouro formations, the former in the southern São Francisco Craton and the latter in the Chapada Diamantina region (Buchwaldt *et al.* 1999, Pedrosa-Soares *et al.* 2000, Figueiredo *et al.* 2009). Carbon and oxygen isotope data of carbonate clasts from the Serra do Catuni, Jequitaí and Canabravinha Formations are broadly similar, further reinforcing this correlation (Caxito *et al.* 2012b). Although a correlation with the diamictite-bearing sequences of the Sergipano Fold Belt (Figure 4.1), such as the Capitão-Palestina Formation, is possible, in

general the Canabravinha Formation lacks the late Neoproterozoic (~650 Ma) zircons found in the latter (Oliveira *et al.* 2005, 2010). The same situation holds for the Ibiá Group of the Brasília Fold Belt, southern Tocantins Province (Figure 4.1), a diamictite-bearing unit which also yielded late Neoproterozoic zircons, in schist samples directly above the diamictite (Rodrigues *et al.* 2010, Amorim Dias *et al.* 2011). Thus, while some diamictite-bearing sequences in the Fold Belts that surround the São Francisco Craton and within the craton yield Tonian to late Archean zircons (Canabravinha, Jequitaí and Bebedouro formations and Macaúbas Group), other sequences yield younger zircons, of late Neoproterozoic age (Capitão-Palestina Formation and Ibiá Group). This could be due either to the proximity of Brasiliano-age granites in the source areas in the latter case; or to two distinct diamictite-generating events, one of Tonian or Cryogenian, and other of Ediacaran age. Further geochronological studies are required to elucidate this point.

The amassed isotopic data suggests that the Cristalândia do Piauí Complex crust was differentiated in the Neoarchean (~2.6-2.8 Ga), and subsequently reworked and metamorphosed during the Paleoproterozoic (~1.9-2.2 Ga). This crustal evolution is broadly similar to the São Francisco Craton evolution in general (Teixeira *et al.* 1996, Noce *et al.* 2000, Silva *et al.* 2002, Barbosa & Sabaté 2004), but also similar to the evolution of the basement of the Borborema Province towards north (e.g. Brito Neves *et al.* 2000). Therefore, the Cristalândia do Piauí Complex could be either a parautochthon block, that is, part of the São Francisco Craton basement that was rifted apart during the Neoproterozoic (Figure 4.9), or, alternatively, part of the basement of the Borborema Province further north, which was later accreted to the cratonic margin. Due to the lack of major oceanic rocks in between the Cristalândia do Piauí block and the São Francisco Craton, we favor, for this moment, the parautochthon hypothesis. In this way, the continental crust in the region was probably contiguous in a Palaeoproterozoic paleocontinent that was rifted apart during the Neoproterozoic (~900-600 Ma). The resulting sedimentary basin was filled by material eroded from the craton, forming the Canabravinha Formation (Figure 4.9), which was subsequently metamorphosed and deformed during the Brasiliano Orogeny (~600-540 Ma).

4.5.4. Implications on West Gondwana evolution

The Canabravinha Formation seems to represent the infilling of a rift basin which is part of a much larger rift system developed within the blocks that formed West Gondwana during the Neoproterozoic, involving the Santo Onofre and Macaúbas basins further south (Schobbenhaus 1996, Uhlein *et al.* 2004, Sial *et al.* 2009). This whole rift system was inverted during the Brasiliano Orogeny, along with other passive margin sequences, forming the network of fold belts which surround the craton (Figure 4.1 and 4.9).

Because there is no evidence for a Brasiliano subduction zone within the Rio Preto Fold Belt, we suggest that the inversion occurred, in this area, as the result of induced stress fields generated in the surrounding Tocantins and Borborema provinces. The São Francisco Craton suffered compression from all sides during the Brasiliano Orogeny, which occasioned the reactivation of normal faults and weakness zones in its interior, as thrust faults and transpression zones (for example, the Cariparé and Malhadinha-Rio Preto shear zones). Because of the relative position between the Cristalândia do Piauí block and the São Francisco Craton when the transpressional tensions took place, the resulting fold belt took the form of a doubly verging structure with dextral transpressive systems in its central portion (Figure 4.2).

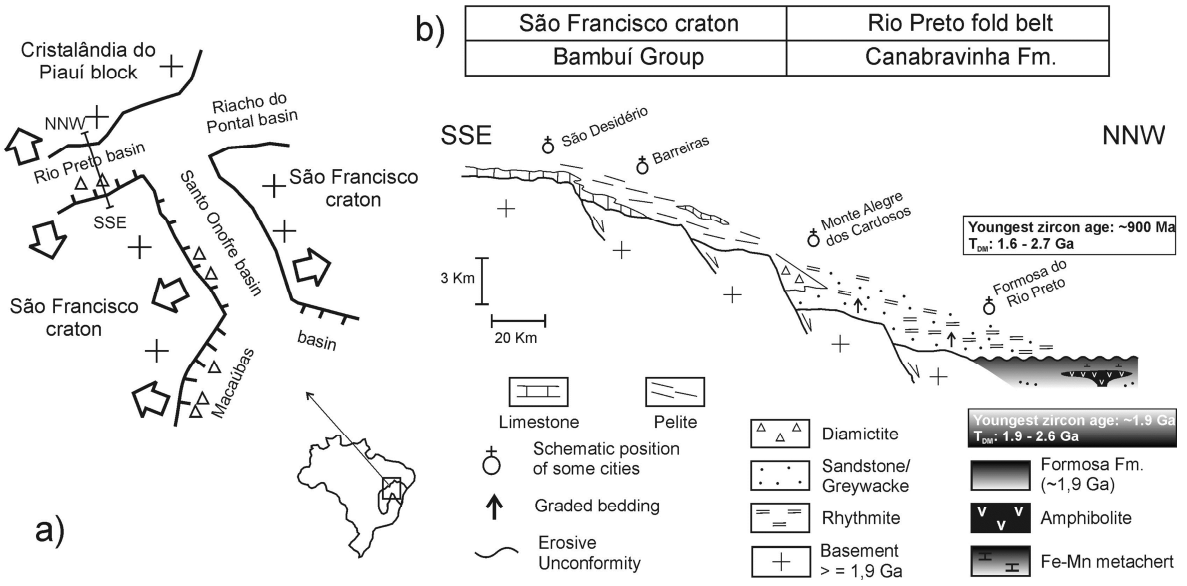


Figure 4.9 - Paleogeographic reconstruction of the Rio Preto basin during the Neoproterozoic. a) Configuration of the Macaúbas–Santo Onofre–Rio Preto rift system within the São Francisco paleocontinent (in part after Schobbenhaus 1996). b) Rio Preto rift (or hemi-graben) basin, within which the Canabravinha Formation was deposited upon an Archean/Paleoproterozoic subtract (São Francisco Craton + Formosa Formation).

Thus, the visible link between the Borborema and Tocantins provinces is represented by a mainly intracontinental deformed area. Both paleomagnetic and geological data suggests, however, that the São Francisco / Congo Craton and the Rodinia Supercontinent (including the Amazonian and São Luis / West African Cratons) were separated by a large ocean in between 1,080 and 525 Ma (Cordani *et al.* 2003, Tohver *et al.* 2006, Pankhrust *et al.* 2008, Gaucher *et al.* 2010). Thus, the

approximation between these cratonic fragments and consequent construction of the Borborema and northern Tocantins orogenic provinces would have occurred through the progressive accretion of terranes during the Neoproterozoic. In this scenario, the Rio Preto Fold Belt would represent only the visible portion of a probably much larger orogenic area, which is now covered by the Phanerozoic sedimentary rocks of the Parnaíba basin further north.

4.6. Conclusions

Based on the detrital zircon and Nd isotope data collected, we suggest that the stratigraphic framework of the Rio Preto Fold Belt is composed of two broadly distinct units: The Canabravinha Formation (Neoproterozoic, ~900-600 Ma) to the south and the Formosa Formation (Orosirian, ~1.9 Ga) to the north. The main source areas for the Canabravinha Formation were the São Francisco Craton to the south and the Borborema Province, most importantly the Cariris Velhos Belt (1,000-920 Ma), to the northeast (present coordinates). The Formosa Formation protoliths were probably derived exclusively from the Cristalândia do Piauí Complex (Archean – Paleoproterozoic) to the north.

The Rio Preto Fold Belt transitioned from an initial rifting regime, around 900-600 Ma ago, to a collisional phase, during the Brasiliano Orogeny (~600-540 Ma). This rift basin developed within Archean - Palaeoproterozoic crust, with crustal stretching resulting in rifting of the Cristalândia do Piauí block from the São Francisco Craton and deposition of the Canabravinha Formation. The basement of the rift basin is represented by both the Cristalândia do Piauí Complex, of Archean-Paleoproterozoic age, and the Formosa Formation, which was most likely deposited around 1.9 Ga ago.

The Rio Preto Fold Belt represents the geological link between the Borborema and northern Tocantins orogenic provinces of Brazil. A paleogeographic reconstruction of this area involves the installment of an extensive rift system during the Neoproterozoic (Macaúbas – Santo Onofre – Rio Preto rift), which was later inverted, deformed and metamorphosed during the Brasiliano Orogeny. The lack of oceanic and orogenic rocks within the outcrop area of the Rio Preto Fold Belt might indicate that sedimentation and inversion was confined to an intracontinental setting in this portion of West Gondwana, although there is also the possibility that these orogenic rocks are hidden behind the Phanerozoic sedimentary rocks of the Parnaíba basin further north.

This study documents the usefulness, but also the difficulty, of unraveling the sedimentary provenance and tectonic setting of highly deformed basins using detrital zircon age spectra and Sm-Nd isotope systematics. Despite of the various possible interpretations, these are valuable tools in

providing insights into these questions, especially in highly deformed areas such as collisional fold belts.

4.7. Acknowledgments

This work was supported in part by CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) grant number 475510/2008-9 and FAPEMIG (Fundação de Amparo à Pesquisa de Minas Gerais) grant number CRA 505-06. FAC was supported by the ELAP (Emerging Leaders in the Americas Program) of the Canadian Bureau for International Education / Foreign Affairs and International Trade Canada, during his stay at the GEOTOP Research Center, Montréal, Canada. The manuscript was greatly improved after comments and suggestions by M. Babinski, A. Collins, M. Santosh and an anonymous reviewer.

Table 4.1 – Proposed Rio Preto Fold Belt stratigraphy.

<table>
<tr><th colspan="3">Egydio-Silva et al. (1989)</th><th colspan="3">Caxito (2010)</th><th colspan="3">Caxito et al. (2012) and this work</th></tr>
<tr><td rowspan="4">Neoproterozoic</td><td rowspan="4">Bambuí Group</td><td>Riachão das Neves Fm.</td><td rowspan="5">Neoproterozoic</td><td rowspan="3">Bambuí Group (Craton)</td><td>Riachão das Neves Fm.</td><td rowspan="4">Neoproterozoic
Cryogenian / Ediacaran (900-600 Ma)</td><td rowspan="3">Bambuí Group (Craton)</td><td>Riachão das Neves Fm.</td></tr>
<tr><td>Serra da Mamona Fm.</td><td>Serra da Mamona Fm.</td><td>Serra da Mamona Fm.</td></tr>
<tr><td>São Desidério Fm.</td><td>São Desidério Fm.</td><td>São Desidério Fm.</td></tr>
<tr><td>Canabravinha Fm.</td><td rowspan="2">Rio Preto Group (Fold Belt)</td><td>Canabravinha Fm.</td><td colspan="2">Canabravinha Fm. (Fold Belt)</td></tr>
<tr><td>Mesoproterozoic</td><td colspan="2">Rio Preto Group</td><td>Formosa Fm</td><td>Paleoproterozoic
Orosirian (~1.9 Ga)</td><td colspan="2">Formosa Fm.</td></tr>
<tr><td>Archean / Paleoproterozoic</td><td colspan="8">Cristalândia do Piauí Complex</td></tr>
</table>

Table 4.2 - U–Th–Pb (LA–ICP–MS) results for detrital zircons.

Formosa Formation

Sample B51 - Muscovite quartzite

	Concentrations			Radiogenic Ratios									Apparent Ages (Ma)						
Grain	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206}%	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ(%)	Conc (%)
Z09	64.94	5.39	0.083	33628	0.045	0.138977	0.60	7.1160	1.25	0.371356	1.10	0.87	2215	10.34	2126	11.10	2036	19.20	92
Z10	281.01	15.68	0.056	139679	0.012	0.16156	0.85	10.2454	1.87	0.459935	1.67	0.89	2472	14.33	2457	17.19	2439	33.81	99
Z11	166.68	26.15	0.157	28701	0.049	0.172175	1.05	10.9863	1.62	0.462786	1.24	0.75	2579	17.41	2522	15.01	2452	25.25	95
Z12	92.33	16.39	0.177	49657	0.029	0.167094	1.48	10.6008	2.20	0.460124	1.63	0.76	2529	24.68	2489	20.24	2440	33.02	96
Z13	193.47	51.08	0.264	413271	0.003	0.177914	0.52	11.6030	1.50	0.472996	1.40	0.93	2634	8.69	2573	13.92	2497	29.01	95
Z14	22.82	2.43	0.107	14718	0.132	0.125913	0.99	5.9509	3.22	0.342775	3.06	0.95	2042	17.44	1969	27.61	1900	50.20	93
Z15	89.85	22.96	0.256	36852	0.040	0.134304	1.07	7.3096	2.57	0.394734	2.34	0.91	2155	18.49	2150	22.70	2145	42.53	100
Z16	81.87	11.10	0.136	43494	0.035	0.132987	0.61	6.6814	1.15	0.364385	0.97	0.83	2138	10.65	2070	10.07	2003	16.65	94
Z18	11.22	1.09	0.097	7014	0.220	0.124865	1.36	5.7790	4.62	0.335668	4.41	0.96	2027	23.87	1943	39.22	1866	71.13	92
Z19	22.46	3.39	0.151	9919	0.152	0.133412	2.03	6.7596	4.69	0.36747	4.22	0.94	2143	35.10	2080	40.64	2017	72.76	94
Z20	59.57	12.75	0.214	23196	0.065	0.134269	0.64	6.6708	1.41	0.360329	1.25	0.88	2155	11.18	2069	12.34	1984	21.31	92
Z21	92.36	13.63	0.148	36268	0.041	0.133883	0.79	6.8427	1.30	0.37068	1.03	0.78	2150	13.67	2091	11.45	2033	18.02	95
Z22	45.83	9.66	0.211	32777	0.046	0.131123	1.12	6.6572	1.84	0.368224	1.45	0.78	2113	19.56	2067	16.08	2021	25.17	96
Z23	233.30	41.57	0.178	45147	0.033	0.129204	1.45	6.5520	2.00	0.367789	1.38	0.70	2087	25.31	2053	17.50	2019	23.91	97
Z24	29.95	2.99	0.100	17317	0.086	0.136427	0.77	7.3103	1.94	0.388625	1.77	0.91	2182	13.40	2150	17.16	2116	31.96	97
Z25	299.81	61.96	0.207	167863	0.008	0.170989	0.74	11.8137	1.35	0.501092	1.13	0.83	2567	12.34	2590	12.67	2618	24.42	102
Z26	36.88	4.76	0.129	27978	0.051	0.173857	1.18	10.5965	2.13	0.442047	1.78	0.83	2595	19.58	2488	19.61	2360	35.03	91
Z27	103.29	26.15	0.253	43483	0.036	0.117132	1.58	5.4080	2.38	0.334855	1.77	0.78	1913	28.12	1886	20.18	1862	28.65	97
Z28	112.29	24.62	0.219	106785	0.013	0.176027	0.54	12.1822	1.40	0.501932	1.29	0.92	2616	8.97	2619	13.15	2622	27.87	100
Z29	36.51	6.51	0.178	12540	0.070	0.121307	0.92	6.0112	1.87	0.3594	1.63	0.87	1976	16.38	1977	16.31	1979	27.81	100
Z30	77.22	22.84	0.296	52900	0.029	0.118451	1.12	5.6696	1.71	0.347147	1.30	0.75	1933	19.87	1927	14.66	1921	21.49	99
Z31	106.85	18.00	0.168	236210	0.006	0.129106	1.49	7.2291	2.10	0.406102	1.49	0.72	2086	26.17	2140	18.76	2197	27.68	105
Z32	327.77	63.27	0.193	203793	0.007	0.170511	0.52	11.6429	1.12	0.495229	1.00	0.88	2563	8.65	2576	10.49	2593	21.26	101
Z33	26.64	5.09	0.191	10619	0.089	0.133677	0.90	7.1716	2.59	0.3891	2.42	0.94	2147	15.65	2133	22.79	2119	43.63	99
Z34	350.23	102.92	0.294	14948	0.100	0.122302	1.81	6.4276	2.59	0.381166	1.85	0.71	1990	32.21	2036	22.72	2082	32.84	105

Z35	102.00	16.60	0.163	76980	0.018	0.176222	1.90	12.5275	2.41	0.515588	1.49	0.70	2618	31.53	2645	22.70	2680	32.78	102
Z36	123.47	24.88	0.202	98086	0.014	0.17629	0.53	12.5375	1.06	0.5158	0.92	0.85	2618	8.80	2646	9.99	2681	20.20	102
~~Z37~~	~~119.53~~	~~14.40~~	~~0.120~~	~~47945~~	~~0.032~~	~~0.113804~~	~~0.95~~	~~4.5279~~	~~2.24~~	~~0.288561~~	~~2.02~~	~~0.90~~	~~1861~~	~~17.05~~	~~1736~~	~~18.44~~	~~1634~~	~~29.17~~	~~88~~
Z38	143.57	38.02	0.265	81073	0.018	0.127936	1.06	7.1686	1.77	0.40639	1.42	0.79	2070	18.62	2133	15.76	2198	26.43	106
Z39	272.68	92.62	0.340	18152	0.082	0.133126	0.62	7.2266	1.19	0.393704	1.02	0.84	2140	10.80	2140	10.65	2140	18.62	100
Z40	53.96	14.96	0.277	24379	0.051	0.179114	0.84	11.8978	1.68	0.481768	1.46	0.86	2645	13.79	2596	15.64	2535	30.55	96
Z41	66.09	10.90	0.165	54068	0.026	0.175143	1.08	11.7414	1.75	0.486212	1.37	0.78	2607	17.83	2584	16.21	2554	28.92	98
Z42	224.86	20.79	0.092	146009	0.010	0.118293	1.74	5.8312	2.47	0.357521	1.76	0.76	1931	31.12	1951	21.41	1970	29.82	102
Z43	41.48	7.58	0.183	17371	0.086	0.1383	0.76	7.2298	2.52	0.379142	2.40	0.95	2206	13.14	2140	22.23	2072	42.44	94
Z44	290.30	73.71	0.254	151831	0.008	0.130476	0.77	7.0648	1.28	0.392709	1.02	0.78	2104	13.54	2120	11.38	2135	18.56	101
Z45	58.50	10.22	0.175	27510	0.052	0.173511	1.09	10.7065	1.88	0.447526	1.53	0.81	2592	18.01	2498	17.28	2384	30.44	92
Z46	124.94	24.49	0.196	43604	0.036	0.116782	1.44	5.3164	2.19	0.330174	1.65	0.76	1908	25.64	1872	18.57	1839	26.40	96
Z47	46.31	6.34	0.137	36377	0.038	0.179703	0.61	12.0919	1.80	0.488018	1.69	0.94	2650	10.02	2612	16.73	2562	35.71	97
Z48	518.77	5.16	0.010	205861	0.006	0.124865	0.73	6.6701	1.39	0.38743	1.19	0.84	2027	12.97	2069	12.30	2111	21.34	104
Z49	18.12	2.27	0.125	8219	0.188	0.119023	1.35	5.4985	2.80	0.335051	2.45	0.87	1942	23.98	1900	23.76	1863	39.52	96
Z50	52.19	11.51	0.220	27292	0.056	0.124348	1.62	5.9694	2.32	0.348171	1.67	0.76	2020	28.36	1971	19.99	1926	27.70	95
Z51	167.04	40.54	0.243	97195	0.014	0.174643	0.52	12.4589	1.37	0.517401	1.26	0.92	2603	8.66	2640	12.85	2688	27.80	103
Z52	432.79	120.34	0.278	198363	0.009	0.170438	0.73	11.6938	1.57	0.497606	1.39	0.88	2562	12.13	2580	14.68	2603	29.80	102
Z54	417.36	76.78	0.184	164274	0.009	0.133042	1.36	7.8324	2.00	0.426976	1.47	0.73	2138	23.73	2212	18.03	2292	28.41	107
Z55	83.44	8.43	0.101	40291	0.037	0.129163	0.70	7.1690	1.71	0.402551	1.56	0.91	2087	12.34	2133	15.27	2181	28.93	105
Z56	369.83	139.15	0.376	317707	0.012	0.166555	0.80	11.5861	1.24	0.50452	0.95	0.75	2523	13.43	2572	11.62	2633	20.59	104
Z57	410.00	63.87	0.156	210648	0.007	0.128458	1.04	7.4763	1.61	0.42211	1.22	0.75	2077	18.31	2170	14.38	2270	23.41	109
Z58	34.13	7.27	0.213	15374	0.094	0.133769	1.72	7.9420	2.72	0.430601	2.11	0.82	2148	29.99	2224	24.50	2308	40.86	107
Z59	146.57	45.68	0.312	81749	0.018	0.119216	0.53	6.0512	1.30	0.36813	1.19	0.91	1945	9.45	1983	11.31	2021	20.56	104
Z60	101.04	14.48	0.143	34764	0.043	0.118158	0.87	5.5619	1.60	0.341396	1.34	0.83	1929	15.49	1910	13.68	1893	22.00	98
Z61	137.32	17.08	0.124	75174	0.018	0.167077	1.06	11.3629	1.66	0.493257	1.28	0.76	2529	17.76	2553	15.48	2585	27.21	102

Sample HAE8B – Mica schist

	Concentrations			Radiogenic Ratios									Apparent Ages (Ma)						
Grain	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206}%	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ(%)	Conc (%)

Z01	118.22	30.80	0.261	47809	0.028	0.180230	0.78	13.6175	1.96	0.547986	1.80	0.92	2655	12.93	2723	18.54	2817	41.04	106
Z02	123.05	27.84	0.226	35181	0.040	0.156169	0.75	9.4959	1.38	0.441001	1.15	0.83	2415	12.76	2387	12.56	2355	22.65	98
~~Z03~~	~~348.12~~	~~149.22~~	~~0.429~~	~~56531~~	~~0.027~~	~~0.140835~~	~~0.61~~	~~6.7950~~	~~1.10~~	~~0.349930~~	~~0.92~~	~~0.82~~	~~2237~~	~~10.54~~	~~2085~~	~~9.73~~	~~1934~~	~~15.36~~	~~86~~
Z04	266.67	82.45	0.309	88053	0.015	0.177317	0.66	13.5797	1.15	0.555439	0.95	0.85	2628	11.01	2721	10.91	2848	21.76	108
Z05	250.47	81.83	0.327	29582	0.050	0.142661	0.56	7.9840	3.51	0.405893	3.47	0.99	2260	9.61	2229	31.21	2196	64.21	97
~~Z06~~	~~1292.79~~	~~409.58~~	~~0.317~~	~~140311~~	~~0.017~~	~~0.167594~~	~~0.69~~	~~8.3600~~	~~4.82~~	~~0.361782~~	~~4.77~~	~~0.99~~	~~2534~~	~~11.47~~	~~2271~~	~~42.84~~	~~1991~~	~~81.27~~	~~79~~
Z07	791.94	174.90	0.221	181168	0.008	0.138436	0.51	8.2529	1.29	0.432369	1.18	0.91	2208	8.91	2259	11.65	2316	22.94	105
~~Z08~~	~~255.28~~	~~80.18~~	~~0.314~~	~~6367~~	~~0.244~~	~~0.137194~~	~~1.13~~	~~6.1689~~	~~1.48~~	~~0.326117~~	~~0.95~~	~~0.78~~	~~2192~~	~~19.51~~	~~2000~~	~~12.82~~	~~1820~~	~~15.07~~	~~83~~
Z09	418.20	92.72	0.222	9629	0.141	0.172268	0.59	12.5941	0.96	0.530229	0.76	0.76	2580	9.93	2650	9.08	2742	16.97	106
Z10	599.35	129.07	0.215	9576	0.182	0.160380	0.54	11.0062	1.01	0.497721	0.85	0.83	2460	9.07	2524	9.38	2604	18.28	106
Z11	390.40	159.58	0.409	5960	0.229	0.161580	0.52	11.5624	2.90	0.518990	2.85	0.98	2472	8.82	2570	27.07	2695	62.75	109
Z12	99.45	25.22	0.254	1164	1.183	0.160841	0.87	11.2434	1.65	0.506991	1.40	0.92	2465	14.76	2544	15.37	2644	30.31	107
~~Z13~~	~~2172.33~~	~~719.22~~	~~0.331~~	~~1993~~	~~0.796~~	~~0.133225~~	~~0.56~~	~~5.3137~~	~~4.66~~	~~0.289275~~	~~4.59~~	~~0.99~~	~~2141~~	~~9.73~~	~~1871~~	~~39.05~~	~~1638~~	~~66.56~~	~~77~~
Z14	758.26	138.15	0.182	12362	0.210	0.162566	0.55	10.2185	3.60	0.455888	3.55	0.99	2483	9.24	2455	32.77	2421	71.44	98
~~Z15~~	~~161.01~~	~~38.84~~	~~0.241~~	~~2934~~	~~0.453~~	~~0.162221~~	~~0.64~~	~~12.4451~~	~~1.98~~	~~0.556404~~	~~1.87~~	~~0.94~~	~~2479~~	~~10.85~~	~~2639~~	~~18.60~~	~~2852~~	~~43.14~~	~~115~~
Z17	37.84	15.76	0.417	6567	0.218	0.144787	0.75	7.6293	2.83	0.382165	2.73	0.96	2285	12.80	2188	25.12	2086	48.54	91
Z18	82.25	19.43	0.236	21984	0.066	0.165452	0.61	9.9532	1.70	0.436305	1.58	0.93	2512	10.26	2430	15.54	2334	30.91	93
Z19	28.35	3.81	0.134	8128	0.175	0.162557	1.26	10.2571	3.59	0.457633	3.36	0.98	2482	21.05	2458	32.72	2429	67.80	98
~~Z20~~	~~26.39~~	~~2.98~~	~~0.113~~	~~5873~~	~~0.211~~	~~0.162047~~	~~1.08~~	~~14.5030~~	~~5.97~~	~~0.649106~~	~~5.87~~	~~0.98~~	~~2477~~	~~18.23~~	~~2783~~	~~56.68~~	~~3225~~	~~148.89~~	~~130~~
Z21	34.44	8.47	0.246	40726	0.114	0.159639	0.93	10.3330	4.53	0.469446	4.44	0.98	2452	15.76	2465	41.98	2481	91.40	101
Z22	247.11	83.01	0.336	37777	0.039	0.121763	0.60	6.7396	1.14	0.401435	0.97	0.84	1982	10.64	2078	10.07	2176	17.90	110
Z23	137.39	50.67	0.369	32518	0.041	0.182232	0.82	14.2669	1.92	0.567810	1.74	0.95	2673	13.51	2768	18.22	2899	40.59	108
Z24	93.58	13.68	0.146	11963	0.116	0.160733	0.65	10.8581	1.88	0.489947	1.77	0.94	2463	10.92	2511	17.49	2570	37.45	104
~~Z25~~	~~25.56~~	~~0.91~~	~~0.035~~	~~3811~~	~~0.290~~	~~0.164930~~	~~0.82~~	~~14.1667~~	~~7.39~~	~~0.622975~~	~~7.35~~	~~0.99~~	~~2507~~	~~13.80~~	~~2761~~	~~70.12~~	~~3122~~	~~181.81~~	~~125~~
~~Z26~~	~~279.37~~	~~165.75~~	~~0.593~~	~~36164~~	~~0.039~~	~~0.136056~~	~~0.65~~	~~9.0859~~	~~1.23~~	~~0.484342~~	~~1.04~~	~~0.84~~	~~2178~~	~~11.35~~	~~2347~~	~~11.21~~	~~2546~~	~~21.82~~	~~117~~
~~Z27~~	~~33.49~~	~~5.36~~	~~0.160~~	~~4924~~	~~0.293~~	~~0.123363~~	~~1.37~~	~~7.4646~~	~~5.51~~	~~0.438857~~	~~5.34~~	~~0.97~~	~~2005~~	~~24.32~~	~~2169~~	~~49.36~~	~~2346~~	~~105.00~~	~~117~~
Z28	51.12	18.31	0.358	17611	0.138	0.158929	1.06	9.6976	3.89	0.442547	3.74	0.96	2444	17.86	2406	35.17	2362	73.55	97
Z29	32.84	10.42	0.317	5075	0.282	0.137832	1.30	8.6109	5.83	0.453103	5.68	0.97	2200	22.58	2298	53.00	2409	114.16	109
~~Z30~~	~~22.34~~	~~17.34~~	~~0.776~~	~~3561~~	~~0.360~~	~~0.146712~~	~~2.78~~	~~12.2453~~	~~8.77~~	~~0.605345~~	~~8.32~~	~~0.98~~	~~2308~~	~~47.67~~	~~2623~~	~~82.33~~	~~3051~~	~~202.23~~	~~132~~
Z31	539.94	56.83	0.105	83138	0.017	0.159188	0.90	11.0575	1.31	0.503784	0.95	0.71	2447	15.28	2528	12.23	2630	20.60	107
Z32	158.16	41.72	0.264	22676	0.065	0.162236	1.10	10.5992	1.98	0.473833	1.65	0.83	2479	18.58	2489	18.37	2500	34.11	101

Z33	1315.97	252.70	0.192	6267	0.228	0.133896	1.28	8.4266	4.12	0.456438	3.92	0.95	2150	22.37	2278	37.40	2424	79.13	113
Z34	635.85	382.31	0.601	12448	0.126	0.181114	2.00	7.7898	3.97	0.311941	3.42	0.92	2663	32.78	2207	35.08	1750	52.29	66
Z36	508.08	111.53	0.220	45754	0.021	0.167313	0.89	12.7025	1.33	0.550630	0.98	0.72	2531	14.93	2658	12.47	2828	22.48	112
Z37	1169.02	101.83	0.087	202668	0.006	0.178309	0.80	14.3766	1.47	0.584764	1.24	0.83	2637	13.21	2775	14.00	2968	29.53	113
Z38	91.71	35.41	0.386	12727	0.110	0.143741	1.55	9.5502	3.01	0.481873	2.58	0.93	2273	26.79	2392	27.70	2535	54.11	112
Z39	609.51	116.20	0.191	18902	0.093	0.154350	0.76	2.3365	8.57	0.109789	8.53	1.00	2395	12.81	1223	59.18	672	54.22	28
Z40	336.06	109.65	0.326	21674	0.090	0.150396	0.71	7.9922	1.62	0.385417	1.45	0.89	2350	12.12	2230	14.52	2102	26.05	89
Z41	135.12	29.72	0.220	16372	0.083	0.163024	0.74	11.7321	2.29	0.521941	2.16	0.95	2487	12.41	2583	21.38	2707	47.83	109
Z42	156.34	29.63	0.190	17945	0.080	0.134791	1.20	8.3783	2.04	0.450808	1.65	0.89	2161	20.93	2273	18.49	2399	33.00	111
Z43	839.82	989.23	1.178	8766	0.182	0.143766	0.70	5.6291	5.02	0.283976	4.96	0.99	2273	12.06	1921	42.35	1611	70.42	71
Z44	211.83	34.94	0.165	25088	0.037	0.156935	0.67	11.2856	1.27	0.521559	1.08	0.84	2423	11.38	2547	11.82	2706	23.76	112
Z45	191.59	58.55	0.306	24855	0.056	0.167901	0.66	11.6000	1.73	0.501077	1.60	0.92	2537	11.13	2573	16.17	2618	34.37	103
Z46	885.84	174.37	0.197	27070	0.052	0.151919	0.73	9.6657	1.57	0.461446	1.39	0.92	2368	12.40	2403	14.45	2446	28.33	103
Z47	291.99	127.34	0.436	25200	0.058	0.122001	0.73	6.9868	2.34	0.415350	2.22	0.95	1986	13.04	2110	20.76	2239	41.97	113
Z48	372.40	95.86	0.257	2687672	0.003	0.158612	0.57	11.7799	1.19	0.538646	1.04	0.87	2441	9.66	2587	11.12	2778	23.52	114
Z49	446.19	189.94	0.426	49155	0.028	0.141498	0.58	9.6227	1.03	0.493224	0.85	0.81	2246	9.94	2399	9.46	2585	18.15	115
Z50	916.76	277.49	0.303	116242	0.013	0.121651	0.67	7.1103	1.36	0.423911	1.18	0.89	1981	11.92	2125	12.07	2278	22.64	115
Z51	162.78	84.12	0.52	175508	0.008	0.136390	0.59	9.1870	1.04	0.488532	0.86	0.81	2182	10.22	2357	9.56	2564	18.26	118
Z52	51.88	15.20	0.29	13905	0.101	0.161106	0.57	10.5084	1.27	0.473066	1.13	0.89	2467	9.61	2481	11.74	2497	23.42	101
Z53	140.10	45.46	0.32	115611	0.012	0.168285	0.78	11.8725	1.42	0.511679	1.19	0.92	2541	13.03	2594	13.28	2664	25.88	105
Z54	94.36	38.15	0.40	83177	0.017	0.146185	0.59	9.2317	1.35	0.458011	1.21	0.89	2302	10.21	2361	12.37	2431	24.55	106
Z55	259.45	99.82	0.38	101326	0.020	0.134437	0.48	7.8031	1.16	0.420968	1.05	0.90	2157	8.40	2209	10.40	2265	20.06	105
Z56	155.45	29.36	0.19	152983	0.009	0.160474	0.56	10.9174	1.11	0.493417	0.96	0.85	2461	9.39	2516	10.34	2585	20.51	105
Z57	247.37	278.83	1.13	149131	0.010	0.136167	0.71	7.1959	1.38	0.383276	1.18	0.85	2179	12.24	2136	12.21	2092	21.10	96
Z58	206.15	67.63	0.33	133052	0.005	0.178335	0.60	12.9237	1.32	0.525591	1.18	0.89	2637	9.89	2674	12.42	2723	26.11	103
Z59	168.40	35.47	0.21	145526	0.010	0.166806	0.79	11.3978	1.72	0.495575	1.53	0.89	2526	13.24	2556	16.08	2595	32.71	103
Z60	166.79	195.90	1.17	14654	0.093	0.140025	1.21	10.0653	1.97	0.521340	1.56	0.92	2228	20.94	2441	18.21	2705	34.41	121
Z61	284.39	103.30	0.36	210916	0.007	0.162657	0.45	10.9725	1.44	0.489251	1.36	0.95	2483	7.63	2521	13.35	2567	28.84	103
Z62	139.21	65.33	0.47	68934	0.009	0.148225	0.38	9.3922	1.16	0.459560	1.10	0.94	2326	6.55	2377	10.68	2438	22.32	105
Z63	236.01	60.74	0.26	206336	0.007	0.170708	0.44	9.3543	0.98	0.397428	0.88	0.88	2565	7.31	2373	8.95	2157	16.06	84
Z64	172.56	52.66	0.31	197245	0.007	0.183254	0.75	13.6532	1.44	0.540354	1.23	0.91	2683	12.34	2726	13.58	2785	27.73	104

Z65	74.11	17.84	0.24	49709	0.029	0.162305	0.68	10.1098	1.17	0.451764	0.95	0.79	2480	11.49	2445	10.74	2403	18.97	97
~~Z66~~	~~107.77~~	~~43.01~~	~~0.40~~	~~36723~~	~~0.058~~	~~0.115881~~	~~0.55~~	~~3.2659~~	~~1.50~~	~~0.204405~~	~~1.39~~	~~0.93~~	~~1894~~	~~9.85~~	~~1473~~	~~11.58~~	~~1199~~	~~15.23~~	~~63~~
~~Z67~~	~~125.95~~	~~32.36~~	~~0.26~~	~~72907~~	~~0.020~~	~~0.168453~~	~~0.45~~	~~8.9955~~	~~0.81~~	~~0.387299~~	~~0.67~~	~~0.80~~	~~2542~~	~~7.55~~	~~2338~~	~~7.36~~	~~2110~~	~~12.06~~	~~83~~
Z68	28.82	5.82	0.20	12653	0.117	0.148550	0.73	8.1050	1.39	0.395715	1.18	0.84	2329	12.46	2243	12.49	2149	21.60	92
Z69	391.51	301.94	0.77	160043	0.014	0.147016	0.43	8.2486	0.92	0.406925	0.81	0.87	2312	7.43	2259	8.30	2201	15.11	95
Z70	69.05	41.73	0.60	36568	0.040	0.148485	0.48	8.5205	1.08	0.416181	0.96	0.88	2329	8.24	2288	9.75	2243	18.25	96
~~Z71~~	~~455.77~~	~~443.61~~	~~0.97~~	~~7891~~	~~0.213~~	~~0.130220~~	~~0.95~~	~~3.4334~~	~~1.57~~	~~0.191228~~	~~1.25~~	~~0.91~~	~~2101~~	~~16.53~~	~~1512~~	~~12.27~~	~~1128~~	~~12.95~~	~~54~~
Z72	313.08	91.51	0.29	135604	0.011	0.137574	0.63	7.0941	1.24	0.373990	1.07	0.85	2197	10.99	2123	10.98	2048	18.68	93
Z73	352.41	125.90	0.36	133702	0.019	0.137317	0.45	8.0127	1.30	0.423205	1.22	0.94	2194	7.79	2232	11.72	2275	23.37	104
Z74	48.87	33.85	0.69	27858	0.052	0.143008	0.63	8.7389	1.27	0.443196	1.10	0.86	2264	10.85	2311	11.55	2365	21.79	104
Z75	37.92	30.87	0.81	37227	0.040	0.141857	1.38	8.0042	1.99	0.409228	1.43	0.87	2250	23.68	2231	17.82	2211	26.80	98

Canabravinha Formation

Sample HAE9 - Quartzite layer within metarhythmite

	Concentrations			Radiogenic Ratios									Apparent Ages (Ma)						
Grain	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206}%	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ(%)	Conc (%)
Z01	21.60	6.09	0.282	3457	0.436	0.127640	1.16	6.552	3.38	0.372293	3.17	0.94	2066	20.52	2053	29.75	2040	55.45	99
Z02	182.53	37.48	0.205	23969	0.061	0.128655	0.72	6.464	2.06	0.364423	1.93	0.94	2080	12.55	2041	17.91	2003	33.09	96
Z03	38.66	10.46	0.270	5520	0.248	0.182547	1.02	12.920	3.01	0.513299	2.83	0.94	2676	16.73	2674	27.98	2671	61.66	100
Z04	45.63	31.74	0.696	8315	0.178	0.130097	1.31	7.111	3.93	0.396429	3.70	0.98	2099	23.08	2125	34.95	2153	67.71	103
~~Z05~~	~~223.03~~	~~145.61~~	~~0.653~~	~~9887~~	~~0.169~~	~~0.128569~~	~~0.50~~	~~3.539~~	~~1.88~~	~~0.199654~~	~~1.81~~	~~0.96~~	~~2078~~	~~8.85~~	~~1536~~	~~14.77~~	~~1173~~	~~19.39~~	~~56~~
Z06	28.71	4.50	0.157	13235	0.247	0.130813	1.06	7.098	3.34	0.393561	3.17	0.95	2109	18.65	2124	29.73	2139	57.66	101
Z07	36.34	5.39	0.148	95488	0.015	0.142085	0.84	7.989	2.30	0.407783	2.14	0.93	2253	14.37	2230	20.55	2205	39.89	98
Z08	95.92	36.61	0.382	17327	0.086	0.130247	0.76	6.887	1.83	0.383475	1.66	0.96	2101	13.27	2097	16.10	2092	29.69	100
Z09	92.32	18.74	0.203	22572	0.070	0.109405	0.67	4.519	1.82	0.299576	1.69	0.93	1790	12.15	1734	15.03	1689	25.11	94
Z10	69.68	19.92	0.286	10413	0.112	0.134149	0.44	7.369	2.23	0.398416	2.18	0.98	2153	7.73	2157	19.90	2162	40.07	100
Z11	146.95	39.05	0.266	24567	0.060	0.140953	0.39	8.143	1.99	0.419012	1.96	0.98	2239	6.72	2247	18.03	2256	37.21	101
Z12	24.57	5.50	0.224	4815	0.296	0.139677	1.83	8.790	3.72	0.456419	3.23	0.96	2223	31.77	2316	33.89	2424	65.32	109
Z13	16.26	9.72	0.598	9397	0.166	0.114753	0.79	4.993	3.44	0.315569	3.34	0.97	1876	14.13	1818	28.68	1768	51.55	94
Z14	44.29	15.02	0.339	5154	0.259	0.093614	0.68	3.069	4.13	0.237772	4.07	0.99	1500	12.77	1425	31.17	1375	50.29	92

Z15	10.35	1.75	0.169	1895	0.753	0.173578	1.84	10.835	10.41	0.452722	10.17	0.98	2592	30.33	2509	92.40	2407	202.55	93
Z16	32.89	10.30	0.313	6211	0.241	0.127846	1.34	6.706	3.62	0.380416	3.36	0.98	2069	23.65	2073	31.99	2078	59.73	100
Z17	41.36	14.96	0.362	6690	0.228	0.121605	0.87	5.982	2.49	0.356793	2.33	0.94	1980	15.41	1973	21.62	1967	39.49	99
Z18	158.90	38.91	0.245	14415	0.092	0.087598	0.67	2.900	1.00	0.240091	0.73	0.70	1374	12.98	1382	7.51	1387	9.13	101
Z19	37.22	19.84	0.533	5490	0.280	0.112386	0.88	5.286	1.91	0.341121	1.69	0.88	1838	15.98	1867	16.27	1892	27.69	103
Z20	100.15	47.22	0.472	13903	0.116	0.093208	1.02	3.361	2.16	0.261563	1.90	0.95	1492	19.13	1495	16.75	1498	25.39	100
Z21	14.68	3.18	0.217	1288	1.341	0.068422	2.11	1.383	4.36	0.146577	3.82	0.87	881	43.62	882	25.70	882	31.46	100
Z22	34.25	33.63	0.982	5184	0.273	0.112264	0.93	5.097	2.96	0.329286	2.80	0.95	1836	16.71	1836	24.83	1835	44.75	100
Z23	130.34	32.68	0.251	30689	0.048	0.127816	0.54	6.945	1.29	0.394077	1.17	0.90	2068	9.53	2104	11.44	2142	21.31	104
Z24	109.36	86.44	0.790	17432	0.086	0.120981	0.77	6.219	1.78	0.372807	1.60	0.95	1971	13.70	2007	15.55	2043	28.06	104
~~Z25~~	~~91.96~~	~~76.07~~	~~0.827~~	~~11805~~	~~0.159~~	~~0.203293~~	~~0.48~~	~~8.794~~	~~3.29~~	~~0.313723~~	~~3.25~~	~~0.99~~	~~2853~~	~~7.74~~	~~2317~~	~~29.58~~	~~1759~~	~~49.96~~	~~62~~
Z26	30.21	8.65	0.286	4508	0.325	0.141147	0.92	8.116	3.33	0.417042	3.20	0.96	2241	15.94	2244	30.09	2247	60.68	100
Z27	45.96	20.89	0.455	14699	0.096	0.167820	1.25	10.923	2.93	0.472046	2.65	0.97	2536	20.81	2517	26.90	2493	54.57	98
~~Z28~~	~~13.76~~	~~16.32~~	~~1.185~~	~~2166~~	~~0.728~~	~~0.120142~~	~~2.33~~	~~4.962~~	~~5.60~~	~~0.299541~~	~~5.05~~	~~0.91~~	~~1958~~	~~41.06~~	~~1813~~	~~46.25~~	~~1689~~	~~75.20~~	~~86~~
Z29	63.74	12.60	0.198	7022	0.243	0.088717	0.77	3.037	1.47	0.248303	1.26	0.85	1398	14.72	1417	11.26	1430	16.14	102
Z30	167.95	15.44	0.092	32842	0.045	0.130938	0.55	7.130	0.97	0.394919	0.79	0.80	2111	9.65	2128	8.59	2146	14.47	102
Z31	114.47	17.34	0.152	7304	0.228	0.081204	2.09	2.338	2.32	0.208799	1.01	0.65	1226	40.55	1224	16.40	1222	11.26	100
~~Z32~~	~~17.62~~	~~5.10~~	~~0.289~~	~~5093~~	~~0.276~~	~~0.199924~~	~~0.82~~	~~13.067~~	~~4.83~~	~~0.474032~~	~~4.75~~	~~0.99~~	~~2826~~	~~13.25~~	~~2684~~	~~44.54~~	~~2501~~	~~97.90~~	~~89~~
Z33	28.09	10.86	0.387	4658	0.260	0.137315	1.36	7.494	3.71	0.395806	3.45	0.93	2194	23.44	2172	32.74	2150	62.88	98
~~Z34~~	~~8.72~~	~~1.54~~	~~0.177~~	~~1915~~	~~0.829~~	~~0.135125~~	~~2.01~~	~~5.376~~	~~11.44~~	~~0.288558~~	~~11.17~~	~~0.98~~	~~2166~~	~~34.64~~	~~1881~~	~~93.54~~	~~1634~~	~~160.63~~	~~75~~
Z35	20.26	6.49	0.320	4504	0.339	0.130333	0.94	6.303	3.45	0.350733	3.31	0.98	2102	16.37	2019	29.79	1938	55.34	92
Z36	24.12	20.43	0.847	4362	0.350	0.115561	1.27	5.604	3.66	0.351730	3.43	0.94	1889	22.83	1917	31.55	1943	57.61	103
Z37	126.49	16.31	0.129	98361	0.031	0.128708	0.54	7.417	1.01	0.417938	0.86	0.83	2080	9.48	2163	9.08	2251	16.34	108
Z38	60.05	9.75	0.162	12737	0.117	0.130137	0.62	7.120	1.83	0.396792	1.72	0.94	2100	10.93	2127	16.29	2154	31.52	103
~~Z39~~	~~4.83~~	~~2.35~~	~~0.485~~	~~787~~	~~1.561~~	~~0.131793~~	~~4.95~~	~~11.966~~	~~14.31~~	~~0.658475~~	~~13.42~~	~~0.98~~	~~2122~~	~~86.80~~	~~2602~~	~~134.09~~	~~3261~~	~~343.58~~	~~154~~
Z40	25.96	7.33	0.282	5375	0.274	0.126553	0.79	7.167	2.95	0.410749	2.84	0.96	2051	13.90	2132	26.27	2218	53.32	108
Z41	181.65	64.85	0.357	15832	0.067	0.081332	0.76	2.586	1.08	0.230566	0.78	0.69	1229	14.83	1297	7.93	1337	9.38	109
Z42	36.60	9.90	0.271	10758	0.137	0.135330	0.97	7.685	2.05	0.411849	1.81	0.88	2168	16.84	2195	18.43	2223	34.03	103
~~Z43~~	~~277.48~~	~~417.62~~	~~1.505~~	~~30675~~	~~0.053~~	~~0.127677~~	~~0.83~~	~~4.417~~	~~1.78~~	~~0.250932~~	~~1.57~~	~~0.94~~	~~2066~~	~~14.61~~	~~1716~~	~~14.59~~	~~1443~~	~~20.24~~	~~70~~
Z44	428.05	136.82	0.320	73812	0.021	0.130392	0.48	6.142	0.96	0.341648	0.83	0.85	2103	8.44	1996	8.31	1895	13.54	90
Z45	277.81	102.60	0.369	19753	0.081	0.078309	0.66	2.114	0.99	0.195814	0.74	0.72	1155	13.02	1153	6.83	1153	7.85	100

Z46	108.29	48.14	0.445	20992	0.072	0.123010	0.60	6.202	1.28	0.365690	1.13	0.87	2000	10.69	2005	11.18	2009	19.47	100
Z47	64.77	10.41	0.161	13769	0.108	0.140528	1.05	7.593	2.13	0.391871	1.85	0.94	2234	18.11	2184	18.97	2132	33.61	95
~~Z48~~	~~91.56~~	~~32.45~~	~~0.354~~	~~15800~~	~~0.098~~	~~0.136009~~	~~0.80~~	~~6.243~~	~~1.82~~	~~0.332925~~	~~1.64~~	~~0.89~~	~~2177~~	~~13.89~~	~~2011~~	~~15.83~~	~~1853~~	~~26.32~~	~~85~~
Z49	217.61	9.14	0.042	28183	0.038	0.127599	0.62	6.202	1.14	0.352498	0.95	0.82	2065	10.96	2005	9.92	1947	16.02	94
Z50	37.49	6.05	0.161	2660	0.618	0.085095	1.19	2.744	2.50	0.233832	2.19	0.88	1318	23.13	1340	18.58	1355	26.79	103
Z51	435.62	276.07	0.634	312129	0.005	0.126277	0.52	7.263	0.94	0.417162	0.78	0.81	2047	9.12	2144	8.38	2248	14.88	110
~~Z52~~	~~418.87~~	~~194.24~~	~~0.464~~	~~258749~~	~~0.006~~	~~0.128605~~	~~0.58~~	~~5.701~~	~~1.88~~	~~0.321494~~	~~1.79~~	~~0.95~~	~~2079~~	~~10.10~~	~~1931~~	~~16.14~~	~~1797~~	~~28.06~~	~~86~~
Z53	51.78	28.89	0.558	67897	0.023	0.106290	1.32	4.702	1.98	0.320840	1.48	0.74	1737	24.16	1768	16.61	1794	23.23	103
Z54	98.79	60.62	0.614	182052	0.008	0.132710	1.00	7.570	1.42	0.413696	1.01	0.78	2134	17.45	2181	12.74	2232	19.08	105
~~Z55~~	~~736.01~~	~~707.63~~	~~0.961~~	~~1128~~	~~1.568~~	~~0.173295~~	~~0.91~~	~~2.439~~	~~2.59~~	~~0.102056~~	~~2.39~~	~~0.93~~	~~2590~~	~~15.12~~	~~1254~~	~~18.51~~	~~626~~	~~14.48~~	~~24~~
Z56	121.06	167.86	1.387	113206	0.013	0.131282	0.79	7.424	1.14	0.410157	0.83	0.70	2115	13.84	2164	10.24	2216	15.54	105
Z57	240.53	101.83	0.423	218162	0.006	0.162488	0.62	11.131	1.00	0.496841	0.79	0.76	2482	10.44	2534	9.36	2600	16.94	105
Z58	90.38	21.61	0.239	78262	0.018	0.133953	1.09	8.118	1.42	0.439521	0.90	0.61	2150	19.01	2244	12.79	2348	17.79	109
Z59	156.90	78.93	0.503	125402	0.012	0.126979	0.83	6.555	1.42	0.374402	1.16	0.80	2057	14.57	2053	12.47	2050	20.30	100
Z60	747.14	83.50	0.112	433104	0.003	0.127795	0.62	7.438	1.10	0.422115	0.90	0.81	2068	10.95	2166	9.80	2270	17.26	110
Z61	126.52	50.70	0.401	80240	0.018	0.132260	1.31	7.716	1.71	0.423122	1.10	0.79	2128	23.01	2198	15.39	2275	21.04	107
Z62	123.41	30.70	0.249	124733	0.012	0.133707	0.81	7.871	1.40	0.426965	1.13	0.80	2147	14.22	2216	12.57	2292	21.86	107
~~Z63~~	~~292.47~~	~~254.01~~	~~0.868~~	~~130308~~	~~0.010~~	~~0.161015~~	~~0.65~~	~~13.897~~	~~2.18~~	~~0.625985~~	~~2.08~~	~~0.95~~	~~2466~~	~~10.99~~	~~2743~~	~~20.63~~	~~3134~~	~~51.59~~	~~127~~
Z64	95.20	61.18	0.643	48476	0.032	0.106903	0.91	4.969	1.90	0.337086	1.66	0.87	1747	16.71	1814	16.03	1873	27.03	107
Z65	107.91	62.52	0.579	57153	0.029	0.089312	1.56	2.864	2.09	0.232579	1.39	0.82	1411	29.62	1373	15.62	1348	16.89	96
Z66	83.26	24.00	0.288	67220	0.022	0.129296	0.97	6.836	1.68	0.383461	1.38	0.81	2088	17.01	2090	14.92	2092	24.65	100
~~Z67~~	~~288.26~~	~~293.65~~	~~1.019~~	~~33280~~	~~0.054~~	~~0.109784~~	~~0.96~~	~~0.916~~	~~16.95~~	~~0.060497~~	~~16.92~~	~~1.00~~	~~1796~~	~~17.39~~	~~660~~	~~79.13~~	~~379~~	~~61.95~~	~~21~~
~~Z68~~	~~321.79~~	~~190.34~~	~~0.591~~	~~19836~~	~~0.083~~	~~0.127543~~	~~0.79~~	~~4.090~~	~~1.34~~	~~0.232593~~	~~1.08~~	~~0.79~~	~~2064~~	~~13.93~~	~~1652~~	~~10.89~~	~~1348~~	~~13.15~~	~~65~~
Z69	49.51	23.93	0.483	30351	0.047	0.139467	1.51	8.726	2.25	0.453795	1.67	0.88	2221	26.09	2310	20.49	2412	33.63	109
Z70	293.45	258.20	0.880	214672	0.007	0.140149	0.67	8.927	1.48	0.461960	1.32	0.89	2229	11.54	2331	13.52	2448	26.93	110
Z71	210.14	90.25	0.429	102516	0.014	0.124292	0.76	6.976	1.34	0.407078	1.10	0.81	2019	13.41	2108	11.88	2202	20.57	109
Z72	344.78	289.06	0.838	164658	0.009	0.130024	0.72	7.749	1.11	0.432228	0.84	0.73	2098	12.70	2202	9.99	2316	16.40	110
~~Z73~~	~~565.16~~	~~320.40~~	~~0.567~~	~~293136~~	~~0.005~~	~~0.127191~~	~~0.97~~	~~7.655~~	~~1.27~~	~~0.436503~~	~~0.81~~	~~0.67~~	~~2060~~	~~17.09~~	~~2191~~	~~11.37~~	~~2335~~	~~15.95~~	~~113~~

Sample J03 - Quartzite and phyllite intercalations

	Concentrations			Radiogenic Ratios									Apparent Ages (Ma)						
Grain	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206}%	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ(%)	Conc (%)
Z01	77.68	25.19	0.324	28633	0.054	0.121555	0.72	5.6245	1.57	0.335591	1.40	0.88	1979	12.75	1920	13.46	1865	22.59	94
Z02	19.39	12.09	0.624	5086	0.203	0.128062	1.08	7.1733	2.85	0.406254	2.63	0.92	2072	18.96	2133	25.35	2198	49.05	106
Z03	91.73	26.72	0.291	21201	0.073	0.110642	0.77	5.0927	1.12	0.333834	0.82	0.70	1810	13.98	1835	9.54	1857	13.22	103
~~Z04~~	~~20.25~~	~~6.21~~	~~0.307~~	~~2735~~	~~0.621~~	~~0.069946~~	~~4.24~~	~~1.7027~~	~~5.01~~	~~0.176556~~	~~2.65~~	~~0.77~~	~~927~~	~~84.75~~	~~1010~~	~~31.54~~	~~1048~~	~~25.71~~	~~113~~
Z05	49.57	14.29	0.288	15481	0.100	0.110509	0.76	5.0908	1.75	0.334106	1.58	0.90	1808	13.75	1835	14.89	1858	25.55	103
~~Z06~~	~~6.22~~	~~2.41~~	~~0.388~~	~~1095~~	~~1.267~~	~~0.082156~~	~~4.05~~	~~2.9063~~	~~7.75~~	~~0.256568~~	~~6.60~~	~~0.85~~	~~1249~~	~~79.37~~	~~1384~~	~~58.52~~	~~1472~~	~~86.88~~	~~118~~
Z07	22.74	9.52	0.419	13329	0.112	0.127702	1.01	6.7968	2.60	0.386014	2.40	0.92	2067	17.80	2085	23.03	2104	43.05	102
Z08	52.59	9.02	0.172	16824	0.095	0.096218	1.71	3.6427	2.12	0.274576	1.26	0.80	1552	31.75	1559	16.77	1564	17.44	101
Z09	15.49	9.97	0.644	5361	0.292	0.110036	1.11	4.7723	4.09	0.314551	3.93	0.96	1800	20.06	1780	33.79	1763	60.48	98
Z10	13.29	2.48	0.186	10080	0.383	0.073819	3.27	1.8394	5.02	0.180721	3.79	0.76	1037	64.64	1060	32.48	1071	37.45	103
Z11	18.58	8.14	0.438	6500	0.229	0.126069	1.08	6.8252	2.87	0.392648	2.66	0.93	2044	19.02	2089	25.39	2135	48.30	104
~~Z12~~	~~10.41~~	~~10.96~~	~~1.053~~	~~1030~~	~~1.694~~	~~0.072440~~	~~8.52~~	~~1.2648~~	~~9.56~~	~~0.126628~~	~~4.25~~	~~0.70~~	~~998~~	~~164.10~~	~~830~~	~~52.79~~	~~769~~	~~31.24~~	~~77~~
Z13	16.76	4.47	0.267	18169	0.091	0.083166	1.95	2.5357	3.57	0.221132	2.98	0.84	1273	37.62	1282	25.65	1288	34.76	101
~~Z14~~	~~14.85~~	~~4.11~~	~~0.277~~	~~2467~~	~~0.518~~	~~0.070569~~	~~3.01~~	~~1.8874~~	~~4.77~~	~~0.193979~~	~~3.70~~	~~0.77~~	~~945~~	~~61.67~~	~~1077~~	~~31.68~~	~~1143~~	~~38.78~~	~~121~~
Z15	24.45	8.43	0.345	3663	0.469	0.067541	2.25	1.4504	3.00	0.155750	1.98	0.66	855	46.02	910	17.89	933	17.26	109
Z16	69.85	35.33	0.506	15556	0.111	0.070217	2.61	1.4851	2.86	0.153398	1.17	0.64	935	52.69	924	17.23	920	10.06	98
Z17	22.41	7.07	0.316	3481	0.496	0.067690	2.65	1.3762	3.64	0.147453	2.48	0.68	859	54.04	879	21.16	887	20.59	103
Z18	18.47	3.56	0.193	32324	0.178	0.096331	1.41	3.2180	3.15	0.242279	2.81	0.89	1554	26.19	1461	24.12	1399	35.34	90
Z19	87.76	30.71	0.350	14996	0.114	0.072488	0.80	1.5855	1.20	0.158637	0.90	0.72	1000	16.22	965	7.47	949	7.91	95
Z20	157.66	96.52	0.612	18655	0.092	0.070252	1.60	1.4711	1.79	0.151872	0.80	0.64	936	32.52	919	10.77	911	6.80	97
Z21	27.13	12.12	0.447	7750	0.143	0.130596	1.00	6.9152	2.97	0.384036	2.79	0.94	2106	17.50	2101	25.98	2095	49.73	99
Z22	52.96	15.57	0.294	13092	0.123	0.095387	0.93	3.5814	1.58	0.272310	1.28	0.80	1536	17.53	1545	12.58	1553	17.68	101
Z23	15.06	27.86	1.849	5326	0.285	0.119341	2.75	5.9726	4.48	0.362972	3.54	0.93	1946	49.19	1972	39.00	1996	60.78	103
Z24	17.88	7.06	0.395	5126	0.312	0.100874	1.31	3.8244	4.50	0.274967	4.29	0.96	1640	24.05	1598	35.57	1566	59.56	95
~~Z25~~	~~13.55~~	~~8.41~~	~~0.621~~	~~1911~~	~~0.758~~	~~0.080994~~	~~3.33~~	~~2.2346~~	~~5.16~~	~~0.200100~~	~~3.94~~	~~0.76~~	~~1221~~	~~65.47~~	~~1192~~	~~36.19~~	~~1176~~	~~42.34~~	96
Z26	79.49	20.35	0.256	11334	0.152	0.070671	1.09	1.5059	1.50	0.154548	1.02	0.67	948	22.21	933	9.10	926	8.83	98
Z27	42.10	11.88	0.282	5761	0.298	0.069426	3.50	1.4898	3.72	0.155632	1.25	0.56	911	70.46	926	22.35	932	10.87	102
Z28	22.05	13.85	0.628	19094	0.070	0.201263	0.77	15.0344	3.00	0.541776	2.89	0.97	2836	12.58	2817	28.14	2791	65.25	98

Z29	11.45	3.33	0.291	3027	0.341	0.131487	1.24	6.9955	7.13	0.385864	7.00	0.98	2118	21.59	2111	61.47	2104	124.85	99
~~Z30~~	~~20.42~~	~~5.30~~	~~0.260~~	~~6292~~	~~0.253~~	~~0.111647~~	~~3.11~~	~~4.3614~~	~~4.09~~	~~0.283323~~	~~2.65~~	~~0.65~~	~~1826~~	~~55.40~~	~~1705~~	~~33.27~~	~~1608~~	~~37.75~~	~~88~~
~~Z31~~	~~22.03~~	~~7.67~~	~~0.348~~	~~3858~~	~~0.445~~	~~0.069900~~	~~5.19~~	~~1.5129~~	~~5.73~~	~~0.156972~~	~~2.41~~	~~0.67~~	~~925~~	~~103.11~~	~~936~~	~~34.43~~	~~940~~	~~21.17~~	~~102~~
Z32	19.30	41.39	2.145	5885	0.259	0.118454	1.31	5.7868	3.76	0.354313	3.51	0.94	1933	23.35	1944	32.02	1955	59.08	101
Z33	28.35	4.52	0.160	14462	0.116	0.136061	1.06	7.9156	2.70	0.421938	2.48	0.92	2178	18.38	2221	24.32	2269	47.49	104
Z34	34.08	16.35	0.480	11215	0.141	0.105725	0.95	4.3474	2.10	0.298231	1.86	0.89	1727	17.38	1702	17.15	1683	27.58	97
Z35	85.14	16.97	0.199	32824	0.042	0.184976	0.86	13.1343	1.27	0.514982	0.93	0.84	2698	14.20	2689	11.88	2678	20.25	99
Z36	45.26	30.25	0.668	15219	0.101	0.115983	0.79	5.4767	1.43	0.342469	1.19	0.83	1895	14.16	1897	12.28	1899	19.64	100
~~Z37~~	~~179.14~~	~~88.53~~	~~0.494~~	~~23379~~	~~0.103~~	~~0.127376~~	~~0.59~~	~~5.0554~~	~~1.34~~	~~0.287849~~	~~1.20~~	~~0.89~~	~~2062~~	~~10.36~~	~~1829~~	~~11.27~~	~~1631~~	~~17.27~~	~~79~~
Z38	57.71	12.47	0.216	21896	0.070	0.119889	0.65	5.8739	1.39	0.355339	1.23	0.88	1955	11.61	1957	12.05	1960	20.73	100
Z39	31.29	16.67	0.533	16112	0.094	0.123345	1.85	6.1137	2.65	0.359484	1.89	0.88	2005	32.51	1992	22.86	1980	32.22	99
Z40	66.62	18.61	0.279	11924	0.132	0.110561	0.87	4.6843	1.37	0.307285	1.06	0.76	1809	15.80	1764	11.43	1727	16.04	96
Z41	67.98	6.61	0.097	20873	0.039	0.191539	0.69	12.8935	1.37	0.488217	1.19	0.86	2755	11.25	2672	12.83	2563	25.03	93
Z42	26.20	6.34	0.242	3551	0.483	0.067724	2.16	1.4830	3.69	0.158817	2.98	0.81	860	44.17	923	22.16	950	26.43	110
Z43	226.47	169.12	0.747	42698	0.036	0.109569	0.67	5.3911	0.90	0.356854	0.60	0.61	1792	12.17	1883	7.68	1967	10.14	110
Z44	41.49	12.81	0.309	4353	0.335	0.067847	1.77	1.4745	2.33	0.157615	1.51	0.64	864	36.29	920	14.00	944	13.28	109
Z45	83.99	25.98	0.309	17150	0.094	0.093890	0.76	3.5275	1.16	0.272483	0.87	0.73	1506	14.39	1533	9.16	1553	12.04	103
Z46	42.47	10.31	0.243	7991	0.213	0.072926	3.09	1.7155	3.41	0.170611	1.46	0.67	1012	62.59	1014	21.90	1015	13.70	100
Z47	27.65	9.70	0.351	3323	0.516	0.069553	2.22	1.5232	3.04	0.158828	2.08	0.68	915	45.65	940	18.64	950	18.38	104
Z48	29.28	9.29	0.317	3073	0.478	0.069580	2.11	1.5585	2.91	0.162450	2.01	0.68	916	43.49	954	18.03	970	18.07	106
Z49	34.02	17.79	0.523	10065	0.153	0.110451	0.94	5.1056	2.52	0.335254	2.34	0.93	1807	17.02	1837	21.42	1864	37.92	103
~~Z50~~	~~22.89~~	~~14.92~~	~~0.652~~	~~2114~~	~~0.801~~	~~0.070661~~	~~3.57~~	~~1.7637~~	~~4.48~~	~~0.181030~~	~~2.67~~	~~0.82~~	~~948~~	~~71.51~~	~~1032~~	~~28.60~~	~~1073~~	~~26.57~~	~~113~~
Z51	10.84	4.37	0.403	1877	0.892	0.081327	3.88	2.2394	7.61	0.199712	6.49	0.86	1229	74.37	1193	52.06	1174	69.85	95
Z52	71.62	40.14	0.560	26953	0.086	0.087067	1.03	2.8722	1.52	0.239257	1.12	0.72	1362	19.94	1375	11.48	1383	13.93	102
Z53	29.78	16.93	0.569	26009	0.058	0.124946	0.97	6.5689	2.01	0.381303	1.76	0.87	2028	17.11	2055	17.68	2082	31.30	103
Z54	23.79	9.99	0.420	18469	0.072	0.206618	1.31	15.9249	2.33	0.558993	1.92	0.93	2879	21.18	2872	21.98	2862	44.20	99
Z55	21.63	5.88	0.272	12797	0.117	0.131053	1.13	7.0193	2.65	0.388459	2.39	0.90	2112	19.68	2114	23.24	2116	42.99	100
Z56	118.76	27.31	0.230	21264	0.061	0.095304	0.68	3.5993	1.06	0.273912	0.82	0.74	1534	12.81	1549	8.44	1561	11.30	102
Z57	33.47	10.79	0.322	10989	0.135	0.139029	0.91	7.5835	1.93	0.395608	1.70	0.88	2215	15.78	2183	17.19	2149	31.03	97
Z58	64.68	23.82	0.368	27142	0.053	0.152990	1.12	9.3546	1.60	0.443465	1.15	0.85	2380	18.90	2373	14.60	2366	22.75	99
Z59	85.88	33.71	0.393	30149	0.051	0.114118	0.75	5.2020	1.23	0.330605	0.97	0.78	1866	13.42	1853	10.39	1841	15.55	99

Z60	39.46	10.21	0.259	8620	0.148	0.104531	0.82	4.4040	1.98	0.305562	1.80	0.91	1706	14.95	1713	16.23	1719	27.12	101

Sample J01 - Diamictite matrix

	Concentrations			Radiogenic Ratios									Apparent Ages (Ma)						
Grain	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206}%	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ(%)	Conc (%)
Z01	54.57	14.03	0.257	14863	0.102	0.115721	0.90	5.8741	2.65	0.368155	2.49	0.94	1891	16.10	1957	22.75	2021	43.11	107
Z02	113.47	123.89	1.092	7251	0.274	0.126976	0.70	6.5089	1.60	0.371781	1.44	0.90	2057	12.29	2047	13.99	2038	25.11	99
Z03	359.45	19.91	0.055	38256	0.045	0.071720	0.75	1.6212	1.16	0.163945	0.89	0.75	978	15.19	978	7.29	979	8.08	100
Z04	140.89	25.11	0.178	181398	0.008	0.158571	0.87	9.8028	1.54	0.448359	1.27	0.89	2440	14.63	2416	14.10	2388	25.37	98
Z05	76.50	23.62	0.309	63022	0.021	0.222241	0.67	17.9430	2.02	0.585558	1.91	0.94	2997	10.75	2987	19.28	2971	45.29	99
Z06	111.94	61.07	0.546	56259	0.076	0.124732	0.83	6.3447	1.98	0.368918	1.80	0.91	2025	14.63	2025	17.37	2024	31.27	100
Z07	357.91	70.12	0.196	41875	0.040	0.072645	0.77	1.8401	1.35	0.183709	1.10	0.81	1004	15.62	1060	8.84	1087	11.05	108
~~Z08~~	~~415.38~~	~~164.27~~	~~0.395~~	~~44090~~	~~0.039~~	~~0.068289~~	~~1.03~~	~~1.5844~~	~~1.40~~	~~0.168272~~	~~0.94~~	~~0.79~~	~~877~~	~~21.23~~	~~964~~	~~8.65~~	~~1003~~	~~8.72~~	~~114~~
Z09	244.15	98.54	0.404	33517	0.050	0.080007	0.89	2.3576	1.23	0.213718	0.85	0.67	1197	17.47	1230	8.77	1249	9.69	104
Z10	95.05	69.19	0.728	17546	0.066	0.112369	0.79	5.2610	1.72	0.339564	1.53	0.88	1838	14.25	1863	14.65	1885	24.93	103
Z11	30.39	9.29	0.306	12158	0.119	0.137816	0.97	8.2750	3.49	0.435478	3.35	0.96	2200	16.80	2262	31.58	2330	65.50	106
Z12	31.25	24.63	0.788	33462	0.047	0.114309	2.37	4.9837	6.16	0.316209	5.68	0.98	1869	42.20	1817	50.77	1771	87.38	95
Z13	44.69	12.18	0.272	5359	0.318	0.071191	1.41	1.6611	4.27	0.169224	4.02	0.94	963	28.54	994	26.70	1008	37.48	105
Z14	66.12	16.63	0.252	15143	0.079	0.131414	0.85	6.8846	2.39	0.379959	2.23	0.93	2117	14.82	2097	20.94	2076	39.45	98
Z15	316.80	75.12	0.237	51623	0.030	0.108503	0.65	5.0439	1.13	0.337147	0.92	0.80	1774	11.86	1827	9.49	1873	14.89	106
Z16	343.86	26.07	0.076	56887	0.028	0.096459	0.74	3.7549	1.18	0.282330	0.92	0.83	1557	13.87	1583	9.42	1603	13.01	103
Z17	264.93	0.47	0.002	35594	0.048	0.072054	0.84	1.6543	1.18	0.166516	0.83	0.68	987	16.96	991	7.46	993	7.67	101
Z18	228.08	42.95	0.188	38061	0.039	0.085929	0.68	2.7773	1.19	0.234416	0.98	0.81	1337	13.18	1349	8.91	1358	11.99	102
Z19	61.14	19.11	0.313	34621	0.043	0.133825	0.76	7.0344	2.23	0.381230	2.09	0.94	2149	13.28	2116	19.60	2082	37.11	97
Z20	168.74	42.99	0.255	43286	0.035	0.123398	0.96	5.8740	1.33	0.345244	0.92	0.79	2006	16.96	1957	11.50	1912	15.25	95
Z21	115.64	49.75	0.430	24616	0.062	0.119745	0.73	5.6561	1.32	0.342579	1.10	0.82	1952	13.07	1925	11.32	1899	18.00	97
~~Z22~~	~~428.42~~	~~734.74~~	~~1.715~~	~~50~~	~~7.008~~	~~0.172413~~	~~1.38~~	~~5.8483~~	~~2.28~~	~~0.246011~~	~~1.82~~	~~0.79~~	~~2581~~	~~23.09~~	~~1954~~	~~19.81~~	~~1418~~	~~23.15~~	~~55~~
Z24	129.89	69.37	0.534	28960	0.052	0.126973	0.71	6.7772	1.54	0.387112	1.36	0.88	2056	12.56	2083	13.52	2109	24.46	103
Z25	52.31	14.01	0.268	8281	0.153	0.110057	0.90	4.7759	3.04	0.314727	2.90	0.95	1800	16.41	1781	25.52	1764	44.80	98
Z26	39.46	9.45	0.240	9225	0.159	0.133797	0.84	7.6253	3.00	0.413342	2.87	0.96	2148	14.56	2188	26.54	2230	54.00	104

~~Z27~~	~~100.99~~	~~44.41~~	~~0.440~~	~~3154~~	~~0.528~~	~~0.099904~~	~~2.36~~	~~2.8814~~	~~3.16~~	~~0.209178~~	~~2.09~~	~~0.85~~	~~1622~~	~~43.31~~	~~1377~~	~~23.55~~	~~1224~~	~~23.39~~	~~75~~
Z28	56.00	3.61	0.065	5392	0.317	0.070901	2.10	1.6050	3.00	0.164183	2.14	0.71	955	42.97	972	18.76	980	19.45	103
Z29	58.65	6.86	0.117	48914	0.126	0.071852	1.13	1.7616	2.32	0.177811	2.02	0.87	982	22.81	1031	14.89	1055	19.65	107
Z30	638.71	28.05	0.044	165909	0.009	0.115976	0.56	6.0862	0.99	0.380609	0.82	0.81	1895	10.05	1988	8.64	2079	14.59	110
~~Z31~~	~~13.14~~	~~2.74~~	~~0.208~~	~~38425~~	~~0.042~~	~~0.093237~~	~~5.23~~	~~3.5100~~	~~11.44~~	~~0.273034~~	~~10.17~~	~~0.97~~	~~1493~~	~~95.78~~	~~1529~~	~~86.59~~	~~1556~~	~~139.16~~	~~104~~
Z33	29.09	12.58	0.433	6797	0.247	0.133917	1.42	7.1776	4.09	0.388725	3.83	0.94	2150	24.52	2134	35.85	2117	68.96	98
Z34	22.12	17.08	0.772	5611	0.270	0.115559	2.30	5.8466	7.57	0.366941	7.21	0.95	1889	41.44	1953	65.62	2015	124.75	107
Z35	38.56	7.25	0.188	16284	0.089	0.138057	1.53	8.1270	3.02	0.426944	2.60	0.94	2203	26.32	2245	26.90	2292	49.93	104
Z37	50.85	15.39	0.303	15230	0.209	0.067749	1.58	1.3964	2.58	0.149488	2.04	0.79	861	32.39	887	15.17	898	17.12	104
Z38	370.67	16.39	0.044	41876	0.040	0.076130	0.91	2.0839	1.46	0.198530	1.14	0.77	1098	18.12	1144	9.99	1167	12.22	106
Z39	80.81	27.46	0.340	11076	0.151	0.080548	3.58	2.2635	3.85	0.203813	1.42	0.59	1210	68.93	1201	26.78	1196	15.50	99
Z40	528.20	108.87	0.206	61751	0.026	0.096367	0.59	3.8670	1.16	0.291035	1.01	0.85	1555	11.01	1607	9.39	1647	14.62	106
Z41	115.84	32.48	0.280	10716	0.153	0.070503	0.91	1.4372	1.37	0.147840	1.03	0.73	943	18.53	905	8.19	889	8.53	94
Z42	55.14	49.23	0.893	8322	0.205	0.073683	1.26	1.7027	2.15	0.167602	1.74	0.80	1033	25.55	1010	13.76	999	16.10	97
Z43	254.50	96.30	0.378	64543	0.024	0.122932	0.76	5.9776	1.65	0.352664	1.46	0.94	1999	13.36	1973	14.21	1947	24.52	97
Z44	143.80	40.79	0.284	24405	0.068	0.080939	0.84	2.3017	1.20	0.206247	0.86	0.69	1220	16.43	1213	8.49	1209	9.49	99
Z45	178.08	36.66	0.206	16999	0.088	0.069288	0.81	1.4308	1.14	0.149763	0.81	0.68	907	16.58	902	6.81	900	6.77	99
Z46	220.09	45.25	0.206	30938	0.055	0.075764	0.65	1.8992	1.09	0.181806	0.88	0.78	1089	12.94	1081	7.22	1077	8.68	99
Z47	192.22	80.56	0.419	41856	0.036	0.125259	0.58	6.2069	0.99	0.359387	0.81	0.79	2032	10.16	2005	8.63	1979	13.72	97
Z48	65.10	13.39	0.206	8114	0.152	0.082614	1.13	2.4076	2.10	0.211365	1.77	0.84	1260	22.03	1245	15.03	1236	19.86	98
Z49	39.95	7.78	0.195	6013	0.277	0.083113	1.58	2.4162	2.71	0.210843	2.20	0.81	1272	30.76	1247	19.43	1233	24.68	97
Z50	25.27	15.32	0.606	13709	0.111	0.111455	2.39	5.4912	4.85	0.357326	4.22	0.96	1823	43.36	1899	41.68	1969	71.67	108
Z51	26.62	12.04	0.452	9366	0.180	0.081553	2.71	2.1104	5.00	0.187686	4.20	0.84	1235	53.23	1152	34.46	1109	42.81	90
Z52	58.47	16.90	0.289	10217	0.275	0.084414	1.26	2.4075	2.53	0.206847	2.19	0.86	1302	24.49	1245	18.13	1212	24.21	93
Z53	66.41	30.08	0.453	12763	0.123	0.111622	0.70	4.6483	2.00	0.302025	1.87	0.93	1826	12.75	1758	16.73	1701	28.03	93
Z54	67.30	32.64	0.485	13968	0.111	0.110584	1.37	4.9730	2.32	0.326156	1.86	0.92	1809	24.95	1815	19.57	1820	29.55	101
Z55	186.74	5.55	0.030	24786	0.068	0.073661	0.85	1.8169	1.37	0.178887	1.07	0.77	1032	17.11	1052	8.92	1061	10.47	103
Z56	111.52	45.07	0.404	13662	0.190	0.083609	2.09	2.6904	2.35	0.233375	1.09	0.45	1283	40.09	1326	17.28	1352	13.30	105
Z57	205.98	29.00	0.141	35852	0.047	0.080523	0.73	2.3008	1.20	0.207235	0.95	0.78	1210	14.28	1213	8.44	1214	10.50	100
Z59	273.98	19.14	0.070	66002	0.024	0.109686	0.59	4.8204	0.97	0.318734	0.78	0.77	1794	10.62	1788	8.15	1784	12.10	99
Z61	37.67	9.85	0.262	8377	0.159	0.123348	0.87	6.1054	3.32	0.358988	3.20	0.96	2005	15.40	1991	28.60	1977	54.40	99

Table 4.3 – Sm-Nd data of the Rio Preto Fold Belt rocks. Samples marked with * were analyzed at the GEOTOP – UQÀM, Montréal. The other samples were analyzed at Laboratório de Geocronologia, UnB, Brasília. T_{DM} calculated after DePaolo's (1981) model. UTM coordinates of outcrops where samples were taken are available upon request.

Sample	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$\varepsilon Nd(0)$	$\varepsilon Nd_{(600\ Ma)}$	T_{DM}	Rock
Cristalândia Complex								
HAE2	59.15	22.37	0.2287	0.511292 ± 15	-26.3	-	-	Biotite gneiss
HAE4A	41.70	8.25	0.1196	0.511324 ± 09	-25.6	-19.8	2.8	Gneiss
HAE4B	11.11	2.31	0.1258	0.511406 ± 18	-24.0	-18.6	2.8	Amphibolite
B16A *	174.01	23.89	0.0830	0.510827 ± 09	-35.3	-26.6	2.6	Hornblende gneiss
B16B *	29.63	6.45	0.1316	0.511610 ± 10	-20.1	-15.1	2.7	Amphibolite
Formosa Formation								
HAE7A	24.90	4.56	0.1108	0.511269 ± 12	-26.7	-20.2	2.6	Garnet mica schist
HAE7B	85.98	10.07	0.0708	0.511287 ± 10	-26.4	-16.7	1.9	Feldspar mica schist
B38 *	4.32	0.73	0.1017	0.511297 ± 13	-26.2	-18.9	2.4	Garnet mica schist
B24D *	95.50	11.07	0.0700	0.510785 ± 08	-36.1	-26.5	2.4	Mica schist
HAE8A	32.08	5.11	0.0962	0.511580 ± 12	-20.6	-13.0	1.9	Mica schist
HAE8B	63.62	10.23	0.0972	0.511526 ± 16	-21.7	-14.1	2.0	Mica schist
B48 *	7.66	1.46	0.1149	0.511409 ± 08	-24.0	-17.7	2.5	Mica schist
Canabravinha Formation								
HAE11	40.14	7.77	0.1170	0.511326 ± 17	-25.6	-19.5	2.7	Phyllite
HAE12	27.49	5.67	0.1246	0.511776 ± 12	-16.8	-11.3	2.2	Phyllite
HAE13	58.59	6.95	0.0717	0.511589 ± 10	-20.5	-10.9	1.6	Carbonaceous phyllite
HAE14B	33.23	5.95	0.1083	0.511595 ± 11	-20.3	-13.6	2.1	Carbonaceous phyllite
J46D *	6.52	1.40	0.1296	0.511725 ± 08	-17.8	-12.7	2.4	Phyllite
J46A *	44.09	8.08	0.1108	0.511628 ± 10	-19.7	-13.1	2.1	Metamarl
HAE15	10.46	1.83	0.1054	0.511645 ± 11	-19.4	-12.4	2.0	Lithic quartzite
HAE16	31.89	5.87	0.1113	0.511795 ± 15	-16.4	-9.9	1.8	Carbonaceous phyllite
J31 *	34.00	6.46	0.1148	0.511869 ± 08	-15.0	-8.7	1.8	Phyllite

CAPÍTULO 5 – ZONEAMENTO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DA FAIXA RIACHO DO PONTAL

5.1. Introdução

Oliveira (1998, 2008) propôs a subdivisão da faixa Riacho do Pontal em três zonas ou domínios, de acordo com as características sedimentares, metamórficas e estruturais contrastantes entre cada domínio. De norte para sul, esses domínios são denominadas de Zona Interna, Central e Zona do *thrust-and-fold belt*. No presente trabalho, essa subdivisão é mantida, mas a Zona do *thrust-and-fold belt* é denominada de Zona Externa para simplificação.

A Zona Externa, na porção sul da faixa dobrada, é caracterizada por um sistema de *nappes* vergentes para sul, composto pelas rochas supracrustais (principalmente metassedimentares clásticas) do Complexo ou Grupo Casa Nova (Souza *et al.* 1979, Angelim 1988, Santos & Silva Filho 1990, Gomes & Vasconcelos 1991, Bizzi *et al.* 2007). As *nappes* Casa Nova cavalgam o embasamento do Cráton do São Francisco na região da barragem de Sobradinho, na tríplice divisa Bahia / Piauí / Pernambuco (Figura 5.1).

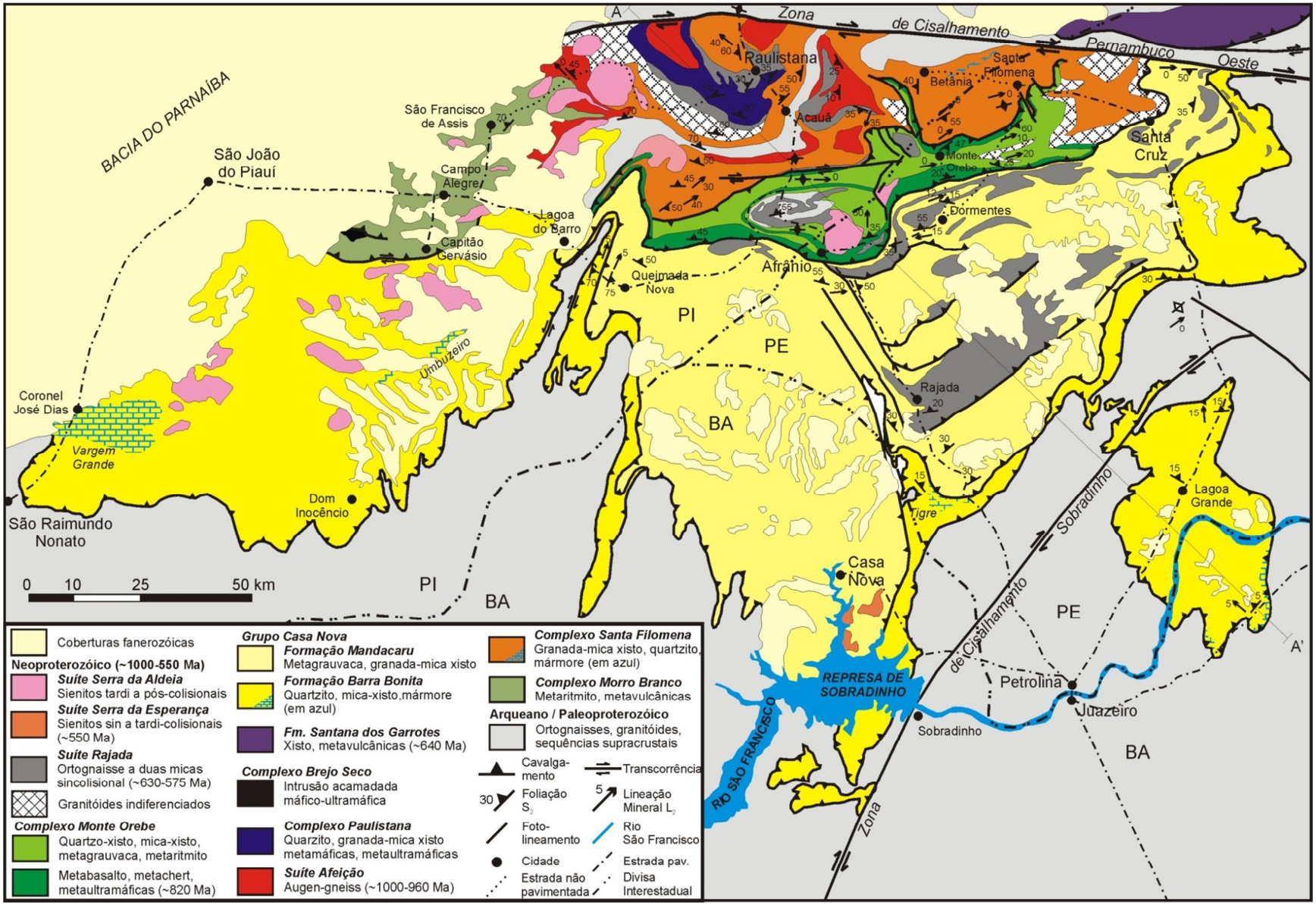
A Zona Central é caracterizada por uma deformação complexa envolvendo tanto empurrões vergentes para sul quanto zonas de cisalhamento transcorrentes tardias de direção E-W. A unidade que caracteriza a Zona Central é a sequência metavulcanossedimentar do Complexo Monte Orebe (Kreysing *et al.* 1973, Angelim 1988, Moraes 1992).

A Zona Interna é caracterizada por abundantes intrusões de granitos pórfiros / augen-gnaisses (Suíte Afeição), além de fatias do embasamento migmatítico altamente retrabalhadas, e unidades metavulcanossedimentares (complexos Paulistana e Santa Filomena; Gomes & Vasconcelos 1991, Angelim & Kosin 2001). A norte, o limite da faixa dobrada é a Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste, de direção E-W e movimentação transcorrente destrógira. A oeste, destacam-se os complexo máfico-ultramáficos de Brejo Seco (Gava *et al.* 1984, Marimon 1990) e São Francisco de Assis.

