



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



# **TESE DE DOUTORADO**

**CARACTERIZAÇÃO DO COMPLEXO POCRANE,  
MAGMATISMO BÁSICO MESOPROTEROZÓICO E  
UNIDADES NEOPROTEROZÓICAS  
DO SISTEMA ARAÇUAÍ-RIBEIRA, COM ÊNFASE EM  
GEOCRONOLOGIA U-Pb (SHRIMP e LA-ICP-MS)**

**AUTOR: Tiago Amâncio Novo**

**ORIENTAÇÃO: Antonio Carlos Pedrosa Soares**

Nº

**BELO HORIZONTE  
DATA ( \_\_/\_\_/\_\_ )**

**Tese de Doutorado**

**CARACTERIZAÇÃO DO COMPLEXO POCRANE,  
MAGMATISMO BÁSICO MESOPROTEROZÓICO E  
UNIDADES NEOPROTEROZÓICAS DO SISTEMA  
ARAÇUAÍ-RIBEIRA, COM ÊNFASE EM  
GEOCRONOLOGIA U-Pb (SHRIMP e LA-ICP-MS)**

Tese de doutoramento apresentada ao  
Programa de Pós-Graduação em Geologia  
do Instituto de Geociências da Universidade  
Federal de Minas Gerais.

**Autor: Tiago Amâncio Novo**

**Orientador: Prof. Antônio Carlos Pedrosa Soares**

**Co-orientador: Prof. Ivo Antônio Dussin**

**Belo Horizonte, Março de 2013**

*A Carlos Maurício Noce  
geocientista e amigo*

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço os recursos financeiros obtidos pela parceria CPRM-UFMG no PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL, auxílios à pesquisa do CNPq (processos 471018/2008-2 “Evolução do Orógeno Araçuaí: ênfase na bacia precursora e estágios pré-colisional e sincolisional” e 470001/2011-9 “O Complexo Pocrane no contexto das unidades do embasamento do Orógeno Araçuaí: idade e caracterização”) e pelo Laboratório de Geotectônica do CPMTCC-UFMG, coordenados pelo orientador (A. C. Pedrosa-Soares), além do *grant* associado à sua bolsa de produtividade em pesquisa (processo 301070/2005-9). À FAPEMIG–Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais – que concedeu a bolsa de doutorado.

## ÍNDICE

<b>1. INTRODUÇÃO</b>	<b>01</b>
1.1. Objetivos	01
1.2. Localização	01
1.3. Metodologia	03
1.3.1. Trabalhos de Campo	03
1.3.2. Mapeamento e Perfis Geológicos	03
1.3.3. Coleta de Amostras	04
1.3.4. Trabalhos de Laboratório	04
<b>2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b>	<b>09</b>
2.1. Embasamento	10
2.1.1. Complexo Juiz de Fora	11
2.1.2. Suíte Caparaó	14
2.1.3. Complexo Mantiqueira	15
2.2. Complexo Metamáfico-Ultramáfico de Ipanema	16
2.3. Unidades Supracrustais Neoproterozóicas	16
2.3.1. Grupo Rio Doce	17
2.3.2. Grupo Andrelândia	19
2.4. Plutonismo Orogênico Brasileiro	20
2.4.1. Plutonismo Pré-Colisional	20
2.4.2. Plutonismo Colisional	22
2.4.3. Plutonismo Pós-Colisional	23
<b>3. O COMPLEXO POCRANE</b>	<b>25</b>
3.1. Trabalhos Anteriores	25
3.2. Caracterização Geológica	28
3.2.1. Geologia Estrutural	33

3.2.2. Litoquímica	37
3.2.3. Geocronologia	44
3.2.3.1. Amostra LC-90	44
3.2.3.2. Amostra P3D	46
3.2.3.3. Amostra TN-9B	48
3.2.3.4. Amostra TN4-2	51
3.2.3.5. Amostra TN-150	54
3.2.3.6. Amostra LC-86	58
3.2.4. Química Mineral	60
<b>4. EVENTOS MAGMÁTICOS MESOPROTEROZÓICOS</b>	<b>61</b>
4.1. Ortoanfíbolitos	61
4.1.1. Litoquímica	64
4.1.2. Geocronologia	67
4.1.2.1. Amostra TN-08	67
4.1.2.2. Amostra P2A	70
<b>5. UNIDADES NEOPROTEROZÓICAS</b>	<b>72</b>
5.1. Quartzito Córrego Ubá: Uma Evidência de Bacia Precursora do Orógeno Araçuaí	72
5.1.1. Geocronologia	75
5.2. Arco Magmático Rio Doce	78
5.2.1. Supersuíte G1	78
5.2.1.1. Gnaisses	78
5.2.1.2. Migmatitos	80
5.2.1.3. Granitos	82
5.2.1.4. Suíte Divino – Um Representante da Raiz do Arco Magmático Rio Doce	84
5.2.1.5. Litoquímica	87
5.2.1.6. Geocronologia	92
Amostra TN-165A	92
Amostra AR-6	94
5.2.2. Grupo Rio Doce	96
5.2.2.1. Formação Palmital do Sul	96
5.2.2.2. Fm. São Tomé	102

5.2.2.3. Fm. João Pinto	103
5.2.2.4. Litoquímica	105
5.2.2.5. Geocronologia	111
5.2.2.5.1. Amostra TN4-1	112
5.2.2.5.2. Amostra P2C	114
5.2.2.5.3. Amostra TB-95B	120
5.2.2.6. Química Mineral	124
5.2.2.6.1. Introdução	124
5.2.2.6.2. Química Mineral das Granadas	124
5.2.2.6.3. Dados Termobarométricos	129
5.3. Plutonismo Sincolisional	131
5.3.1. Geocronologia	134
5.3.1.1. Amostra AR-9	134
5.3.1.2. Amostra AR-1	136
<b>6. CONCLUSÕES E MODELO EVOLUTIVO</b>	<b>140</b>
6.1. O Arco Magmático Riacciano	140
6.1.1. Complexo Juiz De Fora versus Complexo Pocrane	140
6.1.2. Correlação com o Embasamento Africano	144
6.2. Eventos Tafrogênicos	145
6.2.1. Magmatismo Básico	146
6.2.2. Bacia Esteniana ou Neoproterozóica?	147
6.3. Arco Magmático Rio Doce	147
6.3.1. Grupo Rio Doce	147
6.4. Modelo Evolutivo	149
<b>7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>153</b>
<b>Anexo I</b> - Mapa de localização das estações de campo amostradas para análises laboratoriais	
<b>Anexo II</b> - Tabelas com dados de geocronologia e química mineral	
<b>Anexo III</b> - Artigo: “ <i>Rochas charnockíticas do sudeste de Minas Gerais: a raiz granulítica do arco magmático do Orógeno Araçuaí</i> ”	
<b>Anexo IV</b> - Artigo: “ <i>Rochas granulíticas da Suíte Caparaó na região do Pico da Bandeira: embasamento oriental do Orógeno Araçuaí</i> ”	

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização da área da tese de doutoramento (polígono em amarelo).	02
Figura 1.2: Mapa de situação e articulação destacando a região de interesse desta da tese.	02
Figura 2.1: Situação geotectônica do orógenos Araçuaí e Ribeira, e da Faixa Congo Ocidental em relação aos crátons do São Francisco e Congo, no contexto do Gondwana Ocidental, e destaque com as principais unidades do embasamento	09
Figura 2.2: Mapa geológico simplificado dos setores setentrional (Orógeno Araçuaí) e central (Orógeno Ribeira) da Província Mantiqueira	11
Figura 2.3: Mapa geológico simplificado da região abordada pela tese de doutoramento	12
Figura 3.1: Mapa geológico simplificado da região abordada nesta tese, e seu acervo de idades U-Pb	26
Figura 3.2: Mapa geológico simplificado da área de ocorrência do Complexo Pocrane	28
Figura 3.3: Anfibólio-biotita ortognaisse laminado a bandado, típico do Complexo Pocrane	29
Figura 3.4: Feições dos agregados quartzo-feldspáticos, predominantemente com plagioclásio, do Gnaiss Pocrane	30
Figura 3.5: Gnaiss Pocrane com porfiroclastos de plagioclásio e de agregados quartzo-feldspáticos.	30
Figura 3.6: Feições de migmatização no gnaiss do Complexo Pocrane	31
Figura 3.7: Fotomicrografias do Ortognaisse Pocrane	32
Figura 3.8: Variação composicional do Gnaiss Pocrane em diagrama QAP	32
Figura 3.9: Fotomicrografia do Gnaiss Pocrane, mostrando duas direções de foliação	33
Figura 3.10: Estereogramas das densidades de medidas da foliação regional Sn.	34
Figura 3.11: Feições deformacionais do gnaiss do Complexo Pocrane	34
Figura 3.12: Comparação de feições macroscópicas e microscópicas do Ortognaisse Pocrane e diversos produtos de sua milonitização, retrometamorfismo e lixiviação de componentes, associados à deformação D3.	35
Figura 3.13: Fraturas de tração (tension gashes) preenchidas por veios de quartzo	36
Figura 3.14: Amostras do Ortognaisse Pocrane no diagrama TAS	37

Figura 3.15: Distribuição das amostras do Ortognaisse Pocrane e de seus produtos miloníticos no diagrama indicador de saturação em alumina	40
Figura 3.16: Distribuição das amostras do Ortognaisse Pocrane e de seus produtos miloníticos nos diagramas AFM e das séries cálcio-alcalinas	41
Figura 3.17: Diagramas de variação tipo Harker para o ortognaisse do Complexo Pocrane	42
Figura 3.18: Curvas de variação multi-elementar para o ortognaisse do Complexo Pocrane	42
Figura 3.19: Padrões de elementos terras raras das amostras do ortognaisse do Complexo Pocrane	43
Figura 3.20: plotagem das amostras do ortognaisse do Complexo Pocrane em diagramas discriminantes.	43
Figura 3.21: foto do afloramento datado da estação LC-90	44
Figura 3.22: Diagrama concórdia Wetherill da amostra LC-90 para todos os grãos de zircão	45
Figura 3.23: Idade da amostra LC-90 em diagrama da concórdia Wetherill com imagens catodoluminescência dos grãos analisados	45
Figura 3.24: afloramento P3D anfíbólio-biotita gnaisse laminado e migmatítico do Complexo Pocrane	46
Figura 3.25: Diagrama concórdia Wetherill da amostra P3D para todos os grãos de zircão	47
Figura 3.26: Idade fornecida para cristalização ígnea por intercepto superior da amostra P3D em diagrama concórdia Wetherill com imagens catodoluminescência e indicação na concórdiados grãos analisados	47
Figura 3.27: foto do afloramento datado da estação TN-9B do Complexo Pocrane.	48
Figura 3.28: Diagramas concórdia Wetherill da amostra TN-9B.	49
Figura 3.29: Idade de intercepto superior para a cristalização magmática da amostra TN-9B, em diagrama concórdia Wetherill, e imagens de catodoluminescência dos quatro grãos de zircão considerados no cálculo.	50
Figura 3.30: Afloramento do Complexo Pocrane com feições miloníticas (A) e intercalações ricas em biotita (B).	51
Figura 3.31: Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão da amostra TN4-2	52
Figura 3.32: Diagrama concórdia Wetherill, com indicação de discórdia e idades associadas, para os dados de zircão com boa consistência analítica da amostra TN4-2	53
Figura 3.33: Idade-concórdia ( $2092 \pm 15$ Ma) para a cristalização do protolito magmático da amostra TN4-2	53
Figura 3.34: Afloramento TN150 nos arredores de Resplendor	54
Figura 3.35: Milonito quartzo-biotítico, bandado e laminado, do afloramento TN-150.	55
Figura 3.36: Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão extraídos do milonito quartzo-biotítico do afloramento TN-150	56
Figura 3.37: Diagrama concórdia Wetherill de todos os grãos de zircão analisados para o afloramento TN-150.	57
Figura 3.38: Idade-concórdia para o afloramento TN-150 e imagens de catodoluminescência dos grãos utilizados no cálculo.	57
Figura 3.39: Ortognaisse do Complexo Pocrane no afloramento LC-86.	58
Figura 3.40: Diagrama concórdia Wetherill da amostra LC-86 para todos os grãos de zircão	59
Figura 3.41: Idade metamórfica da amostra LC-86 em diagrama da concórdia Wetherill com imagens catodoluminescência e indicação na concórdiados grãos analisados.	59

Figura 3.42: plotagem dos dados de química mineral do anfibólio da amostra LC-86 no gráfico para discriminação de anfibólios	60
Figura 4.1: Aspecto em campo da lente de anfibolito	62
Figura 4.2: Aspecto em campo da lente de anfibolito	62
Figura 4.3: Fotomicrografia da lente de anfibolito	63
Figura 4.4: Fotomicrografia (nicóis paralelos) de anfibolito com foliação anastomosada	63
Figura 4.5: Classificação das amostras de anfibolitos intercalados nos diagrama TAS e AFM	65
Figura 4.6: Amostras dos anfibolitos no diagrama de discriminação das séries de alto e baixo titânio	65
Figura 4.7: Padrões de Elementos Terras Raras para amostras de anfibolitos	66
Figura 4.8: Distribuição das amostras de anfibolito em diagramas discriminatórios de ambiente tectônico:	66
Figura 4.9: foto do afloramento datado da estação TN-8	67
Figura 4.10: Todos os grãos de zircão analisados para a amostra TN-8 em diagrama concórdia Wetherill	68
Figura 4.11: Idade de cristalização do protolito magmático do anfibolito TN-08	69
Figura 4.12: Idade concordante do metamorfismo do anfibolito TN-08	69
Figura 4.13: : foto do afloramento datado da estação P2A	70
Figura 4.14: Diagrama concórdia Wetherill da amostra P2A para todos os grãos de zircão.	70
Figura 4.15: Idade concórdia para a cristalização do protolito ígneo do anfibolito P2A	71
Figura 5.1: caracterização litoestrutural de perfil no Córrego Ubá e detalhe do contato entre o anfibólio-biotita gnaisse do Complexo Pocrane e o quartzito com níveis biotíticos da Unidade Córrego Ubá	73
Figura 5.2: aspecto do quartzito da Unidade Córrego Ubá	74
Figura 5.3: Fotomicrografia destacando níveis quartzosos e biotíticos do quartzito da Unidade Córrego Ubá	74
Figura 5.4: Imagens de catodoluminescência e elétrons secundários de grãos de zircão da amostra P2D	76
Figura 5.5: Histogramas de idades U-Pb da amostra P2D.	77
Figura 5.6: Variedades estruturais da Supersuíte G1	79
Figura 5.7: Contatos intrusivos de granitóides G1 no ortognaisse do Complexo Pocrane	80
Figura 5.8: Mapa e perfil geológicos da área da Serra do Azeite	81
Figura 5.9: Feições microscópicas de rochas da Supersuíte G1.	82
Figura 5.10: Fotomicrografias de biotita granito indeformado da Supersuíte G1 e enclave (autólito) máfico, estirado segundo a foliação	83
Figura 5.11: Feições do granitóide charnockítico da Suíte Divino	84
Figura 5.12: Ortopiroxênio nogranitóide charnockítico da Suíte Divino	85
Figura 5.13: Feições microscópicas do granitóide charnockítico da Suíte Divino	86
Figura 5.14: Feições microscópicas do granitóide charnockítico da Suíte Divino	86
Figura 5.15: Classificação das amostras da Supersuíte G1 no diagrama TAS	88

Figura 5.16: Índice de aluminosidade das amostras da Supersuíte G1	88
Figura 5.17: Distribuição das amostras da Supersuíte G1 no diagrama AFM e no diagrama de séries cálcio-alcálicas	89
Figura 5.18: Diagramas Harker para as amostras da Supersuíte G1. Símbolos	89
Figura 5.19: Curvas de variação multi-elementar para as amostras da Supersuíte G1,	90
Figura 5.20: Padrões de elementos terras raras para amostras da Supersuíte G1	91
Figura 5.21: Biotita gnaisse tonalítico (Gnaisse Rio Guandu, Vieira 1993) no afloramento TN-165A	92
Figura 5.22: Diagrama concórdia Wetherill da amostra TN-165A para todos os grãos de zircão	93
Figura 5.23: Idade-concórdia para a amostra TN-165A e imagens de catodoluminescência dos grãos utilizados.	93
Figura 5.24: Encraves gabróicos (escuros), estirados no tonalito foliado do afloramento AR-6	94
Figura 5.25: Diagrama concórdia Wetherill para todos os grãos de zircão da amostra AR-6, indicando os grãos de zircão herdados.	95
Figura 5.26: Idade-concórdia da amostra AR-6 e imagens de catodoluminescência dos grãos analisados	95
Figura 5.27: Litotipos da Formação Palmital do Sul	97
Figura 5.28: Feições do xisto granadífero da Formação Palmital do Sul.	97
Figura 5.29: Feições microscópicas do granada-biotita xisto da Formação Palmital do Sul.	98
Figura 5.30: Granada-biotita gnaisse, migmatizado e dobrado, da Formação Palmital do Sul	99
Figura 5.31: Feições do neossoma do granada-biotita gnaisse migmatizado da Formação Palmital do Sul.	99
Figura 5.32: Quartzito da Formação Palmital do Sul.	99
Figura 5.33: Contato entre a rocha vulcânica piroclástica da Formação Palmital do Sul e o Complexo Pocrane	101
Figura 5.34: Feições da rocha piroclástica da Formação Palmital do Sul	102
Figura 5.35: Características microscópicas dos cristais de estauroлита do micaxisto São Tomé.	103
Figura 5.36: Fotomicrografias do muscovita xisto crenulado da Formação São Tomé	103
Figura 5.37: Quartzito puro da Formação João Pinto	104
Figura 5.38: Características macroscópicas da Formação João Pinto.	104
Figura 5.39: Avaliação de protolitos do granada-biotita xisto da Formação Palmital do Sul, no diagrama triangular de Pedrosa-Soares e diagrama para rochas terrígenas	106
Figura 5.40: Padrões de Elementos Terras Raras do granada-biotita xisto da Formação Palmital do Sul,	107
Figura 5.41: Diagrama discriminante de ambientes tectônicos para áreas-fonte de sedimentos grauvaquianas	108
Figura 5.42: Diagrama discriminante de ambientes tectônicos para áreas-fonte de sedimentos areno-siltosos	108
Figura 5.43: Amostras de rocha metapiroclástica do Grupo Rio Doce plotadas diagrama de classificação de rochas vulcânicas	109
Figura 5.44: Amostras de rocha metapiroclástica do Grupo Rio Doce plotadas no diagrama de séries cálcio-alcálicas	109
Figura 5.45: Diagramas Harker para amostras da rocha metapiroclástica do Grupo Rio Doce	110

Figura 5.46: Padrões de elementos terras raras das amostras da rocha metapiroclástica do Grupo Rio Doce	111
Figura 5.47: Rocha metavulcânica da Formação Palmital do Sul	112
Figura 5.48: Diagrama concórdia Wetherill da amostra TN4-1 <i>all zircons</i> .	113
Figura 5.49: Idade da amostra TN4-1 em diagrama da concórdia Wetherill com imagens catodoluminescência dos grãos analisados.	113
Figura 5.50: Granada-biotita xisto P2C, coletado no afloramento P2-2 da seção ao longo do Córrego Ubá	114
Figura 5.51. : Imagens de catodoluminescência e elétrons secundários de grãos de zircão da amostra P2C	116
Figura 5.52: Diagrama concórdia Wetherill para todos os spots analisados em grãos de zircão da amostra P2C	117
Figura 5.53: Histogramas de idades U-Pb de grãos detríticos de zircão, com indicação das médias das modas e sua representatividade percentual, e curva de distribuição dos picos de probabilidade para a amostra P2C	118
Figura 5.54: diagrama de probabilidade relativerealizado 61 medidas mais novas da amostra P2C	119
Figura 5.55: Diagrama de variação para o cálculo da idade máxima de deposição da amostra P2C	119
Figura 5.56: Diagrama concórdia Wetherill para o cálculo da idade máxima de deposição da amostra P2C	119
Figura 5.57: Quartzito TB95B, Formação João Pinto	120
Figura 5.58. Imagens de catodoluminescência de grãos de zircão do quartzito TB95B	121
Figura 5.59: Diagrama concórdia Wetherill para todos os spots analisados em grãos de zircão da amostra TB95B	122
Figura 5.60: Histograma de densidade deposicional para grãos detríticos de zircão da amostra TB95B	123
Figura 5.61: Diagrama de probabilidade relativa para grãos detríticos de zircão da amostra TB-95B	123
Figura 5.62: A dispersão entre (CaO+MnO) e (FeO+MgO) mostra correlação negativa	125
Figura 5.63: Gráfico entre os óxidos de Fe e Mg indicando correlação positiva	126
Figura 5.64: Correlação negativa entre os óxidos (CaO+MnO) e MgO indicando substituição entre os elementos	126
Figura 5.65: Perfil composicional dos óxidos de Mg, Mn e Ca das granadas da amostra P2C	127
Figura 5.66: Perfil composicional dos óxidos de Mg, Mn e Ca das granadas da amostra P2E	128
Figura 5.67: Perfil composicional do óxido de Fe das granadas das amostras P2C e P2E	129
Figura 5.68: cristal de granada da amostra P2E, em destaque composição média de CaO no plagioclásio incluso na granada e disperso na matriz	130
Figura 5.69: Feições do granada-biotita granito relacionado ao plutonismo colisional.	132
Figura 5.70: feições dos granitóides gerados durante o plutonismo sincolisional	133
Figura 5.71: biotita leucogranito foliado do afloramento AR-9.	134
Figura 5.72: Diagrama concórdia Wetherill da amostra AR-9 para todos os grãos de zircão	135
Figura 5.73: Idade da amostra AR-9 em diagrama da concórdia Wetherill com imagens catodoluminescência dos grãos analisados.	136
Figura 5.74: granada-biotita granito AR-1 da Suíte Pangarito	137
Figura 5.75: Diagrama concórdia Wetherill da amostra AR-1 para todos os grãos de zircão.	137

Figura 5.76: Idade da amostra AR-1 em diagrama Tera-Wasserburg com imagens catodoluminescência dos grãos analisados.	<b>138</b>
Figura 6.1: mapa geológico simplificado da área abordada pela tese de doutoramento	<b>141</b>
Figura 6.2: Diagramas comparativos entre Complexo Pocrane e o Complexo Juiz de Fora	<b>142</b>
Figura 6.3: Diagramas de Hacker comparativos entre Complexo Pocrane e o Complexo Juiz de Fora	<b>143</b>
Figura 6.4: mapa geológico regional com correlação Brasil-África	<b>145</b>
Figura 6.5: Granada-biotita xisto da Formação Palmital do Sul no diagrama de elementos terras raras comparado aos dados de Vieira (2007)	<b>148</b>
Figura 6.6: diagramas discriminantes com metassedimentos do Grupo Rio Doce	<b>148</b>
Figura 6.7: <i>Cartoon</i> ilustrando o Arco Magmático Juiz de Fora–Pocrane.	<b>149</b>
Figura 6.8: Modelo evolutivo esquemático regional para orogenia riaciana	<b>150</b>
Figura 6.9: Modelo evolutivo esquemático da fase rifte.	<b>151</b>
Figura 6.10: Perfil esquemático com posicionamento paleogeográfico das unidades que compõem o Arco Magmático Ediacarano.	<b>152</b>

## ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1.1 – Características das amostras coletadas e análises realizadas.	<b>05</b>
Tabela 3.1: Análises litoquímicas das amostras do Complexo Pocrane	<b>38</b>
Tabela 4.1: Análises litoquímicas das amostras de anfibólitos	<b>64</b>
Tabela 4.2A: dados analíticos dos zircões utilizados para obtenção da idade ígnea da amostra TN-08	<b>79</b>
Tabela 4.2B: dados analíticos dos zircões utilizados para obtenção da idade metamórfica da amostra TN-08.	<b>79</b>
Tabela 4.3: dados analíticos dos zircões utilizados para obtenção das idades ígnea e herdadas da amostra P2A.	<b>80</b>
Tabela 5.1: Análises litoquímicas de rochas da Supersuíte G1	<b>87</b>
Tabela 5.2: Resultados de análises litoquímicas de rochas da Formação Palmital do Sul	<b>105</b>
Tabela 5.3: Percentuais das moléculas de almandina, piropo, espessartita e grossulária	<b>125</b>
Tabela 5.4: Percentuais das moléculas de almandina, piropo, espessartita e grossulária	<b>126</b>
Tabela 5.5: estimativas de pressão e temperatura para as granadas estudadas diferenciando núcleo de borda	<b>130</b>
Tabela 6.1: resultados analíticos Sm-Nd para amostra do Complexo Pocrane e compilação de dados do Complexo Juiz de Fora	<b>143</b>
Tabela 6.2: datações realizadas sob unidades do embasamento da Faixa Oeste Congoleza	<b>144</b>

## **Resumo**

O estudo foi realizado no setor meridional do Orógeno Araçuaí e extremo norte do Orógeno Ribeira entre os paralelos 19° e 21°45'S, abrangendo região que se distribui pelos estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro e Espírito Santo. O objetivo foi caracterizar do Complexo Pocrane, magmatismo básico mesoproterozóico e unidades neoproterozóicas do Sistema Araçuaí-Ribeira, com ênfase em geocronologia U-Pb (SHRIMP e LA-ICP-MS). O Complexo Pocrane é o foco principal dos estudos sobre o embasamento paleoproterozóico. Constitui uma unidade exclusivamente ortoderivada, composta de hornblenda-biotita gnaisse laminado a bandado, relativamente pouco migmatizado, com termos miloníticos retrometamorfizados. Comumente mostra porfiroclastos de plagioclásio e de agregados quartzo-feldspáticos com golfos de corrosão e/ou bordas serrilhadas, envoltos em matriz fina, além de feições em cristais de zircão que também sugerem corrosão magmática sugerindo que parte do Complexo Pocrane tem gênese vulcânico-vulcanoclástico. Estudos químicos indicam que as rochas deste complexo são peraluminosas a metaluminosas, predominantemente cálcio-alcalinas de médio a alto potássio, e subordinadamente toleííticas. As grandes similaridades litoquímicas, isotópicas e geocronológicas, além da proximidade geográfica, justificam correlação entre os complexos Juiz de Fora e Pocrane. Neste contexto os complexos Juiz de Fora e Pocrane

formaram-se em ambiente de arco de ilhas com afinidade juvenil. Os complexos são contemporâneos (2.08 a 2.19 Ga), mas representam seções crustais diferentes: Pocrane engloba um conjunto mais raso, plutono-vulcânico, e Juiz de Fora plutônico. O magmatismo básico mesoproterozóico é representado por lentes anfibolíticas que ocorrem intercaladas ao gnaiss ortoderivado do Complexo Pocrane. O magmatismo básico marca dois eventos tafrogênicos relacionados a rifteamento continental; um durante o Calimiano outro no Esteniano. Ainda no Esteniano tem-se a deposição do Quartzito Córrego Ubá, interpretado como evidência de uma bacia precursora da Orogenia Brasileira, no domínio do Arco Magmático Rio Doce; a idade máxima de deposição obtida para esta unidade foi de  $1176 \pm 21$  Ma, sugerindo uma bacia relacionada ao evento distensivo esteniano. As unidades Neoproterozóicas que ocorrem na região da tese são relacionadas ao Arco Magmático Rio Doce, cuja porção plutônica é representada pela Supersuíte G1, que inclui granitos (*s.l.*), migmatitos e gnaisses, a biotita e hornblenda; além das rochas charnockíticas da Suíte Divino. O Grupo Rio Doce foi caracterizado como unidade metavulcano-sedimentar compondo as bacias relacionadas ao arco e rocha vulcânicas. A porção plutônica do arco é dada por suítes cálcio-alcálicas geradas em ambiente de margem continental ativa com forte envolvimento de crosta continental paleoproterozóica. As idades obtidas para as rochas da Supersuíte G1 variam entre 586 Ma e 621 Ma. A cobertura vulcano-sedimentar do Arco Rio Doce é representada pelo grupo homônimo. A Formação Palmital do Sul é composta por granada-biotita xisto interpretado como porção proximal do arco, cujo protólito seria pelito. A Formação São Tomé é composta por estaurolita-biotita xisto que representaria uma fase pouco mais distal do arco, com a diminuição da energia de sedimentação onde seriam depositados sedimentos silto-argilosos. A Formação João Pinto marca um aumento na energia de sedimentação que se dá em ambiente marinho plataformal em clima quente, propícia à deposição do quartzo arenito com intercalações de arenito micáceo e arcoseano. Depósitos piroclásticos representados por tufos ricos em fração lapilli, com bombas vulcânicas esparsas, representam edifícios vulcânicos explosivo, associados à deposição sedimentar do Grupo Rio Doce.

**Palavras-chave: Pocrane, Magmatismo, Arco Magmático**

## **Abstract**

The study was conducted in the southern sector of the orogen Araçuaí and extreme north of Ribeira Orogen between parallels 19 ° and 21 ° 45'S, covering a region that is distributed by the states of Minas Gerais, Rio de Janeiro and Espírito Santo. The objective was to characterize the Pocrane Complex, Mesoproterozoic basic magmatism and Neoproterozoic units in the Ribeira-Araçuaí System, with emphasis on U-Pb geochronology (SHRIMP e LA-ICP-MS). The Pocrane Complex is the main focus of the Paleoproterozoic basement studies. It is an orthoderived unit composed of banded hornblende-biotite gneiss, relatively little migmatized with mylonitic terms. Commonly shows porphyroclasts of plagioclase and quartz-feldspathic aggregates with corrosion gulfs and / or jagged edges, wrapped in fine array, suggesting that part of the Pocrane Complex has volcanic - volcanoclastic genesis. Chemical study indicate that the rocks of this complex are peraluminous to metaluminous, predominantly calc-alkaline medium to high potassium, and subordinately tholeiitic. The great chemical, isotopic and geochronological similarities, beyond geographic proximity,

justify correlation between the Pocrane Complex and Juiz de Fora Complex. In this context the Juiz de Fora Complex and Pocrane Complex formed in island arc environment. The complexes are contemporary (2,08 to 2,19 Ga), but represent different crustal sections: Pocrane encompasses a more shallow plutonic-volcanic, and Juiz de Fora is only plutonic. The Mesoproterozoic basic magmatism is represented by amphibolitic lenses that occur interspersed in the Pocrane Complex gneiss. The basic magmatism mark two taphrogenic events related to continental rifting; one during Calimian another in Estenian. Still in Esteniano has the deposition of Córrego Uba Quartzite, interpreted as evidence of a precursor basin of Brasiliana Orogeny in the field of Rio Doce Magmatic Arc, the maximum age of deposition for this unit was  $1176 \pm 21$  Ma, suggesting a extensional basin related to the estenian event. The Neoproterozoic units that occur in the region of the thesis are related to the Rio Doce Magmatic Arc, whose plutonic portion is represented by G1 Supersuit, which includes granites (sl), migmatites and gneisses, with biotite and hornblende, and the charnockitic rocks of the Divino Suit. Rio Doce Group was characterized as metavolcano-sedimentary unit composed by arc-related basins and volcanic rock. The plutonic portion of the arc is given by calc-alkaline suites generated in active continental margin environment with strong involvement of Paleoproterozoic continental crust. The ages obtained for the rocks of G1 Supersuit vary between 586 Ma and 621 Ma. The volcano-sedimentary coverage is represented by the Rio Doce Group. Palmital do Sul Formation consists of garnet-biotite schist interpreted as proximal arch, which pelitic protolith. The São Tomé Formation consists of staurolite-biotite schist which represents a phase bit more distal of the arch, with decreasing of sedimentation energy where would be deposited silt-clay sediments. João Pinto Formation marks an increase in energy of sedimentation that occurs in the plataformal marine environment in hot weather, conducive to deposition of quartz sandstone interbedded with micaceous and arcosean sandstone. Pyroclastic deposits represented by tuffs rich in lapilli fraction, with sparse volcanic bombs represent explosive volcanic buildings, associated with the sedimentary deposition of the Rio Doce Group.

**Keywords: Pocrane, Magmatism, Rio Doce Arc**



# 1 INTRODUÇÃO

Esta tese de doutoramento aborda unidades de arco magmático neoproterozóico e seu embasamento, na região que se estende do setor meridional do Orógeno Araçuaí ao extremo norte do Orógeno Ribeira. Trata-se de mais uma etapa nos estudos geológicos realizados pelo autor na região, os quais tiveram início com seu trabalho de graduação (Bhering et al. 2006), dissertação de mestrado (Novo 2009, Novo et al. 2010) e mapeamento das folhas Carangola (Novo et al. 2012), Jequeri (Queiroga et al. 2012), Manhumirim (Novo et al. 2012) e Viçosa (Gradim et al. 2012).

Os trabalhos de campo e despesas laboratoriais, assim como viagens do autor, orientador e co-orientador para realizar análises em laboratórios brasileiros (Laboratórios de Geocronologia U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS do CPGeo-USP, e Laboratório de Geocronologia da UFRGS) e estrangeiros (SHRIMP da Australian National University, Canberra; e Universidade de Freiberg, Saxônia, Alemanha), foram custeados pelos contratos CPRM-UFMG do PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL, auxílios à pesquisa do CNPq (processos 471018/2008-2 “Evolução do Orógeno Araçuaí: ênfase na bacia precursora e estágios pré-colisional e sincolisional” e 470001/2011-9 “O Complexo Pocrane no contexto das unidades do embasamento do Orógeno Araçuaí: idade e caracterização”) e pelo Laboratório de Geotectônica do CPMTc-UFMG, coordenados pelo orientador (A. C. Pedrosa-Soares), além do *grant* associado à sua bolsa de produtividade em pesquisa (processo 301070/2005-9). A bolsa de doutorado do autor foi concedida pela FAPEMIG–Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais.

## 1.1. Objetivo

A presente tese de doutoramento tem como objetivo caracterizar e interpretar o contexto geotectônico de unidades de arco magmático neoproterozóico e do seu embasamento, que ocorrem no setor meridional do domínio tectônico interno (ou núcleo cristalino) do Orógeno Araçuaí e extremo norte do Orógeno Ribeira, abrangendo região que se distribui pelos estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro e Espírito Santo. Para tanto, além dos estudos de campo, foram realizadas análises de química mineral, litoquímicas e isotópicas (U-Pb SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão).

## 1.2. Localização

A região enfocada (Figuras 1.1 e 1.2) é limitada, aproximadamente, pelos meridianos 43°00' – 41°00' e paralelos 19°00' – 21°00', e é coberta pelas cartas geológicas Itanhomi (Féboli & Paes 2000), Conselheiro Pena (Oliveira 2000), Ipanema (Tuller 2000), Baixo Guandu (Vieira 1993), Manhuaçu (Noce et al. 2006), Manhumirim (Novo et al. 2012), Viçosa (Gradim et al. 2012),

Carangola (Noce et al. 2012), Espera Feliz (Horn et al. 2006), Ubá (Noce et al. 2003), Muriae (Romano & Noce 2002, Noce et al. 2003), Leopoldina (Heilbron et al. 2003), Pirapetinga (Tupinambá et al. 2003) e Jequeri (Queiroga et al. 2012).