Toda a faixa dobrada, das zonas Interna a Externa, é intrudida por múltiplas gerações de suítes magmáticas graníticas a sieníticas, sin a pós-colisionais (suítes Rajada, Serra da Esperança e Serra da Aldeia / Caboclo).

5.2. Embasamento

O embasamento da Faixa Riacho do Pontal ocorre tanto na Zona Externa, onde o sistema de nappes Casa Nova cavalga a extremidade norte do Cráton do São Francisco, quanto nas zonas


A
Zona
de Cisalhamento
Pernambuco
Oeste
BACIA DO PARNAÍBA
São João do Piauí
São Francisco de Assis
Campo Alegre
Capitão Gervásio
Lagoa do Barro
Queimada Nova
Afrânio
Raulistana
Betânia
Sapte Filomena
Acauã
Monte Orebe
Dormentes
Santa Cruz
Rajada
Umbuzeiro
Coronel José Dias
Vargem Grande
Dom Inocêncio
São Raimundo Nonato
PI
PE
BA
Tigre
Casa Nova
Sobradinho
de Cisalhamento
Lagoa Grande
REPRESA DE SOBRADINHO
RIO SÃO FRANCISCO
Petrolina
Juazeiro
Sobradinho
Zona
A'
0 10 25 50 km
Coberturas fanerozóicas
Neoproterozóico (~1000-550 Ma)
Suíte Serra da Aldeia
Sienitos tardi a pós-colisionais
Suíte Serra da Esperança
Sienitos sin a tardi-colisionais (~550 Ma)
Suíte Rajada
Ortognaisse a duas micas sincolisional (~630-575 Ma)
Granitóides indiferenciados
Complexo Monte Orebe
Quartzo-xisto, mica-xisto, metagrauvaca, metaritmito
Metabasalto, metachert, metaultramáficas (~820 Ma)
Grupo Casa Nova
Formação Mandacaru
Metagrauvaca, granada-mica xisto
Formação Barra Bonita
Quartzito, mica-xisto,mármore (em azul)
Fm. Santana dos Garrotes
Xisto, metavulcânicas (~640 Ma)
Complexo Brejo Seco
Intrusão acamadada máfico-ultramáfica
Complexo Paulistana
Quarzito, granada-mica xisto metamáficas, metaultramáficas
Suíte Afeição
Augen-gneiss (~1000-960 Ma)
Complexo Santa Filomena
Granada-mica xisto, quartzito, mármore (em azul)
Complexo Morro Branco
Metaritmito, metavulcânicas
Arqueano / Paleoproterozóico
Ortognaisses, granitóides, sequências supracrustais
Cavalgamento
Transcorrência
Foliação S2
Lineação Mineral L2
Foto-lineamento
Rio São Francisco
Cidade
Estrada pav.
Estrada não pavimentada
Divisa Interestadual

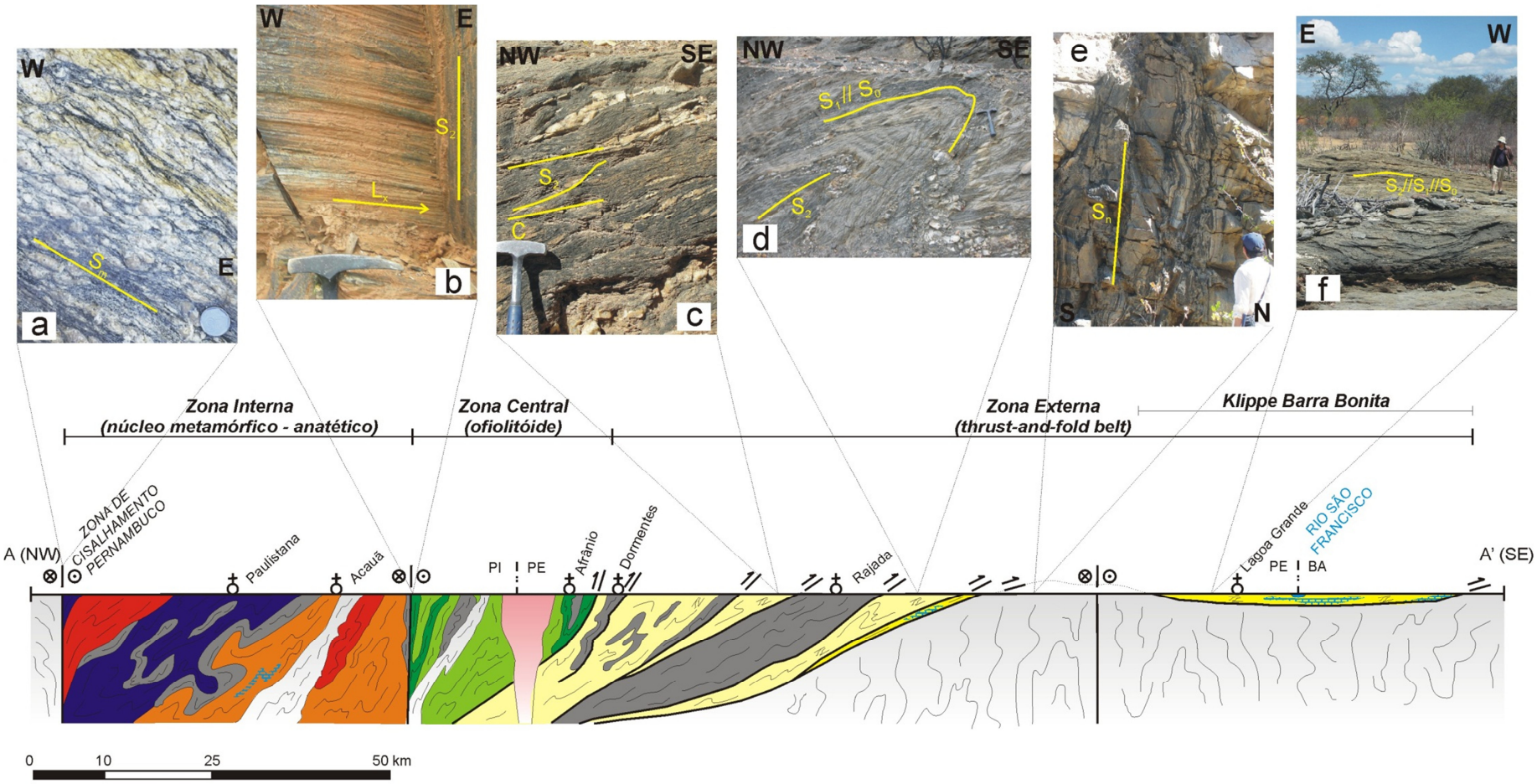

W
E
a
b
c
d
e
f
NW
SE
S
N
Zona Interna
(núcleo metamórfico - anatético)
Zona Central
(ofiolitóide)
Zona Externa
(thrust-and-fold belt)
Klippe Barra Bonita
A (NW)
A' (SE)
ZONA DE CISALHAMENTO PERNAMBUCO
Paulistana
Acauã
PI
PE
Afrânio
Dormentes
Rajada
Lagoa Grande
BA
RIO SÃO FRANCISCO
0
10
25
50 km
Neoproterozóico (~1000-550 Ma)
Complexo Paulistana
Quarzito, xisto metabasalto, metaultramáficas
Complexo Santa Filomena
Granada-mica xisto, mármore (em azul)
Suíte Afeição
Augen-gnaisse (~1000-960 Ma)
Suíte Serra da Aldeia
Sienito tardi a pós-col.
Suíte Rajada
Ortognaisse sin-col.a duas micas (~630-575 Ma)
Trend estrutural
Complexo Monte Orebe
Quartzo-xisto, mica-xisto, metagrauvaca, metaritmito
Metabasalto, metachert, metaultramáficas (~820 Ma)
Empurrão / Cavalgamento
Grupo Casa Nova
Formação Mandacaru
Metagrauvaca, granada-mica xisto
Formação Barra Bonita
Quartzito, mica-xisto,mármore (em azul)
Transcorrência
Embasamento
Arqueano / Paleoproterozóico
Cidade
Divisa Interestadual

Figura 5.1 – Mapa geológico simplificado e seção lito-estrutural da Faixa Riacho do Pontal. a) Ortognaisse do embasamento milonitizado na Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste; b) Xisto verde do Complexo Monte Orebe com foliação sub-vertical e forte lineação de estiramento direcional, BR-407, próximo à Afrânio (ponto FRP011); c) estruturas S-C desenvolvidas em mica-xisto da Formação Mandacaru, próximo ao *thrust* basal Pau-Ferro (FRP271); d) dobra D2 apertada em mica-xistos da Formação Mandacaru, estrada Petrolina – Casa Nova (FRP021); e) migmatito do embasamento com foliação pré-brasiliana sub-vertical, estrada Jutaí – Lagoa Grande (FRP279); f) Mica-xisto da Formação Barra Bonita com foliação S_2 // S_1 // S_0 sub-horizontal, na *klippe* de Barra Bonita, estrada Juazeiro – Curaçá (FRP165).
Mapa parcialmente compilado de Angelim (1988); Gomes (1990); Figuerôa & Silva Filho (1990); Mendes & Silva Filho (1990); Santos & Silva Filho (1990); Gomes & Vasconcelos (1991); Sampaio & Vasconcelos (1991); Prado & Vasconcelos (1991); Angelim (1997); Moraes & Figuerôa (1998); Angelim & Kosin (2001).

Central e Interna, onde fatias migmatíticas encontram-se tectonicamente imbricadas junto às rochas supracrustais da faixa (Figura 5.1).

Na região da represa de Sobradinho, a sul dos cavalgamentos frontais da Faixa Riacho do Pontal, predominam ortognaisses do tipo TTG, com bandas tonalíticas / granodioríticas e leucograníticas, variavelmente migmatizados (bloco Sobradinho; Angelim & Kosin 2001, Dantas *et al.* 2010). Essas rochas são parcialmente recobertas por diversas *klippen* isoladas das *nappes* frontais da faixa dobrada, p. ex. a *klippe* de Barra Bonita. De maneira geral, a deformação impressa nos ortognaisses é exclusivamente mais antiga do que a deformação da Faixa Riacho do Pontal, predominando foliações de alto ângulo de direção NNE-SSW (Figura 5.1e) e estruturas complexas de superposição de dobras do tipo domo e bacia, cogumelo e laço (Figura 5.2a); apenas na zona de contato entre as supracrustais e o embasamento, pode ser notada localmente alguma influência de deformação brasiliana, com o desenvolvimento de uma foliação paralela à foliação de baixo ângulo vergente para sul das *klippen* (Figura 5.1f).

Já nas zonas Interna e Central, o embasamento está claramente envolvido e retrabalhado pela deformação brasiliana, com o desenvolvimento de domos polideformados e lascas que cavalgam as supracrustais, com bandamento gnáissico paralelo à foliação brasiliana das mesmas (Figura 5.1a; 5.2b). Dessa forma, enquanto nas zonas Central e Interna predomina uma tectônica do tipo casca grossa (*thick-skin*), com envolvimento do embasamento na deformação brasiliana, na Zona Externa a tectônica é do tipo casca fina (*thin-skin*), com descolamento das supracrustais de forma relativamente fria sobre seu embasamento e deslocamento expressivo na forma de *nappes* (Figura 5.1)

A maioria dos dados geocronológicos disponíveis sugere uma evolução do bloco Sobradinho principalmente durante o Arqueano (3.5-2.5 Ga), com importante retrabalhamento orogênico Paleoproterozóico (2.2-1.9 Ga; Santos & Silva Filho 1990, Figuerôa & Silva Filho 1990, Barbosa & Dominguez 1996, Barbosa & Sabaté 2004, Dantas *et al.* 2010).

5.2.1. O embasamento na Zona Externa

O embasamento das *nappes* Casa Nova, na região da represa de Sobradinho, é composto pelo bloco Sobradinho, que pode representar a extremidade norte do bloco Gavião do Cráton do São Francisco (Angelim & Kosin 2001, Barbosa & Sabaté 2004, Dantas *et al.* 2010). Nos mapas geológicos do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos da CPRM, as rochas arqueanas e paleoproterozóicas desse bloco foram agrupadas sob diversas denominações. Nos mapas geológicos modernos, a unidade de maior expressão neste contexto é o Complexo Sobradinho – Remanso (Kosin *et al.* 2004), que corresponde ao Complexo Caraíba de Santos & Silva Filho (1990), Figuerôa & Silva Filho (1990), e Gomes (1990), à Subunidade Gnáissica de Prado & Vasconcelos (1991) e Sampaio & Vasconcelos (1991), ao Complexo Ortognáissico Bandado de Angelim (1997) e Moraes & Figuerôa (1998), e ao Complexo Gnáissico-Migmatítico de Angelim & Kosin (2001).

Este complexo engloba principalmente ortognaisses bandados de coloração acinzentada a esbranquiçada, parcialmente migmatizados, com mesossoma de composição tonalítica a granodiorítica e neossoma quartzo-feldspático, além de intercalações locais de anfibolito. Tipicamente, essas rochas apresentam padrões de deformação complexos, com estruturas de interferência do tipo laço, domo e bacia e bumerangue (Figura 5.2a). Intrusivos nos ortognaisses bandados, ocorrem ortognaisses de composição trondhjemítica, tonalítica e granodiorítica, tipicamente leucocráticos, com enclaves máficos e de supracrustais, associados a metabasitos dioríticos ou gabróides, e ainda diques básicos de composição anfibolítica. Um dos corpos de ortognaisse granítico, próximo a Uruais (PE), forneceu uma idade Rb-Sr de 3.3 Ga (Santos & Silva Filho 1990, Figuerôa & Santos 1993); uma amostra de trondhjemito coletada em localidade próxima forneceu uma idade U-Pb em zircão (intercepto superior) de 3.2 Ga (Dantas *et al.* 2010). Na pedreira Riacho da Vitória, uma população de zircões translúcidos retirados de um enclave gabro-diorítico em gnaisse cinza forneceu uma idade concórdia de 3.5 Ga (Dantas *et al.* 2010), o que sugere que provavelmente alguns dos remanescentes de crosta mais antigos da América do Sul estão presentes nesse fragmento cratônico. Idades-modelo T_{DM} entre 3.0 e 3.7 Ga indicam uma proveniência principalmente Arqueana para esse segmento crustal (Dantas *et al.* 2010).

Na região a oeste de Casa Nova (BA), no núcleo da sintaxe de Ponta da Serra (entre Queimada Nova e Lagoa do Barro – PI), destaca-se o Complexo Lagoa do Alegre (Angelim 1997),

composto por uma sequência metassedimentar que compreende micaxistos e paragnaisses com lentes de mármore, quartzitos, metabasitos e formações ferríferas (Unidade Minadorzinho) e uma sequência metavulcanossedimentar químico-exalativa com metamáficas/ultramáficas, metafélsicas, metachert, formação ferrífera, quartzito, xisto e paragnaisse (Unidade Macambira). No contexto da deformação complexa dessas rochas, sobressaem-se zonas de cisalhamento transcorrentes de orientação NNE-SSW, de cinemática tanto destrógira quanto sinistrógira, que podem ter sido reativadas como rampas laterais relacionadas à tectônica compressiva brasiliana vergente para sul da Faixa Riacho do Pontal (Angelim & Kosin 2001). Apesar de não existirem dados geocronológicos confiáveis para esse complexo, acredita-se que sua idade deve ser superior a 2.3 Ga, uma vez que ele é recoberto, na região sul da barragem de Sobradinho, pelas supracrustais do Grupo Colomi, uma sequência químico-carbonática-terrígena que contém formações ferríferas bandadas do tipo Lago Superior, de idade inferida entre 2.3 e 2.0 Ga (Barbosa 1965, Souza *et al.* 1979).

Destaca-se, ainda, nas proximidades da Zona de Cisalhamento de Sobradinho, os complexos Rio Salitre e Serrote da Batateira (Souza *et al.* 1979, Angelim & Kosin 2001). O primeiro foi redefinido como uma sequência do tipo granito-greenstone (Ribeiro & Silva 1998), que congrega uma sequência terrígena dominada por quartzitos, metamáficas contendo estruturas do tipo *pillow*, metaultramáficas, metavulcânicas félsicas, metacherts, filitos grafitosos e acizentados, e metadolomitos. Esse complexo é intrudido por granitoides datados em cerca de 2.6 Ga (Rb-Sr; Jardim de Sá 1994, Silva 1996). O Complexo Serrote da Batateira é composto por quartzo-xistos, quartzitos, metadolomitos, metacherts, restritos níveis de metamáficas, e rochas calcissilicáticas com níveis argilosas que contêm importantes mineralizações fosfatadas, a sudoeste de Juazeiro.

A norte de Petrolina, ocorrem intrusões alcalinas tardi-orogênicas de K-feldspato granitos, sieno e monzogranitos, englobados na suíte intrusiva Couro de Onça, e datados em cerca de 2.1 Ga (Figuerôa & Silva Filho 1990, Plá Cid *et al.* 2000b). No Bloco de Sobradinho, destacam-se ainda pelo menos duas gerações de diques máficos / ultramáficos que cortam o embasamento gnáissico-migmatítico, porém não afetam as rochas metassedimentares da Faixa Riacho do Pontal (Angelim & Kosin 2001). Dessa forma, credita-se uma idade arqueana a paleoproterozóica para esses enxames de diques, o primeiro de direção aproximada N-S e o segundo, mais novo, de direção NE-SW, NNE-SSW e menos frequentemente, NW-SE. O segundo enxame corta granitos paleoproterozóicos na região da Zona de Cisalhamento Sobradinho, e portanto deve representar uma fase final distensiva relacionada ao evento magmático rhyaciano que afetou a região (Souza *et al.* 1979, Figuerôa & Silva Filho 1990, Santos & Silva Filho 1990).

No extremo leste da faixa dobrada, na região a leste de Santa Cruz (PE), o embasamento é caracterizado pelos complexos Cabrobó e Belém do São Francisco (Santos 1998, Angelim & Kosin

2001), inseridos no contexto do Domínio Pernambuco / Alagoas. O primeiro complexo congrega uma sequência metavulcanossedimentar composta por xistos, biotita-gnaisse, metamáficas, metacalcários, calcissilicáticas, quartzitos e metagrauvacas turbidíticas, enquanto o segundo é composto predominantemente por ortognaisses e migmatitos (Santos 1998). Isócronas Rb-Sr apresentadas por Lima *et al.* (1985) ao redor de 1.0 Ga e uma idade modelo T_{DM} de 1.33 Ga (Santos 1998) sugerem uma idade mesoproterozóica para ambos os complexos.

5.2.2. O embasamento nas zonas Central e Interna

Na porção central da faixa dobrada, entre as cidades de Afrânio e Paulistana, o embasamento aflora na forma de fatias migmatíticas intercaladas nas zonas Interna e Central (Complexo Morro do Estreito; Kosin *et al.* 2004). O Complexo Morro do Estreito é composto principalmente por ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, parcialmente migmatizados, com intercalações locais de supracrustais, tais como xistos aluminosos contendo granada e cordierita. As principais ocorrências são a norte de Afrânio, onde o migmatito aflora na forma de um domo polideformado (Serra Dois Irmãos, Figura 5.2b), em contato complexo com um granito sin-colisional neoproterozóico da Suíte Rajada; a norte de Betânia (PI) / noroeste de Santa Filomena (PE), onde ocorre um corpo de biotita-hornblenda ortognaisse bandado de composição tonalítica a sienogranítica contendo enclaves máficos deformados; e na região de Acauã, a sudeste de Paulistana, onde os gnaisses ocorrem tectonicamente imbricados em meio à sequência metassedimentar do Complexo Santa Filomena. Gava *et al.* (1983) apresentam uma idade Rb-Sr de 1.9 Ga para o corpo a noroeste de Santa Filomena (Morro do Estreito), que ocorre no núcleo de uma estrutura anticlinal truncada a norte pela Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste (Figura 5.1).

A norte da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste, ocorre uma faixa extensa de aproximadamente 4 km de largura e direção E-W, intensamente deformada devido ao cisalhamento nessa zona, que compreende rochas de alto grau metamórfico do embasamento, além de restos de supracrustais tais como xistos, quartzitos, mármores e calcissilicáticas (Gomes & Vasconcelos 1991). Essas rochas foram referidas como Complexo Monteiro por Gava *et al.* (1983), e seriam o substrato das sequências supracrustais das faixas Riacho do Pontal, a sul, e Cachoeirinha (hoje conhecida como Piancó - Alto Brígida), a norte. Tratam-se de fatias do embasamento Arqueano-Paleoproterozóico intensamente retrabalhadas durante o ciclo Brasiliano, principalmente nos estágios finais, de escape lateral e movimentação transcorrente.

É importante ressaltar que, em trabalhos mais antigos, grande parte da região ao redor de Paulistana era considerada como parte do embasamento gnáissico-migmatítico das supracrustais da Faixa Riacho do Pontal (Maciço Migmatítico-Granitóide de Paulistana; Santos & Caldasso 1978).

Com o avanço dos trabalhos, posteriormente foi identificado que essa região na verdade é caracterizada por uma sequência metavulcanossedimentar, que viria a ser individualizada como Complexo Paulistana (Gava *et al.* 1983, Gomes & Vasconcelos 1991).

5.3. Zona Interna

A Zona Interna da Faixa Riacho do Pontal (Figura 5.1) é composta por sequências metavulcanossedimentares (complexos Paulistana, Santa Filomena e Morro Branco), que são intrudidas por várias gerações de suítes ígneas, incluindo: complexos máfico-ultramáficos (de Brejo Seco e São Francisco de Assis), granitos sin-colisionais (suítes Afeição e Rajada) e granitos alcalinos tardi a pós-colisionais (Suíte Serra da Aldeia). Esse domínio pode ser subdividido em dois sub-domínios, de características estratigráficas, estruturais e metamórficas contrastantes: Os domínios Paulistana / Santa Filomena, a leste, e Morro Branco, a oeste. O contato entre todas as unidades em questão é invariavelmente tectônico (zonas de cisalhamento de empurrão).

5.3.1. Sub-domínio Santa Filomena / Paulistana

Gomes & Vasconcelos (1991) e Angelim & Kosin (2001) propõem que as unidades metassedimentares (com contribuição magmática local) da porção norte da Faixa Riacho do Pontal sejam separadas em duas unidades distintas, os complexos Santa Filomena e Paulistana, em contraste a trabalhos anteriores em que todas essas unidades eram englobadas no Complexo Casa Nova (Angelim 1988). Geralmente, essas unidades estão metamorfizadas na fácies xisto verde médio a anfibolito alto, com um padrão estrutural complexo, pelo menos duas foliações secundárias e dobramento apertado a isoclinal. Os dois complexos se distinguem pela maior quantidade de rochas metaígneas no Complexo Paulistana, enquanto essas são apenas esporádicas no Complexo Santa Filomena.

Embora na proposição original, essas unidades representariam fácies integrantes da sedimentação do Complexo Casa Nova (Angelim 1988, Gomes & Vasconcelos 1991), Angelim & Kosin (2001) inferem uma idade mesoproterozóica para as mesmas, baseados nas idades U-Pb e Rb-Sr do augen-gnaisse Afeição, em torno de 0.9-1.0 Ga (Jardim de Sá *et al.* 1988; Van Schmus *et al.* 1995), ao interpretar que esses augen-gnaisses representam rochas intrusivas naqueles complexos. Porém, não existem ainda dados geocronológicos confiáveis para a idade de sedimentação e magmatismo destes complexos, e as relações de contato entre os corpos da Suíte Afeição e as rochas encaixantes são apenas parcialmente compreendidas.

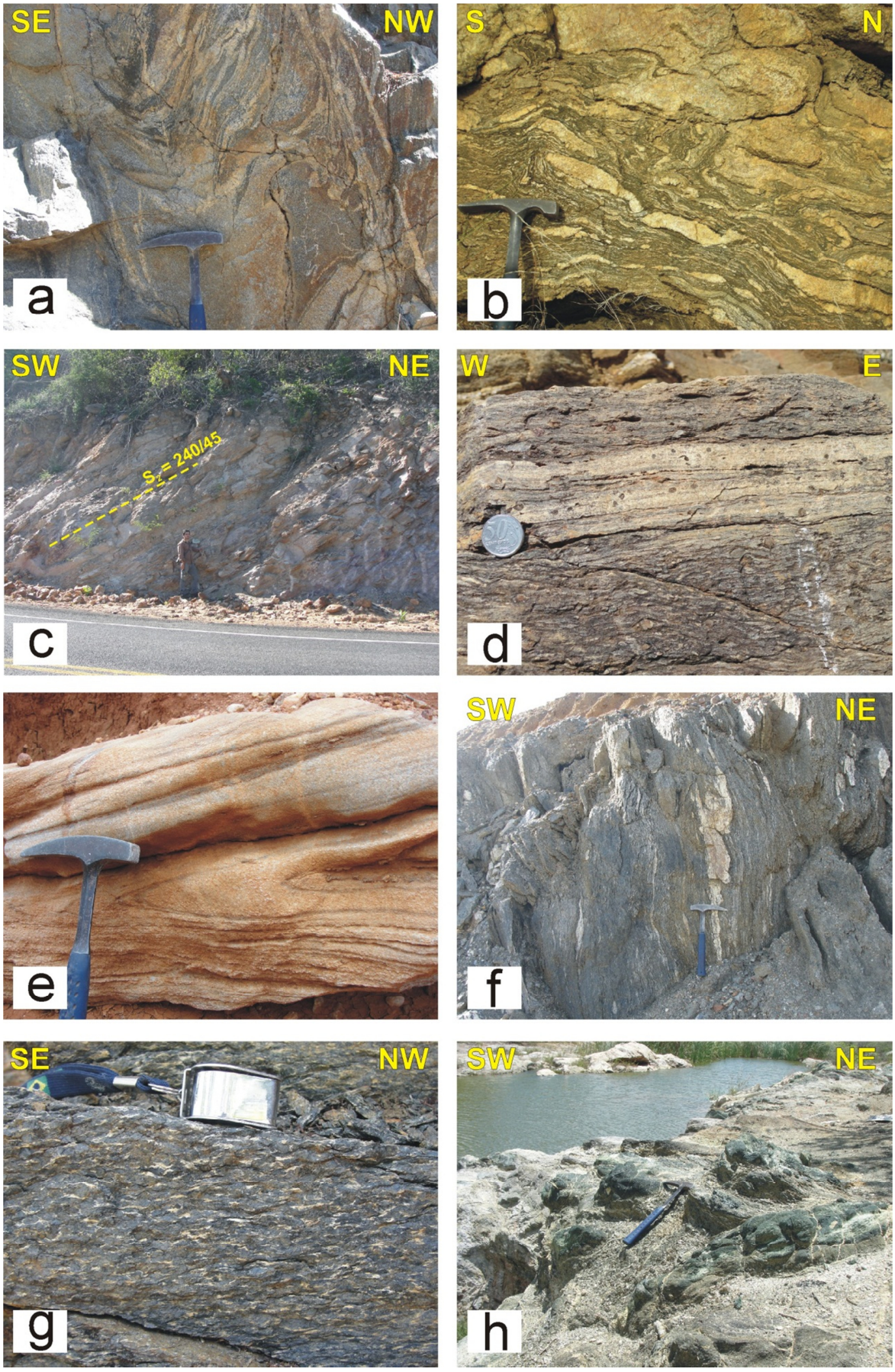

SE
NW
a
S
N
b
SW
NE
S_2 = 240/45
c
W
E
d
e
SW
NE
f
SE
NW
g
SW
NE
h

Figura 5.2 - a) Migmatito do Complexo Sobradinho – Remanso, Zona Externa, na estrada Lagoa Grande / Jutaí, ponto FRP280. Notar estrutura de redobramento do tipo cogumelo à direita do martelo; b) migmatito do Complexo Morro do Estreito na Serra Dois Irmãos, a norte de Afrânio, ponto FRP086 (Zona Central); c) muscovita-quartzito turmalinífero do Complexo Santa Filomena, Morro do Torto, estrada Paulistana-Betânia, ponto FRP332; d) intercalação de camada arenosa (granada-quartzo xisto) em granada-mica xisto do Complexo Santa Filomena, próximo ao povoado Tigre, estrada Paulistana – São Francisco de Assis, ponto FRP169; e) dobra isoclinal em mármore calcítico grosso do Complexo Santa Filomena, estrada Santa Filomena – Betânia, ponto FRP080; f) granada-mica xisto do Complexo Paulistana, intensamente injetado por veios leucocráticos (estrutura estromática ou *lit-par-lit*), ferrovia Transnordestina (estrada da Odebrecht), ponto FRP314; g) anfibolito grosso foliado do Complexo Paulistana no riacho do Saco, ponto FRP316; h) aspecto de afloramento de xistos ultramáficos do Complexo Paulistana no açude do Ingazeiro, Paulistana (FRP015).

5.3.1.1. Complexo Santa Filomena

O Complexo Santa Filomena é a unidade mais extensa da Zona Interna, com bons afloramentos ao redor das cidades de Paulistana, Betânia e Santa Filomena. Esse complexo é composto principalmente por muscovita-biotita xistos, com frequentes venulações de quartzo, localmente contendo porfiroblastos de granada (Figura 5.2d), cianita, estaurolita, cordierita e/ou sillimanita, além de oligoclásio. Intercalações de mármores calcíticos, que gradam para calco-xistos, são também comuns, p. ex. na estrada Betânia – Santa Filomena (Figura 5.2e). Muito localmente, lentes de xisto metabásico ocorrem (tremolita-actinolita xistos, por vezes ricos em granada), especialmente na estrada Monte Orebe – Acauã, na maioria das vezes altamente intemperizadas. Nas proximidades da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste, sillimanita-biotita-granada xistos predominam, com agregados de sillimanita fibrosa orientados na direção E-W / horizontal (Figura 6.5e, f), sugerindo movimentação transcorrente nesses xistos miloníticos de média a alta temperatura.

Em contato com o corpo migmatítico do embasamento (Complexo Morro do Estreito) a norte de Betânia, ocorre muscovita-quartzito turmalinífero contendo feldspatos caulinizados, fortemente lineado, que sustenta pequenas elevações tais como os morros Torto e do Boqueirão, na estrada Paulistana – Betânia (Figura 5.2c). Acima do quartzito, ocorre a sequência de xistos que predomina no Complexo Santa Filomena. Os xistos são prateados a cinza-azulados, médios a grossos, e comumente contêm porfiroblastos de granada de até 1.5-2 cm de diâmetro (Figura 5.2d). Além de oligoclásio, de distribuição irregular, e dos aluminossilicatos já citados (estaurolita,

cordierita, sillimanita, cianita), localmente o xisto é rico em turmalina, principalmente em zonas de deformação concentrada, tal como a Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste.

Intercalados a esses xistos, ocorrem lentes decamétricas de mármore calcítico (Figura 5.2e), de aspecto bandado, com bandas cinza-claro e esbranquiçadas, compostas essencialmente por calcita com textura sacaroidal, localmente com impurezas de quartzo, grafita e micas; localmente, podem ocorrer ainda faixas com actinolita, diopsídio e plagioclásio, configurando uma rocha calcissilicática (metamarga). Ainda, de forma esporádica e formando pequenas lentes intercaladas aos mica xistos, ocorrem xistos metabásicos compostos por tremolita-actinolita, plagioclásio, epidoto / zoisita, clorita, e esporadicamente ricos em granada e turmalina, via de regra bastante intemperizados.

Os contatos do Complexo Santa Filomena com o embasamento são ou discordantes ou tectônicos, com a formação de zonas de milonitização. Com as outras unidades, via de regra os contatos são tectônicos, marcados por zonas de cisalhamento compressivas, exceto nos arredores da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste, onde os contatos são transcorrentes.

Embora não existam ainda dados geocronológicos concretos para a idade de sedimentação do Complexo Santa Filomena, localmente observam-se soleiras de augen-gnaisse, presumivelmente correlatas à Suíte Afeição, intercaladas nos mica xistos, por exemplo no cruzamento do riacho da Carnaíba com a estrada Acauã – Monte Orebe (Figura 5.4e, f). Isto pode indicar que a idade de sedimentação do Complexo Santa Filomena é maior ou igual a aproximadamente 1,000 - 960 Ma, segundo os dados geocronológicos obtidos para a Suíte Afeição (Jardim de Sá *et al.* 1988, Van Schmus *et al.* 1995, Freitas & Sachs 2012). Localmente, xenólitos de mica xisto, presumivelmente do Complexo Santa Filomena, são também observados no seio da massa granítica dos augen-gnaisses (Figura 5.4d).

5.3.1.2. Complexo Paulistana

O Complexo Paulistana é uma sequência metaplutonovulcanossedimentar que aflora nos arredores da cidade homônima (Gomes & Vasconcelos 1991), nos flancos de uma estrutura antiformal em cujo centro encontra-se um corpo de granito-pórfiro / augen-gnaisse da Suíte Afeição (Figura 5.1). Essa sequência é composta principalmente por rochas metassedimentares detríticas onde predominam granada-mica xistos prateados a acinzentados, localmente com andaluzita, cordierita e sillimanita; muscovita-quartzo xistos; camadas possantes de muscovita quartzitos, principalmente a sudeste de Paulistana (Serra da Topa); e camadas de metachert, por vezes rico em ferro, espacialmente relacionadas a camadas lenticulares de rochas metabásicas e metaultrabásicas.

Localmente, os mica-xistos encontram-se intensamente injetados por veios leucocráticos, conferindo um aspecto migmatítico estromático ou estrutura do tipo *lit-par-lit* (Figura 5.4f).

A estrutura antiformal na qual aflora o Complexo Paulistana tem um formato hemi-elipsoidal na direção NW-SE, porém nos arredores da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste, que trunca essa estrutura a norte, ela é defletida na direção NE-SW, refletindo a movimentação destrógira da zona de cisalhamento.

A seção metaplutonovulcânica (Figura 5.2g, h) é composta por xistos verdes (metabasaltos) e anfibolitos (metagabros) associados com xistos magnesianos, ultramáficos (talco-xistos, clorita-xistos e tremolititos, às vezes com tremolitas radiais centimétricas). Essas rochas metaígneas afloram em lentes concordantes de dezenas a centenas de metros de espessura, intercaladas nos mica-xistos que predominam no Complexo Paulistana, principalmente na estrada Paulistana – São Francisco de Assis. Boas exposições das máficas e ultramáficas ocorrem nos leitos dos riachos Serra Branca, riacho do Saco (Figura 5.2g), e riacho Moquém, um tributário do riacho Tanquinho, a SW do açude público de Ingazeiro. Próximo à fazenda Serra Branca, Gomes & Vasconcelos (1991) descrevem afloramentos de xistos metabásicos intercalados a granada-biotita xistos, todo o pacote cortado discordantemente por diques metadacíticos porfiríticos, de idade e significado tectônico desconhecidos. Os anfibolitos e xistos verdes são compostos principalmente por actinolita-tremolita, hornblenda e plagioclásio parcialmente epidotizado, com augita, quartzo, esfeno, apatita, clorita, biotita e opacos como principais acessórios. Boas exposições de rochas máfico-ultramáficas, metachert e rochas metassedimentares do Complexo Paulistana ocorrem também no sangradouro do açude público de Ingazeiro (Figura 5.2h), tectonicamente intercaladas aos gnaisses da Suíte Rajada.

Gomes & Vasconcelos (1991) apresentaram dados litoquímicos preliminares para as rochas metabásicas do Complexo Paulistana, porém deixando claro as limitações da análise desses dados devido ao reduzido número de amostras analisadas e à modificações no quimismo original. Esses autores interpretaram uma afiliação predominantemente calci-alcalina para esses metabasaltos, apesar das amostras apresentarem grande espalhamento nos diagramas de afinidade geoquímica e de ambiência tectônica.

Os contatos do Complexo Paulistana com as outras unidades da Zona Interna são normalmente por zonas de cisalhamento contracionais. Essas descontinuidades estruturais formaram canais de intrusão preferencial para os granitoides da Suíte Rajada, durante o evento compressivo principal da Faixa Riacho do Pontal. Dessa forma, as zonas de contato do Complexo Paulistana estão intensamente permeadas por intrusões alongadas e complexamente deformadas de granitoides da Suíte Rajada, por exemplo no açude público do Ingazeiro.

Não existem ainda dados geocronológicos concretos para a idade de sedimentação / magmatismo do Complexo Paulistana, e os contatos com os granitóides (inclusive da Suíte Afeição)

são geralmente tectônicos, via zonas de cisalhamento de empurrão, o que dificulta o estabelecimento das relações crono-estratigráficas.

5.3.2. Sub-domínio Morro Branco

Entre as cidades de Capitão Gervásio Oliveira e São Francisco de Assis (PI), uma sequência metavulcanossedimentar, geralmente de baixo grau, predomina por aproximadamente 60 km em uma direção aproximadamente NE-SW (Figura 5.1). Em trabalhos anteriores, todo esse pacote estratigráfico era agrupado sob a denominação "Grupo Brejo Seco" (Gava *et al.* 1983) ou "sequência metaplutonovulcanosedimentar Brejo Seco" (Marimon 1990). Neste trabalho, essa denominação é preterida em favor da separação dos corpos máficos-ultramáficos intrusivos (a porção "plutônica" da sequência) das rochas metavulcanossedimentares encaixantes, que serão daqui pra frente denominadas Complexo Morro Branco, de acordo com a localidade a oeste de Capitão Gervásio Oliveira onde essas rochas melhor afloram. Os complexos máfico-ultramáficos de Brejo Seco, a sudoeste, e São Francisco de Assis, a nordeste, representam intrusões nessa sequência metavulcanossedimentar e serão tratados separadamente.

5.3.2.1. Complexo Morro Branco

O Complexo Morro Branco é composto principalmente por metarritmitos finamente laminados, quartzo-mica xisto, filito, metachert, quartzito, metabasaltos amigdaloidais, metavulcânicas intermediárias a ácidas, metatufos básicos a ácidos, e, localmente, grafita-xisto, especialmente ao redor de São Francisco de Assis. Localmente, uma estrutura sedimentar ritmicamente laminada pode ser reconhecida, sugerindo deposição por correntes de turbidez diluídas (Figura 5.3b).

Os mica-xistos finos encontram-se por muitas vezes crenulados (Figura 5.3b), e são formados principalmente por quartzo, biotita, clorita e muscovita. Os quartzitos, de coloração rósea a esbranquiçada, ocorrem em pequenos serrotes alongados, compostos principalmente por quartzo e muscovita.

A seção metavulcânica é dominada por rochas metabásicas, que ocorrem em maior volume que as rochas ácidas e intermediárias. As metavulcânicas máficas compreendem faixas de metabasaltos maciços a foliados, por muitas vezes amigdaloidais, de coloração cinza-esverdeada, parcialmente a intensamente epidotizados. As amígdalas são preenchidas por quartzo, epidoto e carbonatos. Podem ainda ocorrer metabasaltos cisalhados, fortemente foliados, ou maciços, sem a presença de amígdalas. Essas rochas são compostas por actinolita, plagioclásio altamente

epidotizado e quartzo, com biotita, clorita, opacos, carbonato, apatita, esfeno, rutilo e leucoxênio como acessórios mais comuns. A actinolita está comumente alterada para biotita e clorita nas bordas. Localmente, a apatita é um acessório bastante disseminado e abundante.

As metavulcânicas intermediárias a ácidas compreendem metariodacito, metadacito, metariolito e metatufos de cristais. Ocorrem principalmente na região de Morro Branco e a oeste de Mata Pasto, localidades a oeste de Capitão Gervásio Oliveira. São geralmente rochas finas de coloração esverdeada, cinza, esbranquiçada ou amarelada e fortemente xistificadas. São compostas por quartzo, plagioclásio, microclina, sericita, opacos, clorita e biotita. A textura é normalmente porfiroclástica, com feldspatos subédricos a euédricos imersos em uma matriz orientada fina, às vezes apresentando *glass shards* devitrificados (Marimon 1990).

Marimon (1990) propõe uma subdivisão das rochas supracrustais na região de Brejo Seco, que correspondem ao Complexo Morro Branco aqui definido, em três "domínios", ou conjuntos de litologias com características petrográficas semelhantes, independentemente da posição estratigráfica: Os domínios vulcânico, sedimentar turbidítico, e sedimentar arenítico.

O contato do Complexo Morro Branco com o Grupo Casa Nova, a sul, é marcado por uma zona de cisalhamento contracional de direção E-W e mergulho para sul, evidenciada pelo desenvolvimento de milonitos a sul de Capitão Gervásio Oliveira, na estrada para Dom Inocêncio (PI).

Uma soleira de granito intercalada aos metarritmitos do Complexo Morro Branco, no riacho do Maravilha, a oeste de Capitão Gervásio Oliveira, foi datada no presente trabalho (U-Pb LA-ICP-MS) em 1.001,8 ± 4,5 Ma (Capítulo 9), o que sugere que a deposição dos sedimentos e o magmatismo do Complexo Morro Branco devem ser de idade igual ou maior do que essa.

5.3.2.2. Complexo Brejo Seco

O Complexo Brejo Seco é uma intrusão máfico-ultramáfica de tamanho médio, com aproximadamente 10 km de comprimento na direção E-W, que está tectonicamente intercalada às rochas metavulcanossedimentares do Complexo Morro Branco a oeste de Capitão Gervásio Oliveira. Da base para o topo, o complexo é composto por: Uma unidade basal máfica, de pouca espessura (gabros e troctolitos), dunito variavelmente serpentinizado (Figura 5.3c), troctolitos bandados (Figura 5.3d, e), olivina-gabros esparsos, gabros acamadados (Figura 5.3f), leucogabro, raros anortositos, ilmenita-gabro, e, no topo, um horizonte de ilmenita-magnetitito. O complexo inteiro, de aproximadamente 3 km de espessura, está tectonicamente invertido, com as unidades ultramáficas basais (a norte) acima das unidades máficas de topo (a sul). Diques básicos de granulação fanerítica fina a afanítica intrudem toda a sequência máfica-ultramáfica e podem estar

relacionados a atividade magmática tardia rasa, com diabásios amigdaloidais cortando a sequência de gabros acamadados superior.

Tanto o contato norte quanto o contato sul são marcados por zonas de cisalhamento contracionais de direção E-W, com movimento de topo para o sul, a norte pela milonitização dos gabros basais gerando um xisto verde milonítico; e a sul por um granito sin-colisional (Suíte Rajada) com estruturas do tipo S-C e outras feições miloníticas; esse granito de formato tabular separa as unidades do complexo máfico-ultramáfico a norte das rochas metassedimentares do Complexo Morro Branco a sul.

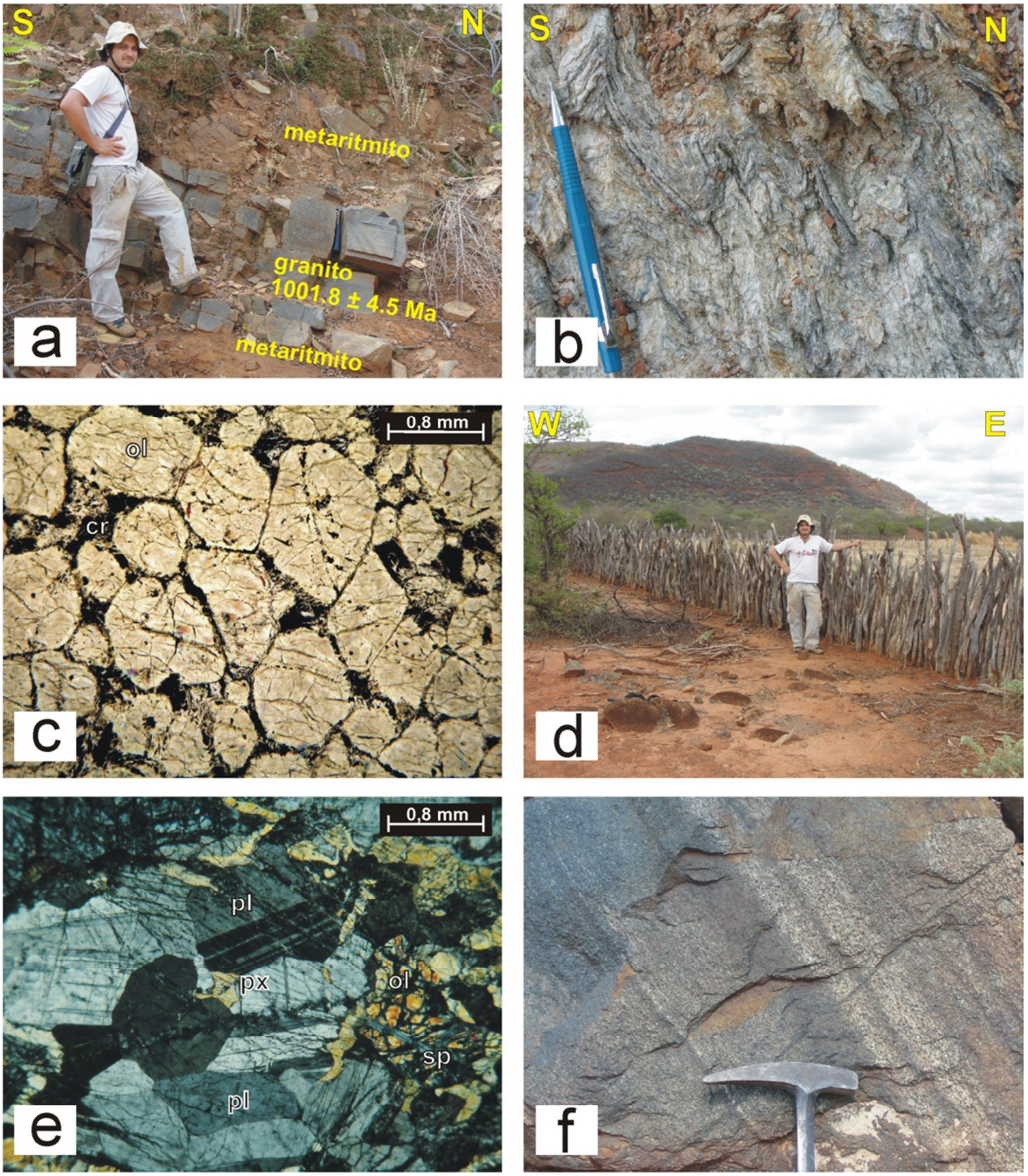


Figura 5.3 - a) Soleira de granito intercalada a metarritmitos do Complexo Morro Branco, no riacho da Maravilha, a oeste de Capitão Gervásio Oliveira (ponto FRP122); o granito foi datado em 1.001,8 ± 4,5 Ma (Capítulo 9); b) metarritmito crenulado do Complexo Morro Branco na localidade homônima, ponto SSS048; c) fotomicrografia de dunito adcumulático do Complexo Brejo Seco, ponto FRP228, córrego no sopé do morro do Bacamarte (platô do Brejo Seco) Olivina parcialmente serpentinizada (ol) e cromita (cr) cumulus; d) ao fundo, platô laterítico do Brejo Seco, desenvolvido sobre a zona ultramáfica do complexo homônimo (visada para norte); em primeiro plano, afloramento de troctolito da zona máfica, ponto FRP118; e) fotomicrografia de troctolito do ponto FRP118, Complexo Brejo Seco, composto por olivina (ol) parcialmente serpentinizada (sp) e plagioclásio (pl) cumulus e, em menor quantidade, piroxênio (px) intercumulus; f) gabro / leucogabro acamadado do Complexo Brejo Seco, ponto FRP233.

Dados geoquímicos preliminares foram interpretados como sugestivos de uma afinidade tholeítica relacionada a um arco-de-ilhas para as rochas do Complexo Brejo Seco (Marimon 1990). Porém, até agora não foram realizados estudos sistemáticos sobre a evolução petrogenética e litoquímica do Complexo Brejo Seco. Um dos problemas desta interpretação é que amostras das rochas metavulcânicas das sequências encaixantes (Complexo Morro Branco no presente trabalho) foram consideradas em conjunto com as amostras plutônicas do complexo intrusivo; porém não existem evidências para a cogeneticidade entre essas duas unidades. A litoestratigrafia, petrografia, geoquímica, geocronologia e evolução petrogenética deste complexo são alvos de estudos em andamento (Salgado, S.S., dissertação de mestrado). Acima da zona ultramáfica, uma cobertura laterítica espessa é desenvolvida (Figura 5.3d), com importantes depósitos de níquel secundário (Santos 1984).

5.3.2.3. Complexo São Francisco de Assis

Aproximadamente 40 km a nordeste do Complexo Brejo Seco, ao redor da cidade de São Francisco de Assis, afloramentos esparsos de rochas máficas e ultramáficas podem ser encontrados, principalmente em ravinas e leitos de drenagens secas, uma vez que essa região é essencialmente plana e muito pobre em afloramentos. Os raros afloramentos que podem ser encontrados são de gabro grosso e serpentinito. Se uma correlação entre os complexos de Brejo Seco e São Francisco de Assis é admitida, então a zona de influência do magmatismo máfico-ultramáfico na porção noroeste da Faixa Riacho do Pontal se estenderia por mais de 60 km na direção NE-SW. Essa correlação aguarda por confirmação através de análises petrográficas e químicas.

5.3.3. Suíte Afeição

Uma das principais características da Zona Interna é a presença de abundantes corpos de augen-gnaisse e granitos pórfiros, englobados na Suíte Afeição (Angelim 1988). Esses granitóides são intrusivos, cavalgam ou servem de embasamento para as rochas supracrustais dos complexos Santa Filomena, Paulistana e Morro Branco, intrudem ortognaisses e migmatitos do Complexo Morro do Estreito, ou são intrudidos e justapostos tectonicamente aos granitóides brasilianos sin-colisionais da Suíte Rajada.

Os corpos da Suíte Afeição tem formato de diápiros ou são alongados, normalmente com uma foliação conspícua anastomosada ao redor de *augen* de K-feldspato (Figura 5.4a, b, c). Essa foliação é em geral concordante à foliação principal nas rochas encaixantes. Localmente, porém, a rocha é virtualmente indeformada, principalmente na porção central dos plútons, onde granitos pórfiros podem ser encontrados. Dessa forma, a Suíte Afeição engloba tanto os augen-ortognaisses (PIγ1C) quanto os metagranitóides porfiríticos (PSγ2) de Gomes & Vasconcelos (1991). Enquanto na maior parte da Zona Interna a foliação anastomosada dos plútons é tangencial, próximo à Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste os augen-gnaisses são envolvidos na deformação transcorrente destrógira do final do ciclo Brasiliano, gerando protomilonitos a milonitos, de acordo com a progressão da deformação quando se aproxima da zona de cisalhamento.

A Suíte Afeição compreende principalmente augen-gnaisses de composição granítica a granodiorítica, localmente alcançando termos monzo a sienograníticos, compostos por microclina, plagioclásio, quartzo e biotita, com granada, zircão, allanita e turmalina como as fases acessórias principais Os *augen* de K-feldspato podem alcançar até 3 cm de comprimento na matriz fina a média (Figura 5.4a, b, c).

As relações de contato da Suíte Afeição com as rochas encaixantes, principalmente dos complexos Paulistana e Santa Filomena, são um problema difícil e de primeira importância. Normalmente, os contatos dos corpos Afeição mostram formas amebóides, com apófises ou apêndices alongados que se interdigitam em planta tanto às rochas metassedimentares quanto aos granitóides da Suíte Rajada, com quem os plútons Afeição estão quase sempre intimamente ligados. Essas geometrias, porém, podem não indicar estruturas primárias, mas sim o reflexo de uma deformação brasiliana complexa envolvendo domos de embasamento e as supracrustais proterozóicas, como ocorre por exemplo na estrutura da Serra Dois Irmãos, a norte de Afrânio (Figura 5.1).

Por outro lado, xenólitos de mica-xistos e rochas metabásicas são encontrados no seio da massa granítica dos augen-gnaisses. Angelim (1988), Gomes & Vasconcelos (1991) e Angelim &

Kosin (2001) interpretam esses xenólitos como pertencentes aos complexos Paulistana e Santa Filomena, que dessa forma seriam mais velhos do que os augen-gnaisse Afeição (Figura 5.4d).

Embora o entendimento das relações de contato entre a Suíte Afeição e o Complexo Paulistana aguardem ainda por um refinamento e por dados cronológicos concretos, as evidências de que a Suíte Afeição é mais nova do que os complexos Santa Filomena e Morro Branco, por outro lado, são mais convincentes. No riacho da Carnaíba, a leste de Acauã, por exemplo, ocorre uma soleira de augen-gnaisse intrudida em granada-mica xistos do Complexo Santa Filomena (Figura 5.4e, f). A proximidade com um dos principais corpos da Suíte Afeição, na fazenda homônima a norte, sugere que essa soleira represente uma apófise projetada deste batólito. O mesmo ocorre com o Complexo Morro Branco, que é intrudido por um granito datado em cerca de 1,000 Ma no riacho da Maravilha, a oeste de Capitão Gervásio Oliveira, e portanto considerado como parte da Suíte Afeição (Figura 5.3a).

O significado da Suíte Afeição é uma das questões mais importantes no contexto geotectônico da Faixa Riacho do Pontal. Como dito anteriormente, idades U-Pb e Rb-Sr indicam que esses plútons foram cristalizados em torno de 1,000 - 960 Ma (Jardim de Sá *et al.* 1988, Van Schmus *et al.* 1995, Freitas & Sachs 2012). Dessa forma, são necessários estudos petrográficos, litoquímicos e geocronológicos, de forma a compreender o papel dessas intrusões na Orogênese Cariris Velhos, na evolução geodinâmica da Faixa Riacho do Pontal e da porção sul da Província Borborema em geral.

5.4. Zona Central

A Zona Central da Faixa Riacho do Pontal é caracterizada por uma estrutura sinformal de direção leste-oeste e aproximadamente 100 km de comprimento, com 10 a 20 km de largura na sua porção central, entre as cidades de Afrânio e Paulistana. Essa chamada “sinforme de Monte Orebe” (Kreysing *et al.* 1973, Angelim 1988, Moraes 1992) separa as zonas Interna e Externa da faixa dobrada.

5.4.1. Complexo Monte Orebe

O Complexo Monte Orebe é uma sequência metavulcanossedimentar composta principalmente por metavulcânicas básicas (xistos-verdes a actinolita, anfibolitos, metatufos), intercalados a metachert (localmente rico em ferro), granada-mica xisto, grauvaca e quartzo-xisto. Mapeamentos prévios realizados pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil demonstraram que essa unidade pode ser subdividida em duas sequências principais (Figura 5.1; Santos & Caldasso 1978,

Angelim *et al.* 1988, Moraes 1992, Bizzi *et al.* 2007): a primeira dominada por metavulcânicas básicas, localmente com intercalações de rochas metaultramáficas e metassedimentares (principalmente metachert, mica-xistos avermelhados e quartzo-xistos), e a segunda dominada por rochas metassedimentares, tais como quartzo-mica xistos, metarritmitos, metagrauvaca e intercalações calcissilicáticas.

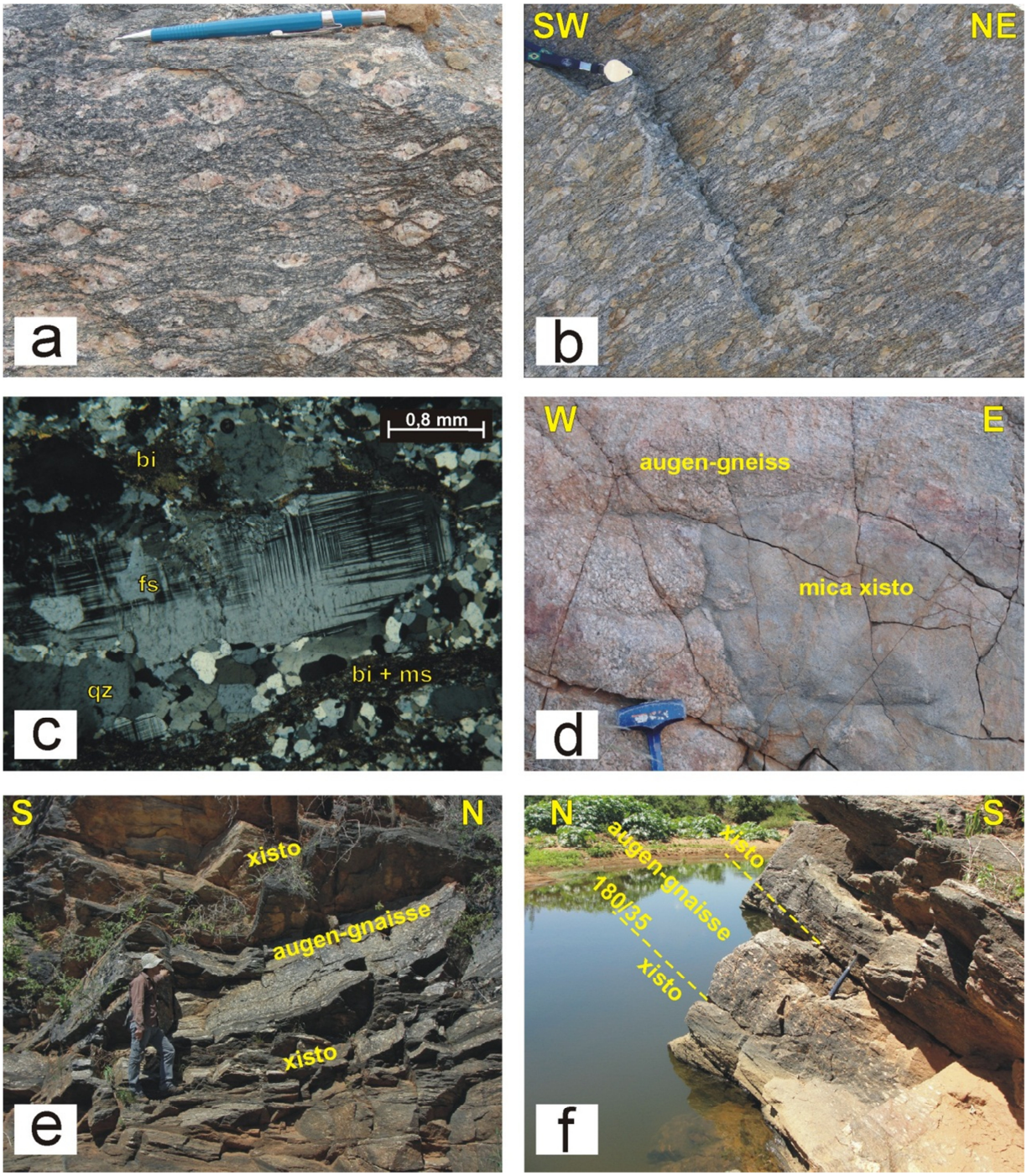


Figura 5.4 – a) Augen-gnaisse da Suíte Afeição, ponto FRP144, estrada Paulistana-Betânia; b) augen-gnaisse da Suíte Afeição com forte estiramento dos *augen* de feldspato potássico, próximo ao contato tectônico (zona de cisalhamento de empurrão) com o Complexo Paulistana. Ponto FRP313, ferrovia Transnordestina; c) fotomicrografia de augen-gnaisse sob polarizadores cruzados, com destaque para *augen* de k-feldspato alongado (fs), com geminação polissintética em cunha (*tapering*) gerada pela deformação do pórfiro original. Ponto FRP142A (estrada Paulistana – Betânia); d) xenólito de mica-xisto do Complexo Santa Filomena (à direita da marreta) em augen-gnaisse da Suíte Afeição, BR-407; e) soleira de augen-gnaisse em granada-mica xisto do Complexo Santa Filomena, riacho da Carnaíba, estrada Monte Orebe – Acauã, ponto FRP327; f) detalhe de e).

As camadas de metachert, mais competentes, suportam a topografia de pequenas serras e morrotes entre as cidades de Afrânio e Caboclo (PE), delineando os flancos de dobras normais com eixo ENE-WSW, em contraste aos domínios dominantemente vulcânicos que estão invariavelmente mais intemperizados e suportam uma topografia suave a arredondada na porção central das dobras. Camadas individuais de metachert podem atingir até 3 m de espessura (p. ex. na rodovia BR-407, próximo à divisa PI-PE; Figura 5.5c), compostas principalmente por quartzo e muscovita, localmente com porfiroblastos de granada e pirita.

As metavulcânicas básicas são os litotipos principais e mais importantes do Complexo Monte Orebe (Siqueira Filho 1967, Kreysing *et al.* 1973, Santos & Caldasso 1978, Angelim *et al.* 1988, Moraes 1992). Comumente são xistos finos a médios de cor verde brilhante, textura nematoblástica e forte deformação, localmente com fábricas miloníticas. Localmente, estruturas vesiculares milimétricas podem ser discernidas em metabasaltos maciços, sugerindo erupção em um ambiente de baixa pressão, raso (Figura 5.5a). Essas rochas são compostas principalmente por quantidades aproximadamente iguais de anfibólio e plagioclásio, representados por actinolita verde clara e hornblenda, com cristais de 1-5 mm de comprimento, e cristais de andesina de 0.5-1 mm (media de Ab_{32}/An_{47} segundo Moraes 1992); a intercalação rítmica em camadas milimétricas ricas em anfibólio e camadas ricas em plagioclásio confere um aspecto laminado para essas rochas, em seção delgada (Figura 5.5b). Os principais acessórios são epidoto / zoisita de grão fino, clorita, quartzo, carbonato (principalmente em veios), esfeno, granada, apatita e zircão. Dados litoquímicos preliminares de elementos maiores e traços selecionados sugerem uma afiliação tholeítica, do tipo MORB, para os protólitos ígneos dos xistos verdes (Moraes 1992).

Rochas metaultramáficas de grão fino e coloração cinza a esverdeada, compostas por talco, serpentina, carbonatos, anfibólios e opacos, ocorrem localmente como lentes intercaladas à sequência metavulcanossedimentar. Orto-anfibolitos de cor verde intensa compostos principalmente por hornblenda e plagioclásio são também comuns, associados aos actinolita-xistos.

A seção metassedimentar do Complexo Monte Orebe é dominada por rochas de grão fino, tais como mica xisto e quartzo-mica xisto, e localmente metagrauvaca com intercalações de metarritmitos. Os quartzo-xistos são comumente amarronzados a avermelhados devido à oxidação do ferro contido nos argilominerais. Localmente, porfiroblastos de granada, biotita, cianita e estaurolita ocorrem, sugerindo metamorfismo da fácies xisto verde alto a anfibolito. Zircão, rutilo, e minerais opacos são os principais acessórios.

Apesar de não existirem ainda dados geocronológicos confiáveis para o Complexo Monte Orebe, análises U-Pb SHRIMP em poucos zircões recuperados de um metatufo sugerem que esse magmatismo tem idade compreendida entre aproximadamente 960 e 700 Ma (Brito Neves & Van Schmus *in* Brito Neves & Pedreira, 2008; Brito Neves, com. pessoal). A posição da sequência metavulcânica na porção central da faixa dobrada, as características geofísicas da Zona Central que sugerem que esta representa uma zona de transição entre dois blocos crustais de densidade e características físicas diferentes (Capítulo 7), e a geoquímica preliminar do tipo MORB, sugerem conjuntamente que o Complexo Monte Orebe pode conter remanescentes de uma crosta oceânica neoproterozóica, e portanto marcaria uma paleo-zona de sutura (Moraes 1992, Gomes & Torres 1994, Oliveira 1998, 2008). Portanto, esta é uma unidade muito importante no contexto da evolução geodinâmica da Faixa Riacho do Pontal.

Os contatos do Complexo Monte Orebe com as unidades das zonas Interna e Externa são invariavelmente contracionais, com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento discretas.

5.5. Zona Externa

A Zona Externa da Faixa Riacho do Pontal é uma típica faixa de dobramentos de antepaís (*foreland fold-and-thrust belt*). O modelamento geofísico indica uma baixa espessura de supracrustais nessa zona, com as alinhamentos geofísicos do Cráton do São Francisco contínuas por baixo da cobertura até serem truncadas na Zona Central (Oliveira 1998, 2008), caracterizando assim uma protuberância cratônica que foi cavalgada pelas *nappes* do Grupo Casa Nova (Capítulo 7).

5.5.1. Grupo Casa Nova

O Grupo Casa Nova (Souza *et al.* 1979, Santos & Silva Filho 1990, Figuerôa & Silva Filho 1990, Bizzi *et al.* 2007) reúne as rochas supracrustais da Zona Externa da Faixa Riacho do Pontal. Esse grupo é composto por duas unidades, as formações Barra Bonita e Mandacaru (Santos & Silva Filho 1990, Figuerôa & Silva Filho 1990, Bizzi *et al.* 2007).

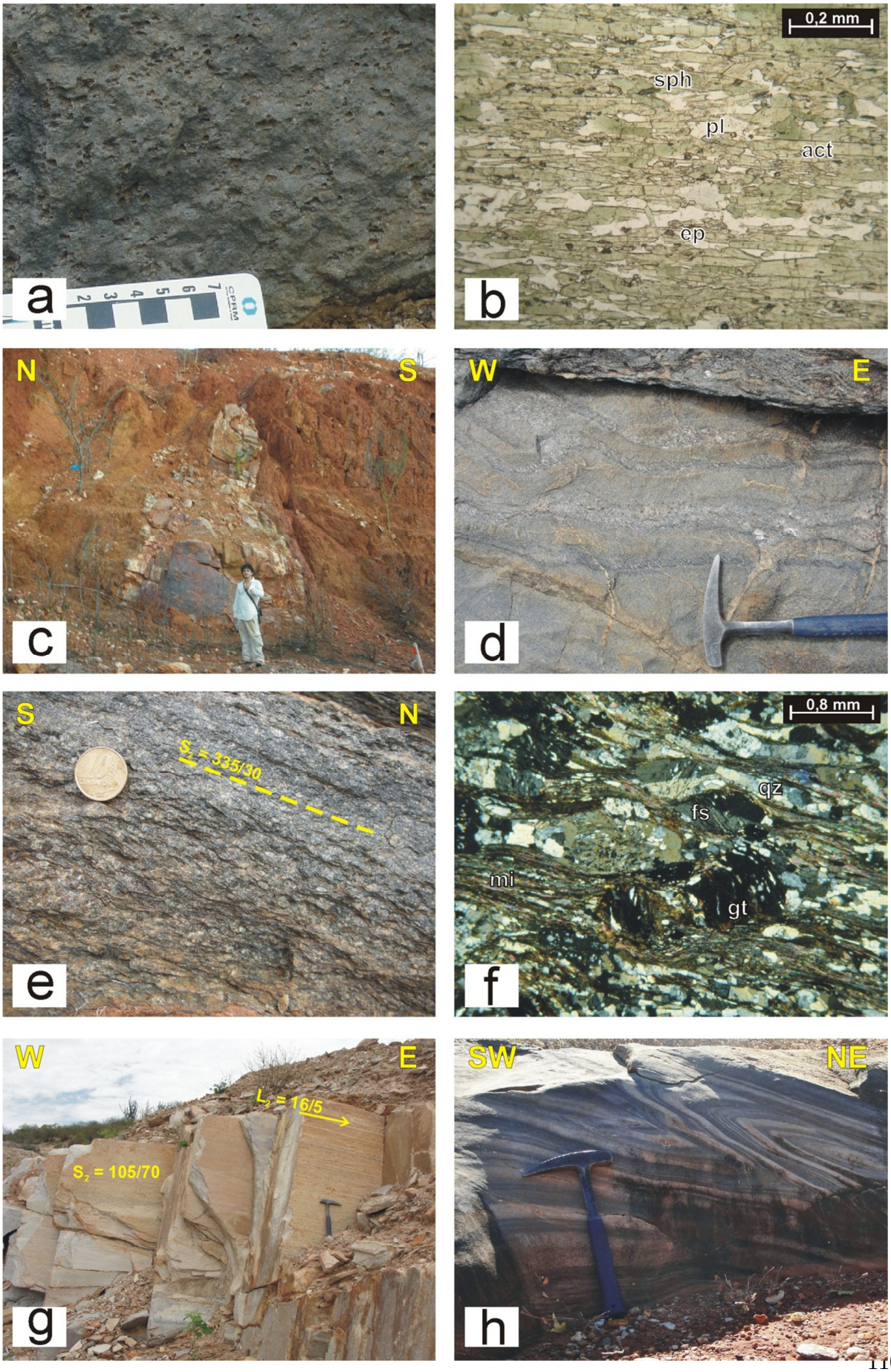

a
b
0,2 mm
sph
pl
act
ep
N
S
c
W
E
d
S
N
S_2 = 335/30
e
0,8 mm
qz
fs
mi
gt
f
W
E
L_2 = 16/5
S_2 = 105/70
g
SW
NE
h

Figura 5.5 – a) Metabasalto amigdaloidal do Complexo Monte Orebe, Serra do Trancelim, ponto FRP058, estrada Dormentes – Santa Filomena; b) fotomicrografia (nicóis descruzados) de xisto verde a actinolita e plagioclásio do Complexo Monte Orebe. pl = plagioclásio; act = actinolita; ep = epidoto; sph = esfeno; c) camada de aproximadamente 3 metros de espessura de metachert intercalado a xisto verde e mica-xisto do Complexo Monte Orebe, ponto FRP011, BR-407; d) acamamento rítmico reliquiar em metagrauvaca da Formação Mandacaru, estrada Sussuarana – Porção do Afrânio, FRP298. Camadas pelíticas (granada-mica xisto), de crenulação bem desenvolvida, intercalam-se a camadas arenosas (metagrauvaca); e) granada-mica xisto da Formação Mandacaru, ponto FRP007, BR407; f) aspecto microscópico de e). mi = muscovita; fs = feldspato; gt = granada; qz = quartzo; g) muscovita-quartzito da Formação Barra Bonita, Ponta da Serra, ponto FRP106, estrada PI-459; h) dobras isoclinais em mármore laminado da Formação Barra Bonita, ponto FRP272, próximo ao povoado Tigre, a sudoeste de Rajada.

5.5.1.1. Formação Barra Bonita

Essa unidade é composta principalmente por rochas metapelíticas de grão fino e muscovita quartzitos, com intercalações lenticulares decamétricas locais, porém abundantes, de mármore calcítico (Figura 5.5h). Mica xistos e filitos acinzentados predominam (Figura 5.1f), com quartzo, biotita, muscovita, porfiroblastos de granada, e em menor proporção porfiroclastos de feldspato como as fases minerais principais. Os quartzitos são comumente esbranquiçados e com uma forte foliação que os leva a desplacar em planos discretos, com muscovita formando uma forte lineação mineral, e em menor quantidade, feldspato detrítico. Esses muscovita-quartzitos ocorrem principalmente próximo à base da Formação Barra Bonita, em contato com as rochas do embasamento, p. ex. na região da sintaxe de Ponta da Serra, entre Queimada Nova e Lagoa do Barro - PI (Figura 5.5g), e na estrada Santa Cruz – Lagoa Grande.

Os mármores normalmente possuem um acamamento bem definido, com camadas cinza-claras ricas em calcita alternadas a camadas esbranquiçadas dolomíticas (Figura 5.5h), mas podem também ocorrer como variedades maciças. Geralmente, eles estão em contato com xistos calcíticos ou metamargas, com carbonato, quartzo, grafita, micas, actinolita, diopsídio e plagioclásio. As camadas lenticulares de mármore podem atingir até 200 m de espessura, por exemplo na região do Umbuzeiro, a sul de Capitão Gervásio Oliveira. Na porção extremo oeste da faixa dobrada, próximo a São Raimundo Nonato e Coronel José Dias (antiga Vargem Grande - PI), os metacarbonatos se tornam muito frequentes, comumente preservando estruturas sedimentares originais. Em Coronel José Dias, carbonatos retrabalhados predominam, com variedades ricas em pisólitos e intraclastos

(*grainstones* e *packstones*). De forma geral, a Formação Barra Bonita foi classicamente interpretada como uma sequência marinha rasa, de ambiente plataformal (Santos & Silva Filho 1990).

Os contatos da Formação Barra Bonita com o embasamento são todos contracionais, na forma de cavalgamentos basais (p. ex. *thrust* basal Pau-Ferro, nas proximidades do vilarejo homônimo na BR-407), envolvendo forte aloctonia e deslocamentos possivelmente da ordem de dezenas de quilômetros.

5.5.1.2. Formação Mandacaru

Essa unidade é composta principalmente por mica-xistos com intercalações centimétricas de metagrauvaca (Figura 5.2c, d; 5.5d, e, f). Os mica xistos, que predominam em volume, são compostos por biotita, muscovita, quartzo, feldspato, porfiroblastos de granada (Figura 5.5e) e localmente de estaurolita, com rutilo, zircão, apatita, turmalina e anatásio como os principais acessórios. A metagrauvaca é comumente de cor cinza clara, granulometria média a grossa, com quartzo, muscovita, feldspatos, granada e clorita como minerais essenciais, e minerais acessórios semelhantes aos dos xistos. Localmente, podem ser observadas estruturas sedimentares nessas metagrauvacas, principalmente na estrada Sussuarana (PI) – Poção do Afrânio (PE), onde o acamamento rítmico com a intercalação entre camadas de metagrauvaca e camadas de granada-mica xisto sugere a atuação de correntes de turbidez distais (Figura 5.5d).

É importante ressaltar que os feldspatos são minerais detríticos comuns e abundantes tanto nos xistos quanto nas grauvacas da Formação Mandacaru (Figura 5.5f). A Formação Mandacaru cobre grande parte da Zona Externa da Faixa Riacho do Pontal, com bons afloramentos na BR-407 próximo à cidade de Afrânio e nos braços da barragem de Sobradinho próximo à Casa Nova. Bons afloramentos de metagrauvacas ocorrem na região de Sussuarana e Poção do Afrânio, na divisa PE – PI. Destaca-se ainda um ótimo afloramento de xisto grauvaquiano na pedreira abandonada da Queiroz Galvão, aproximadamente 4 km a sudoeste de Rajada.

Santos & Silva Filho (1990) propõe a individualização de duas subunidades para separar as grauvacas da Formação Mandacaru, as subunidades Alfavaca e Arizona.

A subunidade Alfavaca englobaria principalmente metagrauvacas quartzosas, com níveis descontínuos de mica-xistos, e, localmente, intercalações de metavulcânicas ácidas. Boas exposições dessa unidade ocorrem no riacho de Dormentes, e nas proximidades das localidades de Coração de Maria, Barra Alegre e Extrema, a sul de Afrânio, também em riachos e ravinas; além dos arredores da fazenda homônima próximo à Afrânio. A metavulcânica ácida está bem representada em um afloramento próximo à Barra Alegre (ponto FRP266). Trata-se de uma intercalação concordante de aproximadamente 20 cm de espessura, de coloração cinza-esverdeada,

com pórfiros de feldspato imersos em uma matriz homogênea, fina a afanítica, orientada segundo a foliação principal.

A subunidade Arizona foi proposta para designar uma sequência de metagrauvacas feldspáticas intercaladas ritmicamente a mica-xistos, com espessura das camadas de aproximadamente 20 cm. As metagrauvacas são caracterizadas por uma coloração cinza a negra, granulação média, e níveis ricos em porfiroclastos feldspáticos.

Um ambiente marinho profundo turbidítico, do tipo *flysch*, é inferido para a Formação Mandacaru. Dados geoquímicos preliminares suportam essa hipótese, com amostras das metagrauvacas plotando no campo de margem ativa continental em diagramas de ambiência tectônica (Santos & Silva Filho 1990). Van Schmus *et al.* (2011) apresentaram dados Sm-Nd em rocha total para amostras da Formação Mandacaru, com T_{DM} entre 1.4 e 1.6 Ga e $\varepsilon Nd_{(600\ Ma)}$ de -2.7 a -7.9.

Os contatos da Formação Mandacaru com as outras unidades são semelhantes àqueles descritos para a Formação Barra Bonita, ou seja, em geral contracionais e envolvendo forte aloctonia.

5.6. Granitóides Brasilianos

5.6.1. Magmatismo sin-colisional: Suíte Rajada

Os metagranitóides da Suíte Rajada são amplamente distribuídos na Faixa Riacho do Pontal, principalmente como corpos estratiformes, concordantes à foliação regional de baixo ângulo das *nappes* Casa Nova; mas também como corpos de deformação mais complexa, nas zonas Central e Interna, por exemplo no sangradouro do açude público do Ingazeiro, em Paulistana.

A Suíte Rajada é composta principalmente por ortognaisses a duas micas, médios a grossos, mesocráticos, de coloração cinza a esbranquiçada, compostos principalmente por oligoclásio, quartzo, biotita e muscovita, com granada, calcita, epidoto, apatita, esfeno, clorita, zircão e pirita como principais fases acessórias (Figura 5.6a, b, c). A textura é principalmente equigranular e lepidoblástica, mas localmente termos microporfiríticos ocorrem. Os corpos são principalmente tabulares, formando camadas centimétricas a batólitos quilométricos, o mais proeminente desses na região de Rajada, com aproximadamente 417 km^2 (57 x 12 km em sua porção mais larga) e bons afloramentos no açude público de Rajada (Figura 3.6a, b).

A característica mais proeminente da Suíte Rajada é uma foliação penetrativa de baixo ângulo, concordante às das *nappes* de mica xistos, diversas vezes com uma lineação mineral no mergulho (*down-dip*) bem marcada por muscovita e biotita, às vezes formando verdadeiros

tectonitos L-S. Ocasionalmente, veios leucocráticos ou róseos ocorrem intercalados a essa foliação, provavelmente relacionados a um estágio magmático tardio. Esses veios são compostos principalmente por plagioclásio e quartzo, às vezes com turmalina de granulação pegmatóide (Figura 5.6d). Localmente, esses pegmatitos formam intrusões de porte métrico a decamétrico, geralmente encaixando-se na zona de charneira de dobras isoclinais relacionadas à tectônica de *nappes*, por exemplo no açude público do Ingazeiro em Paulistana. Xenólitos de mica xisto e, menos comumente, de rochas metabásicas podem ocorrer.

Angelim (1988) discute as características geoquímicas dos ortognaisses sin-colisionais da Suíte Rajada. As rochas são predominantemente tonalíticas a granodioríticas, com dispersão para os campos dos adamelitos, quartzo-monzodioritos e sienogranitos. Essa variabilidade composicional é também refletido no diagrama TAS (*Total Alkalis / Silica*; Le Maitre 1989), onde as amostras se espalham pelos campos cálcio-alcalino e alcalino, e no diagrama de aluminosidade de Maniar & Picolli (1989) onde as rochas plotam entre os campos metaluminoso e peraluminoso. Esse padrão de variabilidade composicional é similar aos de granitos derivados de fusão crustal, sem padrões evolucionários claros a partir da diferenciação de magmas máficos. Portanto, os metagranitos da Suíte Rajada devem ter sido gerados em um regime *solidus* a *subsolidus*, através do calor produzido pelo empilhamento crustal durante a deformação tangencial da Faixa Riacho do Pontal. A fusão das metagrauvacas e xistos do Grupo Casa Nova é provavelmente a fonte desses magmas (Angelim 1988). De fato, a alta variabilidade composicional da Suíte Rajada pode ser facilmente explicada em termos da fusão de material metassedimentar de composição química variada.

Isócronas Rb-Sr em rocha total variando de 743 ± 59 (localidade de Dormentes; Jardim de Sá *et al.* 1988) a 539 ± 25 Ma (localidade de Rajada; Santos & Silva Filho 1990; a isócrona composta de 667 ± 10 Ma apresentada por Jardim de Sá *et al.* 1992 é uma junção das amostras dessas duas localidades) representam estimativas grosseiras para a idade de intrusão e metamorfismo da Suíte Rajada e, por extensão, da principal fase de deformação tangencial da Faixa Riacho do Pontal. Claramente, idades U-Pb (zircão, monazita) são necessárias para melhor compreender a idade de cristalização e intrusão desses plútons.

5.6.2. Magmatismo sin- a tardi-colisional: Suíte Serra da Esperança

A Suíte Serra da Esperança compreende sienitos e quartzo-sienitos cinza a róseos, com diques graníticos, pegmatíticos e sieno-graníticos associados, que intrudem as rochas metassedimentares do Grupo Casa Nova na região da barragem de Sobradinho, próximo à Casa Nova. As principais fases minerais são K-feldspato pertítico, quartzo, aegirina-augita, diopsídio, esfeno, apatita, biotita magnesiana, winchita-richterita e magnetita (Plá Cid *et al.* 2000a).

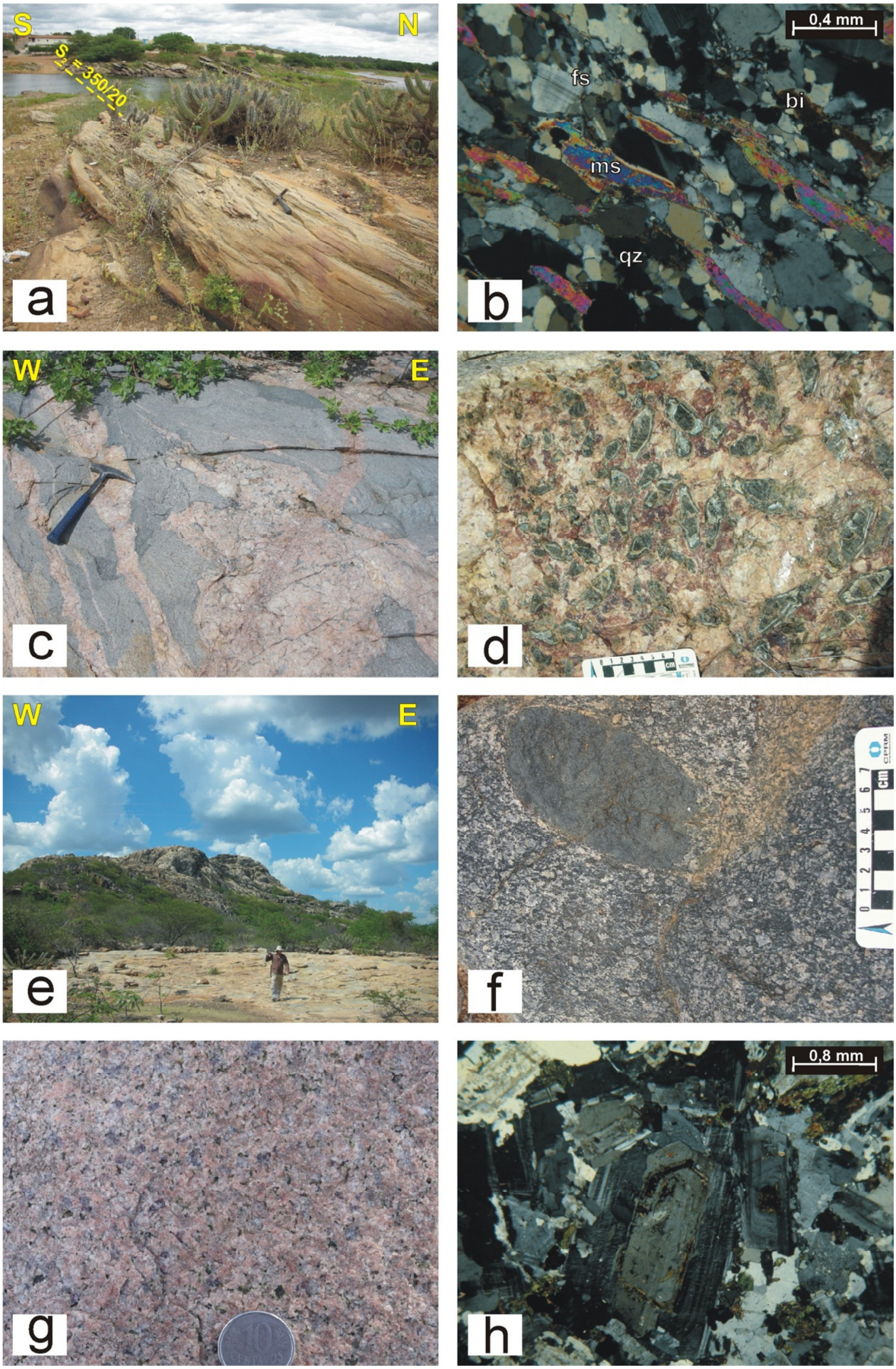

S
N
S2 = 350/20
a
0,4 mm
fs
bi
ms
qz
b
W
E
c
d
W
E
e
f
g
0,8 mm
h

Figura 5.6 – a) Granito mesocrático foliado, a duas micas, da Suíte Rajada, no açude da cidade homônima, ponto FRP005; b) aspecto microscópico, sob nicóis cruzados, do granito foliado do ponto FRP005; c) granito mesocrático da Suíte Rajada, com intrusão sin-deformacional de granitóide pegmatítico róseo, rico em turmalina. Afloramento FRP304, no leito do Rio Canindé; d) detalhe do granitóide pegmatítico róseo, com fenocristais de turmalina zonados. Açude do Ingazeiro, ponto FRP015; e) sienito da Suíte Serra da Esperança, na serra homônima nas margens da represa de Sobradinho, Casa Nova, ponto FRP159; f) Enclave máfico em granitóide da Suíte Caboclo, plúton homônimo a leste de Afrânio, vilarejo Caboclo, ponto FRP053; g) detalhe de quartzo-sienito róseo da Suíte Serra da Aldeia, ponto FRP172 (estrada Paulistana – São Francisco de Assis); h) aspecto microscópico, sob nicóis cruzados, de quartzo-sienito da Suíte Serra da Aldeia, com destaque para fenocristais de feldspatos zonados, ponto FRP129 (a sul de Capitão Gervásio Oliveira).

Os plútons, que se destacam como pequenas serras em meio a topografia geralmente arrasada (Figura 5.6e), são principalmente ovais a circulares, com uma foliação de baixo ângulo ou bandamento ígneo, e deformação localizada em zonas de cisalhamento discretas. Apesar da maioria dos corpos não estarem deformados, a orientação preferencial ou *microboudinage* de piroxênio, anfibólio e inclusões sin-magmáticas, além de recristalização e alongamento de quartzo e feldspato, todos consistentes ao deslocamento regional das nappes (foliação vergente para sul, de baixo ângulo), sugerem uma colocação sin a tardi-colisional (Jardim de Sá *et al.* 1996).

Os sienitos e quartzo-sienitos mostram uma afinidade geoquímica do tipo ultrapotássica, alcalina, e sílica-saturada. Os padrões de elementos terras raras normalizados ao condrito mostram enriquecimento em terras raras leves, sem anomalia verdadeira de Eu. Aranhogramas de elementos incompatíveis mostram enriquecimentos em elementos LIL (*Large Ion Litophile*) e anomalias negativas de Nb e Zr (Plá Cid *et al.* 2000a). Plá Cid *et al.* (2000a) sugerem que a fonte dos magmas foi um manto previamente metassomatizado, anomalamente enriquecido em terras raras leves e elementos LILE, uma hipótese comum também para outras rochas alcalinas tardi a pós-tectônicas da Província Borborema (Ferreira V.P. *et al.* 1994).