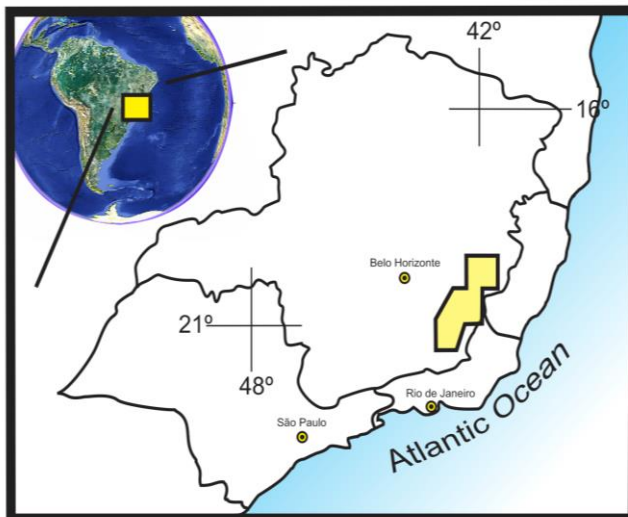


Figura 1.1: Localização da região de interesse desta tese de doutoramento (polígono em amarelo).

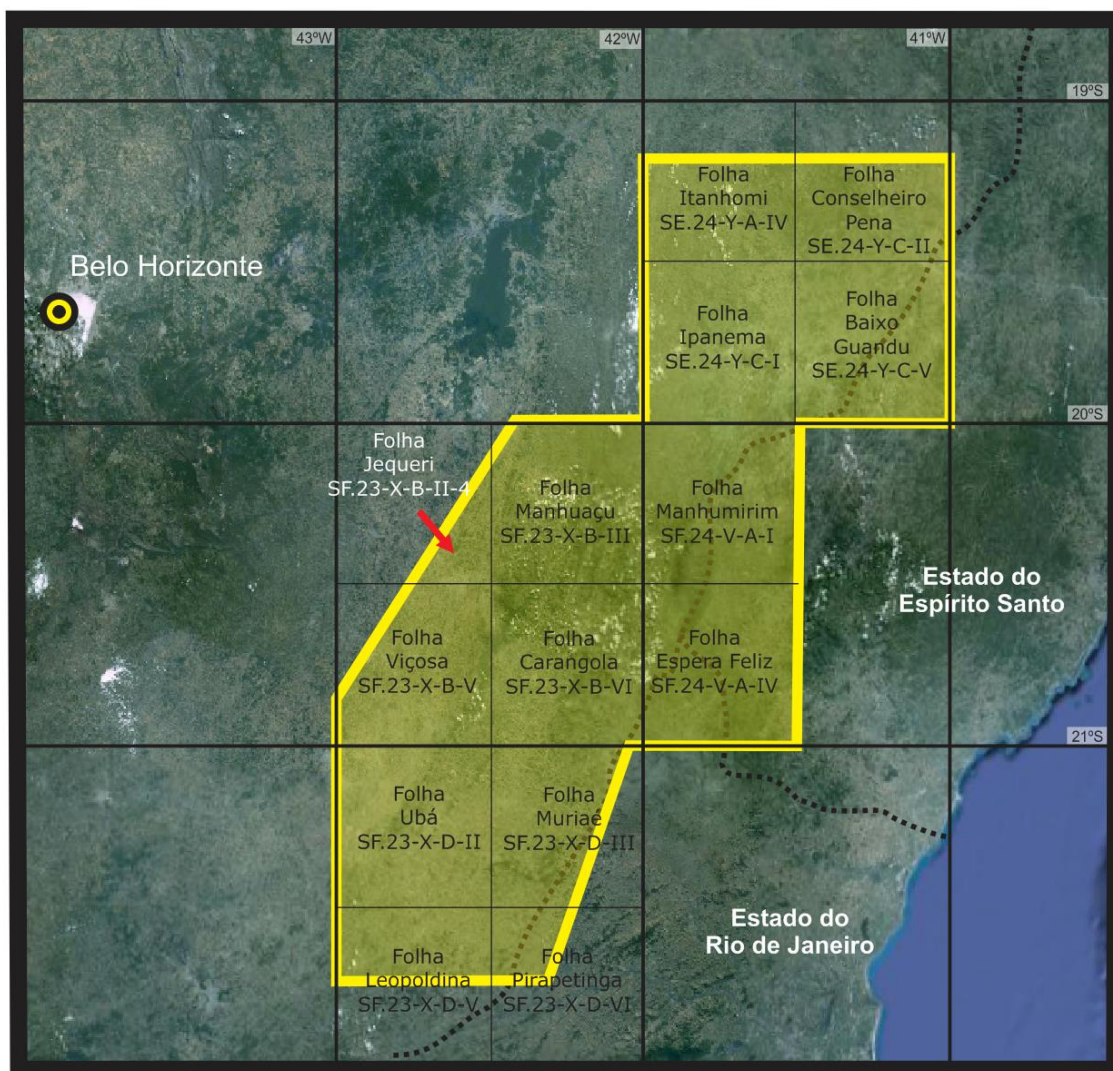


Figura 1.2: Mapa de situação e articulação da cobertura geológica em escala 1:50.000 (Folha Jequeri) e 1:100.000 (demais folhas), destacando a região de interesse desta da tese em amarelo.

### 1.3. Metodologia

A presente tese de doutorado é uma continuidade da dissertação de mestrado do autor (Novo 2009), bem como dos mapeamentos por ele realizados e orientados na região (Novo et al. 2012, Gradim et al. 2012, Noce et al. 2012, Queiroga et al. 2012, Cruz & Miranda 2010, Nola & Voll 2011, Luiz et al. 2007, Bhering et al. 2006). O desenvolvimento do projeto de doutoramento foi sistematizado em etapas de compilação bibliográfica, trabalhos de campo, análises laboratoriais, tratamento e interpretação de dados, e elaboração da tese e de artigos.

#### 1.3.1. Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo incluíram a realização de mapeamento e perfis geológicos de detalhe e coleta sistemática de material para análises geoquímicas e isotópicas. Foram efetuadas diversas campanhas ao longo do período de desenvolvimento da tese, totalizando aproximadamente 150 dias de trabalho de campo.

Os materiais utilizados como apoio para as etapas de campo foram:

- Relatórios (projetos de pesquisa, trabalhos de graduação, dissertações de mestrado e teses de doutorado), artigos publicados em periódicos e mapas geológicos que enfocam a região (vide citações no decorrer da tese);
- Folhas topográficas **Baixo Guandu** (IBGE 1979, SE-24-Y-C-V, Carta do Brasil, escala 1:100.000), **Carangola** (IBGE 1979, SF-23-X-B-VI, Carta do Brasil, escala 1:100.000), **Conselheiro Pena** (IBGE 1979, SE-24-Y-C-II, Carta do Brasil, escala 1:100.000), **Espera Feliz** (IBGE 1979, SF-24-V-A-IV, Carta do Brasil, escala 1:100.000), **Jequeri** (IBGE 1979, SF-23-X-B-II-4, Carta do Brasil, escala 1:50.000), **Ipanema** (IBGE 1979, SE-24-Y-C-IV, Carta do Brasil, escala 1:100.000), **Itanhomi** (IBGE 1979, SF-24-Y-C-I, Carta do Brasil, escala 1:100.000), **Leopoldina** (IBGE 1979, SF-23-X-D-V, Carta do Brasil, escala 1:100.000), **Manhuaçu** (IBGE 1979, SF-23-X-B-III, Carta do Brasil, escala 1:100.000), **Manhumirim** (IBGE 1979, SF-24-X-A-I, Carta do Brasil, escala 1:100.000), **Muriaé** (IBGE 1979, SF-23-X-D-III, Carta do Brasil, escala 1:100.000), **Pirapetinga** (IBGE 1979, SF-23-X-D-VI, Carta do Brasil, escala 1:100.000), **Ubá** (IBGE 1979, SF-23-X-D-II, Carta do Brasil, escala 1:100.000) e **Viçosa** (IBGE 1979, SF-23-X-B-V, Carta do Brasil, escala 1:100.000).

### ***1.3.2. Mapeamento e perfis geológicos***

A região conta com mapas geológicos de cunho regional, nas escalas 1:100.000 e 1:150.000, sendo que o doutorando é autor principal em duas folhas escala 1:100.000 (folhas Carangola e Manhumirim) e co-autor das Folha Viçosa (escala 1:100.000) e Jequeri (escala 1:50.000). Foi realizada uma compilação dos mapas e dados geocronológicos U-Pb, visando à elaboração da base geológica atualizada da região aqui enfocada.

Foram realizados perfis lito-estruturais na região de Pocrane, visando estabelecer as relações de contato do Complexo Pocrane com as unidades adjacentes. Foram descritas cerca de 1.000 (mil) estações de campo e obtidos dados litológicos, estratigráficos e estruturais, por meio de descrições detalhadas de campo, registros fotográficos e/ou desenhos esquemáticos, e coleta de amostras geo-referenciadas. Importante ressaltar que este trabalho envolveu estudantes em trabalho geológico de graduação (vide referência no item 1.4).

### ***1.3.3. Coleta de amostras***

Com base nas informações de campo foram realizadas coletas sistemáticas de amostras para análises laboratoriais (litoquímica, química mineral e determinações isotópicas). As amostras foram coletadas em exposições rochosas livres de alteração intempérica. A Tabela 1.1 apresenta uma síntese das características das amostras coletadas, bem como das análises laboratoriais realizadas (localização das amostras no Anexo 1). Foram excluídas desta tabela as muitas amostras coletadas exclusivamente para descrição petrográfica.

### ***1.3.4. Trabalhos de laboratório***

#### **1.3.4.1. Petrografia microscópica**

Foram realizados estudos petrográficos em cerca de 150 lâminas delgadas e 13 seções polidas, em microscópio ZEISS (Axioskop 40), visando à caracterização detalhada dos diferentes litotipos em termos de feições texturais e paragêneses minerais.

Foram adotadas as seguintes siglas para discriminação dos minerais em fotomicrografias:

al – allanita

bt – biotita

epi – epidoto

anf – anfibólio

cl – clorita

es – estaurolita

gr – granada  
mic – microclina  
mu – muscovita  
plag – plagioclásio  
qtz – quartzo  
ti – titanita  
tu – turmalina  
zr – zircão  
Hb: honblenda  
Hy: hercynita  
Kf: feldspato potássico  
Sll: sillimanita

### 1.3.4.2. Química Mineral

As análises foram realizadas em microsonda eletrônica JEOL JXA8900 RL no Institut für Werkstoffwissenschaft da Technische Universität Bergakademie Freiberg – Freiberg, Saxônia (Alemanha). A metodologia utilizada está descrita em Schulz *et al.* (2007). O feixe de elétrons foi fixado em 20 kV/20 nA e as correções ZAF matriz comum foram aplicadas. Granada, anfibólio, biotita e plagioclásio foram analisados ao longo de perfis transgranulares, com análises de núcleos e bordas.

Tabela 1.1 – Características das amostras coletadas e análises realizadas.