Uma isócrona Rb-Sr em rocha total de 555 ± 10 Ma (Ri = 0.7068 ± 1) reportada por Jardim de Sá *et al.* (1996) é, presentemente, a melhor estimativa para a idade de colocação e deformação da Suíte Serra da Esperança. Essa idade sobrepõe-se, dentro do erro analítico, à idade mais nova obtida por Santos & Silva Filho (1990) para a Suíte sin-colisional Rajada, mas claramente, estudos geocronológicos mais avançados e modernos são necessários para melhor conhecer as idades de cada fase magmática na Faixa Riacho do Pontal.

5.6.3. Magmatismo tardi- a pós-colisional: Suíte Serra da Aldeia / Caboclo

A última expressão de atividade magmática na Faixa Riacho do Pontal é representada pela Suíte Serra da Aldeia / Caboclo. Essa unidade ocorre como um conjunto de plútons ovais a circulares, principalmente concentrados na porção noroeste da Faixa Riacho do Pontal, em uma direção NE-SW, bordejando a margem sul da bacia do Parnaíba (Gava *et al.* 1984). Essa suíte é composta por sienitos cinza a róseo de grão médio a grosso e K-feldspato granitos (Figura 5.6g, h), localmente porfiríticos, com diopsídio, aegirina, arfvedsonita, riebeckita, hornblenda e biotita como minerais varietais. Os diápiros mostram um caráter isotrópico, localmente com orientação de fluxo ígneo. Deformação localizada em zonas de cisalhamento tardias podem também ocorrer. Dezenas de análises químicas mostram uma afinidade alcalina, com termos peralcalinos / shoshoníticos / potássicos, do tipo A (anorogênico; Gava *et al.* 1984, Plá Cid *et al.* 2000a). Os plútons estão intrudidos principalmente nos complexos Casa Nova, Morro Branco e Santa Filomena, na maioria das vezes produzindo padrões deformacionais nas rochas encaixantes do entorno, relacionados à colocação dos diápiros largos, ovóides. O maior desses corpos é um plúton circular na estrada Paulistana – São Francisco de Assis, com 84 km^2, e um raio de aproximadamente 5.5 km (Figura 5.1).

Na cidade de Caboclo, o plúton semi-circular homônimo intrude as rochas metavulcanossedimentares do Complexo Monte Orebe, causando uma deformação relacionada à sua colocação (do tipo balão). Aproximadamente 7 km a nordeste ocorre o plúton de Nova Olinda, em forma de cunha. Ambos os plútons são compostos por sienito a sienogranito, com K-feldspato, mica marrom a verde, plagioclásio, diopsídio, augita e quartzo como minerais essenciais; os acessórios mais abundantes são apatita, esfeno, epidoto magmático, allanita, zircão e magnetita. Enclaves ricos em micas e piroxênio são comuns (Figura 5.6f).

A assinatura geoquímica de ambos os plútons da Serra da Aldeia e de Caboclo / Nova Olinda é similar à da Suíte Serra da Esperança (Gava *et al.* 1984, Ferreira M.A.F. *et al.* 1994, 1998, Plá Cid *et al.* 2000a), também mostrando enriquecimento em terras raras leves, sem verdadeira anomalia de Eu, e uma anomalia negativa de Nb. Ferreira M.A.F. *et al.* (1998) analisaram a composição isotópica de oxigênio ($\delta^{18}O_{SMOW}$) de amostras dos plútons Caboclo e Nova Olinda, com valores entre +10 e +11.4‰, além de um T_{DM} de 1.8 Ga, dessa forma implicando altas taxas de contaminação por componentes crustais mais antigos.

CAPÍTULO 6 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO DA FAIXA RIACHO DO PONTAL

6.1. Introdução

As estruturas da Faixa Riacho do Pontal podem ser agrupadas em quatro fases de deformação principais, D1, D2, D3 e D4 (Angelim 1988, Gomes F.E.M. 1990, Gomes & Vasconcelos 1991). As fases D1, D2 e D3 podem ser compreendidas como fases progressivas de um mesmo regime tectônico compressivo, com transporte de massa predominantemente para sul (vergente em direção ao Cráton do São Francisco), enquanto a fase D4 relaciona-se às estruturas transcorrentes do Brasiliano tardio, cuja principal feição é a Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste. Embora por algum tempo as estruturas D1-D2-D3 foram interpretadas como geradas por um evento compresso de idade Paleoproterozóica ("Transamazônico") e somente a fase transcorrente D4 era atribuída ao Brasiliano, com o advento das datações radiométricas Rb-Sr, Jardim de Sá *et al.* (1992) reconheceram que todas essas fases devem estar ligadas à Orogênese Brasiliana, do Neoproterozóico terminal.

Para melhor compreensão das estruturas e seu significado geotectônico, as fases D1, D2 e D3 serão agrupadas como estruturas do regime compressivo, e a fase D4 será descrita à parte, como estruturas do regime transcorrente.

6.2. Regime Compressivo

Durante esse regime implantaram-se as megaestruturas tangenciais da Faixa Riacho do Pontal, com vergência principal para S, SSW e SSE, em direção à protuberância norte do Cráton do São Francisco. Esta protuberância atuou como um edentador rígido, gerando as formas externas da faixa dobrada, tais como a Sintaxe de Ponta da Serra, e diversas virgações. Diversas *klippen* espalhadas na região de barragem de Sobradinho atestam a extensão prévia das *nappes* Casa Nova.

6.2.1. Fase D1

Essa fase gerou a foliação S_1, que na grande maioria dos casos é marcada pelo alinhamento e achatamento de minerais micáceos e tabulares paralelamente ao acamamento sedimentar, S_0. As dobras F1, das quais S_1 é plano axial, manifestam-se como dobramentos intrafoliais, sem raízes, apertados a isoclinais, delineados tanto por S_0 quanto por venulações quartzosas, de forma geral vergentes para sul (Figura 6.1a).

Tanto a superfície S1 quanto as dobras F1 são superpostas de forma quase paralela pelas estruturas da fase D2, que transpôs fortemente essas estruturas anteriores, gerando padrões de dobramento em laço. Dessa forma, a Fase D1 provavelmente corresponde a um evento cedo-tectônico que precedeu o incremento deformacional mais forte que viria a ser implantado com a Fase D2.

Em escala microscópica, a foliação S_1 está preservada como trilhas de inclusões sinuosas em porfiroblastos de granada, discordantes à foliação externa (S_2). Também podem ser encontrados porfiroblastos compostos de granada, com núcleo contendo inclusões de S_1 e bordas mais límpidas, sin-cinemáticas a D2 (Figura 6.1b). Dessa forma, as condições do metamorfismo M1, concomitante à D1, devem ter atingido a fácies xisto verde alto a anfibolito baixo, com desenvolvimento da paragênese granada + biotita + muscovita + quartzo em metapelitos.

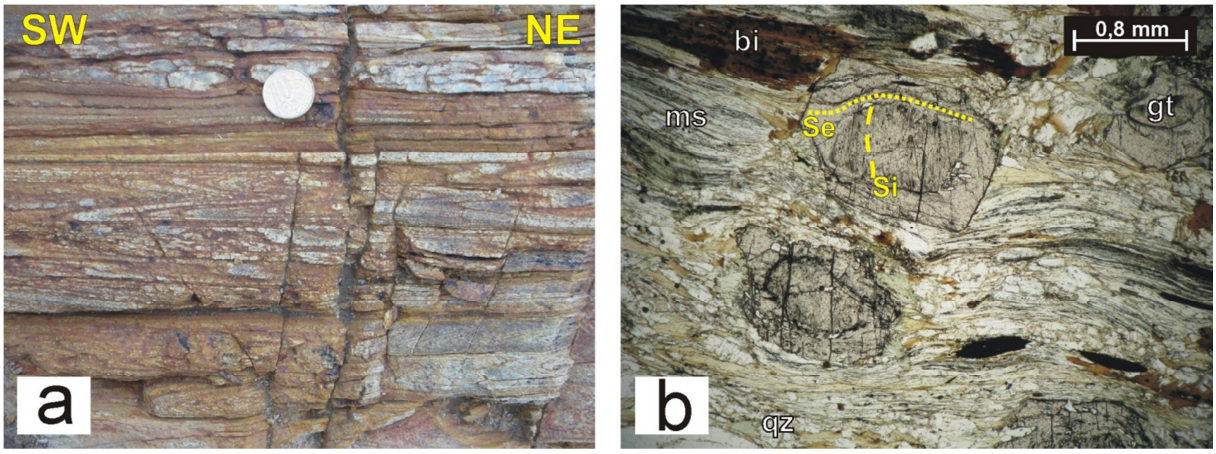


Figura 6.1 – Estruturas provavelmente relacionadas à Fase compressiva D1. a) Dobras intrafoliais, sem raiz, em metarritmitos do Complexo Monte Orebe, ponto FRP099, estrada Posto Pipocas – Queimada Nova; b) fotomicrografia sob nicóis paralelos de granada-mica xisto da Formação Mandacaru, mostrando uma foliação interna preservada como trilhas de inclusões sinuosas nos núcleos dos porfiroblastos de granada (Si), truncada pela foliação externa (Se = S_2) que se desenvolveu concomitantemente à blastese das bordas pobres em inclusões das granadas. Ponto FRP104 (ponta da Serra, estrada Queimada Nova – Lagoa do Barro).

6.2.2. Fase D2

A Fase D2 é a mais importante na estruturação da Faixa Riacho do Pontal, com a geração da foliação de crenulação penetrativa S_2, paralela ao plano axial de dobras fechadas a isoclinais de S_1 // S_0 (Figura 5.1c; 6.2h). Regionalmente, o desenvolvimento de S_2 é contemporâneo ao empilhamento das *nappes* Casa Nova, vergentes para sul, sobre a margem norte do Cráton do São Francisco, à

fusão crustal e colocação das intrusões sin-colisionais da Suíte Rajada, e ao metamorfismo de fácies xisto verde superior a anfibolito, que é reverso nas *nappes* (*nappes* superiores mostram metamorfismo de mais alto grau que as inferiores). Dessa forma, as macroestruturas compressivas da faixa dobrada relacionam-se a D2, por exemplo, os traços das zonas de cavalgamento frontais ou oblíquas, tal como o *thrust* basal Pau-Ferro a sul da cidade homônima (Figura 6.2a); a Sintaxe de Ponta da Serra; os testemunhos estruturais tal como a *klippe* de Barra Bonita; etc (Figura 5.1).

As frentes de cavalgamento das *nappes* são normalmente marcadas por estruturas do tipo S-C (Figura 5.1c) e desenvolvimento de milonitos com granadas rotacionadas sin-deformacionais (Figura 6.2d), *mica-fish*, etc. Outras estruturas comumente associadas a S_2 e que implicam em alto grau de deformação durante D2, são *boudins* de camadas relativamente mais competentes (Figura 6.2e), dobras com charneira curvilinear que gradam para dobras em bainha (Figura 6.2f, g, h), *microboudinage* de cristais de hornblenda nas rochas metabásicas, dentre outras. Falhas de cavalgamento com dobras de propagação de falha associadas são comuns, principalmente nos metacalcários da Formação Barra Bonita (Figura 6.2b), e indicam consistentemente vergência tectônica para sul.

Jardim de Sá *et al.* (1992) estimam um deslocamento da ordem de 30 a 60 km para as *nappes* externas da Faixa Riacho do Pontal, sugerindo forte aloctonia na superfície de descolamento cobertura-embasamento. Além do deslocamento em rampas frontais na forma de *nappes*, a deformação foi também acomodada na forma de rampas laterais e oblíquas, principalmente de direção N-S (p. ex. na Sintaxe de Ponta da Serra), NW-SE e NE-SW (Figura 5.1); e zonas de escape lateral E-W, principalmente na porção central da faixa dobrada, com o desenvolvimento da megassinforme de Monte Orebe na Zona Central.

Uma lineação mineral ou de estiramento, L_2, é comum no sistema de *nappes*, normalmente com mergulho *down-dip* na Zona Externa. Nas zonas Central e Interna, porém, as atitudes oblíquas a direcionais de L_2 sugerem uma cinemática mais complexa, onde intenso escape lateral pode ter ocorrido concomitantemente à tectônica predominantemente tangencial da Zona Externa. Essas lineações são particularmente bem desenvolvidas nos plútons sin-colisionais da Suíte Rajada, geralmente de formato tabular e paralelos à foliação S_2 nas rochas encaixantes (Figura 6.2c).

É importante ressaltar que o embasamento que aflora entre as *nappes* Casa Nova e as *klippen* a sul comumente não mostra sinais de deformação brasiliana, preservando uma foliação sub-vertical N-S provavelmente paleoproterozóica (Figura 5.1e); apenas na região de contato embasamento / cobertura uma foliação paralela aos *thrusts* pode ser identificada no embasamento. Dessa forma, a deformação brasiliana foi fundamentalmente superficial na Zona Externa, gerando frentes de *nappes* descoladas numa tectônica de casca fina (*thin skin*), onde os cavalgamentos provavelmente são enraizados numa zona de descolamento basal no contato embasamento / Grupo

Casa Nova. Essa situação é distinta das zonas Central e Interna, onde o embasamento foi intensamente retrabalhado pela tectônica brasiliana (Figura 5.1a).

Embora em grande parte da faixa dobrada a foliação principal, S_2, mergulhe para os quadrantes setentrionais, na região de Santa Filomena, existe uma zona de vergência centrífuga ou divergência estrutural, com a foliação principal mergulhando para os quadrantes meridionais. Esse fenômeno e bem exemplificado em afloramentos na estrada Dormentes – Santa Filomena. De fato, as regiões de Paulistana e Santa Filomena compreendem dois arcos estruturais com concavidade voltada para norte. Enquanto na região de Paulistana, o arco mostra estruturas vergentes para sul/sudoeste, e, portanto, coerentes com a cinemática da faixa dobrada como um todo, na região de Santa Filomena, as estruturas encontram-se com vergência oposta, em direção ao pós-país (*hinterland*) da faixa dobrada. Embora alguns autores tenham interpretado essas estruturas da região de Santa Filomena como remanescentes de uma tectônica pré-Brasiliana (provavelmente de idades Cariris Velhos), Gomes F.E.M. (1990) e Gomes & Vasconcelos (1991) fornecem uma explicação alternativa, em que ambos os arcos se desenvolveram durante uma só fase deformacional, separadas por uma zona de cisalhamento direcional extensiva, com mergulho de aproximadamente 25º para SW. Dessa forma, a zona de divergência estrutural é interpretada como uma espécie de pop-up na região central da faixa dobrada (Gomes F.E.M. 1990, Gomes & Vasconcelos 1991).

As estruturas deformacionais do tipo dobras de *nappe* são muito bem exemplificadas no sangradouro do açude público do Ingazeiro, em Paulistana (Figura 6.3a, b, c). Neste afloramento, rochas do Complexo Paulistana cavalgam os granitos sin-colisionais da Suíte Rajada (Figura 6.3a, b). As camadas relativamente menos competentes de granada-mica xisto, xistos ultramáficos (talco-xistos e tremolititos), granada-anfibólio xisto e metachert do Complexo Paulistana formam dobras isoclinais a recumbentes de flanco rompido, vergentes para sudoeste, que evoluíram para *thrust folds* cavalgantes sobre os granitos mesocráticos da Suíte Rajada (Figura 6.3a, b). No núcleo das dobras do Complexo Paulistana, alojam-se granitos leucocráticos sin-cinemáticos, de granulação pegmatítica e ricos em turmalina (Figura 6.3a). Esses granitos leucocráticos alojam-se também na foliação do granito mesocrático, por vezes formando *boudins* (Figura 6.3d). Essas dobras isoclinais são ainda redobradas por um evento posterior (D3) que gera dobras abertas de menor amplitude (F3), com eixo mergulhante para NW (Figura 6.3e), e uma clivagem de crenulação sub-vertical de direção NW-SE (S_3).

O metamorfismo principal da Faixa Riacho do Pontal, que atinge a fácies anfibolito alto, é principalmente concomitante à D2, porém as condições metamórficas foram mantidas por algum tempo após o cessamento das tensões compressionais, como exemplificado por pseudomorfos de estaurolita, substituídos por minerais micáceos, que sobrecrescem D2 (Gomes F.E.M. 1990).

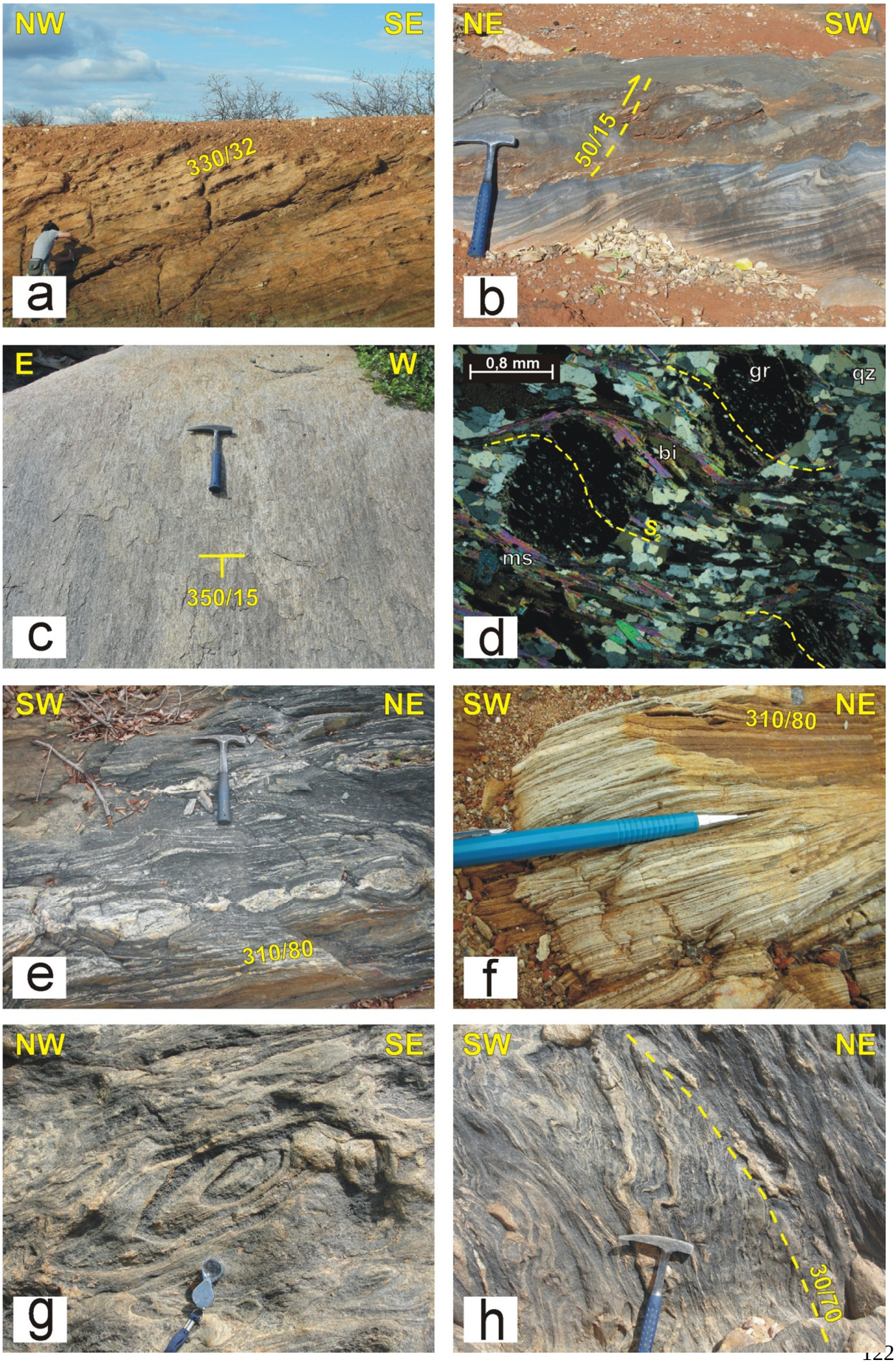
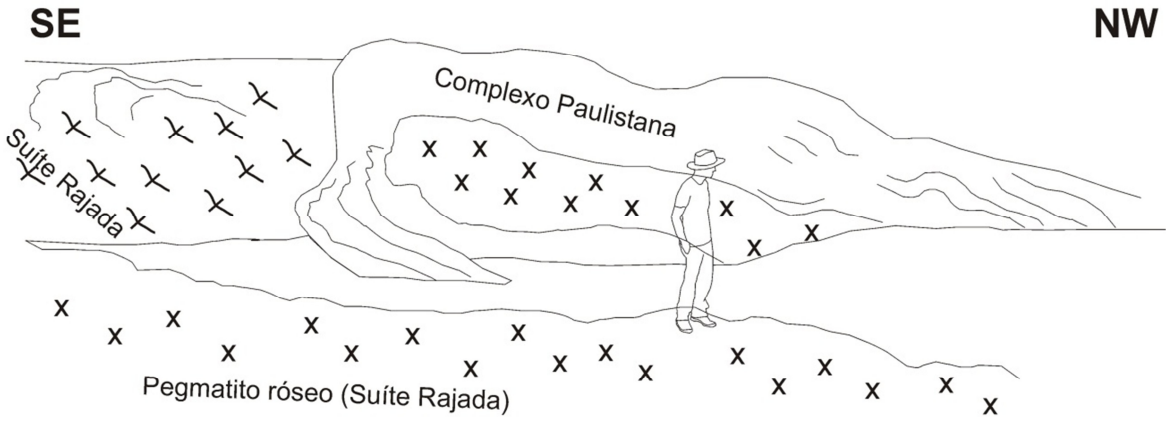

NW
SE
330/32
a
NE
SW
50/15
b
E
W
350/15
c
0,8 mm
gr
qz
bi
ms
d
SW
NE
310/80
e
SW
NE
310/80
f
NW
SE
g
SW
NE
30/70
h

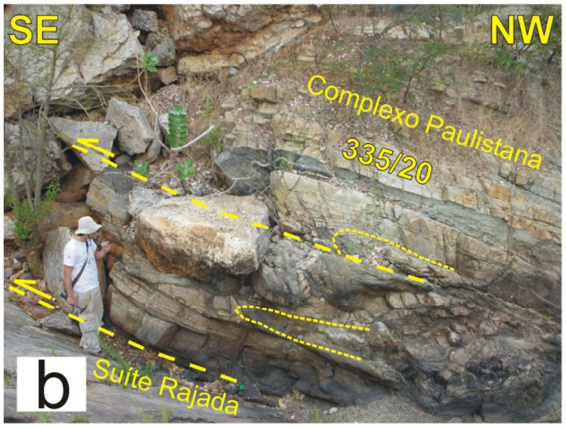
Figura 6.2 – Estruturas relacionadas à Fase compressiva D2. a) *Thrust* frontal Pau-Ferro, próximo ao vilarejo homônimo, onde mica xistos da Formação Mandacaru cavalgam o embasamento do Cráton do São Francisco, sobre uma zona de descolamento basal. Ponto FRP003; b) falhas associadas a dobras de propagação de falha relacionadas à tectônica de cavalgamento em metacalcário da Formação Barra Bonita, próximo ao povoado Tigre, a oeste de Rajada, ponto FRP272; c) lineação mineral no mergulho (*down-dip*) de biotita e muscovita em granitóide da Suíte Rajada, ponto FRP147; d) fotomicrografia, sob nicóis cruzados, de granada-mica xisto do Complexo Santa Filomena, com destaque para porfiroblastos sin-D2 de granada, ponto FRP017; e) *boudins* de quartzito em meio a metarritmito pelítico do Complexo Monte Orebe, ponto FRP099 (estrada Posto Pipocas – Queimada Nova); f) dobra em bainha nos metarritmitos do ponto FRP099; g) dobra em bainha em metagrauvaca da Formação Mandacaru, ponto FRP297; h) corte longitudinal da mesma dobra observada na foto g.

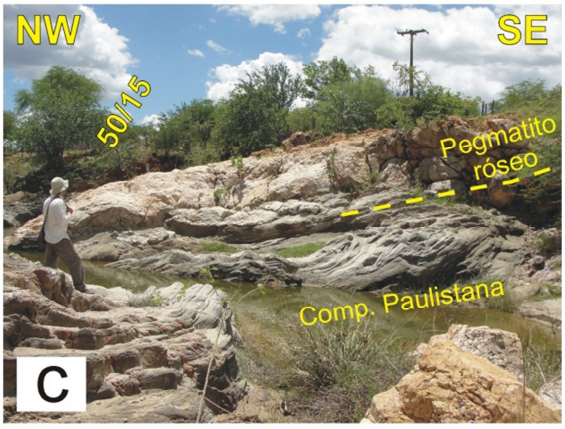
Nas nappes mais externas da Faixa Riacho do Pontal, por exemplo, nas margens da barragem de Sobradinho em Casa Nova, é possível encontrar abundantes porfiroblastos de granada sin-cinemáticos a S_2, o que indica condições metamórficas da fácies xisto verde alto já nos *thrusts* frontais da faixa. Porfiroblastos de estaurolita, cordierita, cianita e sillimanita, nas *nappes* mais internas da zona Externa, na Zona Central e na Zona Interna, atestam que o metamorfismo chegou à fácies anfibolito na porção central da faixa. A passagem da zona da granada para a zona da estaurolita parece ocorrer nos arredores de Afrânio, com bons afloramentos contendo porfiroblastos de estaurolita na Zona Central, principalmente na região de Barra do Meio, a norte de Caboclo. Já a passagem para a zona da sillimanita parece ocorrer no limite da Zona Central com a Zona Interna, como descrito por Angelim (1988) em afloramentos próximo à Serra do Trancelim, na estrada Dormentes – Santa Filomena (Figura 6.4).

Na região de Santa Cruz (PE), Almeida & Lima (1996) apresentaram dados geotermobarométricos usando o geotermômetro de troca catiônica no Fe-Mg no par biotita-granada e o geobarômetro baseado no equilíbrio de Ca entre granada e plagioclásio, que forneceram temperaturas na ordem de 300-600º C e pressões de 4-9 kbar para as associações de núcleo e 400-500º C e 5-7 kbar para as composições de borda dos minerais. Para rochas anfibolíticas intercaladas nos metapelitos, foram obtidas temperaturas de 540-590º C e pressões de 5-6 kbar, usando o geotermobarômetro anfibólio-plagioclásio. Dessa forma, o metamorfismo atingiu o seu ápice na fácies anfibolito média a alta na região norte da faixa dobrada, com reações retrometamórficas provavelmente ligadas ao soerguimento e erosão do pacote orogênico após o pico da deformação D2.


a


SE
NW
Complexo Paulistana
Suíte Rajada
Pegmatito róseo (Suíte Rajada)


SE
NW
Complexo Paulistana
335/20
Suíte Rajada
b


NW
SE
50/15
Pegmatito róseo
Comp. Paulistana
c


W
E
d

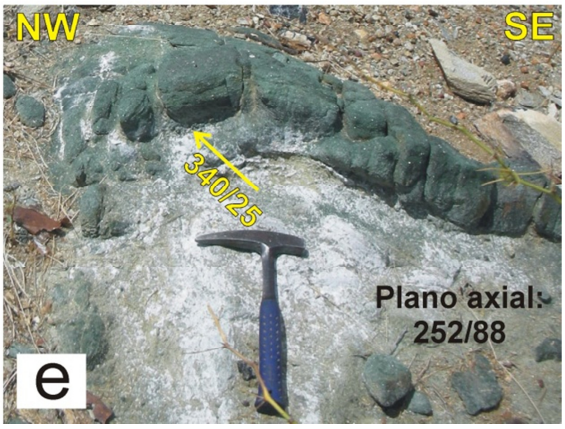

NW
SE
340/25
Plano axial:
252/88
e

Figura 6.3 – Estruturas da fase compressiva no açude público do Ingazeiro, Paulistana (FRP015). a) Dobra de *nappe* (*nappe fold*) envolvendo metaultramáficas e metassedimentares (mica xisto e chert) do Complexo Paulistana. Na charneira da dobra, alojou-se um granito pegmatítico turmaliníferо, sin-colisional, relacionado à Suíte Rajada. A sudeste, a *nappe* cavalga um granito mesocrático a duas micas da Suíte Rajada, que também é intrudido pelo pegmatito róseo; b) geometria dos empurrões, com geração de dobras isoclinais a assimétricas, de flanco curto rompido, relacionadas à falhas de empurrão com transporte tectônico para sudeste; c) detalhe do contato entre o pegmatito róseo, na charneira da dobra em a, e as metaultramáficas do Complexo Paulistana, no flanco invertido da dobra; d) boudins de pegmatito róseo no granito mesocrático da Suíte Rajada; e) dobra tardia (D3?) em metaultramáfica do Complexo Paulistana. Essas dobras normais horizontais, suaves, se superpõem às dobras isoclinais a recumbentes da tectônica de *nappes* D2. A seta amarela indica a direção e sentido de caimento do eixo da dobra.

Na Zona Interna, é comum o desenvolvimento de zonas intensamente migmatizadas, com abundante intercalação de leucossomas quartzo-feldspáticos à massa xistosa dos afloramentos. Tratam-se de migmatitos estromáticos ou com estruturas do tipo *lit-par-lit*, isso é, com leucossomas em camadas centimétricas e descontínuas, geralmente paralelas à foliação regional. Os xistos encaixantes parecem representar o paleossoma, ou seja, as intrusões provavelmente são geradas externamente à massa xistosa. As camadas psamíticas (quartzitos e metagrauvacas) em contato normalmente não são migmatizadas. Essas zonas migmatíticas podem estar relacionadas aos efeitos de fusão crustal e geração dos granitos sin-colisionais da Suíte Rajada, como observado nos cortes da ferrovia Transnordestina, em construção (estrada da Odebrecht), a nordeste de Paulistana, onde belíssimos afloramentos de xistos estromáticos com intrusões graníticas exemplificam essa zona de anatexia típica de núcleos orogênicos (Figura 6.5a, b, c).

Embora nos trabalhos da CPRM a estrutura da Antiforme de Ponta da Serra (entre Queimada Nova e Lagoa do Barro – PI; Figura 5.1) tenha sido interpretada como gerada em uma fase posterior D3, com desenvolvimento de dobras apertadas de plano axial submeridional, neste trabalho é considerado que essa estrutura foi gerada de forma contemporânea à deformação D2. Essa estrutura caracteriza-se por uma foliação orientada submeridianamente, com lineação mineral / de estiramento ou de crenulação direcional a oblíqua, com caimentos para norte. Dessa forma, a geometria antiformal pode ser interpretada, alternativamente, não como um dobramento anticlinal, mas sim como resultado do desenvolvimento de rampas laterais N-S e escoamento de massa ao redor da protuberância norte do Cráton do São Francisco (Oliveira 1998).

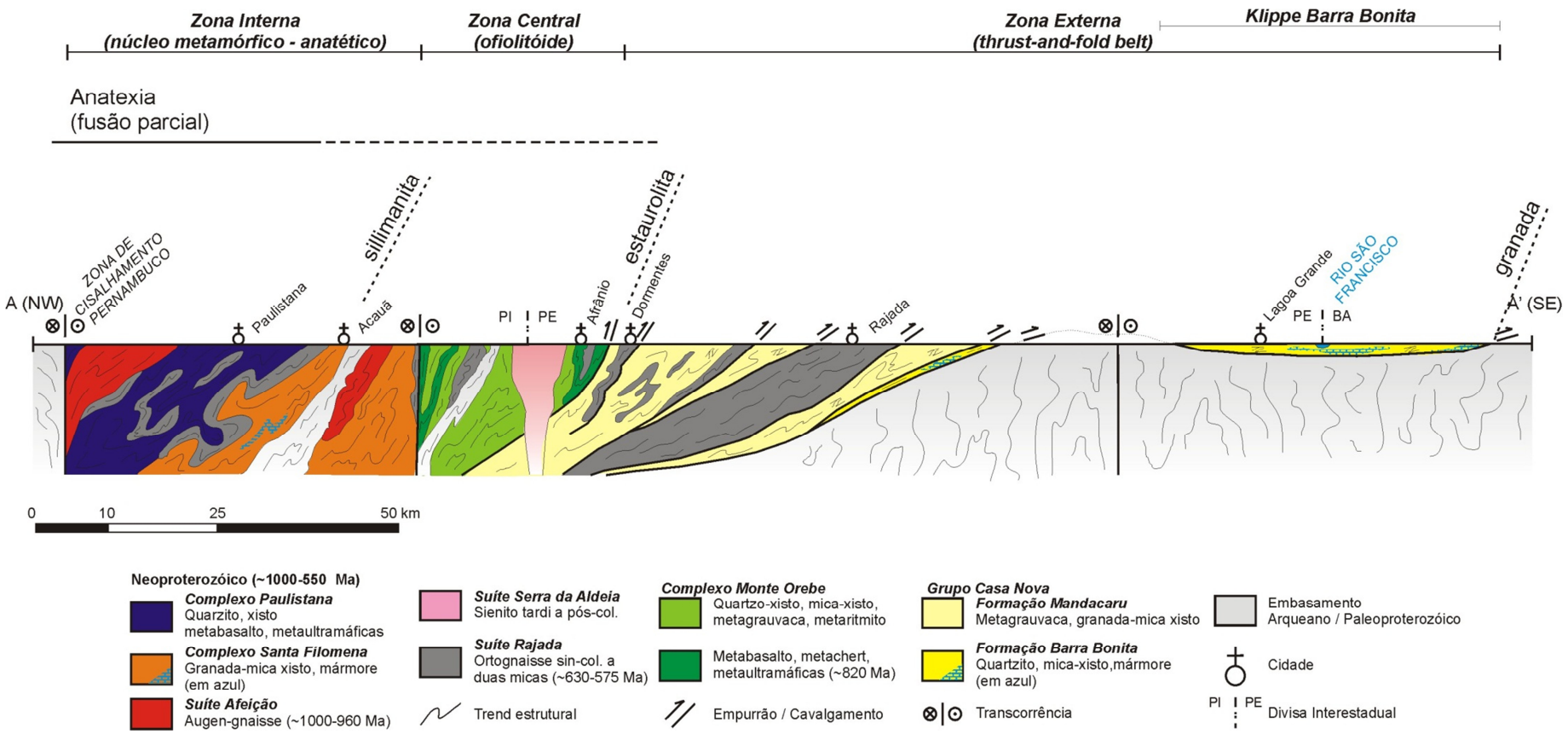


Figura 6.4 – Perfil geológico da Figura 5.1, com indicação aproximada das isógradas da granada, estaurolita e sillimanita, além da zona de intensa anatexia do núcleo metamórfico do orógeno.

6.2.3. Fase D3

Essa fase tem desenvolvimento apenas local e significa, provavelmente, um incremento progressivo de deformação em relação à Fase D2. É responsável pelo desenvolvimento de uma clivagem de crenulação espaçada, bem visível nos xistos verdes do Complexo Monte Orebe, além de localmente nas rochas metapelíticas Casa Nova, sendo particularmente bem desenvolvida na *klippe* de Barra Bonita.

Apesar de ter atitude muito variável, o máximo modal dos planos indica uma atitude 335/60; dessa forma coerente com a tectônica tangencial da faixa dobrada. Porém, planos com caimento de ângulo alto para os quadrantes NE e SW são também comuns (p. ex. no açude público do Ingazeiro), talvez indicando um par cisalhante conjugado, desenvolvido em condições rúpteis-dúcteis, ou seja, mais rasas do que a deformação D2.

O metamorfismo ligado à fase D3 envolve apenas reações retrometamórficas para a fácies xisto verde, tais como a substituição da biotita nas bordas de granada por clorita.

6.3. Regime Transcorrente – Fase D4

Essa fase é representada pelo movimento destrógiro transcorrente em zonas de cisalhamento de direção E-W, das quais a Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste é a estrutura mestre. Essa zona de cisalhamento de escala continental causa a milonitização de todas as unidades cortadas por ela, dessa forma gerando milonitos de alto grau, compostos por sillimanita-biotita-granada xistos (Complexo Santa Filomena; Figura 6.5g, h); além de milonitos de rochas ortognáissicas do embasamento (Figura 5.1a) e dos augen-gnaisses da Suíte Afeição (Figura 6.5e, f).

A deformação nos arredores e dentro da zona de milonitização é altamente complexa, com o desenvolvimento de estruturas em flor (Figura 6.5d) e mergulhos variáveis da foliação milonítica. Nos arredores da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste, pode ser observada ainda uma clivagem de crenulação sub-vertical de direção E-W, que é plano axial de dobras abertas de S_2 com eixo vertical, nos mica xistos dos complexos Paulistana e Santa Filomena. Essas dobras são na verdade dobras parasíticas de ordem maior em relação à grandes dobras de arraste geradas na porção extremo norte da Zona Interna, que atestam para o sentido destrógiro da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste (Figura 6.6).

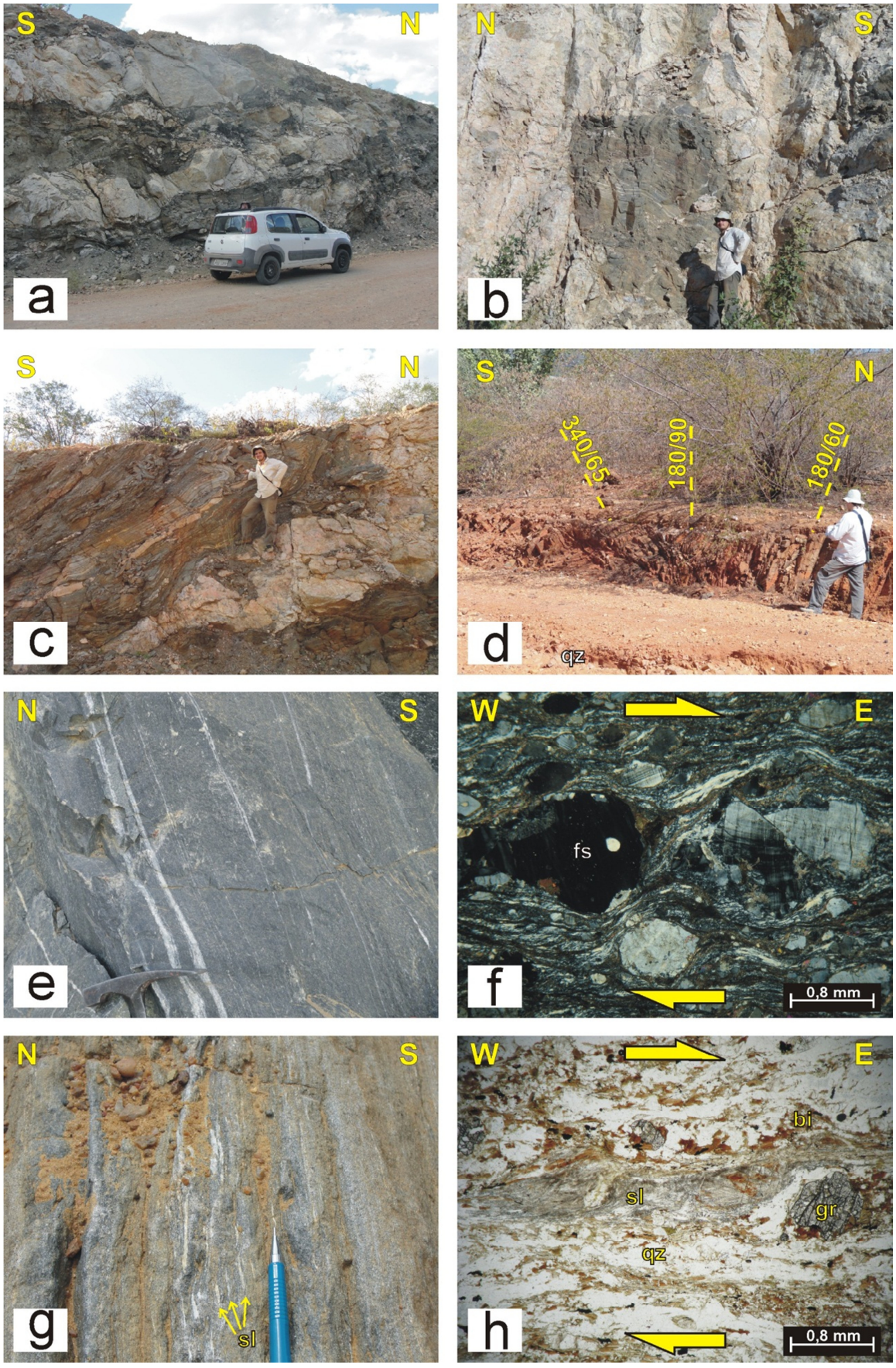

S
N
a
N
S
b
S
N
c
S
N
340/65
180/90
180/60
d
qz
N
S
e
W
E
fs
f
0,8 mm
N
S
sl
g
W
E
bi
sl
gr
qz
h
0,8 mm

Figura 6.5 – a) Mica xisto / paragnaisse do Complexo Santa Filomena (escuro) intensamente injetado por intrusões graníticas leucocráticas sin-colisionais (Suíte Rajada), no núcleo metamórfico / anatético da faixa Riacho do Pontal, na Zona Interna. Ponto FRP201, estrada da Odebrecht (ferrovia Transnordestina); b) xenólito de paragnaisse no seio da massa granítica leucocrática, FRP201; c) paragnaisse dobrado injetado por intrusões leucocráticas, FRP201; d) estrutura em flor relacionada à tectônica transcorrente (D4) em rochas metassedimentares do Complexo Santa Filomena, na Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste, estrada Jacobina – São Francisco de Assis, ponto FRP189; e) ortognaisse altamente milonitizado da Suíte Afeição, na zona de cisalhamento Pernambuco Oeste, ponto FRP202; f) aspecto microscópico do ortognaisse (augen-gnaisse milonitizado) do ponto FRP202, com cristais de feldspato fraturados (*book-shelf)* sintéticos indicando deformação destrógira; g) sillimanita-granada-mica xisto do Complexo Santa Filomena, na zona de cisalhamento Pernambuco Oeste, ponto FRP136. Agregados de sillimanita sin-D4 (sl) em destaque; h) aspecto microscópico sob nicóis cruzados do sillimanita-granada-mica xisto do ponto FRP136. Peixes de mica (*mica fish*) e de foliação (*foliation fish*) indicam movimentação destrógira (não distinguíveis na fotomicrografia).

Um grande número de zonas de cisalhamento sub-verticais de direção E-W nas zonas Central e Interna, facilmente observáveis na estrada Afrânio – Acauã – Paulistana, é aqui considerado também como gerado nessa fase, embora em trabalhos anteriores essas estruturas tenham sido consideradas como relacionadas ao escape lateral durante a fase D2 (Gomes 1990, Gomes & Vasconcelos 1991). Essas estruturas comumente transpõe todas as estruturas tangenciais mais velhas, gerando uma foliação milonítica sub-vertical penetrativa, com uma lineação de estiramento mineral direcional E-W associada (Figura 5.1b), marcada pela orientação de minerais micáceos e estiramento de anfibólios, turmalina, etc. O desenvolvimento de porfiroblastos de granada sin-cinemáticos indica uma movimentação destrógira dessas zonas de cisalhamento subsidiárias, de maneira similar à Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste.

Através de análises por microssonda eletrônica, Vauchez & Egyidio-Silva (1992) estimaram as condições de temperatura e pressão na Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste entre 630-700º C e 6 kbar, dessa forma, na transição entre as fácies anfibolito alto e granulito, o que é consistente com a fusão parcial e colocação de magmas sin-cinemáticos à zona de cisalhamento, além do desenvolvimento de xistos e paragnaisses a sillimanita. Para leste, a Zona de Cisalhamento Pernambuco diverge em numerosos ramos de direção NE-SW, em um espraiamento do tipo rabo-de-cavalo, que resolve a deformação transcorrente em uma larga zona transpressiva, nos arredores de Floresta - PE (Vauchez & Egydio-Silva 1992). Dessa forma, essa zona de cisalhamento profunda, que representa uma importante descontinuidade crustal (Oliveira 2008), não tem

continuidade no ramo leste da Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste, que representa uma estrutura mais rasa e descontínua (Neves & Mariano 1999). Por outro lado, a continuação da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste na Zona de Cisalhamento Congo, de direção NE-SW, na Zona Transversal, parece uma hipótese mais provável do ponto de vista geofísico (Oliveira 2008).

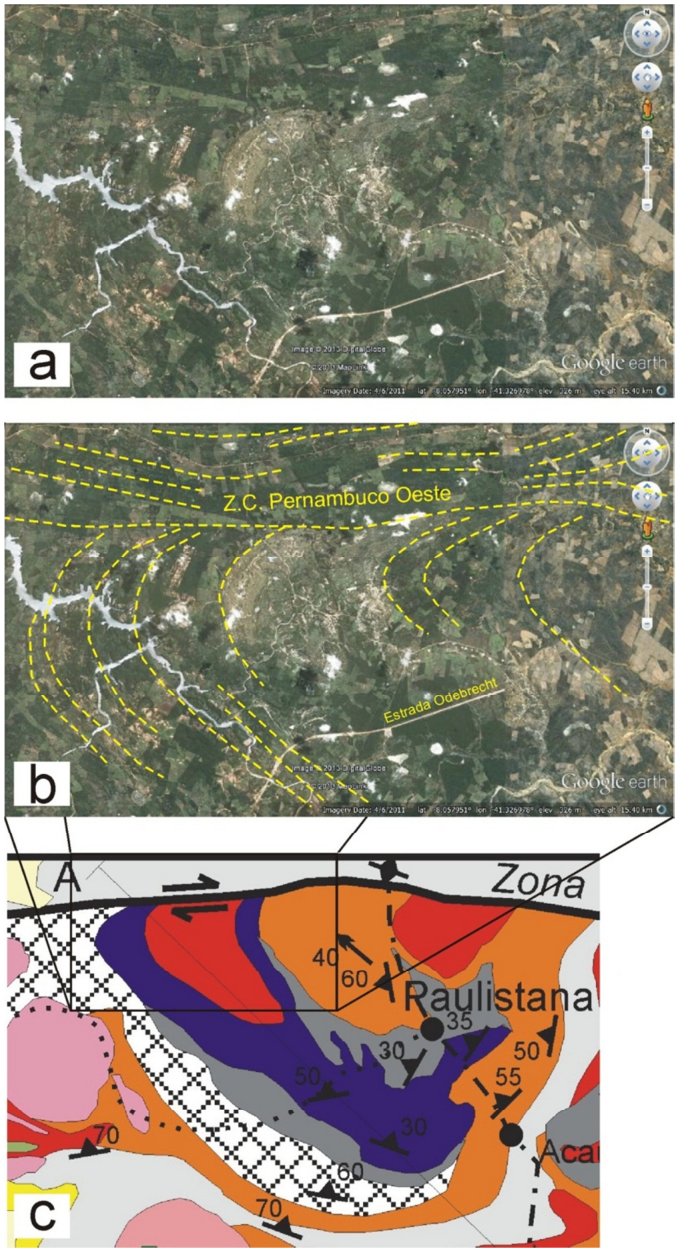


Figura 6.6 – Dobras de arraste nos litotipos do Complexo Paulistana e da Suíte Afeição nas proximidades da zona de cisalhamento Pernambuco Oeste, arredores de Paulistana. a) imagem de radar (*Google Earth*) e b) interpretação de fotolineamentos sob a imagem; c) detalhe do mapa geológico da Figura 5.1 na área da imagem. As dobras de arraste, associadas à uma foliação de

crenulação S_4 nos mica xistos do Complexo Paulistana e ao desenvolvimento de milonitos de augen-gnaisses da Suíte Afeição, indicam movimentação destrógira.

A Fase D4 é a última expressão dos processos deformacionais / metamórficos na Faixa Riacho do Pontal; destacam-se ainda, porém, deformações locais tardias induzidas pela colocação dos plútons tardi a pós-colisionais das suítes Serra da Esperança e Serra da Aldeia / Caboclo, cuja colocação causa padrões de deformação típicos desse tipo de intrusão nas rochas encaixantes (*ballooning*).

CAPÍTULO 7 – ARCABOUÇO GEOFÍSICO DA FAIXA RIACHO DO PONTAL

7.1. Introdução

Os dados geofísicos disponíveis para a região da Faixa Riacho do Pontal foram apresentados nos diversos mapeamentos do PLGB (Angelim 1988, Gomes 1990, Figuerôa & Silva Filho 1990, Mendes & Silva Filho 1990, Santos & Silva Filho 1990, Gomes & Vasconcelos 1991, Sampaio & Vasconcelos 1991, Prado & Vasconcelos 1991). e, mais recentemente, na dissertação de mestrado e tese de doutorado de Oliveira (1998, 2008). Nesses trabalhos, a compartimentação geofísica é analisada em conjunto com os dados geológicos, de forma a proceder a uma interpretação do arcabouço geotectônico dessa região orogênica.

7.2. Limites geofísicos

De acordo com os dados gravimétricos e magnéticos disponibilizados, a região da Faixa Riacho do Pontal corresponde ao limite entre o Domínio Geofísico-Tectônico Externo ou Sul, a norte, e a Placa Sanfranciscana, a sul (Oliveira 2008). Dessa forma, do ponto de vista geofísico a Zona Externa da Faixa Riacho do Pontal faz parte do domínio da Placa Sanfranciscana, enquanto as Zonas Central e Interna correspondem ao Domínio Sul da Província Borborema, truncado a norte pela Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste. O limite entre a Placa Sanfranciscana e a Província Borborema corresponde, dessa forma, ao limite entre as zonas Externa e Central da Faixa Riacho do Pontal, caracterizado pelas rochas metabásicas do Complexo Monte Orebe. Este limite é marcado por uma faixa de anomalias Bouguer residuais, que forma um arco com concavidade voltada para sul, contornando a margem norte da paleoplaca Sanfranciscana (Oliveira 2008).

As rochas supracrustais da Zona Externa são transparentes aos dados geofísicos, ou seja, permitem enxergar a infra-estrutura do substrato. Este apresenta alinhamentos magnéticos e gravimétricos de direção sub-meridional de grande continuidade, que representam uma continuidade dos alinhamentos geofísicos do bloco Gavião-Sobradinho do Cráton do São Francisco a sul. Esses alinhamentos sub-meridionais são trucandos e vergados no limite com a Zona Central, que corresponde ao limite sul da Província Borborema. Dessa forma, os dados geofísicos delimitam a antiga Placa Sanfraciscana, tendo a capacidade de enxergar o substrato das *nappes* da Zona Externa. Por conseguinte, a espessura preservada das supracrustais na Zona Externa é baixa, da ordem de 4 km no máximo (Oliveira 1998, 2008).

O posicionamento ortogonal dos alinhamentos gravimétricos e magnéticos na porção norte da Placa Sanfraciscana, em relação ao limite com a Zona Central, que apresenta lineamentos de

direção aproximada E-W, sugere uma aproximação convergente em alto ângulo durante a colisão dos blocos envolvidos. Essa interpretação geofísica é corroborada pelo *thrust and fold belt* da Zona Externa, com deslocamentos rasos expressivos na forma de *nappes*, devido ao descolamento entre as supracrustais e o embasamento do cráton. Dessa forma, o prolongamento do antepaís cratônico para norte, sob as rochas supracrustais da Faixa Riacho do Pontal, pode ter funcionado como um edentador rígido durante uma colisão em alto ângulo (ortogonal) entre dois blocos tectônicos de composição geofísica distinta, à maneira da colisão entre a Índia e a Eurásia no sudeste asiático (Torres *et al.* 1994, Oliveira 1998, 2008). A modelagem flexural da margem norte do Cráton do São Francisco realizada por Ussami (1999) indica um mergulho regional para norte do embasamento cratônico nessa porção, com espessura elástica efetiva (Te) da ordem de 40 km; dessa forma também coerente com o modelo de edentação tectônica proposto.

Segundo a divisão em domínios tectônicos-geofísicos de Oliveira (2008), a Zona Interna da Faixa Riacho do Pontal faria parte do Sub-domínio Cabrobró, que engloba ainda a porção oeste do Domínio Pernambuco-Alagoas. Esse sub-domínio é caracterizado por anomalias magnéticas e gravimétricas positivas de eixo orientado longitudinalmente, em relação ao limite com a Placa Sanfranciscana.

7.3. Caracterização geofísica da zona de sutura

Suturas entre grandes blocos continentais são geralmente marcadas por anomalias gravimétricas positivo-negativas emparelhadas, de formato linear e grande comprimento de onda (Gibb & Thomas 1976, 1977, Fountain & Salisbury 1981, Thomas 1992). Essas anomalias podem ser causadas por: 1) convergência e colisão entre blocos continentais de densidade e características geofísicas distintas, ou 2) soerguimento da crosta inferior da placa mais jovem e menos densa (lado positivo), aliado à flexura da placa mais antiga, com desenvolvimento de uma bacia de antepaís (*foreland*) e acumulação de grande espessura de sedimentos de baixa densidade (lado negativo).

O limite da Placa Sanfranciscana com o Domínio Sul da Província Borborema, que corresponde ao limite entre as Zonas Externa e Central da Faixa Riacho do Pontal, é bem demarcado por uma faixa gravimétrica anômala positiva com 200 km de comprimento de onda e amplitudes em torno de 40 mGal (Figura 7.1 e 7.2). Na margem norte do Cráton do São Francisco a tendência Bouguer é dominantemente negativa, com amplitudes em torno de 20 mGal. O par positivo-negativo constitui uma anomalia emparelhada com amplitude máxima, pico a pico, de aproximadamente 70 mGal (Figura 7.1 e 7.2). Deve-se considerar que a região já atingiu o equilíbrio isostático e dessa forma, a anomalia revelada geofisicamente é possivelmente apenas o registro fóssil de um processo colisional. A diferença de densidade, composição e espessura entre a

litosfera das Zonas Interna e Central da Faixa Riacho do Pontal e o Cráton do São Francisco, hoje soldadas, é que define a anomalia, e não um espesso *foreland*, que, se existiu, provavelmente hoje em dia é representado apenas por resquícios na região norte da Chapada Diamantina.

A modelagem bidimensional de perfis Bouguer gravimétricos transversais à faixa dobrada indica que o pico positivo, localizado a norte, reflete o soerguimento de níveis de crosta profunda em relação à Placa Sanfranciscana (Oliveira 2008). Dessa forma, em uma possível colisão, esta última funcionou como placa inferior (subductada) enquanto o bloco continental a norte, provavelmente representado pelo extremo oeste do bloco Pernambuco-Alagoas, funcionou como a placa superior (Figura 7.2).

Oliveira (1998, 2008) indica uma continuidade das anomalias gravimétricas características de zona de sutura, tanto para sudeste, na porção oeste da Faixa Sergipana, quanto para sudoeste, sob em direção à porção norte da Faixa Rio Preto. Na contraparte africana da Província Borborema, essa provável zona de sutura apresenta marcante continuidade na Faixa Oubanguides, que representa uma continuação da Faixa Sergipana (Oliveira *et al.* 2006, Oliveira 1998, 2008).

7.4. Limite norte e a Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste

O limite norte da Zona Interna, e consequentemente da Faixa Riacho do Pontal, é caracterizado pelo truncamento e vergamento das estruturas da faixa dobrada pela Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste. Geofisicamente, essa zona de cisalhamento coincide com uma faixa alongada de anomalias gravimétricas positivas na direção E-W, que verga para NE nas proximidades de Floresta, apresentando continuidade geofísica com a Zona de Cisalhamento do Congo no leste de Pernambuco (Oliveira 2008). Esta descontinuidade coincide com o eixo de uma anomalia gravimétrica positivo-negativa cujas características sugerem uma estrutura crustal profunda, dessa forma definindo um alinhamento geofísico de grande importância na Província Borborema. Dessa forma, de acordo com Oliveira (2008), geofisicamente a Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste (e sua continuação na Zona de Cisalhamento do Congo) representa um dos mais importantes limites internos da Província Borborema. O trecho leste da Zona de Cisalhamento Pernambuco, que não apresenta deslocamento relativo expressivo das supracrustais e embasamento em seus dois lados (Vauchez *et al.* 1995, Neves & Mariano 1999), não representa um limite geofísico importante, sendo caracterizada apenas pelo truncamento de anomalias gravimétricas positivas de direção NE-SW.

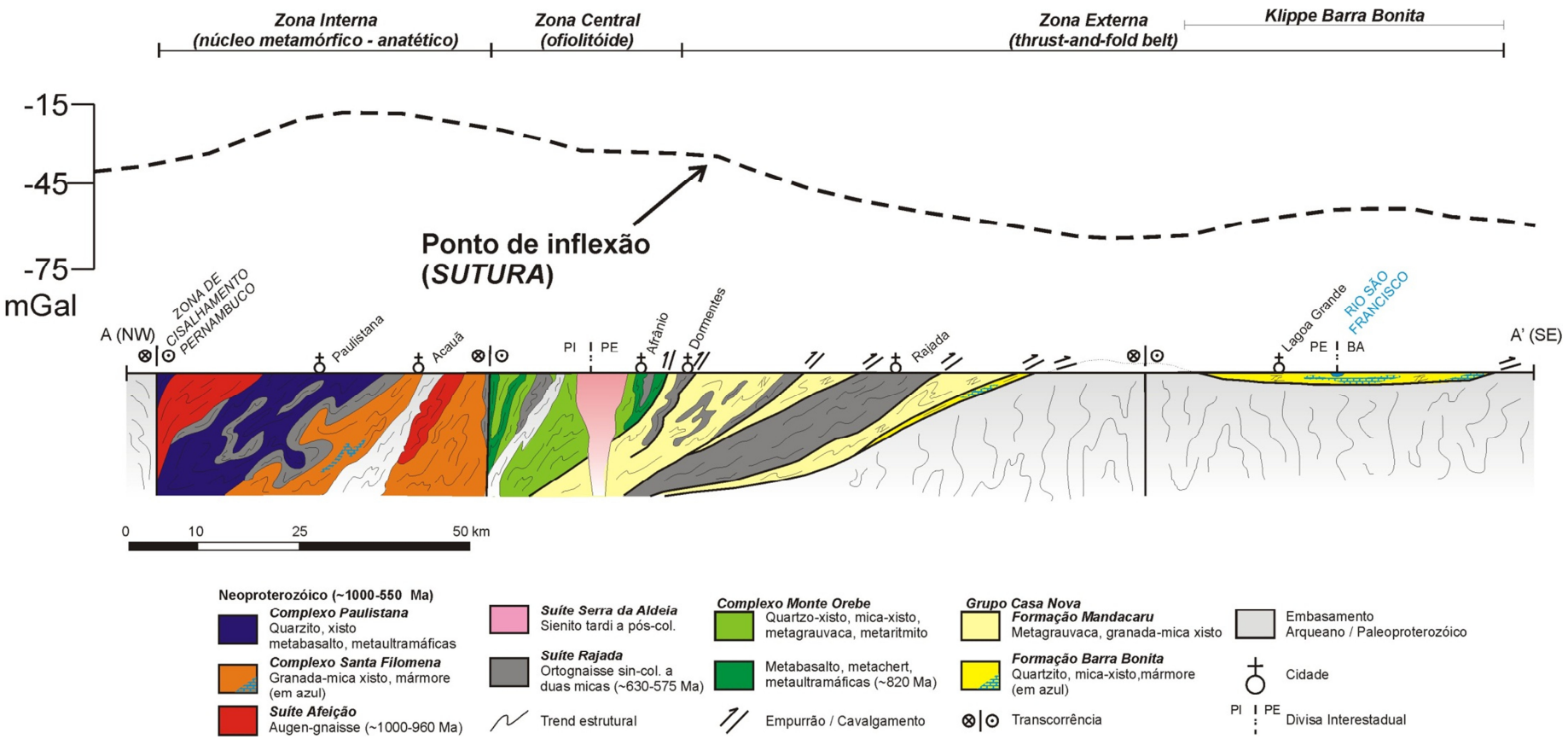


Figura 7.1 – Superposição do perfil gravimétrico de anomalia Bouguer de Oliveira (2008) sobre o perfil geológico da Figura 5.1, com indicação da provável zona de sutura, coincidente com o limite entre as zonas Central e Externa.

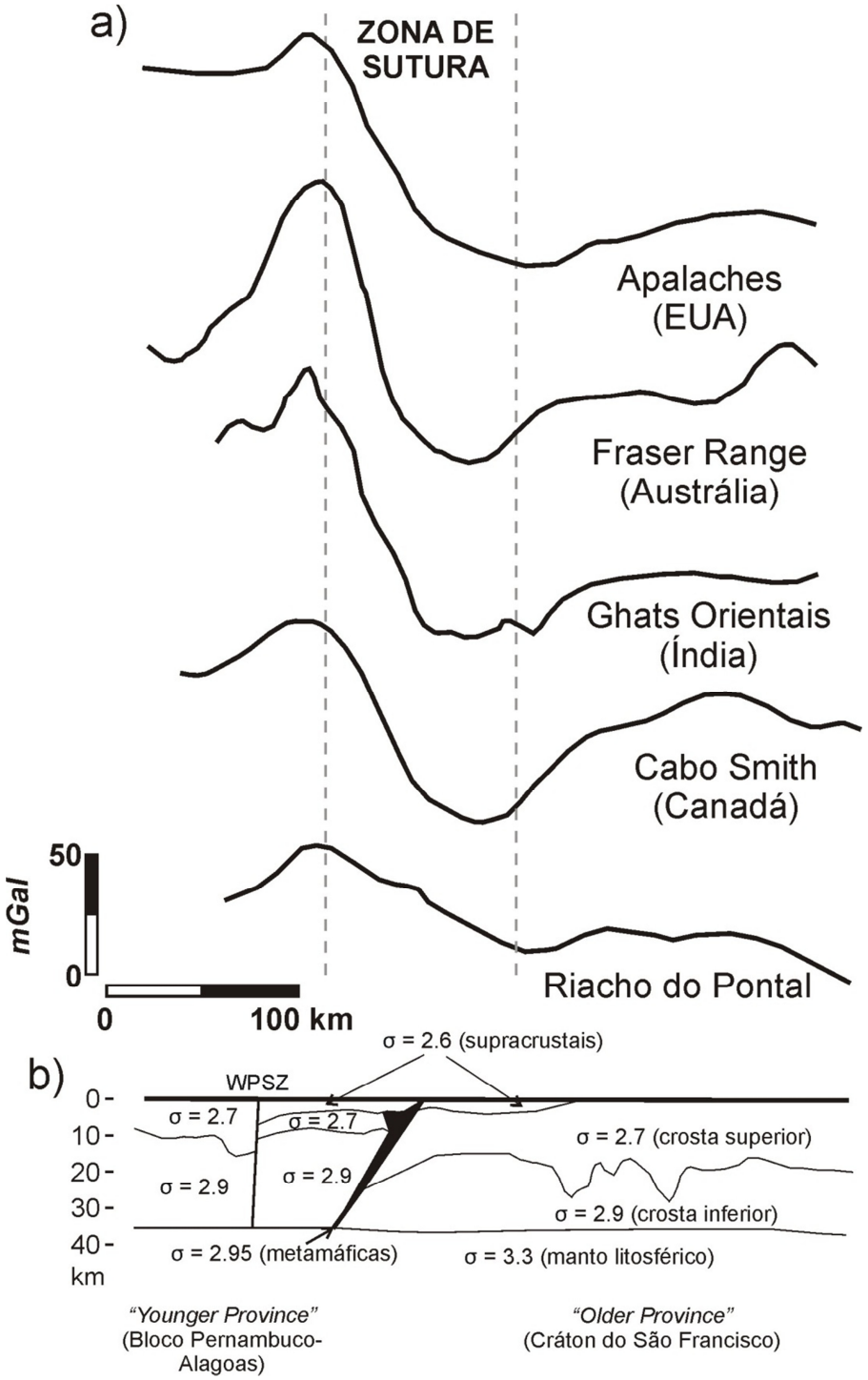


Figura 7.2 – a) Comparação da assinatura gravimétrica da zona de sutura da faixa Riacho do Pontal com outras zonas de sutura de faixas pré-Cambrianas ao redor do mundo (Thomas 1992, Tesha *et al.* 1997) e b) modelo de densidade crustal de Oliveira (2008) para a região da Faixa Riacho do Pontal. Compare com o modelo de densidade crustal de Gibb & Thomas (1976). Neste modelo, a província antiga ("Older Province") é representada pelo Cráton do São Francisco (placa inferior) e a província nova ("Younger Province") pela Província Borborema (porção extremo oeste do maciço Pernambuco – Alagoas?), que funcionaria como placa superior.

CAPÍTULO 8 – LITOQUÍMICA, GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA (SM-ND) DE ROCHAS METAMÁFICAS DA ZONA INTERNA

8.1. Introdução

Neste capítulo serão apresentados os dados litoquímicos, geocronológicos e isotópicos de amostras de rochas metabásicas das unidades da Zona Interna (complexos Paulistana, Morro Branco e São Francisco de Assis). O Complexo máfico-ultramáfico de Brejo Seco não é abordado no presente trabalho, por se tratar de tema de dissertação de mestrado desenvolvida concomitantemente (Salgado, S.S., em preparação). Os dados litoquímicos apresentados a seguir foram recalculados em base anidra.

8.2. Complexo Paulistana

8.2.1. Litoquímica

Onze amostras de rochas metamáficas (xistos verdes e anfibolitos) do Complexo Paulistana foram analisadas (Tabela 8.1). Alguns dados litoquímicos preliminares para rochas desse complexo foram apresentados por Gomes & Vasconcelos (1991), porém devido à baixa qualidade analítica, reduzido número de amostras analisadas e à modificações no quimismo original, estas amostras não serão consideradas no conjunto de dados deste trabalho.

A maioria das amostras é classificada como básica (SiO_2 = 41 – 50 %), cuja principal característica é o teor relativamente variável, porém quase sempre muito alto, de TiO_2 (1 – 7,5%). Os teores totais de álcalis ($Na_2O + K_2O$ = 2,2 – 4,5%), Al_2O_3 (10 – 18 %), FeO_T (10 - 18 %), CaO (8 – 12 %) e MgO (5 - 14 %; Mg# = 0,4 – 0,6), estão todos dentro da variação dos valores típicos para rochas basálticas. No diagrama $Na_2O + K_2O$ versus Na_2O / K_2O de Miyashiro (1975) para a distinção entre rochas que sofreram alterações pós-magmáticas significativas e aquelas que não sofreram, a maioria das amostras plota no campo das rochas não alteradas (Figura 8.2a), embora algumas amostras plotem no campo das rochas alteradas, o que sugere cautela na interpretação de diagramas baseados em elementos maiores. Quimicamente, a maioria das amostras é de basaltos sub-alcalinos (Figura 8.2b).

A relação co-dependente entre os teores de elementos maiores e traços selecionados pode ser analisada utilizando diagramas bivariantes, que podem auxiliar na visualização de tendências de diferenciação ígnea, assim como podem ser usados como um critério comparativo para a imobilidade relativa desses elementos durante alterações pós-magmáticas. A razão FeO_T/MgO é um

índice de diferenciação conveniente para rochas básicas, uma vez que o Mg é muito mais compatível do que o Fe em minerais máficos tais como as olivinas e piroxênios. A razão FeO_T/MgO, dessa forma, aumenta com a diferenciação e evolução magmática de rochas ígneas cogenéticas. Em fusões basálticas cristalizadas a alta temperatura ou com alto conteúdo de H_2O, a ordem de cristalização é olivina-clinopiroxênio-plagioclásio; se o resfriamento ocorre em pressões mais baixas, a ordem de cristalização do clinopiroxênio e do plagioclásio é invertida. Portanto, os teores de Al_2O_3, FeO_T e TiO_2 podem ser comparados à razão FeO_T/MgO em diagramas bivariantes para visualização da influência do ambiente petrogenético (baixa pressão *versus* alta pressão) no caminho de cristalização (Figura 8.1).

Em basaltos extrudidos em ambientes de baixa pressão, tais como cadeias meso-oceânicas ou rifts continentais, o fracionamento de plagioclásio é importante e ocorre antes do fracionamento de clinopiroxênio na tendência evolutiva do magma. O plagioclásio rejeita o Fe e o Ti, mas incorpora seletivamente o Al na sua estrutura, dessa forma fornecendo tendências de empobrecimento em Al e enriquecimento em Fe e Ti. Em contraste, altas pressões de fluidos suprimem a saturação prematura de plagioclásio em magmas basálticos relacionados a ambientes compressivos, tais como os arcos vulcânicos, onde o fracionamento de Al, Ti e Fe é controlado pela cristalização de olivina e clinopiroxênio (Albarède 2009). As tendências evolutivas dos magmas basálticos que representam os protólitos das rochas metamáficas do Complexo Paulistana, como mostrado na Figura 8.1, todas indicam a importância do fracionamento controlado por plagioclásio em detrimento da cristalização de olivina e piroxênio, dessa forma sugerindo um ambiente de baixa pressão para a extrusão desses magmas.

Pearce & Robinson (2010) argumentam que o modo mais útil de se definir a afinidade tholeítica ou cálcio-alcalina de uma suíte de rochas ígneas é plotar as amostras em um diagrama FeO_T x MgO, que é de mais simples interpretação do que o diagrama FeO_T/MgO x SiO_2 (Figura 8.1a) como proposto pro Miyashiro (1973). Neste diagrama (Figura 8.1e), o valor de pico do FeO_T em cada tendência é independente do teor de Fe do magma primário e fornece informações sobre o teor de Fe da fusão quando a saturação é atingida. As amostras de metamáficas do Complexo Paulistana seguem a tendência tholeítica de médio a alto Fe (Figura 8.1e). A tendência predominantemente tholeítica também é sugerida pelo diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971) da Figura 8.2c.

Vários autores demonstram que os elementos HFS (*High Field Strenght*), tais como Ti, Zr, Y e Nb permanecem relativamente imóveis durante o metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito, alteração hidrotermal e intemperismo (Pearce & Cann 1973, Winchester & Floyd 1976, Humphris & Thompson 1978, Pearce & Norry 1979, Pearce 1982). As razões inter-elementares entre os diversos elementos HFS não variam significantemente com o crescimento crustal durante

os últimos 2,0 Ga, o que justifica a utilização de diagramas construídos principalmente com dados de rochas fanerozóicas para a classificação da ambiência tectônica de rochas pré-Cambrianas (Sun & Nesbitt 1977, Pearce & Norry 1979).

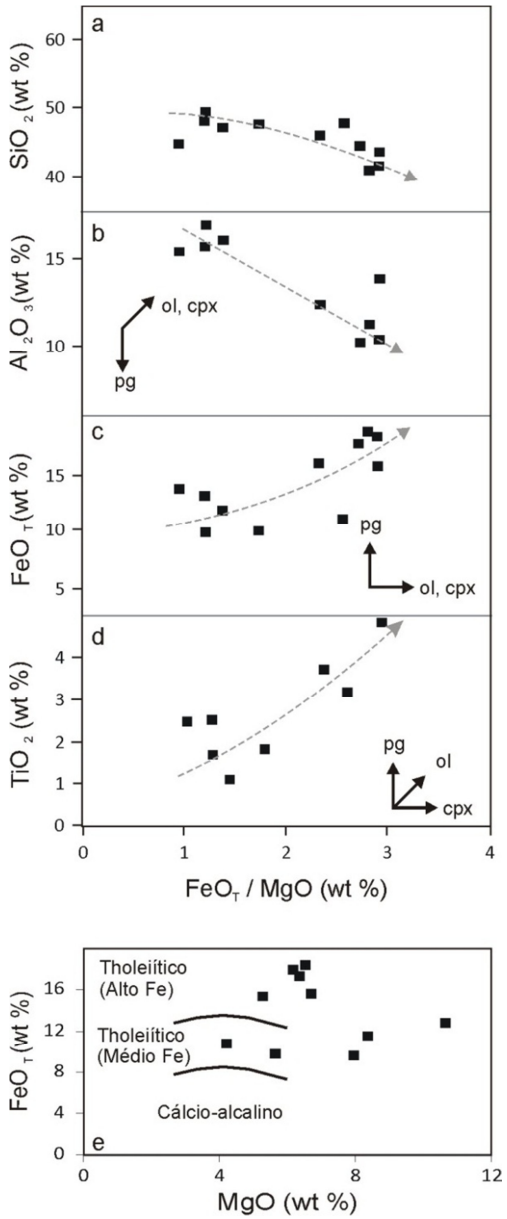


Figura 8.1 – Diagramas bivariantes para as rochas do Complexo Paulistana. e) Segundo Pearce & Robinson (2010).

Os dados litoquímicos das rochas metamáficas do Complexo Paulistana atendem às condições de contorno para o uso dos diagramas clássicos de discriminação de ambiente tectônico de Pearce & Cann (1973), que utilizam Ti, Zr, Y e Sr como elementos discriminadores. Porém, os altos valores de Ti causam uma alta dispersão dos dados, não permitindo a utilização desses

diagramas (Figura 8.2d). De qualquer forma, as amostras que apresentam teores menos anômalos de Ti plotam majoritariamente no campo de basaltos intra-placa (*Within-Plate Basalts* ou WPB na Figura 8.2d).

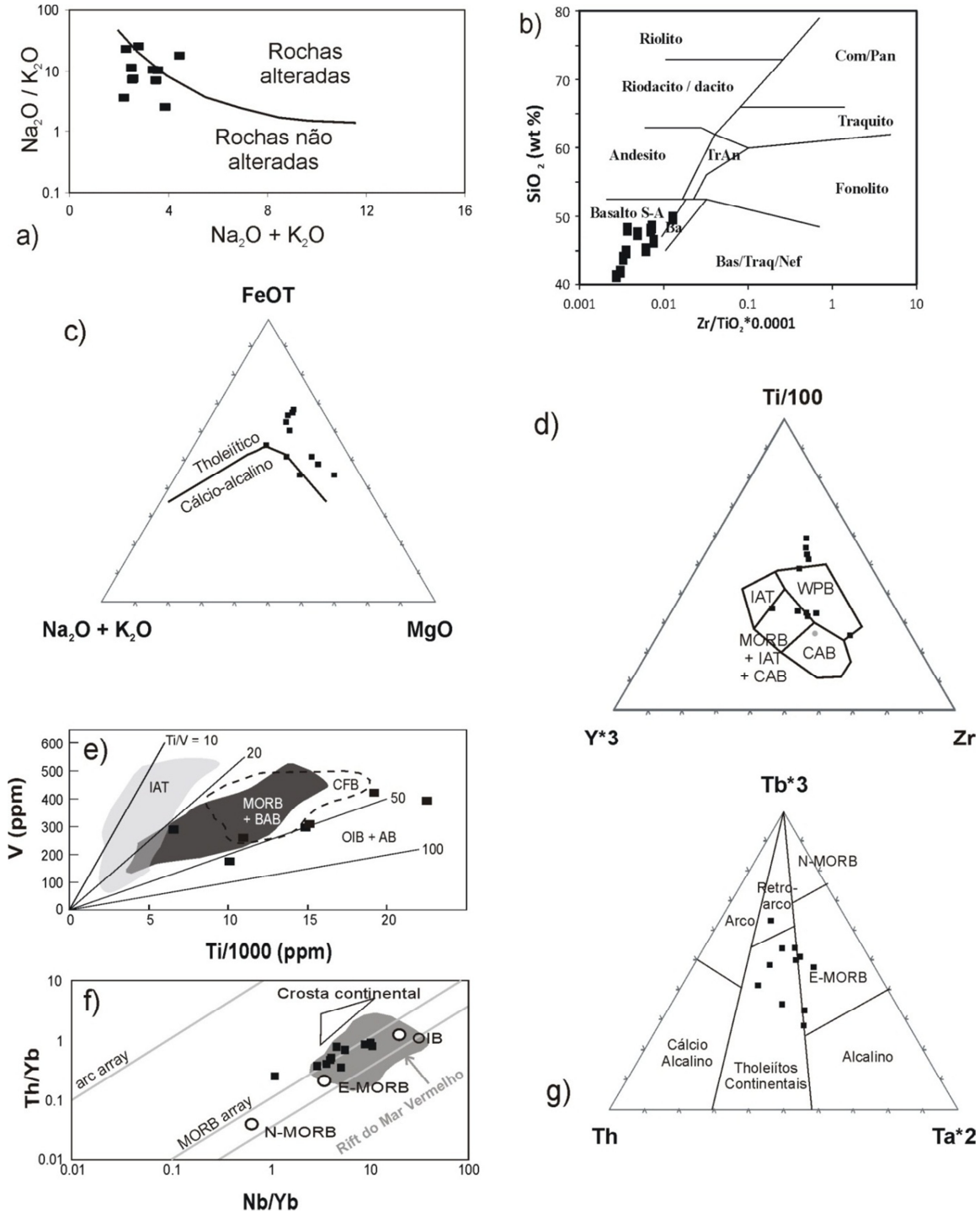


Figura 8.2 – Diagramas de classificação química e ambiência tectônica para rochas do Complexo Paulistana. Ver texto para maiores detalhes.

Shervais (1982) propõe a utilização da razão Ti/V como diagnóstica do ambiente tectônico de extrusão de magmas máficos. O raciocínio utilizado por este autor é que o empobrecimento de V relativamente ao Ti é controlado pela fugacidade de oxigênio do magma e de sua fonte, pelo grau de fusão parcial, e pela cristalização fracionada. Rochas de arco vulcânico geralmente apresentam Ti/V < 20, enquanto rochas de cadeia meso-oceânica (MORB – *Mid-Ocean Ridge Basalts*) e basaltos de ambiente continental mostram Ti/V entre 20 e 50; rochas alcalinas possuem Ti/V > 50. As razões Ti/V das amostras do Complexo Paulistana estão majoritariamente entre 42 e 67, sugerindo afinidade com basaltos intra-placa ou, ainda, de cadeia meso-oceânica. No diagrama da Figura 8.2e, algumas amostras plotam fora de todos os campos, devido aos altos teores de Ti (altas razões Ti/1000).

Utilizando os elementos incompatíveis Th, Yb e Nb, Pearce (2008) propõe um diagrama que pode ser utilizado para avaliar a evolução química e o ambiente tectônico de rochas básicas. Nesse diagrama, basaltos de ambientes não-relacionados à subducção definem um alinhamento em direção a altas razões Th/Yb e Nb/Yb ("*MORB array*" na Figura 8.2f). A contaminação por componentes relacionados à zonas de subducção tende a direcionar as amostras para fora do alinhamento de basaltos oceânicos em direção a concentrações mais baixas de Nb e mais altas de Th ("*arc array*"). A contaminação por componentes crustais é detectada através do deslocamento das amostras em direção à área triangular na Figura 8.2f, caracterizada pelas altas razões Th/Yb em uma faixa fixa de razões também altas Nb/Yb. Este é o caso da maioria das amostras do Complexo Paulistana, que em geral apresentam razões Th/Yb e Nb/Yb entre os E-MORB (MORB enriquecidos) e os OIB (*Oceanic Island Basalts*), porém com um claro deslocamento em direção ao campo da crosta continental; dessa forma sugerindo contaminação variável entre esses dois reservatórios. Esse padrão é muito semelhante ao de basaltos extrudidos em rifts com forte influência termal e margens continentais adelgaçadas (Pearce 2008). Um análogo moderno seria a região do Rift do Mar Vermelho; o campo de abrangência de amostras de basaltos dessa região é plotado na Figura 8.2f para comparação, e a maioria das amostras do Complexo Paulistana plota dentro desse campo. Os dados são do rift da Etiópia, Golfo de Tadjoura e região de tríplice junção de Afar, adjacentes ao Mar Vermelho (Hart *et al.* 1989, Barrat *et al.* 1990, 1993, Volker *et al.* 1997, Pearce 2008). Dessa forma, a interação de uma pluma mantélica com litosfera continental estirada, em um ambiente de rift ou margem continental adelgaçada, seria um contexto coerente para a extrusão dos protólitos das rochas metamáficas do Complexo Paulistana. Reforçando essa sugestão, a maioria das amostras plotam no campo de tholeítos continentais no diagram Tb*3 x Th x Ta (Figura 8g) de Cabanis & Thiéblemont (1988).

Assim como os elementos HFS, os elementos terras raras (ETR) são geralmente considerados relativamente imóveis durante alterações pós-magmáticas, e dessa forma são

amplamente utilizados como parâmetro para a interpretação da evolução química e petrogenética de magmas basálticos, além de seu ambiente tectônico (p. ex. Henderson 1984, Saunders 1984). Os ETR das amostras do Complexo Paulistana, quando normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1989), apresentam padrões planos (Eu/Eu* = 0,9 – 1,1) e enriquecimento moderado em ETR leves (ETRL) em relação aos pesados (ETRP); com La_N/Yb_N = 2,3 – 6,0 e La_N/Sm_N = 1,2 – 2,9 (Figura 8.3a). Esses padrões são semelhante aos padrões de basaltos de rift continental, segundo dados de Hooper & Hawkesworth (1993), representados pelo campo cinza na Figura 8.3a. Os teores totais de ETR relativamente altos (ΣETR > 100 ppm) sugere que a fonte dos magmas, muito provavelmente, não é puramente mantélica, uma vez que amostras do tipo MORB fornecem valores de ΣETR geralmente mais baixos.

A Figura 8.3b apresenta um aranhograma de elementos incompatíveis normalizados ao MORB de Pearce & Parkinson (1993); o arranjo dos elementos da esquerda para a direita (ordem de incompatibilidade) é aquele sugerido por Thompson *et al.* (1984). Neste diagrama, os elementos litófilos de largo raio iônico (*Large Ion Lithopile Elements* ou LILE), tais como Ba, Rb, Th e K localizam-se à esquerda no diagrama, enquanto os elementos HFS (Zr, Hf, Ti, etc.) encontram-se à direita. Em geral, as amostras do Complexo Paulistana apresentam um enriquecimento moderado de LILE em relação aos HFS, com teores de LILE em torno de 5 a 25 x MORB. O padrão é relativamente plano, com anomalias suaves positivas de Th, P e Ti e negativas de K e Sr. Basaltos gerados em ambiente de arco vulcânico tendem a apresentar uma importante anomalia negativa de Nb-Ta (Perfit *et al.* 1980, Pearce 1982, Saunders & Tarney 1984, Kelemen *et al.* 1990, 1993, Dilek & Furnes 2011), e dessa forma, a razão Nb_N/L_{aN} pode ser utilizada como um importante indicador petrogenético, como medida da magnitude das anomalias de Nb. No caso do Complexo Paulistana, as razões Nb_N/La_N estão entre 0,6 e 1,8, e dessa forma não constituem uma anomalia de polaridade bem definida.

A Figura 8.3c apresenta uma normalização adicional dos elementos incompatíveis para Ti = 1. Esse tipo de diagrama facilita a visualização dos diferentes efeitos da contaminação crustal (segmento Ba-Ta), grau de fusão parcial e composição da fonte (segmento La-Hf) e profundidade de fusão (segmento Tb-Yb) na composição dos elementos incompatíveis (Pearce 2008). De maneira geral, as amostras mostram um importante, embora geralmente de baixa magnitude, componente de contaminação crustal (maioria das amostras de 1 a 10 x MORB). A porção central do diagrama sugere o envolvimento de tanto fontes enriquecidas ou com baixa porcentagem de fusão quanto fontes empobrecidas e com alta porcentagem de fusão. Os valores do segmento Ti-Yb de todas as amostras situam-se abaixo da linha do MORB, e dessa forma sugerem altas profundidades de fusão para a fonte dos magmas. Isso ocorre porque, a altas profundidades (>~40 km), a granada torna-se uma fase estável na fonte, que fica na porção refratária e não se incorpora à fase fundida em baixas

porcentagens de fusão parcial. Este mineral aprisiona os elementos terras raras pesados tais como Tb, Yb e Y em sua estrutura.

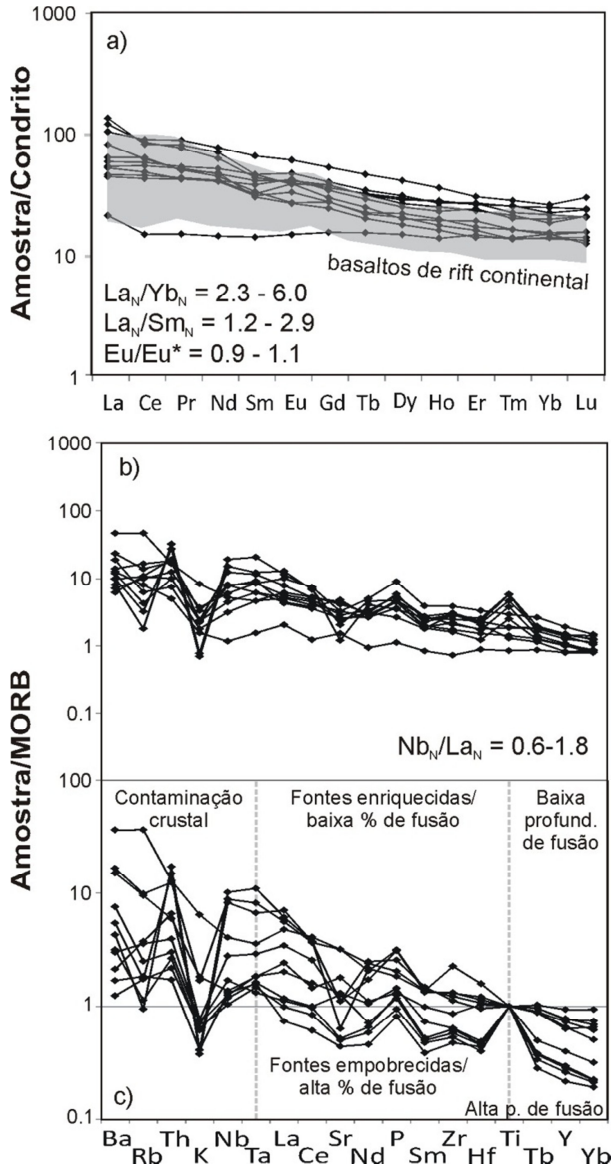


Figura 8.3 – a) Padrões de elementos terras raras de amostras do Complexo Paulistana normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1989); b) aranhograma de elementos incompatíveis de amostras do Complexo Paulistana normalizados ao MORB de Pearce & Parkinson (1993); c) normalização adicional de b) para Ti = 1.

8.2.2. Geocronologia U-Pb

Vinte e sete zircões foram recuperados de uma amostra de metagabro do Complexo Paulistana (Tabela 8.4), coletada no riacho do Saco, um afluente do rio Canindé a sudoeste de

Paulistana (FRP316A; Figura 5.2g). Todos os zircões apresentam razões Th/U altas (entre 0,4 e 2,3), sugerindo uma origem ígnea (Rubatto 2002, Hoskin & Schaltegger 2003). Os zircões analisados apresentam razões $^{207}Pb/^{235}U$ e $^{206}Pb/^{238}U$ bastante homogêneas, agregando-se ao redor da curva Concórdia (Figura 3.4). Este agrupamento fornece uma idade de intercepto superior em 885,9 ± 3,6 Ma (MSWD = 0,38; Figura 8.4a). Utilizando apenas os zircões mais concordantes (n = 14), obtém-se uma idade Concórdia de 888,2 ± 2,6 Ma (MSWD = 1,3), idêntica dentro da margem de erro à idade de intercepto superior (Figura 8.4b). Dessa forma, a idade Concórdia é interpretada como a idade de cristalização magmática do protólito gabróico da amostra FRP316A.

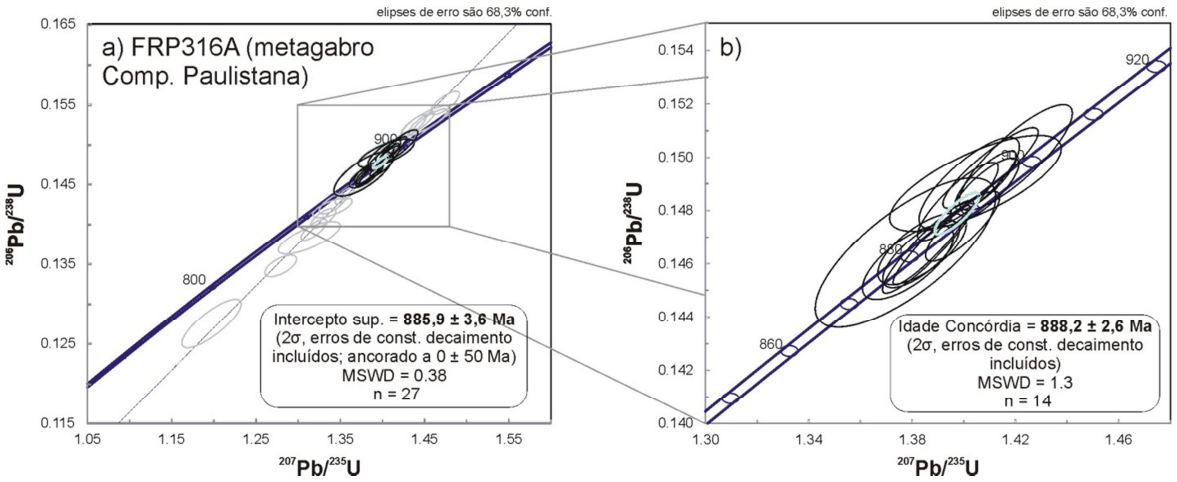


Figura 8.4 – Diagramas Concórdia para as análises U-Pb de zircões da amostra FRP316A, metagabro do Complexo Paulistana.

8.2.2. Sm-Nd

As razões isotópicas do sistema Sm-Nd foram analisadas para seis amostras do Complexo Paulistana (Tabela 8.5): Quatro amostras de metamáficas, uma de metaultramáfica e uma de anfibólio-granada xisto, provavelmente representando uma rocha metassedimentar ou metavulcanoclástica. As razões iniciais foram recalculadas para 888 Ma, de acordo com a idade U-Pb da amostra FRP316A. Para as rochas metabásicas, os valores de $\varepsilon Nd_{(888\ Ma)}$ são francamente positivos e relativamente homogêneos, entre +3,2 e +4,8, assim como para a rocha metaultramáfica que apresenta $\varepsilon Nd_{(888\ Ma)}$ = +3,3. O anfibólio-granada xisto apresenta um valor levemente negativo de +1,3. As razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ são bastante homogêneas para todas as amostras, entre 0,50247 e 0,50262, assim como as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ que situam-se entre 0,1423 e 0,1598. A amostra de metabásica com o valor de $^{147}Sm/^{144}Nd$ mais baixo (FRP176) apresenta uma idade-modelo T_{DM} (DePaolo 1981) de 1,0 Ga.

As razões isotópicas sugerem forte influência de uma fonte de manto empobrecido para a origem das rochas magmáticas do Complexo Paulistana; por outro lado, os teores de Nd, em torno de 26 a 38 ppm, são típicos de rochas continentais. É interessante notar as diferenças marcantes dos teores de Nd e razões entre os complexos de Paulistana e Monte Orebe (Capítulo 10), embora os parâmetros εNd sejam semelhantes.

No diagrama de evolução isotópica do Nd apresentado na Figura 8.10, as amostras do Complexo Paulistana plotam entre a curva do manto depletado (DePaolo 1981) e o campo das amostras do Cinturão Cariris Velhos, cuja expressão na Zona Interna da Faixa Riacho do Pontal é a Suíte Afeição (Capítulo 9). A idade-modelo de 1,0 Ga obtida para uma amostra de metabasalto do Complexo Paulistana não é compatível com derivação somente da crosta Cariris Velhos, uma vez que esse cinturão apresenta tipicamente idades-modelo levemente mais antigas (T_{DM} = 1,6 ± 0,2 Ga; Kozuch 2003). Portanto, uma interpretação para os valores de Nd encontrados seria a mistura de uma fonte mantélica, juvenil (a aproximadamente 888 Ma), com proporções variáveis de crosta continental relacionada ao Ciclo Cariris Velhos (1000-960 Ma). O embasamento do Complexo Paulistana pode ainda envolver quantidades variáveis de crosta Arqueana / Paleoproterozóica do embasamento da Província Borborema (Figura 8.10).

8.2.3. Resumo e interpretação geotectônica das rochas metamáficas do Complexo Paulistana

Os dados litoquímicos sugerem que os protólitos das rochas metamáficas do Complexo Paulistana foram tholeítos continentais de médio a alto Fe, muito enriquecidos em Ti, gerados em ambiente de baixa pressão tal como um rift continental. A fonte dos magmas é profunda, predominantemente do tipo enriquecida. O magma ascendeu através da crosta continental, sendo variavelmente contaminado por essa crosta, até extrudir próximo à superfície, provavelmente através de fissuras na mesma. Um análogo moderno é a região do Rift do Mar Vermelho, ou seja, um rift com alta influência termal, provavelmente provinda da instalação de plumas mantélicas sob crosta continental adelgaçada.

Os dados isotópicos Sm-Nd são coerentes com essa interpretação, com $\varepsilon Nd_{(888\ Ma)}$ positivo e T_{DM} de 1,0 Ga. Uma possível interpretação é a contaminação de material mantélico, juvenil, de idade Neoproterozóica (888 Ma), com quantidades variáveis de crosta toniana relacionada ao ciclo Cariris Velhos. Desta forma, a instalação de um rift continental devido à colocação de uma pluma mantélica no Neoproterozóico seria um contexto coerente para a extrusão dos basaltos do Complexo Paulistana. Este rift instalou-se sobre a crosta adelgaçada da Zona Interna, cujo

embasamento era formado principalmente por rochas de idade Toniana ligadas ao Ciclo Cariris Velhos (Suíte Afeição e Complexo Santa Filomena; Capítulo 9).

8.3. Complexo Morro Branco

8.3.1. Litoquímica

Sete amostras do Complexo Morro Branco, coletadas na região de Capitão Gervásio Oliveira, foram analisadas (Tabela 8.2). São todas amostras de metavulcânicas de coloração verde clara a cinza, afaníticas, por vezes com vesículas preenchidas por quartzo e epidoto. Na preparação das amostras as porções ricas em vesículas foram descartadas, de forma a não influenciar significantemente as análises químicas. O Complexo Morro Branco como definido neste trabalho corresponde à porção vulcânica da ““sequência metaplutonovulcanosedimentar Brejo Seco” de Marimon (1990); portanto, outras oito amostras cujas análises de elementos maiores e traços selecionados foram disponibilizados por essa autora, e que correspondem à área de ocorrência do Complexo Morro Branco, foram incluídas nos diagramas das figuras 8.5 a 8.7 para comparação.

As amostras correspondem a rochas básicas a intermediárias (SiO_2 = 43 – 58 %), classificadas quimicamente como basaltos sub-alcalinos e andesitos (Figura 8.6b), e a maioria delas plota no campo de rochas não alteradas (Figura 8.6b) no diagrama de Miyashiro (1975). Os teores de TiO_2 (<= 2,2 %) são mais homogêneos e em geral menores dos que os do Complexo Paulistana.

Assim como as amostras do Complexo Paulistana, as tendências evolutivas das amostras do Complexo Morro Branco sugerem a importância do fracionamento controlado por plagioclásio, em ambiente de baixa pressão (Figura 8.5). No diagrama de Pearce & Robinson (2010), a maioria das amostras segue a tendência tholeítica de médio Fe (Figura 8.5e). Esta tendência predominantemente tholeítica também é sugerida pelo diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971) da Figura 8.6c.

As razões Ti/V situam-se entre 23 e 44 (Figura 8.6e), dessa forma sugerindo um ambiente do tipo intra-placa ou de cadeia meso-oceânica, uma vez que basaltos de arco-de-ilhas apresentam tipicamente Ti/V < 20 (Shervais 1982). As razões Th/Ta entre 3,2 e 6 são também típicas de basaltos continentais ou de retro-arco, pois basaltos de arcos-de-ilhas e outros ambientes orogênicos apresentam tipicamente Th/Ta ao redor de 1 (Cabanis & Thiéblemont 1988). O baixo conteúdo em Tb (elemento terra rara pesado) sugere uma afinidade maior com tholeítos continentais (Figura 8.6d).

No diagrama Th/Yb x Nb/Yb de Pearce (2008), as amostras plotam claramente mais próximas ou dentro do campo da crosta continental (Figura 8.6f), em comparação às amostras do Complexo Paulistana. Isso sugere um importante componente de contaminação crustal dessas

rochas, sugerindo um ambiente intra-placa sobre espessa litosfera continental. Dessa forma, em geral os teores e razões de elementos HFS (Th, Ta, Yb, Nb, Tb) indicam uma afinidade com tholeítos gerados em ambiente continental.

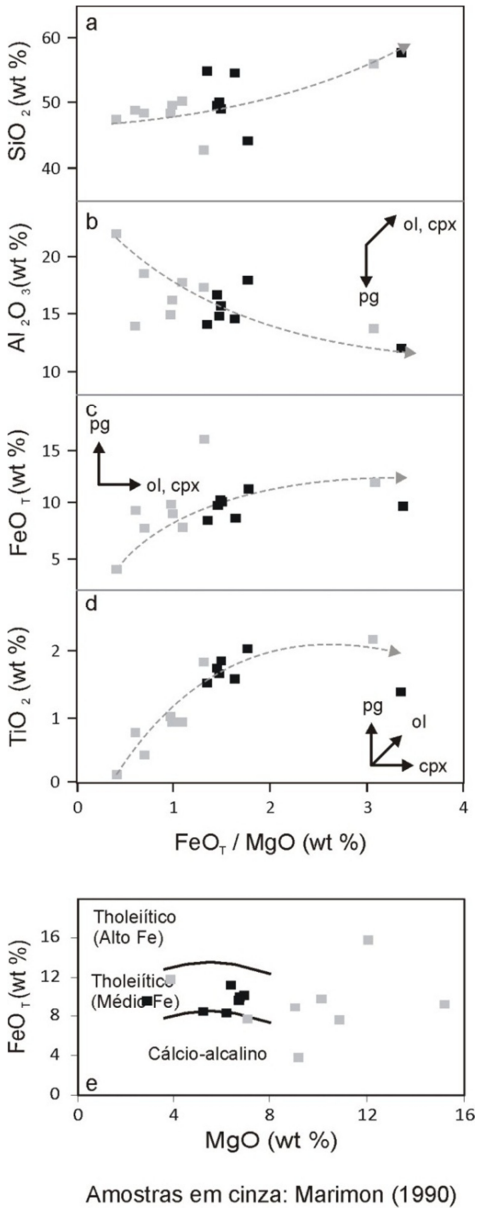


Figura 8.5 – Diagramas bivariantes para as rochas do Complexo Morro Branco.

Os ETR das amostras do Complexo Morro Branco, quando normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1989), apresentam padrões planos (Eu/Eu* = 0,9 – 1,2) e enriquecimento moderado em ETRL em relação aos ETRP, com La_N/Yb_N = 1,6 – 4,5 e La_N/Sm_N = 1,6 – 3,8 (Figura 8.7a). Esses padrões são similares aos das rochas metamáficas do Complexo Paulistana e, dessa

forma, muito semelhantes aos padrões de basaltos de rift continental (Hooper & Hawkesworth 1993).

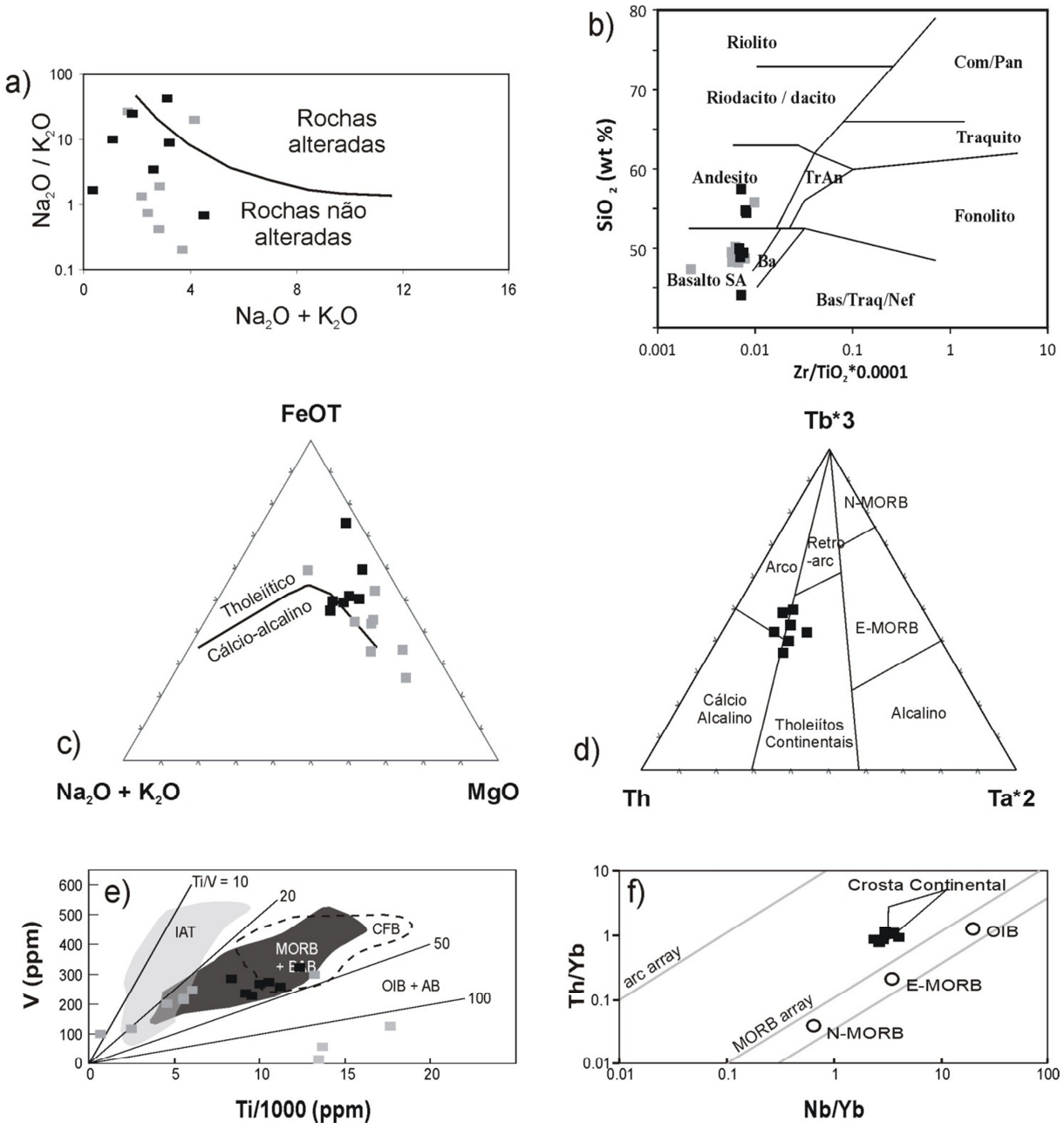


Figura 8.6 – Diagramas de classificação química e ambiência tectônica para rochas do Complexo Morro Branco. Ver texto para maiores detalhes.

No aranhograma de elementos incompatíveis normalizados ao MORB de Pearce & Parkinson (1993) da Figura 8.7b, as amostras apresentam um padrão notavelmente homogêneo e plano (sem anomalias) no segmento Nb-Yb, sugerindo grande homogeneidade de fontes. O

segmento dos LILE (Ba-K) apresenta um pouco mais de variação; estes elementos são em geral mais móveis do que os elementos à direita no diagrama. O enriquecimento em LILE é similar ao Complexo Paulistana, em torno de 5 a 25 x MORB. A razão Nb_N/L_{aN} é também bastante homogênea, em torno de 0,65. Na Figura 8.7c é aplicada uma normalização adicional para Ti = 1, o que evidencia uma alta profundidade de fusão (>40 km) de fontes enriquecidas ou com baixa porcentagem de fusão parcial, com importante contaminação crustal de grau moderado.

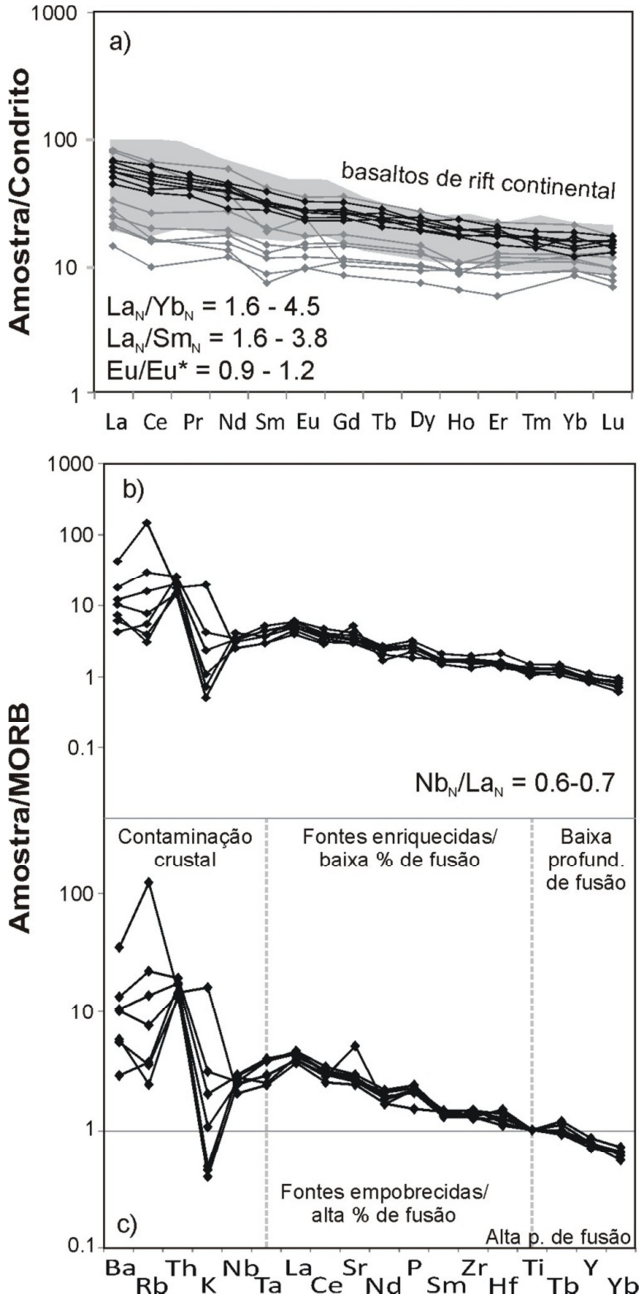


Figura 8.7 – a) Padrões de elementos terras raras e b) e c) aranhograma de elementos incompatíveis de amostras do Complexo Morro Branco; as normalizações são as mesmas da Figura 8.3.

8.3.2. Sm-Nd

Duas amostras de metabasalto do Complexo Morro Branco foram analisadas (Tabela 8.5). Uma vez que uma soleira de granito concordante aos metarritmitos do complexo foi datada em torno de 1,000 Ma, no riacho da Maravilha, próximo à Capitão Gervásio Oliveira (Capítulo 9), é aqui considerado que o Complexo Morro Branco deve ter idade igual ou superior a esta; dessa forma, as razões iniciais do sistema Sm-Nd foram recalculadas para essa idade. Os valores de $\varepsilon Nd_{(1.0\ Ga)}$ para as duas amostras são praticamente idênticos, de +2,1 e +2,3. As altas razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ (>0,1512) não permitem o cálculo acurado de uma idade-modelo T_{DM}.

No diagrama de evolução isotópica do Nd apresentado na Figura 8.10, as amostras do Complexo Morro Branco são muito similares ao campo de abrangência das amostras do Cinturão Cariris Velhos (Kozuch 2003, Brito Neves *et al.* 2005, Santos *et al.* 2010), desta forma sugerindo fontes similares para as rochas vulcânicas do Complexo Morro Branco e aquelas dos terrenos Riacho Gravatá e Alto Pajeú da Zona Transversal (Santos *et al.* 2010).

8.3.3. Resumo e interpretação geotectônica das rochas metavulcânicas do Complexo Morro Branco

Os dados litoquímicos sugerem que os protólitos das rochas metavulcânicas do Complexo Morro Branco foram predominantemente tholeítos continentais de médio Fe, gerados em ambiente de baixa pressão tal como um rift continental. A fonte dos magmas é profunda, do tipo enriquecida, e variavelmente contaminada por litosfera continental. Os teores de HFS e os dados isotópicos Sm-Nd ($\varepsilon Nd_{(t)}$ levemente positivo) sugerem que a contaminação crustal dos magmas do Complexo Morro Branco foi mais importante do que no Complexo Paulistana. Portanto, um contexto coerente para a ambiência tectônica do Complexo Morro Branco seria em um rift continental, de estágio menos evoluído do que o Complexo Paulistana, já que este último chegou a atingir um estágio de crosta adelgaçada semelhante ao Rift do Mar Vermelho. Devido ao fato de que as rochas do Complexo Morro Branco são intrudidas por granitos relacionados à Orogênese Cariris Velhos (Capítulo 9), o rift Morro Branco está provavelmente ligado a este ciclo evolutivo, e tem idade maior ou igual a 1,0 Ga.

8.4. Complexo São Francisco de Assis

8.4.1. Litoquímica

O Complexo São Francisco de Assis apresenta raros afloramentos, em geral em ravinas e drenagens. Dessa forma, foram coletadas apenas quatro amostras de metagabros grossos (Tabela 8.3), nas proximidades da cidade homônima. Essa análises devem ser tomadas apenas como preliminares e como primeiro subsídio para interpretação do contexto dessas rochas na Zona Interna da Faixa Riacho do Pontal.

A interpretação de diagramas de ambiência tectônica para os metagabros do Complexo São Francisco de Assis deve ser realizada com bastante cautela, uma vez que a maioria desses diagramas foi concebido para a discriminação de rochas vulcânicas e não plutônicas. Dessa forma, apenas alguns diagramas selecionados são mostrados na Figura 8.8. Os diagramas bivariantes não foram construídos devido à baixa quantidade de amostras, que não seria suficiente para a definição de tendências evolutivas bem definidas. A amostra FRP249A apresenta alta perda ao fogo (9,7 %) e baixíssimos teores de álcalis (Na_2O abaixo do limite de detecção), portanto encontra-se altamente alterada e não foi plotada nos diagramas da Figura 8.8a, b e c.

As amostras do Complexo São Francisco de Assis apresentam química de rochas básicas a intermediárias (52 – 55% SiO_2), plotando no campo dos basaltos sub-alcalinos e andesitos na Figura 8.8a, e seguem a tendência tholeítica de médio Fe (Figura 8.8b). As amostras plotam no campo de rochas não alteradas na Figura 8.8c. São rochas de baixos teores de TiO_2 (<1 %), FeO_T (<9 %) e álcalis ($Na_2O + K_2O < 1,7$), com Mg# entre 0,6 e 0,8.

Os diagramas clássicos de Pearce & Cann (1973) para discriminação de ambiente tectônico não podem ser usados, pois as amostras não atendem às condições de contorno especificadas por esses autores (CaO + MgO entre 12 e 20 %). Os teores de Ti/V são relativamente baixos, ao redor de 20, no limite entre as rochas geradas em arcos-de-ilhas e os tholeítos continentais. No diagrama Th/Yb x Nb/Yb de Pearce (2008) as amostras plotam inteiramente dentro do campo da crosta continental, sugerindo um componente de contaminação crustal ainda mais forte do que para as rochas dos complexos Paulistana e Morro Branco. Isto é também sugerido pelas altas razões Th/Ta (> 7), que são típicas de ambientes anorogênicos (Cabanis & Thiéblemont 1988).

Os padrões de ETR normalizados ao condrito das amostras do Complexo São Francisco de Assis (Figura 8.9a) apresentam uma importante anomalia negativa de Eu (Eu/Eu* = 0,5-1,0), diferentemente das amostras dos complexos Paulistana e Morro Branco; dessa forma sugerindo retenção de plagioclásio na fonte. O enriquecimento em ETRL é mais acentuado do que nos outros dois complexos (La_N/Yb_N = 5,7 – 7,4 e La_N/Sm_N = 2,6 – 3,3). O fracionamento de plagioclásio também é marcado por uma pronunciada anomalia de Sr nos aranhogramas da Figura 8.9b. Este diagrama indica um enriquecimento em LILE similar ou um pouco mais acentuado do que nos outros dois complexos. A contaminação crustal é, de certa forma, mais relevante neste complexo, como evidenciado na normalização adicional para Ti = 1 da Figura 8.9c. Neste diagrama, fica

também evidente a alta profundidade de fusão das fontes enriquecidas, com baixa porcentagem de fusão parcial.

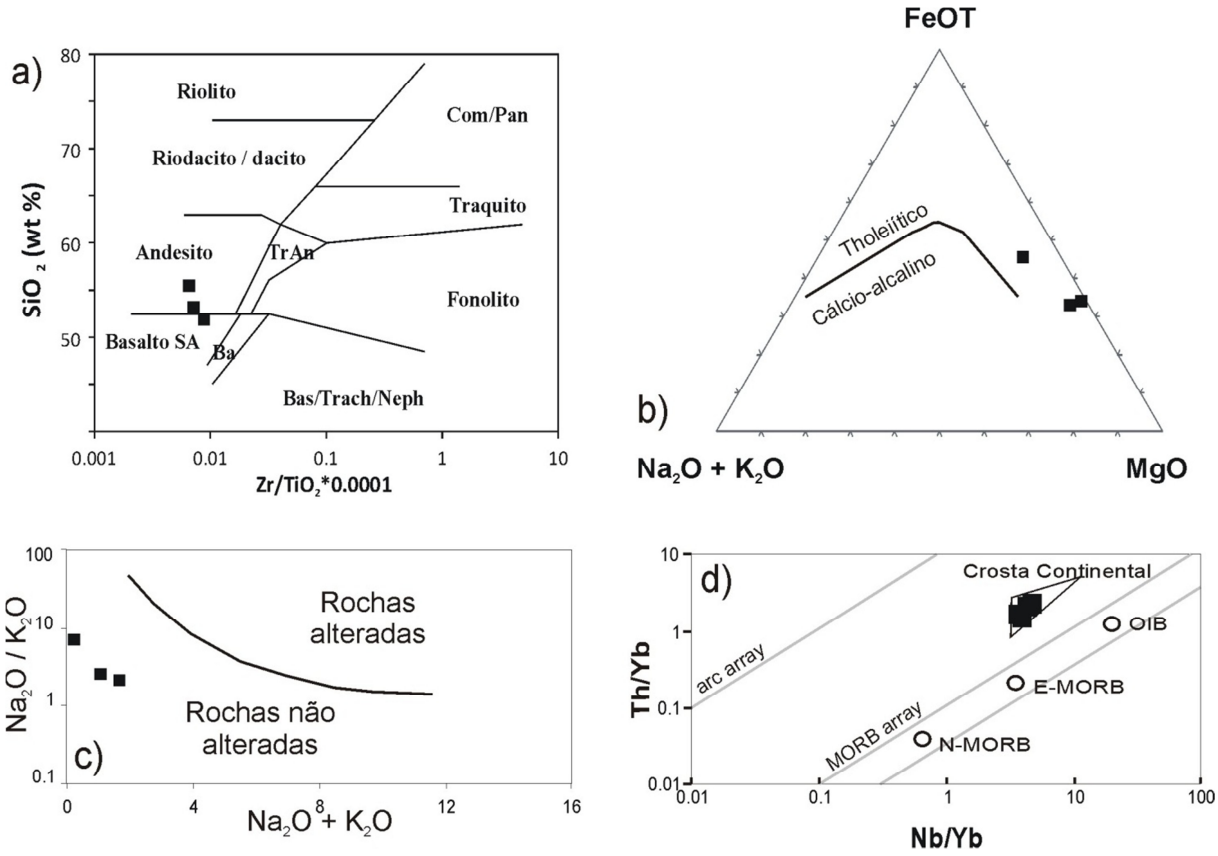


Figura 8.8 – Diagramas de classificação química e ambiência tectônica para rochas do Complexo São Francisco de Assis. Ver texto para maiores detalhes.

8.4.2. Sm-Nd

Apenas uma amostra de metagabro do Complexo São Francisco de Assis foi analisada (Tabela 8.5). Como não se sabe ao certo a idade do magmatismo deste complexo, as razões isotópicas iniciais foram recalculadas para 600 Ma, idade próxima ao provável pico do metamorfismo brasiliano na área. A amostra FRP248A mostra um $\varepsilon Nd_{(600\ Ma)}$ de -5,5, com uma baixa razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ de 0,1353 que permite calcular um T_{DM} de 1.8 Ga. No diagrama de evolução isotópica do Nd apresentado na Figura 8.10, a linha evolutiva desta amostra sugere a mistura de fontes mantélicas com uma grande proporção de crosta relacionada ao Ciclo Cariris Velhos ou com um embasamento paleoproterozóico similar ao da Zona Transversal; ou ainda, a refusão de uma dessas fontes ou uma mistura das duas.

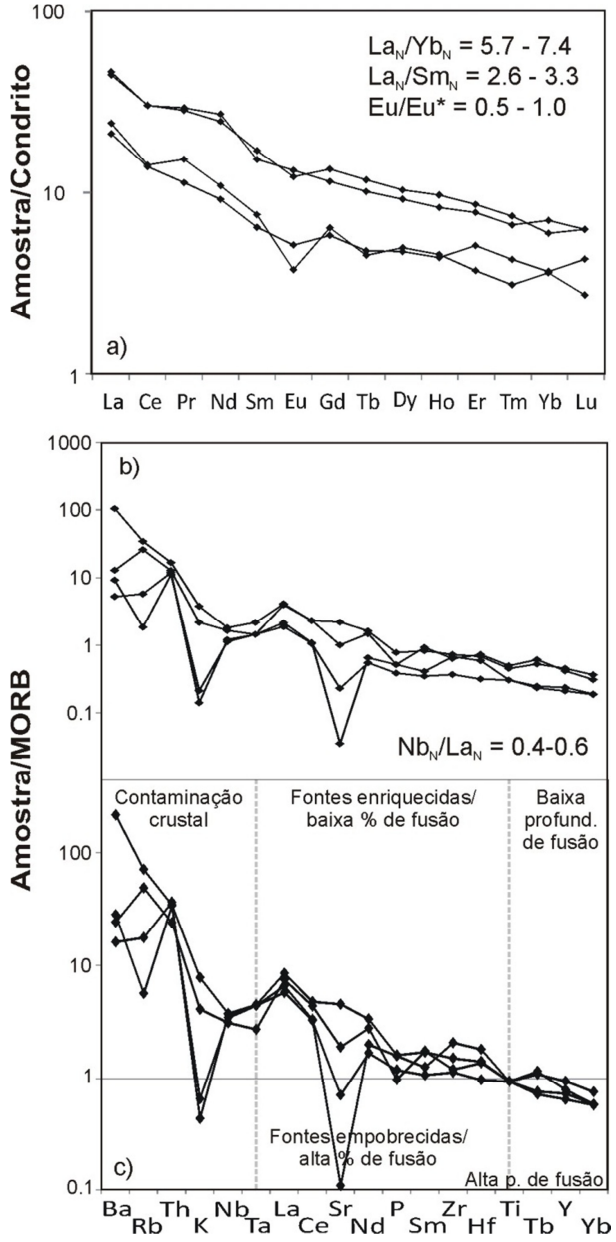


Figura 8.9 – a) Padrões de elementos terras raras e b) e c) aranhograma de elementos incompatíveis de amostras do Complexo São Francisco de Assis; as normalizações são as mesmas da Figura 8.3.

8.4.3. Resumo e interpretação geotectônica das rochas metamáficas do Complexo São Francisco de Assis

Os dados litoquímicos e isotópicos são ainda limitados para a confecção de um modelo bem embasado da evolução do Complexo São Francisco de Assis. De qualquer forma, os dados apresentados mostram que este complexo apresenta uma contaminação crustal em geral bem mais acentuada do que os dois primeiros complexos. Isto é particularmente demonstrado pelos teores de

HFS (Th, Nb, Yb; razões Th/Ta acima de 7, típicas de ambiente anorogênico) e principalmente pelo valor francamente negativo de $\varepsilon Nd_{(t)}$, distinto dos valores positivos dos outros complexos. A idade-modelo T_{DM} de 1.8 Ga também sugere uma origem crustal para essas rochas.

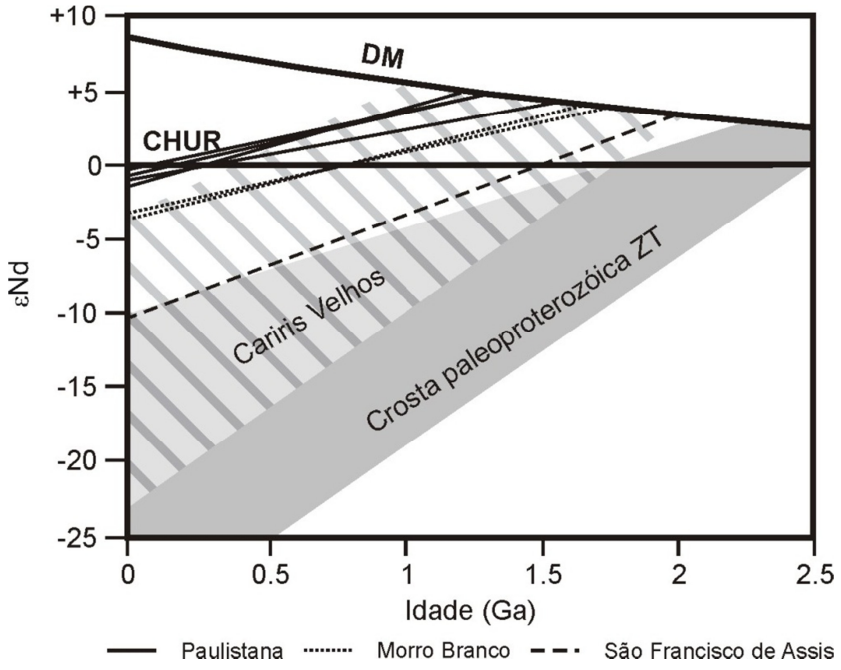


Figura 8.10 – Diagrama de evolução isotópica do Nd para as amostras dos três complexos analisados. Os campos de abrangência das amostras do cinturão Cariris Velhos (hachurado) e da crosta paleoproterozóica da Zona Transversal (cinza) são baseados nos dados de Kozuch (2003), Brito Neves *et al.* (2005), Santos *et al.* (2010) e Van Schmus *et al.* (2011).

Dessa forma, um contexto coerente para a intrusão dos gabros do Complexo São Francisco envolveria uma intrusão através de uma crosta continental espessada, que pode estar ligada tanto à fase final do Ciclo Cariris Velhos quanto aos estágios finais da Orogênese Brasiliana. No primeiro caso, estas intrusões podem estar relacionadas com a abertura de bacias do tipo rift Neoproterozóicas, precursoras das bacias de margem passiva relacionadas ao Ciclo Brasiliano que se instalaram na região nesta época (Capítulo 11). No segundo caso, elas podem representar intrusões anorogênicas das fases finais do Ciclo Brasiliano. Ambas as interpretações carecem de dados geocronológicos, e ainda, dados litoquímicos e isotópicos subsequentes, e devem ser tomadas como puramente preliminares.

Tabela 8.1 – Dados litoquímicos de amostras de metamáficas do Complexo Paulistana (dados brutos, sem normalização em base anidra). Óxidos em % e elementos traços em ppm, com exceção do Au (em ppb). PF = Perda ao Fogo.

Amostra	FRP 315	FRP 317	FRP 176	FRP 316	FRP 180B	FRP 180A	FRP 095	FRP 093	FRP 318	FRP 316A	FRP 324
SiO_2	40,72	41,24	42,43	42,92	43,76	45,51	45,92	46,39	46,93	47,46	48,37
TiO_2	7,39	7,30	2,34	4,80	5,91	3,7	2,40	1,07	1,79	3,17	1,64
Al_2O_3	11,36	10,41	14,95	13,95	10,17	12,47	15,35	16,19	18,06	18,05	17,01
Fe_2O_3	20,31	19,78	14,14	16,84	18,95	17,19	13,63	12,66	10,74	11,95	10,52
MnO	0,31	0,30	0,26	0,21	0,27	0,27	0,22	0,19	0,16	0,19	0,16
MgO	6,48	6,11	13,3	5,19	6,25	6,62	10,14	8,21	5,55	4,18	7,77
CaO	9,57	11,07	4,33	11,29	8,79	8,68	4,44	10,68	10,98	9,24	8,01
Na_2O	2,25	1,73	2,11	2,26	3,03	3,08	2,59	2,29	3,23	4,20	2,73
K_2O	0,31	0,48	0,09	0,30	0,43	0,29	0,10	0,20	0,31	0,23	1,08
P_2O_5	0,34	0,39	0,34	0,32	0,42	0,65	0,25	0,08	0,32	0,26	0,19
Cr_2O_3	<0,002	0,003	0,05	0,006	0,007	0,022	0,062	0,021	0,021	0,011	0,016
PF	0,7	0,8	5,3	1,6	1,7	1,2	4,6	1,8	1,7	0,8	2,2
Ba	62	45	63	75	88	39	51	80	148	119	296
Rb	6,0	5,6	1,8	2,4	9,3	6,1	1,0	4,5	7,8	3,5	26,4
Sr	230,0	257,6	183,6	431,5	216,9	291,5	107,6	136,1	404,7	294,3	370,1
Cs	0,2	0,7	0,6	<0,1	2,3	0,5	0,2	0,7	0,8	0,4	2,3
Ga	19,7	21,9	19,5	23,5	17,7	21,6	18,6	17,2	19,6	21,6	20,6
Ta	1,2	1,1	1,6	0,8	0,8	1,1	2,7	0,2	1,5	0,6	0,6
Nb	17,9	13,9	35,4	10,4	18,4	18,9	44,8	2,7	29,0	7,3	12,2
Hf	5,2	4,7	3,6	3,5	4,4	6,8	4,7	1,8	3,1	2,5	4,2
Zr	204,4	226,0	153,1	161,7	215,3	285,4	182,8	53,4	127,8	117,9	216,1
Y	35,2	41,9	40	30,0	38,6	53,3	40,3	22,1	28,7	27,8	22,8
Th	1,2	1,5	3,3	1,2	2,2	2,3	3,9	0,6	2,1	0,9	2,0
U	0,2	0,4	0,7	0,2	0,5	0,5	2,2	0,1	0,4	0,2	0,5
Ni	7,1	5,7	83,5	15,9	15,3	34	81,3	54,5	20,6	10,3	56,7
Sc	60	66	33	52	47	43	36	38	31	36	17
V	660	987	296	678	594	393	309	289	260	422	176
Cu	24,7	2,7	59,7	106,9	20,3	60,7	50,9	107,3	8,4	8,1	42,3
Pb	0,5	0,8	0,7	0,7	84,6	3,3	1,0	0,3	0,6	0,3	1,3
Zn	36	36	70	31	51	48	75	30	33	26	32
Sn	<1	2	1	<1	1	1	2	<1	<1	1	1
W	<0,5	0,5	0,8	<0,5	1,1	<0,5	0,7	<0,5	0,7	<0,5	1,0
Mo	1,0	0,3	<0,1	1,1	0,4	0,9	0,3	0,4	0,7	0,4	1,0
Au	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	<0,5	0,7	1,2
As	0,7	0,6	1,1	0,9	0,7	<0,5	1,8	1,3	1,2	0,9	6,9
Be	1	<1	2	<1	6	1	<1	<1	1	3	<1
Co	60,7	40,0	43,5	51,7	49,5	44,3	44,3	58,4	34,4	36,9	50,8
La	10,7	14,2	32,4	11,1	13	25,1	28,9	5,1	19,7	12,6	15,4
Ce	26,6	36,2	51,2	28,3	33,9	55,9	53,2	9,2	38,7	30,1	39,6
Pr	4,08	5,18	7,82	4,19	5,01	8,6	7,39	1,44	4,87	4,10	4,81
Nd	19,5	24,5	33,5	19,6	22,2	36,6	29,8	6,8	21,2	19,2	22,6
Sm	5,90	7,17	7,19	4,95	6,39	10,23	6,77	2,19	5,18	4,79	4,68
Eu	2,49	2,79	2,25	2,28	2,41	3,58	2,33	0,87	1,59	1,94	1,57
Gd	7,15	8,38	7,9	6,20	7,9	11,07	7,50	3,21	5,71	5,74	5,07
Tb	1,10	1,30	1,19	0,94	1,19	1,76	1,22	0,58	0,85	0,83	0,76
Dy	6,42	7,96	7,35	5,13	6,86	10,63	7,60	3,81	5,68	5,27	4,59
Ho	1,32	1,54	1,61	1,11	1,43	2,06	1,57	0,79	1,14	1,01	0,92
Er	4,04	4,48	4,37	3,21	3,91	5,09	4,51	2,47	2,87	2,69	2,35
Tm	0,52	0,58	0,66	0,42	0,55	0,73	0,65	0,35	0,42	0,35	0,36
Yb	3,41	3,71	3,85	2,54	3,18	4,48	4,26	2,41	2,64	2,41	2,57
Lu	0,54	0,53	0,61	0,40	0,54	0,77	0,62	0,36	0,40	0,34	0,32
Sum	99,70	99,66	99,63	99,69	99,68	99,68	99,71	99,78	99,77	99,77	99,70
TOT/C	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02
TOT/S	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02

Tabela 8.2 – Dados litoquímicos de amostras de metavulcânicas do Complexo Morro Branco (dados brutos, sem normalização em base anidra). Óxidos em % e elementos traços em ppm, com exceção do Au (em ppb). PF = Perda ao Fogo.

Amostra	FRP135	FRP133	FRP336	SSS009	FRP335	FRP135B	SSS052
SiO_2	42,53	47,48	47,87	49,13	53,32	53,36	56,55
TiO_2	1,99	1,82	1,71	1,65	1,50	1,57	1,38
Al_2O_3	17,31	15,26	16,17	14,59	13,76	14,31	11,87
Fe_2O_3	12,00	10,79	10,40	11,11	8,98	9,24	10,50
MnO	0,20	0,20	0,16	0,17	0,19	0,19	0,16
MgO	6,09	6,48	6,43	6,75	5,98	5,07	2,81
CaO	14,62	11,87	10,46	9,98	11,42	10,60	14,29
Na_2O	1,02	2,04	3,03	1,87	1,78	2,90	0,26
K_2O	0,10	0,57	0,07	2,63	0,07	0,32	0,15
P_2O_5	0,24	0,21	0,21	0,14	0,19	0,21	0,17
Cr_2O_3	0,039	0,015	0,036	0,033	0,023	0,012	0,012
PF	3,5	3,0	3,2	1,7	2,6	2,0	1,7
Ba	28	117	48	276	40	79	67
Rb	3,2	17,1	1,8	85,3	2,3	9,2	4,5
Sr	388,5	353,3	305,9	278,2	278,0	320,5	486,9
Cs	0,1	0,5	<0,1	0,7	<0,1	0,8	0,1
Ga	24,1	21,3	20,5	18,3	19,3	21,8	18,8
Ta	0,5	0,7	0,5	0,4	0,6	0,6	0,4
Nb	10,0	8,4	7,5	6,1	7,9	8,1	6,2
Hf	4,6	3,2	3,5	3,3	3,3	2,9	3,3
Zr	152,9	136,3	138,4	119,6	126,5	134,9	103,7
Y	32,9	28,2	29,3	28,0	24,7	27,0	25,9
Th	3,1	3,2	2,2	2,2	1,8	2,5	1,8
U	0,6	0,8	0,4	0,5	0,3	0,4	0,4
Ni	26,7	34,1	45,8	13,4	30,9	18,1	9,0
Sc	41	31	33	36	27	27	29
V	319	255	270	264	232	224	282
Cu	58,7	79,9	56,6	42,9	25,6	28,1	5,9
Pb	1,5	2,6	0,6	2,2	1,3	2,8	1,7
Zn	54	41	53	17	40	30	10
Sn	2	2	<1	1	1	2	<1
W	1,0	0,6	0,5	1,3	<0,5	0,7	<0,5
Mo	0,4	0,4	0,2	0,3	0,3	1,2	0,4
Au	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,8	<0,5	<0,5
As	4,8	5,2	1,1	1,4	4,1	3,5	0,7
Be	7	<1	<1	3	<1	2	3
Co	33,5	25,5	39,5	39,2	29,6	27,5	29,6
La	15,8	15,4	12,9	11,7	12,9	14,0	10,3
Ce	36,9	32,1	29,1	24,2	27,1	31,0	22,7
Pr	4,93	4,56	4,02	3,83	3,82	4,32	3,35
Nd	20,6	19,9	18,0	15,7	17,7	19,4	13,0
Sm	5,80	4,84	4,71	4,86	4,52	4,50	4,14
Eu	1,84	1,58	1,57	1,51	1,37	1,57	1,30
Gd	6,40	5,38	5,66	5,12	4,88	5,30	4,60
Tb	1,04	0,88	0,88	0,96	0,75	0,82	0,86
Dy	5,62	5,26	6,07	5,65	4,72	5,33	4,83
Ho	1,30	1,07	1,11	1,08	0,95	0,96	0,98
Er	3,33	3,23	2,83	3,02	2,39	2,88	2,79
Tm	0,47	0,35	0,43	0,41	0,35	0,38	0,42
Yb	3,08	2,83	2,64	2,61	1,99	2,28	2,38
Lu	0,43	0,35	0,39	0,40	0,32	0,37	0,40
Sum	99,69	99,77	99,77	99,74	99,79	99,80	99,82
TOT/C	0,02	0,06	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	<0,02
TOT/S	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02

Tabela 8.3 – Dados litoquímicos de amostras de metagabros do Complexo São Francisco de Assis (dados brutos, sem normalização em base anidra). Óxidos em % e elementos traços em ppm, com exceção do Au (em ppb). PF = Perda ao Fogo.

Amostra	FRP249A	FRP247A	FRP248A	FRP130
SiO_2	40,4	49,9	51,94	52,85
TiO_2	0,42	0,62	0,68	0,42
Al_2O_3	2,74	14,9	5,92	5,05
Fe_2O_3	15,18	9,75	9,19	10,26
MnO	0,14	0,17	0,17	0,2
MgO	30,04	8,78	15,62	17,33
CaO	0,16	10,55	12,77	8,81
Na_2O	<0,01	1,1	0,76	0,21
K_2O	0,02	0,52	0,3	0,03
P_2O_5	0,04	0,06	0,04	0,03
Cr_2O_3	0,38	<0,002	0,35	0,216
PF	9,7	3,3	1,9	4,2
Ba	35	677	85	61
Rb	3,4	20	15,1	1,1
Sr	3,5	210,2	97	22,5
Cs	0,2	0,4	0,4	0,1
Ga	4	16,7	8,5	7,2
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ta	0,2	0,3	0,2	0,2
Nb	3	4,5	4,1	2,8
Hf	1,3	1,5	1,6	0,7
Zr	53,7	57,8	50,5	29,5
Y	6,4	13,7	12,6	7,2
Th	1,5	2,1	1,6	1,4
U	0,3	0,5	0,4	0,3
Ni	961	41,8	46	238,8
Sc	14	33	51	31
V	112	181	229	145
Cu	13,3	106,8	43,8	46,7
Pb	2,5	0,3	0,8	0,3
Zn	28	34	11	27
Sn	<1	<1	<1	<1
W	<0,5	0,8	0,7	1,4
Mo	0,2	0,2	0,4	<0,1
Au	<0,5	1,8	8,7	1,5
La	5,7	10,9	10,5	5
Ce	8,7	18,4	18,5	8,5
Pr	1,45	2,78	2,69	1,08
Nd	5,1	12,6	11,5	4,3
Sm	1,16	2,33	2,61	0,99
Eu	0,22	0,77	0,71	0,3
Gd	1,32	2,37	2,77	1,2
Tb	0,17	0,38	0,44	0,18
Dy	1,27	2,34	2,63	1,21
Ho	0,26	0,47	0,55	0,25
Er	0,62	1,29	1,43	0,85
Tm	0,08	0,17	0,19	0,11
Yb	0,62	1,2	1,02	0,63
Lu	0,07	0,16	0,16	0,11
Be	<1	<1	<1	3
Co	131	52,3	52,7	61,1
Sum	99,45	99,7	99,66	99,67
TOT/C	0,03	<0,02	<0,02	0,02
TOT/S	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02

Tabela 8.4 – Dados U-Pb de zircões da amostra FRP316A (metagabro do Complexo Paulistana). Os zircões em negrito são usados na Idade Concórdia da Figura 8.4.

	Concentrações		Razões isotópicas									Idades aparentes (Ma)						
Zircão	U (ppm)	Th/U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206}%	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{205}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{208}U$	1σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{205}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{208}U$	1σ(%)	Conc (%)
004-Z01	**231**	**0.73**	**239896**	**0.007**	**0.068646**	**0.32**	**1.4081**	**0.62**	**0.148772**	**0.53**	**0.81**	**888**	**7**	**892**	**4**	**894**	**4**	**100**
005-Z02	109	0.88	104266	0.017	0.068878	0.72	1.2793	0.97	0.134711	0.66	0.63	895	15	837	6	815	5	97
006-Z03	56	1.06	51933	0.033	0.068895	1.57	1.3133	1.85	0.138251	0.97	0.75	896	33	852	11	835	8	98
009-Z04	**71**	**1.07**	**88573**	**0.020**	**0.068485**	**0.55**	**1.3839**	**0.82**	**0.146557**	**0.60**	**0.69**	**883**	**11**	**882**	**5**	**882**	**5**	**100**
010-Z05	**146**	**0.92**	**181957**	**0.009**	**0.068557**	**0.42**	**1.3835**	**0.71**	**0.146361**	**0.57**	**0.75**	**885**	**9**	**882**	**4**	**881**	**5**	**100**
011-Z06	**237**	**0.80**	**311682**	**0.006**	**0.068505**	**0.27**	**1.4086**	**0.56**	**0.149126**	**0.49**	**0.82**	**884**	**6**	**893**	**3**	**896**	**4**	**100**
012-Z07	169	0.88	185894	0.009	0.068470	1.00	1.3408	1.15	0.142023	0.57	0.68	883	21	864	7	856	5	99
015-Z08	153	0.68	227938	0.008	0.068543	0.48	1.3299	0.75	0.140717	0.58	0.72	885	10	859	4	849	5	99
016-Z09	280	1.31	311313	0.006	0.068476	0.28	1.3553	0.56	0.143552	0.48	0.79	883	6	870	3	865	4	99
017-Z10	**304**	**0.67**	**396122**	**0.004**	**0.068600**	**0.23**	**1.3876**	**0.71**	**0.146700**	**0.67**	**0.94**	**887**	**5**	**884**	**4**	**882**	**6**	**100**
018-Z11	116	1.33	134719	0.013	0.069074	0.64	1.4571	0.89	0.152999	0.62	0.84	901	13	913	5	918	5	101
022-Z13	123	1.07	58311	0.029	0.068905	0.46	1.4744	0.77	0.155186	0.62	0.76	896	9	920	5	930	5	101
023-Z14	187	1.56	1881	0.928	0.068113	1.11	1.1972	1.94	0.127484	1.58	0.81	872	23	799	11	773	12	97
024-Z15	91	1.06	147145	0.012	0.068829	1.04	1.4514	1.32	0.152939	0.81	0.81	894	21	910	8	917	7	101
027-Z16	89	0.71	96254	0.018	0.068450	0.56	1.3785	0.84	0.146056	0.63	0.70	882	12	880	5	879	5	100
029-Z18	**48**	**0.63**	**60004**	**0.029**	**0.068232**	**1.10**	**1.3775**	**1.67**	**0.146417**	**1.26**	**0.74**	**876**	**23**	**879**	**10**	**881**	**10**	**100**
030-Z19	**95**	**0.45**	**123638**	**0.014**	**0.068359**	**1.34**	**1.4046**	**1.56**	**0.149022**	**0.80**	**0.73**	**879**	**28**	**891**	**9**	**895**	**7**	**101**
033-Z20	**249**	**0.98**	**73533**	**0.023**	**0.068669**	**0.53**	**1.4201**	**1.02**	**0.149991**	**0.87**	**0.84**	**889**	**11**	**897**	**6**	**901**	**7**	**100**
035-Z22	**130**	**0.91**	**111074**	**0.016**	**0.068231**	**0.52**	**1.4022**	**0.91**	**0.149043**	**0.76**	**0.80**	**876**	**11**	**890**	**5**	**896**	**6**	**101**
036-Z23	648	0.76	610522	0.003	0.068685	0.40	1.4462	0.73	0.152707	0.60	0.90	889	8	908	4	916	5	101
039-Z24	358	1.20	4602	0.376	0.068234	0.51	1.3407	0.77	0.142506	0.58	0.69	876	11	864	4	859	5	99
040-Z25	**333**	**0.64**	**187588**	**0.009**	**0.068865**	**0.33**	**1.3996**	**0.68**	**0.147402**	**0.59**	**0.83**	**895**	**7**	**889**	**4**	**886**	**5**	**100**
041-Z26	195	2.32	222229	0.008	0.068417	0.35	1.4372	0.69	0.152352	0.59	0.82	881	7	905	4	914	5	101
042-Z27	**183**	**0.92**	**242924**	**0.007**	**0.068380**	**0.55**	**1.4104**	**0.86**	**0.149596**	**0.67**	**0.89**	**880**	**11**	**893**	**5**	**899**	**6**	**101**
045-Z28	**256**	**0.89**	**331156**	**0.005**	**0.068340**	**0.34**	**1.3978**	**0.74**	**0.148339**	**0.65**	**0.86**	**879**	**7**	**888**	**4**	**892**	**5**	**100**
046-Z29	**209**	**0.80**	**253735**	**0.007**	**0.068566**	**0.31**	**1.3863**	**0.84**	**0.146635**	**0.78**	**0.92**	**886**	**6**	**883**	**5**	**882**	**6**	**100**
047-Z30	171	0.94	150139	0.012	0.068676	0.45	1.3188	0.77	0.139271	0.63	0.77	889	9	854	4	841	5	98

Tabela 8.5 – Dados isotópicos Sm-Nd de amostras de metamáficas da Zona Interna. A amostra FRP015C (marcada com *) foi analisada no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília; todas as outras amostras foram analisadas no GEOTOP – Montréal, Canada.

Rocha	Amostra	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	± 2σ	t(Ga)	$\varepsilon Nd_{(t)}$	T_{DM} (Ga)
Complexo Paulistana									
Metabasalto	FRP093A	26,81	6,80	0,153407	0,512620	9	0,888	4,6	-
Metabasalto	FRP093B	26,20	6,58	0,151712	0,512603	7	0,888	4,4	-
Metabasalto	FRP176	38,10	8,97	0,142294	0,512568	15	0,888	4,8	1,0
Metabasalto	FRP180A	36,18	9,56	0,159775	0,512588	15	0,888	3,2	-
Xisto ultramáfico (tremolitito)	FRP015A	0,50	0,13	0,155307	0,512567	17	0,888	3,3	-
Anfibólio-granada xisto	FRP015C*	13,41	3,48	0,1568	0,512470	9	0,888	1,3	-
Complexo Morro Branco									
Metabasalto	FRP133	17,89	4,48	0,151248	0,512456	20	1,0	2,3	-
Metabasalto	FRP135	23,98	6,15	0,154925	0,512470	7	1,0	2,1	-
Complexo São Francisco									
Metagabro	FRP248A	13,19	2,95	0,135296	0,512117	6	0,6	-5,5	1,8

CAPÍTULO 9 – ARTIGO

The Afeição augen-gneiss Suite and the record of the Cariris Velhos Orogeny (1000-960 Ma) within the Riacho do Pontal Fold Belt, NE Brazil.

Artigo submetido ao *Journal of South American Earth Sciences.*

Fabrício de Andrade Caxito[1,*], Alexandre Uhlein[1], Elton Luiz Dantas[2]

1 – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Campus Pampulha, Av. Antônio Carlos 6627, CEP 31270-901, Belo Horizonte, MG, Brazil.

2 – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário, Asa Norte, CEP 70910-900, Brasília, DF, Brazil.

* - Corresponding Author. Tel.: +55 31 34095444; fax: +55 31 34095410. E-mail address: boni@ufmg.br (F.A. Caxito).

Abstract – Early Tonian (~1000-920 Ma) rocks occur within the Transversal Zone of the Borborema Province in northeastern Brazil as the 700 km-long sigmoidal Cariris Velhos Belt. The Afeição augen-gneiss Suite outcrops in the Internal Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt, far southwestward of the closest Cariris Velhos occurrence within the Transversal Zone (about 100 km), and have been proposed to represent a continuation of this Belt within the Southern Domain of the Borborema Province. Several plutons included within this unit intrude or are thrust upon metavolcanosedimentary sequences of three different units (Santa Filomena, Paulistana and Morro Branco complexes). The Afeição Suite is composed mostly by calc-alkaline, high-K, peraluminous, high-silica ferroan and magnesian granites. Chondrite-normalized REE patterns are moderate to highly fractionated, with a pronounced negative Eu anomaly. Incompatible element spidergrams show a negative Nb-Ta anomaly, akin to convergence setting (Cordilleran-type) granites. U-Pb zircon data constrain the age of crystallization in between 1000 and 960 Ma, thus confirming a chrono-correlation with the Cariris Velhos Belt. Values of εNd(t) in between -1.0 and + 3.1 and T_{DM} around 1.2-1.5 Ga, similar to other Cariris Velhos occurrences, suggests variable mixing of Tonian juvenile sources with older crustal sources, the latter involving an Archean / Paleoproterozoic basement. Although there is currently no reliable geochronological data for the supracrustal sequences of the Internal Zone, crosscutting relationships indicates that the Santa Filomena and Morro Branco complexes are older or of similar age than the Afeição Suite, and thus could be related to the Cariris Velhos cycle. Based on the petrographic, lithochemical, geochronological and isotope data gathered, and according to previous models proposed for the Cariris Velhos Belt, we interpret the Afeição Suite as the southwestern edge of a continental margin

magmatic arc accreted to this portion of West Gondwana during the Early Tonian. Late-Brasiliano dextral displacement through the West Pernambuco Shear Zone separated these Cariris Velhos occurrences from its equivalents within the Transversal Zone of the Borborema Province (Recanto-type augen gneiss of the Alto Pajeú Terrane).

Keywords: Cariris Velhos Orogeny, Riacho do Pontal Fold Belt, Borborema Province, Afeição Suite, Augen-gneiss

9.1. Introduction

The Borborema Province of northeastern Brazil (Figure 9.1) is part of the broad network of orogens that pervades eastern South America and most of the African continent, involved in the amalgamation of West Gondwana in the late Neoproterozoic (~650-500 Ma), during the so-called Brasiliano / Pan-African Orogeny (Almeida *et al.* 1981, Brito Neves *et al.* 2000, Van Schmus *et al.* 2008, 2011). It is generally subdivided in three broad tectonic zones (Northern, Transversal, and Southern domains; Ebert 1970, Brito Neves *et al.* 2000), which are separated by major (continental-scale) late-orogenic structural lineaments (the Patos and Pernambuco lineaments or shear zones; Figure 9.1), in a final tectonic arrange obtained by the interaction between the São Francisco – Congo, São Luís / West Africa and Amazonian paleoplates during the Neoproterozoic. As part of the Southern Domain, the Riacho do Pontal Fold Belt (Brito Neves 1975) borders the northern São Francisco Craton margin in the southernmost Borborema Province, and might represent a continuation of the Sergipana – Oubanguides orogen further east (Figure 9.1; Trompette 1994, Brito Neves *et al.* 2000, Oliveira *et al.* 2006).

In its whole, the Borborema Province shows a broad metamorphic and structural continuity with similar provinces in western Africa (Hurley *et al.* 1967, Arthaud *et al.* 2008, Van Schmus *et al.* 2008), being constituted mainly by Archean to Paleoproterozoic basement and late Neoproterozoic metavolcanosedimentary sequences, with important Brasiliano-aged plutonism at the Neoproterozoic / Cambrian boundary. Recently, however, evidences of an important Eoneoproterozoic (1000-920 Ma) orogenic event have been revealed, mostly in the central portion of the Borborema Province, the so-called Cariris Velhos Belt (Brito Neves *et al.* 1995, Kozuch 2003, Santos *et al.* 2010). Besides being a relatively new concept in the Borborema Province geology, the geodynamic interpretation of the Cariris Velhos Belt is highly hindered by extensive tectono-thermal reworking during the Brasiliano Orogeny, and much work remains to be done until a clear picture of its role and meaning in the evolution of Western Gondwana is achieved. There is,

up to date, no clear confirmation of the continuation of this belt within the African continent, despite some sparse occurrences (Van Schmus *et al.* 2008, Santos *et al.* 2010, de Wit *et al.* 2011).

Although most occurrences of Cariris Velhos-aged rocks have been documented in a narrow and elongated sigmoidal belt in the central portion of the Borborema Province (roughly 100 x 700 km), comprising the Alto Pajeú and Riacho Gravatá domains of the Transversal Zone (Figure 9.1; Santos *et al.* 1997, Kozuch 2003, Brito Neves *et al.* 2005, Van Schmus *et al.* 2008, 2011, Santos *et al.* 2010), some sparse outcrops have also been documented within the Southern Zone, in the Poço Redondo-Marancó domain of the Sergipano Fold Belt (Carvalho 2005, Oliveira *et al.* 2010), and in the northern portion of the Riacho do Pontal Fold Belt (Jardim de Sá *et al.* 1988, 1992, Van Schmus *et al.* 1995).

The Cariris Velhos occurrences within the Riacho do Pontal Fold Belt are typified by the Afeição Suite augen-gneiss, whose tectonic meaning is one of the most important issues in the geodynamic evolution of this Fold Belt. Rb-Sr whole-rock composite isochrons around 988 Ma for the Afeição Suite presented by Jardim de Sá *et al.* (1988) were the first Tonian ages obtained in the Southern Domain of the Borborema Province. These ages were further to be confirmed by a U-Pb TIMS age of 966 ± 10 Ma on zircons from an augen-gneiss of the Afeição Farm, type-locality for the Afeição Suite, by Van Schmus *et al.* (1995). Recently, augen-gneisses in the western portion of the Riacho do Pontal Fold Belt, near São Francisco de Assis (PI) were also dated at 985 ± 18 Ma (U-Pb LA-ICP-MS; Freitas & Sachs 2012), thus suggesting widespread Tonian magmatism in the Internal Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt. Thus, these rocks are clearly a major target for petrographic, geochemical and isotopic studies, in order to further constrain its role in the tectonic evolution of the southern Borborema Province.

In this paper, we present the results of the first systematic petrographic, lithochemical, geochronological and isotopic study of the Afeição Suite. The aim of the paper is to provide a framework of data upon which these rocks can be compared with its equivalents in the Transversal Zone, and to further constrain their role in the Riacho do Pontal Fold Belt, in the Cariris Velhos Belt and within West Gondwana evolution in a broader sense.

9.2. Geological Setting

According to its sedimentary, metamorphic and structural features, the Riacho do Pontal Fold Belt (Figure 9.1) can be subdivided into three tectono-stratigraphic zones or domains: The External, Central and Internal zones (Oliveira 1998).

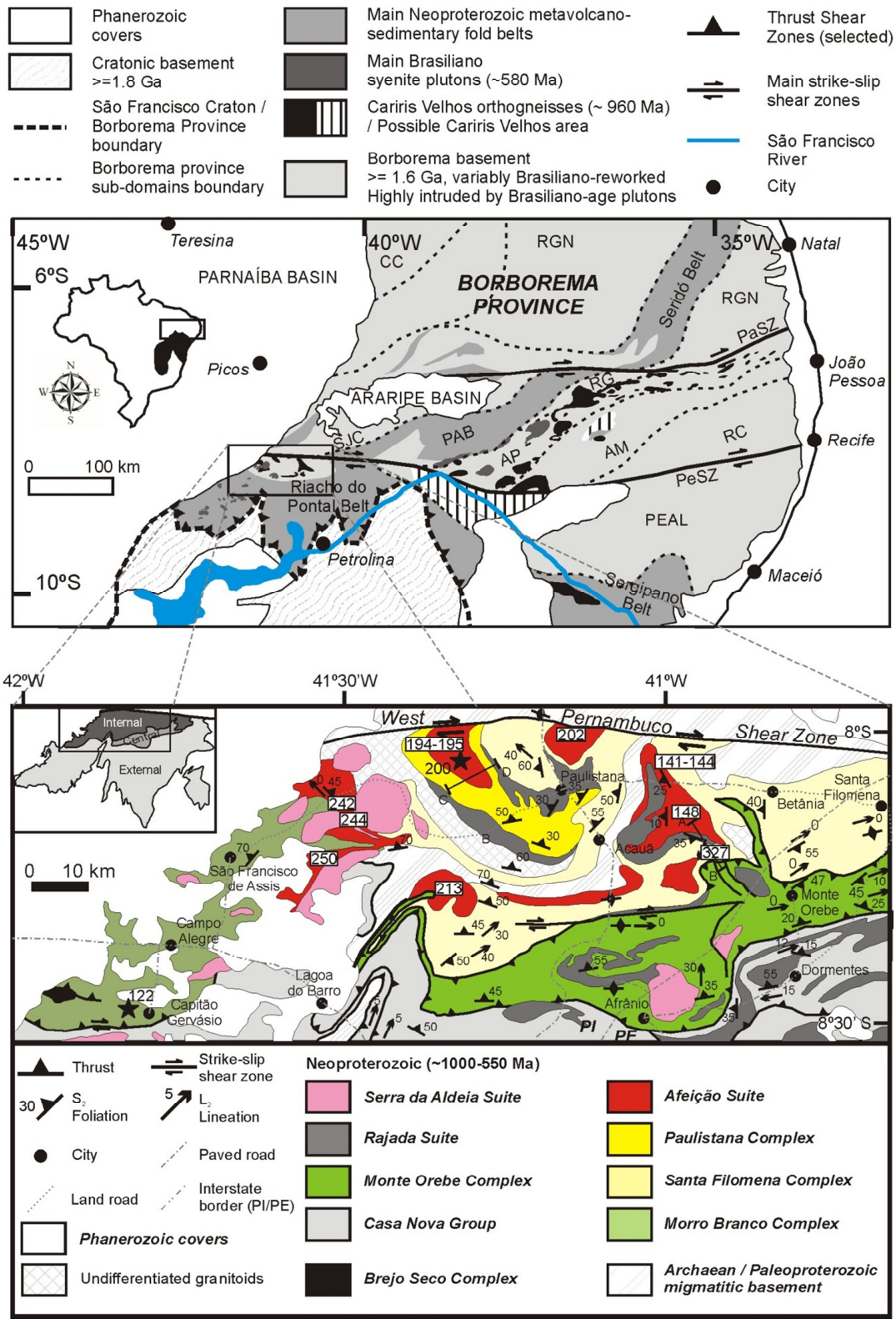


Figure 9.1 – Simplified tectonic map of part of the Borborema Province (top; modified from Brito Neves *et al.* 2000, 2005) and of the Internal Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt (bottom); the later with location of samples selected for lithochemistry (strips) and for U-Pb analysis (stars); and also with location of the A-B and C-D transects of Figure 9.2.

The External Zone, in the southernmost part of the fold belt, is characterized by a south-verging nappe system, composed by the supracrustal rocks of the Casa Nova Complex or Group (Souza *et al.* 1979, Angelim 1988, Santos & Silva Filho 1990, Gomes & Vasconcelos 1991, Bizzi *et al.* 2007). The Casa Nova nappes override the São Francisco Craton basement on the Sobradinho Dam area, in the Bahia / Piauí / Pernambuco states borderline. They are composed mainly of metasedimentary clastic rocks of the Barra Bonita and Mandacaru formations. The Barra Bonita Formation comprises a platformal sequence composed mainly of quartzite, (garnet) mica-schist, and marble intercalations, while the Mandacaru Formation is a flyschoid sequence composed of greywacke and garnet mica schist, locally containing staurolite, kyanite and other alumina-rich silicates.

The Central Zone of the Fold Belt is characterized by a complex deformation involving both south-verging thrusts and E-W strike-slip shear zone systems. The stratigraphic unit that characterizes this zone is the metavolcanosedimentary Monte Orebe Complex (Figure 9.1), which shows a synformal structure with an E-W trending axis (Kreysing *et al.* 1973, Angelim 1988, Moraes 1992). The Monte Orebe Complex comprises metabasic rocks (actinolite-plagioclase greenschists) with MORB-like lithochemistry (Moraes 1992), interleaved within a metasedimentary sequence dominated by metachert, metagreywacke, metatuff, garnet-mica schist and metagreywacke.

The Internal Zone of the Fold Belt, to the north, is characterized by abundant augen-gneiss intrusions (Afeição Suite), highly reworked migmatitic basement slices, and predominantly metasedimentary units with minor volcanic contribution (Paulistana and Santa Filomena complexes; Gomes and Vasconcelos 1991, Angelim & Kosin 2001). It is bounded, to the north, by the E-W trending dextral strike-slip West Pernambuco shear zone. The Santa Filomena Complex is composed by garnet-mica schist, quartzite, marble lenses, and minor metabasic intercalations. The Paulistana Complex differs from the Santa Filomena Complex by the absence of marble and by the greater abundance of basic and ultrabasic intercalations (mainly metagabbros, amphibolites, greenschists, talc-schists and tremolitites). The western portion of the Internal Zone is dominated by a metavolcanosedimentary sequence, the Morro Branco Complex, composed mainly by metarhythmite with intercalations of metabasalt, metarhyolite, and basic to intermediary metatuff. This sequence is intruded by a multitude of igneous rocks, including mafic-ultramafic complexes (Brejo Seco and São Francisco de Assis complexes). Although in previous works this whole stratigraphic package was grouped under the denomination “Brejo Seco Group” (Gava *et al.* 1983) or “Brejo Seco plutonovolcanosedimentary sequence” (Marimon 1990), here we prefer to separate the mafic-ultramafic intrusive bodies (the “plutonic” part of the sequence) from the volcano-sedimentary country rocks, which are grouped under the denomination Morro Branco Complex,

according to the place where these rocks best outcrop, to the west of Capitão Gervásio Oliveira (Figure 9.1).

The whole supracrustal package of the Riacho do Pontal Fold Belt, from the External to the Internal Zone, is intruded by multiple generations of syn to post-collisional plutons (Rajada, Serra da Esperança, and Serra da Aldeia / Caboclo Suites), whose placement occurred around 668-550 Ma ago (mostly Rb-Sr isochrones; Jardim de Sá *et al.* 1992, 1996). Besides these sparse age determinations, the ages of the magmatic, sedimentary, deformational and metamorphic events on the Riacho do Pontal Fold Belt awaits further refinement.

9.3. Materials and methods

Field work was conducted in the southeastern Piauí state, in order to constrain the stratigraphic and cross-cutting relationships between the Afeição augen-gneisses and the surrounding country rocks. Representative samples were then collected for petrographic, lithochemical, geochronological and isotopic analysis.

For the lithochemical, U-Pb and Sm-Nd analysis, care was taken to select fresh samples free from weathering and whose protholiths suffered only apparently isochemical post-igneous transformations. Only the homogeneous parts of the samples were used (e.g. to avoid veins). In preparation for the geochemical and Nd isotope analysis, samples were crushed in a press and then a fraction of the resulting fragments was powdered in a shatterbox. Since most of the samples are composed by fine matrix and large feldspar crystals, large amounts of sample were crushed and the resulting powder was thoroughly mixed and randomly sampled, in order to avoid biasing towards specific phenocrystal compositions.

Major, trace and rare earth elements analysis were conducted at the ACME Analytical Laboratories Ltd., Vancouver, Canada. Element grades were analyzed via ICP-MS after fusion with lithium metaborate / tetraborate and digestion with diluted nitric acid, with 0.01 % precision for most of the major elements and 0.1 ppm for most of the trace and rare earth elements. Base and precious metal grades were determined by digestion in Aqua Regia followed by ICP-MS analysis. The lost on ignition (LOI) was determined by the weighing difference after ignition at 1000 °C.

The Sm-Nd analyses were conducted at the Laboratório de Geocronologia, Universidade de Brasília, Brazil. Samples were dissolved in a HF-HNO_3 mixture in high-pressure Teflon vessels. A ^{150}Nd-^{149}Sm tracer was added to determine Nd and Sm concentrations. The REE were then purified by cation exchange chromatography, and Sm and Nd were subsequently separated following the procedure of Gioia & Pimentel (2000). Sm and Nd analyses were done using a double filament assembly in a Thermoscientific Triton Plus mass spectrometer operating in static mode.

The Sm and Nd concentrations and the $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratios have an accuracy of 0.5% that corresponds to an average error on the initial εNd value of ± 0.5 epsilon units, based on repeated measurements of standards JNdi and BCR-1.

For the U-Pb analysis, Samples were crushed and powdered to the 50-500 μm size range and zircons were separated through standard magnetic and hand-picking techniques at Laboratório de Geocronologia, Universidade de Brasília, Brazil. Zircons were then mounted in an epoxy resin, worn out and polished, and imaged by Scanning Electron Microscopy (SEM) in a FEI Quanta 450 microscope through the backscattering technique (BKS). The resulting images emphasize the internal structure of zircon grains (zoning, fracturing, etc.) and aided in the location of laser spots in the most homogeneous portions of zircon grains (e.g. free of fractures and inclusions). Zircons were analyzed by laser ablation using a Finnigan Neptune ICP-MS coupled to an Nd-YAG 213 nm laser ablation system. The U-Pb analysis follows the procedures outlined in Bühn *et al.* (2009). Ablation was done using 25-30 μm spots in raster mode, at a frequence of 9-13 Hz and intensity of 0.19-1.02 J/cm^2. The ablated material was carried by Ar (~0.90 L/min) and He (~0.40 L/min) in 40 cycles of 1 s each, following a standard-sample bracketing of three sample analysis between a blank and a GJ-1 zircon standard. Accuracy was controlled using the TEMORA-2 standard. Raw data was reduced using an in-house program and corrections were done for background, instrumental mass bias and common Pb. U-Pb ages were calculated using *Isoplot 3.7* (Ludwig, 2008). Only zircons with low common lead content (f206 <= 0.01 %) were used in the calculation of U-Pb ages.

9.4. Results

9.4.1. Field relationships

The augen-gneisses of the Afeição Suite are intrusive or thrust upon metasedimentary rocks of the Santa Filomena, Paulistana and Morro Branco complexes, orthogneisses and migmatites of the basement (Morro do Estreito Complex), or in tectonic contact with the Rajada Suite syn-collisional granitoids (Figure 9.2). The intrusions are in form of diapirs or elongated bodies, normally displaying a conspicuous foliation that anastomoses around K-feldspar augens, parallel to the main foliation in the country rocks (Figure 9.2a, c). However, locally, these rocks are virtually undeformed, especially in the central portion of the plutons, where phorphiry granites can be recognized. While in most portions of the Internal Zone this foliation is tangential, near the West Pernambuco shear zone the augen-gneisses are entrapped within the late Brasiliano E-W dextral shearing deformation, which generated protomylonites through ultramilonites of the original augen-gneisses (Figure 9.3c, d).

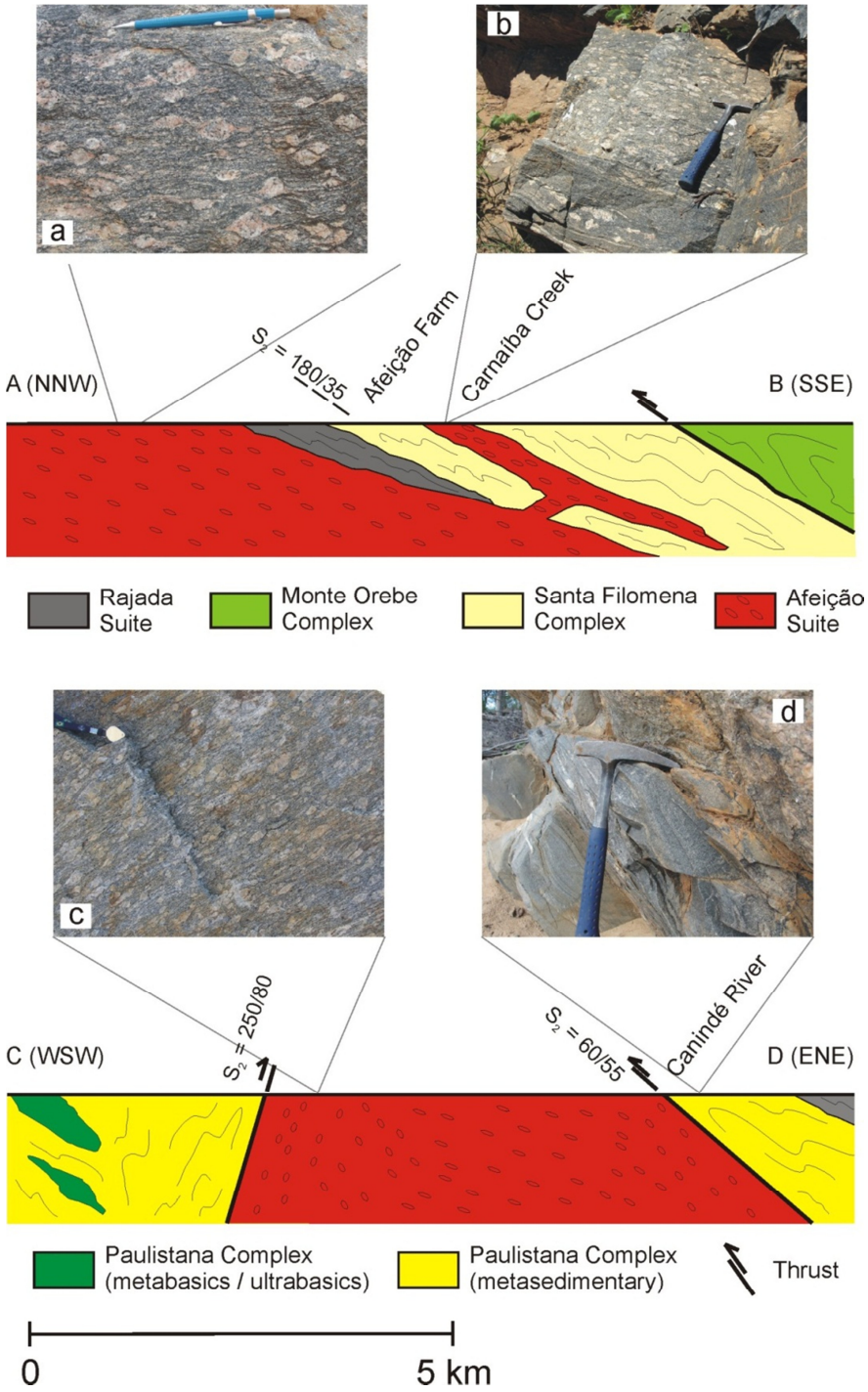


Figure 9.2 – Schematic cross sections A-B and C-D (for location see Figure 9.1). a) Afeição Suite augen-gneiss in its type-locality, near Afeição Farm, to the east of Acauã (PI); b) augen-gneiss sill (behind hammer) within garnet-mica schist of the Santa Filomena Complex (contact at the base of the hammer), at Carnaíba Creek; c) highly deformed augen-gneiss with elongated augen in the tectonic contact zone with the Paulistana Complex mica schist, in the Transnordestina railway; d) Isoclinal fold of a mica schist of the Paulistana Complex, which is thrust upon the Afeição Suite augen-gneiss on the Canindé riverbed.

At the junction between the Acauã – Monte Orebe road with the riacho da Carnaíba creek (outcrop FRP327), the crosscutting relationships between the Afeição augen-gneiss and the Santa Filomena Complex are beautifully preserved (Figure 9.2b and 3e). In this outcrop, garnet-mica schist of the Santa Filomena Complex is intruded by a meter-thick sill of augen-gneiss; both schist and sill were later folded, presumably during the Brasiliano Orogeny (Figure 9.2). The close proximity with the main Afeição augen-gneiss pluton (near Fazenda Afeição) suggests that this sill represents an apophysis projected from the batholith. In addition, locally xenoliths of mica schist can be observed within the augen-gneiss, e.g. in the BR-407 road, near Acauã (outcrop FRP018; Figure 9.3b).

Similar cross-cutting relationships can be observed between the Afeição Suite and the Morro Branco Complex. At the riacho da Maravilha creek (outcrop FRP122), to the west of Capitão Gervásio Oliveira (PI), a meter-thick granite sill is interleaved within metarhythmite of the Morro Branco Complex (Figure 9.3f). Although a direct correlation of this granite sill with the Afeição augen-gneiss is not straightforward (it has been formerly interpreted as an hypoabissal metadacite by Marimon, 1990), the striking similarities in litochemistry, Nd isotope composition and age allows to interpret it as part as the same igneous suite. Furthermore, the augen-gneiss body dated at 985 ± 18 Ma near São Francisco de Assis (PI) by Freitas & Sachs (2012) is probably intruded within the metasedimentary rocks of the Morro Branco Complex, although outcrops are sparse in this area, difficulting the stablishment of contact geometries between these units.

Cross-cutting relationships between the Paulistana Complex and the Afeição Suite are less evident from field observations alone. The contacts between these units are commonly tectonic, through thrust or oblique reverse shear zones. These contacts are well exposed in the Rio Canindé riverbed (outcrops FRP322 and FRP323; Figure 9.2d) and in the Transnordestina railway (under construction; outcrop FRP313; Figure 9.2c). In these outcrops, the garnet-mica schist (locally with stromatic or lit-par-lit migmatization) of the Paulistana Complex is thrust upon the Afeição augen-gneiss, which develops a protomylonitic to mylonitic fabric, with elongated and broken augen within a highly deformed quartz-biotite-feldspar matrix. The Paulistana Complex mica schist is strongly deformed in this contact area, with the development of isoclinal folding (Figure 9.3d).

9.4.2. Petrography

The Afeição Suite comprises mainly augen-gneisses of granite-granodiorite composition (but locally reaching monzo to syenogranitic terms), composed of microcline (10-40%), plagioclase (5-35%), quartz (20-30%) and biotite (10-20%), with garnet, zircon, allanite and tourmaline as the main accessories. Secondary alteration minerals include epidote (allanite cores with epidote rims

are common), muscovite (from K-feldspar and biotite alteration), sericite, and clay minerals. The amount of K-feldspar normally exceeds that of plagioclase. The K-feldspar augen are pink to milky white, and can reach up to 3 cm long in the fine to medium-grained matrix (Figure 9.3); they are formed either by single microcline crystals or by microcline + quartz crystal agglomerates, which stand out within the granolepidoblastic matrix. Locally, and especially near the contacts with the country rocks, augen are strongly deformed, with tapering gemination under crossed polarizers (Figure 9.3a). Mantled porphyroclasts with myrmekite rims also occur.

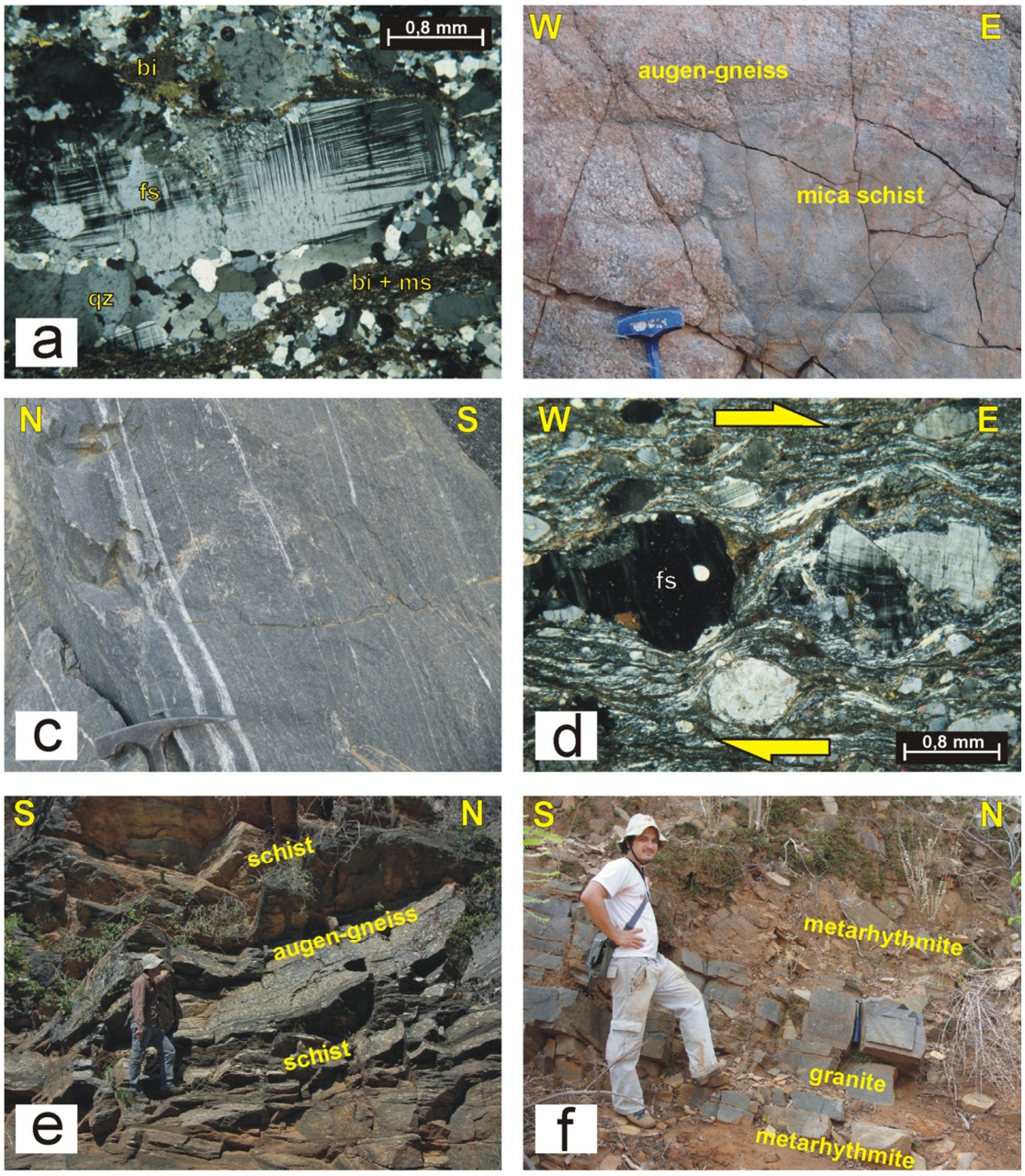


Figure 9.3 – a) Photomicrography (crossed polars) of an Afeição Suite augen-gneiss sample, showing elongated k-feldspar augen with tapering gemination; b) mica schist (presumably from the

Santa Filomena Complex) xenolith within augen-gneiss, in the BR-407 road, near Acauã (PI); c) highly deformed, mylonitic augen-gneiss in the proximities of the West Pernambuco Shear Zone, with an E-W upright to highly inclined dextral-sense mylonitic foliation; d) photomicrographic aspect (crossed polars) of the mylonite from c), with broken, book-shelf feldspar porphyroclasts showing dextral shear sense; e) augen-gneiss sill of the Afeição Suite (FRP327) interleaved within garnet-mica schist of the Santa Filomena Complex, at Carnaíba Creek (for close view see Figure 9.2b); f) granite sill of the Afeição Suite (FRP122) interleaved within metarhytmite of the Morro Branco Complex, riacho da Maravilha, to the west of Capitão Gervásio Oliveira (PI).