AMOSTRA	UTM Norte	UTM Leste	Litotipo e Unidade	ANÁLISE				
				LITOQUÍMICA	QUÍMICA MINERAL	Sm-Nd	U-Pb LA-ICP-MS	U-Pb SHRIMP
LC-86	206333	7816547	ortogneisse Pocrane					X
LC-90	220250	7846557	ortogneisse bandado		X			X
TB 114	222780	7829563	ortogneisse Pocrane	X		X		
TB 7	211900	7827021	ortogneisse Pocrane	X				
TB – 95B	217840	7833096	Quartzito (Fm. João Pinto)				X	
TK 119	218778	7843075	granada-biotita xisto (Fm. Palmital do Sul)	X				
TK 123	228061	7850524	ortogneisse Pocrane	X				
TK 143	230739	7846284	ortogneisse Pocrane	X				
TK 184A	218613	7847102	granada-biotita xisto (Fm. Palmital do Sul)	X				
TK 184B	218613	7847102	ortogneisse Pocrane	X				
TK 195	220288	7845095	ortogneisse Pocrane	X				
TK 198	219281	7841857	ortogneisse Pocrane	X				
TK 34	221500	7838998	granada-biotita xisto (Fm. Palmital do Sul)	X				
TK 35A	221577	7838573	ortogneisse Pocrane	X				
TK 35B	221577	7838573	ortogneisse Pocrane	X				
TN 101A	243589	7825610	rocha milonítica Pocrane	X				
TN 101D	243589	7825610	ortogneisse Pocrane	X				
TN 123	243345	7832400	ortogneisse Pocrane	X				
TN - 150	239136	7878961	estauroлита -xisto (Fm. São Tomé)				X	
TN 160	221385	7840162	ortogneisse Pocrane	X				
TN 161A	220668	7841888	ortogneisse Pocrane (predomínio félsico)	X				
TN 161B	220668	7841888	ortogneisse Pocrane	X				X

	(predomínio máfico)				
<b>TN 162</b>	219443	7844737	ortognaisse Pocrane	<b>X</b>	
<b>TN 163A</b>	218970	7841761	granada-biotita xisto (Fm. Palmital do Sul)	<b>X</b>	
<b>TN 164</b>	218618	7842644	ortognaisse Pocrane	<b>X</b>	
<b>TN 165A</b>	288810	7829826	Suíte Galiléia - gnaïsse (predomínio félsico)	<b>X</b>	<b>X</b>
<b>TN 165B</b>	288810	7829826	Suíte Galiléia - gnaïsse (predomínio máfico)	<b>X</b>	

Continuação da Tabela 1.1 – Características das amostras coletadas e análises realizadas.

<b>TN 166</b>	288320	7828320	Suíte Galiléia - gnaïsse	<b>X</b>		
<b>TN 9B</b>	220250	7846557	ortognaisse Pocrane	<b>X</b>		<b>X</b>
<b>TN 9E</b>	220250	7846557	ortognaisse Pocrane	<b>X</b>		
<b>P2C</b>	219592	7841791	biotita gnaïsse quartzoso Pocrane	<b>X</b>	<b>X</b>	<b>X</b>
<b>P2D-A</b>	219654	7841885	ortognaisse Pocrane	<b>X</b>		<b>X</b>
<b>P3B</b>	217832.9	7843641	ortognaisse Pocrane	<b>X</b>		<b>X</b>
<b>TN4-I</b>	251243	7838344	Metavulcânica (Fm. Palmital do Sul)	<b>X</b>		<b>X</b>
<b>TN4-II</b>	251243	7838344	biotita xisto - Pocrane	<b>X</b>		<b>X</b>
<b>TN5-I</b>	250816	7838330	Metavulcânica (Fm. Palmital do Sul)	<b>X</b>		
<b>TN5-II</b>	250816	7838330	biotita xisto - Pocrane	<b>X</b>		
<b>TN-8A</b>	206564	7856556	anfíbolito Pocrane	<b>X</b>		<b>X</b>
<b>TN-8B</b>	206564	7856556	anfíbolito Pocrane	<b>X</b>		
<b>P2A</b>	219654	7841885	anfíbolito Pocrane	<b>X</b>		
<b>P2E</b>	219654	7841885	granada-biotita xisto (Fm. Palmital do Sul)	<b>X</b>	<b>X</b>	
<b>AR-9</b>	748286	7614469	Supersuíte G1 - granito			<b>X</b>
<b>AR-6</b>	780766	7620753	Supersuíte G1 - granito			<b>X</b>
<b>B75</b>	195635	7769295	Supersuíte G1 - gnaïsse	<b>X</b>		
<b>GB66A</b>	210569	7754655	Supersuíte G1 - gnaïsse	<b>X</b>		
<b>B24</b>	202705	7775356	Supersuíte G1 - granito	<b>X</b>		
<b>B63</b>	196052	7773827	Supersuíte G1 - granito	<b>X</b>		
<b>B78</b>	216398	7779292	Supersuíte G1 - granito	<b>X</b>		
<b>B115</b>	218973	7770567	Supersuíte G1 - granito	<b>X</b>		
<b>G98</b>	235386	7764932	Supersuíte G1 - granito	<b>X</b>		
<b>GB014A</b>	191844	7758130	Supersuíte G1 - granito	<b>X</b>		
<b>B29</b>	208001	7771810	Supersuíte G1 - migmatito	<b>X</b>		
<b>B30</b>	207300	7768753	Supersuíte G1 - migmatito	<b>X</b>		
<b>B38</b>	197792	7772914	Supersuíte G1 - migmatito	<b>X</b>		
<b>Q014A</b>	226952	7767179	Supersuíte G1 - migmatito	<b>X</b>		
<b>G011</b>	186376	7765679	ortognaisse Juiz de Fora	<b>X</b>		
<b>G022B</b>	186540	7776433	ortognaisse Juiz de Fora	<b>X</b>		
<b>G025</b>	186682	7785576	ortognaisse Juiz de Fora	<b>X</b>		
<b>GB124</b>	188157	7733561	ortognaisse Juiz de Fora	<b>X</b>		

### **1.3.4.3. Litoquímica**

As análises químicas de rocha total foram realizadas pelo Laboratório AcmeLabs – ACME Analytical Laboratories Ltd. (Canadá). Os resultados das análises encontram-se no corpo do texto. Todas as amostras passaram pelos processos de britagem e secagem convencionais, no CPMTTC. Em seguida foram enviadas para o laboratório ACME, onde foram moídas e preparadas para análises de elementos maiores e traços. Análises de rocha total deram-se por meio de fluorescência de raios X após fusão com metaborato de lítio, e por ICP-ES para óxidos maiores e elementos menores após digestão com HNO<sub>3</sub>. Elementos traços foram analisados por ICPMS (determinação de 45 elementos, incluindo refratários e terras raras). Metais-base foram liberados por digestão com água régia e analisados por ICPMS.

Ressalta-se que alguns gráficos binários e ternários, incluindo rochas vulcânicas e plutônicas das seqüências estudadas, foram usados para fins de comparação litoquímica entre os litotipos mais e menos diferenciados. É importante enfatizar também que a maioria dos diagramas classificatórios utilizados, com base em elementos maiores, traços e terras raras, foram concebidos para rochas vulcânicas, devendo ser interpretados com o devido cuidado para as rochas plutônicas. As normalizações utilizadas para diagramas do tipo *spider* e de elementos terras raras encontram-se devidamente identificadas em suas respectivas legendas. Dados compilados de rochas do Complexo Juiz de Fora serão utilizados para fins comparativos no decorrer do capítulo 6, neste caso fonte e simbologia estarão devidamente identificadas na legenda.

Partes de duas amostras pulverizadas do Complexo Pocrane foram analisadas para isótopos de Sm e Nd, conforme metodologia convencional do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

#### **1.3.4.4. Análises isotópicas**

##### *Método U-Pb em equipamento LA-MC-ICP-MS*

Este estudo foi realizado em amostras de quartzito e xisto consideradas, inicialmente, como pertencentes ao Complexo Pocrane, e às formações São Tomé e João Pinto do Grupo Rio Doce (Tabela 1.1). As amostras coletadas foram processadas pelos métodos convencionais do LOPAG-UFOP e CPGEIO-USP, com britagem, moagem, peneiramento e concentração da fração de 80# a 120#. A separação dos grãos de zircão para análise foi feita por catação manual com auxílio de lupa binocular, no CPMTTC-UFMG.

Aproximadamente 100 cristais de zircão foram catados para cada amostra e encaminhados ao laboratório do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, onde foram montados em recipiente epox com dimensões padrão de 2,5 cm de diâmetro, sendo seccionados, polidos e recobertos com uma película de carbono para imageamento por catodoluminescência-CL, com

posterior recobrimento com ouro para a análise em LA-MC-ICP-MS. As imagens CL foram obtidas em microscópio eletrônico Hitachi S-2250N sob condições de aceleração de voltagem de 15 kV.

As análises isotópicas U-Pb foram obtidas em aparelho LA-MC-ICP-MS, seguindo o procedimento e rotina operacional descritos por Chemale Jr. et al. (2012).

#### *Método U-Pb em aparelho SHRIMP*

Estas análises U-Pb foram realizadas nos laboratórios com equipamentos SHRIMP– Sensitive High Resolution Ion Microprobe da Australian National University (Canberra) e CPGEO-USP.

Este estudo foi realizado em amostras de orto-anfibolitos, orto-gnaisses e granitóides foliados a gnaissificados, atribuídos ao Complexo Pocrane e Supersuíte G1 (Tabela 1.1). As amostras coletadas foram processadas pelos métodos convencionais com britagem, moagem, peneiramento e concentração da fração de 80# a 120# nos laboratórios da UFOP, USP e UFRGS. O doutorando realizou estas etapas do processamento em sete amostras no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. A separação dos grãos de zircão foi feita de forma manual, com auxílio de lupa binocular, no CPMTC-IGC-UFMG. Foram recolhidos aproximadamente 10 kg de cada amostra. Cerca de 100 cristais foram coletados da fração menos magnética de zircão. Posteriormente, esta fração foi moldada em padrão de 25 cm e polida. A montagem é primeiramente revestida de carbono para obtenção de imagens de elétrons retroespalhados (BSE) e catodoluminescência (CL), utilizando microscópio eletrônico de varredura (MEV) JEOL 6200. Imagens (BSE) foram adquiridos sob tensão de aceleração de 15 kV, corrente de 10 nA e foco de 15 mm. O *mount* é levemente re-polido em seguida e revestido por uma fina camada de ouro para análise SHRIMP.

As análises isotópicas U-Pb foram obtidas em aparelho SHRIMP II seguindo o procedimento descrito por Compston et al. (1984, 1992) e a rotina operacional descrita por Smith et al. (1998). Concentrações de urânio, chumbo e tório foram referenciadas para o zircão-padrão TEMORA. Uma determinação do padrão foi obtida para cada três análises de amostras desconhecidas. Cada *spot* tem diâmetro aproximado entre 25 e 30 mm.

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Neste capítulo apresenta-se uma compilação de trabalhos anteriores que abordam a geologia da região focalizada na presente tese de doutoramento, ou seja, os setores meridional do Orógeno Araçuai e setentrional do Orógeno Ribeira, entre os paralelos 19° e 21°45' S (Figuras 2.1 e 2.2).

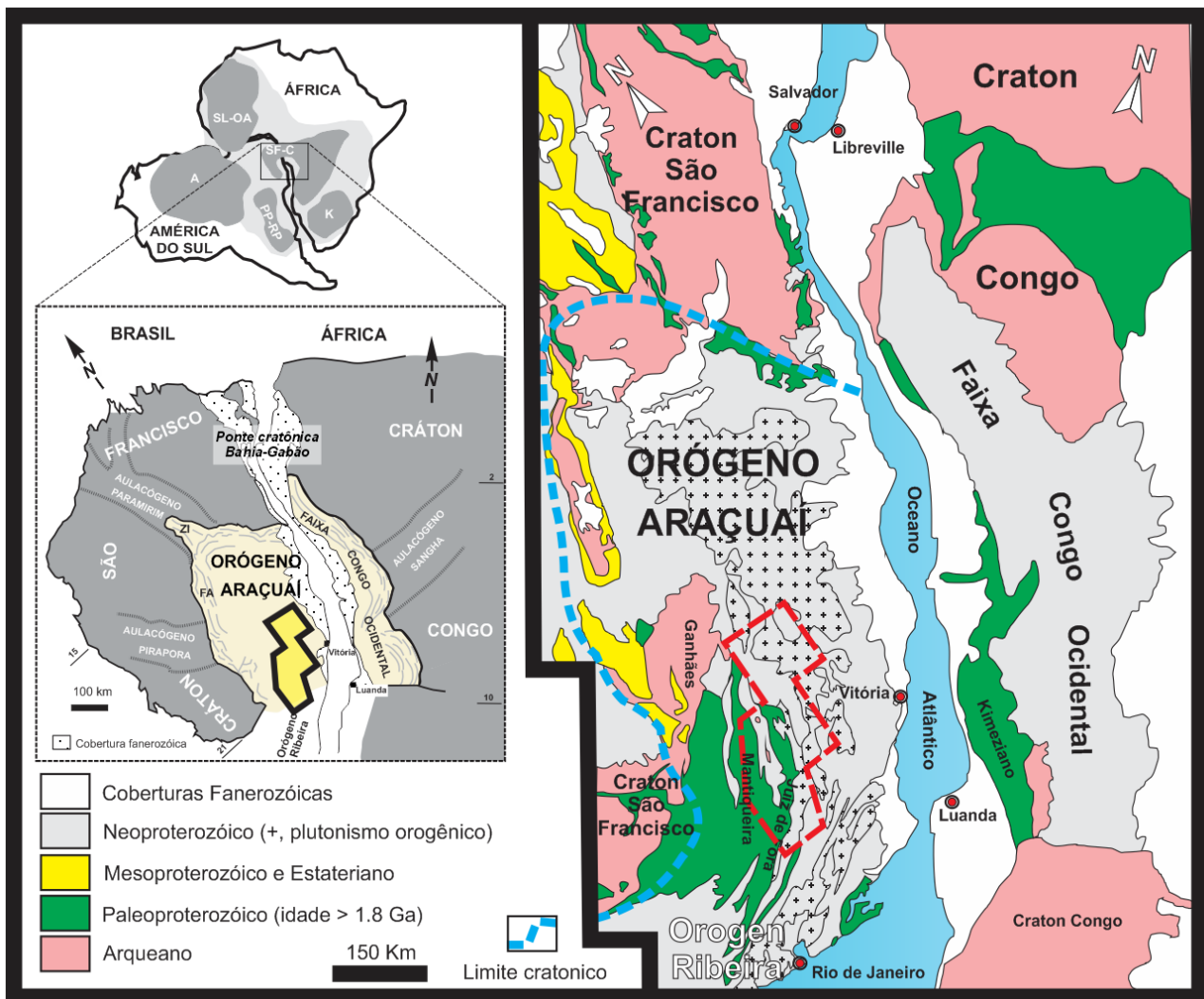


Figura 2.1: Situação geotectônica do orógenos Araçuai e Ribeira, e da Faixa Congo Ocidental em relação aos crátons do São Francisco e Congo, no contexto do Gondwana Ocidental (modificado de Pedrosa-Soares et al. 2007), e destaque com as principais unidades do embasamento (modificado de Noce et al. 2007). Polígono vermelho destacando área de estudo.

A região carece de uma definição geotectônica consolidada na literatura, dado que o limite entre estes orógenos ainda está sujeito a questionamento, em parte devido à continuidade das

principais unidades litoestratigráficas no terreno e à ausência de estruturas marcantes que limitem diferentes evoluções tectônicas, mas também em decorrência das diferentes abordagens adotadas (ver síntese em Heilbron et al. 2004). Se por um lado tem-se a definição de Pedrosa-Soares et al. (2001, 2008) que baliza o limite meridional do Orógeno Araçuaí pela extremidade sul do Cráton do São Francisco, na altura do paralelo 21°, por outro há trabalhos que estendem os terrenos tectono-estratigráficos do Orógeno Ribeira para norte deste paralelo (Heilbron et al. 2003, 2008).

Na compartimentação do Orógeno Araçuaí, a região enfocada encontra-se no domínio tectônico interno que representa o núcleo do orógeno, onde se situam o arco magmático pré-colisional e bacias relacionadas, o metamorfismo varia de médio a alto grau e são comuns os representantes dos episódios de plutonismo sincolisional a pós-colisional (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares et al. 2001, 2008, Alkmim et al. 2006, Novo et al. 2010).

Em termos da compartimentação tectono-estratigráfica do Orógeno Ribeira, a área estudada situa-se nos domínios Andrelândia e Juiz de Fora do Terreno Ocidental, englobando o embasamento paleoproterozóico, a cobertura neoproterozóica e granitóides diversos (Heilbron et al. 2003).

Em vista desta aparente dubiedade, apresenta-se uma tentativa de síntese cartográfica fundamentada na continuidade das principais unidades litoestratigráficas (Figura 2.2).

## **2.1. Embasamento**

Os complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, e a Suíte Caparaó, serão descritos adiante, visando ao enquadramento regional dos objetivos desta tese (Figuras 2.2 e 2.3). O Complexo Pocrane constitui um dos objetivos específicos da tese e, por isto, será abordado no Capítulo 3.

O embasamento evoluiu em resposta à convergência de blocos arqueanos e paleoproterozóicos, do Riáciano ao Orosiriano. Neste evento, as manifestações pré-colisionais (e.g., formação de arcos magmáticos) ocorreram no Riáciano, entre 2,2 e 2,05 Ga, e os últimos processos orogênicos tiveram lugar no início do Orosiriano, entre 2,05 e 2,0 Ga (e.g., Noce et al. 2007, Heilbron et al. 2010). Neste evento ocorreu a consolidação do bloco continental São Francisco–Congo que, provavelmente, fazia parte de um extenso continente paleoproterozóico, o Paleocontinente Atlântica (Rogers & Santosh 2004). As contrapartes São Francisco e Congo foram amalgamadas por um sistema orogênico que, no Brasil, inclui os segmentos Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté 2004), Mineiro (Teixeira et al. 2000) e Mantiqueira–Juiz de Fora (Noce et al. 2007, Heilbron et al. 2010), e, na África, os segmentos Eburneano e Kimeziano (Ledru et al. 1994, Vicat & Pouclet 2000, Tack et al. 2001, Lerouge et al. 2006).



### ***2.1.1. Complexo Juiz de Fora***

O termo Juiz de Fora se refere à extensa unidade com predomínio de rochas granulíticas de direção NE-SW, aflorante na região limítrofe entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro (Figuras 2.2 e 2.3), que foi inicialmente estudada por Ebert (1955, 1957) e Rosier (1957).

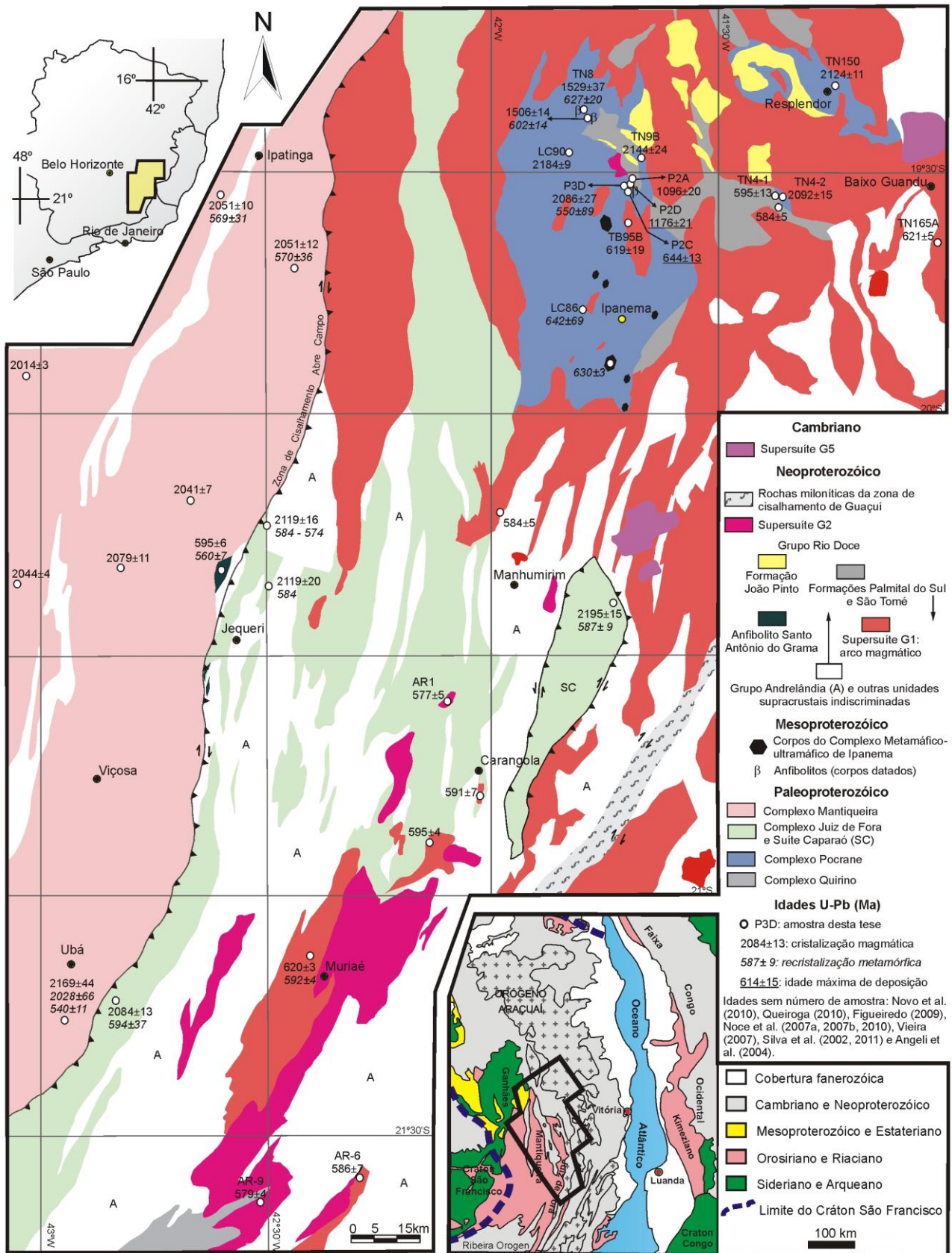


Figura 2.3: Mapa geológico simplificado da região abordada pela tese de doutoramento (ver texto para créditos de compilação cartográfica e geocronológica). As amostras cujas siglas constam do mapa são de dados apresentados em capítulos específicos desta tese.

O Complexo Juiz de Fora é composto por ortognaisses predominantemente enderbíticos a granodioríticos e metabasitos (granulitos máficos) com paragêneses metamórficas da fácies granulito, e efeitos retro-metamórficos que levaram à formação de hornblenda e biotita a partir de piroxênios.

Os termos dioríticos a graníticos constituem uma suíte cálcio-alcálica e os granulitos máficos uma suíte toleítica, ambas com afinidade juvenil e formadas em ambiente de arco de ilhas paleoproterozóico entre *ca.* 2200 e 2080 Ma, mas marcadamente recristalizados na Orogenia Brasileira (Costa et al. 1993, 1995, 1998, Heilbron et al. 1993, 1995, 2003, 2010, Figueiredo & Teixeira 1996, Machado et al. 1996, Duarte et al. 1997, Fischel et al. 1998, Silva et al. 2002, 2011, Noce et al. 2003, 2006, 2007, Novo et al. 2010, 2012, Gradim et al. 2012, Queiroga et al. 2012). Como estas publicações fundamentam as descrições adiante, juntamente com a experiência do autor no mapeamento geológico da região, adiante serão evitadas as citações bibliográficas repetitivas, visando dar mais fluência ao texto.