Normally, both quartz, microcline and plagioclase show strong signs of dynamic recrystallization, such as an elongated shape fabric, undulose extinction, deformation lammelae, grain boundary migration, etc. Locally, where the rock is relatively preserved from deformation (especially in the central portion of the plutons), porphyritic granites can be recognized, and quartz occupies an interstitial position in between the K-feldspar and plagioclase phenocrystals. Near the West Pernambuco Shear Zone, the augen-gneisses become highly deformed, developing a E-W trending sub-vertical proto- to ultra-mylonitic anastomosing foliation. Within these zones, the feldspar augen are usually either rounded or broken in book-shelf style, and the quartz + feldspar + biotite matrix is strongly deformed by crystal-plastic mechanisms (Figure 9.3d). All of the kinematic indicators (mica- and foliation- fish, book-shelf feldspar, mantled porphyroclasts, etc.) suggest dextral movement for this continental-scale shear zone.

The granitic sill of the riacho da Maravilha creek (FRP122) shows a similar major and trace mineralogical composition, with carbonate and epidote as the main alteration minerals. This granite shows a seriated blastoporphyritic texture, with larger K-feldspar within a fine to medium-grained matrix, oriented parallel to the main deformational foliation of the outcrop.

9.4.3. Lithochemistry

Fifteen samples of augen-gneiss from the Afeição Suite were analyzed for major and trace element data (Table 9.1); another seven samples from Angelim (1988), from which major and selected trace element data are available, are also shown in the diagrams of Figs. 4, 5 and 6 for comparison.

Samples from the Afeição Suite are mostly calc-alkaline high-K peraluminous granites (K_2O = 2.72 – 5.71 wt%, with a mean of 4.03 wt%), with a few samples plotting within the sub-alkaline syenite field in the TAS diagram (Figure 9.5). According to the Frost *et al.* (2001) discrimination plots, about two thirds of the samples are characterized as ferroan granites (Figure 9.5d), while the

remainder are classified as magnesian granites. Nevertheless, most of the samples plot within the Cordilleran-type field, which, besides magnesian granites, includes high-silica (>70%) ferroan granites. SiO_2 grades vary between 64.95 and 77.34 wt%, with an average of 70.17 wt%. The samples show overall good negative correlations of Ti, Al, Mg, Fe, Mg, Ca, K, P, Sr, ΣETR (total rare earth elements), La/Yb, Eu/Eu* and Nb/Ta ratios with SiO_2, which are coherent with normal fractionated crystallization; Na, Mn, Ba, Rb, Nb, Y, Zr and Zr/Hf data are more scattered in comparison to silica in Harker diagrams (Figure 9.4).

In the Rb / Nb / Y diagrams of Pearce *et al.* (1984), the samples fall in between the syn-collisional, within plate and volcanic arc fields, which is coincident to the post-collisional field of Pearce (1996), concluded by this author to be related to both convergent and extensional environments (Figure 9.6b).

Gorton & Schandl (2000) suggest a tectonic discrimination based on the concentrations and ratios between Th, Ta and Yb. In this classification, the Th/Ta values of the Afeição Suite samples (5.65 – 20.36, with an average of 12.32) are similar to those of felsic to intermediate volcanic rocks of active continental margins (Th/Ta in between 6 and 20). The only exception is sample FRP200, with Th/Ta = 29.43, but none of the other samples shows values within the range of within plate (Th/Ta = 1 – 6) or oceanic arc (Th/Ta = 20 – 90) environments. In the revised Th/Yb versus Ta/Yb diagram of Pearce (1983) and in the Th/Ta versus Yb diagram idealized by Gorton and Schandl (2000), the samples plot mostly in the active continental margin field (Figure 9.6 c and d). In a similar manner, the La/Nb ratios of 1.2 - 6.9 (average 3.16) are remarkably within the range of those of arc magmas (1.3 - 6), in comparison to within-plate magmas in which this ratio is way lower (around 0.8; Rudnick 1995).

Harris *et al.* (1986) suggest the use of a number of trace elements to differentiate between granitic intrusions within distinct tectonic environments. In the Rb/30 x Hf x Ta*30 diagram, as well as in the Rb/Zr x SiO_2 diagram of these authors, the samples plots mostly within the volcanic arc field (Figure 9.6e and f). In contrast, in both the De La Roche *et al.* (1980) multicationic function diagram (with tectonic discrimation fields introduced by Batchelor & Bowden, 1985) and the Thiéblemont & Tegyey (1994) Nb_N/Zr_N (normalized to the primordial mantle values of Hofmann, 1998) x Zr diagram the samples plots mostly within the syn-collisional field. The use of Rb in tectonic and petrogenetic trace element characterization of the samples is justified by the closed system behavior of Rb-Sr isotopes in the Afeição Suite augen-gneiss (Jardim de Sá *et al.* 1988) and on the whole Cariris Velhos system in general (Kozuch 2003). Rb-Sr ages are always close to the U-Pb zircon ages and therefore the Rb-Sr clock was not substantially reseted during the Brasiliano Orogeny.

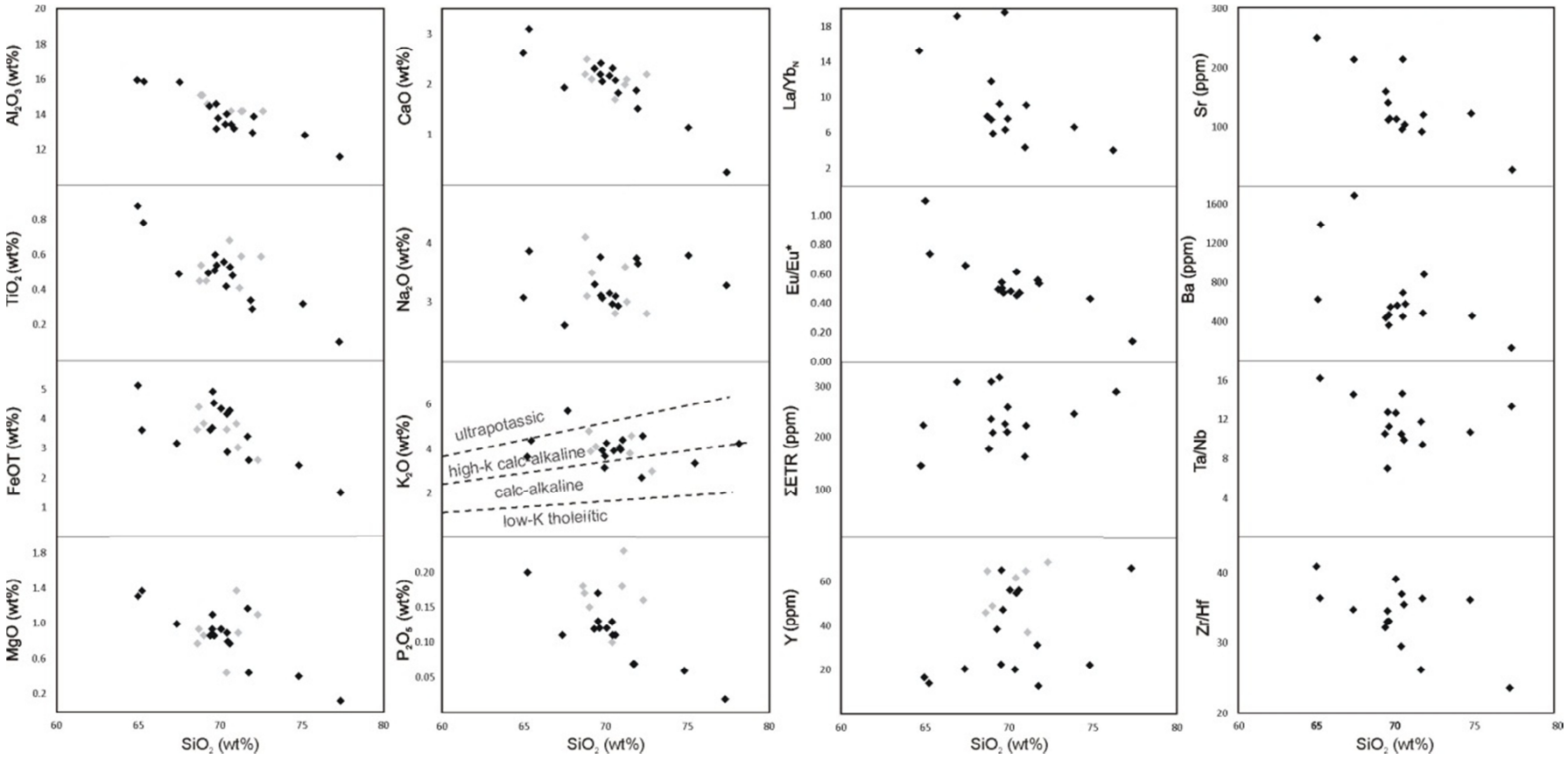


Figure 9.4 – Harker diagrams of samples from the Afeição Suite. Black diamonds: samples from this study; grey diamonds: samples from Angelim (1988); same for figs. 5 and 6. K_2O x SiO_2 classification of alkalinity from Peccerillo & Taylor (1976).

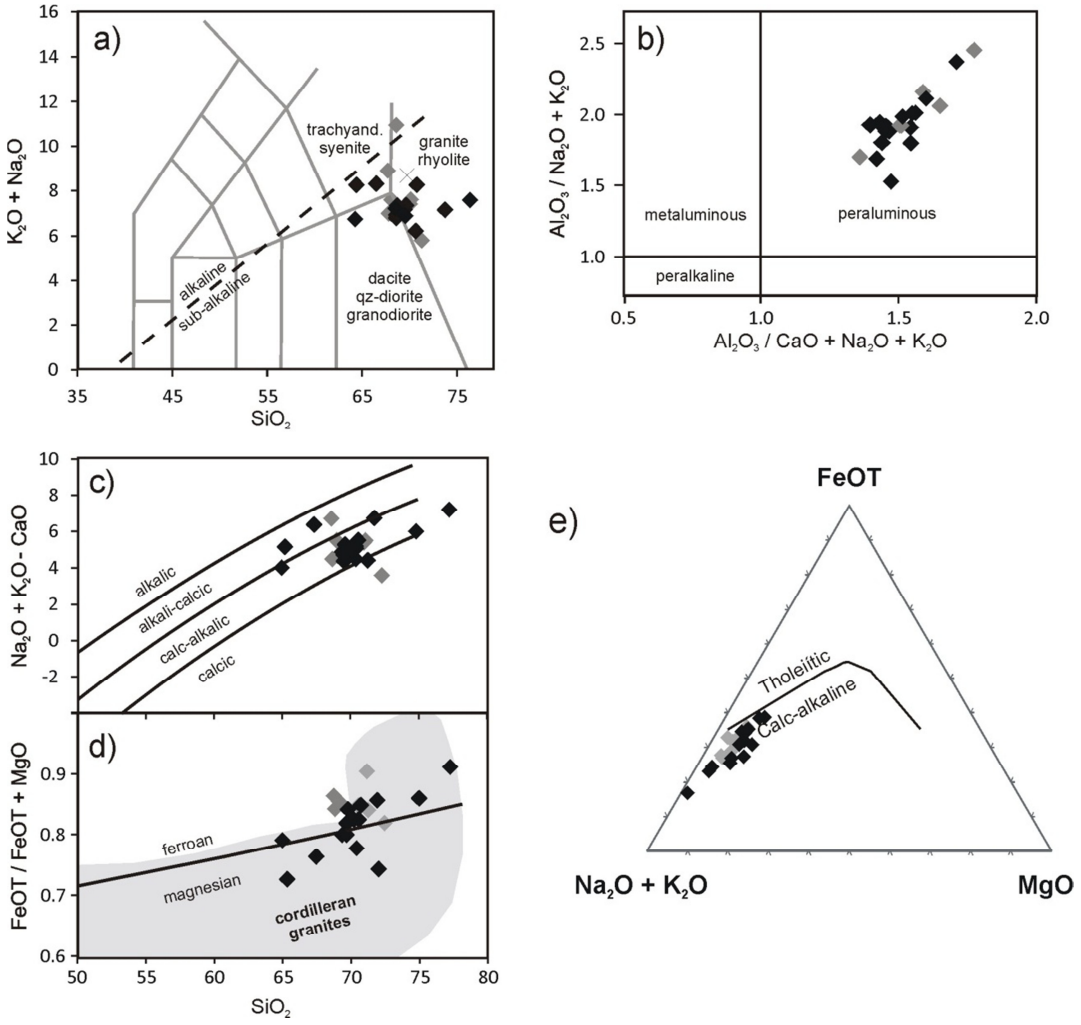


Figure 9.5 – Lithochemical classification of the Afeição Suite samples: a) TAS classification (Le Maitre, 1989); b) aluminosity index (Shand 1947); c) modified alkali-lime index (MALI) and d) ferroan / magnesian classification of Frost *et al.* (2001); e) AFM diagram (Jensen 1976). Symbols are the same as in Figure 9.4.

Despite the difficulty in using tectonic discrimination diagrams for granitoids, whose magma source areas might involve melting of older, distinct-source igneous and metamorphic rocks, and thus incorporate large amounts of contaminants, the diagrams of Figure 9.6 clearly rule out an within-plate affinity for the Afeição Suite (mainly defined by low Nb and Ta grades) and suggest an active continental margin setting for them.

Chondrite-normalized rare earth elements (REE) patterns (Figure 9.7a) shows a moderate enrichment in LREE (light rare earth elements) in respect to HREE (heavy rare earth elements; La/Yb_N = 4.02 – 20.06, with an average of 9.64). The only exception is sample FRP250, which shows a highly depleted HREE pattern (La_N/Yb_N = 85.73). Most samples display a pronounced negative Eu anomaly (Eu/Eu* = 0.43-0.80; average = 0.53). Exceptions are sample FRP244, which

shows an extremely pronounced negative Eu anomaly of Eu/Eu* = 0.14, and sample FRP327G, which shows a slight positive anomaly of Eu/Eu* = 1.10.

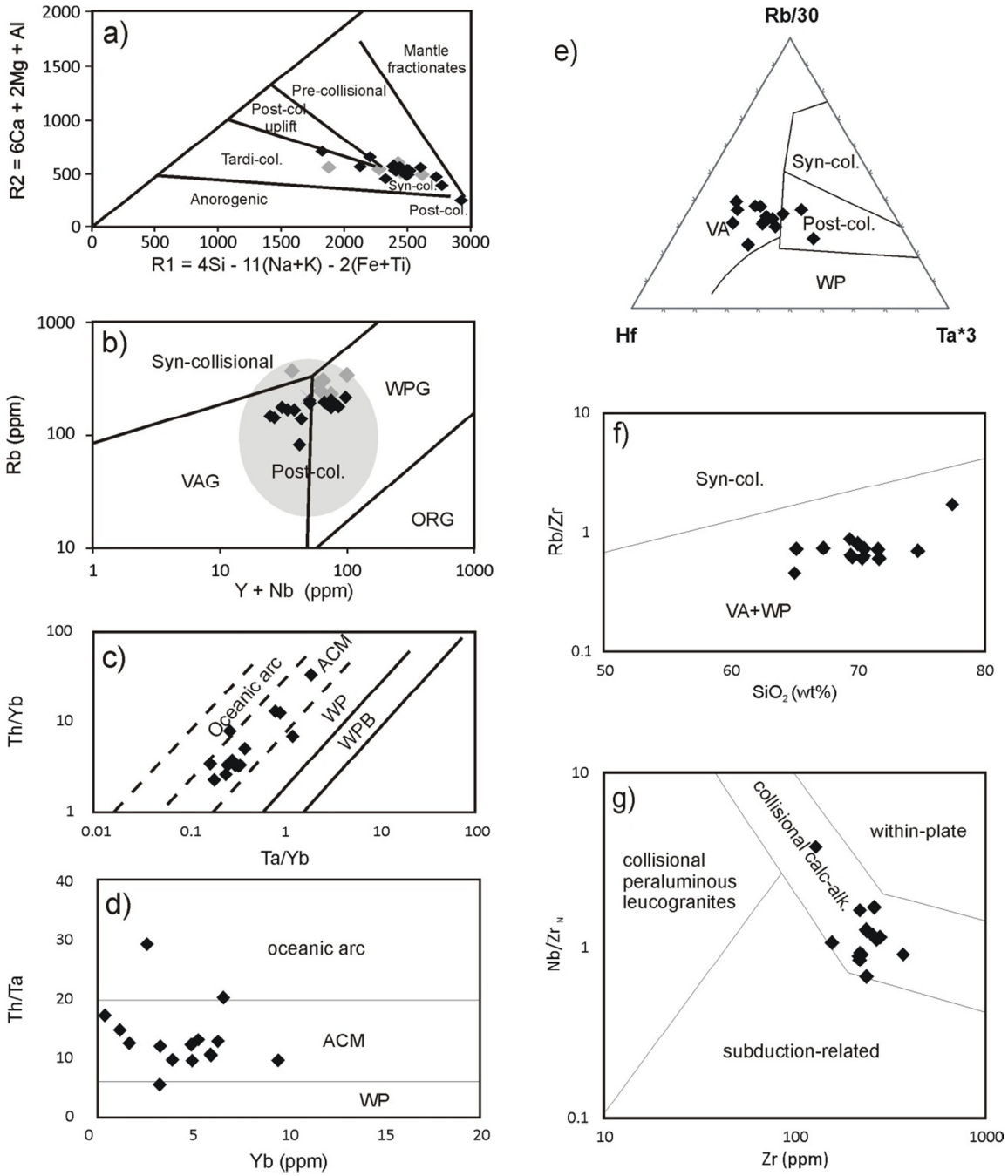


Figure 9.6 – Litochemical diagrams for the discrimination of tectonic ambience for the Afeição Suite samples. a) Multi-cationic function of De La Roche *et al.* (1980) with tectonic discrimination fields introduced by Batchelor & Bowden (1985); b) Rb x Y + Nb plot of Pearce *et al.* (1984); c) and d) Th x Yb x Ta diagrams of Gorton & Schandl (2000); e) and f) diagrams proposed by Harris *et al.* (1986) using trace elements Rb, Hf, Zr and Ta; g) Nb/Zr_N x Zr diagram of Thiéblemont & Tegyey (1994).

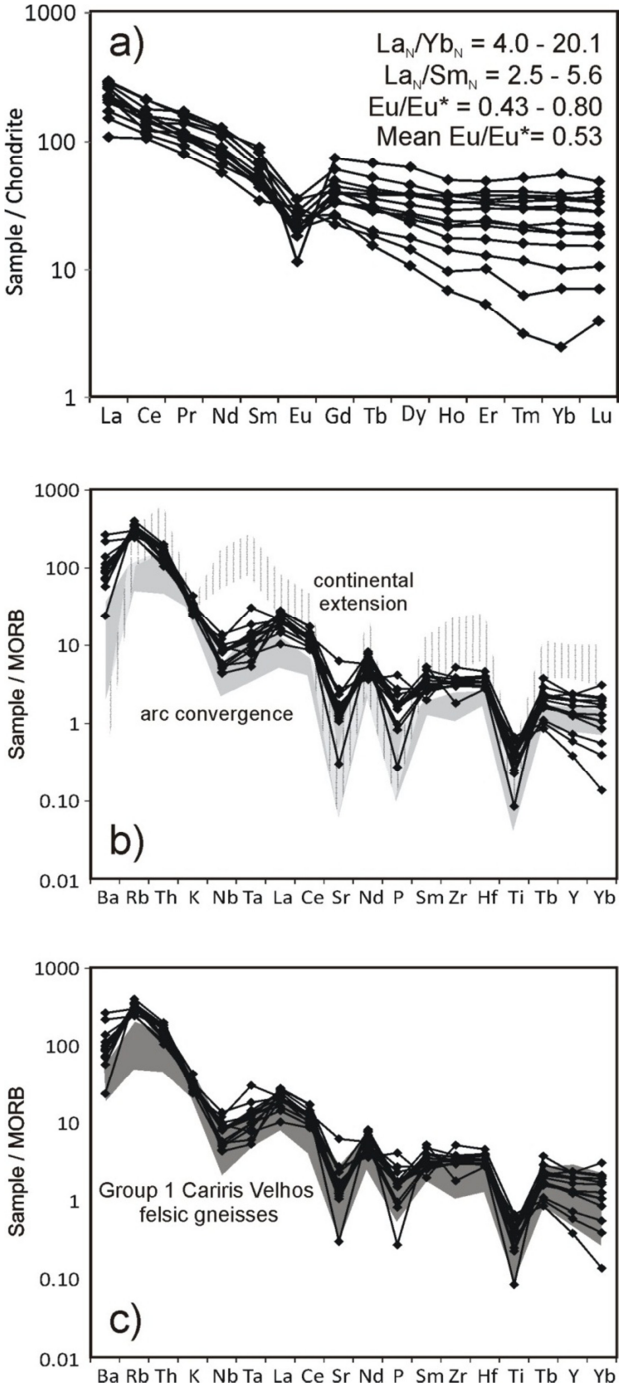


Figure 9.7 – a) Chondrite-normalized rare earth elements patterns (Sun & McDonough 1989) ; b) and c) multi-element spidergram normalized to the MORB (element ordering after Thompson *et al.* 1984; normalizing values after Pearce & Parkinson 1993) of the Afeição Suite samples. In b), the shaded and hatched fields represent the range of arc convergence and continental extension-related rocks, respectively (sources: see Kozuch, 2003, appendix II.3); in c), the shaded field represents the composition of typical Group 1 Cariris Velhos felsic gneisses, according to Kozuch (2003) and Santos *et al.* (2010).

In MORB-normalized incompatible element spidergrams (element ordering after Thompson *et al.* 1984), the Afeição Suite augen-gneisses display overall LILE (Large Ion Litophile Elements)-enriched patterns, with negative Nb-Ta, Sr, P and Ti and positive Rb-Th anomalies (Figure 9.7b). Ba is especially abundant, with concentrations in between 151 and 1691 ppm (average = 656 ppm), about a hundred to two hundred times the MORB and primitive mantle values of 6-7 ppm (Sun & McDonough 1989, Pearce & Parkinson 1993). In comparison to modern arc convergence and continental extension environments, these patterns are closer to that of arc convergence rocks (Figure 9.7b). For sake of comparison with other Cariris Velhos rocks, the sources for convergence and extension environments, as well as element ordering, are the same as used by Kozuch (2003) and Santos *et al.* (2010); see appendix II.3 of Kozuch (2003) for data sources. Indeed, the incompatible element patterns of samples of the Afeição Suite are practically identical to that of Group 1 felsic gneisses of the Cariris Velhos Belt (Figure 9.7c) as analyzed by Kozuch (2003).

9.4.4. U-Pb

Zircons were extracted from two samples for U-Pb analysis (Table 9.2):

Sample FRP122

This sample is from a metric granite sill concordantly interleaved within pelitic metarhytmite of the Morro Branco Complex in the riacho da Maravilha creek, near Capitão Gervásio Oliveira – PI (UTM 186640 E/9060407 N; Datum SAD69 Zone 24S; the same for all other coordinates). Zircons are stubby (2:1 aspect ratio), euhedral to subhedral bipiramidal prisms <= 250μm, mostly clear and transparent, but some showing minor inclusions; some grains show internal zoning (Figure 9.8a). The Th/U ratios, in between 0.3 and 0.6, are typical of primary (igneous) zircons (Table 9.2; metamorphic-melt zircons usually display very low Th/U ratios, below 0.07; Rubatto 2002, Hoskin & Schaltegger 2003).

The U/Pb isotope ratios of the zircons analyzed cluster in a single coherent population in the Concordia diagram (Figure 9.8a). The eight most concordant zircons yield a Concordia age of 1001.8 ± 4.5 Ma (2σ), which is interpreted to be the magmatic age of the granite, and also the minimum age of sedimentation of the metarhythmites within which it is interleaved.

Sample FRP200

This sample is from a augen-gneiss to the northwest of Paulistana (PI), in between this town and São Francisco de Assis (PI), that was previously mapped as “indiscriminate granitoid” in the CPRM – Brazilian Geological Survey maps (Angelim & Kosin 2001). It presents an interesting

geological setting, since it is an NW-SE elongated body that apparently intrudes the metasedimentary rocks of the Paulistana Complex, although contacts are tectonic (Figure 9.1 and transect C-D of Figure 9.2). While in the central portion of the pluton it might be only slightly deformed, in its borders it is strongly foliated. Especially, towards north, the elongated body suffers a virgation towards NE, which is related to the late-Brasiliano dextral shearing of the West Pernambuco Shear Zone; this is represented in the field by the progressive mylonitization of the augen-gneiss, developing a E-W trending anastomosing foliation which involves the dextral-sense rotated feldspar porphyroclasts of the augen-gneiss. This virgation also causes the development of a E-W trending sub-vertical crenulation cleavage within the Paulistana Complex metapelitic rocks.

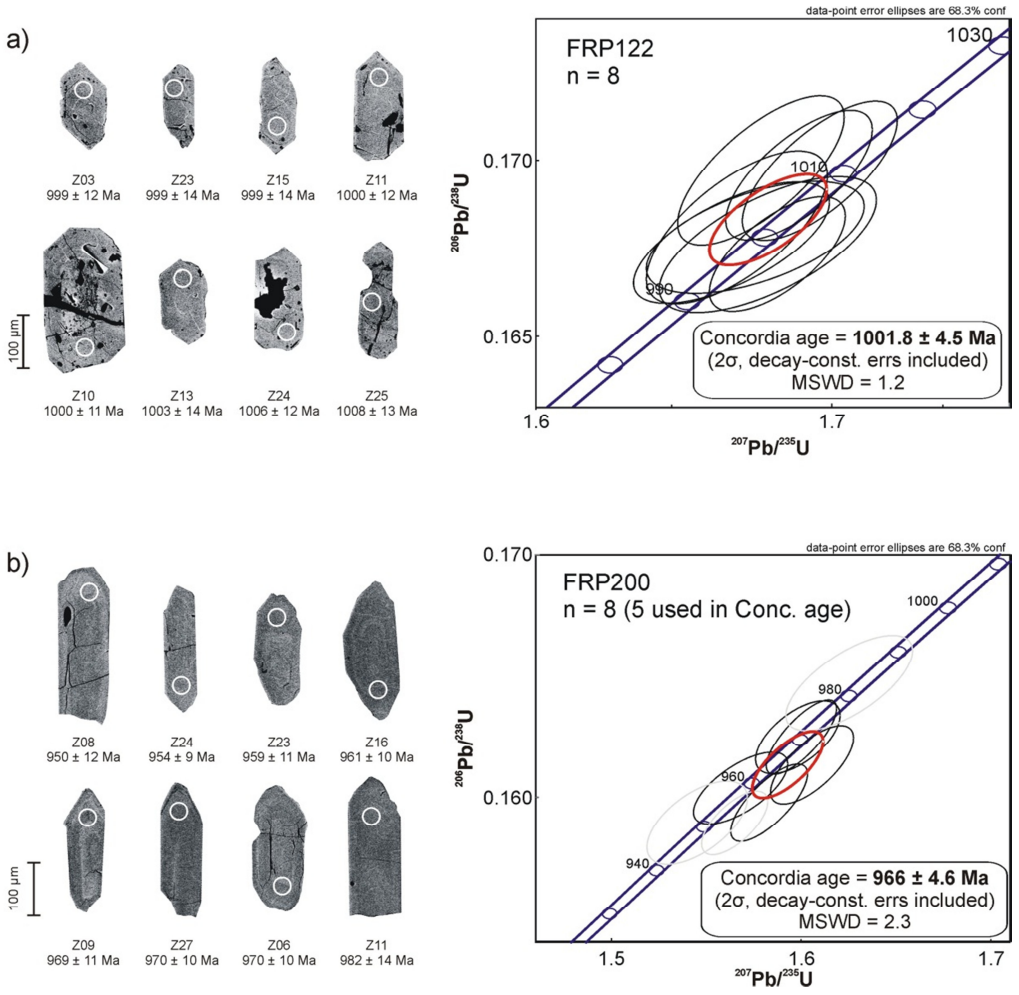


Figure 9.8 – Left: SEM (scanning electron microscopy) images of the zircons analyzed in samples a) FRP122 and b) FRP200. Right: Concordia diagram for each sample, respectively. Gray ellipses represent zircons not used in the calculation of the Concordia age; red ellipse represents the Concordia age for each diagram.

Sample FRP200 is from the central, and most undeformed, portion of the pluton (UTM 245290 E/ 9107791 N). Zircons are crystal clear, inclusion-free needle-like elongated euhedral prisms (up to 5:1 aspect ratio), with conspicuous concentric internal zoning (Figure 9.8b). The zircons show typically igneous Th/U ratios, in between 0.1 and 0.4 (Table 9.2). Although all zircons cluster around the Concordia, zircons Z8, Z11 and Z28 were not used in the calculation of the Concordia age of Figure 9.8b, due to high common lead contents (above the limit used in this work of f206 <= 0.01%). The other five most concordant zircons yield a Concordia age of 966 ± 4.6 Ma (2σ), which is interpreted to be the magmatic age of the granite (Figure 9.8b).

9.4.5. Sm-Nd

The Nd isotope analysis results are displayed in Table 9.3. Initial Nd isotope ratios were normalized to 980 Ma, as a mean age between the typical Cariris Velhos felsic gneisses values, and also as mean between the two U-Pb ages gathered in this work (1001-966 Ma) The samples analyzed yielded T_{DM} model ages (DePaolo 1981) in between 1.2-1.5 Ga, with $\varepsilon Nd_{(980\ Ma)}$ from -1.0 to +3.1 (Figure 9.9). These values are similar to the values obtained by Van Schmus *et al.* (1995) for a sample of the Afeição Suite (SRP-G-10 = outcrop FRP148 of this work; T_{DM} = 1.5 Ga and $\varepsilon Nd_{(980\ Ma)}$ = 0.2) and suggest homogeneous isotopic characteristics for the Afeição Suite augen-gneiss and related intrusions over a broad area (Figure 9.9).

9.5. Discussion

9.5.1. Petrogenesis and tectonic setting

The most striking lithochemical feature of the Afeição Suite are its affinities with convergent margin setting granites, typified by the high LILE (Ba, Rb, Sr) and low HFS (Nb-Ta, Sm, Zr, Hf, Tb, Y, and Yb) values.

In the incompatible element spidergram of Figure 9.8b, most samples display an undepleted Tb-Yb segment relatively to MORB, suggesting a shallow depth of fusion (<40 km). Below this depth, pressure is high enough to stabilize garnet, which accommodates these high-strength field elements in its structure (Mysen & Kushiro 1977, Cox *et al.* 1979, Kozuch 2003). An additional normalization to Ti = 1 is shown at Figure 9.10 and can be used to highlight the effects of depth of fusion (Tb-Yb segment) and distinguish them from crustal contamination (Ba-Ta segment) and partial melting and source composition effects (La-Hf segment) on incompatible element compositions (Pearce 2008). Samples FRP250 and FRP327G are exceptions, showing depleted Tb-

Yb segments. Sample FRP250 also shows strongly depleted HREE segment in Figure 9.8a; in this sample, Yb and Y are only about 0.14x and 0.39x the MORB values, respectively. This might suggest the presence of garnet as a restite phase in the melt source (Figure 9.7d), suggesting a depth of fusion >40 km for the magma source of these rocks; but this could also be due only to analytical issues. Thus, more analytical data from distinct samples of the same plutons would be necessary to further clarify this issue. For all samples, the patterns suggest enriched sources and / or a low melt percentage, and variable crustal contamination (Figure 9.10).

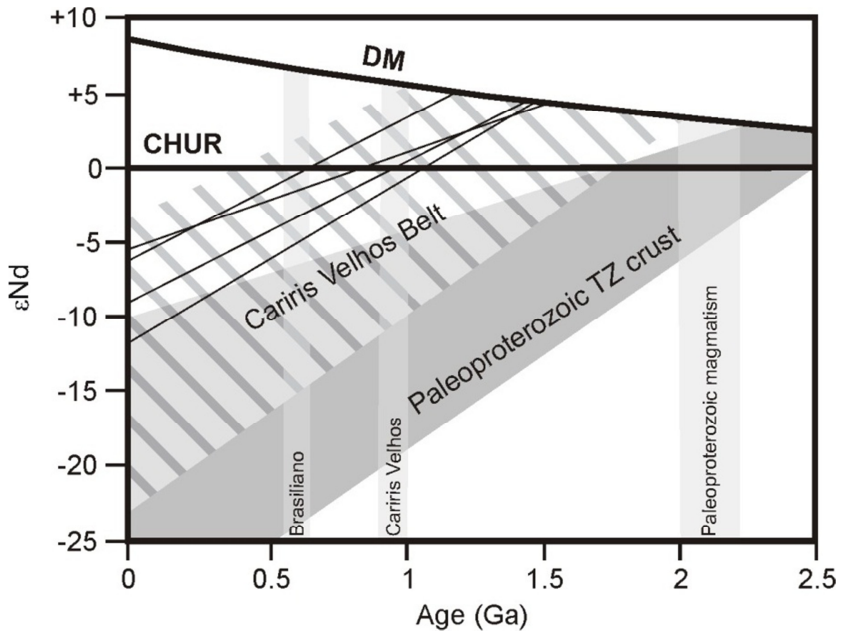


Figure 9.9 – Nd isotopic evolution diagram of samples from the Afeição Suite (lines, including samples FRP-G-10 of Van Schmus *et al.* 1995). Hatched and grey fields: range of isotopic compositions of the Cariris Velhos Belt and Paleoproterozoic crust of the Transversal Zone, respectively (sources: Kozuch 2003, Brito Neves *et al.* 2005, Santos *et al.* 2010, Van Schmus *et al.* 2011). Light grey fields represents the timing of the three main tectono-magmatic events of the Borborema Province.

Overall, the incompatible elements patterns suggest emplacement within a continental crust with normal thickness or slightly thickened, once that crustal thinning would allow the upper mantle to melt partially and release HFS and rare earth elements, which would produce the positive Nb-Ta, Sm-Zr-Hf and Tb-Y-Yb anomalies typical of continental extension-related rocks (Figure 9.8b), which are not displayed by the Afeição Suite. This is also true for other Cariris Velhos occurrences (Kozuch 2003) as suggested by Figure 9.8c. The negative Sr peak and pronounced Eu/Eu* negative

anomalies suggest the retention of calcic plagioclase in the melt source, which is also suggested by low melting percentage proxies on Figure 9.10.

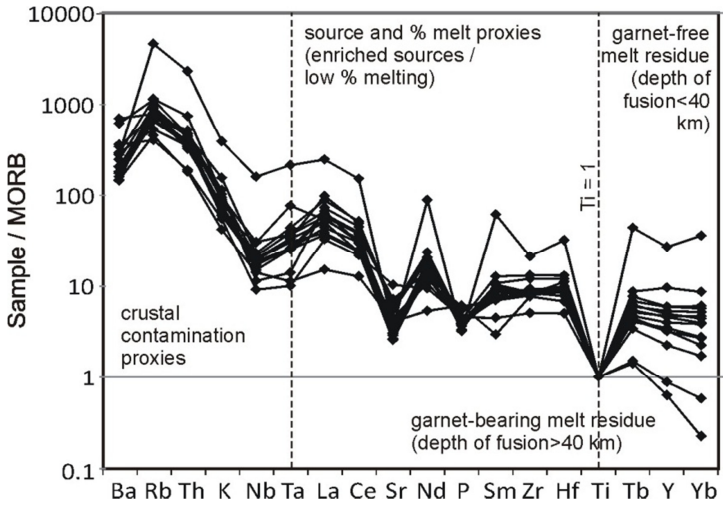


Figure 9.10 - Multi-element spidergram of Figure 9.7b after additional normalization to Ti=1. This normalization highlights the effects of different magmatic processes in each segment of the multi-element spidergram. After Pearce (2008).

The Nd isotopic data gathered, with Mesoproterozoic T_{DM} clustering around 1.2-1.5 Ga, and slightly negative to positive εNd(t), is also very consistent with the whole of Cariris Velhos data gathered thus far (T_{DM} = 1.6 ± 0.2 Ga and εNd(t) = -1.9 ± 2.9; Kozuch 2003). According to Van Schmus *et al.* (2011), there are two main hypothesis to explain this Nd isotopic data: a) by large degrees of partial melting of a Mesoproterozoic source, with T_{DM} in between 1.4 and 1.9 Ga; and b) mixing of juvenile (ca. 1 Ga) melt with varying amounts of Paleoproterozoic (and Archean) crust. Since up to date no significant bedrock of Mesoproterozoic age with the required isotopic composition for option (a) has been found within the Transversal Zone (and within the Borborema Province as a whole), option b) is preferred. This option is also supported by field relationships, as most of the plutons are hosted by Paleoproterozoic basement having T_{DM} around 2.1-2.7 Ga (Van Schmus *et al.* 2011); and by the lithochemical characteristics of the Cariris Velhos felsic gneisses, suggesting a low degree of partial melting in the source areas (Figure 9.10). This is also the case for the Afeição Suite and the supracrustal sequences of the Internal Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt, whose substrate is formed by the Paleoproterozoic Morro do Estreito Complex (Gava *et al.* 1983, Kosin *et al.* 2004). The fairly high positive εNd(t) values of samples FRP122 (+0.9) and especially FRP242 (+3.1) suggests the importance of juvenile Neoproterozoic melts in the petrogenesis of these felsic rocks, while the negative value (-1.0) found for sample FRP200

suggests variable contamination by older crustal components. Thus, the best scenario to explain the Nd isotope characteristics of the Afeição Suite samples would be variable mixing of 1.0 Ga juvenile mantle sources with an Archean / Paleoproterozoic basement (Morro do Estreito Complex). Assuming a mean $\varepsilon Nd_{(980\ Ma)}$ of around -12.5 for the Paleoproterozoic crust of the Transversal Zone (Figure 9.9) and a depleted mantle εNd value of around +5.75 at 980 Ma, this would imply for mixing of about 15% to 65% of older crustal components with the juvenile mantle contributions of Cariris Velhos age.

In sum, the lithochemical and isotopic characteristics of the Afeição Suite suggests emplacement in a convergent setting, with variable mixing of a Neoproterozoic juvenile mantle component with older, Archean to Paleoproterozoic crust. Depth of low percentage partial melting of enriched sources is mostly shallow, <40 km, but locally, deep fusion with garnet as melt residue phase is also suggested.

9.5.2. Correlation with other Cariris Velhos occurrences

Santos (1995) describes two main lithofacies for the syn- to post-tectonic Cariris Velhos rocks within the Alto Pajeú Domain of the Transversal Zone. The first is an augen-gneiss whose type-locality is in the Recanto Farm to the NNE of Floresta, PE, and the second is a migmatitic facies named Riacho do Forno-type. The Afeição Suite lithological and geochemical features are remarkably similar to those of the Recanto-type rocks, both regarding to texture (augen-gneiss), mineralogy (rocks composed of microcline, quartz, plagioclase, biotite, minor muscovite and with sphene, apatite, allanite, zircon and rare garnet as accessories), litochemistry and isotope characteristics.

Kozuch (2003) suggests dividing the Cariris Velhos metaigneous and supracrustal rocks in two distinct groups in the Alto Pajeú Domain, based on the presence of a negative Nb-Ta anomaly (Group 1) or the absence of such anomaly (Group 2). According to this author, the geochemical and isotopic characteristics of Group 1 gneisses are remarkably similar over a broad area, suggesting a very homogenous petrogenetic setting for them. In this respect, the lithochemical and petrographic characteristics of the Afeição Suite augen-gneiss are strikingly similar to that of Group 1 (Figure 9.7c).

Two distinct tectonic models have been proposed for the Cariris Velhos geodynamic event. The sigmoidal linear belt have been interpreted as a continental margin magmatic arc, or as an arc-back arc system, overlying an Archean-Paleoproterozoic substrate (Brito Neves *et al.* 1995, Kozuch 2003, Medeiros 2004, Santos *et al.* 2010); or, alternatively, this event has been interpreted as purely extensional, continental-rift related (Neves 2003, Guimarães *et al.* 2012). Neves (2003) and Neves

et al. (2009) pointed out the lack of a clearly defined Tonian-aged metamorphism associated with the Cariris Velhos Belt, which would be necessary for an orogeny to be defined. Indeed, widespread rifting occurred throughout the São Francisco Craton and surrounding areas during the Tonian (e.g. Tack *et al.* 2001, Silva *et al.* 2008). However, it is possible that metamorphism and structures related to the Cariris Velhos Orogeny (if this belt is interpreted as an accretionary orogen) have been largely obliterated by the late Neoproterozoic pervasive Brasiliano metamorphism and deformation (Medeiros 2004).

In comparison to modern convergent versus extensional setting, the lithochemical patterns of the Afeição Suite (and coeval Group 1 rocks of the Transversal Zone) are closer to that of active continental margin settings. The main difference between the Afeição Suite and the other Group 1 rocks would be the frankly peraluminous character of the first, while the latter display a transitional metaluminous – peraluminous character (Kozuch 2003, Santos *et al.* 2010).

Group 2 rocks, on the other hand, suggest that some crustal extension occurred concomitant to crustal convergence, especially in a localized site to the northwest of the Alto Pajeú sub-domain, named the Riacho Gravatá sub-domain (Kozuch 2003, Santos *et al.* 2010). These extensional-related granites could be related to either a fore-arc or a back-arc setting, as suggested by Kozuch (2003); or to a continental rift basin (Guimarães *et al.* 2012).

The Cariris Velhos samples are apparently arranged chronologically in with arc-like characteristics during earlier melting episodes (~1000-960 Ma) that evolved to a latter combination of volcanic arc and fore-arc or back-arc continental setting (~960-920 Ma; according to U-Pb data from Kozuch 2003). In this scheme, the analyzed Afeição Suite samples would fall within the age range of earlier melts with arc-like characteristics.

9.5.3. Role of the Afeição Suite within the Brasiliano-aged (~630-550 Ma) Riacho do Pontal Fold Belt evolution

The Internal Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt is characterized by the ubiquitous occurrence of Afeição Suite plutons, while similar rocks are absent from the Central and External zones (Figure 9.1).

The External Zone is composed by a south-verging nappe system with platformal metasedimentary rocks (quartzite and marble of the Barra Bonita Formation) overlain by a flysch-like sedimentary unit (metagraywackes and schists of the Mandacaru Formation). Geophysical modeling (Oliveira 1998) suggests a low preserved thickness of these supracrustal sequences, which overrides the northern protuberance of the São Francisco Craton in the Sobradinho Dam area (Figure 9.1). Indeed, the supracrustal nappe system of the External Zone is transparent to the

geophysical data (Bouguer anomaly and magnetometric maps), with N-S trending cratonic lineaments displaying a clear continuation below the nappes (Oliveira 1998). Thus, the External Zone can be understood as a reworked portion of the São Francisco Craton northern margin.

The N-S trending geophysical lineaments are truncated by roughly E-W trends within the Central Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt (Oliveira 1998). The Central Zone represents the inflection of a negative-positive paired Bouguer anomaly in a NNW-SSE transect across the fold belt, with the Internal Zone lying on the positive side and the External Zone on the negative side of the anomaly. This anomaly displays an up 70 mGal peak-to-peak difference. The paired anomaly is very similar to that of Precambrian suture zones, with the negative side corresponding to an older, colder continental fragment (the São Francisco Craton in this case), and the positive side corresponding to a younger, relatively hotter continental block, perhaps with a higher level MOHO indicating that this was probably the overriding plate in the collision (Gibb & Thomas 1976). The Central Zone is characterized by the Monte Orebe Complex, which contains a large volume of metabasaltic rocks whose chemistry resembles that of mid-ocean ridge basalts (Moraes 1992).

Thus, the Central Zone could mark an ancient suture zone of two distinct lithospheric blocks: the older and colder São Francisco plate to the south, which lacks any Cariris Velhos-related intrusions, and the younger and hotter Internal Zone block, which contains the Afeição Suite augen-gneiss intrusions. The latter block was weaker than the first, because it has been the site of relatively recent convergent margin magmatism, typified by the Afeição Suite, which would represent the southwestern edge of the Cariris Velhos magmatic arc. Thus, the Internal Zone probably represents a portion of a block from the Borborema Province – must probably the western edge of the Pernambuco – Alagoas block, which was accreted to the northern São Francisco Craton margin during the Brasiliano Orogeny, and later displaced from its counterparts within the Borborema Province by late-tectonic lateral movements of the West Pernambuco Shear Zone (Figure 9.1).

9.5.4. Tectonic Model

The Afeição Suite plutons occupy the extreme southwestern portion of the Cariris Velhos Belt, a linear feature with a roughly NE-SW trend, which traverses the Transversal Zone until the Atlantic coastline (Figure 9.1). One possibility is that this linear belt represents the site of an ancient active margin, where a continental margin arc (Cariris Velhos arc) developed (Kozuch 2003, Santos *et al.* 2010). The Nd isotopic data suggests a mixture of Tonian mantle wedge, juvenile material with the Archean / Paleoproterozoic crust of the continental margin, which corresponds to the

present-day northern boundary of the Alto Pajeú sub-domain of the Transversal Zone and of the Internal Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt (Figure 9.1).

Thus, here we propose a tectonic model for this portion of the Cariris Velhos Belt (Figure 9.11), which is in agreement to the model proposed by Kozuch (2003) and Santos *et al.* (2010) for the remainder of this belt. At around >=1000 Ma, continental rifting caused the deposition of rift to passive margins sequences within the northern margin of the future Transversal Zone (Brito Neves *et al.* 2000, 2005, Kozuch 2003) and within the Internal Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt (Figure 9.11a). Recognizing the blocks that rifted apart is a highly conjectural exercise at this stage; but its probable that it involved a continental block encompassing the future Transversal Zone terranes to the south (Alto Pajeú, Alto Moxotó, Rio Capibaribe, and probably the Pernambuco-Alagoas block of the Southern Domain) and a continental block involving the Northern Borborema blocks towards north (Rio Grande do Norte and Ceará Central domains). Within the future site of the Riacho do Pontal Fold Belt, the Morro Branco (metarhythmites, metavolcanics) and Santa Filomena complexes (garnet-mica schist, quartzite, marble) could be remnants of this rift to passive margin sequences, respectively. The development of true oceanic crust remains conjectural at this stage.

At 1000-960 Ma, onset of southeastward subduction of the Northern Borborema block crust below the Pernambuco-Alagoas block northern border creates an active continental margin, where the southwestern edge of the Cariris Velhos arc developed (Figure 9.11b). Deposition of flysch-like sequences related to the Cariris Velhos cycle (part of the Santa Filomena and Morro Branco complexes?) also might have occurred. It is unclear whether this accretionary orogenic phase evolved to a collisional setting or if subduction ceased once that a possible mid-ocean ridge reached the trench (as suggested by Kozuch 2003).

Afterwards, renewed crustal stretching and passive margin development loosely constrained to 900-650 Ma causes the development of the Brasiliano-aged platformal metasedimentary sequences of the Borborema Province. This crustal rifting might have reactived older Cariris Velhos weakness zones, as suggested by the parallelism of the Piancó – Alto Brígida Fold Belt with the Cariris Velhos Belt within the Transversal Zone (Figure 9.1). The main compressional phase of the Brasiliano Orogeny, in between 650-575 Ma, caused the intrusion of a multitude of granitic plutons and sedimentation of syn-orogenic basins throughout the Borborema Province, besides extensive deformation and metamorphism, which highly obliterated previous, Cariris Velhos-related features. At 575-530 Ma, late-stage lateral escape tectonics create the network of steeply dipping shear zones which crosscuts the whole of the Borborema Province, including the West Pernambuco Shear Zone, which displaces the Afeição Suite from its counterparts within the Transversal Zone, in a dextral sense of shear movement (Figure 9.1).

The role of the Cariris Velhos Belt within the evolution of West Gondwana is still a matter of debate. Apparently, it was not part of the Grenvillian Orogen sensu strictu, since that magmatic events associated with this orogeny were largely completed around 1.0 Ga ago, and rifting of this Mesoproterozoic supercontinent would only start at about 750 Ma ago (e.g. Li *et al.* 2008). Thus, Kozuch (2003) and Santos *et al.* (2010) propose that it was a broadly independent tectono-magmatic event, not associated to the assembly of Rodinia (i.e. peri-Rodinian). Based on the quasi-linearity of the belt, these authors suggest that the Cariris Velhos Orogeny might have been related to a leading edge of the newly assembled Rodinia supercontinent. We concur and interpret the Afeição Suite augen-gneisses as the southwestern most occurrence of rocks related to this leading edge, active continental margin arc.

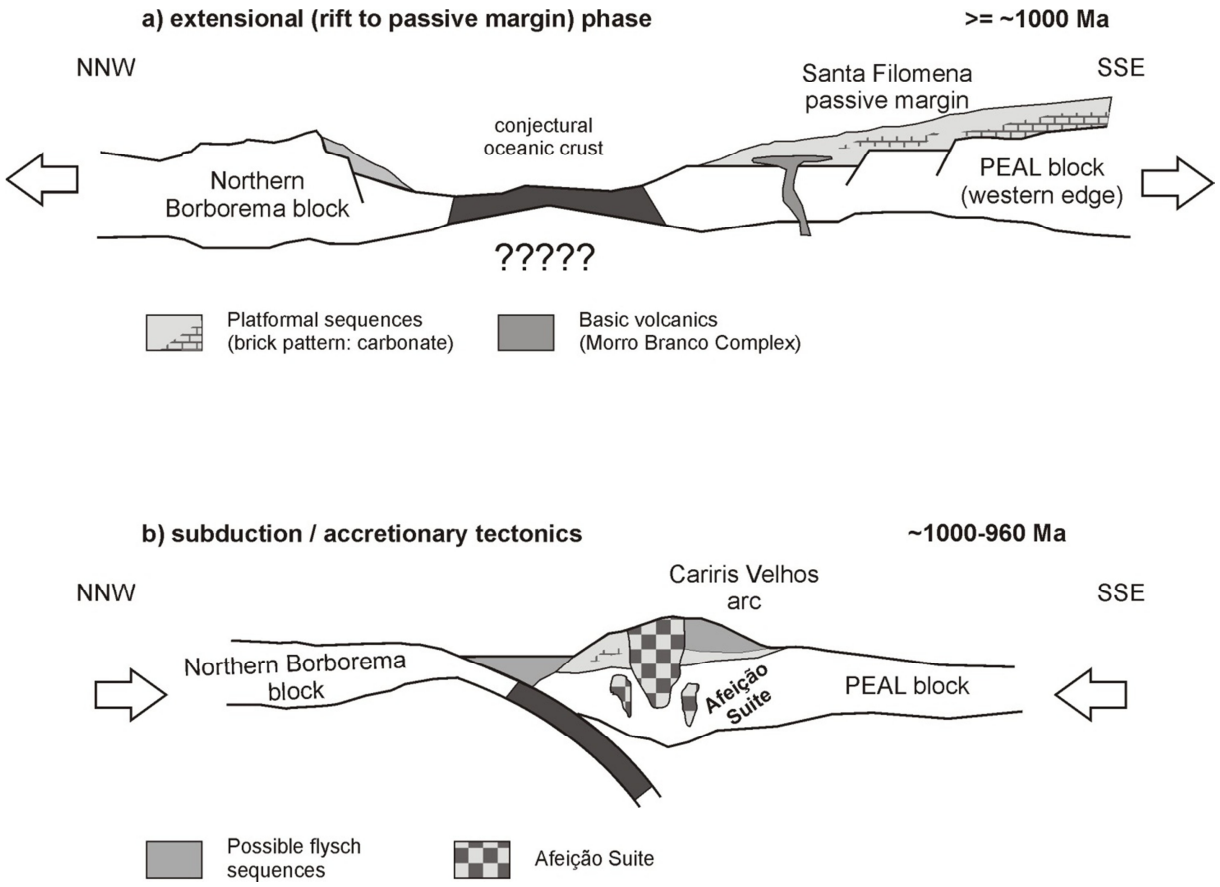


Figure 9.11 – Schematic transects of the passive margin (a) and accretionary (b) stages of the Cariris Velhos Cycle within the northern Riacho do Pontal Fold Belt. See text for details.

9.6. Conclusions

The Afeição Suite involves mainly high-K calc-alkaline plutons with litochemistry features akin to Phanerozoic active continental margin suites. The plutons were emplaced in between 1000 and 960 Ma ago, during the Cariris Velhos Orogeny, and Nd isotopic data suggests the mixing of Tonian juvenile melts (possibly from a mantle wedge) with older (Paleoproterozoic and/or Archean) crust (Morro do Estreito Complex).

The augen-gneisses and porphyritic granites are emplaced as sills within the Santa Filomena and Morro Branco metavolcanosedimentary complexes, thus suggesting that these supracrustal sequences of the Internal Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt could also be related to the Cariris Velhos cycle. Crosscutting relationships with the Paulistana Complex around the homonymous town are less understood since contacts are mostly tectonic and related to thrusting during the Brasiliano Orogeny (~650-575 Ma).

Overall, the petrographic, lithochemical, isotopic and chronologic characteristics of the Afeição Suite are correlationable with Group 1, Recanto-type augen-gneisses of the Alto Pajeú sub-domain, Transversal Zone of the Borborema Province (Kozuch 2003, Santos *et al.* 2010). This suggests that the Afeição Suite represents the southwestern edge of the elongated linear Cariris Velhos Belt, which extends for about 700 km towards the Atlantic coastline. This linear feature could represent an ancient active continental margin, not directly related to the assembly of the Rodinia supercontinent, but instead, representing a peri-Rodinian leading edge margin.

As it contains important Cariris Velhos –aged intrusions, the Internal Zone probably represents a portion of a block from the Borborema Province, the western edge of the Pernambuco – Alagoas block, which was accreted to the northern São Francisco Craton during the Brasiliano Orogeny (~630-540 Ma), and later displaced from its counterparts within the Transversal Zone by late-tectonic lateral movement of the West Pernambuco Shear Zone. As a result, the Afeição Suite represents an isolated occurrence of the Cariris Velhos Belt within this portion of the Southern Domain.

9.7. Acknowledgments

To the Fundação de Apoio à Pesquisa de Minas Gerais (FAPEMIG) and Vale for the financial and logistic support through the grant number CRA-RDP-00120-10.

Table 9.1- Litochemical data for Samples of the Afeição Suite (arranged by increasing SiO_2 content)

Sample	FRP327G	FRP250	FRP200	FRP194B	FRP195	FRP141	FRP148	FRP144	FRP202	FRP142A	FRP142B	FRP122	FRP242	FRP213	FRP244
SiO_2	64.95	65.22	67.35	69.32	69.52	69.54	69.63	70.06	70.41	70.42	70.58	71.68	71.76	74.81	77.34
TiO_2	0.87	0.78	0.49	0.50	0.51	0.60	0.54	0.56	0.42	0.53	0.48	0.34	0.29	0.32	0.11
Al_2O_3	16.11	15.86	15.83	14.63	14.60	13.20	13.79	13.45	14.15	13.44	13.22	12.97	13.89	12.83	11.68
Fe_2O_3	5.72	4.02	3.53	4.09	4.10	5.48	5.04	4.82	3.26	4.62	4.75	3.79	2.89	2.70	1.75
MnO	0.06	0.04	0.05	0.08	0.07	0.09	0.08	0.09	0.05	0.08	0.07	0.07	0.05	0.04	0.02
MgO	1.31	1.37	0.99	0.88	0.93	1.10	0.86	0.93	0.81	0.89	0.77	1.17	0.44	0.40	0.14
CaO	2.61	3.10	1.94	2.31	2.20	2.42	2.06	2.17	2.32	2.08	1.83	1.88	1.52	1.15	0.29
Na_2O	3.09	3.87	2.60	3.31	3.77	3.11	3.07	3.15	2.97	3.10	2.93	3.75	3.66	3.80	3.29
K_2O	3.73	4.38	5.71	4.03	3.15	3.68	4.27	3.92	4.07	4.06	4.42	2.72	4.59	3.35	4.37
P_2O_5	0.30	0.20	0.11	0.12	0.17	0.13	0.12	0.12	0.13	0.11	0.11	0.07	0.07	0.06	0.02
Cr_2O_3	0.004	0.003	0.004	0.004	<0.002	0.005	0.004	0.003	0.006	0.006	0.003	0.013	<0.002	<0.002	0.003
LOI	1.0	0.8	1.1	0.6	0.8	0.5	0.4	0.6	1.2	0.5	0.7	1.4	0.7	0.4	0.9
Ba	631	1391	1691	448	364	473	553	566	708	455	583	487	885	460	151
Rb	173.0	137.9	171.1	200.6	197.9	173.7	191.3	170.2	142.9	177.9	198.7	79.6	143.4	162.3	223.0
Sr	250.9	568.3	214.3	159.0	141.2	111.9	114.4	113.4	213.1	96.3	104.2	92.1	120.7	123.3	27.6
Cs	5.6	3.2	5.1	13.1	13.9	9.8	22.4	8.3	6.0	10.7	12.6	2.7	6.1	6.9	4.3
Ga	23.1	25.1	19.4	22.1	22.9	19.5	18.3	18.4	18.8	17.6	18.5	18.9	18.4	17.3	22.3
Tl	0.7	0.4	0.5	0.8	0.8	0.5	0.6	0.5	0.4	0.5	0.6	0.1	0.3	0.4	0.3
Ta	1.0	0.8	0.7	1.3	4.0	1.6	1.7	1.5	1.6	1.8	1.9	0.9	1.3	1.1	2.4
Nb	22.4	13.0	10.2	13.7	28.2	20.4	19.2	19.0	23.6	19.0	18.9	10.6	12.3	11.8	32.1
Hf	9.5	6.3	7.0	7.1	8.1	8.3	7.9	7.0	6.2	8.2	6.9	6.1	6.1	6.2	5.7
Zr	388.1	229.0	243.0	229.1	267.3	286.5	261.3	273.9	228.8	241.8	244.6	159.9	221.6	223.8	135.4
Y	16.8	10.8	34.9	38.3	35.9	65.5	47.3	56.3	20.7	54.9	56.3	44.2	37.9	67.5	65.6
Th	14.9	13.9	20.6	16.0	22.6	20.7	16.4	19.8	20.5	19.3	20.0	11.1	12.7	22.4	23.9
U	1.4	2.6	2.3	5.5	5.4	4.1	2.0	3.2	3.5	2.8	2.7	2.4	2.6	3.5	4.2
Ni	5.0	6.0	14.0	7.8	7.1	11.2	8.7	8.1	6.0	9.6	8.8	28.4	2.5	3.8	4.6
Sc	8.0	5.0	7.0	7.0	8.0	10.0	8.0	9.0	6.0	9.0	7.0	8.0	4.0	4.0	<1
V	60.0	61.0	47.0	42.0	43.0	70.0	44.0	47.0	28.0	64.0	40.0	68.0	28.0	57.0	<8
Cu	10.7	8.6	29.8	13.0	26.3	14.8	28.3	5.4	27.5	10.6	13.0	14.7	8.8	5.9	6.0
Pb	4.1	3.6	8.8	3.2	3.8	4.2	4.7	6.0	7.7	2.6	3.1	3.4	2.5	2.7	2.6
Zn	82.0	117.0	52.0	68.0	74.0	59.0	56.0	68.0	42.0	64.0	61.0	40.0	41.0	29.0	21.0
Sn	1.0	4.0	2.0	6.0	9.0	6.0	7.0	5.0	2.0	5.0	6.0	2.0	5.0	7.0	6.0
W	0.8	1.6	1.0	<0.5	0.7	1.9	2.2	0.9	<0.5	0.6	0.7	1.5	<0.5	2.7	1.5
Mo	0.7	0.3	1.0	2.8	0.5	1.3	1.6	0.7	2.7	0.7	1.2	0.8	0.9	0.9	3.1
Be	4.0	9.0	2.0	2.0	3.0	4.0	4.0	8.0	3.0	2.0	5.0	2.0	2.0	5.0	5.0
Co	10.8	8.0	9.1	7.3	8.1	9.3	7.5	7.5	5.4	7.4	7.5	5.9	3.9	5.0	5.7
La	25.9	50.20	70.30	36.2	54.00	66.20	41.00	68.60	48.1	52.60	63.10	29.50	50.20	61.50	53.2
Ce	65.3	100.00	130.80	70.2	99.50	109.70	79.10	129.90	93.6	74.30	84.50	61.00	88.40	93.40	98.1

Pr	7.65	11.31	15.08	8.84	11.14	16.41	9.88	15.67	10.28	11.24	13.27	7.04	10.48	10.23	13.82
Nd	26.7	42.10	57.90	30.5	38.40	60.40	38.70	56.80	34.7	42.50	51.40	28.00	39.20	34.90	56.0
Sm	5.29	7.23	10.49	7.21	7.45	12.70	7.90	10.67	6.73	8.50	9.39	6.06	7.64	7.11	13.97
Eu	1.78	1.52	2.04	1.16	1.27	2.07	1.24	1.64	1.21	1.24	1.43	1.17	1.26	1.06	0.67
Gd	4.64	5.50	8.55	7.13	6.87	12.50	8.18	10.19	5.38	8.28	9.19	6.78	6.79	7.99	15.34
Tb	0.69	0.58	1.15	1.07	1.13	1.96	1.34	1.60	0.75	1.44	1.51	1.22	1.17	1.46	2.55
Dy	3.67	2.73	5.87	6.73	6.25	11.62	8.14	9.80	4.49	9.64	9.67	7.56	6.98	9.96	16.10
Ho	0.55	0.39	1.00	1.24	1.23	2.18	1.64	1.95	0.81	2.15	1.89	1.73	1.36	2.11	2.84
Er	1.68	0.89	2.86	4.06	3.64	6.27	4.96	5.41	2.14	5.77	5.56	5.15	3.89	6.72	8.12
Tm	0.16	0.08	0.41	0.56	0.52	0.96	0.76	0.78	0.30	0.94	0.87	0.72	0.56	1.04	1.33
Yb	1.21	0.42	2.63	3.30	3.28	6.33	4.98	5.30	1.72	5.94	5.96	4.93	3.95	6.61	9.50
Lu	0.18	0.10	0.39	0.48	0.50	0.86	0.72	0.72	0.27	0.95	0.85	0.71	0.55	1.03	1.24
Sum	99.78	99.66	99.69	99.85	99.84	99.84	99.86	99.84	99.81	99.84	99.85	99.88	99.82	99.86	99.92
TOT/C	<0.02	<0.02	0.05	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.06	<0.02	0.02	0.08	<0.02	<0.02	<0.02
TOT/S	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02

Table 9.2 – U-Pb zircon data (LA-ICP-MS). Arranged by increasing Concordia age.

FRP122 – Granite sill

	Concentrations		Isotope ratios									Apparent ages (Ma)						
Zircon	U (ppm)	Th/U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206}%	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{205}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{208}U$	1σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{205}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{208}U$	1σ(%)	Conc (%)
Z03	94	0.37	126440	0.014	0.072076	1.12	1.6662	1.31	0.167657	0.68	0.67	988	23	996	8	999	6	101
Z23	111	0.42	143824	0.012	0.071969	0.86	1.6680	1.21	0.168091	0.85	0.68	985	18	996	8	1002	8	102
Z11	151	0.49	126742	0.013	0.072360	1.31	1.6742	1.45	0.167806	0.62	0.56	996	27	999	9	1000	6	100
Z13	129	0.49	107206	0.016	0.071632	0.74	1.6761	1.11	0.169704	0.82	0.71	975	15	1000	7	1010	8	104
Z15	86	0.39	124893	0.014	0.072632	1.23	1.6784	1.44	0.167602	0.76	0.65	1004	25	1000	9	999	7	100
Z10	309	0.31	311873	0.005	0.072886	0.63	1.6816	0.90	0.167336	0.64	0.66	1011	13	1002	6	997	6	99
Z24	308	0.34	241157	0.007	0.072239	0.65	1.6890	0.97	0.169571	0.71	0.70	993	13	1004	6	1010	7	102
Z25	197	0.44	249856	0.007	0.072486	0.67	1.6960	1.02	0.169695	0.77	0.72	1000	14	1007	7	1010	7	101

FRP200 – Augen-gneiss

	Concentrations		Isotope ratios									Apparent ages (Ma)						
Zircon	U (ppm)	Th/U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206}%	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{205}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{208}U$	1σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{205}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{208}U$	1σ(%)	Conc (%)
Z8	194	0.40	47475	0.036	0.070506	0.88	1.5452	1.13	0.158953	0.71	0.59	943	18	949	7	951	6	101
Z28	324	0.11	27287	0.063	0.071413	0.49	1.5650	0.73	0.158941	0.54	0.67	969	10	956	5	951	5	98
Z23	211	0.24	228230	0.008	0.070913	0.85	1.5681	1.05	0.160380	0.61	0.67	955	17	958	6	959	5	100
Z16	284	0.16	295899	0.006	0.071863	0.52	1.5832	0.84	0.159778	0.66	0.74	982	11	964	5	956	6	97
Z27	314	0.23	177927	0.010	0.071340	0.69	1.5983	0.92	0.162487	0.61	0.61	967	14	970	6	971	5	100
Z6	280	0.21	165678	0.010	0.071423	0.44	1.6002	0.76	0.162490	0.62	0.77	970	9	970	5	971	6	100
Z9	284	0.35	278427	0.006	0.072183	0.61	1.6058	0.90	0.161342	0.66	0.70	991	12	972	6	964	6	97
Z11	195	0.25	43203	0.040	0.071566	1.11	1.6254	1.36	0.164720	0.78	0.68	974	23	980	9	983	7	101

Table 9.3 – Nd isotope data for samples of the Afeição Suite.

Sample	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	± 2σ	$\varepsilon Nd_{(980\ Ma)}$	T_{DM} (Ga)
FRP242	31.73	6.45	0.1228	0.512323	14	3.1	1.2
FRP122	29.21	7.06	0.1461	0.512359	6	0.9	1.5
FRP200	66.12	12.13	0.1109	0.512034	14	-1.0	1.5
SRP-G-10*	42.8	8.43	0.12316	0.512174	15	0.2	1.5

* Sample from Van Schmus *et al.* (1995)

CAPÍTULO 10 – ARTIGO

Evidence for Neoproterozic oceanic crust remnants within the southern Borborema Province, NE Brazil and implications for West Gondwana reconstructions

Abstract – The Riacho do Pontal Fold Belt is part of the extense Brasiliano / Pan-African branch of orogens of West Gondwana in northeastern Brazil (~600-500 Ma). Its central portion is characterized by the Monte Orebe Complex, composed by metabasalts, metaultramafics and deep-sea exhalative and metasedimentary rocks. A Sm-Nd whole rock isochron of metabasalt samples yields an age of 819 ± 120 Ma (MSWD = 0.55), with initial $\varepsilon Nd_{(t)}$ = +4.4. Values of $^{147}Sm/^{144}Nd$ above the chondrite ratio indicates a depleted mantle source for the Monte Orebe metabasalts, which together with its T-MORB, subduction-related ophiolite geochemistry, suggest that they represent obducted remnants of a Neoproterozoic oceanic crust. At around ~630-620 Ma, onset of subduction in the Borborema Province caused the inversion of basins, obduction of oceanic crust slices, and flysch sedimentation. The Riacho do Pontal Fold Belt represents, thus, a complete plate tectonics cycle in the late Neoproterozoic, involving the collision of the São Francisco Craton (lower plate) with the Pernambuco – Alagoas block (upper plate). This interpretation is also supported by geophysical data, as the central zone of the belt corresponds to the inflexion of a paired positive-negative Bouguer anomaly, with a 70 mGal peak-to-peak gap, which is very similar to other Precambrian suture zones. The interpretation of a complete plate tectonics cycle in this area challenges current views that the Borborema Province acted as a coherent block since Paleoproterozoic times (part of the Atlantica Supercontinent); suggesting, instead, a dynamic setting where multiple plates interacted to form this portion of West Gondwana.

Keywords: Brasiliano Orogeny, São Francisco Craton, Borborema Province, Riacho do Pontal Fold Belt, Precambrian tectonics

10.1. Introduction

The recognition of Precambrian ophiolites or oceanic crust slivers is often complicated due to the poor preservation of the geologic record. Thus, not all oceanic crust remnants exhibit the typical lithological associations of classic ophiolites (i.e., full or dismembered Penrose sequence of Anonymous 1972, podiform chromites, pillow lavas, etc.) as part of these can be obscured by subsequent metamorphism and deformation (e.g. Dilek 2003, Furnes *et al.* 2007). Nevertheless, the discovery of ancient oceanic crust remnants is a key issue in paleocontinent reconstructions, as it oftens marks the site of ancient plate boundaries and suture zones. Kusky (2004) pointed out that

MORB (mid-ocean ridge basalt) chemistry and flat REE (rare earth element) patterns are distinctive features of ancient oceanic crust, being present in about 65% of Phanerozoic ophiolites. Other features, such as a close association with chert and deep water sediments, can also be used as supportive criteria, as similar associations occur in about 85% of Phanerozoic ophiolites (Kusky 2004). In extreme cases, all oceanic crust remnants might be wiped out by subsequent erosion of mountain chains; such cryptic suture zones, however, can still be recognized on the basis of geophysical criteria (Gibb & Thomas 1976, 1977).

During the late Neoproterozoic to Cambrian (630-530 Ma), the Precambrian continental fragments that form West Africa and eastern South America joined together to form the West Gondwana continent (Du Toit 1937, McWilliams 1981). This continental collision is testified by the so-called Brasiliano / Pan-African Orogeny (Almeida 1967, Trompette 1994, Cordani *et al.* 2003; and references therein), which involves a continental scale branching system of orogens representing the sites where the ancient plates were agglutinated. The Borborema Province of northeastern Brazil (Figure 10.1; Ebert 1970, Almeida *et al.* 1981) is one of such areas, where the interaction of three major crustal blocks, namely the São Francisco / Congo, São Luis / West Africa and Amazonian cratons, caused regional deformation, metamorphism, magmatism and, in a late lateral escape regime, the development of a continental-scale strike slip shear zone system that spreads out throughout all of the province (Ebert 1964, Almeida *et al.* 1981, Vauchez *et al.* 1995, Brito Neves *et al.* 2000).

The Borborema Province (Figure 10.1) is composed mainly of branching, mostly linear Proterozoic metavolcanosedimentary belts, which separates major Paleoproterozoic (~2.2-2.0 Ga) blocks, with a few isolated Archean nuclei (Brito Neves *et al.* 2000). One of the major questions that arise in the geodynamic evolution of this province is whether it represents mainly the crustal reworking of an old (>=1.9 Ga) block (the Atlantica supercontinent of Rogers 1996), with the development of intracratonic basins which evolved to intracontinental fold belts (Neves 2003, Neves *et al.* 2009), or if it reflects the development of complete plate tectonics cycles, involving the separation and agglutination of different crustal blocks during the Neoproterozoic (Brito Neves *et al.* 2000, Oliveira 2008, Oliveira *et al.* 2010, Van Schmus *et al.* 2011). A similar problem was faced for years on the much better constrained East Gondwana paleocontinent (Collins & Pisarevsky 2005). The fold belts or branching orogens are key areas to search for evidence to reconstruct such geodynamic histories, such as remnants of oceanic crust and clues that point out the sites of ancient suture zones.

The Riacho do Pontal Fold Belt, on the southern portion of the Borborema Province (Figure 10.1 and 10.2), is one of the least studied areas in the context of the Brasiliano Orogeny. In this paper, novel lithochemical and isotopic evidence for the presence of obducted oceanic crust slices

within the central portion of the fold belt is presented. This evidence is backed up by available gravimetric data, which suggests that this area correspond to an ancient suture zone between two crustal blocks of distinct density and composition.

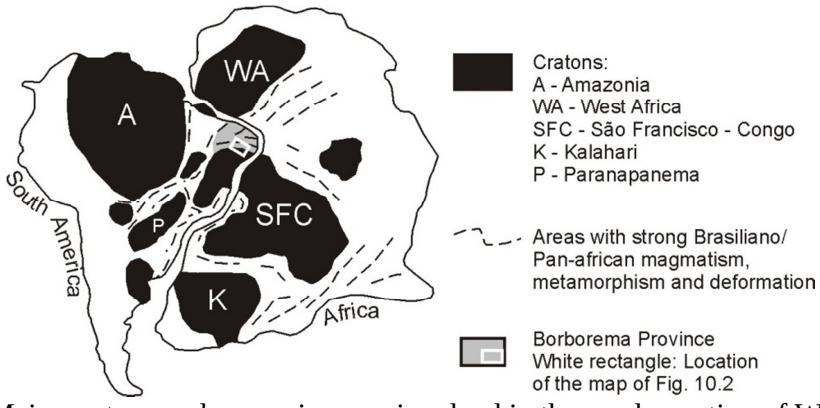


Figure 10.1 –Major cratons and orogenic areas involved in the amalgamation of West Gondwana (South America + Africa) during the Neoproterozoic Brasiliano / Pan – African Orogeny.

10.2. The Riacho do Pontal Fold Belt

The Riacho do Pontal Fold Belt can be subdivided in three portions or zones, according to the sedimentary, metamorphic and structural features, from south to north (Figure 10.2; Oliveira 1998): The External, Central, and Internal zones. Contacts between the zones and between stratigraphic units within it are mostly through contractional shear zones. The whole stratigraphic package, from the External to the Internal zones, is intruded by multiple generations of syn- to post-collisional plutons, dated at about 630-550 Ma (Rb-Sr isochrons; Jardim de Sá *et al.* 1992, 1996).

The External Zone, in the southernmost part of the Fold Belt, is a classic foreland thrust-and-Fold Belt, characterized by a south-verging nappe system composed by the supracrustal rocks of the Casa Nova Complex or Group (Souza *et al.* 1979, Angelim 1988, Bizzi *et al.* 2007). The Casa Nova nappes override the São Francisco Craton basement on the Sobradinho Dam area, in the Bahia / Piauí / Pernambuco states borderline. They are composed mainly by quartzite, marble and mica schist (Barra Bonita Formation) overlain by metagraywackes (Mandacaru Formation).

The Central Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt is characterized by a 100 km long east-west trending synformal structure that reachs 10 to 20 km in length in its central part, from the towns of Afrânio (PE) to Paulistana (PI). This “Monte Orebe synform” (Kreysing *et al.* 1973, Angelim 1988, Moraes 1992) separates the Internal and External zones of the Riacho do Pontal Fold Belt.

The Internal Zone of the Fold Belt, to the north, is characterized by abundant augen-gneiss intrusions (Afeição Suite), highly reworked migmatitic basement slices, and predominantly metasedimentary units with minor volcanic contribution (Paulistana and Santa Filomena complexes; Gomes & Vasconcelos 1991, Angelim & Kosin 2001). It is bounded, to the north, by the E-W trending dextral strike-slip West Pernambuco shear zone. The Afeição Suite has been dated at around 1000-960 Ma (Rb-Sr and U-Pb determinations; Jardim de Sá *et al.* 1988, Van Schmus *et al.* 1995), thus suggesting that part of the Internal Zone contains remnants of the Cariris Velhos belt of the Transversal Zone of the Borborema Province (Kozuch 2003, Santos *et al.* 2010). Plutonic rocks of this age are absent from the External and Central zones.

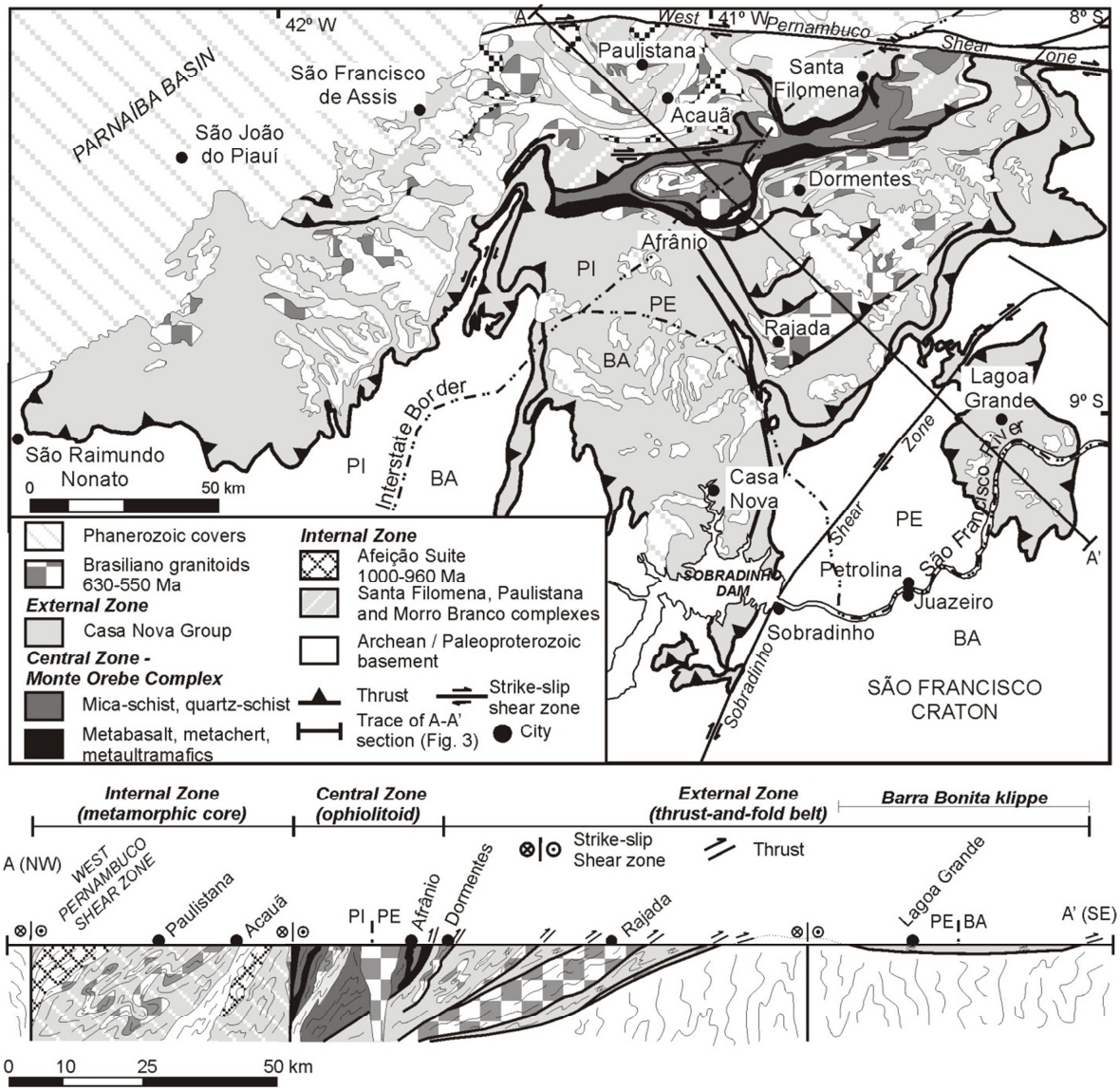


Figure 10.2 – Schematic geological map and transect of the Riacho do Pontal fold belt. PE = Pernambuco; BA = Bahia and PI = Piauí.

The Central Zone is characterized by a major linear Bouguer anomaly (Figure 10.3), with a gravimetric low (down to around -75 mGal) on the External zone side and a high in the Internal Zone side, with a mean 50 mGal peak-to-peak gap (Oliveira 2008). Thus, there is a clear difference in the mean Bouguer level between the Internal and External zones. This gravimetric profile is typical of Precambrian suture zones (e.g. Gibb & Thomas 1976, 1977, Fountain & Salisbury 1981, Thomas 1992), where two crustal blocks of different density are separated by a zone of crustal thickening (hence the negative plunge on the External Zone side). The inflection point from the negative to positive anomalies often represents the site of the ancient suture zone, which can bear oceanic crust remnants if the suture is not cryptic. In the case of the Riacho do Pontal Fold Belt, this inflection point coincides with the southern limit of the Central Zone, where the Monte Orebe metavolcanic rocks are thrust upon the External Zone metasedimentary rocks (Figure 10.3). In addition, the Internal Zone is dominated by 1000-960 Ma old rocks (Afeição augen-gneisses) which are similar to other rocks present northward within the Borborema Province (the Cariris Velhos Belt); but absent within the São Francisco Craton realm (External Zone), where Archean and Paleoproterozoic rocks predominate (Barbosa & Sabaté 2004). Thus, the Central Zone juxtaposes two crustal blocks of distinct radiometric age and composition.

10.3. The Monte Orebe Complex: Oceanic crust remnants

The Monte Orebe Complex is a metavolcano-sedimentary unit composed mainly of basic metavolcanics (actinolite greenschists, amphibolites and metatuffs), interleaved within deep-sea pelagic metasedimentary rocks, mainly metachert (locally iron-rich) and garnet-mica schist; locally, metaultramafic lenses occur. The basic metavolcanics are the main and most significant lithotype of the Monte Orebe Complex. They are commonly brightly green schists, with fine to medium grain, nematoblastic texture and strongly deformed, locally with mylonitic fabrics. Locally, millimetric vesicular structures can be seen in massive metabasalts. They are composed mainly of clear green actinolite and hornblende with 1-5 mm elongated crystals, 0.5-1 mm andesine crystals, fine-grained epidote / zoisite and chlorite. The most common accessories are sphene, carbonate, apatite, quartz, garnet, and rarely zircon. The metaultramafic lenses are composed of grey or dark green fine-grained schists, composed of talc, chlorite, serpentine, carbonates, amphibole and opaque minerals. Deep green medium to coarse grained ortho-amphibolites composed mainly of hornblende, actinolite and andesine are also common and generally concordant to the actinolite-andesine greenchists.

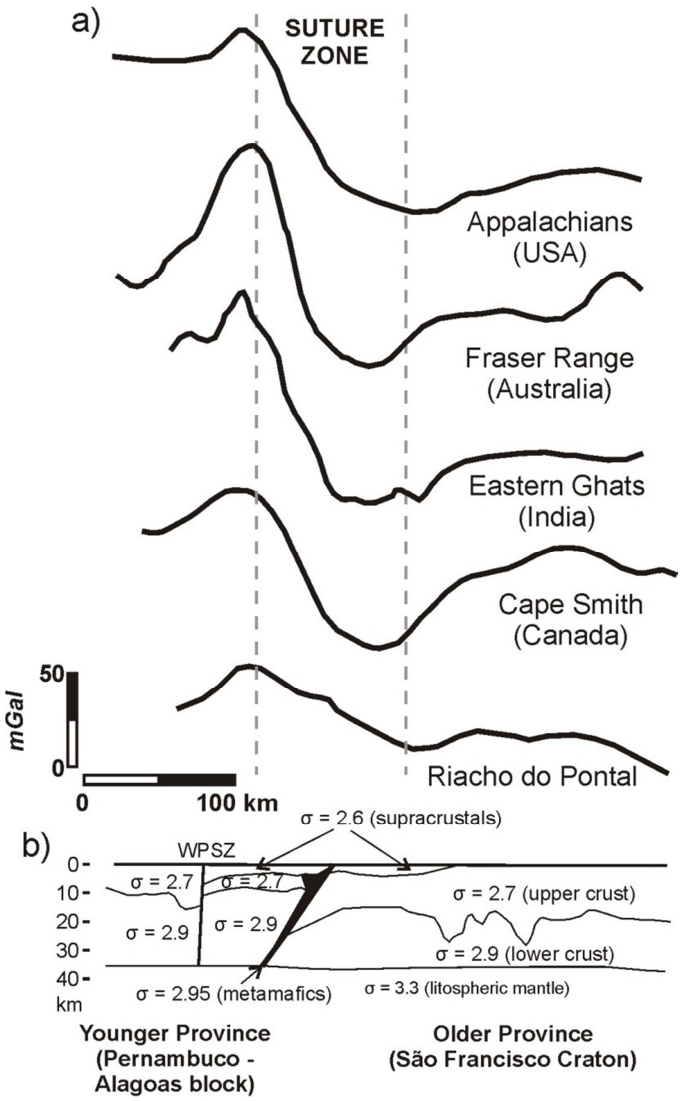


Figure 10.3 – a) Comparison of the Riacho do Pontal Bouguer anomaly with other Precambrian suture zones (Thomas 1992) and b) lithospheric density model for the Riacho do Pontal area (Oliveira 1998), in a NW-SE transect parallel to the geological transect of Figure 10.2. Compare with the general model of Gibb & Thomas (1976).

Metachert layers are very common and occur in close spatial association with the basic metavolcanics. The more competent metachert layers support the topography of small ranges near the towns of Afrânio and Caboclo (PE), delineating the flanks of normal folds with nearly ENE-SWS axis, in contrast to the broadly metavolcanic domains which are invariably more weathered and make up smooth to rounded topographies in the cores of the folds. The garnet-mica schists are brown to red due to oxidation of iron, and composed mainly of quartz and muscovite, with variable garnet, biotite, kyanite, staurolite, zircon, rutile and opaque minerals.

Eighteen metabasalt samples from the Monte Orebe Complex were analyzed for major, trace and rare earth element data (Table 10.1). These were plotted along with other 37 samples from Moraes (1992), of which major and selected trace elements data are available (grey symbols; Figure 10.4). Samples are mostly tholeiitic basalts (Figure 10.4a and 10.4b), clustering around the MORB filed in the classic Pearce & Cann (1973) diagrams (Figure 10.4c). An important subduction-related component can be identified using diagrams that refine the tectonic ambience discrimination, as revealed by the overall low Ti/V ratios (Figure 10.4e) and the plotting of most of the samples within the back-arc field in the Th / Tb / Ta diagram of Cabanis & Thiéblemont (1988; Figure 10.4d). Similarly, in the Th / Yb / Nb diagram of Pearce (2008), although most samples plot within the MORB array, there is a clear tendency of some sample towards the arc array, thus suggesting a mixing line in between typical arc-derived and mid-ocean ridge magmas (Figure 10.4f). In this diagram, it is noteworthy that all of the samples fall within the subduction-related ophiolites field of Dilek & Furnes (2011). The chondrite-normalized REE patterns are relatively flat and remarkably homogeneous (Figure 10.4g), very similar to T-MORB patterns (Sun & McDonough, 1989). The incompatible element spidergram of Figure 10.4h also suggests a similarity with subduction-related ophiolites, with overall high LIL / HFS ratios, a negative Nb-Ta slope and a positive Pb anomaly (Dilek & Furnes 2011).

A Sm-Nd whole rock isochron of four metabasalt samples yields an age of 819 ± 120 Ma (MSWD = 0.55; Probability of fit = 0.58), with initial $\varepsilon Nd_{(t)}$ = +4.4 (Figure 10.5). The Monte Orebe metabasalts all show positive $\varepsilon Nd_{(t)}$ values, in a narrow range between +4.0 and +4.5 (Table 10.2). Three samples show $^{147}Sm/^{144}Nd$ values above the chondritic value of 0.1967 (slightly positive $f^{Sm/Nd}$ values; Shirey & Hanson 1986), suggesting light rare earth element depletion of the mantle source. This is typical of present-day basalts generated within oceanic areas, either within a mid-ocean ridge or within a suprasubduction zone environment.

The geochemical and isotopic features of the Monte Orebe Complex metabasalts strongly suggest a transitional or slightly depleted mantle source. One possibility is that the Monte Orebe metabasalts were extruded in a supra-subduction zone environment. In this case, the mantle wedge above the subduction zone would be contaminated with downgoing plate derived fluids, thus generating the hybrid characteristics in between MORB and arc-related basalts, typical of this kind of environment (e.g. Perfit *et al.* 1980, Pearce 1982, Saunders & Tarney 1984, Kelemen *et al.* 1990, 1993, Dilek & Furnes 2011). Due to their highest probability of preservation, subduction-related ophiolites are the most common type of ancient oceanic crust fragments found within the stratigraphic record, regardless of the development or not of a complete magmatic arc (Dilek & Furnes 2011).

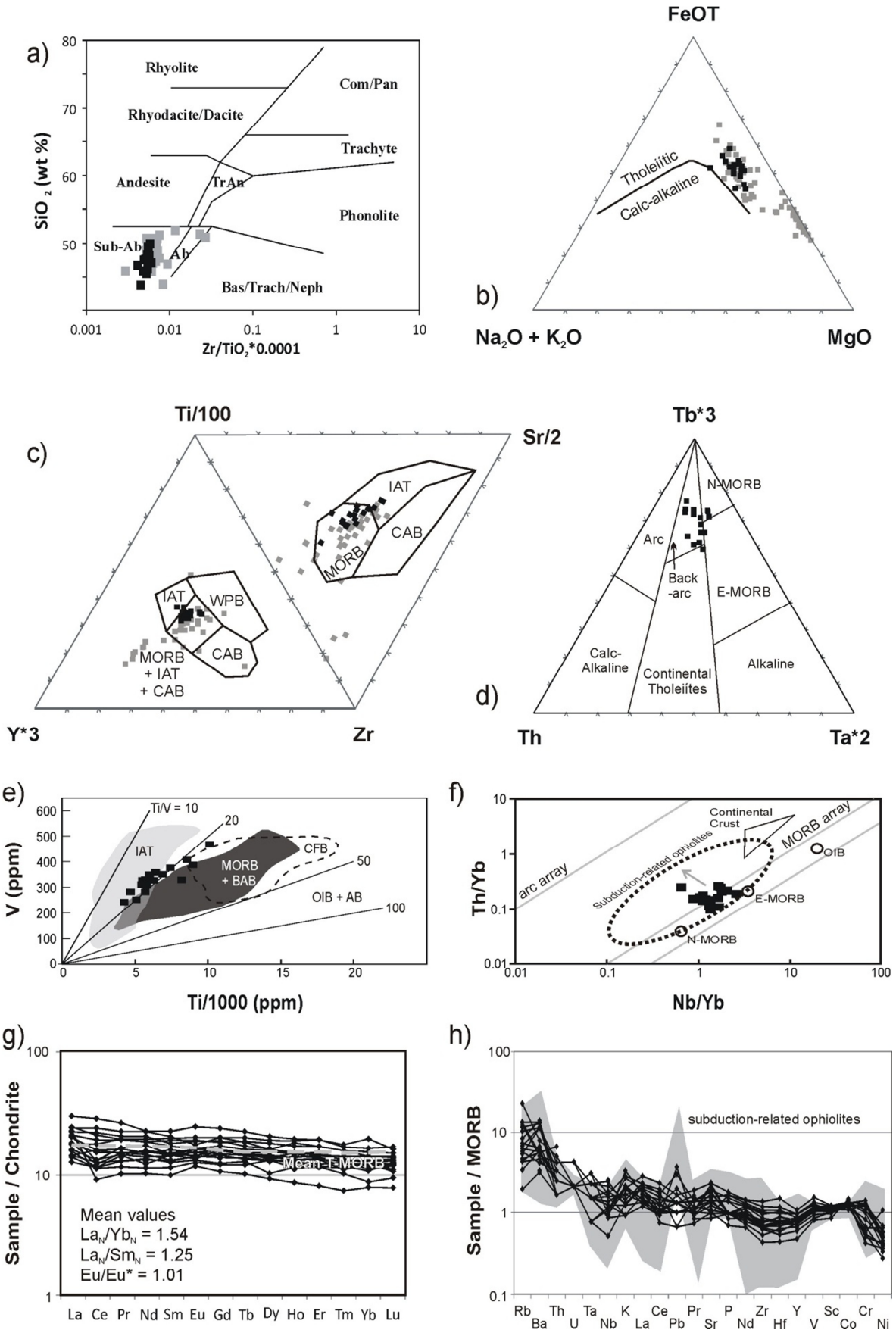


Figure 10.4 – Chemical plots of the Monte Orebe metabasalts. See text for details.

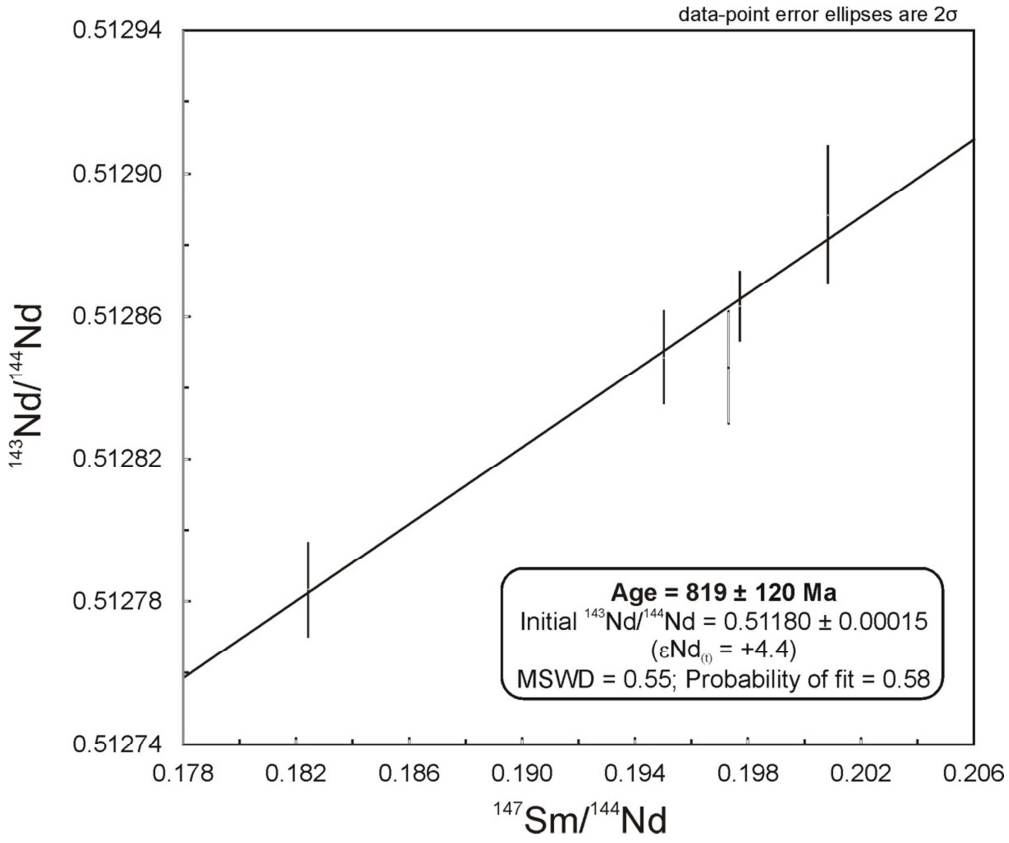


Figure 10.5 – Sm-Nd isochron of Monte Orebe metabasalt samples. White ellipse (sample FRP073) was not used in the regression (outlier); using all samples, the isochron age is 792 ± 120 Ma with a much higher MSWD of 2.2.

10.4. Conclusions

The geochemical and isotopic features of the Monte Orebe Complex metabasalts suggest a depleted mantle source, possibly in a supra-subduction zone environment. Most importantly, the data presented clearly suggest the extrusion of large volumes of juvenile, mantle-derived basic magma within the central portion of the Riacho do Pontal Fold Belt, indicating that basin formation evolved to the development of at least small tracts of oceanic lithosphere between the São Francisco and Borborema blocks during the early to mid Neoproterozoic (Figure 10.6). Together with the central position of these rocks within the Fold Belt and the geophysical characteristics of the Central Zone, which strongly suggests the collision of two crustal blocks of distinct composition, age and density (Oliveira 2008), the data points out to the development of a complete plate tectonics cycle for the geologic evolution of this part of the Borborema Province, ruling out the hypothesis of exclusively intracontinental sedimentation and deformation during the Neoproterozoic (Neves 2003, Neves *et al.* 2009). The Borborema Province could, thus, represent a collection of fragmented

crustal blocks which were weakened by successive plate tectonics cycles during the Neoproterozoic (stretching and compression related to the Cariris Velhos and Brasiliano orogenies), never existing as a single crustal entity during these times, until they were finally squeezed together in between the older, keeled constituents of West Gondwana during the late Neoproterozoic.

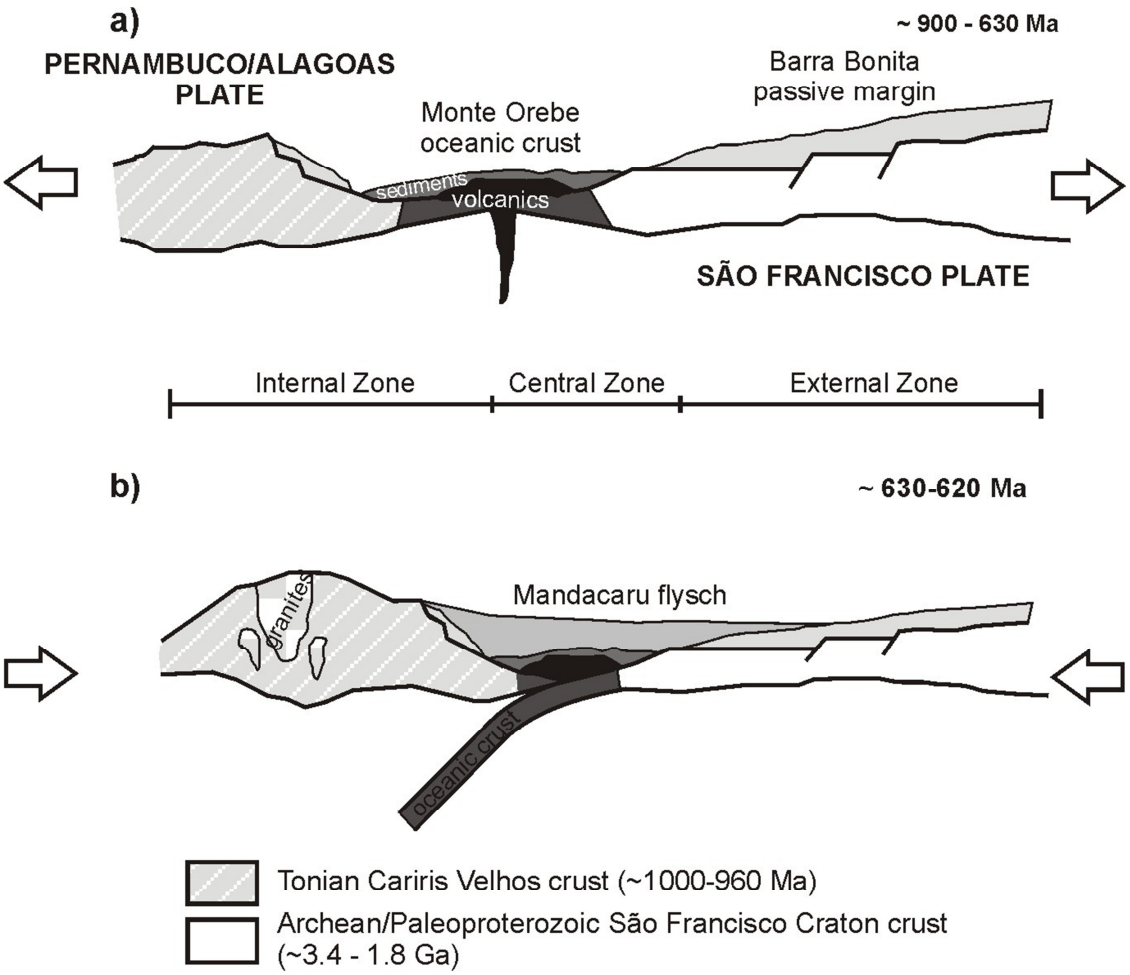


Figure 10.6 – Tectonic model for formation (a) and obduction (b) of the Monte Orebe metabasalts. See text for discussion.

10.5. Acknowledgments

To the Fundação de Apoio à Pesquisa de Minas Gerais (FAPEMIG) and Vale for the financial and logistic support through the grant number CRA-RDP-00120-10.

APPENDIX 10.A: Materials and Methods

Sampling - Care was taken to select fresh samples free from weathering and whose protholiths suffered only apparently isochemical post-igneous transformations. Only the homogeneous parts of the samples were used (e.g. to avoid veins). In preparation for the geochemical and Nd isotope analysis, samples were crushed in a press and then a fraction of the resulting fragments was powdered in a shatterbox.

Lithochemical Analysis - Major, trace and rare earth elements analysis were conducted at the ACME Analytical Laboratories Ltd., Vancouver, Canada. Element grades were analyzed via ICP-MS after fusion with lithium metaborate / tetraborate and digestion with diluted nitric acid, with 0.01 % precision for most of the major elements and 0.1 ppm for most of the trace and rare earth elements. Base and precious metal grades were determined by digestion in Aqua Regia followed by ICP-MS analysis. The lost on ignition (LOI) was determined by the weighing difference after ignition at 1000 °C.

Sm-Nd analysis - The analysis were conducted at the GEOTOP-UQÀM Research Center, Montréal, Canada. Samples were dissolved in a HF-HNO_3 mixture in high-pressure Teflon vessels. A ^{150}Nd-^{149}Sm tracer was added to determine Nd and Sm concentrations. The REE were then purified by cation exchange chromatography, and Sm and Nd were subsequently separated following the procedure of Pin & Zalduegui (1997). The total procedural blanks are less than 150 pg. Sm and Nd analyses were done using a double filament assembly in a Thermo Scientific Triton Plus mass spectrometer at GEOTOP, in static mode. The Sm and Nd concentrations and the $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratios have an accuracy of 0.5% that corresponds to an average error on the initial εNd value of ± 0.5 epsilon units, based on repeated measurements of standards JNdi and BHVO-2.

Table 10.1 – Lithochemical data for Monte Orebe Complex metabasalt samples

Sample	FRP 051	FRP 061	FRP 056A	FRP 056B	FRP 071	FRP 060	FRP 011A	FRP 043B	FRP 043A	FRP 073	FRP 042	FRP 253A	FRP 072	FRP 290	FRP 252	FRP 100	FRP 253B	FRP 011B
SiO_2	43.77	45.51	45.84	45.88	46.15	46.68	47.07	47.50	47.52	47.53	47.61	47.82	48.15	48.19	48.28	48.54	49.46	49.87
TiO_2	0.71	0.91	0.97	1.00	1.15	0.95	1.69	0.99	1.37	1.43	1.07	0.85	1.24	0.79	0.95	1.05	0.92	1.50
Al_2O_3	16.83	15.38	14.91	14.95	14.15	15.95	14.41	14.85	14.42	14.33	14.14	15.59	14.16	14.33	13.88	14.03	14.48	13.77
Fe_2O3	11.67	12.86	12.77	12.79	13.91	13.43	14.91	12.83	13.03	14.28	13.48	10.13	14.42	10.98	11.92	12.76	11.17	14.33
MnO	0.16	0.19	0.18	0.19	0.21	0.20	0.21	0.17	0.19	0.21	0.19	0.15	0.21	0.17	0.17	0.19	0.16	0.16
MgO	10.47	9.16	8.89	8.45	8.37	8.17	8.08	8.69	7.84	7.04	8.39	8.37	7.01	9.19	8.8	8.07	7.38	7.04
CaO	10.18	12.15	12.14	12.81	12.04	10.61	7.47	10.51	10.21	10.13	10.42	11.05	10.93	12.19	11.39	10.49	11.72	6.91
Na_2O	2.57	1.62	1.69	1.49	1.74	2.13	2.86	2.74	2.61	2.76	2.42	2.76	1.83	2.25	2.1	1.67	2.28	4.43
K_2O	0.17	0.28	0.43	0.35	0.19	0.27	0.26	0.12	0.16	0.12	0.16	0.22	0.17	0.21	0.25	0.22	0.12	0.37
P_2O_5	0.05	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.13	0.07	0.12	0.11	0.07	0.06	0.10	0.04	0.07	0.10	0.07	0.12
Cr_2O_3	0.023	0.052	0.053	0.050	0.043	0.026	0.020	0.050	0.022	0.017	0.040	0.049	0.027	0.066	0.057	0.033	0.049	0.022
LOI	3.1	1.6	1.8	1.7	1.7	1.3	2.6	1.2	2.3	1.8	1.8	2.7	1.5	1.3	1.9	2.6	1.9	1.3
Ba	20	40	84	88	73	42	35	37	72	35	36	72	26	44	82	32	29	50
Rb	1.1	4.1	7.5	4.7	3.8	2.4	7.4	1.9	3.0	2.6	3.5	5.8	3.2	3.6	6.5	6.9	2.4	12.7
Sr	89.7	87.5	121.0	96.8	163.3	76.2	210.2	110.1	141.6	172.4	204.1	134.8	129.3	119.7	188.2	128.3	157.2	86.9
Cs	<0.1	<0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1	1.0	<0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	<0.1	0.4	0.3	0.3	1.6
Ga	14.0	15.9	14.7	16.3	17.1	15.6	18.0	16.0	14.2	17.3	17.1	16	17.4	14.3	16.9	16.0	17	15.7
Tl	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ta	0.1	<0.1	0.2	0.1	0.3	0.1	0.4	0.2	0.3	0.3	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4
Nb	1.2	2.5	2.1	2.5	5.0	2.5	2.2	2.0	5.7	3.7	2.9	2.7	4.3	2.0	3.2	3.7	2.9	4.0
Hf	0.9	1.2	1.6	1.6	1.6	1.3	3.1	1.5	2.2	2.0	1.8	1.1	2.1	0.7	1.6	1.6	1.4	2.4
Zr	32.0	47.8	46.8	51.0	62.8	39.2	102.1	48.9	78.7	74.5	55.3	46.1	70.5	41.2	51.3	58.8	50.9	87.7
Y	13.3	20.6	19.9	22.0	24.0	18.8	30.1	20.0	23.9	26.8	22.4	16.7	26.6	15.7	21.4	21.3	21.9	26.8
Th	0.2	<0.2	<0.2	0.3	0.5	0.3	0.8	0.3	0.4	0.3	0.2	0.3	0.4	0.3	0.2	0.5	0.3	0.6
U	0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.1
Ni	106.8	44.4	57.2	45.3	52.9	64.6	42.3	56.7	40.3	36.4	38.8	58.5	33.4	22.5	49	50.8	68.5	27.7
Sc	34	43	45	46	49	39	49	45	42	48	46	41	44	44	47	40	44	42
V	242	311	308	348	351	282	466	327	329	407	358	253	376	286	330	327	326	387

Cu	196.6	40.9	148.6	111.5	110.7	122.5	136.5	125.9	57.4	121.2	79.0	107.6	103.0	95.4	110.4	140.8	150.5	39.3
Pb	0.2	0.5	0.3	0.3	0.9	1.1	0.5	<0.1	0.2	0.4	0.3	0.4	0.4	0.2	0.4	0.6	0.3	0.4
Zn	35	26	21	23	43	36	53	18	33	46	23	31	33	10	26	36	24	33
Sn	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
W	1.0	<0.5	1.0	<0.5	0.7	1.3	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	0.6	1	<0.5	<0.5	0.8	0.7	<0.5	<0.5
Mo	0.4	0.3	0.9	0.3	0.7	0.6	0.4	0.4	0.4	0.1	0.7	0.2	0.5	0.8	0.3	0.3	0.2	0.3
Au	1.7	<0.5	1.6	<0.5	2.2	2.3	3.2	1.9	0.7	<0.5	1.6	<0.5	0.8	10.9	2.6	0.8	1.1	0.6
La	5.4	3.7	4.3	4.9	5.8	3.3	7.1	3.0	5.3	4.2	3.4	3.4	5.0	50.0	3.8	4.8	4.2	5.7
Ce	5.6	7.0	7.4	8.0	12.9	6.9	17.5	7.0	13.5	10.9	9.7	7.7	11.8	4.0	8.1	9.7	9.3	14.7
Pr	0.97	1.36	1.43	1.57	1.85	1.10	2.51	1.22	1.96	1.86	1.41	1.23	1.83	7.4	1.39	1.54	1.43	2.14
Nd	4.8	5.7	6.8	8.1	8.7	5.3	10.6	6.2	9.6	9.1	7.3	6.3	8.7	1.26	6.5	7.0	7.2	10.5
Sm	1.52	2.22	2.01	2.24	2.62	1.75	3.46	1.98	2.75	3.04	2.28	1.93	2.92	4.7	2.19	2.44	2.2	3.13
Eu	0.68	0.78	0.81	0.83	0.95	0.73	1.43	0.82	1.09	1.17	0.94	0.76	1.11	1.89	0.88	0.88	0.93	1.02
Gd	2.19	3.24	2.98	3.21	3.54	2.49	4.91	2.84	3.88	4.14	3.29	2.54	3.78	0.75	3.28	3.03	3.28	4.13
Tb	0.38	0.54	0.50	0.56	0.60	0.45	0.84	0.51	0.64	0.75	0.55	0.48	0.70	2.61	0.56	0.54	0.57	0.69
Dy	2.36	3.24	3.30	3.87	4.04	3.33	5.22	3.34	4.14	4.84	3.66	2.61	4.60	0.44	3.39	3.55	3.49	4.08
Ho	0.49	0.75	0.72	0.84	0.86	0.64	1.11	0.72	0.83	1.07	0.78	0.65	0.97	3.21	0.8	0.74	0.85	1.03
Er	1.35	2.24	1.91	2.25	2.39	1.92	3.19	2.01	2.53	3.21	2.39	1.92	2.82	0.58	2.29	2.19	2.4	2.82
Tm	0.19	0.30	0.31	0.33	0.36	0.29	0.45	0.32	0.33	0.43	0.34	0.26	0.40	2.00	0.32	0.28	0.34	0.40
Yb	1.35	1.83	2.08	2.22	2.41	2.06	3.34	1.90	2.19	2.79	2.13	1.49	2.61	0.29	1.89	2.10	2.13	2.39
Lu	0.20	0.32	0.27	0.34	0.35	0.31	0.41	0.31	0.33	0.43	0.33	0.24	0.38	1.79	0.3	0.28	0.31	0.36
Co	59.5	54.2	46.9	48.2	54.4	57.5	51.6	49.3	46.4	53.8	52.1	49.4	49.8	0.27	53.1	47.1	43.3	49.3
Sum	99.76	99.77	99.77	99.78	99.75	99.78	99.74	99.77	99.78	99.77	99.77	99.78	99.79	99.76	99.74	99.78	99.78	99.79
TOT/C	0.03	<0.02	<0.02	0.06	0.04	0.03	0.04	0.03	<0.02	<0.02	<0.02	0.08	0.02	<0.02	<0.02	0.30	0.03	<0.02
TOT/S	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02

Table 10.2 – Nd isotope data for metabasalt samples of the Monte Orebe Complex.

Sample	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	± 2σ	$\varepsilon Nd_{(819\ Ma)}$	$f^{Sm/Nd}$
FRP043B	6.76	2.24	0.200831	0.512888	16	4.5	0.02
FRP042	6.87	2.25	0.197710	0.512863	8	4.3	0.01
FRP072	9.02	2.91	0.195026	0.512848	11	4.3	-0.01
FRP043A	11.25	3.39	0.182434	0.512783	11	4.3	-0.07
FRP073*	9.25	3.02	0.197314	0.512846	13	4.0	0.00

* Not used in the regression of Figure 10.5 (outlier).

CAPÍTULO 11 – ARTIGO

The Riacho do Pontal Fold Belt, NE Brazil: records of a complete plate tectonics cycle and implications for the Neoproterozoic evolution of the Borborema Province.

Abstract – The Riacho do Pontal Fold Belt is part of the extense Brasiliano / Pan-African branch of orogens of West Gondwana in northeastern Brazil. It can be subdivided into three tectonic domains with contrasting stratigraphic, structural, metamorphic and geochronological features, from north to south: the Internal, Central and External zones.

The Internal Zone is dominated by Tonian metavolcanosedimentary and intrusive plutonic rocks related to the Cariris Velhos orogeny (~1.0-0.9 Ga), while rocks of this age are lacking within the Central and External zones.

The Central Zone is characterized by the Monte Orebe Complex, composed mainly by metabasalts and deep-sea metasedimentary rocks. $\varepsilon Nd_{(600\ Ma)}$ values around +4.0 and $^{147}Sm/^{144}Nd$ above the chondrite ratio indicates a depleted mantle source for the Monte Orebe metabasalts, which together with its T-MORB, subduction-related ophiolite geochemistry, suggest that they represent obducted remnants of a Neoproterozoic oceanic crust. The geophysical characteristics of the Central Zone are very similar to that of ancient suture zones.

The External Zone is characterized by the Casa Nova nappes, which are composed by two units: The Barra Bonita Formation on the bottom, representing a shallow marine, platformal unit, which is broadly coeval to the cratonic cover of the Una Group and thus represent the northern São Francisco paleocontinent passive margin; and the Mandacaru Formation on the top, which is a deep-sea turbiditic, flysch-like unit, whose lithochemical and Sm-Nd data suggest deposition in an active margin basin with sources toward north.

The whole fold belt is intruded by extensive syn to post- collisional granitoid magmatism of late Neoproterozoic to Cambrian age (~630-530 Ma).

Based on the lithostratigraphic, litochemical, geochronological and isotopic data collected, a model for the geodynamic evolution of the Riacho do Pontal Fold Belt and adjacent areas in the Borborema Province is proposed, starting with the development of a triple junction rift system in between ~900-790 Ma ago. This rift system further evolved to a passive margin, culminating in the development of oceanic crust in the central portion of the basin, around 790-630 Ma ago. At around ~630-620 Ma, onset of subduction in the Borborema Province caused the inversion of the basins, obduction of oceanic crust slices, and sedimentation of the Mandacaru flysch. Continental collision occurred around 620-575 Ma, with the stacking of the Casa Nova nappes upon the São Francisco Craton, crustal thickening, deformation, metamorphism, melt generation and intrusion as the syn-collisional Rajada Suite two-mica granites. The collisional stage was followed by a lateral escape

tectonics stage around 575-530 Ma, generating the E- W trending West Pernambuco Shear Zone, which truncates the northern part of the fold belt and displaces its counterparts in the Transversal Zone in a dextral-sense movement, along with extensive alkaline magmatism of the Serra da Aldeia / Caboclo suites.

The Riacho do Pontal Fold Belt represents, thus, a complete plate tectonics cycle in the late Neoproterozoic, involving the collision of the São Francisco Craton with the crustal blocks of the Borborema Province further north, especially the Pernambuco – Alagoas block. The interpretation of a complete plate tectonics cycle in this area challenges a view of the Borborema Province as a coherent block since Paleoproterozoic times (part of the Atlantica Supercontinent); suggesting, instead, a dynamic setting where multiple plates interacted to form this portion of West Gondwana.

Keywords: Brasiliano Orogeny, São Francisco Craton, Borborema Province, Riacho do Pontal Fold Belt, Precambrian tectonics

11.1. Introduction

During the late Neoproterozoic to Cambrian (630-530 Ma), the Precambrian continental fragments that form West Africa and eastern South America joined together to form the West Gondwana continent (Du Toit 1937, McWilliams 1981, Tohver *et al.* 2012). This continental collision is testified by the so-called Brasiliano / Pan-African Orogeny (Almeida 1967, Trompette 1994, Cordani *et al.* 2003; and references therein), which involves a continental scale branching system of orogens representing the sites where the ancient plates were agglutinated. The Borborema Province of northeastern Brazil (Figure 11.1; Ebert 1970, Almeida *et al.* 1981) is one of such areas, where the interaction of three major crustal blocks, namely the São Francisco / Congo, São Luis / West Africa and Amazonian cratons, caused regional deformation, metamorphism, magmatism and, in a late lateral escape regime, the development of a continental-scale strike slip shear zone system that spreads out throughout all of the province (Ebert 1964, Brito Neves 1975, Almeida *et al.* 1981, Santos & Brito Neves 1984, Vauchez *et al.* 1995, Brito Neves *et al.* 2000).

The Borborema Province (Figure 11.1) is composed mainly of branching, mostly linear Proterozoic metavolcanosedimentary belts, which separates major Paleoproterozoic (~2.2-2.0 Ga) blocks, with a few isolated Archean nuclei (Brito Neves *et al.* 2000). One of the major questions that arise in the geodynamic evolution of this province is whether it represents mainly the crustal reworking of an old (>=1.9 Ga) block, with the development of intracratonic basins which evolved to intracontinental fold belts (Neves 2003, Neves *et al.* 2009), or if it reflects the development of complete plate tectonics cycles, involving the separation and agglutination of different crustal

blocks during the Neoproterozoic (Brito Neves *et al.* 2000, 2005, Oliveira 2008, Oliveira *et al.* 2010, Van Schmus *et al.* 2011). A similar problem was faced for years on the much better constrained East Gondwana paleocontinent (Collins & Pisarevsky 2005). The fold belts or branching orogens are key areas to search for evidence to reconstruct such geodynamic histories, such as remnants of oceanic crust and clues that point out the sites of ancient subduction zones.

The Riacho do Pontal Fold Belt, on the southern portion of the Borborema Province (Figure 11.1 and 11.2), is one of the least studied areas in the context of the Brasiliano Orogeny. In this paper, we will first present a review of the lithostratigraphic, structural, magmatic and metamorphic aspects of the fold belt, and then present our own new isotopic and geochronological data in order to constrain its tectonic evolution during the Neoproterozoic. The amassed data supports a model of geodynamic evolution for this area involving a complete plate tectonics cycle during the Neoproterozoic (~960-530 Ma), from the development of a triple junction which evolved to a passive margin connected to true oceanic crust, to the accretion of a magmatic arc, continental collision and final lateral escape tectonics. This model has clear implications for the understanding of the Borborema Province geology and West Gondwana amalgamation as a whole.

11.2. The Riacho do Pontal Fold Belt

The occurrence of a Brasiliano-age thrust and fold belt in the northern São Francisco Craton margin was formalized by Brito Neves (1975), who proposed the denomination Riacho do Pontal Fold Belt. This orogenic area is bounded to the north by the western branch of the Pernambuco lineament, a continental-scale dextral strike-slip shear zone (Figure 11.1; Ebert 1964, Santos & Brito Neves 1984, Vauchez & Egydio-Silva 1992, Davison *et al.* 1995, Neves & Mariano 1999, Oliveira 2008). To the east it grades discontinuously to the Sergipano Fold Belt, and to the northeast it is covered by the Phanerozoic sedimentary rocks of the Parnaíba basin (Figure 11.1 and 11.2). It bridges the triple border zone between the Brazilian states of Piauí (PI), Pernambuco (PE) and Bahia (BA).

The original concept of a Brasiliano-age fold belt in the area was challenged in the eighties by a string of geologists who considerate the deformation and metamorphism to be related with a paleoproterozoic orogenic cycle (Souza *et al.* 1979, Jardim de Sá & Hackspacker 1980). However, in the nineties, preliminary geochronological data lended support to the original proposition of late Neoproterozoic deformation for the Riacho do Pontal Fold Belt external nappes, mainly through Rb-Sr whole rock data which placed the age of syn- to late-collisional plutons at around 555 Ma (Jardim de Sá *et al.* 1992, 1996).

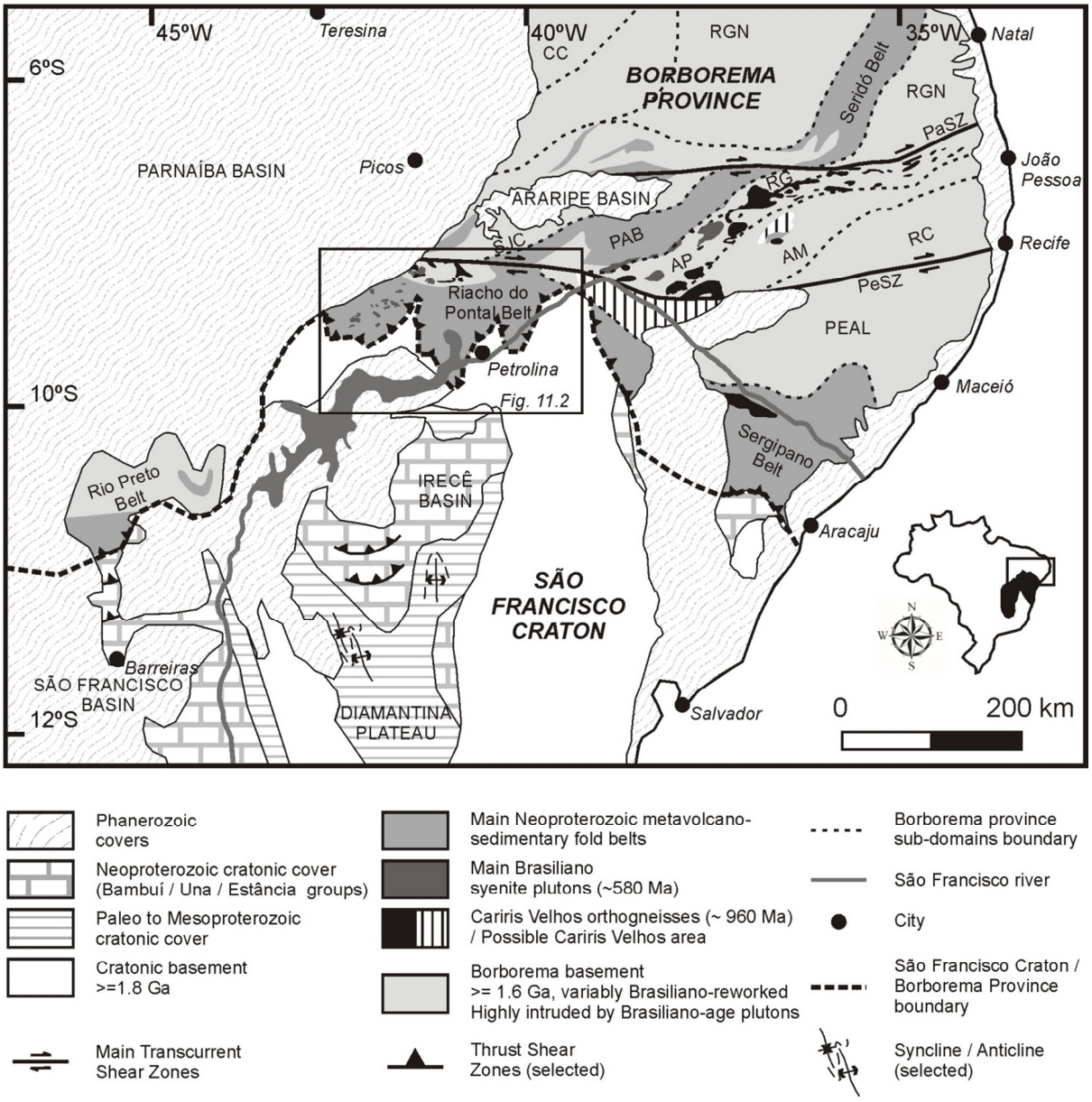


Figure 11.1 – Schematic tectonic map of northeastern Brazil. Sub-domains of the Borborema Province are as follows: PEAL – Pernambuco-Alagoas, RC – Rio Capibaribe, AM – Alto Moxotó, AP – Alto Pajeú, PAB – Piancó-Alto Brígida, SJC – São José do Caiano, RGN – Rio Grande do Norte, CC – Ceará Central. ePeSZ and wPeSZ = east and West Pernambuco shear zone, respectively; PaSZ = Patos shear zone. Sources = Brito Neves *et al.* (2000, 2005) and references therein.

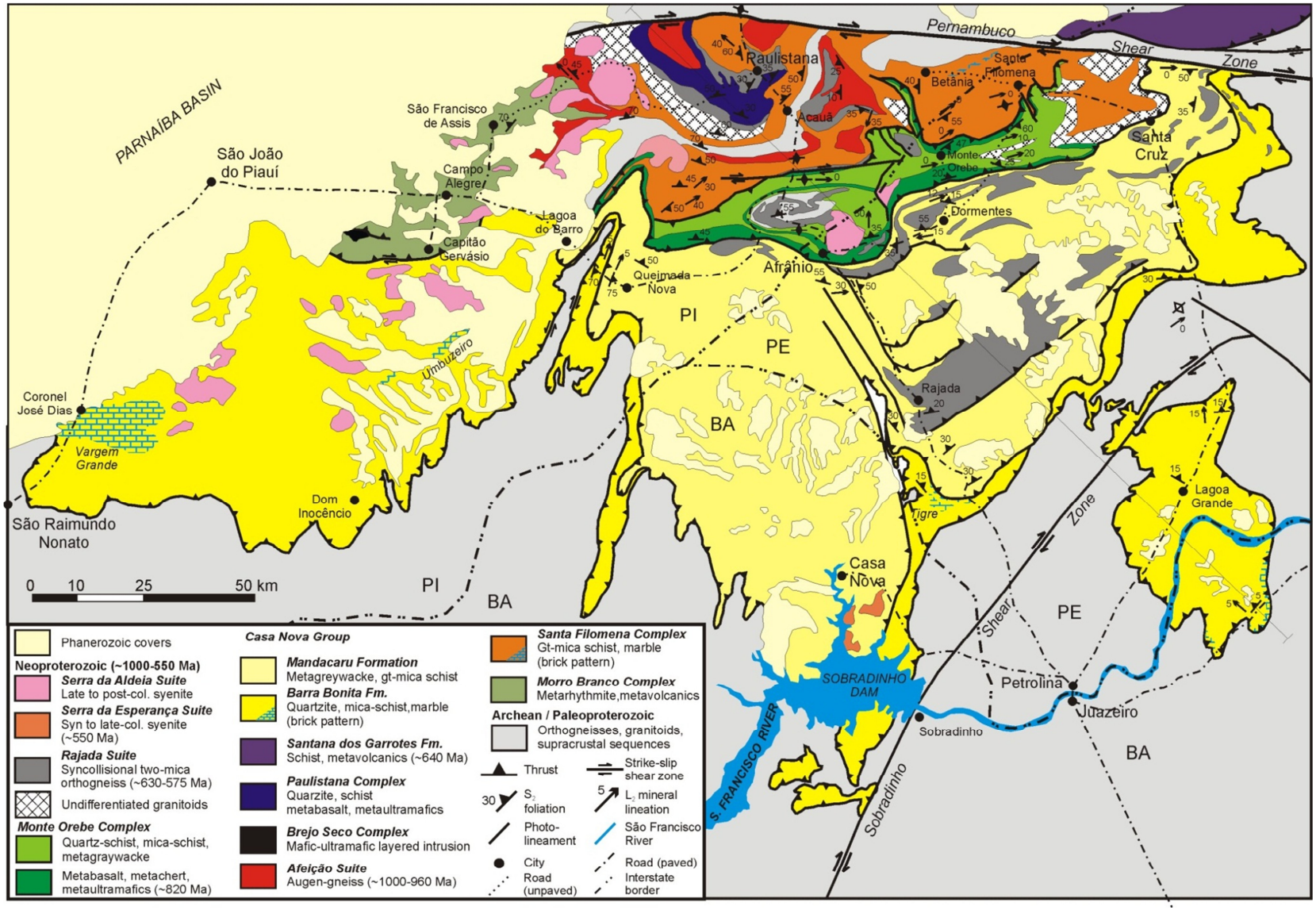


Figure 11.2 – Geological map of the Riacho do Pontal Fold Belt.

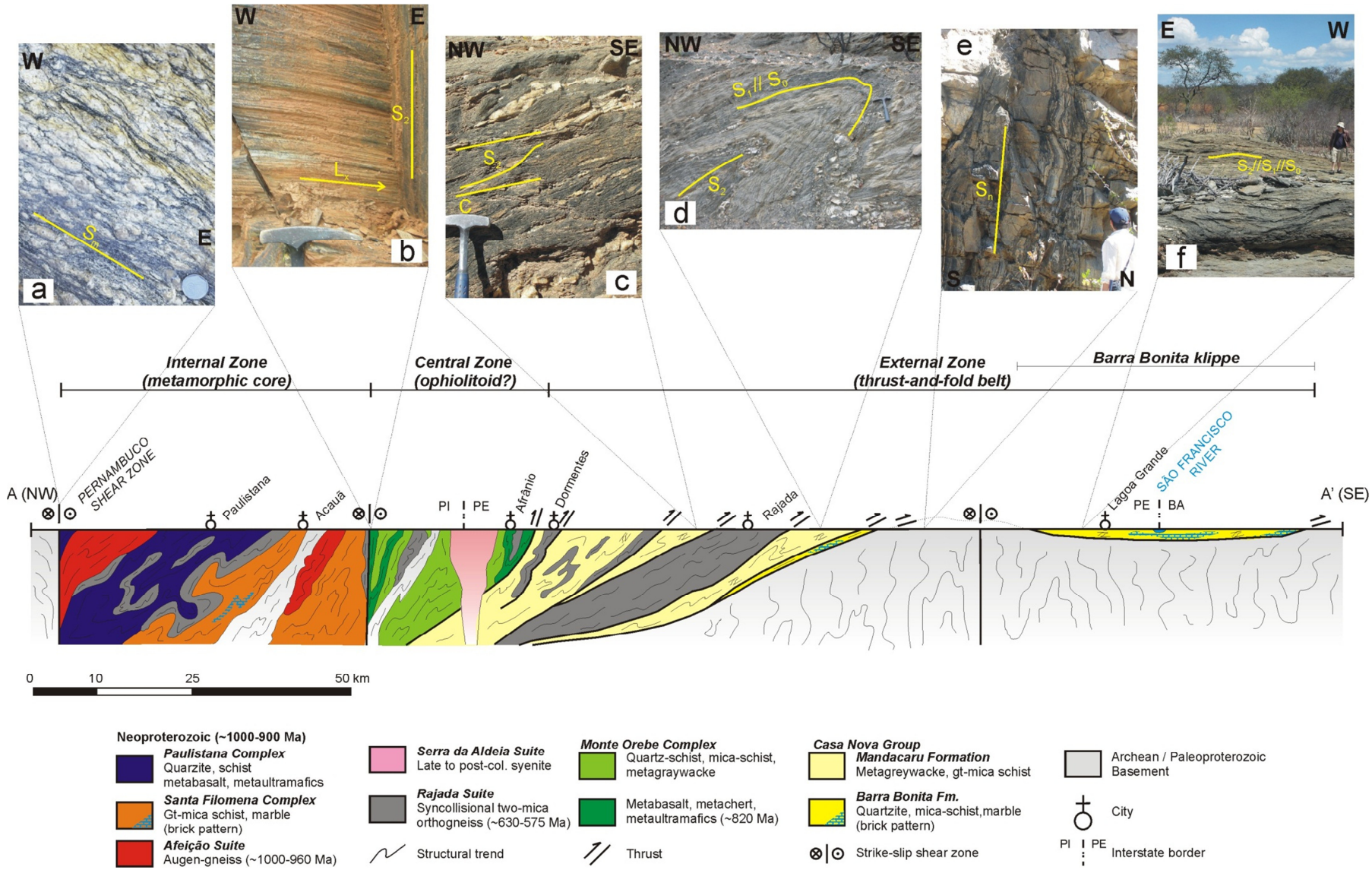


Figure 11.3 – NW-SE geologic transect through the Riacho do Pontal Fold Belt.

The Riacho do Pontal Fold Belt can be subdivided in three portions or zones, according to the sedimentary, metamorphic and structural features, from south to north (Figure 11.3; Oliveira 1998).

The External Zone, in the southernmost part of the fold belt, is characterized by a south-verging nappe system, composed by the supracrustal rocks of the Casa Nova Complex or Group (Souza *et al.* 1979, Angelim 1988, Santos & Silva Filho 1990, Gomes & Vasconcelos 1991, Bizzi *et al.* 2007). The Casa Nova nappes override the São Francisco Craton basement on the Sobradinho Dam area, in the Bahia / Piauí / Pernambuco states borderline.

The Central Zone of the fold belt is characterized by a complex deformation involving both south-verging thrusts and E-W strike-slip shear zone systems. The unit that characterizes the central portion is the metavolcanosedimentary Monte Orebe Complex, which shows a synformal structure with an E-W trending axis (Kreysing *et al.* 1973, Angelim 1988, Moraes 1992).

The Internal Zone of the fold belt, to the north, is characterized by abundant augen-gneiss intrusions (Afeição Suite), highly reworked migmatitic basement slices, and predominant metasedimentary units with minor volcanic contribution (Paulistana and Santa Filomena complexes; Gomes & Vasconcelos 1991, Angelim & Kosin 2001). It is bounded, to the north, by the E-W trending dextral strike-slip West Pernambuco Shear Zone. The whole stratigraphic package, from the External to the Internal zones, is intruded by multiple generations of syn to post-collisional plutons (Rajada, Serra da Esperança, and Serra da Aldeia / Caboclo Suites).

11.2.1. Basement

The basement to the Casa Nova nappes, in the Sobradinho dam area (Figure 11.2), is composed by the Gavião / Sobradinho block of the São Francisco Craton (Barbosa & Sabaté 2004, Dantas *et al.* 2010). TTG-type orthogneisses predominate, with variable migmatization, with tonalitic / granodioritic and leucogranite bands. Supracrustal sequences, composed mainly of quartzite and calc-silicatic rocks, are also locally important, as well as granitic plutons and amphibolite dykes (Santos & Silva Filho 1990, Figuerôa & Silva Filho 1990). Most geochronological data available suggests evolution of this predominantly silicic crust during the Archean, with important Paleoproterozoic orogenic reworking (2.0 – 2.2 Ga; Santos & Silva Filho 1990, Figuerôa & Silva Filho 1990, Barbosa & Dominguez 1996, Barbosa & Sabaté 2004, Dantas *et al.* 2010). Paleoarchean zircons, reaching ages up to 3.5 Ga, were recently dated in gabbro-dioritic xenoliths by Dantas *et al.* (2010), through the U-Pb (LA-ICP-MS) method, suggesting that probably some of the oldest rocks of South America are present in this Cratonic fragment.

In the central portion of the fold belt, near the town of Afrânio (PE), the basement to the fold belt also outcrops, in the form of migmatite slices tectonic interleaved within the Central and Internal zones (Morro do Estreito Complex; Gava *et al.* 1983, Kosin *et al.* 2004). Here, Brasiliano-age deformation was important in the structuration of these rocks, unlike in the Sobradinho dam area, attesting for a thick-skin deformation style within these domains of the fold belt.

11.2.2. Internal Zone

The Internal Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt (Figure 11.3) is composed by metavolcanosedimentary sequences (the Paulistana, Santa Filomena and Morro Branco complexes; Gomes & Vasconcelos 1991, Angelim & Kosin 2001) which are intruded by a multitude of igneous rocks, including: mafic-ultramafic complexes (Brejo Seco and São Francisco de Assis complexes; Gava *et al.* 1983, Angelim & Kosin 2001), syn-collisional granites (Afeição and Rajada suites; Angelim 1988) and late to post-collisional granites (Serra da Aldeia Suite; Gava *et al.* 1984). This domain can be further subdivided into two sub-domains: The Paulistana / Santa Filomena sub-domain (eastern) and the Morro Branco sub-domain (western), which shows distinct stratigraphic, structural and metamorphic characteristics, with greenschist facies metamorphism (Morro Branco sub-domain) and upper greenschist to amphibolite facies metamorphism (Paulistana / Santa Filomena sub-domain). The contact between both sub-domains is tectonic, as is the contact between the Internal and Central zones.

11.2.2.1. Santa Filomena / Paulistana Sub-domain

Gomes & Vasconcelos (1991) and Angelim & Kosin (2001) propose to separate the metasedimentary units (with minor volcanic contribution) of the northern portion of the Riacho do Pontal Fold Belt into two distinct units, the Santa Filomena and Paulistana complexes, in opposition to former works which grouped all of these units within the Casa Nova Group or Complex (Angelim 1988). Generally, these units are metamorphosed in the upper greenschist to lower amphibolite facies and shows a complex structural pattern, with the imprinting of at least two secondary foliations and tight to isoclinal folding. Although Angelim & Kosin (2001) considerate that these complexes must be older than the Afeição augen-gneiss, which was interpreted to be intrusive in these rocks and dated at around 1000-960 Ma (Jardim de Sá *et al.* 1988, 1992, Van Schmus *et al.* 1995, Freitas & Sachs 2012), metabasic rocks of the Paulistana Complex have recently been dated at around 888 Ma (U-Pb in zircon), thus suggesting that at least this complex is younger and doesn't the Cariris Velhos cycle (Caxito, unpublished data). On the other hand, cross-

cutting relationships are clear in between the Afeição augen gneiss and the Santa Filomena Complex, with augen-gneiss sills within the garnet-mica schists and mica schist xenoliths within the augen-gneiss.

The Santa Filomena Complex is composed mainly by coarse muscovite and biotite schists with frequent quartz venulations, locally with garnet, kyanite, staurolite, cordierite and sillimanite. Calcitic marble intercalations, which grade to calc-schists, are also important in this unit. Very locally, metabasic schist lenses occur (hornblende-tremolite-actinolite schist), which are variably weathered. The Santa Filomena Complex is the most extensive unit of the Internal Zone, outcropping around the towns of Paulistana (PI) and Santa Filomena (PE). It is truncated by the West Pernambuco shear zone further north, where sillimanite schists and basement orthogneiss mylonites predominates.

The Paulistana Complex is a metaplutono-volcano-sedimentary unit that outcrops around the homonymous town. It is mainly composed by detrital metasedimentary rocks such as garnet-mica schists, locally with andaluzite, cordierite and sillimanite; muscovite-quartz schists; muscovite quartzites, especially south of Paulistana; and metachert layers which are closely associated to metabasic rocks. The metaplutonovolcanic section is composed by greenschists (metabasalts) and amphibolites (metagabbros) associated with metaultramafic lenses, composed mainly by chlorite schist, talc schist and tremolitite. These metaigneous rocks occurs in concordant lenses hundreds of meters thick within the metasedimentary unit, easily recognizable in the Paulistana – São Francisco de Assis (PI) land road (Figure 11.2). A U-Pb zircon (LA-ICP-MS) Concordia age of 888 ± 2,6 (MSWD = 1,3; n = 14) represents the crystallization age of a metagabbro from the Paulistana Complex (Caxito, unpublished data)., at riacho do Saco, near Paulistana (PI).

Geochemical data suggests a tholeiitic affiliation for the high-Ti basalts (up to 7.5 % TiO_2) which represents the protoliths of the Paulistana Complex metamafic rocks. The incompatible and rare earth element contents are similar to those of continental rift basalts, with enriched light rare earth elements (LREE; La_N/Yb_N = 2.3 – 6.0) and no true Eu anomaly (Eu/Eu* around 1.0). Overall, the lithochemistry of these rocks is similar to those of basalts extruded in thinned continental margins, such as the Red Sea Rift region (Hart *et al.* 1989, Barrat *et al.* 1990, 1993, Volker *et al.* 1997, Pearce 2008). Thus, a tectonic environment of thinned continental crust on a continental rift to passive margin setting is suggested for the eruption of these rocks (Caxito, unpublished data). This interpretation is backed up by positive $\varepsilon Nd_{(888\ Ma)}$ in between +3.2 and +4.8 (Caxito, unpublished data). A T_{DM} model age (DePaolo 1981) calculated for a sample with low $^{147}Sm/^{144}Nd$ yielded an age of 1.0 Ga, thus suggesting mixing of a Neoproterozoic juvenile mantle with small amounts of older continental crust, in a thinned continental margin environment. The basement of

this continental margin is probably dominated by Cariris Velhos-aged rocks, such as the Afeição Suite.

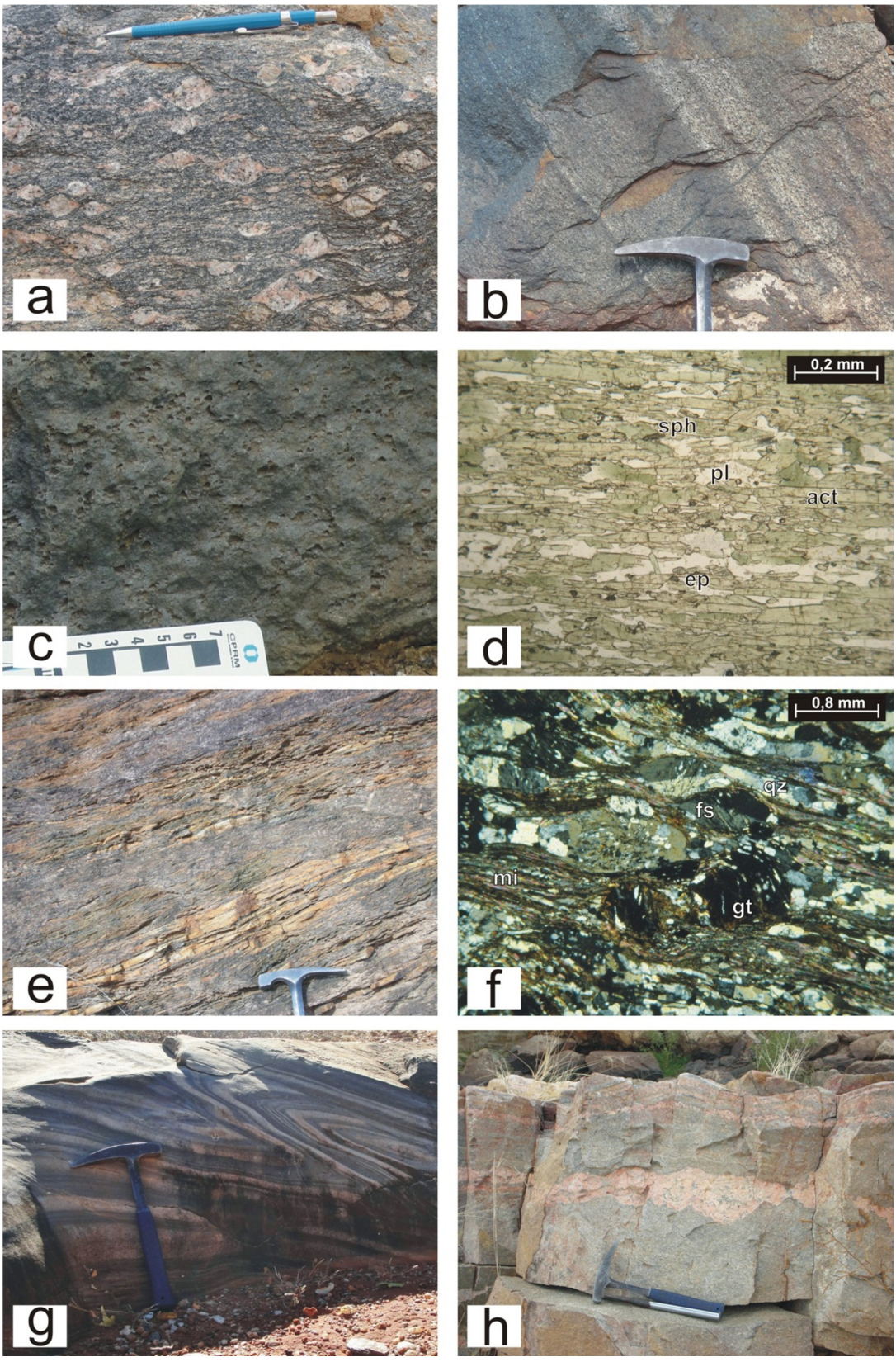


Figure 11.4 – Representative photos of the main Riacho do Pontal Fold Belt units. a) Afeição Suite augen-gneiss, in the Paulistana – Betânia (PI) road; b) layered gabbro / leucogabbro of the Brejo Seco Complex, near Capitão Gervásio Oliveira (PI); c) vesicular / amygdaloidal metabasalt of the Monte Orebe Complex, at Serra do Trancelim, Monte Orebe – Santa Filomena (PE) road; d) microscopic aspect, under uncrossed polarizers, of an actinolite-plagioclase greenschist of the Monte Orebe Complex. act: actinolite, ep: epidote, pl: plagioclase, sph: sphene; e) intercalated metagreywacke and garnet mica schist of the Mandacaru Formation, Petrolina – Afrânio (PE) road; f) microscopic aspect, under crossed polarizers, of a garnet mica schist of the Mandacaru Formation. fs: feldspar, gt: garnet, mi: muscovite, qz: quartz.

11.2.2.2. Morro Branco Sub-domain

From the towns of Capitão Gervásio Oliveira to São Francisco de Assis (PI), a low-grade metavolcanosedimentary sequence predominates for over 60 km in a roughly east-west trend. This sequence is intruded by two major mafic-ultramafic plutonic bodies: The Brejo Seco Complex, to the southwest, and the São Francisco Complex to the northeast. Although in previous works this whole stratigraphic package was grouped under the denomination "Brejo Seco Group" (Gava *et al.* 1983) or "Brejo Seco plutonovolcanosedimentary sequence" (Marimon 1990), here we prefer to separate the mafic-ultramafic intrusive bodies (the "plutonic" part of the sequence) from the volcano-sedimentary country rocks, which are grouped under the denomination Morro Branco Complex (Figure 11.2), according to the place where these rocks best outcrop, to the west of Capitão Gervásio Oliveira (PI).

The Morro Branco Complex is composed mainly by fine-grained quartz-mica schist and phyllite, metachert, quartzite, metabasalts, intermediate to acid metavolcanics, basic to felsic metatuffs, and locally, graphite-schists, especially around São Francisco de Assis (PI). Locally, a rhythmically laminated sedimentary structure is preserved, suggesting possible deposition by dilute turbidity currents. The intermediate to acid metavolcanics comprise rhyodacite, dacite, rhyolite and crystal tuffs; these occur in lower volume than fine-grained metabasalts, which locally preserves amygdaloidal structures, suggesting eruption in a shallow, low-pressure environment. The supracrustal sequence is often mylonitized in discrete bands and injected by abundant E-W trending quartz veins (Marimon 1990, Angelim & Kosin 2001). There is currently no geochronological data on the rocks of the Morro Branco Complex, but similar reasoning that is applied to the Santa Filomena Complex can be applied, once that these rocks are also intruded by the Afeição augen-gneiss (~1000-960 Ma; Jardim de Sá *et al.* 1988, 1992; Van Schmus *et al.* 1995).

The lithochemistry of the Morro Branco Complex metabasic rocks suggests a tholeiitic affinity and a similarity with continental rift basalts, with high Ti/V (in between 23 and 44) and Th/Ta (2.3 – 6.0) ratios (Caxito, unpublished data). The chondrite-normalized REE patterns are flat (Eu/Eu* = 0.9 – 1.2) with slight LREE enrichment (La_N/Yb_N = 1.6 – 4.5). Values of $\varepsilon Nd_{(1.0\ Ga)}$ of around +2.1 are similar to those of the Cariris Velhos belt of the Transversal Zone (Kozuch 2003, Brito Neves *et al.* 2005, Santos *et al.* 2010). Thus, a possible tectonic environment for these rocks would be a continental rift related to the Cariris Velhos cycle, at about 1.0 Ga.

The Brejo Seco intrusion is a medium-sized mafic-ultramafic complex, nearly 10 km long in the E-W direction, which is tectonically interleaved within the Morro Branco metavolcanosedimentary sequence (Figure 11.2). It is composed by, from bottom to top: A basal thin mafic unit (gabbros and troctolites); variably serpentinized dunite, minor wherlite, layered troctolite, minor olivine gabbro, layered gabbro (Figure 11.4b), leucogabbro, minor anorthosite, ilmenite gabbro and ilmenite-magnetitite. The whole complex is tectonically inverted, with ultramafic units (to the north) sitting above the mafic units (to the south), reaching up to 3 km thick. Basic dykes crosscut the ultramafic section and might be related to shallow mafic activity, represented by amygdaloidal diabase which crosscuts the upper layered gabbros. Both the northern and southern contacts are marked by contractional E-W reverse shear zones with top-to-the-south movement, as attested by mafic mylonites in the northern contact and by various deformational structures in a syn-collisional granite sheet (Rajada Suite) which marks the southern contact, between the Brejo Seco Complex and the Morro Branco supracrustals. Preliminary geochemical data points to a tholeiitic geochemical affinity for the plutonic rocks of the Brejo Seco Complex, which was then suggested to be characteristic of island arc rocks (Marimon 1990). There is, however, up to now no systematical study on the petrogenetic and lithochemical evolution of the Brejo Seco Complex, and this is the subject of ongoing research. Above the ultramafic zone, a thick lateritic cover is developed, with economically important secondary nickel deposits (Santos 1984).

Approximately 40 km to the northeast of the Brejo Seco mafic-ultramafic Complex, lies the town of São Francisco de Assis (Figure 11.2), around which sparse outcrops of mafic and ultramafic rocks can be found. This region is highly weathered and plain, and the rare outcrops that can be found are of coarse gabbro and serpentinite. If a correlation of the São Francisco de Assis and Brejo Seco complexes is admitted, then the zone of influence of mafic-ultramafic magmatism in the western portion of the Riacho do Pontal Fold Belt would extend up to 60 km in the NE-SW direction. This correlation awaits confirmation by petrographic and chemical analyses.

11.2.2.3. Afeição Suite

One of the most characteristic features of the Internal Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt is the ubiquitous presence of coarse-grained augen-gneisses of the Afeição Suite (Angelim 1988). These granitoids are intrusive or thrust upon metasedimentary rocks of the Santa Filomena and Morro Branco complexes, orthogneisses and migmatites of the basement, or in tectonic contact with the Rajada Suite syn-collisional granitoids, and thrust upon the Paulistana Complex. The intrusions are in form of diapirs or elongated bodies, normally displaying a conspicuous foliation that anastomoses around K-feldspar augens. This foliation is concordant to the foliation in the country rocks. However, locally, these rocks are virtually undeformed, especially in the central portion of the plutons, where phorphiry granites can be recognized. While in most portions of the inner domain this foliation is tangential, near the West Pernambuco shear zone the augen-gneisses are entrapped within the late Brasiliano E-W dextral shearing deformation, providing an example of progressive deformation as one approaches the shear zone.

The Afeição Suite comprises mainly augen-gneisses of granite-granodiorite composition (but locally reaching monzo to syenogranitic terms), composed of microcline, plagioclase, quartz and biotite, with garnet, zircon, allanite and tourmaline as the main accessories (Angelim 1988, Gomes & Vasconcelos 1991). The K-feldspar augen can reach up to 3 cm long in the fine to medium-grained matrix (Figure 11.4a).

The meaning of the Afeição Suite is one of the most important issues in the geodynamic evolution of the Riacho do Pontal Fold Belt. Jardim de Sá *et al.* (1988) presented a Rb-Sr age 988 ± 35 Ma (whole-rock composite isochron) for the Afeição Suite. This was the first time that a Tonian, or "Cariris Velhos" age was reported for the southern zone of the Borborema Province, as ages in this range are mostly clustered within the Transversal Zone (Brito Neves *et al.* 1995, Van Schmus *et al.* 2008, Santos *et al.* 2010). Van Schmus *et al.* (1995) confirmed this interpretation with a U-Pb TIMS age of 966 ± 10 Ma on augen-gneisses of the Afeição Farm, type-locality for the Afeição Suite, with T_{DM} (DePaolo 1981) = 1.5 Ga and $\varepsilon Nd_{(966\ Ma)}$ = 0. Recently, augen-gneisses in the western portion of the Riacho do Pontal Fold Belt, near São Francisco de Assis (PI) were also dated at 985 ± 18 Ma (U-Pb LA-ICP-MS; Freitas & Sachs 2012), thus suggesting widespread Tonian magmatism in the Internal Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt. These rocks are clearly a major target for petrographic, geochemical and isotopic studies, in order to further constrain its role in the tectonic evolution of the southern Borborema Province.

11.2.3. Central Zone

The Central Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt is characterized by a 100 km long east-west trending synformal structure that reaches 10 to 20 km in length in its central part, from the

towns of Afrânio (PE) to Paulistana (PI). This “Monte Orebe synform” (Kreysing *et al.* 1973, Angelim 1988, Moraes 1992) separates the Internal and External zones of the Riacho do Pontal Fold Belt. The Internal Zone is characterized by the ubiquitous occurrence of augen-gneisses of the Afeição Suite, while these are absent in the External Zone, composed mainly of metasedimentary nappes of the Casa Nova Group and syn- to post-collisional granite intrusions.

The Central Zone is characterized by a major linear Bouguer anomaly, with a gravimetric low (down to around -75 mGal) on the External zone side and a high in the Internal Zone side, with a mean 50 mGal peak-to-peak gap (Oliveira 2008). Thus, there is a clear difference in the mean Bouguer level between the Internal and External zones. This gravimetric profile is typical of Precambrian suture zones (e.g. Gibb & Thomas 1976), where two crustal blocks of different density are separated by a zone of crustal thickening (hence the negative plunge on the External Zone side). The inflection point from the negative to positive anomalies often represents the site of the ancient suture zone, which can bear oceanic crust remnants if the suture is not cryptic. In the case of the Riacho do Pontal Fold Belt, this inflection point coincides with the southern limit of the Central Zone, where the Monte Orebe metavolcanic rocks are thrust upon the External Zone metasedimentary rocks (Figure 11.3).

11.2.3.1. Monte Orebe Complex

The Monte Orebe Complex is a metavolcano-sedimentary unit composed mainly by basic metavolcanics (actinolite greenschists, amphibolites and metatuffs), interleaved within deep-sea pelagic metasedimentary rocks, mainly metachert (locally iron-rich) and garnet-mica schist, with local metagreywacke and quartz-schist. Previous mapping studies by the CPRM – Brazilian Geological Survey have demonstrated that this unit can be subdivided into two sequences (Figure 11.2; Santos & Caldasso 1978, Angelim *et al.* 1988, Moraes 1992, Bizzi *et al.* 2007): one that is dominated by basic metavolcanics (actinolite greenschists, amphibolites and metatuffs), with minor metaultramafic and metasedimentary intercalations (mainly metachert, reddish mica-schist and quartz-schist), and a second one which is dominated by metasedimentary rocks, such as quartz-mica schists, metarhythmites, metagreywacke and calc-silicatic intercalations.

The basic metavolcanics are the main and most significant lithotype of the Monte Orebe Complex (Siqueira Filho 1967, Kreysing *et al.* 1973, Santos & Caldasso 1978, Angelim *et al.* 1988, Moraes 1992). They are commonly brightly green schists, with fine to medium grain, nematoblastic texture and strongly deformed, locally with mylonitic fabrics. Locally, millimetric vesicular structures can be seen in massive metabasalts, suggesting eruption in a shallow and low pressure environment (Figure 11.4c). They are composed mainly of clear green actinolite and hornblende

with 1-5 mm elongated crystals, 0.5-1 mm andesine crystals, fine-grained epidote / zoisite and chlorite (Figure 11.4d). The most common accessories are quartz, carbonate, sphene, garnet, apatite and zircon. Grey to green fine-grained metaultramafic rocks, composed of talc, chlorite, serpentine, carbonates, amphibole and opaque minerals, occur locally as interleaved lenses. Deep green medium to coarse grained ortho-amphibolites composed mainly of amphiboles and plagioclase are also common and generally concordant to the actinolite-plagioclase greenchists.

Metachert layers are very common and occur in close spatial association with the basic metavolcanics; locally, reddish mica-schist and fine-grained quartz-schist also occurs. The more competent metachert layers support the topography of small ranges near the towns of Afrânio and Caboclo (PE), delineating the flanks of normal folds with nearly ENE-SWS axis, in contrast to the broadly volcanic domains which are invariably more weathered and make up smooth to rounded topographies in the cores of the folds. Individual metachert layers can reach up to 3 meters thick, and they are composed mainly of quartz and muscovite, locally with garnet porphyroblasts and pyrite.

The metasedimentary section of the Monte Orebe Formation is dominated by fine-grained rocks, such as mica schist, with minor quartz-schist, metagreywacke and metarhythmite intercalations. The quartz-schists are brown to red due to oxidation of iron, and composed mainly of quartz and muscovite, with variable garnet, biotite, kyanite, staurolite, zircon, rutile and opaque minerals.

Lithochemistry data suggest a tholeiitic, T-MORB affiliation for the igneous protoliths of the Monte Orebe Complex metabasalts (Moraes 1992; Caxito, unpublished data). Overall, the samples are very similar to the subduction-related ophiolites of Dilek & Furnes (2011). The chondrite-normalized REE patterns are flat and remarkably homogeneous (La_N/Yb_N around 1.5 and Eu/Eu* = 1.0). The incompatible element spidergrams also suggests a similarity with subduction-related ophiolites, with overall high LIL / HFS ratios, a negative Nb-Ta slope and a positive Pb anomaly (Dilek & Furnes 2011). A Sm-Nd whole rock isochron of metabasalt samples from the Monte Orebe Complex yields an age of 819 ± 120 Ma (MSWD = 0.55), with initial $\varepsilon Nd_{(t)}$ = +4.4. Values of $^{147}Sm/^{144}Nd$ above the chondrite ratio indicate a depleted mantle source for these metabasalt samples (Caxito, unpublished data).

The positioning of the Monte Orebe metavolcanic sequence within the central portion of the Riacho do Pontal Fold Belt, the geophysical characteristics of the Central Zone which suggest that it stands between two crustal blocks of distinct density, and the geochemical and isotopic data of the metabasalts, suggests altogether that the Monte Orebe Complex might contain oceanic crust remnants and thus mark a paleo-suture zone. Therefore, this is a very important unit in the geodynamical evolution of the Riacho do Pontal Fold Belt.

11.2.4. External Zone

11.2.4.1. Casa Nova Group

The Casa Nova Group (Souza *et al.* 1979, Santos & Silva Filho 1990, Figuerôa & Silva Filho 1990, Bizzi *et al.* 2007) reunites the supracrustal rocks of the External Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt. It is composed by two units: the Barra Bonita and Mandacaru formations (Santos & Silva Filho 1990, Figuerôa & Silva Filho 1990, Bizzi *et al.* 2007).

The Barra Bonita formation is composed mainly of fine-grained metapelitic rocks and muscovite quartzite, with local but widespread marble lenses. Grey, fine to medium grained mica schists and phyllites predominate, with quartz, biotite, muscovite, garnet porfiroblasts, and minor detrital feldspar as the main mineral phases. The quartzites are commonly whitish and schistose, with muscovite and minor detrital feldspar. They occur mainly near the base of the Barra Bonita formation, in contact with the basement migmatites and gneisses. The marble lenses commonly show plane-parallel bedding, with clear grey calcite-rich layers interleaved with whitish dolomite layers (Figure 11.4g), but can also occur as massive varieties. They are generally in contact with calcitic schists or marls, with carbonate, quartz, graphite, micas, actinolite, diopside and plagioclase. The marble lenses can reach thicknesses of up to 200 m, as for example in the Umbuzeiro region, south of Capitão Gervásio Oliveira (PI). In the western reaches of the Casa Nova nappe system, near São Raimundo Nonato and Coronel José Dias (PI), the metacarbonates become very frequent (Figure 11.2), and commonly preserves original sedimentary structures. In Coronel José Dias (PI), reworked carbonates predominate, with pisolithes and intraclast-rich varieties such as grainstones and packstones. Overall, the Barra Bonita Formation can be interpreted as deposited in a shallow marine, platformal setting (Santos & Silva Filho 1990).

The Mandacaru Formation is composed mainly of mica schists with centimetric intercalations of metagraywacke (Figure 11.4e). The mica schists are composed of biotite, muscovite, quartz, feldspar and garnet porphyroblasts (Figure 11.4f). The metagraywacke is clear grey, with medium to coarse granulometry, with quartz, muscovite, feldspar, garnet and chlorite. Most importantly, feldspar is a common detrital mineral in both the schists and graywackes of the Mandacaru Formation, making it distinct from the Barra Bonita detritic rocks. A deep-sea turbiditic, flysch – like sedimentation is inferred for the Mandacaru Formation. Preliminary geochemical data support this hypothesis, once that the metagreywacke samples plot within the active continental margin field in tectonic discriminance diagrams (Santos & Silva Filho 1990).

There is currently no direct geochronological data for the Casa Nova Group rocks, but Van Schmus *et al.* (2011) presented Sm-Nd whole rock data for metasedimentary rocks of the Mandacaru Formation, with T_{DM} in between 1.4 and 1.6 Ga and $\varepsilon Nd_{(600\ Ma)}$ from -2.7 to -7.9.

11.2.5. Brasiliano Granitoids

11.2.5.1. Syn-collisional magmatism: The Rajada Suite

The Rajada Suite metagranitoids are widely distributed throughout the Riacho do Pontal Fold Belt, mainly as stratiform bodies, concordant to the regional low-angle foliation within the Casa Nova Group nappes; however, they are also a main constituent of the Internal Zone, where deformation is more complex, as exemplified in the Ingazeiro Dam (Paulistana, PI).

The Rajada Suite is composed mainly by grey, mesocratic, fine to medium-grained two-mica orthogneisses, composed mainly by oligoclase, microcline, quartz, biotite and muscovite, with garnet, calcite, epidote, apatite, sphene, chlorite, zircon and pyrite as the main accessory phases. The texture is mainly equigranular and lepidogranoblastic, but locally microphorphyritic terms can be found (Siqueira Filho 1967, Santos & Caldasso 1978, Gomes & Vasconcelos 1991). The bodies are mostly tabular, comprising centimetric sheets to kilometric batholiths, the most prominent of lies within the town of Rajada (PE) and reaches up to 417 km^2 (57 x 12 km in its largest portion; Figure 11.2). The most prominent characteristic of the Rajada Suite orthogneisses is the penetrative low-angle foliation, concordant to the mica-schist nappes; occasionally, late-stage leucocratic veins also occurs interleaved concordantly to this foliation (Figure 4h). Mica schist xenoliths are common, and, less commonly, also metabasic xenoliths (Angelim 1988).

Angelim (1988) discusses the geochemical characteristics of the Rajada Suite syn-collisional orthogneisses. The rocks are mainly tonalitic to granodioritic, but with major dispersion to the adamelite, quartz-monzodiorite and syenogranite fields. This compositional variability is also reflected in the TAS (Total Alkalis / Silica; Le Maitre 1989) diagram where the rocks plot in the calc-alkaline to alkaline fields, and in the Shand (1947) aluminosity classification where the rocks plot in the metaluminous to peraluminous fields. The pattern of compositional variation is similar to that of crustal granites, with no clear evolutionary trend from mafic rocks (Angelim 1988). Thus, this author interpret the Rajada Suite as being emplaced in a solidus to subsolidus regimen, due to the heating produced by crustal thickening during the tangential deformation of the Riacho do Pontal Fold Belt, and suggests that melting of the Casa Nova metagreywackes is likely to be the source of most of these rocks. Indeed, the high compositional variation of the Rajada Suite is easily explainable in terms of the fusion of variable metasedimentary source material.

Rb-Sr whole-rock isochrons varying from 743 ± 59 to 539 ± 25 Ma (Jardim de Sá *et al.* 1988, Santos & Silva Filho 1990) represents rough estimates for the age of intrusion and metamorphism of the Rajada Suite, and, by extension, for the age of the main phase of tangencial deformation in the Riacho do Pontal Fold Belt. Clearly, U-Pb determinations (zircon, monazite) are necessary to better constrain the age of emplacement of these plutons.

11.5.2. Syn- to late-collisional magmatism: The Serra da Esperança Suite

The Serra da Esperança Suite comprises grey to pinkish syenites and quartz-syenites with associated granite, pegmatite and syeno-granite dykes, which intrudes the Casa Nova metasedimentary rocks in the Sobradinho Dam margins, near Casa Nova (BA). The main mineral phases are perthitic K-feldspar, quartz, aegyrine-augite, diopside, sphene, apatite, magnesian biotite, winchite-richterite and magnetite (Plá Cid *et al.* 2000a). The plutons are mainly oval to circular, with a low angle foliation or igneous banding, with deformation localized in shear zones. Although most of the bodies are non-deformed, the preferential orientation and microboudinage of pyroxene, amphibole and syn-magmatic inclusions, along with recrystallization and stretching of quartz and feldspar, all consistent with the regional nappe displacement (low angle south-verging) points out to a syn- to late-collysional emplacement (Jardim de Sá *et al.* 1996).

The syenites and quartz-syenites shows an ultrapotassic alkaline silica-saturated affinity. The rare earth element (REE) patterns show fractionated light REE and less fractionated heavy REE, with no true Eu anomaly. Incompatible element spidergrams show LILE (Large Ion Litophile Elements) enrichment and negative Nb and Zr anomalies (Plá Cid *et al.* 2000a). Thus, Plá Cid *et al.* (2000a) suggests that the source of the magmas was a previously metasomatized mantle, anomalously enriched in light REE and LILE.

A Rb-Sr whole-rock isochron of 555 ± 10 Ma (Ri = 0.7068 ± 1) reported by Jardim de Sá *et al.* (1996) is the best present estimate for emplacement and deformation of the Serra da Esperança Suite. This age overlaps within error with the younger age obtained by Santos and Silva Filho (1990) for the syn-collisional Rajada Suite, but clearly more detailed geochronological studies are required to better constrain the age of the various magmatic phases within the Riacho do Pontal Fold Belt.

11.5.3. Late- to post-collisional magmatism: The Serra da Aldeia / Caboclo Suite

The last expression of magmatic activity in the Riacho do Pontal Fold Belt is represented by the Serra da Aldeia / Caboclo Suite. This unit occurs as a plethora of circular to oval plutons, mostly

concentrated in the northwestern part of the Riacho do Pontal Fold Belt, bordering the southeastern margin of the Parnaíba Basin (Gava *et al.* 1984). It is composed by grey to pink medium to coarse-grained syenite and K-feldspar granite, locally porphyritic, with diopside, aegirine, arfvedsonite, riebeckite, hornblende and biotite as varietal minerals. The diapirs show an isotropic character, locally with igneous flux orientation. Localized deformation in late shear zones might also occur. A number of chemical analysis shows an alkaline affinity, with peralkaline / shoshonitic / potassic terms, of the type-A (anorogenic; Gava *et al.* 1984, Plá Cid *et al.* 2000a). They are intruded mostly in the Casa Nova, Brejo Seco and Santa Filomena units, most of the times producing deformational patterns in the country rocks related to the emplacement of these large ovoid diapirs. The largest of these circular bodies, in the Paulistana – São Francisco de Assis land road, reaches up to 84 km^2, with a radius of nearly 5.5 km (Figure 11.2).

In the town of Caboclo (PE), the semi-circular Caboclo Pluton intrudes the metavolcanosedimentary rocks of the Monte Orebe Complex, causing an emplacement-related deformation (balloon–like). Approximatedly 7 km northeastward lies the Nova Olinda stock, a wedge-shaped intrusion. Both plutons are composed by syenite to syenogranite, with K-feldspar, brown to green mica, plagioclase, diopside, augite and quartz as essential minerals; the most abundant accessories are apatite, sphene, magmatic epidote, allanite, zircon and magnetite. Mica and pyroxene-rich enclaves are common.

The chemical signatures of both the Serra da Aldeia and the Caboclo / Nova Olinda plutons are similar to the Serra da Esperança Suite (Gava *et al.* 1984, Ferreira M.A.F. *et al.* 1994, 1998, Plá Cid *et al.* 2000a), also displaying light ETR enrichment, no true Eu anomaly, and a negative Nb anomaly. Ferreira, M.A.F. *et al.* (1998) analyzed the $\delta^{18}O_{SMOW}$ composition of samples from the Caboclo and Nova Olinda plutons, which yielded values of +10 to +11.4‰, and a T_{DM} of 1.8 Ga, thus implying contamination with older crustal components.

11.2.6. Brasiliano-age deformation and metamorphism

The Brasiliano-age deformation of the Riacho do Pontal Fold Belt took place in two main phases, D1 and D2 (Gomes 1990, Gomes & Vasconcelos 1991).

D1 corresponds to a progressive regional deformation phase, with associated magmatism and metamorphism, which generated south-verging shear structures, probably due to NNW-SSE compression during the collisional phase of the Brasiliano orogeny. At least two foliations were progressively developed during D1, the most important of which is the S_2 crenulation foliation.

S_1 is marked by the alignment of micaceous and tabular minerals parallel to S_0, and little can be stated about the tectonic meaning of this phase, once that it is generally transposed by S_2.

S_2 is a penetrative crenulation foliation, which is parallel to the axial plane of tight to isoclinal S_1 // S_0 folds (Figure 11.3d and 7.4g). Regionally, the development of S_2 is coeval to the Casa Nova south-verging nappe stackment over the northern São Francisco margin, to crustal melting and emplacement of the Rajada Suite syn-collisional intrusions, and to metamorphism on the upper greenschist to amphibolite facies, which is reverse in the nappes (upper nappes show higher-grade metamorphism). A mineral stretching lineation, $L_{2,}$ is usually down-dip, trending 320 to 350 Az, except near lateral and oblique ramps such as in the Ponta da Serra Syntaxis, where it is mostly oblique to strike-slip (Figure 11.2). The nappe low-angle thrust fronts is commonly marked by S-C structures and the development of blastomylonites with syn-deformational garnets (Figure 11.4f), such as in the vicinities of Pau Ferro (PE; Figure 11.3c).

Near the Sobradinho Dam area, a multitude of residual subhorizontal schist outcrop areas testify for the former extension of nappe deformation in the form of klippen, the most prominent of which is the Barra Bonita klippe (Figure 11.2 and 7.3f). Importantly, the basement outcrops in between the external Casa Nova nappe front and the klippen commonly show no sign of Brasiliano deformation, preserving the original (Paleoproterozoic?) Sn foliation that most of the times shows a sub-vertical N-S trend (Figure 11.3e). Thus, Brasiliano-age deformation was surficial in the External Zone area, generating thin-skin nappe fronts which rooted in a detachment zone at the basement / Casa Nova contact (Figure 11.3). This is broadly distinct from the Central and Internal Zones, where basement slices were caught up and extensively re-worked during the Brasiliano Orogeny (Figure 11.3). Thus, the tangencial D1 deformational evolved from a deeper, thick skin deformation to the north, to a thin skin deformation to the south, with displacements in the order of 30 to 60 km (Jardim de Sá *et al.* 1992).

The second phase, D2, is represented by late dextral strike-slip movement with E-W trend, of which the West Pernambuco shear zone is the master structure. This continental scale shear zone causes the mylonitization of all of the units that it crosses; thus generating high-grade mylonites of silliminate-biotite-garnet schist (Santa Filomena Complex), migmatitic basement (Figure 11.3a), and augen gneiss (Afeição Suite). Moving outwards of the main shear zone, an E-W trending crenulation cleavage which is plane axial to open folds of S_2 with a near-vertical axis in the Paulistana and Santa Filomena complexes can be observed; these folds are actually parasitic to major drag folds developed in the Internal Zone on the extreme north of the Riacho do Pontal Fold Belt, which attests for the dextral sense of shearing of the West Pernambuco shear zone (Figure 11.2).

A number of subsidiary E-W sub-vertical shear zones is also related to this phase, as can be observed in the Afrânio (PE) – Paulistana (PI) road. These structures commonly transpose any older tangential structures, generating a penetrative sub-vertical mylonitic foliation with an associated E-

W trending directional stretching lineation (Figure 11.3b). Syn-kinematic garnet attests for the overall dextral sense of shear in this zones.

From microprobe analysis, Vauchez & Egydio-Silva (1992) estimated the P-T conditions of development of the West Pernambuco shear zone at around 630-700º C and 6 kbar, which is consistent with synkinematic partial melting within the shear zone. Towards the east, the West Pernambuco shear zone branches into numerous splay NE-SW shear zones in a horsetail-like fan structure, which resolves the strike-slip deformation in a wide transpressional zone (Vauchez & Egydio-Silva 1992).

According to Oliveira (2008), the geophysical characteristics of the West Pernambuco shear zone indicates that it is a deep lithospheric structure, which passes eastward to the NE-SW trending Serra do Caboclo shear zone of the Transversal Zone. Thus, it is possible that relatively large dextral displacements have been caused by movement on the West Pernambuco shear zone, which separated the units of the Internal Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt from its counterparts in the Transversal Zone.

11.3. New geochronological and isotopic data

11.3.1. U-Pb

Sample FRP005 – Rajada Suite orthogneiss

This sample is from the classic Rajada Suite outcrop, in the Rajada Dam on the homonymous town. Zircons extracted from this sample are stubby, euhedral to subhedral hexagonal prisms of about <= 200 μm, some of them rounded and some with spherical forms, suggesting the presence of older (inherited) components. Eight zircons with variable Th/U ratios (0.05 through 0.5; Table 11.1) define a chord with intercepts at 616.3 ± 6 and 2411 ± 140 Ma (2σ, MSWD = 1.2; Figure 11.5a). As this sample is from a two-mica granite presumably derived from crustal melting, the lower intercept age is interpreted as the age of crystallization and emplacement of the granite sheet, while the upper intercept might represent the inheritance of Archean sources. This interpretation is supported by the low Th/U ratios of some zircons (<0.07), suggesting important metamorphic re-melting (Rubatto 2002, Hoskin & Schaltegger 2003).

Sample FRP015 – Rajada Suite orthogneiss at the Ingazeiro Dam, Paulistana

This sample is from another classic Rajada Suite outcrop, in the Ingazeiro Dam on Paulistana (PI). Zircons are mostly elongated, broken or fractured prisms of about <=300 μm, clear and transparent, showing conspicuous internal zoning. Th/U ratios are typical of igneous zircons,

around 0.2 – 0.7 (Table 11.1), although ratios as low as 0.01 suggest that some zircons are from metamorphic melts. When all zircons are plotted in the Concordia diagram (Figure 11.5b), two groups can be recognized: one that clusters around the Concordia and the other that defines a chord independent of the first group.