O litotipo predominante no Complexo Juiz de Fora é um ortopiroxênio-hornblenda ortognaisse de granulação fina a média, bandamento milimétrico a centimétrico e coloração esverdeada. O bandamento é marcado pela alternância de bandas claras, quartzo-feldspáticas, com raro ortopiroxênio, e bandas máficas, constituídas essencialmente por ortopiroxênio, hornblenda e biotita, com clinopiroxênio e plagioclásio subordinados. A mineralogia do ortognaisse enderbítico é dada por ortopiroxênio, plagioclásio, clinopiroxênio, biotita, quartzo e hornblenda. Como acessórios ocorrem zircão, apatita, epidoto e minerais opacos. A composição modal apresenta a seguinte variação: ortopiroxênio (10-45%), plagioclásio (15-45%), quartzo (10-60%), feldspato potássico (5-30%), biotita (5-15%). A paragênese mineral plagioclásio + hiperstênio ± feldspato potássico ± clinopiroxênio demonstra que o ortognaisse do Complexo Juiz de Fora atingiu condições de estabilidade da fácies granulito. Entretanto, esta paragênese progressiva de alto grau foi parcialmente desestabilizada, devido à hidratação (relacionada a processo deformacional ou simples ascensão crustal, ou ambos), gerando uma paragênese regressiva marcada pela significativa presença de hornblenda e biotita como produtos da alteração dos piroxênios. Este metamorfismo regressivo ocorreu na fácies anfíbolito.

O ortognaisse do Complexo Juiz de Fora foi migmatizado em intensidades diversas. Há afloramentos onde o ortognaisse mostra-se homoganeamente bandado, sem sinais evidentes de anatexia, assim como há locais onde a rocha ocorre completamente migmatítica, observando-se todas as transições nas taxas de fusão parcial entre estas situações extremas. Os paleossomas predominantes são ortognaisse enderbítico e granulito máfico. A migmatização é representada por um leucossoma quartzo-feldspático de composição charnockítica e granulação grossa, que ocorre

em vênulas, bandas, lentes e veios geralmente concordantes com a foliação. Localmente, são observáveis porfiroblastos e porfiroclastos, que chegam a atingir 7 cm de comprimento, de anfibólio, piroxênio e feldspato no leucossoma. O melanossoma é enderbítico a charnoenderbítico e possui granulação fina a média, onde ortopiroxênio e plagioclásio são minerais essenciais, e clinopiroxênio, feldspato potássico, quartzo e biotita são acessórios. As estruturas migmatíticas predominantes são estromática e flebítica, mas estruturas *schollen*, ptigmática e dobrada ocorrem subordinadamente.

### 2.1.2. Suíte Caparaó

A Suíte Caparaó representa parte do embasamento ortoderivado riaciano (ca. 2,19 Ga) da porção setentrional da Província Mantiqueira (Campo-Neto & Figueiredo 1990, Silva et al. 2002, 2005, Horn et al. 2006, Noce et al. 2007a,b, Novo et al. 2010, 2011). A maior exposição da Suíte Caparaó, na serra homônima, tem uma extensão de aproximadamente 300 km<sup>2</sup> (Figuras 2.2 e 2.3). O conjunto rochoso e as feições geomorfológicas da serra seguem a orientação do bandamento gnáissico de direção NNE-NE, e seu núcleo foi esculpido sobre migmatitos, enquanto as bordas são sustentadas por gnaisses granulíticos (Novo et al. 2011).

O litotipo predominante na Suíte Caparaó é um gnaisse ortoderivado, bandado, diorítico a granítico. Este gnaisse apresenta coloração esverdeada quando fresco, mudando para tons de cinza ao menor sinal de intemperismo. O bandamento, milimétrico a centimétrico, reflete a alternância composicional entre bandas mais claras, ricas em plagioclásio, quartzo e/ou feldspato potássico, com raro ortopiroxênio, e bandas mais máficas, constituídas de ortopiroxênio, hornblenda e biotita, com clinopiroxênio e plagioclásio subordinado. Os minerais acessórios são titanita, zircão, granada, apatita e opacos. A foliação do ortognaisse é penetrativa, paralela ao bandamento, materializada pelo estiramento de quartzo, feldspato, piroxênio, anfibólio e biotita. A textura é essencialmente nematoblástica, salvo raras exceções onde a biotita predomina sobre anfibólio e piroxênio, dando à rocha uma textura lepidoblástica. O ortognaisse da Suíte Caparaó exibe encraves máficos, centimétricos a métricos, boudinados na direção do bandamento. Estes encraves têm cor cinza escura esverdeada (em superfície fresca), estrutura maciça, granulação fina a muito fina e textura granoblástica. A associação mineralógica essencial que ocorre estirada e orientada segundo o bandamento é dada por plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio, caracterizando a fácies granulito. Assim como o ortognaisse, os encraves apresentam biotita e hornblenda, tanto primárias quanto secundárias, oriundas da alteração dos piroxênios, em paragênese regressiva da fácies anfíbolito.

Invariavelmente, o ortognaisse da Suíte Caparaó ocorre migmatítico, mostrando intensidades diversas de fusão parcial. As principais estruturas migmatíticas são *schlieren*, ptigmática, estromática e agmática, ocorrendo, subordinadamente, a dobrada e flebítica. O leucossoma tem composição granítica e granulação grossa. Apresenta cristais de anfibólio e piroxênio de até 3 cm na maior dimensão. Comumente exibe textura porfirítica a porfiroclástica, com cristais de feldspato de até 7 cm na maior dimensão. O melanossoma possui composição básica e granulação fina a média, é rico em piroxênios, hornblenda e plagioclásio, com feldspato potássico, quartzo e biotita ocorrendo em menor quantidade. Localmente, observam-se restos do ortognaisse bandado representando o paleossoma do migmatito, envolto e cortado pelo neossoma.

A paragênese composta por plagioclásio + quartzo + hiperstênio ± feldspato potássico ± clinopiroxênio é comum aos gnaisses e migmatitos da Suíte Caparaó, indicando que ambos atingiram condições de estabilidade na fácies granulito do metamorfismo regional progressivo. Entretanto, esta paragênese progressiva de alto grau foi parcialmente desestabilizada por hidratação, gerando uma paragênese regressiva marcada pela significativa presença de hornblenda e biotita como produtos da alteração dos piroxênios. Este metamorfismo regressivo ocorreu na fácies anfibolito.

A grande similaridade petrográfica e litoquímica do ortognaisse da Suíte Caparaó com o litotipo clássico do Complexo Juiz de Fora, um ortopiroxênio-hornblenda ortognaisse (ver item 2.1.1), sugere a correlação entre estas unidades (Novo et al. 2011). Entretanto, a idade de  $2195 \pm 15$  Ma obtida para a cristalização magmática da Suíte Caparaó (U-Pb SHRIMP em zircão, Silva et al. 2002) é cerca de 75 Ma mais antiga que a maior idade de cristalização magmática ( $2119 \pm 16$  Ma) do Complexo Juiz de Fora na região a oeste da Serra do Caparaó (U-Pb SHRIMP em zircão, Noce et al. 2007b). Contudo, na região logo a sul, em terrenos da Faixa Ribeira, idade de cristalização magmática em torno de 2199 Ma foi obtida de rocha do Complexo Juiz de Fora (Heilbron et al. 2010), viabilizando assim uma correlação mais consistente entre a Suíte Caparaó e este complexo (Novo et al. 2011).

### **2.1.3. Complexo Mantiqueira**

Este complexo gnáissico representa um arco magmático de margem continental, que foi edificado no limiar Riacciano-Orosiriano e retrabalhado durante a Orogenia Brasileira (Fishel et al. 1998, Duarte et al. 2003, 2004, 2005, Noce et al. 2003, 2007a,b, Gradim et al. 2011, Queiroga et al. 2012).

O contato entre os complexos Mantiqueira e Juiz de Fora é marcado por uma importante feição morfotectônica, a Zona de Cisalhamento Abre Campo (Figura 2.3). Esta estrutura foi

interpretada como uma sutura paleoproterozóica, resultante da amalgamação dos arcos Mantiqueira e Juiz de Fora, que foi retomada tectonicamente durante a Orogenia Brasileira e teria servido também de sutura para o Orógeno Araçuai (Alkmim et al. 2006, Noce et al. 2007). De fato, a maior evidência de que a Zona de Cisalhamento de Abre Campo representa uma sutura brasileira é a presença do complexo ofiolítico ediacarano, representado pelo Anfibolito Santo Antônio do Gramma e rochas metaultramáficas associadas (Queiroga 2010, Queiroga et al. 2012).

As informações da literatura (e.g., citações bibliográficas anteriores) demonstram que o litotipo predominante no Complexo Mantiqueira é um gnaiss ortoderivado, bandado, dobrado, migmatítico, com foliação paralela ao bandamento, cuja composição varia de tonalítica a granítica, apresentando freqüentes intercalações de anfibolitos dos mais variados tamanhos. No ortognaiss, as bandas leucocráticas são compostas por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico, com biotita e hornblenda subordinadas; ao passo que as bandas mesocráticas a melanocráticas consistem de hornblenda e biotita, com quartzo e feldspatos subordinados. A mineralogia acessória é similar para ambas as bandas, sendo composta por titanita, zircão, apatita e opacos.

As intercalações anfibolíticas no ortognaiss Mantiqueira mostram granulação variável, e ocorrem na forma de bandas e/ou boudins em diversas escalas. Os anfibolitos são compostos por hornblenda, plagioclásio, biotita, quartzo, granada e piroxênio, tendo, como mineralogia acessória, opacos, titanita e raro feldspato potássico.

## **2.2. Complexo Metamáfico-Ultramáfico de Ipanema**

Este complexo consiste em um conjunto de corpos compostos de rochas ultrabásicas e básicas metamorfisadas (Fig. 2.3). Fontes et al. (1978) e Silva et al. (1987) consideraram estes corpos como intrusões de idade indefinida. Rodrigues et al. (1980) e Angeli (1988) demonstraram que se tratam de corpos ígneos plutônicos, acamadados, compostos de dunito, peridotito, piroxenito anortosito e gabro, metamorfizados na fácies granulito e parcialmente retrometamorfizados até a fácies xisto verde. Angeli et al. (1988) apresentam dados isotópicos Sm-Nd que apontam idade-modelo em *ca.* 1,7 Ga e uma possível idade de cristalização magmática em  $1030 \pm 67$  Ma (isócrona Sm-Nd em rocha total); assim como idade U-Pb para o metamorfismo de um metanortosito em  $630 \pm 3$  Ma (Fig. 2.3). Se a idade isocrônica Sm-Nd em rocha total indicar, realmente, uma época de cristalização magmática, estes corpos máfico-ultramáficos seriam correlatos de outras manifestações ígneas do limiar Esteniano-Toniano, relacionadas aos processos de rifteamento continental que originaram o sistema de bacias precursoras do Orógeno Araçuai (Pedrosa-Soares & Alkmim 2011).

### **2.3. Unidades Supracrustais Neoproterozóicas**

As unidades supracrustais de interesse desta tese têm sido atribuídas aos grupos Rio Doce, na parte norte da região (Féboli & Paes 2000, Oliveira 2000, Tuller 2000, Vieira 2007), e Andrelândia, nas suas porções central e meridional (Heilbron et al. 2003, Noce et al. 2003, 2006, Tupinambá et al. 2003, Horn et al. 2006, Novo et al. 2010, 2012, Gradim et al. 2012 e Queiroga et al. 2012). Os dados litoquímicos e de geocronologia U-Pb disponíveis (Vieira 2007, Belém et al. 2011, Gradim 2012) sugerem que os grupos Rio Doce e Andrelândia são cronocorrelatos e representam bacias orogênicas relacionadas ao Orógeno Araçuaí, na região aqui abordada (Fig. 2.3).