The group of zircons that cluster around the Concordia yield a Concordia age of 951.4 ± 6.2 Ma (2σ, MSWD = 9.5; Figure 11.5c). Thus, these zircons probably represent an inherited population from the Cariris Velhos aged Afeição augen-gneiss, which pervades the Internal Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt. The other eleven zircons of the sample define a chord with a lower intercept at 570 ± 56 Ma and an upper intercept at 1584 ± 160 Ma (2σ, MSWD = 2.9; Figure 11.5d). As for sample FRP005, the lower intercept represents the emplacement / crystallization age of the granite. The upper intercept probably represent mixed inheritance from Paleo and Eoneoproterozoic sources, and thus lacks direct geological meaning.

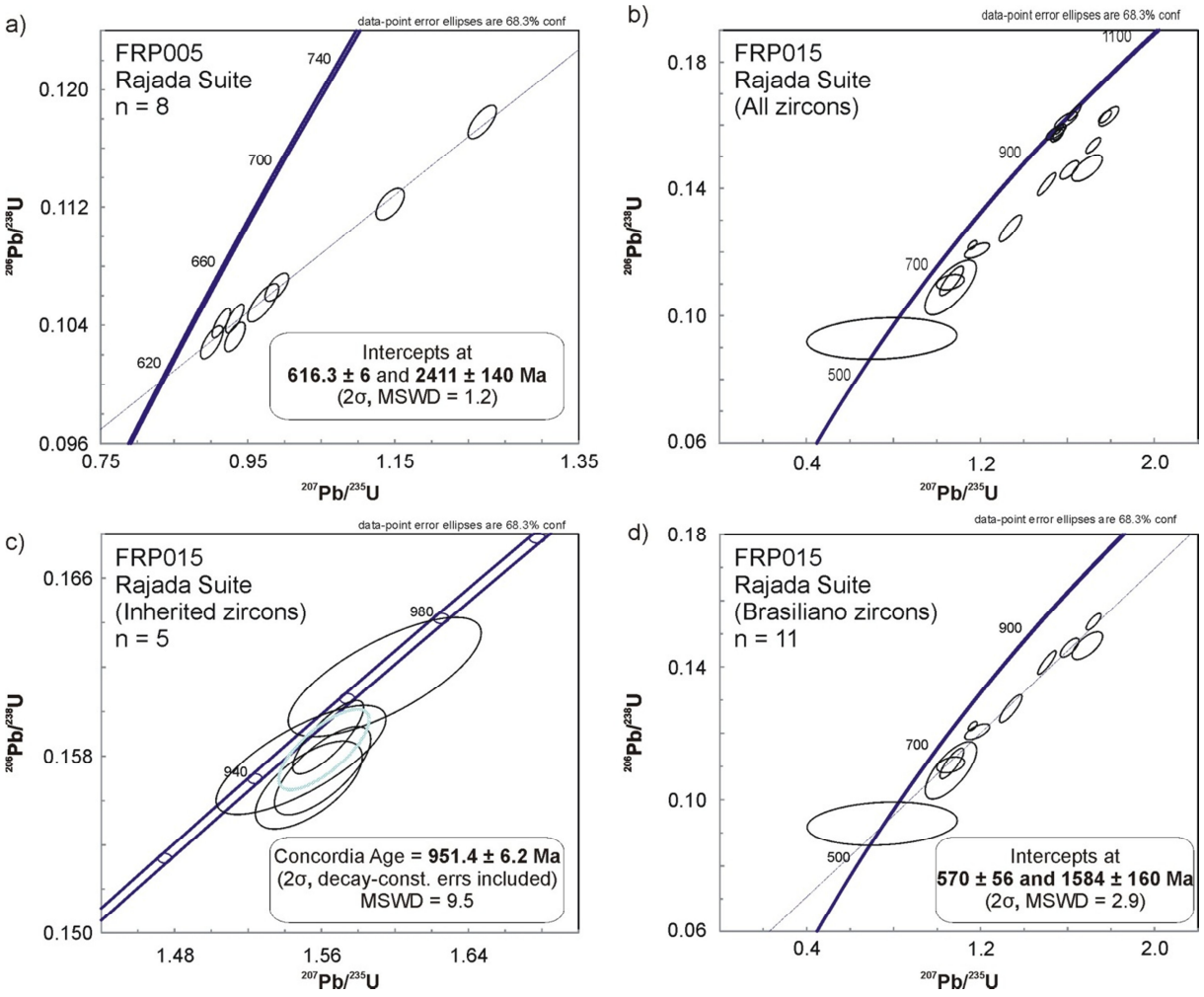


Figure 11.5 – U-Pb Concordia plots of Rajada Suite samples.

Sample FRP106 – Barra Bonita quartzite

This sample is from a muscovite-quartzite layer which sustains the eastern flank of the Ponta da Serra antiformal structure, in the External Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt. From this samples, 61 zircons were extracted (Table 11.1), out of which 52 show less than 10% discordance and were thus used in the histogram and probability density plot of Figure 11.6a. A simple provenance with three main populations can be observed in this plot, with peaks at 1624, 1741 and 2111 Ma. The five most concordant zircons define a Concordia age of 1605 ± 12 Ma (Figure 11.6b), which represents the youngest detrital zircon population of the sample.

The relatively simple detrital zircon age distribution of the Barra Bonita quartzite sample precludes the Internal Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt as a source area, once that it is apparently dominated by Eoneoproterozoic rocks (0.9-1.0 Ga). The age pattern is, on the other hand, remarkably consistent with that of samples from the Una Group in the northern portion of the São Francisco Craton (Santos *et al.* 2012). This pattern can be interpreted as the erosion of the Chapada Diamantina / Espinhaço Supergroup rift system which developed during the Mesoproterozoic over the São Francisco Craton in the state of Bahia, and serves as a substrate for the Una Group. This mesoproterozoic rift system contains both 1.7-1.8 Ga (Rio dos Remédios Group) and 1.5-1.6 Ga (Bomba Formation) hundred-meters thick acid to intermediate metavolcanic units and associated granitoids (Brito Neves *et al.* 1979, Turpin *et al.* 1988, Schobbenhaus *et al.* 1994, Dussin & Dussin 1995, Babinski *et al.* 1999, Danderfer *et al.* 2009), which probably served as source for the detrital zircons observed in the Barra Bonita Formation. The minor Rhyacian population is probably related to the erosion of the São Francisco Craton substract, where widespread 2.2-2.0 Ga sialic crust is present (Barbosa & Sabaté 2004). Thus, the detrital zircon distribution is coherent with interpretation of the Barra Bonita Formation as deposited in a passive margin environment, developed in the northern São Francisco Craton margin.

Sample FRP099 – Monte Orebe Complex quartzite

This sample is from a whitish quartzite layer which in the base of the Monte Orebe Complex, which is thrust or interleaved within metabasalts of this complex. From this sample, 53 concordant zircons were extracted (Table 11.1). A simple provenance with a main peak at 1.9-2.2 Ga is revealed by the U-Pb detrital zircona age histogram and probability density plot of Figure 11.6c. Sparse Archean (2.7-3.0 Ga) and mesoproterozoic (1.4-.1.7 Ga) zircons also occur. The youngest zircon population (n = 2) is at about 1775 Ma. This sample provenance can be interpreted in a similar way of sample FRP116, i.e. the erosion of the São Francisco Craton basement, with small amounts of cratonic cover. The lack of Tonian zircons exclude the Cariris Velhos Belt from the possible source areas. Thus, a coherent scenario for deposition of this quartzite would be in the

distal passive margin of the northern São Francisco Craton. This is also suggested by its association with MORB-like metabasalts of the Monte Orebe Complex.

Sample FRP294 – Monte Orebe Complex metagraywacke

This sample is from a metagraywacke which outcrops in the core (central portion) of the Monte Orebe synform; thus, it represents a higher stratigraphic level than the previous quartzite, towards the top of the sedimentary unit of the Monte Orebe Complex. In effect, there is no evidence of association of these metagraywackes; they are mostly thrust upon other metasedimentary rocks of the Monte Orebe Complex. From this sample, 49 zircons were extracted, out of which 48 are concordant within 10% (Table 11.1) and were used in the histogram and probability densitiy plot of Figure 11.6d.

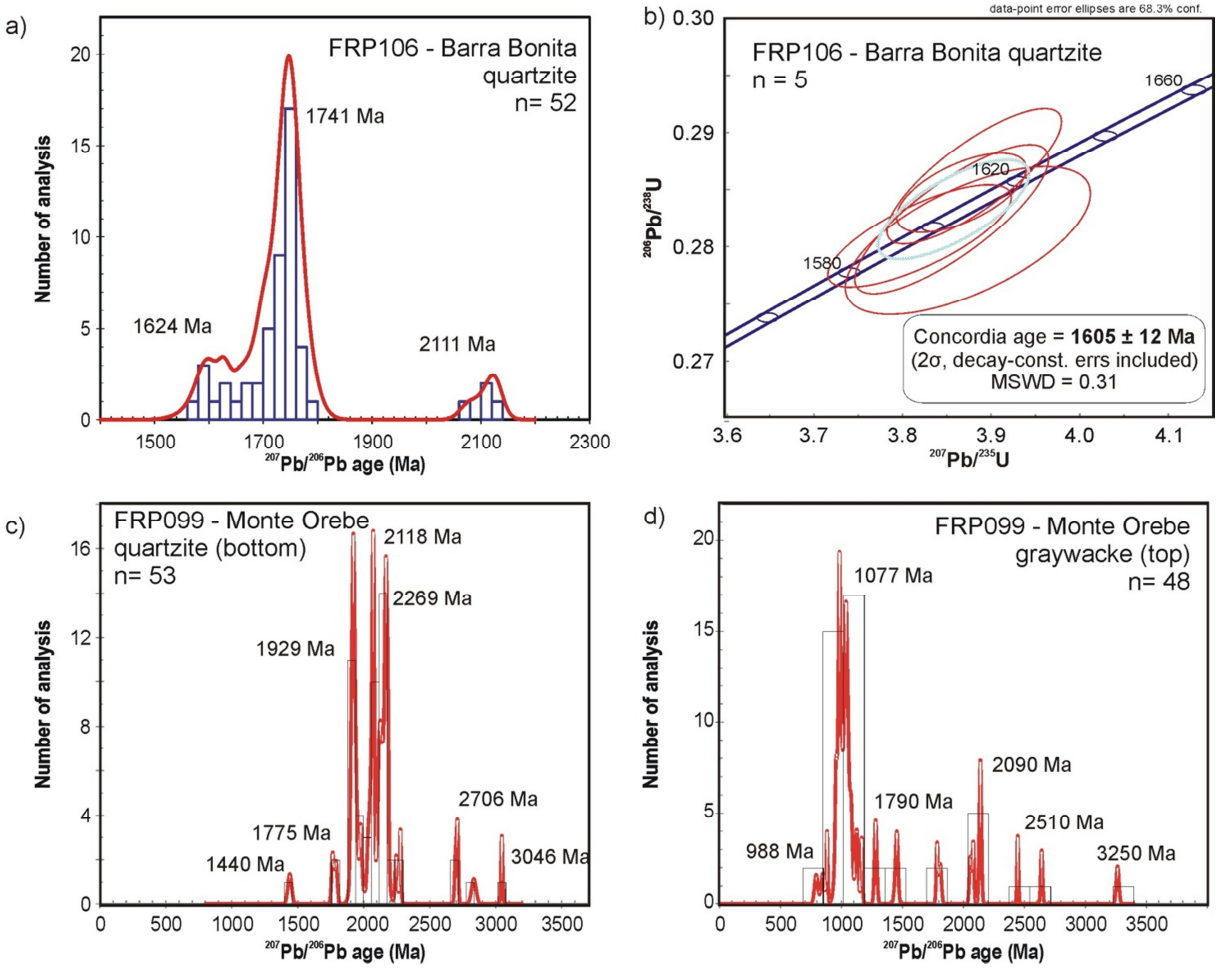


Figure 11.6 – Histograms and probability density plots of U-Pb detrital zircon ages of metasedimentary samples from the Riacho do Pontal Fold Belt.

This metagraywacke also shows a very simple provenance pattern, but unlike the other metasedimentary samples analyzed, the main U-Pb age peak is at about 1.0 Ga (Figure 11.6d). Minor peaks occur at 1.8, 2.1, 2.5 and 3.3 Ga. These ages are coherent with erosion of the Cariris Velhos Belt along with the basement of the Transversal Zone (Kozuch 2003, Brito Neves *et al.* 2005, Santos *et al.* 2010, Van Schmus *et al.* 2011). Thus, a very important shift in sedimentary provenance is marked between the base and the top of the Monte Orebe Complex metasedimentary sequence. While lower sediments, including the Barra Bonita Formation, come mostly from sources located within the São Francisco Craton towards south, the upper Monte Orebe Complex metagraywackes, which presumably are correlated to the Mandacaru Formation graywackes, contains Tonian zircons probably exclusively derived from the Cariris Velhos Belt and other basement sources towards north, i.e., from the hinterland. This could point to a major shift from a passive margin to an active margin basin deposition environment.

11.3.2. Sm-Nd

Novel Sm-Nd whole-rock data for metasedimentary and granitic rocks of the Riacho do Pontal Fold Belt are presented in Table 11.2, along with 5 older samples from Van Schmus *et al.* (1995, 2011). To facilitate the comparison between the Nd isotope signatures of the different successions, initial isotope ratios were recalculated to 600 Ma, the probable age of the peak of Brasiliano metamorphism in the area.

Figure 11.7 shows a Nd isotope evolution diagram for felsic and metasedimentary samples of the Riacho do Pontal Fold Belt. Mandacaru Formation samples (mostly from Van Schmus *et al.* 2011) yields $\varepsilon Nd_{(600\ Ma)}$ in a narrow range of moderately negative values, in between -2.6 and -7.9, and with T_{DM} in a similarly narrow Proterozoic range of 1.4 to 1.6 Ga; except for an acid metavolcanic sample which yielded a 1.8 Ga model age. These values are very similar to the Cariris Velhos Nd isotope data (Figure 11.7), thus suggesting the Internal Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt and the Alto Pajeú Domain of the Transversal Zone as the main source areas. Two Santa Filomena Complex samples also show similar T_{DM} (1.5 – 1.6 Ga) and $\varepsilon Nd_{(600\ Ma)}$ (-5.4 to -4.6), further reinforcing their correlation with other Cariris Velhos-related sequences within the Transversal Zone further north.

The Barra Bonita Formation samples show slightly different Sm-Nd isotopic data. T_{DM} range from 1.5 to 2.4 Ga, but are mostly older than 1.7 Ga. $\varepsilon Nd_{(600\ Ma)}$ range from -3.0 to -17.7. The older T_{DM} of 2.4 Ga and the lower value of $\varepsilon Nd_{(600\ Ma)}$ were obtained in a muscovite-quartzite (sample FRP106); coarse-grained samples are often biased towards specific source compositions (e.g. Frost & Winston 1987, Evans *et al.* 1991). Thus, there is a clear difference in sedimentary

provenance between the two units of the Casa Nova nappes: while the underlying Barra Bonita Formation must involve older source areas, probably contained within the basement of the São Francisco Craton further south, the overlying Mandacaru Formation involves mainly the reworking of Proterozoic sequences of the Internal Zone (hinterland of the fold belt), such as the Afeição Suite augen-gneiss and the Santa Filomena Complex. This shift is also observed in the differences of sedimentary provenance between the bottom and top sequences U-Pb detrital zircon age spectra of the Monte Orebe Complex metasedimentary rocks (Figure 11.6).

Two samples of the Rajada syn-collisional granites show Nd isotope data which are similar to the Mandacaru Formation, with $\varepsilon Nd_{(600\ Ma)}$ = -0.2 and -4.1 and T_{DM} = 1.3 and 1.4 Ga; this reinforces the suggestion that most of the Rajada granites are the result of melting of the Mandacaru metasedimentary rocks during the Brasiliano orogenic crustal thickening of the Riacho do Pontal Fold Belt (Angelim 1988, Santos & Silva Filho 1991).

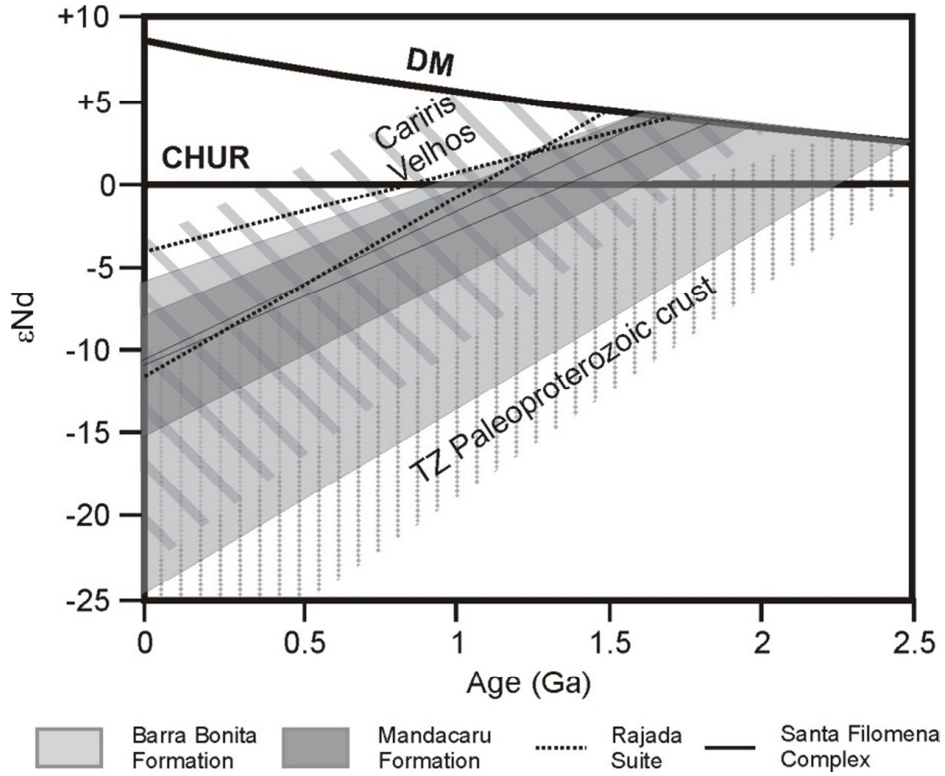


Figure 11.7 – Nd isotope evolution plots for mafic (a) and felsic (b) units of the Riacho do Pontal Fold Belt.

11.3.3. C, O and Sr isotope data

Sixteen samples from five different marble occurrences of the Barra Bonita Formation were analyzed for lithochemistry, carbon, oxygen and strontium isotope data (Table 11.3). Other 31

samples were collected from a 130-meter borehole from the Umbuzeiro area, and analyzed for carbon and oxygen isotopes (Table 11.4). Most of the samples are calcitic marbles showing high Sr concentrations (above 700 ppm), low Sr/Ca (<0.006) and Mn/Sr (<0.08) ratios, which suggest preservation of the original chemical and isotope features. Low $\delta^{18}O$, mostly in between -5 and -9 ‰, also attests for lack of secondary alteration.

Most of the $\delta^{13}C$ values fall within a small range between 0 and +2‰, although locally a slightly negative value of -0.2‰ and a very high value of +9.9‰ were found. For the Umbuzeiro borehole, $\delta^{13}C$ values remain constant for the whole 130 – meters section, around +0.3 to +0.9‰ (Figure 11.8). These mostly relatively homogeneous values might imply for deposition in an open sea environment, whose water column yielded a $\delta^{13}C$ value close to the Vienna Pee Dee Belemnite standard.

Values of $^{87}Sr/^{86}Sr$ values are also very homogeneous, in between 0.7074 and 0.7080. These strontium values are identical to those found in the Salitre Formation carbonates of the Una Group, deposited on the São Francisco Craton in the Bahia State (Figure 11.9; Misi & Veizer 1998). Thus, the isotopic composition of the carbonates support the hypothesis of chronocorrelation of the Barra Bonita Formation with the Una Group on the Cratonic domain, thus suggesting a wide passive margin environment in the northern São Francisco Craton margin in the late Neoproterozoic.

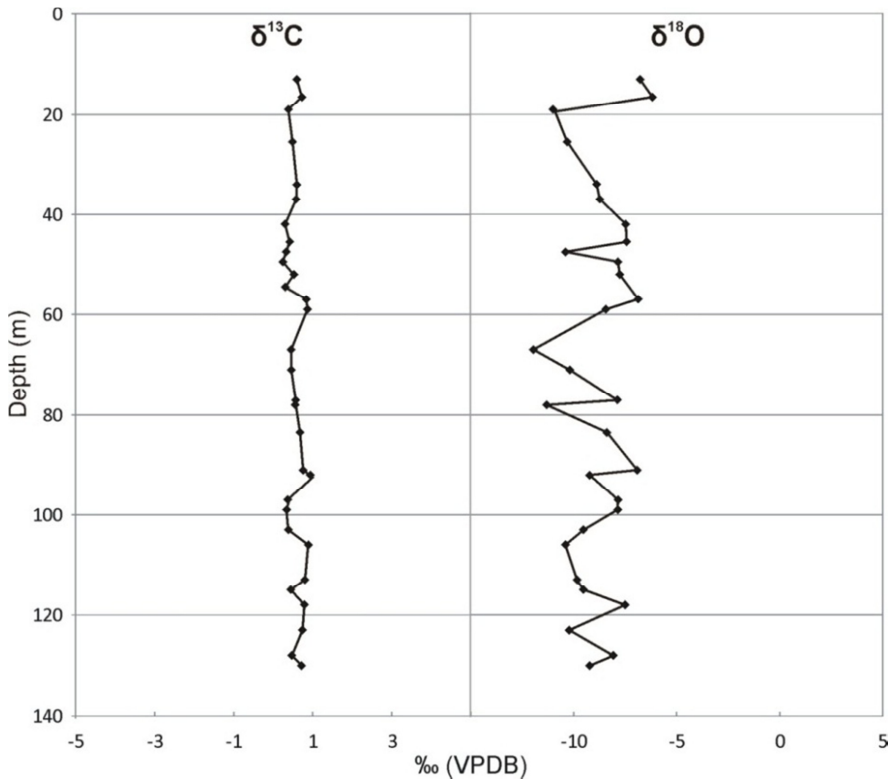


Figure 11.8 – Carbon and oxygen isotope profiles of marble samples from the Umbuzeiro region borehole.

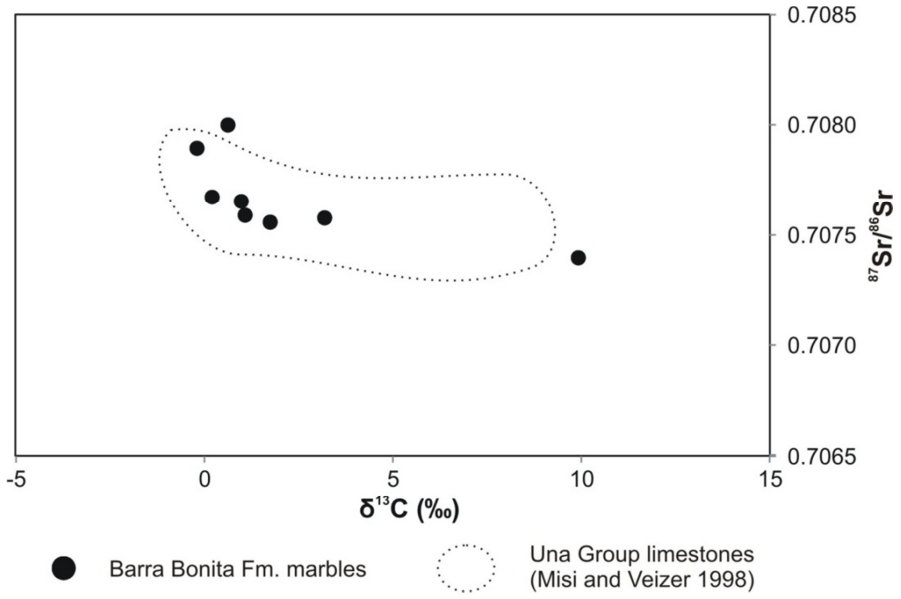


Figure 11.9 - Plot of C, O and Sr isotope data from the Barra Bonita Formation marbles, compared to the Una Group limestones.

11.4. Discussion and conclusions: Towards a tectonic model for the Riacho do Pontal Fold Belt

Based on the lithostratigraphic, litochemical, isotopic, geochronological and structural data collected thus far, it is possible to draw a first draft of a geodynamic evolution model for the Riacho do Pontal Fold Belt (Figure 11.10 and 11.11).

For the understanding of the geotectonic picture of this area to be fully appreciated, it is necessary to considerate also the geology of the surrounding areas, especially of the Transversal Zone and of the Sergipana fold belt of the Borborema Province. In this sense, it has long been regarded that the Riacho do Pontal Fold Belt area might represent a continuation of the Piancó – Alto Brígida and Seridó fold belts (e.g. Santos & Brito Neves 1984); Trompette (1994), on the other hand, consider this area as a continuation of the Sergipe-Oubanguides orogen to the east. Brito Neves *et al.* (2000) suggests that there is possibly a paleogeographic link between all of the precursor basins to these fold belts, even recognizing a probable triple junction point to the north of Sobradinho (BA); however these authors also recognize that the apparent alignment of these belts could be fortuitous and related to the Brasiliano deformation as a whole.

Despite the fact that there is still a lot of work to be done to reach the level of geological knowledge in order to accurately come up with a paleogeographic picture of the Borborema Province as a whole, we will assume the possibility of a triple junction system for the starting point

of late Neoproterozoic (post-Cariris Velhos) tectonic evolution in the southern and central parts of the Borborema Province, in the cartoons of figures 11.10 and 11.11. This scheme might be seen as a basic framework upon which new data can be brought to in order for the model to be tested.

a) ~900-820 Ma

Development of the triple junction rift system, due to the possible emplacement of a mantle plume that generated the Brejo Seco and São Francisco intrusions (Figure 11.10a and 11.11a). These mafic-ultramafic bodies intruded through mainly Cariris Velhos crust, which might represent a continuation of the Alto Pajeú terrane. Continental rifting evolved to a thinned continental margin, similar to the modern Red Sea Rift region, where mafic and ultramafic magmatism of the Paulistana Complex succedded at around 888 Ma.

As the East Pernambuco Shear Zone does not correspond to a major crustal boundary (Vauchez & Egydio-Silva 1995, Neves & Mariano 1999, Oliveira 2008) and most of the domains of the Transversal Zone east of the Alto Pajeú domain are composed mostly of Paleoproterozoic basement (Brito Neves *et al.* 2000, Van Schmus *et al.* 2008), for sake of simplicity, we consider all of these domains (Alto Pajeú, Alto Moxotó, Rio Capibaribe and Pernambuco-Alagoas) as a single continental unit named Pernambuco – Alagoas (PEAL) block at this time, although some vestigial late Neoproterozoic basins can also be found within some of these domains (Neves *et al.* 2009). The other two crustal blocks involved are the São Francisco Paleocontinent and the "Northern Borborema Block", which includes part of the Ceará Central Domain and the Rio Grande do Norte Domain to the west of the Seridó Fold Belt, which is composed mainly by Paleoproterozoic crust with some Archean inliers (Brito Neves *et al.* 2000, Van Schmus *et al.* 2008, Arthaud *et al.* 2008); the Médio Coreaú Domain is not included in this block.

Within the Sergipano Fold Belt, the Canindé domain is interpreted as a continental rift sequence by Oliveira & Tarney (1990), Carvalho (2005) and Oliveira *et al.* (2010). The Canindé gabbroic complex, intruded within metavolcanosedimentary sequences of this domain, is composed of layered olivine-gabbronorite, leucogabbro, anorthosite, troctolite, and minor pegmatitic gabbro, norite and peridotite (Oliveira *et al.* 2010), and thus presents a similar lithostratigraphy to that of the Brejo Seco Complex. However, U-Pb ages obtained for the Canindé Domain rocks range in between 715 and 620 Ma (Oliveira *et al.* 2010). These ages are somewhat younger than the time interval proposed for the triple junction development at the cartoons of Figure 11.10 and 11.11, although the age of the Brejo Seco Complex is yet not well constrained. Most probably, rifting of the northern São Francisco Craton margin was broadly diachronous and the evolution of these complexes might span the time intervals of Figure 11.10a and b.

b) ~ 820 – 630 Ma

With further stretching of the continental crust, passive margins are developed within the São Francisco, Northern Borborema and PEAL blocks (Figure 11.10b and 11.11b). Truly oceanic crust is developed as the Monte Orebe metabasalts in the Riacho do Pontal domain. Possible oceanic crust remnants are also exemplified by relict pillowed basalts in the Novo Gosto – Mulungu unit of the Canindé Domain (Oliveira *et al.* 2010), and perhaps in the Piancó-Alto Brígida domain (Brito Neves *et al.* 2000). The Rio Preto Domain, to the southeast, probably represents a failed arm of the rift system; this interpretation is contentious with the lithological content of the Canabravinha Formation, which represents the precursor basin to the fold belt (Caxito *et al.* 2012a).

Deposition of the Barra Bonita Formation and lower Monte Orebe Complex sediments place at this stage, when an extense passive margin was developed in the northern São Francisco Craton margin. The U-Pb detrital zircon age spectra and Sm-Nd isotopic data reinforces the erosion of the São Francisco Craton and its Mesoproterozoic covers (Chapada Diamantina Group) as the main source of the Barra Bonita Formation. Carbon, oxygen, and Sr isotope data of the Barra Bonita Formation marbles are very similar to those of the Salitre Formation of the Neoproterozoic Una Group, within the Chapada Diamantina region, thus suggesting a chrono-correlation between these units and a wide passive margin setting within this area.

c) ~630-620 Ma

Onset of subduction within the Transversal Zone, between the Northern Borborema and Alto Pajeú domains (Figure 11.10c and 11.11c; see also Brito Neves *et al.* 2005), leads to the intrusion of a multitude of high-K calc-alkaline metaluminous magmatic epidote-bearing plutons in the Transversal Zone, generally with no Eu anomalies, small Sr and P depletion, and plotting within the volcanic arc granite field in tectonic discrimination diagrams (Ferreira *et al.* 1998, 2004, Santos & Medeiros 1999, Kozuch 2003, Guimarães *et al.* 2004, Van Schmus *et al.* 2011). The age of these plutons cluster around 640-610 Ma and they show T_{DM} model ages in between 1.2 and 1.5 Ga, suggesting the mixing of Brasiliano-age mantle-derived material with older continental crust in an active continental margin setting (Van Schmus *et al.* 2011). These plutons are grouped within the Supersuite I (Brito Neves *et al.* 2000) or Stage I (Van Schmus *et al.* 2011) magmatism of the Borborema Province.

Coeval to the development of this probable continental margin arc, there is the extensive development of flysch sedimentation fronts in the Riacho do Pontal and Piancó-Alto Brígida basins. The Santana dos Garrotes metavolcanosedimentary sequence of the Piancó-Alto Brígida Fold Belt (Bittar 1998) display very similar lithostratigraphic features to the Mandacaru Formation; in effect, there is even a virtual continuity between the two units through the West Pernambuco Shear Zone

within the extreme northeastern portion of the Riacho do Pontal Fold Belt (Figure 11.1 and 11.2). The Santana dos Garrotes Formation is composed mainly by turbiditic metarhythmites and metagreywackes, with sparse metavolcanic intercalations. The youngest detrital zircon populations and the U-Pb ages of intercalated metavolcanics constrain the sedimentation of the Santana dos Garrotes Formation to about 625 Ma ago; an identical situation occur in the Seridó Fold Belt further north (Van Schmus *et al.* 1999, 2003, Kozuch 2003, Medeiros 2004), attesting for the importance of Stage I rocks as the source area. The Mandacaru Formation might have a similar age and provenance, as suggested by the Nd isotope data presented by Van Schmus *et al.* (2011). The metagraywackes of the upper Monte Orebe Complex show a distinct U-Pb detrital zircon age peak at 1.0 Ga, suggesting the importance of hinterland-derived debris at this stage. A similar situation also occurs in the Macururé and Capitão-Palestina sedimentary units of the Sergipano fold belt further southeast (Oliveira *et al.* 2006, 2010).

A minor subduction zone might also have developed between the São Francisco and PEAL blocks, marking the site were consumption of most of the Monte Orebe oceanic crust took place. Nevertheless, obducted oceanic crust slices, mainly T-MORB metabasalts, was preserved and mark the ancient site of this important suture zone.

d) ~620-575 Ma

With further closing of the intervening passive margin and oceanic basins, continental collision between all the blocks involved took place at about the end of the Neoproterozoic (Figure 11.10d and 11.11d). This is the time of major Brasiliano-age compressional deformation, nappe emplacement, metamorphism and migmatization throughout all of the Borborema Province (Brito Neves *et al.* 2000, Van Schmus *et al.* 2008).

Although few syn-collisional plutons of this stage (Stage II of Van Schmus *et al.* 2011) have been reported for the Transversal Zone, in the Riacho do Pontal Fold Belt the voluminous Rajada magmatism was developed. This magmatism is probably the result of major crustal melting due to nappe stacking upon the northern protuberance of the São Francisco Craton (Figure 11.10d), which approached the PEAL block in a high angle during the Brasiliano Orogeny. This protuberance constitutes a major buldge that caused the development of the Ponta da Serra syntaxis and a number of other structural features of the external zone of the Riacho do Pontal Fold Belt. In effect, geophysical survey have shown that the São Francisco Craton N –S trending structures can be recognized below the Casa Nova nappes until it is truncated by the Monte Orebe suture zone in the Central Zone of the fold belt (Oliveira 1998, 2008); thus deformation in the External Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt is mainly thin-skin and resulted from the south-verging detachment of the metasedimentary sequences upon the Cratonic substrate. The deformation reached hundreds of

kilometers within the cratonic interior, as thin-skin compressional folds that caused folding and faulting on the rocks of the Una Group further south (Danderfer *et al.* 1993).

e) ~575 – 530 Ma

After the final stages of collisional orogenesis, the Borborema Province went through a major stage of lateral block adjustment, which generated the major shear zone system that can be observed nowadays (Figure 11.10e and 11.11e; Ebert 1964, Vauchez *et al.* 1995). Shear zone development was apparently rooted in the Sobral / Pedro II or Transbrasiliano lineament, which acted as the source for the splay of E-W and NE-SW shear zones that pervades the Borborema Province. Most of these shear zones probably don't represent the site of ancient sutures, being related only to late-stage intra-lithospheric displacement (Oliveira 2008).

One probable consequence of this late-stage displacement on the West Pernambuco Shear Zone is the dismembering of the Cariris Velhos crust of the Internal Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt from its counterpart in the Alto Pajeú Domain of the Transversal Zone (Figure 11.10e). The São José do Caiano Domain in the extreme west of the Transversal Zone, which is made up of mainly Paleoproterozoic crust, probably represents a continuation of the Rio Grande do Norte Domain to the south of the Patos Shear Zone (Kozuch 2003, Brito Neves *et al.* 2005, Van Schmus *et al.* 2008). This domain was largely juxtaposed to the Internal Zone of the Riacho do Pontal Fold Belt by dextral movement on the West Pernambuco Shear Zone; however, most of these areas are covered by Phanerozoic sedimentary rocks of the Parnaíba Basin, and require further geological studies.

Along with the lateral escape movement of the late-stage shear zones, a number of late to post- collisional plutons were emplaced throughout all of the Borborema Province, being related to Stages III and IV magmatism of Van Schmus *et al.* (2011). In the Riacho do Pontal Fold Belt, those are well represented by the Serra da Aldeia / Caboclo and Serra da Esperança suites. Curiously, most of the Serra da Aldeia plutons outcrop within a NE-SW trend in the northwestern portion of the Riacho do Pontal Fold Belt, crosscutting both the Cariris Velhos aged rocks of the Internal Zone and the metasedimentary rocks of the Casa Nova Group near São Raimundo Nonato (PI). This shows a remarkable coincidence with the trend of the "Syenitoid Line" of Sial (1986) within the Alto Pajeú Domain (or Teixeira-Terra Nova high; Brito Neves *et al.* 2005) of the Transversal Zone. This linearity suggests an alignment of these two magmatic trends in a pre-West Pernambuco shear zone movement reconstitution. In effect, the linear arrange of most of the plutonic activity in the Riacho do Pontal and Alto Pajeú Domains might attest for a long-lived crustal weakness zone, which was re-activated for several times throughout the Neoproterozoic, both during the Cariris Velhos and Brasiliano orogenies (Brito Neves *et al.* 2005).

The tectonic model presented here for the evolution of the Riacho do Pontal Fold Belt involves a complete plate tectonics cycle, which we believe, can best account for the litostratigraphic, geochemical and isotopic characteristics of the constituents of the fold belt. However, some authors have presented a view that the Borborema, São Francisco / Congo, West Africa and Amazonian Cratons acted as a coherent continental block since Paleoproterozoic times (Neves 2003, Neves *et al.* 2009), as part of the Atlantica Supercontinent of Rogers (1996). However, the litochemical and isotopic characteristics of the Monte Orebe Complex clearly suggest an oceanic crust affinity for these rocks, indicating that basin formation evolved to the development of at least small tracts of oceanic lithosphere between the São Francisco and Borborema blocks during the late Neoproterozoic.

Although the interpretation presented here implies for some mobility of the constituting blocks of the southern Borborema Province during the Neoproterozoic, possibly the Pernambuco-Alagoas block didn't travelled very far after it became detached from the São Francisco Paleocontinent (Figure 11.10). In effect, apparently it was brought together to almost its original position by the end of the Brasiliano Orogeny – most likely due to entrapping of the smaller Borborema Province blocks in between the three major blocks involved in the collision - the São Francisco, Amazonian and West Africa Cratons. This situation would be similar to oceanic closure by introversion as proposed by Murphy & Nance (2003), i.e., a classical Wilson cycle were oceanic crust generated during continental breakup composes an interior ocean which is consumed during subsequent amalgamation, when the supercontinent turns "inside in". This is a distinct situation from that of extroversion or "inside out" oceanic closure, when the external margins of disperse continental fragments collide in radically distinct positions from those of pre-drift reconstructions, via the consumption of external oceans. This last condition is predominant for the amalgamation of most of Gondwana (Murphy & Nance 2003), but for the southern Borborema Province, we propose the introversion and turning inside in of interior ocean basins as the most viable hypothesis.

Thus, the Borborema Province could represent a collection of fragmented crustal blocks which were weakened by successive plate tectonics cycles during the Neoproterozoic (stretching and compression related to the Cariris Velhos and Brasiliano orogenies), never existing as a single crustal entity during these times, until they were finally squeezed together in between the older, keeled constituents of West Gondwana during the late Neoproterozoic.

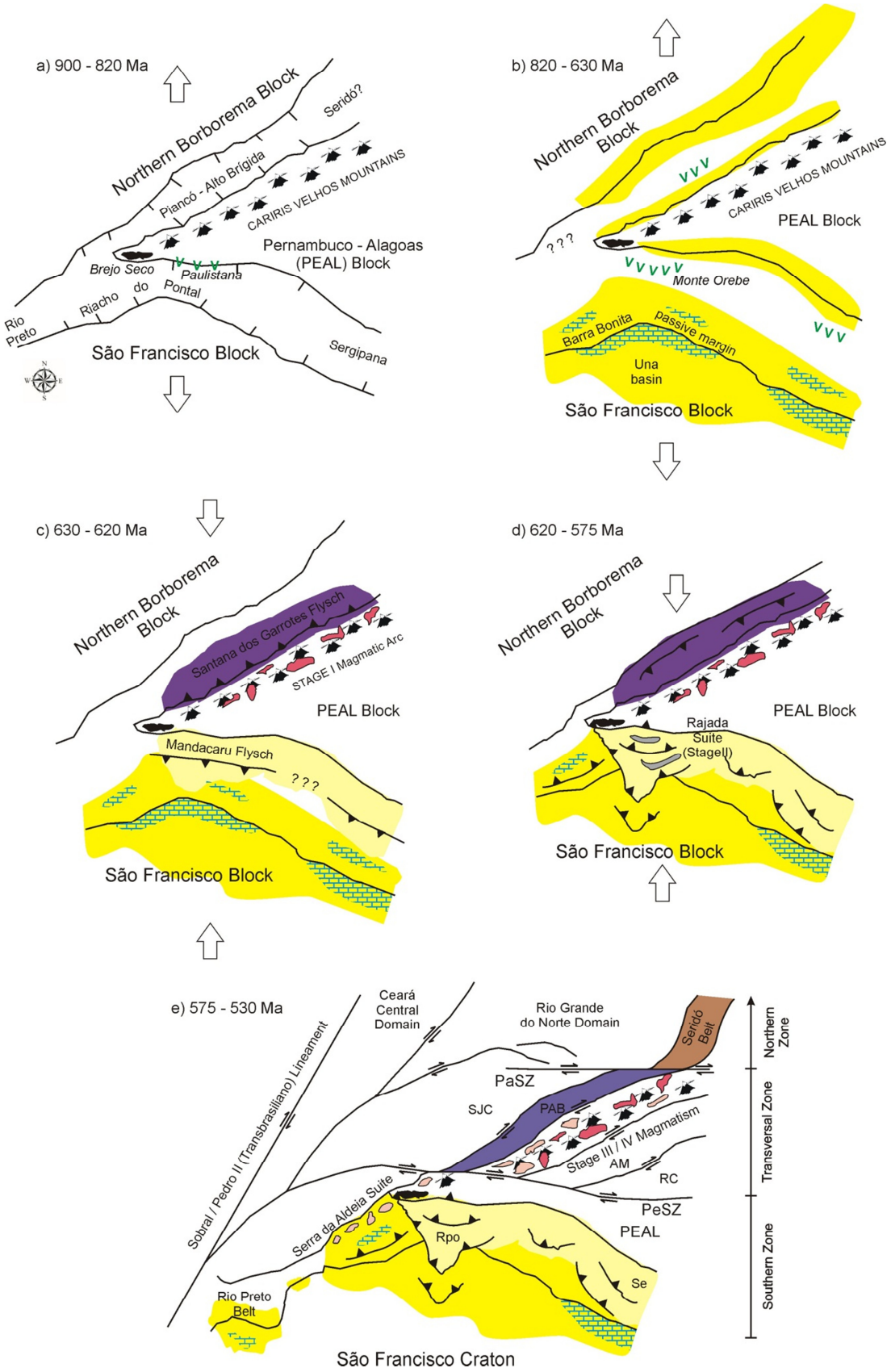


Figure 11.10 - Schematic cartoon of the proposed tectonic model for the Riacho do Pontal Fold Belt and adjoining areas. See text for details and data sources.

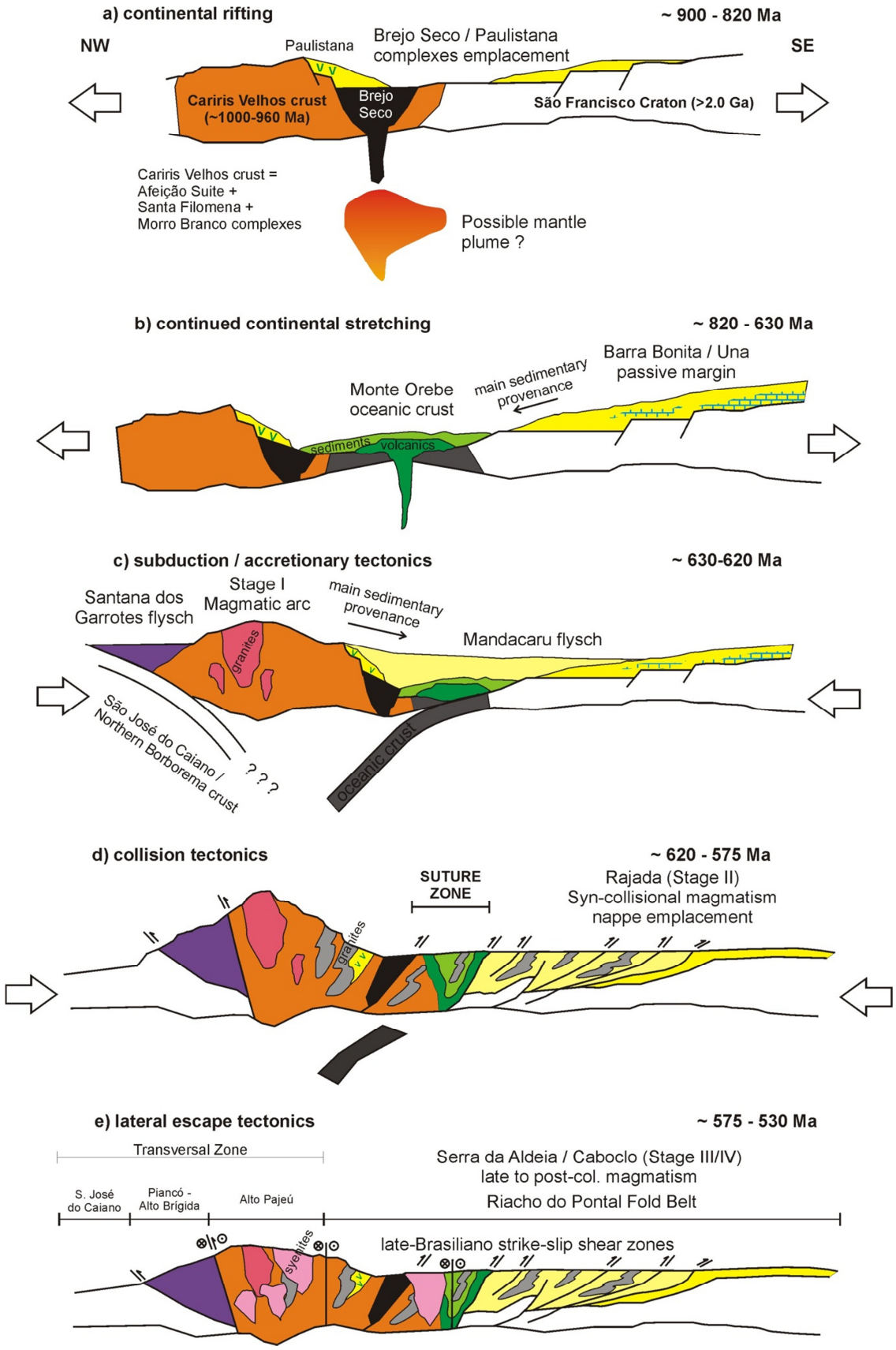


Figure 11.11 - Transect view of the Riacho do Pontal Fold Belt during each of the evolutive phases depicted in Figure 11.10. Note sedimentary provenance shift between stages b) and c).

APPENDIX 11.A: Materials and Methods

Sampling - Care was taken to select fresh samples free from weathering and whose protoliths suffered only apparently isochemical post-igneous transformations. Only the homogeneous parts of the samples were used (e.g. to avoid veins). In preparation for the Nd isotope analysis, samples were crushed in a press and then a fraction of the resulting fragments was powdered in a shatterbox. In preparation for C, O and Sr analysis, marble samples were slabbed and the most homogeneous domains were microdrilled, e.g. in order to avoid siliciclastic-rich laminae.

Sm-Nd analysis - The analysis were conducted both at the GEOTOP-UQÀM Research Center, Montréal, Canada, and at the Laboratório de Geocronologia, Universidade de Brasília, Brazil. Samples were dissolved in a HF-HNO_3 mixture in high-pressure Teflon® vessels. A ^{150}Nd-^{149}Sm tracer was added to determine Nd and Sm concentrations. The REE were then purified by cation exchange chromatography, and Sm and Nd were subsequently separated following the procedure of Pin & Zalduegui (1997) and Gioia & Pimentel (2000). The total procedural blanks are less than 150 pg. Sm and Nd analyses were done using a double filament assembly in a Thermo Scientific Triton Plus mass spectrometer at GEOTOP and in a Finnigan MAT-262 mass spectrometer at Universidade de Brasília, in both dynamic and static modes. The Sm and Nd concentrations and the ^{147}Sm/^{144}Nd ratios have an accuracy of 0.5% that corresponds to an average error on the initial ε_{Nd} value of ± 0.5 epsilon units, based on repeated measurements of standards JNdi, BCR-1 and BHVO-2 on both machines.

U-Pb analysis - Samples were crushed and powdered to about 500 μm and zircons were separated through standard magnetic and hand-picking techniques at Laboratório de Geocronologia, Universidade de Brasília, Brazil. Zircons were then mounted in an epoxy resin and analyzed by LA-ICP-MS in a Finnigan Neptune coupled to a Nd-YAG 213 nm laser ablation system. The U-Pb analysis follows the procedures outlined in Bühn *et al.* (2009). Ablation was done with 25-30 mm spots in raster mode, at a frequence of 9-13 Hz and intensity of 0.19-1.02 J/cm^2. The ablated material was carried by Ar (~0.90 L/min) and He (~0.40 L/min) in 40 cycles of 1 s each, following a standard-sample bracketing of three sample analysis between a blank and a GJ-1 zircon standard. Accuracy was controlled using the TEMORA-2 standard. Raw data was reduced using an in-house program and corrections were done for background, instrumental mass bias and common Pb. U-Pb ages were calculated using *Isoplot 3.7* (Ludwig 2008).

C and O isotope analyses – Circa 1 mg of each sample was attacked individually with H_3PO_4 after 1-hour heating at 90º C. The liberated CO_2 was then collected and analyzed together with an internal reference gas in a Nu Perspective gas source mass spectrometer at the Stable Isotope Laboratory, McGill University. Samples were calibrated to the *Vienna Pee Dee Belemnite* (VPDB) using standards NCM, IAEACO1, SARN40 and COQ1. Precision is around 0.05‰ (1σ) for both $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$. The 31 borehole samples were analyzed at the Laboratório de Isótopos Estáveis of the Universidade Federal de Pernambuco (LABISE – UFPE) using similar procedures, in a VG Isotech SIRA II mass spectrometer, using the internal reference gas BSC (Borborema Skarn Calcite), calibrated against standards NBS-18, NBS-19 and NBS-20. Precision is around 0.1‰ (1σ) for both $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$.

Sr isotope and marble lithochemistry analysis - Approximately 15 mg of each sample was leached sequentially twice in 1.0 ml 0.2M ammonium acetate, for half hour, in order to remove loosely bound Sr cations, including radiogenic ^{87}Sr derived from ^{87}Rb decay (Montañez *et al.* 1996, Bailey *et al.* 2000, Halverson *et al.* 2007). Samples were then washed three times using ultrapure H_2O, and then reacted for 2h in 1.0 ml 0.5M acetic acid. After centrifuging, approximately 0.9 ml of dissolved sample was recovered and placed in a Teflon® beaker. This procedure recovers only the calcite fraction of the sample. Samples were then dried down and dissolved in 1.0 ml 3N HNO_3, from which a 0.5 ml aliquot was separated and diluted with ultra-pure water to about 0.3N HNO_3 for concentration analysis. Sr was separated from the remaining half of the sample via standard chromatographic techniques using EIChroM Sr-spec resin and eluted with ultrapure H_2O. This procedure was repeated twice to ensure that no Rb remained in the samples. Sr isotope ratios were analyzed by thermal ionization mass spectrometry (TIMS) on a Thermo Scientific Triton Plus multicollector mass spectrometer operating in static mode at the Radiogenic Isotope Geochemistry Laboratory at GEOTOP–UQàM. All data were corrected for internal mass bias using $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$. Repeated measurements of the NBS SRM 987 standard yielded a long-term average of 0.710250 ± 0.000012 (n = 56). The aliquots which were separated for concentration analysis were analyzed via ICP-AES (Induced Couple Plasma – Atomic Emission Spectrometry) in the Department of Chemical Engineering, McGill University.

Table 11.1 – U-Pb zircon data (LA-ICP-MS). Zircons are arranged by increasing $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages.

Sample FRP005 – Rajada Suite orthogneiss

	Concentrations		Isotope ratios									Apparent ages (Ma)						
Zircon	U (ppm)	Th/U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206}%	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{205}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{208}U$	1σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{205}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{208}U$	1σ(%)	Conc (%)
023-Z14	296	0.06	85	20.56	0.063556	0.66	0.9012	1.12	0.102842	0.72	0.70	727	14	652	5	631	5	87
046-Z28	306	0.08	93	18.71	0.063654	0.44	0.9141	0.89	0.104146	0.63	0.78	730	9	659	4	639	5	87
010-Z5	390	0.06	94	18.56	0.064736	0.46	0.9324	0.88	0.104459	0.62	0.76	766	10	669	4	640	5	84
039-Z23	177	0.49	107	16.37	0.065542	0.63	0.9326	0.99	0.103204	0.63	0.66	792	13	669	5	633	5	80
018-Z11	397	0.08	95	18.28	0.066740	1.05	0.9710	1.44	0.105517	0.81	0.76	830	22	689	7	647	6	78
030-Z18	262	0.09	96	18.09	0.067344	0.80	0.9896	1.07	0.106577	0.59	0.67	848	16	699	5	653	4	77
041-Z25	249	0.05	82	21.05	0.073927	0.77	1.1437	1.11	0.112201	0.63	0.58	1039	15	774	6	686	5	66
034-Z20	237	0.10	80	21.48	0.078128	0.58	1.2689	1.00	0.117792	0.64	0.70	1150	11	832	6	718	6	62

Sample FRP015 – Rajada Suite orthogneiss

	Concentrations		Isotope ratios									Apparent ages (Ma)						
Zircon	U (ppm)	Th/U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206}%	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{205}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{208}U$	1σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{205}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{208}U$	1σ(%)	Conc (%)
034-Z24	78	0.01	440	4.04	0.058421	30.14	0.7476	30.50	0.092808	4.64	0.15	546	659	567	132	572	25	105
052-Z29	308	0.17	920	1.90	0.069084	0.86	1.1639	1.15	0.122188	0.75	0.62	901	18	784	6	743	5	82
053-Z30	409	0.22	506	3	0.069710	3.70	1.0622	3.99	0.110517	1.44	0.36	920	74	735	21	676	10	73
033-Z17	893	0.21	529	3.33	0.069810	1.88	1.0680	3.40	0.110952	2.74	0.82	923	38	738	18	678	18	74
018-Z13	12	0.00	12628	0.14	0.070859	5.15	1.0636	7.34	0.108859	5.22	0.71	953	102	736	38	666	33	70
036-Z26	39	0.77	89459	0.02	0.071174	1.69	1.5489	1.97	0.157830	1.02	0.75	962	34	950	12	945	9	98
042-Z24N	675	0.22	760	2.30	0.071329	2.90	1.1849	3.19	0.120481	1.29	0.64	967	58	794	17	733	9	76
014-Z9	107	0.31	123775	0.01	0.071392	0.44	1.5636	0.82	0.158846	0.69	0.81	969	9	956	5	950	6	98
016-Z11	36	0.32	35243	0.05	0.071581	1.88	1.5944	2.18	0.161551	1.09	0.74	974	38	968	14	965	10	99
025-Z17	80	0.69	104196	0.02	0.071882	0.92	1.5531	1.24	0.156704	0.83	0.64	983	19	952	8	938	7	96
007-Z4	51	0.29	67471	0.03	0.071937	0.74	1.5606	1.11	0.157344	0.83	0.72	984	15	955	7	942	7	96
008-Z5	32	0.31	14101	0.12	0.076174	1.35	1.3387	2.56	0.127462	2.18	0.85	1100	27	863	15	773	16	70
047-Z26	358	0.52	2394	0.72	0.077238	0.82	1.5053	1.85	0.141346	1.66	0.89	1127	16	933	11	852	13	76
040-Z22	115	0.20	37153	0.05	0.080068	1.20	1.6096	1.77	0.145798	1.30	0.72	1199	24	974	11	877	11	73

022-Z11	262	0.22	1089	1.58	0.081194	0.77	1.7198	1.31	0.153619	1.06	0.79	1226	15	1016	8	921	9	75
023-Z12	593	0.32	1852	0.93	0.083772	2.00	1.6911	2.74	0.146412	1.87	0.68	1287	39	1005	17	881	15	68

FRP106 – Barra Bonita Formation quartzite

	Concentrations		Isotope ratios									Apparent ages (Ma)						
Zircon	U (ppm)	Th/U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206}%	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{205}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{208}U$	1σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{205}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{208}U$	1σ(%)	Conc (%)
~~004-Z01~~	~~86~~	~~0.58~~	~~1002~~	~~1.698~~	~~0.113037~~	~~0.77~~	~~2.7035~~	~~1.52~~	~~0.173463~~	~~1.31~~	~~0.86~~	~~1849~~	~~14~~	~~1329~~	~~11~~	~~1031~~	~~13~~	~~56~~
~~016-Z11~~	~~115~~	~~0.65~~	~~2495~~	~~0.674~~	~~0.108226~~	~~1.50~~	~~2.8902~~	~~1.86~~	~~0.193688~~	~~1.10~~	~~0.75~~	~~1770~~	~~27~~	~~1379~~	~~14~~	~~1141~~	~~11~~	~~64~~
~~066-Z50~~	~~47~~	~~0.47~~	~~53961~~	~~0.031~~	~~0.102357~~	~~2.31~~	~~3.1372~~	~~2.69~~	~~0.222289~~	~~1.39~~	~~0.73~~	~~1667~~	~~43~~	~~1442~~	~~21~~	~~1294~~	~~16~~	~~78~~
059-Z45	49	0.68	65283	0.025	0.102353	0.96	3.8046	1.46	0.269595	1.10	0.74	1667	18	1594	12	1539	15	92
056-Z42	43	0.64	48948	0.033	0.098598	1.45	3.8193	1.79	0.280942	1.05	0.75	1598	27	1597	14	1596	15	100
018-Z13	29	0.59	49728	0.032	0.099015	1.09	3.8556	1.87	0.282415	1.52	0.81	1606	20	1604	15	1604	22	100
024-Z17	91	0.81	138007	0.012	0.098494	0.96	3.8666	1.25	0.284717	0.80	0.61	1596	18	1607	10	1615	11	101
049-Z37	17	0.83	15519	0.103	0.100146	1.80	3.8738	2.36	0.280543	1.52	0.64	1627	34	1608	19	1594	21	98
048-Z36	24	0.58	22126	0.073	0.104820	1.45	3.8767	2.23	0.268239	1.68	0.75	1711	27	1609	18	1532	23	90
034-Z25	35	0.71	75227	0.021	0.098361	0.97	3.8810	1.68	0.286167	1.36	0.81	1593	18	1610	14	1622	20	102
046-Z34	65	0.64	67437	0.024	0.102007	1.32	3.8876	1.53	0.276407	0.78	0.67	1661	24	1611	12	1573	11	95
035-Z26	19	0.68	15151	0.105	0.097280	1.60	3.9098	2.30	0.291491	1.65	0.71	1573	30	1616	19	1649	24	105
~~017-Z12~~	~~17~~	~~0.68~~	~~60114~~	~~0.026~~	~~0.097344~~	~~3.63~~	~~3.9209~~	~~4.89~~	~~0.292127~~	~~3.28~~	~~0.67~~	~~1574~~	~~68~~	~~1618~~	~~40~~	~~1652~~	~~48~~	~~105~~
069-Z53	216	0.63	81240	0.020	0.101556	0.96	3.9285	1.30	0.280553	0.87	0.64	1653	18	1620	10	1594	12	96
075-Z57	331	0.72	328826	0.005	0.100202	0.56	3.9650	0.93	0.286990	0.75	0.77	1628	10	1627	8	1626	11	100
030-Z23	92	0.52	16243	0.099	0.106525	2.27	4.0344	2.83	0.274678	1.70	0.77	1741	42	1641	23	1565	24	90
045-Z33	113	0.65	155193	0.010	0.103695	0.71	4.0665	1.04	0.284419	0.76	0.70	1691	13	1648	8	1614	11	95
~~026-Z19~~	~~985~~	~~0.33~~	~~199~~	~~8.926~~	~~0.305859~~	~~5.86~~	~~4.1398~~	~~9.56~~	~~0.098164~~	~~7.55~~	~~0.93~~	~~3500~~	~~91~~	~~1662~~	~~78~~	~~604~~	~~44~~	~~17~~
039-Z30	34	1.79	46894	0.034	0.106028	0.76	4.1563	1.08	0.284304	0.77	0.68	1732	14	1665	9	1613	11	93
078-Z60	70	0.84	13492	0.118	0.109554	1.09	4.2262	1.51	0.279779	1.05	0.68	1792	20	1679	12	1590	15	89
077-Z59	61	0.64	87842	0.018	0.106804	0.90	4.2469	1.20	0.288393	0.79	0.63	1746	17	1683	10	1633	11	94
065-Z49	119	0.48	128576	0.012	0.106728	0.76	4.2558	1.05	0.289204	0.73	0.66	1744	14	1685	9	1638	11	94
079-Z61	73	0.68	73467	0.022	0.107527	0.79	4.2754	1.11	0.288378	0.78	0.67	1758	14	1689	9	1633	11	93
027-Z20	21	0.48	36224	0.044	0.104899	1.62	4.2770	2.02	0.295710	1.21	0.59	1713	30	1689	17	1670	18	98
057-Z43	26	0.57	14202	0.111	0.104147	1.43	4.2928	2.01	0.298948	1.41	0.69	1699	26	1692	17	1686	21	99

~~020-Z15~~	~~39~~	~~0.48~~	~~91275~~	~~0.017~~	~~0.101428~~	~~1.81~~	~~4.3000~~	~~2.11~~	~~0.307478~~	~~1.09~~	~~0.68~~	~~1650~~	~~34~~	~~1693~~	~~17~~	~~1728~~	~~16~~	~~105~~
076-Z58	95	0.72	16115	0.099	0.108150	1.47	4.3057	1.70	0.288745	0.84	0.67	1768	27	1694	14	1635	12	92
054-Z40	164	0.69	63868	0.025	0.107187	0.73	4.3149	1.00	0.291965	0.68	0.64	1752	13	1696	8	1651	10	94
074-Z56	78	0.58	132985	0.012	0.106893	0.70	4.3181	1.13	0.292980	0.88	0.76	1747	13	1697	9	1656	13	95
008-Z05	211	0.26	707103	0.002	0.104338	0.62	4.3396	0.93	0.301653	0.70	0.71	1703	11	1701	8	1700	10	100
058-Z44	100	0.58	65779	0.024	0.106351	0.73	4.3731	1.05	0.298228	0.76	0.69	1738	13	1707	9	1683	11	97
068-Z52	30	0.57	52146	0.030	0.106846	0.95	4.3784	1.95	0.297205	1.70	0.87	1746	17	1708	16	1677	25	96
~~063-Z47~~	~~14~~	~~0.85~~	~~21130~~	~~0.074~~	~~0.103881~~	~~4.65~~	~~4.3855~~	~~5.79~~	~~0.306185~~	~~3.45~~	~~0.59~~	~~1695~~	~~86~~	~~1710~~	~~48~~	~~1722~~	~~52~~	~~102~~
014-Z09	180	0.51	246299	0.006	0.106861	0.91	4.3896	1.26	0.297926	0.87	0.67	1747	17	1710	10	1681	13	96
055-Z41	59	0.58	130718	0.012	0.107181	0.93	4.3948	1.36	0.297389	0.99	0.71	1752	17	1711	11	1678	15	96
006-Z03	45	1.02	121108	0.013	0.105910	1.27	4.3978	1.56	0.301161	0.92	0.75	1730	23	1712	13	1697	14	98
067-Z51	115	0.64	153052	0.010	0.107436	0.70	4.4152	0.99	0.298060	0.70	0.67	1756	13	1715	8	1682	10	96
050-Z38	43	0.61	15500	0.102	0.105594	1.91	4.4213	2.26	0.303672	1.21	0.73	1725	35	1716	19	1709	18	99
005-Z02	44	0.55	50014	0.031	0.105826	0.88	4.4261	1.35	0.303340	1.03	0.74	1729	16	1717	11	1708	15	99
038-Z29	46	0.54	39951	0.039	0.106238	0.90	4.4319	1.49	0.302562	1.19	0.79	1736	17	1718	12	1704	18	98
060-Z46	122	0.58	99390	0.016	0.107645	1.23	4.4572	1.45	0.300309	0.78	0.64	1760	22	1723	12	1693	12	96
015-Z10	61	0.45	23979	0.066	0.107560	1.06	4.4599	1.44	0.300730	0.97	0.66	1758	19	1724	12	1695	14	96
073-Z55	46	0.52	56326	0.028	0.108796	0.82	4.4692	1.41	0.297933	1.15	0.81	1779	15	1725	12	1681	17	94
009-Z06	37	0.70	68365	0.023	0.106214	0.97	4.4899	1.43	0.306586	1.06	0.72	1735	18	1729	12	1724	16	99
007-Z04	44	0.59	64691	0.024	0.105397	1.27	4.5098	1.62	0.310331	1.00	0.60	1721	23	1733	13	1742	15	101
044-Z32	85	0.91	219283	0.007	0.107342	0.77	4.5185	1.10	0.305301	0.79	0.68	1755	14	1734	9	1718	12	98
033-Z24	148	0.59	245878	0.006	0.108461	1.02	4.5211	1.29	0.302323	0.79	0.58	1774	19	1735	11	1703	12	96
019-Z14	160	0.55	293089	0.005	0.104673	0.81	4.5297	1.06	0.313855	0.69	0.60	1709	15	1736	9	1760	11	103
047-Z35	51	0.66	66727	0.024	0.107834	0.98	4.5622	1.22	0.306846	0.72	0.55	1763	18	1742	10	1725	11	98
064-Z48	27	0.51	32101	0.049	0.106901	1.35	4.5701	2.06	0.310054	1.55	0.75	1747	25	1744	17	1741	24	100
043-Z31	32	0.70	14096	0.111	0.106450	1.28	4.5779	1.80	0.311900	1.26	0.69	1740	23	1745	15	1750	19	101
037-Z28	59	0.52	57184	0.027	0.106528	1.05	4.5887	1.33	0.312409	0.81	0.58	1741	19	1747	11	1753	12	101
010-Z07	97	0.52	133897	0.012	0.104745	1.51	4.6336	1.87	0.320840	1.11	0.75	1710	28	1755	16	1794	17	105
029-Z22	179	0.56	320050	0.005	0.107433	0.99	4.6417	1.36	0.313355	0.93	0.66	1756	18	1757	11	1757	14	100
013-Z08	51	0.90	23054	0.067	0.106766	1.10	4.8705	1.42	0.330857	0.91	0.61	1745	20	1797	12	1843	15	106
070-Z54	174	0.55	206700	0.007	0.128518	0.94	6.4153	1.21	0.362033	0.75	0.72	2078	17	2034	11	1992	13	96

036-Z27	228	0.34	3591	0.421	0.131580	1.11	6.6551	1.47	0.366829	0.96	0.75	2119	19	2067	13	2014	17	95
023-Z16	77	0.48	186103	0.008	0.131177	0.99	6.9399	1.28	0.383703	0.81	0.60	2114	17	2104	11	2094	15	99
053-Z39	98	0.21	86685	0.017	0.132194	0.75	7.0338	1.03	0.385904	0.70	0.64	2127	13	2116	9	2104	13	99
~~025-Z18~~	~~668~~	~~0.10~~	~~14072~~	~~0.107~~	~~0.157208~~	~~0.79~~	~~8.2088~~	~~1.02~~	~~0.378706~~	~~0.66~~	~~0.59~~	~~2426~~	~~13~~	~~2254~~	~~9~~	~~2070~~	~~12~~	~~85~~

FRP099 –Monte Orebe Complex quartzite

	Concentrations		Isotope ratios									Apparent ages (Ma)						
Zircon	U (ppm)	Th/U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206}%	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{205}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{208}U$	1σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{205}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{208}U$	1σ(%)	Conc (%)
020-Z15	304	0.48	622252	0.003	0.090689	0.74	2.9740	0.96	0.237839	0.61	0.78	1440	14	1401	7	1375	8	98
005-Z02	130	0.56	155094	0.010	0.107897	0.47	4.4455	0.92	0.298823	0.80	0.84	1764	9	1721	8	1685	12	98
050-Z38	151	0.40	489507	0.003	0.109428	0.55	4.5815	0.92	0.303656	0.74	0.88	1790	10	1746	8	1709	11	98
008-Z05	85	0.44	3272	0.479	0.116570	0.41	4.9651	1.10	0.308915	1.01	0.92	1904	7	1813	9	1735	15	96
059-Z45	47	0.43	103385	0.015	0.117190	0.58	5.3011	1.08	0.328073	0.90	0.82	1914	10	1869	9	1829	14	98
017-Z12	37	0.37	111218	0.014	0.117259	0.61	5.4715	1.05	0.338421	0.85	0.79	1915	11	1896	9	1879	14	99
036-Z27	48	0.46	120437	0.013	0.117372	1.39	5.2774	1.65	0.326102	0.89	0.75	1917	25	1865	14	1819	14	98
037-Z28	51	0.39	83849	0.019	0.117376	0.50	5.2604	0.91	0.325040	0.75	0.81	1917	9	1862	8	1814	12	97
044-Z32	41	0.46	118486	0.013	0.117608	0.66	5.2620	1.02	0.324501	0.77	0.73	1920	12	1863	9	1812	12	97
070-Z54	159	0.48	399614	0.004	0.117652	0.43	5.2895	0.68	0.326070	0.52	0.79	1921	8	1867	6	1819	8	97
027-Z20	66	0.74	178866	0.009	0.117982	0.50	5.0220	0.78	0.308718	0.61	0.72	1926	9	1823	7	1734	9	95
035-Z26	29	0.43	52779	0.030	0.118003	0.83	5.1651	1.40	0.317455	1.13	0.80	1926	15	1847	12	1777	18	96
014-Z09	79	0.44	135495	0.011	0.118008	0.42	5.4657	0.72	0.335919	0.59	0.77	1926	7	1895	6	1867	10	99
038-Z29	17	1.18	32407	0.048	0.118523	1.13	5.1326	2.07	0.314078	1.73	0.83	1934	20	1842	18	1761	27	96
004-Z01	64	0.73	87830	0.018	0.118924	0.59	5.5975	1.01	0.341368	0.82	0.79	1940	11	1916	9	1893	13	99
025-Z18	49	0.43	42405	0.037	0.118980	0.65	5.2916	1.06	0.322563	0.84	0.77	1941	12	1868	9	1802	13	97
054-Z40	129	0.30	221208	0.007	0.121487	0.43	5.7351	0.95	0.342383	0.84	0.88	1978	8	1937	8	1898	14	98
056-Z42	46	0.33	78502	0.020	0.121603	1.15	5.7593	1.54	0.343496	1.03	0.84	1980	20	1940	13	1903	17	98
046-Z34	111	0.39	143779	0.011	0.125473	0.75	5.7402	0.96	0.331798	0.60	0.76	2035	13	1937	8	1847	10	95
045-Z33	89	0.49	217654	0.007	0.125726	0.56	5.9916	0.84	0.345636	0.63	0.69	2039	10	1975	7	1914	10	97
068-Z52	71	0.44	171350	0.009	0.126775	0.42	6.1671	0.83	0.352813	0.71	0.84	2054	7	2000	7	1948	12	97
067-Z51	64	0.40	142194	0.010	0.127603	0.43	6.8293	0.84	0.388161	0.72	0.84	2065	8	2090	7	2114	13	101
048-Z36	68	0.38	185061	0.008	0.127765	0.41	6.2651	0.84	0.355646	0.73	0.85	2067	7	2014	7	1962	12	97

057-Z43	163	0.22	363289	0.004	0.127904	0.40	6.1904	0.90	0.351019	0.80	0.88	2069	7	2003	8	1939	13	97
007-Z04	40	0.50	100295	0.015	0.127974	0.38	6.2467	0.94	0.354021	0.86	0.91	2070	7	2011	8	1954	15	97
016-Z11	49	0.80	176193	0.009	0.128063	0.97	6.4268	1.23	0.363976	0.75	0.80	2072	17	2036	11	2001	13	98
069-Z53	138	0.37	446199	0.003	0.128321	0.37	6.1274	0.90	0.346321	0.82	0.90	2075	7	1994	8	1917	14	96
076-Z58	116	0.44	213273	0.007	0.128337	0.54	6.7343	0.86	0.380575	0.68	0.88	2075	9	2077	8	2079	12	100
028-Z21	244	0.54	561703	0.003	0.128563	0.27	6.3628	0.59	0.358948	0.52	0.85	2078	5	2027	5	1977	9	98
053-Z39	127	0.33	463946	0.003	0.130594	0.49	6.7817	0.98	0.376632	0.85	0.85	2106	9	2083	9	2061	15	99
075-Z57	83	0.74	186100	0.008	0.131294	0.34	6.8293	0.84	0.377248	0.77	0.90	2115	6	2090	7	2063	14	99
030-Z23	42	0.55	72562	0.021	0.131987	0.97	6.5081	1.31	0.357619	0.88	0.84	2125	17	2047	12	1971	15	96
015-Z10	185	0.06	197885	0.008	0.132104	0.35	6.8259	0.94	0.374753	0.87	0.92	2126	6	2089	8	2052	15	98
018-Z13	31	0.37	58415	0.026	0.132664	0.62	6.7512	0.98	0.369086	0.75	0.74	2134	11	2079	9	2025	13	97
073-Z55	106	0.20	40230	0.037	0.133122	0.96	7.0662	1.20	0.384975	0.71	0.55	2140	17	2120	11	2099	13	99
013-Z08	154	0.23	8393	0.178	0.133307	0.76	7.1690	1.07	0.390035	0.76	0.67	2142	13	2133	10	2123	14	100
074-Z56	50	0.32	107649	0.014	0.133558	0.48	7.0251	0.91	0.381489	0.77	0.83	2145	8	2115	8	2083	14	99
078-Z60	57	0.27	108837	0.014	0.134617	0.38	7.1523	0.79	0.385340	0.69	0.85	2159	7	2131	7	2101	12	99
024-Z17	107	0.31	229793	0.007	0.135042	0.40	6.8240	0.69	0.366497	0.56	0.76	2165	7	2089	6	2013	10	96
023-Z16	199	0.35	597515	0.003	0.135339	0.35	6.6300	0.66	0.355292	0.56	0.80	2168	6	2063	6	1960	9	95
039-Z30	57	0.17	130774	0.012	0.135446	0.49	6.8840	0.93	0.368616	0.79	0.83	2170	9	2097	8	2023	14	96
026-Z19	78	0.21	102810	0.015	0.135508	0.72	6.8670	0.93	0.367539	0.60	0.79	2171	12	2094	8	2018	10	96
049-Z37	47	0.24	179782	0.008	0.135707	0.62	7.0800	1.04	0.378381	0.84	0.78	2173	11	2122	9	2069	15	98
010-Z07	140	0.21	385155	0.004	0.135976	0.40	7.5177	0.76	0.400980	0.65	0.89	2177	7	2175	7	2174	12	100
029-Z22	40	0.33	38846	0.039	0.136170	1.19	6.7051	1.63	0.357129	1.11	0.67	2179	21	2073	14	1969	19	95
009-Z06	33	0.66	83953	0.018	0.136387	0.51	7.1639	1.04	0.380956	0.91	0.86	2182	9	2132	9	2081	16	98
058-Z44	194	0.55	559144	0.003	0.136578	0.34	7.2838	0.77	0.386790	0.70	0.88	2184	6	2147	7	2108	13	98
077-Z59	44	0.24	116207	0.013	0.141636	0.51	7.8662	0.92	0.402801	0.77	0.81	2247	9	2216	8	2182	14	98
047-Z35	113	0.32	292930	0.005	0.144198	0.34	7.9342	0.66	0.399065	0.57	0.82	2278	6	2224	6	2165	11	97
055-Z41	133	0.28	381607	0.004	0.184958	0.49	12.7190	0.94	0.498745	0.81	0.84	2698	8	2659	9	2608	17	98
065-Z49	196	1.04	416271	0.003	0.186492	0.37	12.4193	0.64	0.482987	0.51	0.74	2711	6	2637	6	2540	11	96
064-Z48	236	0.29	356262	0.004	0.200997	1.03	14.8708	1.52	0.536594	1.11	0.72	2834	17	2807	14	2769	25	99
034-Z25	91	0.47	237318	0.005	0.229198	0.39	18.4229	0.96	0.582968	0.88	0.90	3046	6	3012	9	2961	21	98

FRP294 – Monte Orebe Complex metagraywacke

	Concentrations		Isotope ratios									Apparent ages (Ma)						
Zircon	U (ppm)	Th/U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	f_{206}%	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{205}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{208}U$	1σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{205}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{208}U$	1σ(%)	Conc (%)
015-Z10	504	0.77	43426	0.040	0.076650	1.81	1.3836	2.62	0.130917	1.89	0.72	1112	36	882	15	793	14	90
046-Z34	536	0.78	2577	0.672	0.071879	1.85	1.3917	2.52	0.140420	1.70	0.87	983	37	885	15	847	14	96
050-Z38	620	0.43	107248	0.016	0.073263	0.56	1.4809	0.90	0.146598	0.70	0.85	1021	11	923	5	882	6	96
059-Z45	609	0.74	24038	0.071	0.082849	0.56	1.8174	1.52	0.159098	1.41	0.93	1266	11	1052	10	952	12	90
058-Z44	136	0.53	95821	0.018	0.072516	0.47	1.5957	0.84	0.159598	0.70	0.80	1000	9	969	5	955	6	99
035-Z26	29	0.71	25731	0.067	0.073062	2.69	1.6201	3.90	0.160822	2.83	0.72	1016	55	978	25	961	25	98
030-Z23	257	0.27	151579	0.011	0.074065	1.01	1.6561	1.57	0.162168	1.19	0.89	1043	20	992	10	969	11	98
076-Z58	283	0.41	61260	0.028	0.074127	0.71	1.6646	1.25	0.162864	1.03	0.89	1045	14	995	8	973	9	98
055-Z41	701	0.30	8076	0.212	0.074412	0.32	1.6890	0.74	0.164620	0.66	0.88	1053	7	1004	5	982	6	98
033-Z24	503	0.47	25305	0.068	0.073046	1.53	1.6584	2.04	0.164664	1.35	0.65	1015	31	993	13	983	12	99
034-Z25	620	0.30	522531	0.003	0.073403	0.38	1.6680	0.79	0.164814	0.69	0.85	1025	8	996	5	983	6	99
070-Z54	265	0.70	47202	0.036	0.076839	2.40	1.7497	2.72	0.165153	1.28	0.70	1117	48	1027	18	985	12	96
019-Z14	548	0.37	225783	0.008	0.072954	0.36	1.6699	0.89	0.166012	0.81	0.90	1013	7	997	6	990	7	99
045-Z33	92	0.82	23651	0.072	0.075945	2.13	1.7462	2.61	0.166757	1.51	0.57	1094	43	1026	17	994	14	97
077-Z59	88	0.54	89701	0.019	0.073927	0.73	1.7327	1.21	0.169989	0.96	0.78	1039	15	1021	8	1012	9	99
053-Z39	70	0.53	14481	0.118	0.075533	0.78	1.7719	1.16	0.170140	0.86	0.72	1083	16	1035	8	1013	8	98
004-Z1	140	0.41	71190	0.024	0.072294	0.64	1.7005	0.97	0.170594	0.74	0.72	994	13	1009	6	1015	7	101
037-Z28	190	0.54	235269	0.007	0.072777	0.55	1.7119	0.83	0.170605	0.62	0.70	1008	11	1013	5	1015	6	100
024-Z17	472	0.19	131821	0.013	0.073787	0.37	1.7418	0.88	0.171207	0.80	0.89	1036	7	1024	6	1019	7	99
043-Z31	442	0.42	415160	0.004	0.074211	0.46	1.7631	0.85	0.172310	0.71	0.81	1047	9	1032	5	1025	7	99
048-Z36	321	0.41	302560	0.006	0.073435	0.41	1.7461	0.71	0.172454	0.58	0.77	1026	8	1026	5	1026	5	100
013-Z8	120	0.55	92019	0.019	0.073499	0.72	1.7478	1.11	0.172464	0.84	0.73	1028	15	1026	7	1026	8	100
054-Z40	143	0.32	152320	0.011	0.073930	0.53	1.7599	0.90	0.172653	0.72	0.78	1040	11	1031	6	1027	7	100
056-Z42	133	1.01	198151	0.009	0.073956	1.13	1.7797	1.72	0.174532	1.29	0.90	1040	23	1038	11	1037	12	100
065-Z49	79	0.29	78540	0.022	0.073426	0.81	1.7695	1.17	0.174786	0.84	0.70	1026	16	1034	8	1038	8	100
068-Z52	118	0.82	79580	0.021	0.072679	0.80	1.7676	1.21	0.176386	0.91	0.73	1005	16	1034	8	1047	9	101
017-Z12	318	0.56	299655	0.006	0.074379	0.47	1.8095	1.12	0.176443	1.02	0.90	1052	9	1049	7	1048	10	100
028-Z21	298	0.86	108128	0.016	0.073790	0.46	1.8018	1.02	0.177093	0.91	0.88	1036	9	1046	7	1051	9	100

020-Z15	158	0.29	75152	0.023	0.075118	0.75	1.8488	1.12	0.178500	0.83	0.86	1072	15	1063	7	1059	8	100
038-Z29	680	0.50	365885	0.005	0.075381	0.45	1.8875	0.72	0.181607	0.57	0.73	1079	9	1077	5	1076	6	100
078-Z60	126	0.34	68747	0.025	0.077283	0.68	1.9352	1.34	0.181611	1.15	0.85	1128	14	1093	9	1076	11	98
057-Z43	113	0.32	54960	0.031	0.077099	0.47	1.9414	1.21	0.182624	1.11	0.92	1124	9	1095	8	1081	11	99
005-Z2	115	0.44	100405	0.017	0.074524	0.60	1.9180	1.03	0.186657	0.84	0.79	1056	12	1087	7	1103	8	101
025-Z18	964	0.41	26830	0.063	0.078763	0.32	2.0749	0.72	0.191058	0.65	0.87	1166	6	1141	5	1127	7	99
029-Z22	768	0.15	109470	0.015	0.083557	0.54	2.3311	0.84	0.202340	0.64	0.72	1282	11	1222	6	1188	7	97
023-Z16	549	0.47	440246	0.004	0.083396	0.46	2.6213	0.90	0.227963	0.77	0.83	1278	9	1307	7	1324	9	101
049-Z37	979	0.21	23904	0.069	0.091457	0.48	2.9926	0.76	0.237321	0.59	0.72	1456	9	1406	6	1373	7	98
036-Z27	709	0.19	535737	0.003	0.091053	0.68	3.1619	0.95	0.251856	0.66	0.81	1448	13	1448	7	1448	9	100
014-Z9	446	0.57	516324	0.003	0.109075	0.38	4.7104	0.79	0.313211	0.70	0.85	1784	7	1769	7	1756	11	99
073-Z55	223	0.48	308247	0.005	0.110619	0.57	4.9716	0.97	0.325963	0.79	0.79	1810	10	1815	8	1819	12	100
~~066-Z50~~	~~429~~	~~0.30~~	~~494270~~	~~0.003~~	~~0.114040~~	~~4.93~~	~~3.7781~~	~~4.97~~	~~0.240280~~	~~0.64~~	~~0.22~~	~~1865~~	~~89~~	~~1588~~	~~40~~	~~1388~~	~~8~~	~~87~~
074-Z56	209	0.38	375269	0.004	0.127035	0.49	6.2794	0.90	0.358500	0.75	0.81	2057	9	2016	8	1975	13	98
075-Z57	128	0.37	102600	0.015	0.133095	0.57	6.7839	1.10	0.369675	0.94	0.84	2139	10	2084	10	2028	16	97
008-Z5	350	0.38	1470085	0.001	0.128733	0.39	6.7129	0.69	0.378198	0.57	0.78	2081	7	2074	6	2068	10	100
044-Z32	133	0.32	2166568	0.001	0.132854	0.46	6.9588	0.99	0.379892	0.87	0.87	2136	8	2106	9	2076	16	99
047-Z35	88	0.30	167194	0.009	0.133296	0.40	7.0016	0.77	0.380959	0.65	0.82	2142	7	2112	7	2081	12	99
007-Z4	182	0.39	273333	0.005	0.159042	0.36	10.2752	1.09	0.468574	1.03	0.94	2446	6	2460	10	2477	21	101
064-Z48	428	0.78	15560	0.090	0.178760	0.47	11.9260	1.01	0.483862	0.90	0.88	2641	8	2599	9	2544	19	98
069-Z53	100	0.17	222448	0.005	0.262932	0.70	24.6136	1.75	0.678938	1.61	0.92	3264	11	3293	17	3340	42	101

Table 11.2 – Nd isotope data. Samples marked with * were analysed at GEOTOP – Montréal, Canada; all other samples were analysed at Laboratório de Geocronologia of the Universidade de Brasília, Brazil, except for samples marked in grey which are from Van Schmus *et al.* (2011).

Rock	Sample	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	± 2σ	$\varepsilon Nd_{(600\ Ma)}$	T_{DM} (Ga)
Santa Filomena Complex								
Garnet schist	FRP076	46.79	9.15	0.1182	0.512095	3	-4.6	1.5
Quartz schist	FRP215	30.22	6.27	0.1254	0.512082	14	-5.4	1.6
Mandacaru Formation								
Schist	97-004	23.06	4.85	0.12722	0.512232	10	-2.6	1.4
Schist	97-003a	30.31	5.90	0.117760	0.512069	16	-5.1	1.5
Schist	97-003b	30.41	5.90	0.117390	0.512050	11	-5.4	1.6
Augen Gneiss	97-012a	82.82	13.88	0.10131	0.511875	13	-7.6	1.6
Augen Gneiss	97-012b	82.30	13.86	0.10181	0.511863	9	-7.9	1.6
Felsic Metavolcanic	FRP266*	54.63	11.11	0.122873	0.511962	29	-7.5	1.8
Barra Bonita Formation								
Schist	FRP110	29.62	5.80	0.1183	0.512120	16	-4.1	1.5
Schist	FRP271	35.62	7.31	0.1241	0.512047	19	-6.0	1.7
Schist	FRP165	24.04	4.83	0.1214	0.512027	14	-6.2	1.7
Feldspar schist	FRP283B	7.91	2.05	0.1571	0.512327	13	-3.0	1.9
Quartzite	FRP106	21.00	3.69	0.1061	0.511376	15	-17.7	2.4
Rajada Suite								
Syncollisional Granite	FRP005	26.21	4.43	0.102100	0.512057	15	-4.1	1.3
Syncollisional Granite	FRP015	7.80	1.93	0.149900	0.512444	14	-0.2	1.4

Table 11.3 – Lithochemistry and C, O and Sr isotope data of marble samples from the Barra Bonita Formation.

	Al (ppm)	Sr (ppm)	Mn/Sr	Sr/Ca	Mg/Ca	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	±2σ
Umbuzeiro									
FRP128A	0.0	850	0.006	0.004	0.006	0.92	-8.24	-	-
FRP128B	3.8	812	0.004	0.004	0.004	1.08	-8.90	0.707589	8
FRP128C	7.3	411	0.017	0.002	0.043	0.98	-7.25	0.707652	12
FRP128D	-	-	-	-	-	0.78	-8.13	-	-
Tigre - Toco Preto									
FRP269	4.3	177	0.084	0.001	0.015	3.19	-5.78	0.707576	13
Tigre - Tanque Novo									
FRP270A	6.1	69	0.321	0.001	0.622	2.08	-5.12	-	-
FRP270B	-	-	-	-	-	1.75	-5.17	0.707557	9
FRP270C	31.2	935	0.035	0.005	0.075	1.92	-7.24	-	-
Pau Ferro - Lagoa do Bodinho road									
FRP272	3.6	1362	0.014	0.006	0.007	9.93	-5.70	0.707396	10
Vargem Grande									
FRP029A	0.0	781	0.046	0.004	0.022	-0.20	-8.84	0.707893	13
FRP029B	-	-	-	-	-	0.76	-8.14	-	-
FRP029C	-	-	-	-	-	0.51	-8.42	-	-
FRP029D	-	-	-	-	-	0.80	-7.71	-	-
FRP029E	0.0	1255	0.007	0.006	0.003	0.63	-7.76	0.707998	7
FRP029F	0.0	737	0.058	0.004	0.088	0.21	-7.68	0.707672	9
FRP029G	-	-	-	-	-	0.02	-8.74	-	-

Table 11.4 – C and O isotope data of a marble borehole in the Umbuzeiro area, Barra Bonita Formation.

Sample (depth in m)	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
13	0.6	-6.77
19	0.39	-11
16.5	0.73	-6.17
25.5	0.49	-10.31
34	0.6	-8.88
37	0.58	-8.73
42	0.3	-7.47
45.5	0.42	-7.43
47.5	0.33	-10.39
52	0.53	-7.76
49.5	0.25	-7.84
57	0.84	-6.86
54.5	0.31	-16.4
59	0.87	-8.43
67	0.46	-11.96
71	0.46	-10.18
77	0.57	-7.88
78	0.56	-11.31
83.5	0.68	-8.39
91	0.76	-6.92
92	0.94	-9.22
97	0.37	-7.84
99	0.34	-7.86
103	0.39	-9.52
106	0.89	-10.39
113	0.8	-9.83
115	0.45	-9.53
118	0.79	-7.5
123	0.74	-10.21
128	0.47	-8.07
130	0.72	-9.22

CAPÍTULO 12 - CONCLUSÕES

12.1. Principais conclusões

Baseado nos dados de campo, petrográficos, litoquímicos, isotópicos e geocronológicos coletados, as principais conclusões práticas deste trabalho são as seguintes:

12.1.1. Faixa Rio Preto

a) Separação espaço-temporal entre as duas sequências metassedimentares pré-cambrianas da faixa dobrada, baseada nos dados U-Pb e Sm-Nd coletados (capítulos 3 e 4). A Formação Formosa representa provavelmente uma bacia de retro-arco Orosiriana (~1.9 Ga), enquanto a Formação Canabravinha representa uma bacia rift neoproterozóica (~900-600 Ma), precursora da faixa dobrada.

b) Evolução geológica do Complexo Cristalândia do Piauí como um bloco parautóctone que foi rifteado da margem noroeste do futuro Cráton do São Francisco durante a formação da bacia Neoproterozóica (Capítulo 4). Os dados isotópicos sugerem que os gnaisses deste complexo diferenciaram-se no Neoarqueano (~2,8-2,6 Ga) e foram retrabalhados durante um evento tectono-termal neoproterozóico (~2,1 Ga), de forma similar a outros complexos do embasamento cratônico.

c) Provável evolução da Faixa Rio Preto em um contexto ensiálico, uma vez que rochas orogênicas ou oceânicas ainda não foram encontradas em sua extensão aflorante. Desta forma, a inversão da bacia do tipo rift teria sido propiciada por mecanismos induzidos pela deformação nas províncias Borborema e Tocantins, ao redor do cráton.

12.1.2. Faixa Riacho do Pontal

a) Influência de uma fonte mantélica na gênese dos magmas máficos e ultramáficos da Zona Interna, com contaminação crustal variável, especialmente por crosta Toniana ligada à Orogênese Cariris Velhos (Capítulo 8).

Os dados litoquímicos e de isótopos de Nd sugerem extrusão das rochas máficas do Complexo Morro Branco em um contexto de rift continental, provavelmente ligado ao Ciclo Cariris Velhos (>~1000 Ma).

As rochas do Complexo Paulistana foram extrudidas em um contexto de crosta continental adelgaçada, em um ambiente similar ao Rift do Mar Vermelho moderno; nesse contexto, os valores de εNd(t) são maiores do que os encontrados para as rochas do Complexo Morro Branco. A idade de sedimentação e vulcanismo do Complexo Paulistana estão ao redor de 888 Ma, de acordo com os dados U-Pb analisados. Portanto, uma possibilidade é que o Complexo Paulistana se relacione ao rifteamento crustal pós-Cariris Velhos, i.e., relacionado ao Ciclo Brasiliano.

Já as rochas máficas do Complexo São Francisco de Assis apresentam contaminação crustal muito mais importante, εNd francamente negativo e intrusão em um contexto anorogênico ou do tipo intra-placa.

b) Presença extensiva de rochas tonianas (relacionadas ao Ciclo Cariris Velhos) na Zona Interna (Capítulo 9). Os novos dados de campo e U-Pb coletados sugerem que, além do augen-gnaisse da Suíte Afeição, também os complexos Morro Branco e Santa Filomena devem ser de idade toniana (~1000 Ma) ou mais velhos. Muitos dos corpos graníticos porfiríticos da Zona Interna, antes tratados como pós-colisionais, são na verdade parte da Suíte Afeição, já que na zona interna dos plútons normalmente eles não apresentam deformação. Esses augen-gnaisses representam uma continuação dos augen-gnaisses do tipo Recanto da Zona Transversal. Dessa forma, a Zona Interna pode representar o limite extremo sudoeste do cinturão ou arco Cariris Velhos, desmembrado de sua contraparte na Zona Transversal pela movimentação transcorrente de cinemática destrógira na Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste durante os estágios finais da Orogênese Brasiliana.

c) Desenvolvimento de crosta oceânica entre o Cráton do São Francisco e o extremo oeste do bloco Pernambuco – Alagoas, durante o Neoproterozóico (Capítulo 10). As características litoquímicas dos metamáficas do Complexo Monte Orebe, na Zona Central da faixa dobrada, sugerem uma afinidade com basaltos do tipo T-MORB, de litoquímica semelhante aos ofiolitos relacionados a zonas de subducção. Dados Sm-Nd sugerem uma idade de extrusão dos protólitos dos metabasaltos em torno de 820 Ma, e os valores iniciais positivos de $\varepsilon Nd_{(t)} = +4,4$ e razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ acima da razão condrítica indicam uma fonte de manto empobrecido, semelhante aos de basaltos de cadeia meso-oceânica modernos. Dessa forma, o Complexo Monte Orebe pode conter remanescentes de uma crosta oceânica neoproterozóica obductados.

d) Desenvolvimento de uma extensa margem passiva neoproterozóica na margem norte do Cráton do São Francisco (Capítulo 11). As semelhanças isotópicas e do conteúdo de zircões detríticos entre a Formação Barra Bonita e o Grupo Una sugerem que as duas unidades podem ser cronocorrelatas, e provêm principalmente da erosão de fontes no cráton do São Francisco.

e) Mudança significativa de proveniência sedimentar entre as formações Barra Bonita e Mandacaru. Os dados de idades U-Pb em zircão detrítico e Sm-Nd sugerem que, enquanto a primeira é derivada exclusivamente do Cráton do São Francisco e suas coberturas mesoproterozóicas, a sul, a segunda é derivada de crosta relacionada ao Ciclo Cariris Velhos juntamente ao embasamento da Província Borborema na Zona Transversal, a norte. Uma mudança similar de proveniência é observada entre as unidades sedimentares de base e topo do Complexo Monte Orebe, sendo as primeiras relacionadas aos metabasaltos do tipo T-MORB desse complexo. Dessa forma, a bacia Riacho do Pontal passou de uma fase de margem passiva, com proveniência exclusivamente cratônica, para uma fase de deposição em bacia de margem ativa, com detritos provenientes do além-país a norte. Por correlação às rochas metavulcanosedimentares das outras faixas dobradas da Província Borborema (Piancó – Alto Brígida, Seridó, Capitão – Palestina, etc.) esta mudança ocorreu provavelmente ao redor de 650 - 620 Ma atrás.

f) A Zona Central separa dois compartimentos crustais de densidade, composição, idade e estrutura diferentes. A norte, a Zona Interna corresponde à extremidade oeste do bloco de Pernambuco – Alagoas, e contém importantes intrusões de augen-gnaisse tonianas, que estão ausentes na Zona Externa, a sul. Esta última é caracterizada por um sistema de *nappes* cavalgantes sobre o embasamento do Cráton do São Francisco (*thrust-and-fold belt*), de idade Arqueana – Paleoproterozóica. Dessa forma, a Zona Central poderia corresponder à uma zona de sutura entre essas duas paleoplacas (capítulos 7, 10 e 11). As características geofísicas (perfil de anomalia Bouguer) e a presença de metabasaltos de litoquímica similar aos de crosta oceânica reforçam essa sugestão.

12.2. Modelo de evolução tectônica e paleogeográfica

Um modelo de evolução tectônica para as margens noroeste e norte do Cráton do São Francisco envolveria um ciclo completo de placas tectônicas na região da Faixa Riacho do Pontal (Capítulo 11), enquanto na região da Faixa Rio Preto, apenas a inversão de uma estrutura

aulacogênica é constatada (Capítulos 3 e 4). Desta forma, um grande oceano que se abre para leste (coordenadas atuais), em direção à Faixa Sergipana – Oubanguides, poderia ter se instalado nesta região durante o Neoproterozóico (ambiente oceânico Perifranciscano, Brito Neves 1999). A região da Faixa Rio Preto representaria apenas um braço intracontinental deste oceano, ligando o mesmo ao Oceano Brasilides (Dalziel 1997, Alkmim *et al.* 2001) à oeste (Figura 12.1). Desta forma, a região aflorante da Faixa Rio Preto corresponderia à uma zona extensional de menor vulto, de forma semelhante ao sugerido por Brito Neves (1999) para as zonas de conexão entre os domínios oceânicos de maior expressão no quadro paleográfico do Gondwana Ocidental.

O modelo aqui proposto deve ser encarado de forma preliminar, como uma hipótese de trabalho, e novos dados geológicos, geoquímicos, isotópicos e geocronológicos devem ser continuamente buscados para que possam fornecer as bases para esta ou qualquer outra hipótese. Em especial, estudos entre as serras do Estreito e do Boqueirão, na zona de divisa entre os estados da Bahia e Piauí, são necessários para melhor compreender a zona de transição entre as duas faixas. Esta região é remota e de difícil acesso, mas de vital importância para qualquer modelo geotectônico proposto para a região, e deve ser enfocada em futuros trabalhos.

Portanto, tendo em vista as particularidades do modelo como hipótese de trabalho, a evolução das faixas Rio Preto, Riacho do Pontal e suas vicinidades (Província Borborema e norte do Cráton do São Francisco) durante o Neoproterozóico, poderia envolver as seguintes etapas (Tabela 12.1; ver também figuras 11.10 e 11.11):

a) ~ 2,0 Ga

O substrato da Província Borborema pode ter sido parte de um continente Paleoproterozóico, estabilizado em torno de 2,2-2,0 Ga. Baseado nas suas afinidades geológicas, três blocos principais, que viriam a ser separados desse continente, seriam os principais protagonistas da história proterozóica da Província Borborema: os blocos São Francisco, Pernambuco-Alagoas (PEAL, incluindo parte da futura Zona Transversal) e o bloco da Borborema Norte (incluindo os domínios Ceará Central, Rio Grande do Norte e São José do Caiano). Entre 1,8-1,6 Ga, um evento tafrogênico de idade Estateriana viria a causar a instalação de rifts continentais, principalmente no bloco da Borborema Norte.

b) ~1,0 Ga

Rifteamento entre os blocos da Borborema Norte e PEAL (e possivelmente entre os blocos PEAL e São Francisco) causou a deposição de sequências do tipo rift e margem passiva na margem norte da futura Zona Transversal, e também na Zona Interna da Faixa Riacho do Pontal (complexos Morro Branco e Santa Filomena). Este estágio está esquematizado na Figura 9.11a.

c) 1000-960 Ma (Orogênese Cariris Velhos)

Subducção no sentido sudeste (coordenadas atuais) de crosta do bloco da Borborema Norte sob a margem norte do PEAL cria uma margem continental ativa, onde desenvolve-se o arco Cariris Velhos, incluindo a Suíte Afeição no seu extremo sudoeste (Figura 9.11b). Deposição de sequências do tipo *flysch* relacionadas a esse ciclo orogênico pode também ter ocorrido. Até o presente é ainda incerto se essa fase orogênica acrescionária evoluiu para uma colisão continental ou se a subducção cessou assim que uma possível dorsal meso-oceânica atingiu a fossa tectônica (como sugerido por Kozuch 2003).

d) ~960-820 Ma

Desenvolvimento de uma junção tríplice, a partir da colocação de uma possível pluma mantélica, que gerou as intrusões máfico-ultramáficas de Brejo Seco e São Francisco (figuras 11.10a e 11.11a). Esses corpos atravessaram principalmente crosta relacionada à Orogênese Cariris Velhos, que pode representar uma continuação do Terreno Alto Pajeú da Zona Transversal. O rifteamento crustal provavelmente evoluiu diacronicamente, e ao estender-se para sudoeste, levou à separação entre o bloco de Cristalândia do Piauí e o Cráton do São Francisco, gerando o espaço de deposição para a Formação Canabravinha em uma bacia do tipo rift (Figura 12.1). Este rifteamento evoluiu rapidamente para a instalação de uma margem continental adelgaçada, rica em magma, onde os basaltos do Complexo Paulistana foram extrudidos, há aproximadamente 888 Ma atrás.

e) ~ 820 – 630 Ma

Com a continuação do estiramento crustal, margens passivas são desenvolvidas nos blocos do São Francisco, PEAL e Borborema Norte. Verdadeira crosta oceânica é desenvolvida e preservada como os metabasaltos do Complexo Monte Orebe (figuras 10.6a, 11.10b e 11.11b). A Formação Barra Bonita, assim como a porção basal do Complexo Monte Orebe, representa a continuação na plataforma continental da margem passiva representada pela Formação Salitre, Grupo Una, na região da Chapada Diamantina. A proveniência sedimentar destas unidades é praticamente exclusiva do cráton para norte, em direção à bacia de margem passiva.

f) ~630-620 Ma

Com a instalação de uma zona de subducção na Zona Transversal, entre o bloco da Borborema Norte e o bloco de PEAL, ocorrem múltiplas intrusões de plútons cálcio-alcalinos de alto-K, metaluminosos, com epidoto magmático, interpretados como representantes de um arco magmático continental (Stage I, Van Schmus *et al.* 2011). Ao mesmo tempo, desenvolvem-se extensas frentes de sedimentação do tipo *flysch*, nas bacias Riacho do Pontal (Formação

Mandacaru) e Piancó-Alto Brígida (Formação Santana dos Garrotes); desta forma, este estágio marca uma importante mudança no sentido de proveniência sedimentar, que passa a ser predominantemente do além-país para a bacia precursora da faixa dobrada, em uma margem ativa. Uma zona de subducção subordinada pode também ter sido desenvolvida entre os blocos do São Francisco e PEAL, marcando o local de consumo da maior parte da crosta oceânica Monte Orebe. De qualquer forma, obducção de lascas oceânicas, principalmente representadas por metabasaltos do tipo T-MORB, marca o local dessa antiga zona de sutura. Este estágio é esquematizado nas figuras 10.6a, 11.10c e 11.11c.

g) ~620-575 Ma (Orogênese Brasiliana sensu strictu)

Com o fechamento das bacias de margem passiva e oceânicas intervenientes, colisão continental entre os blocos envolvidos ocorreu ao final do Neoproterozóico. Este é o estágio da deformação compressional brasiliana, colacação das *nappes* Casa Nova, metamorfismo e migmatização em toda a Província Borborema, esquematizado nas figuras 11.10d e 11.11d. O volumoso magmatismo Rajada desenvolve-se, como resultado da fusão crustal causada pelo espessamento e empilhamento das nappes sobre a protuberância norte do Cráton do São Francisco. Na região da Faixa Rio Preto, a inversão da bacia do tipo rift é ocasionada por mecanismos de deformação à distância, principalmente focados nas províncias Borborema a nordeste e Tocantins a oeste. O bloco de Cristalândia do Piauí aproxima-se da protuberância noroeste do Cráton do São Francisco em um ângulo oblíquo, gerando uma rotação horária entre os blocos e ocasionando a estrutura em leque assimétrico de dupla vergência da faixa dobrada.

h) ~575 – 530 Ma

Após os estágios finais da orogênese colisional, a Província Borborema passou por um estágio final de ajustamento lateral dos blocos, com o desenvolvimento da extensa rede de zonas de cisalhamento de alto ângulo, das quais a Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste faz parte. Como consequência, as unidades da Zona Interna da Faixa Riacho do Pontal foram deslocadas de suas contrapartes na Zona Transversal. Juntamente aos movimentos de escape lateral, vários plútons sin a pós-colisionais foram colocados por toda a Província Borborema, principalmente representados por corpos sieníticos, dos quais a Suíte Serra da Aldeia / Caboclo faz parte. Este estágio é esquematizado nas figuras 11.10e e 11.11e.

O modelo tectônico proposto envolve um ciclo completo de placas tectônicas, principalmente na região da Faixa Riacho do Pontal. Essa visão difere da de alguns autores, na qual os blocos da Borborema, São Francisco / Congo, Oeste Africano e Amazonas agiram como um

bloco continental coerente desde o Paleoproterozóico (Neves 2003, Neves *et al.* 2009), no Supercontinente Atlântica (Rogers 1996). Porém, as características litoquímicas e isotópicas do Complexo Monte Orebe claramente sugerem uma afinidade mantélica juvenil para essas rochas, indicando que a formação de bacias neoproterozóicas na Província Borborema envolveu pelo menos a criação de pequenos tratos de litosfera oceânica durante o Neoproterozóico.

Apesar de esse fato implicar em alguma mobilidade entre os blocos constituintes da província durante o Neoproterozóico, possivelmente o bloco de Pernambuco –Alagoas não se afastou muito do paleocontinente São Francisco entre as Orogênese Cariris Velhos e Brasiliana. De fato, aparentemente ele foi recolocado quase em sua posição original no final da Orogênese Brasiliana. Isto provavelmente é devido ao enclausuramento dos blocos menores da Província Borborema entre os três blocos maiores envolvidos na colisão Brasiliana na área – os crátons do São Francisco, Amazonas e São Luís - Oeste Africano (Figura 12.1). Outro bloco continental que pode ter tido participação importante na amalgamação da província é o bloco da Parnaíba, que se encontra sotoposto às rochas sedimentares fanerozóicas da sinéclise homônima (Brito Neves 2003).

Desta forma, a Orogênese Brasiliana na região sul da Província Borborema pode ser entendida como um ciclo de placa tectônicas do tipo introverso, segundo Murphy & Nance (2003); ou seja, como um ciclo de Wilson clássico onde crosta oceânica gerada durante a quebra continental (oceanos interiores) é consumida durante subsequente amalgamação, de forma que o continente vira-se "para dentro" (*inside in*). Este tipo de amalgamação continental é distinto do tipo extroverso ou *inside out*, onde as margens exteriores dos fragmentos continentais dispersos colidem durante a remontagem em posições radicalmente distintas daquelas pré-rifteamento, devido ao consumo de oceanos externos; esta é a condição predominante para a maior parte do Supercontinente Gondwana, segundo Murphy & Nance (2003).

Portanto, a Província Borborema pode representar um conjunto de blocos crustais fragmentados, enfraquecidos por sucessivos ciclos de placas tectônicas durante o Neoproterozóico (estiramento, compressão e transcorrência ligados aos ciclos Cariris Velhos e Brasiliano). Isto também implica que a Província Borborema nunca existiu como um único bloco litosférico durante todo o Proterozóico, até que os seus blocos constituintes foram finalmente espremidos entre os blocos mais antigos e já cratonizados do Gondwana Ocidental durante o Neoproterozóico tardio.

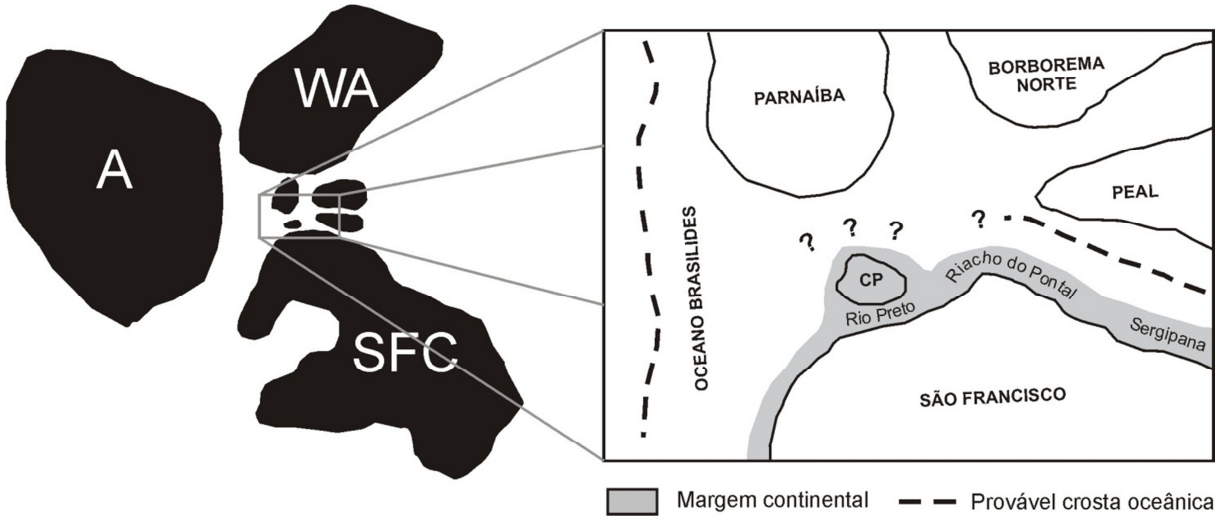


Figura 12.1 – Reconstrução paleogeográfica da região sul da Província Borborema durante o Neoproterozóico (~900-630 Ma). Os blocos constituintes da província provavelmente foram espremidos durante os três principais blocos cratônicos desta porção do Gondwana Oeste: A = Amazônico, WA = Oeste Africano / São Luís, SFC = Cráton do São Francisco. A região aflorante da Faixa Rio Preto representa uma bacia intracontinental formada pelo rifteamento do bloco de Cristalândia do Piauí (CP) do Cráton do São Francisco, a sul.

Tabela 12.1 – Cronologia dos eventos proposta para a evolução tectônica das regiões de estudo.

Faixa Rio Preto

Idade	Eventos	Referências
600-540 Ma[1]	Inversão da bacia Rio Preto, metamorfismo e deformação brasiliana.	*Egydio-Silva (1987)*
900-600 Ma[3, 4]	Rifteamento e separação do bloco de Cristalândia do Piauí da margem norte do Cráton do São Francisco. Deposição da Formação Canabravinha em bacia do tipo rift, intracontinental.	*Capítulos 3 e 4*
~1,96 Ga[2,3,4]	Extrusão de basaltos relacionados a uma bacia de retro-arco e deposição de sedimentos de ambiente marinho profundo e químico-exalativos da Formação Formosa.	*Capítulos 3 e 4*
~2,1 Ga[6]	Retrabalhamento metamórfico do embasamento do Complexo Cristalândia do Piauí.	*Egydio-Silva (1987)*
2,8-2,6 Ga[4]	Acresção crustal do embasamento do Complexo Cristalândia do Piauí.	*Capítulo 4*

Faixa Riacho do Pontal

575-530 Ma[6,7]	Fase de escape lateral após o pico do metamorfismo e deformação brasilianos. Desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste e transcorrências associadas. Magmatismo sienogranítico tardi- a pós-colisional das suítes Serra da Esperança e Serra da Aldeia / Caboclo.	*Jardim de Sá et al. (1996)*
620-575 Ma[2,6]	Colisão continental entre o Cráton do São Francisco e a extremidade oeste do bloco Pernambuco-Alagoas; magmatismo sin-colisional da Suíte Rajada.	*Capítulo 11* *Jardim de Sá et al. (1988, 1992)* *Santos & Silva Filho (1990)*
630-620 Ma[8]	Instalação de uma provável zona de subducção (?), sedimentação do tipo flysch da Formação Mandacaru e do topo do Complexo Monte Orebe.	*Capítulo 11*
820-630 Ma[5]	Abertura de crosta oceânica do Complexo Monte Orebe. Instalação de uma ampla plataforma continental na margem passiva norte do Cráton do São Francisco.	*Capítulo 10*
900-820 Ma[2,4]	Rifteamento crustal. Intrusão dos complexos máfico-ultramáficos de Brejo Seco e São Francisco de Assis. Extrusão dos basaltos intercalados no Complexo Paulistana, em um contexto de rift / margem passiva adelgaçada.	*Capítulo 8*
1000-960 Ma[2,6]	Orogênese Cariris Velhos – intrusão dos corpos graníticos da Suíte Afeição.	*Capítulo 9* *Jardim de Sá et al. (1988)* *Van Schmus et al. (1995)* *Freitas & Sachs (2012)*
~>1,0 Ga[2]	Rifteamento crustal e deposição das sequências de rift e margem passiva dos complexos Morro Branco e Santa Filomena, respectivamente.	*Capítulo 8* *Capítulo 9* *Capítulo 11*
~1,9 Ga[6]	Cristalização/metamorfismo do Complexo Morro do Estreito.	*Gava et al. (1983)*

1 – Idades K-Ar em mica, 2 – Idades U-Pb em zircão (idade de cristalização), 3 – Idades U-Pb em zircão detrítico, 4 – Idades-modelo T_{DM}, 5 – Isócrona Sm-Nd, 6 – Isócrona Rb-Sr, 7 – Correlação com sienitóides da Província Borborema, 8 – Correlação com sequências similares nas faixas Piancó-Alto Brígida, Seridó e Sergipana.

CAPÍTULO 13 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ab'Saber A.N. 1953. O Planalto da Borborema na Paraíba. Fotografias e comentários. *Boletim Paulista de Geografia*, **13**:54-73.

Abu-Alam T.S., Santosh M., Brown M., Stuwe K. (no prelo). Gondwana collision. *Mineralogy and Petrology* (aceito, sem data de publicação).

Accioly A.C.A. 2001. *Geologia, geoquímica e significado tectônico do Complexo Metanortosítico de Passira, Província Borborema, Nordeste Brasileiro*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 166 p.

Albarède F. 2009. *Geochemistry: An introduction*. 2nd edition, Cambridge University Press, UK, 356 p.

Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. *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*. São Paulo, Beca, p. 17-35.

Alkmim F.F., Marshak S., Fonseca M.A. 2001. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the São Francisco craton region, Brazil. *Geology*, **29:**319-322.

Almeida F.F.M. 1967. *Origem e evolução da plataforma brasileira*. Boletim DNPM/DGM, 241, 36 p.

Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7:**349-364.

Almeida F.F.M., Leonardos O.H., Valença J. 1967. Review on granitic rocks of Northeast South America. Recife, IUGS/UNESCO, 41 p.

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. 1976. The upper Precambrian of South America. *Boletim IG/USP* **7**:45-80.

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**:1-29.

Almeida C.N. & Lima E.S. 1996. Evolução termobarométrica de rochas metamórficas da faixa de dobramentos Riacho do Pontal, folha Cruz de Malta, nordeste brasileiro. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, p. 28-30.

Amaral W.S. 2010. *Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema*. Tese de Doutorado, Universidade de Campinas, Campinas.

Amorim Dias P.H., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Seer H.J., Dussin I.A., Valeriano C.M., Kuchenbecker M. 2011. O Grupo Ibiá (Faixa Brasília Meridional): Evidências isotópicas Sm-Nd e U-Pb de bacia collisional do tipo Flysch. *Geonomos* **19(2)**:90-99.

Andrade Filho E.L., Neves J.P., Guimarães J.T. (eds.) 1994. *Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Folhas Santa Rita de Cássia (SC.23-Z-C) e Formosa do Rio Preto (SC.23-Y-D), escala 1:250.000*. Brasília, SME/CPRM, 68 p.

Andersen T. & Laajoki K. 2003. Provenance characteristics of Mesoproterozoic metasediments from Telemark, South Norway: A Nd-isotope mass balance model. *Precambrian Research*, **126**:95-122.

Angelim L.A.A. 1988. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB, carta geológica, carta metalogenética, escala 1:1.00000, folha SC.24-V-A-III, Santa Filomena, Estados de Pernambuco e Piauí.* DNPM/CPRM, 146 p.

Angelim L.A.A. 1992. Relações tectono-estruturais entre o cinturão móvel Riacho do Pontal e o Grupo Chapada Diamantina. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Boletim de resumos expandidos*, 305-307.

Angelim L.A.A. 1997. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB, carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:250000 Folha SC.24-V-C, Petrolina, Estados da Bahia, Pernambuco e Piauí.* CPRM, 120 p.

Angelim L.A.A. & Kosin M. (org.) 2001. *Programa Levantamentos Geológicos do Brasil, Folha Aracaju – NW. Nota Explicativa.* CPRM – Serviço Geológico do Brasil, CD-ROM.

Aond M.S. & Barbosa D.V.N. 1975. *Atlas climatológica do Estado da Bahia. Análise espacial da temperatura*. Salvador, SPCT, DGE, Doc 1.

Aquino M.R. & Batista I.H. 2011. *Geologia e recursos minerais da folha Avelino Lopes – SC.23-Z-A-III, escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil.* Teresina, CPRM, 88 p.

Araújo C.E.G., Cordani U.G., Basei M.A.S., Castro N.A., Sato K., Sproesser W.M. 2012a. U–Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreaú Domains, Borborema Province, NE-Brazil: Tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. *Precambrian Research,* **206–207:**36– 51.

Araújo C.E.G., Costa F.G., Pinéo T.R.G., Cavalcante J.C., Moura C.A.V. 2012b. Geochemistry and $^{207}Pb/^{206}Pb$ zircon ages of granitoids from the southern por-tionof the Tamboril-Santa Quitéria granitic–migmatitic complex, Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences,* **33**:21–33.

Araújo LM.B., Godoy A.M., Silveira C.J.S., Viana D.M. 2010. Os granitóides da Serra da Pintada, sudeste do estado do Piauí. *In:* SBG, 45 Congresso Brasileiro de Geologia, Belém – PA, *Anais*, CD-ROM.

Arcanjo J.B.A. & Braz Filho P.A. 1994. O mapeamento geológico das folhas Curimatá/Corrente – uma abordagem sobre os principais aspectos estruturais, estratigráficos e geomorfológicos. *In:*

SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, **2:**106-107.

Arcanjo J.B.A. & Braz Filho P.A. (eds.) 1999. *Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Folhas Curimatá (SC.23-Z-A), Corrente (SC.23-Y-B-Parcial) e Xique-Xique (SC.23-Z-B-Parcial), escala 1:250.000*. Brasília, CPRM, 84 p.

Archanjo C.J., Silva E.R., Caby R., 1999. Magnetic fabric and pluton emplacement in a transpressive shear zone system: the Itaporanga porphyritic granitic pluton (Northeast Brazil). *Tectonophysics* **312**:331-345.

Archanjo C.J., Hollanda M.H.B.M., Rodrigues S.W., Brito Neves B.B. 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* **30:**310-336.

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 South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, **294:**49–67.

Asmus H.E. 1984. Geologia da margem costeira brasileira. *In*: Schobbenhaus, C. (coord), *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da area oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000.* Brasília, DNPM, p 443-472.

Babinski M., Brito Neves B.B., Machado N., Noce C.M., Uhlein A., Van Schmus W.R. 1994. Problemas da metodologia U/Pb de vulcânicas continentais: Caso do Grupo dos Remédios, Supergrupo Espinhaço no Estado da Bahia. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário de Camboriú, SC. *Boletim de Resumos Expandidos*, **2:**409-410.

Babinski M., Pedreira A.J., Brito Neves B.B., Van Schmus W.R. 1999. Contribuição à geocronologia da Chapada Diamantina. *In:* Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, SBG, Lençóis, *Anais*, Seção 2, 118–120.

Babinski M., Pedrosa-Soares A.C., Trindade R.I.F., Martins M., Noce C.M., Liu D. 2012. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research* **21(2–3):**451–465.

Bailey T., McArthur J., Prince H., Thirlwall M. 2000. Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: whole rock analysis. *Chemical Geology*, **167:**313–319.

Barbosa J.S.F. 1982. *O manganês do oeste da Bahia*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 129 p.

Barbosa O. 1965. *Geologia das Folhas Remanso – Sento Sé, Bahia*. Rio de Janeiro, Relatório Técnico DNPM, 28 p.

Barbosa O. 1970. Geologia de parte da região do médio São Francisco, nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim 140, 97p.

Barbosa J.S.F. & Dominguez J.M.L. 1996. *Mapa Geológico do Estado da Bahia, Texto Explicativo*. Salvador, SGM – UFBA, 188 p.

Barbosa J.S. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*. **133:**1-27.

Barrat J.A., Jahn B.M., Joron J.-L., Auvray B., Hamdi H. 1990. Mantle heterogeneity in southeastern Africa: evidence from Nd isotopic compositions and hygromagmaphile element geochemistryof basaltic rocks from the Gulf of Tadjoura and southern Red Sea regions. *Earth and Planetary Science Letters*, **101:**233–247.

Barrat J.A., Jahn B.M., Fourcade S., Joron J.L. 1993. Magma genesis in an ongoing rift zone: the Tadjoura Gulf (Afar area). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57:**2291–2302.

Barreto H.T. 1962. *Geologia e hidrogeologia da folha oeste do município de Petrolina – estado de Pernambuco*. Escola de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Relatório de Graduação em Geologia, Recife, 54 p.

Batchelor R.A. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**:43-55.

Bittar S.M.B. 1998. *Faixa Piancó-Alto Brígida: Terrenos tectonoestratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes.* Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126 p.

Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Baars F.J., Delgado I.M., Abram MD., Neto R.L., Matos G.M.M., Santos J.O.S. 2007. *Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.000*. Brasília, MME-CPRM, CD-ROM.

Bogdanova S.V., Li Z.X., Pisarevsky S.A. (eds.) 2008. The Geodynamic Map of Rodinia – The Earth 900 Million Years Ago, 1: 20,000,000. *Precambrian Research*, **160**, Appendix 1 (online).

Boulton G.S. & Deynoux M. 1981. Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences. *Precambrian Research*, **11:**397-422.

Bouma A.H. 1962. *Sedimentology of some Flysch Deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam, Elsevier, 168 p.

Braun O.P.G. 1970. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*, **3:**36 p.

Brito R.S.C., Dantas E.L., Vasconcelos P.M., Pimentel M.M, Macambira M.J.B., Armstrong R. 2008. U-Pb, Pb-Pb and Sm-Nd Dating for the Southern Alagoas Zone- Sergipano Belt- Basis

for the Brazil-Cameroon Neoproterozoic Correlation. *In:* VI South American Symposium on Isotope Geology, Bariloche, Argentina,.CD Rom y Actas.

Brito R.S.C., Dantas E.L., Vasconcelos P.M., Pimentel M.M, Brito F.L., Rodrigues J.B., 2010. U-Pb and Ar-Ar geochronology and timing constrain of the Cu-Au metalogenesis in the South Alagoas Fold Belt (NE Brazil). In: VII South American Symposium on Isotope Geology, Brasília, Brazil, CD-ROM, p. 501-505.

Brito Neves B.B. 1975. *Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 198 p.

Brito Neves B.B. 1983. *O mapa geológico do Nordeste oriental, escala 1:1.000.000*. Tese de livre docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 177 p.

Brito Neves B.B. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Revista Brasileira de Geociências*, **29:**379-392.

Brito Neves B.B. 2003. A saga dos descendentes de Rodínia na construção de Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, **33(1-suplemento):**77-88.

Brito Neves B.B. 2004. A história dos continentes – Trajetórias e tramas tectônicas. *In:* Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. 2004 (orgs). *Geologia do continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 123-149.

Brito Neves B.B., Kawashita K., Cordani U.G., Delhal J. 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. *Revista Brasileira de Geociências*, **9(1):**71-85.

Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Santos E.J., Campos Neto M.C., Kozuch M. 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: intergração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, **25:**279-296.

Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema province. *In:* Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds).*Tectonic Evolution of South América*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 151-182.

Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Fetter A.H. 2002. North-western Africa - North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences*, **34:**275-278.

Brito Neves B.B., Passarelli C.R., Basei M.A.S., Santos E.J., 2003. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. *Geologia USP Série Científica* **3:**25-38.

Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Kozuch M., Santos E.J., Petronilho L. 2005. A zona tectônica Teixeira Terra Nova-ZTTTN-fundamentos da geologia regional e isotópica. *Geologia USP, Série Científica*, **5:**57–80.

Brito Neves B.B. & Pedreira A.J. 2008. Diamictitos e "Cap Dolomites" Sturtianos Sobre o Grupo Jacobina – Araras, Norte de Campo Formoso – Bahia. *Geologia USP Série Científica*, **8(2)**:11-27.

Bros R., Stille P., Gauthier-Lafaye F., Weber F., Clauer N. 1992. Sm–Nd isotopic dating of Proterozoic clay material: an example from the Francevillian sedimentary series, Gabon. *Earth and Planetary Science Letters*, **113**:207–218.

Bruni M.A.L., Almeida J.T., Bruni E.C. 1974. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Rio São Francisco (SC.23)*. Brasília, DNPM, 58 p.

Buchwaldt R., Toulkeridis T., Babinski M., Noce C.M., Martins-Neto M.A., Hercos C.M. 1999. Age determination and age related provenance analysis of the Proterozoic glaciation event in central eastern Brazil. *In: South American Simposium on Isotope Geology*, 2, Córdoba, Argentina, *Abstracts*, 387-390.

Bühn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-IC-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **81(1):**1-16.

Cabanis B. & Thiéblemont D. 1988. La discrimination des tholéiites continentales et des basaltes arriérearc: proposition d'un nouveau diagramme: le triangle Th-3xTb-2xTa. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**:927-935.

Caldasso L.S.C., Costa A.C., Maranhão C.M.L., Lopes Jr. I., Horijawa I. 1973. *Projeto Sudeste do Piauí II. Parte das Folhas São João do Piauí (SC.23-X-B) e Paulistana (SC.24-V-A). Relatório Final Integrado*. Recife, DNPM/CPRM, 2 v.

Campos J.E.G. & Dardenne M.A. 1997. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, **27(3):**269-282.

Caxito F.A. 2010. *Evolução tectônica da Faixa Rio Preto, Noroeste da Bahia / Sul do Piauí*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 151 p.

Caxito F.A., Uhlein A., Morales L.F.G. 2010. Compartimentação estrutural da Faixa Rio Preto (NW da Bahia), um leque assimétrico de dupla vergência desenvolvido durante a Orogênese Brasiliana. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Belém, *Anais*, CD-ROM.

Caxito F.A., Dantas E.L., Stevenson R., Uhlein A. 2011a. Geochemical, detrital zircon (U-Pb) and Sm-Nd isotopic insights into the sedimentary provenance of the Rio Preto Fold Belt, Northeastern Brazil. *In:* Schmitt R.S., Trouw R., Carvalho I.S., Collins A. (eds). Gondwana 14, *Abstracts*, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, p. 31.

Caxito F.A., Uhlein A., Dantas E.L., Stevenson R., Pedrosa-Soares A.C. 2011b. Petrography, geochemistry and geochronology (U-Pb and Sm-Nd) of amphibolites from the Rio Preto Fold Belt, Northeastern Brazil: Possible remnants of a Paleoproterozoic (1.96 Ga) subduction-related oceanic crust? *In:* Schmitt R.S., Trouw R., Carvalho I.S., Collins A. (eds). Gondwana 14, *Abstracts*, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, p. 32.

Caxito F.A., Uhlein A., Sanglard J.C.D., Gonçalves-Dias T., Mendes M.C.O. 2012a. Depositional systems and stratigraphic review proposal of the Rio Preto Fold Belt, northwestern Bahia / southern Piauí. *Revista Brasileira de Geociências*, **42(3)**:523-538.

Caxito F.A., Halverson G.P., Uhlein A., Stevenson R., Gonçalves-Dias T., Uhlein G.J. 2012b. Marinoan glaciation in east-central Brazil. *Precambrian Research* **200**: 38-58. doi:10.1016/j.precamres.2012.01.005

Campos Neto M.C., Bittar S.M.B., Brito Neves B.B. 1994. Dominio tectonico Rio Pajeu – Provincia Borborema: orogeneses superpostas no ciclo Brasiliano/Pan-Africano. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneario Camboriu, *Abstracts*, p. 221–222.

Carvalho M.J. 2005. Tectonic Evolution of the Marancó-Poço Redondo Domain: Records of the Cariris Velhos and Brasiliano Orogenesis in the Sergipano Belt, NE Brazil. Tese de Doutorado, Universidade de Campinas, Campinas, 202 p.

Cawood P.A, Hawkesworth C.J., Dhuime B. 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, **40(10)**:875–878. doi:10.1130/G32945.1

Chakrabarti R., Abanda P.A., Hannigan R.E., Basu A.R. 2007. Effects of diagenesis on the Nd-isotopic composition of black shales from the 420 Ma Utica Shale Magnafacies. *Chemical Geology*, **244**:221–231.

Chemale F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M.S., Queiroga G., Armstrong R., Santos M.N. 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research* **22:**200-206.

Collins A.S. & Pisarevsky S.A. 2005. Amalgamating eastern Gondwana: the evolution of the Circum-Indian orogens. *Earth Science Reviews*, **71:**229–270.

Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H. 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, **288:**329-333.

Cordani U.G., Brito Neves B.B., D'agrella Filho M. 2003. From Rodinia to Gondwana: A review of the available evidence from South America. *Gondwana Reseach*, **6(2):**275-283.

Côrrea-Gomes L.C. & Oliveira E.P. 2000. Radiating 1.0 Ga Mafic Dyke Swarms of Eastern Brazil and Western Africa: Evidence of Post-Assembly Extension in the Rodinia Supercontinent? *Gondwana Research* **3(3)**:325-332.

Corsini M., Vauchez A., Archanjo C.J., Jardim de Sá E.F. 1991. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos-Seridó system, Northeastern Brazil. *Geology* **19**:586-589.

Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks.* Allen and Unwin, London, 450 p.

Dalziel I.W.D. 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: reviews, hypotheses, environmental speculations. *GSA Bulletin*, **109:**16-42.

Danderfer A., Lagoeiro L.E., Alkmim F.F. 1993. O sistema de dobramentos e empurrões da Chapada Diamantina (BA): registro da inversão do aulacógeno do Espinhaço no decorrer do evento Brasiliano. *In:* SBG, Núcleo Bahia-Sergipe, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, p. 197-199.

Danderfer A., DeWaele B., Pedreira A.J. and Nalini H.A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton—Brazil. Precambrian Research, 170:116–128.

Dantas E.L., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Fetter A.H., Brito Neves B.B., Cordani U., Nutman A.P., Williams I.S. 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research,* **130**:113-137.

Dantas E.L., Alvarenga C.J.S, Santos R.V., Pimentel M.M. 2009. Using Nd isotopes to understand the provenance of sedimentary rocks from a continental margin to a foreland basin in the Neoproterozoic Paraguay Belt, Central Brazil. *Precambrian Research*, **170**:1–12.

Dantas E.L., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 2010. Looking for the oldest rocks of South America: Paleoarchean orthogneiss of the Sobradinho Block, northernmost foreland of the São Francisco Craton, Petrolina, Pernambuco, Brazil. *In:* VII SSAGI - South American Symposium on Isotope Geology, Brasília, CD-ROM, p. 137-140.

Davison I., McCarthy M., Powell D., Torres H.H.F., Santos C.A. 1995. Laminar flow in shear zones: the Pernambuco Shear Zone, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, **17**:149-161.

de Wit M.J., Bowring S., Dudas F., Kamga G. 2005. The great Neoproterozoic Central Saharan arc and the amalgamation of the North African Shield. *In:* GAC-MAC-CSPG-CSSS Joint Meeting, Halifax, Canada, *Abstracts*, **30:**42-43.

de Wit M.J., Bowring S., Buchwaldt R., Dudas F. 2011. Proterozoic crust of the Central Sahara shield and its links to South America. *In:* Schmitt R.S., Trouw R., Carvalho I.S., Collins A. (eds). Gondwana 14, *Abstracts*, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, p. 85.

De la Roche H., Leterrier J., Grandeclaude P., Marchal M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagrams and major element analyses - its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*, **29:**183–210.

DePaolo D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291:**193–196.

Dilek Y. 2003. Ophiolite concept and its evolution. *In*: Dilek Y. & Newcomb S. (eds.), *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought*, Geological Society of America Special Paper, **373**:1-16.

Dilek Y. & Furnes H. 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *GSA Bulletin*, **123**:387-411. doi: 10.1130/B30446.1

Domingues A.J. 1947. Contribuição à geologia da região centro-ocidental da Bahia. *Revista Brasileira de Geografia*, **9:**57-82.

Dreimanis A. & Schucluter C. 1985. Field criteria for the recognition of till or tillite. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **51:**7-10.

Dussin I.A. & Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, **3:**19–26.

Du Toit A.L. 1937. *Our Wandering Continents*. Edinburgh, Oliver and Boyd, 366 p.

Ebert H. 1964. *Tectônica e metamorfismo regional do Escudo Brasileiro*. Recife, SUDENE, Divisão de Geologia, 39 p.

Ebert H. 1970. The Precambrian geology of the "Borborema"-Belt (States of Paraíba and Rio Grande do Norte; northeastern Brazil) and the origin of its mineral provinces. *Geologische Rundschau*, **59(3):**1292-1326.

Egydio-Silva M. 1987. *O sistema de dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton São Francisco*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 95 p.

Egydio-Silva M., Karmann I., Trompette R.R. 1989. Litoestratigrafia do Supergrupo Espinhaço e Grupo Bambuí no noroeste do estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **19(2):**101-112.

Egydio-Silva M., Karmann I., Trompette R.R. 1990. O sistema de dobramentos Rio Preto-borda NW do cráton do São Francisco. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, **6:**2658-2671.

Eyles N. 1993. Earth's glacial record and its tectonis setting. *Earth-Science Reviews*, **34:**1-248.

Evans J.A., Stone P., Floyd J.D. 1991. Isotopic characteristics of Ordovician greywacke provenance in the Southern Uplands of Scotland. *In:* Morton A.C., Todd S.P. & Haughton P.D.W. (eds.). *Developments in sedimentary provenance studies*. Londres, Geological Society Special Publication, **57**:161-172.

Fedo C.M., Sircombe K.N., Rainbird R.H. 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**:277-303.

Ferreira M.A.F. 1995. *Petrologia e geoquímica dos corpos sieníticos de Nova Olinda e Caboclo, cinturão de dobramentos Riacho do Pontal, oeste de Pernambuco*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 123 p.

Ferreira M.A.F., Ferreira V.P., Sial A.N. 1994. Estudo petrológico e geoquímico dos plutões sieníticos de Caboclo e Nova Olinda, cinturão de dobramentos Riacho do Pontal, oeste de Pernambuco. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, *Anais*, p. 136-137.

Ferreira M.A.F., Ferreira V.P., Sial A.N., Cruz M.J.M. 1998. Geoquímica e petrogênese dos plútons de Caboclo e Nova Olinda, terreno Riacho Pontal, oeste de Pernambuco. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 511.

Ferreira V.P., Sial A.N., Whitney J.A. 1994. Large scale silicate immiscibility: a possible example from Northeast Brazil. *Lithos*, **33**:285–302.

Ferreira V.P., Sial A.N., Jardim de Sá E.F. 1998. Geochemical and isotopic signatures of the Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11:**439-455.

Ferreira V.P., Sial A.N., Pimentel M.M., Moura C.A.V. 2004. Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the Transversal Zone, Northeastern Brazil. *In:* Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. 2004 (orgs). *Geologia do continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 189-201.

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.

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.

Figueiredo F.T., Almeida R.P., Tohver E., Babinski M., Liu D., Fanning C.M. 2009. Neoproterozoic glacial dynamics revealed by provenance of diamictites of the Bebedouro Formation, São Francisco Craton, Central Eastern Brazil. *Terra Nova*, **21**:375–385.

Figueirôa I. & Silva Filho M.A. 1990. *Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100 000 Folha SC.24-V-C-III, Petrolina, Estados de Pernambuco e Bahia*. DNPM/CPRM, 108 p.

Fountain D.M. & Salisbury M.H. 1981. Exposed cross-sections through the continental crust: implications for crustal structure, petrology, and evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, **56**:263-277.

Freitas M.S. & Sachs L.L.B. 2012. Geologia e recursos minerais da Folha Riacho Queimadas, (SC.24-V-A-I) - 1:100.000. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 46, Santos, *Anais*, CD-ROM.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **32:**2033–2048.

Frost C.D. & Winston D. 1987. Nd isotopic systematic of coarse- and fine-grained sediments: examples from the Middle Proterozoic Belt Purcell Super Group. *Journal of Geology*, **95**:309-327.

Fuck R.A., Jardim de Sá E.F., Pimentel M.M., Dardenne M.A., Pedrosa-Soares A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese do conhecimento. *In:* Dominguez J.M.L. & Misi A. (eds.). *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p. 121-146.

Furnes H., de Wit M., Staudigel H., Rosing M., Muehlanbachs K. 2007. Response to comments on "A vestige of Earth's oldest ophiolite". *Science*, **318**:746. doi:10.1126/science.1144231

Gaucher C., Frimmel H.E., Germs G.J. 2010. Tectonic events and palaeogeographic evolution of Southwestern Gondwana in the Neoproterozoic and Cambrian. *In:* Gaucher C., Sial A.N., Halverson G.P., Frimmel H.E. (eds): *Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana*. *Developments in Precambrian Geology*, **16**, Amsterdam, Elsevier, p. 295-316.

Gava A., Nascimento D.A., Vidal J.L.B. *et al.*, 1983. Geologia. *In*: DNPM, *Projeto RADAMBRASIL. Folha SC-24/25 – Aracaju / Recife*. Rio de Janeiro, p. 27-376.

Gava A., Montes A.S.L., Oliveira E.P. 1984. Granitos alcalinos no sudeste do Piauí. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, p. 2767-2786.

Gibb R.A. & Thomas M.D. 1976. Gravity signature of fossil plate boundaries in the Canadian Shield. *Nature*, **262:**199-200.

Gibb R.A. & Thomas M.D. 1977. The Thelon Front: a cryptic suture in the Canadian Shield? *Tectonophysics*, **38:**211-222.

Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm–Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**:219–245.

Gomes F.E.M. 1990. Relações litoestratigráfico-estruturais e evolução tectônica na Faixa Riacho do Pontal – Região de Paulistana (PI). *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, **6:**2843-2857.

Gomes F.E.M. & Vasconcelos A.M., 1991. *Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100 000 Folha SC.24-V-A-II, Paulistana, Estados de Pernambuco e Piauí.* DNPM/CPRM, 146 p.

Gomes F.E.M. & Torres P.F.M. 1994. Associações plutono-vulcanossedimentares no extremo sul da Província Borborema. Exemplos, correlações e paradigmas. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, *Anais*, p. 47-49.

Gomes H.A. 1990. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética-previsional Escala 1:100.000 (folha SC.24-V-D-I Itamotinga) Estados de Pernambuco e Bahia.* Brasília, DNPM/CPRM, 115 p.

Gonçalves L.M.C. & Orlandi R.P. 1983. Vegetação. *In:* DNPM, *Projeto RADAMBRASIL, folhas SC.24/25 Aracaju/Recife, geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.* Rio de Janeiro, MME, Secretaria Geral, p. 573-652.

Gonçalves Dias T. & Mendes M.C.O. 2008. *Geologia da Faixa Rio Preto entre Formosa do Rio Preto e Malhadinha, Bahia.* Trabalho de Graduação, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 62 p.

Gonzaga G.M. & Walde D.H.G. 2007. Glaciação de montanha em faixas orogenéticas Brasilianas no Cráton do São Francisco? Uma revisão e uma proposta. *Revista Brasileira de Geociências*, **37(4-suplemento):** 234-243.

Gorton M.P. & Schandl E.S. 2000. From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, **38:**1065-1073.

Guimarães I.P., Silva Filho A.F., Almeida C.N., Van Schmus W.R., Araújo J.M.M., Melo S.C., Melo E.B. 2004. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, **135:**23-53.

Guimarães I.P., Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Bittar S.M.B., Silva Filho A.F., Armstrong R. 2012. U–Pb zircon ages of orthogneisses and supracrustal rocks of the Cariris Velhos belt: Onset of Neoproterozoic rifting in the Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research*, **192-195**:52–77.

Halverson G.P., Dudás F.O., Maloof A.C., Bowring S.A. 2007. Evolution of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **256:**103–129.

Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, **182**:337–350.

Hannigan R., Abanda P.A., Chakrabarti R., Basu A.R. 2004. The Impact of diagenesis on the Sm-Nd Isotope systematics of black shales. *In:* American Geophysical Union, Fall Meeting 2004, abstract #V51C-0595.

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In:* M.P. Coward, A.C. Ries (eds.). *Collision Tectonics*. Londres, Geological Society Special Publication **19**:67-81.

Hart W.K., Wolde-Gabriel G., Walter R.C., Mertzman S.A. 1989. Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. *Journal of Geophysical Research*, **94:**7731–7748.

Haughton P.D.W., Todd S.P., Morton A.C. 1991. Sedimentary provenance studies. *In:* Morton A.C., Todd S.P., Haughton P.D.W. (eds.). *Developments in sedimentary provenance studies*. Londres, Geological Society Special Publication, **57:**1-11.

Henderson P. 1984. General geochemical properties and abundances of rare earth elements. *In*: Henderson P. (ed). *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p. 1-32.

Hofmann A.W. 1988. Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **90**:297-314.

Hollanda M.H.B.M., Archanjo C.J., Souza L.C., Armstrong R., Vasconcelos P.M. 2010. Cambrian mafic to felsic magmatism and its connections with transcurrent shear zones of the Borborema Province (NE Brazil): Implications for the late assembly of the West Gondwana. *Precambrian Research*, **178:**1–14.

Hoskin P.W.O. & Schaltegger U. 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53:**27-62.

Hooper P.R. & Hawkesworth C.J. 1993. Isotopic and geochemical constraints on the origin and evolution of the Columbia River Basalt. *Journal of Petrology*, **34:**1203-1246.

Hurley P.M., Almeida F.F.M., Melcher G.C., Cordani U.G., Rand J., Kawashita K., Vandoros P., Pinson W.H., Fairbarn H. 1967. Test of continental drift by means of radiometric ages. *Science*, **144:**495-500.

Humphris S.E. & Thompson G. 1978. Trace element mobility during hydrotermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42:**127-136.

Inda H.A.V. & Barbosa J.F. 1978. *Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia*. Salvador, SME/CPRM, 97 p.

Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the geochemical classification of the common volcanic rocks of orogenic areas. *Bulletin of the Geological Society of America*, **83:**29-40.

Jardim de Sá E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasiliana/Pan-Africana*. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, 804 p.

Jardim de Sá E.F. & Hackspacher P.C. 1980. Reconhecimento estrutural na borda noroeste do Cráton São Francisco. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário Camboriú, *Anais*, **5:**2719-2731.

Jardim de Sá E.F. & Souza, L.C. 1989. Relações estratigráficas e a tectônica tangencial na borda norte do Cráton do São Francisco. *In:* SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2, Fortaleza, *Atas*, p. 237-240.

Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F., Torres H.H.F., Kawashita K. 1988. Geochronology of metaplutonics and evolution of supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil. *In:* Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, *Anais*, p. 49-62.

Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F., Fuck R.A., Kawashita K. 1992 Terrenos proterozóicos na província Borborema e a margem norte do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **22(4):**472-480.

Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F., Kawashita K., Peucat J.J., Leterrier J., Fuck R.A. 1996. A suíte Serra da Esperança: intrusões alcalinas sintectônicas aos nappes brasilianos na Faixa Riacho do Pontal, NE do Brasil. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, 39, SBG, Salvador, **6:**499-501.

Jensen L.S. 1976. *A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks.* Ontario Division of Mines, Misc., Paper 66.

Johansson M. & Stow D.A.V. 1995. A classification scheme for shale clasts in deep water sandstones. In: Hartley A.J. & Prosser D.J. (ed.). *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*. Londres, Geological Society Special Publication, **94:**221-241.

Kelemen P.B., Johnson K.T.M., Kinzler R.J., Irving A.J. 1990. High-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. *Nature*, **345:**521-524.

Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T. 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, **120**:111-134.

King L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, **2:**147-265.

Kosin M.D., Angelim L.A.A., Souza J.D., Guimarães J.T., Teixeira L.R., Martins A.A.M., Bento R.V., Santos R.A., Vasconcelos A.M., Neves J.P., Wanderley A.A., Carvalho L.M., Pereira L.H.M., Gomes I.P. 2004. Folha SC.24-Aracaju. *In:* Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. Brasília, CPRM, CD-ROM.

Kozuch M. 2003. *Isotopic and trace element geochemistry of early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on tectonic setting.* Tese de Doutorado, University of Kansas, Lawrence, EUA, 199 p.

Kreysing K., Lenz R., Ribeiro G.F. 1973. *Salinização das águas subterrâneas do centro do polígono das secas do nordeste brasileiro.* Recife, SUDENE, 69 p.

Kroner A. & Cordani U. 2003. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics* **375:**325-352.

Kusky T.M. 2004. Epilogue: What if anything have we learned about Precambrian ophiolites and early Earth processes? *In:* Kusky T.M. (ed.), *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Amsterdam, Elsevier, Developments in Precambrian Geology, **13:**727-737.

Le Maitre R.W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of igneous rocks*. Oxford, Blackwell, 193 p.

Leal A.S. 1970. *Inventário hidrogeológico do Nordeste: Folha 19, Aracaju Noroeste*. Recife, SUDENE, 242 p.

Lenz R. 1972. Die Serie Bambuí in Bereich des Pernambuco-Lineaments. *Geol. Jb.*, **B2:**39-54.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*, **160**:179–210.

Lima M.I.C. 1995. *Introdução à Interpretação Radargeológica*. Rio de Janeiro, IBGE/DRNE, Série Manuais Técnicos em Geociências, **3**, 124 p.

Lima M.I.C., Gava A., Fernandes P.E.C.A., Pires J.L., Siga Jr. O. 1985. *Projeto ferro titanado de Floresta*. Salvador, Minérios de Pernambuco/RADAMBRASIL, 3v.

Lowe D.R. 1982. Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology*, **35(5):**765-776.

Ludwig K.R. 2008. *User's manual for Isoplot 3.7. A geochronological toolkit for Microsoft Excel.* Berkeley Geochronologic Center, Special Publication No. 4, Berkeley, EUA.

Machado N., Schrank A., Abreu F.R., Knauer L.G., Almeida-Abreu P.A., 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *Boletim do Núcleo Minas Gerais - Sociedade Brasileira de Geologia*, **10:**171-174.

Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin,* **101:**635–643.

Mascarenhas J.F. 1979. *Evolução tectônica do pré-Cambriano do estado da Bahia.* Geologia e recursos minerais do estado da Bahia, Textos Básicos, Salvador, SME-BA/CPM, p. 55-165.

Matos R.M.D. 1992. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics* **11(4):**766-791.

Marimon M.P.C. 1990. *Petrologia e litogeoquímica da seqüência plutono-vulcanosedimentar de Brejo Seco, Município de São João do Piauí.* Universidade Federal da Bahia, Dissertação de Mestrado, Salvador, 102 pg.

McCulloch M.T. & Wasserburg G.J. 1978. Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. *Science*, **200**:1003-1011.

McWilliams M.O. 1981. Palaeomagnetism and Precambrian tectonic evolution of Gondwana. *In:* Kroner A. (ed.), *Precambrian Plate Tectonics*. Amsterdam, Elsevier, p. 649-687.

Medeiros V.C. 2004. *Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil.* Tese de Doutourado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 200 p.

Mendes M.C.O., Gonçalves Dias T., Caxito F. A., Uhlein A., Sanglard J.C.D., Fujikawa L.H. 2010. Estudo das ocorrências de manganês e ferro da Faixa Rio Preto por microscopia eletrônica de varredura aliada a análises litoquímicas. *In:* SBG, 45 Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Anais*, CD-ROM.

Mendes V.A. & Silva Filho M.A. 1990. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética/previsional – Escala 1:100.000 (folha SC.24-V-B-IV Cristália), Estado de Pernambuco*. Brasília, DNPM/CPRM, 118 p.

Miller J.M.G. 1996. Glacial sediments. In: Reading H.G. (ed.). Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy, 3rd ed., Blackwell Scientific Publications, New York, p. 454-484.

Misi A. & Veizer J. 1998. Neoproterozoic carbonate sequences of the Una Group, Irece Basin, Brasil: chemostratigraphy, age and correlations. *Precambrian Research,* **89**:87–100.

Misuzaki A.M.P., Thomaz Filho A., Milani E.J., Césero P. 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in Northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences,* **15:**183-198.

Miyashiro A. 1973. The Troodos complex was probably formed in an island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, **19:**218–224, doi: 10.1016/0012-821X

Miyashiro A. 1975. Volcanic rock series and tectonic setting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences,* **3:**251-269.

Moncrieff A.M.C. 1989. Classification of poorly-sorted sedimentary rock. *Sedimentary Geology*, **65:**191-194.

Montañez I., Banner J., Osleger D., Borg L., Bosserman P. 1996. Integrated Sr isotope variations and sea-level history of Middle and Upper Cambrian platform carbonates: implications for the evolution of Cambrian seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$. *Geology*, **24**:L917–920.

Montes M.L., Monteiro N., Silva L.L. 1986. Geologia. *In:* DNPM, PROJETO RADAMBRASIL, Folha SC-23, Rio São Francisco.

Moraes J.F.S. 1992. *Petrologia das rochas máficas-ultramáficas da seqüência vulcanosedimentar de Monte Orebe, PE-PI.* Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 98 pg.

Moraes, J.F.S., Figuerôa, I., 1998. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB, carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:250.000 Folha SC.24-V-A, Paulistana, Estados do Piauí, Bahia e Pernambuco. CPRM, 92 p.

Moraes Rego L.F. 1926. *Reconhecimento geológico da parte ocidental do Estado da Bahia*. Rio de Janeiro, SGM, Boletim 13, p. 33-54.

Moura M.N.P. 1962. *Geologia e hidrogeologia da folha oeste do município de Petrolina – estado de Pernambuco.* Relatório de Graduação em Geologia, Escola de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 60 p.

Moura C.A.V., Pinheiro B.L.S., Nogueira A.C.R., Gorayeb, P.S.S., Galarza, M.A. 2008. Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. *In:* Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., de Wit M.J. (eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region.* Londres, Geological Society Special Publications, **294:**173–196.

Moutinho da Costa L.A., Portela A.C.P., Marchetto C.M.L., Santos E.L., Meneguesso G., Stein J.H. 1971. *Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco – LETOS. Relatório Final Integrado.* Petrópolis, Rio de Janeiro, DNPM/CPRM/PROSPEC, 300 p.

Murphy J.B. & Nance R.D. 2003. Do supercontinents introvert or extrovert? Sm–Nd isotopic evidence. *Geology*, **31**:873–876.

Mysen B.O. & Kushiro I. 1977. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. *American Mineralogist*, **62(9-10)**:843-865.

Nance R.D., Murphy J.B., Santosh M. (no prelo). The supercontinent cycle: A retrospective essay. *Gondwana Research* (aceito, sem data de publicação). doi:10.1016/j.gr.2012.12.026

Nelson B.K. & DePaolo D.J. 1988. Comparison of isotopic and petrographic provenance indicators in sediments from Tertiary continental basins of New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**:348-357.

Neves S.P. 2003. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics* **22:**1031. doi:10.1029/2001TC001352.

Neves S.P., Vauchez A., Archanjo C.J. 1996. Shear-zone controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from Northeast Brazil. *Tectonophysics*, **262:**349-365.

Neves S.P. & Mariano G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, **21:**1369-1383.

Neves S.P., Bruguier O., Vauchez A., Bosch D., Silva J.M.R., Mariano G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, **149**:197–216.

Neves S.P., Bruguier O., Silva J.M.R., Bosch D., Alcantara V.C., Lima C.M. 2009. The age distributions of detrital zircons inmetasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis? *Precambrian Research*, **175**:187-205.

Noce C.M., Teixeira W., Quéméneur J.J.G., Martins V.T.S., Bolzachini E. 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, **13:**225-239.

Nou E.A.V., Bezerra L.M.M., Dantas M. 1983. Geomorfologia. *In*: DNPM, *Projeto RADAMBRASIL, folhas SC.24/25 Aracaju/Recife, geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.* Rio de Janeiro, MME, Secretaria Geral, p. 377-443.

Oliveira R.G. 1998. *Arcabouço geotectônico da região da Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil: dados aeromagnéticos e gravimétricos*. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 157 p.

Oliveira R.G. 2008. *Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borborema e sua margem continental (nordeste do Brasil).* Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 411 p.

Oliveira E.P. & Tarney J. 1990. Petrogenesis of the Canindé de São Francisco Complex: a major late Proterozoic gabbroic body in the Sergipe Fold Belt, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **3:**125–140.

Oliveira E.P., Toteu S.F., Araújo M.N.C., Carvalho M.J., Nascimento R.S., Bueno J.F., McNaughton N., Basilici G. 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano

belt (NE Brazil) and the Yaoundé schist belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, **44**:470–478.

Oliveira E.P., Windley B.F., Araújo M.N.C. 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research,* **181**:64-84.

Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., de Wit M.J. (eds.) 2008.*West Gondwana Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*. Londres, Geological Society Special Publication, **294**, 422 p.

Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Berlim, Springer-Verlag, 289 p.

Pearce J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In:* Thorpe R.S. (ed.). *Andesites*. New York, John Wiley & Sons, p. 526-548.

Pearce J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In:* Hawkesworth C.J. & Norry M.J. (eds.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, U.K, Shiva Press, p. 230-249.

Pearce J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19:**120–125.

Pearce J.A. 2008 Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100:**14-48.

Pearce J.A. & Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, **19:**290-300.

Pearce J.A. & Norry M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69:**33-47.

Pearce J.A. & Parkinson I.J.1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. *In:* Prichard H.M., Alabaster T., Harris N.B.W., Neary C.R. (eds.), *Magmatic processes and plate tectonics*. Londres, Geological Society Special Publication, **76:**373–403.

Pearce J.A. & Robinson P.T. 2010 The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting. *Gondwana Research*, **18**:60–81, doi: 10.1016/j.gr.2009.12.003.

Pearce J.A. Harris N.B.W. Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956–983.

Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **58**:68-81.

Pedrosa-Soares A.C., Cordani U., Nutman A. 2000. Constraining the age of Neoproterozoic glaciation in eastern Brazil: First U-Pb (SHRIMP) data from detrital zircons. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:58-61.

Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Noce C., Martins M.S., Queiroga G., Vilela F.T. 2011. The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuaí orogen, SE Brazil) with emphasis on the diamictite formations. *In:* Arnaud E., Halverson G., Shields G. (eds.). *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*, Geological Society of London, Memoir 36, pp. 523–534.

Perfit M.R., Gust D.A., Bence A.E., Arculus R.J., Taylor S.R. 1980. Chemical characteristic of island-arc basalts: implications for mantle sources. *Chemical Geology*, **30:**227-256.

Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ponçano W.L. 1986. Guia de nomenclatura estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **16(4):**376-415.

Pimentel M.M., Heaman L.M., Fuck R.A., Marini O.J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, **52:**321–335.

Pimentel M.M. & Botelho N.F. 2001. Sr and Nd isotopic characteristics of 1.77–1.58 Ga rift-related granites and volcanics of the Goiás tin province, central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **73(2):**263–276.

Pimentel M.M., Dardenne M.A., Fuck R.A., Viana M.G., Fischel D.P. 2001. Nd isotopes and the provenance of sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **14:**571-585.

Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o arco magmático de Goiás. *In*: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 355-368.

Pimentel M.M., Rodrigues J.B., DellaGiustina M.E.S., Junges S., Matteini M., Armstrong R. 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: A review. *Journal of South American Earth Sciences*, **31**:345-357.

Pin C. & Zalduegui J.F.S. 1997. Sequential separation of light rare earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks. *Geochimica et Cosmochima Acta*, **339:**79-89.

Plá Cid J., Nardi L.V.S., Conceição H., Bonin B., Jardim de Sá E.F. 2000a. The alkaline sílica-satured ultrapotassic magmatism of the Riacho do Pontal fold belt, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **13(7):**661-683.

Plá Cid J., Bitencourt M.F., Nardi L.V.S., Conceição H., Bonin B., Lafon J.M. 2000b. Paleoproterozoic late-orogenic and anorogenic alkaline granitic magmatism from northeast Brazil. *Precambrian Research*, **104(1-2):**47-75.

Prado F.S. & Vasconcelos A.M. 1991. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética-previsional Escala 1:100.000 (folha SC.24-V-A-IV Barra do Bonito). Estados do Piauí e Bahia*. Brasília, DNPM/CPRM, 160 p.

Reading H. & Richards M. 1994. The classication of deep water siliciclastic depositional systems by grain size and feeder systems. *AAPG Bulletin*, **78:**792-822.

Renne P.R., Onstott T.C., D'Agrella-Filho M.S., Pacca I.G., Teixeira W. 1990. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of 1.0-1.1 Ga magnetizations from the São Francisco and Kalahari Cratons: tectonic implications for Pan-African and Brasiliano mobile belts. *Earth and Planetary Science Letters,* **101:**349-366.

Ribeiro A.F. & Silva M.G. 1998. O terreno granito-greenstone do Rio Salitre (GBRS), Bloco Sobradinho, Cráton do São Francisco, Bahia. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 65.

Richards M., Bowman M., Reading H. 1998. Submarine-fan systems I: characterization and stratigraphic prediction. *Marine and Petroleum Geology*, **15:**689-717.

Rodrigues J.B., Pimentel M.M., Dardenne M.A., Armstrong R. 2010. Age, provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá Groups (Brasília Belt, Brazil): Implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **29:**512-521.

Rogers J.J.W. 1996. A history of continents in the past three billion years. *Journal of Geology*, **104:**91-107.

Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, **184:**123-138.

Rudnick R. 1995. Making Continental Crust. *Nature*, **378:**571-578.

Sá J.M., McReath I., Leterrier J. 1995. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of the Orós fold belt (Borborema Province, Northeast Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **8:**299–314.

Sá J.M., Bertrand J.M., Leterrier J., Macedo. M.H.F. 2002. Geochemistry and geochronology of pre-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **14:**851-866.

Sampaio T.Q., Vasconcelos A.M. 1991. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenético-previsional Escala 1:100.000 (folha SC.24-V-A-V Afrânio). Estados de Pernambuco, Piauí e Bahia.* Brasília, DNPM/CPRM, 144 p.

Sanglard J.C.D., Uhlein A., Caxito F.A., Suckau G.L. 2008. Estratigrafia e sistemas deposicionais da Faixa Rio Preto. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Curitiba, *Anais*, p. 14.

Santos A.R., Meneses P.R., Santos U.P. 1977. *Sensoriamento remoto aplicado ao mapeamento geológico regional - Folha Rio São Francisco*. Dissertação de Mestrado, INPE, São José dos Campos, 168 p.

Santos C.A. & Silva Filho, M.A. 1990. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Riacho do Caboclo, escala 1:100.000. Folha SC.24-V-A-VI, Estados de Pernambuco e Bahia.* CPRM, 113 p.

Santos E.J. 1995. O Complexo Granítico Lagoa das Pedras: acresção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 219 p.

Santos E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, **6:**47-50.

Santos E.J. 1998. *Integração geológica e metalogenética, escala 1:250.000, Folha SC.24-X-A Belém do São Francisco (Floresta), Província Borborema, NE do Brasil*. Recife, CPRM.

Santos E.J. & Caldasso A.L.S. 1978. Síntese dos conhecimentos e ensaio interpretativo da área do Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil. *In:* Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, *Anais*, p. 399-426.

Santos E.J. & Brito Neves B.B. 1984. Província Borborema. *In:* Almeida F.F.M. & Hasui Y. (eds). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgar Blucher Ltd., São Paulo, p. 123–186.

Santos E.J. & Medeiros V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 73-84.

Santos E.J., Oliveira R.G., Paiva I.P. 1997. Terrenos no Domínio Transversal da Província Borborema: controles sobre acresção e retrabalhamento crustais ao sul do lineamento Patos. *In:* Simpósio de Geologia do Nordeste, 7, SBG-NE, Fortaleza, p.141-144.

Santos E.J., Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Oliveira R.G., Medeiros V.C. 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE-Brazil. *In:* 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro. CD-ROM.

Santos E.J., Van Schmus W.R., Kozuch M., Brito Neves B.B. 2010. The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **29:**61-76.

Santos J.F. 1984. Depósito de Níquel de São João do Piauí, Piauí. *In:* Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. (eds.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, Brasília, DNPM/CVRD, **2:**341-345.

Santos T.C., Pimentel M.M., Brito Neves B.B., Gruber L., Rodrigues J.B. 2012. Proveniência do Grupo Bambuí/Una na região da Chapada Diamantina e comparação com unidades cronocorrelatas na porção oeste do Cráton do São Francisco. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 46, Santos, CD-ROM.

Santos T.J.S., Fetter A.H., Nogueira Neto J.A. 2008. Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central 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 South Atlantic Region*. Londres, Geological Society Special Publications, **294:**101–119.

Santos T.J.S., Garcia M.G.M., Amaral W.S., Wernick E., Dantas E.L., Arthaud M.H., Caby R., Santosh M. 2009. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceara Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, **15**:454-470.

Saunders A.D. 1984. The Rare Earth Element Characteristics of Igneous Rocks from the Ocean Basins. *In:* Henderson P. (ed). *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p. 205-236.

Saunders A.D. & Tarney J. 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In: Kokelaar B.P. & Howells M.F. (eds.), *Marginal Basin Geology*. Londres, Geological Society Special Publication, **16:**59-76.

Schermerhorn L.J.G. 1974. Late Precambrian mixtites: glacial and/or non glacial? *American Journal of Science*, **274:**673-824.

Schobbenhaus C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, estado da Bahia: Revisão e novas propostas. Revista Brasileira de Geociências, **26(4):**265-276.

Schobbenhaus C., Hoppe A., Baumann A., Lork A. 1994. Idade U/Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, 38, SBG, Balneário Camboriú, *Anais*, **2:**397–399.

Shand S.J. 1947. *Eruptive Rocks.* 3.ed, New York, Hafner Publishing Company, 488 p.

Shervais J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, **59:**101-118.

Shirey S.B. & Hanson G.N. 1986. Mantle heterogeneity and crustal recycling in Archean granite-greenstone belts: Evidence from Nd isotopes and trace elements in the Rainy Lake area, Superior Province, Ontario, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* **50:**2631-2651.

Sial A.N. 1976. The post-paleozoic volcanism of Northeast Brazil and its tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências,* **48:**299-311.

Sial A.N. 1986. Granite-types in northeast Brazil: current knowledge. *Revista Brasileira de Geociências,* **16:**54-72.

Sial A.N., Dardenne M.A., Misi A., Pedreira A.J., Gaucher C., Ferreira V.P., Silva Filho M.A., Uhlein A., Pedrosa-Soares A.C., Santos R.V., Egydio-Silva M., Babinski M., Alvarenga C.J.S., Fairchild T.R., Pimentel M.M. 2009. The São Francisco Palaeocontinent. *In*: Gaucher C., Sial

A.N., Halverson G.P., Frimmel H.E. (eds), *Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana*. Elsevier, Developments in Precambrian Geology, **16**:31-69.

Silva L.C., Armstrong R., Delgado I.M., Pimentel M.M., Arcanjo J.B., Melo R.C., Teixeira L.R., Jost H., Cardoso Filho J.M., Pereira L.H.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré- Cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte I: limite centro-oriental do Cráton São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **32(4)**:501-512.

Silva L.C, Pedrosa-Soares A.C., Teixeira L., Armstrong R. 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí Orogen, eastern Brazil: New evidence for the breakup stage of the São Francisco Congo Paleocontinent. *Gondwana Research*, **13:**527-537.

Silva M.G. 1996. Seqüências meta-sedimentares, vulcanossedimentares e greenstone belts do Arqueano e Proterozóico Inferior. *In:* Barbosa, J.S.F. & Dominguez, J.M.L. (eds.), *Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo*. Salvador, Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 400 p.

Siqueira Filho J. 1967. *Geologia da folha de Jutaí - Pernambuco*. Recife, SUDENE. Série Geologia Regional, **7**, 52p.

Sofner V.B. 1972. Zur stratigraphie des Prakambriums im Gebiet des Mittleren Rio São Francisco zwischen Sento Sé und Juazeiro, Nordost-Brasilien. *Beih. Geol. Jb.*, **121:**95-146.

Souza L.C. & Jardim de Sá E.F. 1989. O metamorfismo e a tectônica de nappes na porção marginal sul da Faixa Riacho do Pontal. *In:* SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2, Fortaleza, *Atas*, 241-244.

Souza J.D., Fernandes Filho J.; Guimarães J.T., Lopes J.N. 1979. *Projeto Colomi. Relatório Final, Geologia da Região do Médio São Francisco, texto e mapas. Escala 1:250 000*. Salvador, DNPM-CPRM, 389 p.

Stille P. & Clauer N. 1986. Sm–Nd isochron-age and provenance of the argillites of the Gunflint Iron Formation in Ontario, Canada. *Geochima et Cosmochima Acta* **50:**1141–1146.

Stow D.A.V. & Mayall M. 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, **17:**125-135.

Stow D.A.V., Howell D.V., Nelson C.H. 1985. Sedimentary, Tectonic and Sea-Level Controls. In: Bouma A.H., Normark W.R., Barnes N.E. (eds.), *Submarine Fans and Turbidite Systems*. Frontiers in Sedimentary Geology, Berlim. Springer-Verlag, 351 p.

Stow D.A.V., Reading H.G., Collinson J.D. 1996. Deep Seas. *In:* Reading H.G. (ed.), *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, 3rd ed., New York, Blackwell Scientific Publications, p. 395-453.

Sun S.-S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. & Norris M.J. (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Londres, Geological Society Special Publication, **42:**313-345.

Sun S.-S. & Nesbitt R.W. 1977. Chemical heterogeneity of the Archean mantle: composition of the earth and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, **35:**429-448.

Tack L., Wingate M.T.D., Liégeois J-P., Fernandez-Alonso M., Deblond A. 2001. Early Neoproterozoic magmatism (1000–910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of the Congo craton. *Precambrian Research*, **110:**277–306.

Teixeira W., Carneiro M.A., Noce C.M., Machado N., Sato K., Taylor P.N. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archaean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **78:**151-164.

Tesha A.L., Nyblade, A.A., Keller, G.R., Doser, D.I., 1997. Rift localization in suture-thickened crust: evidence from Bouguer gravity anomalies in northeastern Tanzania, East Africa. *Tectonophysics*, **278**:315-328.

Thiéblemont D. & Tegyey M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, **319(II)**:87-94.

Thomas M.D. 1992. Ancient collision continental margins in the Canadian shield: geophysical signatures and derived crustal transects. *In:* Bartholomew M.J., Hyndman D.W., Mogk D.W., Mason M. (eds.) *Basement Tectonics 8: Characterizartion and comparision of Ancient and Mesozoic Continental Margins*. Deitrecht, Holanda, Kluwer Academic Publishers, p. 5-25.

Thompson R.N., Morrison M.A., Hendry G.L., Parry S.J. 1984. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Real Society of London*, **310:**549-590.

Tohver E., D'agrella-Filho M., Trindade R.I.F. 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research*, **147:**193-222.

Tohver E., Collins A.S., Babinski M., Trindade R.I. 2012. Assembling two easy pieces: the geology of western Gondwana and plate tectonic theory - An introduction to the special volume. *Gondwana Research* **21:**311-315.

Torres H.H.F., Oliveira R.G., Figuerôa I. 1994. Edentação tectônica da extremidade norte do Cráton do São Francisco na Faixa Riacho do Pontal. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, *Anais*, p. 222-223.

Trindade R.I.F., Font E., D'Agrella-Filho M.S., Nogueira A.C.R., Riccomini C. 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton. *Terra Nova* **15:**441–446.

Trindade R.I.F., D'Agrella-Filho M.S., Epof I., Brito Neves B.B. 2006. Paleomagnetism of the early Cambrian Itabaiana mafic dikes, NE Brazil, and implications for the final assembly of Gondwana and its proximity to Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, **244(1-2):**361-377.

Trompette R.R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam, Balkema, 350 p.

Turpin L., Maruejol P., Cuney M. 1988. U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granitic basement, hydrothermal albitites and uranium mineralization, Lagoa Real, South Bahia, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98:**139–147.

Uhlein A., Alvarenga C.J.S., Trompette R.R., Dupont H.S.J.B., Egydio-Silva M., Cukrov N., Lima O.N.B. 2004. Glaciação neoproterozóica sobre o cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes. *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.* São Paulo, Beca, p. 539-553.

Uhlein A., Egydio-Silva M., Caxito F.A., Sanglard J.C.D., Suckau G.L., Mendes M.C.O., Gonçalves Dias T., Uhlein G.J. 2008. As faixas dobradas da margem norte do Cráton do São Francisco: estratigrafia e tectônica. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Curitiba, *Anais*, p. 6.

Uhlein A., Caxito F.A., Sanglard J.C.D., Uhlein G.J., Suckau G.L. 2011. Estratigrafia e tectônica das faixas neoproterozóicas da porção norte do Cráton do São Francisco. *Geonomos*, **19(2)**:8-31.

Ussami N. 1999. Estruturação e limites da placa litosférica Sanfranciscana: Contribuição gravimétrica. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 61 p.

Valeriano C.M., Machado N., Simonetti A., Valladares C.S., Seer H., Simões L.S. 2004. U–Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, **130:**27–55.

Valladares C.S., Machado N., Heilbron M., Duarte B.P., Gauthier G. 2008. Sedimentary provenance in the central Ribeira belt based on laser-ablation ICPMS $^{207}Pb/^{206}Pb$ zircon ages. *Gondwana Research*, **13**:516–526.

Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P., Babinski M.1995. U/Pb and Sm/Nd geochronolgic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, **8:**267-288.

Van Schmus W.R., Fetter A.H., Brito Neves B.B., Williams I.S. 1999. Ages of detrital zircon populations from Neoproterozoic supracrustal units in NE Brazil: Implications for assembly of West Gondwanaland. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, **31**, A-299.

Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Williams I.S., Hackspacker P.C., Fetter A.H., Dantas E.L., Babinski M., 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence (T_{DM}) ages. *Precambrian Research*, **127:**287-327.

Van Schmus W.R., Oliveira E.P., Silva Filho A.F., Toteu F., Penaye J., Guimarães I.P. 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *In*: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., de Wit M.J. (eds), *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations Across the South Atlantic Region*. Londres, Geological Society Special Publications, **294:**69-99

Van Schmus W.R., Kozuch M., Brito Neves B.B. 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **31:**227-252.

Vauchez A. & Egydio-Silva M. 1992. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: the West Pernambuco shear zone, northeast Brazil. *Geology*, **20:**1007-1010.

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:**247-266.

Volker F., Altherr R., Jochum K.P., McCulloch M.T. 1997.Quaternary volcanic activity of the Southern Red Sea: new data and assessment of models on magma sources and Afar plume–lithosphere interaction. *Tectonophysics*, **278:**15–29.

Winchester J.A. & Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20:**325-343.

Winge M. 1968. *Geologia da região das serras do Estreito e Boqueirão, NW da Bahia e SSE do Piauí*. Recife, SUDENE, Série Geologia Regional, 17.

ANEXO - Coordenadas UTM (Datum SAD69) de alguns dos pontos descritos

Faixa Rio Preto (Zona 23S)

Ponto	Easting	Northing	Ponto	Easting	Northing
B016	482207	8809763	**HAE9**	489322	8770450
B024	466629	8779757	**J01**	512249	8738285
B038	468919	8785738	**J03**	506060	8747048
B048	477594	8780123	**J31**	502273	8734596
B051	476049	8796092	**J46**	503721	8743881
HAE8	483877	8775170			

Faixa Riacho do Pontal (Zona 24S, exceto FRP029 e FRP110 = Zona 23S)

Ponto	Easting	Northing	Ponto	Easting	Northing
FRP003	311618	9007594	**FRP005**	299036	9025790
FRP007	280366	9050534	**FRP011**	272890	9077666
FRP015	262199	9100382	**FRP017**	266885	9097148
FRP018	273170	9081684	**FRP021**	293925	8981534
FRP029	763595	9012116	**FRP042**	304074	9077030
FRP043	303793	9077347	**FRP051**	284775	9074031
FRP053	282619	9066416	**FRP056**	313094	9076956
FRP058	314038	9081808	**FRP060**	316832	9085106
FRP061	317117	9085290	**FRP071**	305996	9082016
FRP072	306061	9082313	**FRP073**	306031	9083020
FRP076	306581	9088783	**FRP080**	297014	9099562
FRP086	268787	9067938	**FRP093**	251800	9096419
FRP095	250549	9096004	**FRP099**	262504	9069301
FRP100	262065	9068733	**FRP104**	230189	9055320
FRP106	229194	9056799	**FRP110**	778505	9027170
FRP118	175032	9062341	**FRP122**	186640	9060408
FRP128	195665	9040168	**FRP129**	202598	9077751
FRP130	208321	9088449	**FRP133**	170723	9061137
FRP135	171375	9060665	**FRP136**	277422	9114341
FRP141	280459	9103145	**FRP142**	281184	9103180
FRP144	282646	9103112	**FRP147**	276928	9096022
FRP148	281588	9094685	**FRP159**	292066	8979409
FRP165	376115	8978946	**FRP169**	237909	9093423
FRP172	235898	9090724	**FRP176**	251283	9096530
FRP180	251553	9098819	**FRP189**	247718	9113881
FRP194	241643	9110628	**FRP195**	242271	9109627
FRP200	245290	9107791	**FRP201**	261600	9109919
FRP202	266245	9111459	**FRP213**	247501	9078097
FRP215	244337	9072623	**FRP228**	171864	9063838
FRP233	173479	9060748	**FRP242**	223760	9099874
FRP244	225092	9100634	**FRP248**	207615	9087059
FRP249	207705	9086707	**FRP250**	219486	9085604
FRP252	275054	9063461	**FRP253**	275296	9063526
FRP266	284797	9053128	**FRP269**	302278	9008699
FRP270	305177	9005023	**FRP271**	305216	9004590
FRP272	304361	9003789	**FRP279**	352288	9050415
FRP280	356058	9047565	**FRP283**	360458	9006586
FRP290	311262	9077452	**FRP294**	324872	9080307
FRP297	245840	9044806	**FRP298**	245569	9043988
FRP304	251387	9105815	**FRP313**	242331	9105250
FRP314	251302	9107813	**FRP315**	253395	9096254
FRP316	253281	9096355	**FRP317**	253151	9096554
FRP318	249037	9098995	**FRP322**	249613	9104318
FRP323	250161	9104603	**FRP324**	252331	9107848
FRP327	292495	9089622	**FRP332**	287487	9103037
FRP335	170706	9060950	**FRP336**	171164	9060675
SSS009	179773	9064687	**SSS052**	171283	9060470