#### **2.3.1. Grupo Rio Doce**

O Grupo Rio Doce é uma unidade metavulcano-sedimentar associada ao arco magmático homônimo, situado no domínio interno do Orógeno Araçuaí (Vieira 2007, Pedrosa Soares et al. 2011). Regionalmente, o Grupo Rio Doce inclui duas grandes sucessões: na base, uma associação dominada por metapelitos e metawackes, com intercalações de rochas cálciossilicáticas, metavulcânicas e metavulcanoclásticas (formações Palmital do Sul, Tumiritinga e São Tomé), e, no topo, sustentando partes altas do relevo, pacotes ricos em quartzito (Formação João Pinto). Uma detalhada abordagem da evolução do conhecimento sobre o Grupo Rio Doce encontra-se em Vieira (2007), cujo ordenamento litoestratigráfico é aqui adotado.

Na região abordada, o Grupo Rio Doce está representado pelas formações Palmital do Sul, basal, e São Tomé e João Pinto, no topo (Figura 2.3). A Formação Palmital do Sul (juntamente com a Formação Tumiritinga que ocorre a norte da área) representa a cobertura vulcano-sedimentar do Arco Rio Doce. Esta formação grada vertical e lateralmente para a Formação São Tomé que parece ser um pacote exclusivamente sedimentar dominado por wackes e pelitos.

Enfatiza-se que a descrição da Formação Palmital do Sul apresentada na Folha Ipanema 1:100.000 (Tuller 2000) confunde-se, em parte, com as descrições do Complexo Pocrane (Féboli & Paes 2000, Tuller 2000). Além disso, dados geocronológicos da literatura (Angeli et al. 1988, Vieira 2007) e da presente tese evidenciam que a Formação Palmital do Sul é mais nova que o Complexo Metamáfico-ultramáfico de Ipanema. Desta forma, partes do conjunto litológico que foi cartografado como “Formação Palmital do Sul” (Tuller 2000), em particular onde se encontram corpos metamáfico-ultramáficos, foram aqui incorporadas ao Complexo Pocrane (Fig. 2.3).

A Formação Palmital do Sul é composta de xistos a gnaisses, com intercalações de quartzito micáceo e/ou arcoseano, rocha cálciossilicática, e rocha metavulcânica (Carvalho & Pereira 2000,

Pereira & Zucchetti 2000, Vieira 2007). Os xistos/gnaisses são constituídos de quartzo (20-60%), plagioclásio (0-40%), biotita (10-60%), muscovita (0-35%), microclina (0-25%), granada (0-25%), sillimanita (0-25%) e estauroлита (0-10%). A paragênese sincinemática à foliação regional (Sn) geralmente inclui granada, estauroлита e sillimanita fibrosa, caracterizando predomínio da fácies anfibolito baixo a médio. O protolito predominante é interpretado como pelito grauvaquiano. A abundância de plagioclásio nos xistos Palmital do Sul sugere fontes ricas em rochas de composição granodiorito-tonalito-diorito (Vieira 2007). O vulcanismo registrado na Formação Palmital do Sul é do tipo piroclástico, dacítico a riolítico, cálcio-alcálico de médio a alto potássio (Vieira 2007, Gonçalves et al. 2010). A datação U-Pb em zircão de um metatufo dacítico da Formação Palmital do Sul resultou em idade de cristalização magmática de  $584 \pm 5$  Ma (Vieira 2007).

A Formação São Tomé consiste, essencialmente, de xistos com proporções muito variadas de quartzo, micas e plagioclásio. Ocorrem esparsas intercalações delgadas de rocha calcissilicática e mármore (Carvalho & Pereira 2000, Pereira & Zucchetti 2000, Vieira 2007). Os xistos são constituídos de quartzo (30-60%), plagioclásio (5-30%), biotita (15-30%), muscovita (0-25%), granada (0-10%), estauroлита (0-15%) e sillimanita (0-5%), além de traços de feldspato potássico, turmalina, cordierita, apatita, zircão, titanita e opacos. A paragênese sincinemática à foliação regional (Sn) dos xistos ricos em mica inclui granada, estauroлита e sillimanita fibrosa, caracterizando fácies anfibolito baixo a médio. A turmalina, que pode ser localmente abundante, parece ser sempre um produto do metassomatismo de contato causado por intrusões graníticas e pegmatíticas. Muscovitização de biotita e de sillimanita também são observadas próximo a contatos intrusivos. Metamorfismo de contato é responsável por geração de estauroлита e sillimanita que constituem porfiroblastos caoticamente distribuídos, e talvez da rara cordierita. Os processos de alteração retrometamórfica, quase sempre incipientes, são cloritização de biotita, saussuritização e sericitização de plagioclásio. Os principais protolitos da Formação São Tomé são interpretados como pelitos, arenitos grauvaquianos, arenitos arcoseanos argilosos e arenitos lítico-feldspáticos (Vieira 2007). A grande frequência de quantidades muito significativas de plagioclásio indica área-fonte rica em rochas do campo composicional granodiorito-tonalito-diorito. Análises U-Pb de grãos detríticos de zircão extraídos de metawacke da Formação São Tomé sugere idade máxima de sedimentação em torno de 590 Ma, embora sejam apenas três determinações (Vieira 2007). Uma amostra dos arredores de Resplendor, considerada por Vieira (2007) como “metarenito” São Tomé trata-se, de fato, de um produto da milonitização de ortogneiss do Complexo Pocrane.

A Formação João Pinto é representada por quartzito de granulação fina a média, localmente grossa, maciço ou laminado, com intercalações milimétricas a centimétricas ricas em mica e/ou feldspato (Carvalho & Pereira 2000, Pereira & Zucchetti 2000, Vieira 2007). A unidade apresenta

raras intercalações de mica-quartzo xisto e rocha calcissilicática. Os protólitos principais são arenito argiloso, quartzo arenito e arenito com pequena fração feldspática (Vieira 2007).

### **2.3.2. Grupo Andrelândia**

A denominação Grupo Andrelândia foi aplicada na região de interesse desta tese como um resultado da cartografia geológica do Projeto Sul de Minas, por correlação com pacotes metassedimentares que ocorrem nas faixas Ribeira e Brasília (Heilbron et al. 2003, 2004).

Inicialmente, o Grupo Andrelândia (Ebert 1956) foi caracterizado na região balizada pelas cidades de Carandaí, São João del Rei e Lavras. Neste domínio texturas e estruturas primárias estão parcialmente preservadas, facilitando o reconhecimento dos protólitos, da geometria de corpos e de discordâncias (Paciullo 2000). À medida que se afasta do Cráton do São Francisco, rumo a leste e sul, as rochas atribuídas ao Grupo Andrelândia tornam-se mais metamórficas e atingem a fácies granulito (Heilbron et al. 2003).

Na região de interesse desta tese, o litotipo amplamente dominante no Grupo Andrelândia é um paragnaisse bandado, migmatítico, que pode apresentar intercalações de rocha calcissilicática, quartzito, anfibolito e metachert (Fig. 2.3). O paragnaisse tende a ser mais quartzoso e a conter menor quantidade de intercalações de rochas calcissilicáticas na parte oeste desta região. Rumo a leste e sul, o paragnaisse tende a ser mais rico em silicatos aluminosos e em intercalações de rochas cálciosilicáticas. No conjunto, o paragnaisse representa protólitos areno-argilosos com proporções variadas entre as frações argila e areia quartzosa. O metamorfismo registrado pelo paragnaisse Andrelândia varia desde a fácies anfibolito médio na zona da anatexia (quartzo + feldspatos + biotita + granada + sillimanita + fusão granítica), na parte oeste da região, até a fácies granulito, na porção leste, com aparecimento da hercynita, tendência à eliminação de biotita e aumento significativo de granada e sillimanita. Com o avanço do processo de migmatização, o paragnaisse dá origem a corpos graníticos tipo-S mapeáveis na escala 1:100.000 (Heilbron et al. 2003, Noce et al. 2003, 2006, Tupinambá et al. 2003, Horn et al. 2006, Novo et al. 2010, 2012, Gradim et al. 2012, Queiroga et al. 2012).

As ocorrências de quartzito dentro do Grupo Andrelândia definem zonas de alternância entre paragnaisse e quartzito. O quartzito está sempre em contato, e intercalado, com leitões de gnaisses contendo granada. Observam-se camadas individuais de quartzito, que podem atingir espessuras de dezenas de metros, e zonas de alternância quartzito/paragnaisse de aspecto rítmico, onde as camadas de quartzito têm espessura centimétrica a métrica. Os contatos com o gnaisses podem ser tanto gradacionais como bruscos. O quartzito apresenta textura sacaróide, em geral com “manchas” de caulim disseminadas. Contém proporção insignificante de outros minerais, como moscovita,

biotita, granada, sillimanita e feldspato potássico. Observa-se também a alternância de leitos de quartzito puro, maciço, com leitos impuros de aspecto laminado. Mobilizados anatéticos ricos em granada podem injetar o quartzito (Noce et al. 2003, 2006, Novo et al. 2010, 2012). Entretanto, há intercalações quartzíticas no paragnaisse que mostram fortes evidências de serem hidrotermalitos originados em zonas de cisalhamento dúctil (Gradim et al. 2012, Queiroga et al. 2012).

As camadas e lentes de rocha calcissilicática são constituídas de ortopiroxênio, quartzo, plagioclásio, granada, titanita, opacos e zircão (por vezes apresenta clinopiroxênio, caracterizando rocha granulítica félsica). Minerais secundários e/ou de alteração são carbonatos, biotita, hornblenda e epidoto. Alternam-se bandas félsicas, compostas por plagioclásio de granulação média e quartzo, e bandas ricas em clinopiroxênio e plagioclásio. A rocha calcissilicática representa protolitos pelito-carbonatados (Heilbron et al. 2003, Noce et al. 2003, 2006, Tupinambá et al. 2003, Horn et al. 2006, Novo et al. 2010, 2012, Gradim et al. 2012, Queiroga et al. 2012).

Estudos litoquímicos e por geocronologia U-Pb (LA-ICP-MS) em grãos detríticos de zircão demonstram que o Grupo Andrelândia representa, pelo menos em partes da região aqui focalizada, uma unidade com contribuição sedimentar do arco magmático do Orógeno Araçuaí. A idade máxima de sedimentação dos protolitos do paragnaisse situa-se em torno de 615 Ma e a idade do metamorfismo regional em 580-560 Ma (Belém et al. 2011, Gradim 2012).

Desta forma, os grupos Andrelândia e Rio Doce são considerados como cronocorrelatos e representantes de bacias orogênicas, na região da presente tese (Fig. 2.3).

## **2.4. Plutonismo Orogênico Brasileiro**

Na região aqui abordada (Fig. 2.3), os estágios orogênicos pré-colisional, colisional e pós-colisional da Orogenia Brasileira estão registrados por diferentes conjuntos de rochas plutônicas, nos quais predominam granitóides dos tipos I ou S (Pedrosa-Soares et al. 2001, 2011, Heilbron et al. 2004, 2008).

### **2.4.1. Plutonismo Pré-Colisional**

O estágio pré-colisional, ou acrescionário, engloba os processos relacionados à edificação de arcos magmáticos cálcio-alcálicos. Neste estágio foi gerada a Supersuíte G1 do Arco Rio Doce, no Orógeno Araçuaí, e o Arco Rio Negro, no Orógeno Ribeira (Fig. 2.2). Ao passo que no Arco Rio Doce somente se conhecem evidências de uma evolução em margem continental ativa, em tempo relativamente curto (630–585 Ma; Pedrosa-Soares et al. 2011), o Arco Rio Negro registra

contribuição juvenil, pelo menos no início de sua longa evolução (790–605 Ma, Tupinambá et al. 2012).

A Supersuíte G1 do Arco Rio Doce é constituída por granitóides do tipo I, predominantemente de composição tonalítica e granodiorítica, com frequentes encraves e/ou fácies dioríticas a gabróicas, que têm diversos nomes locais (e.g., suítes Galiléia, São Vitor, Divino). Em alguns plútons G1 são abundantes os termos correspondentes à série charnockítica, desde charnockito *s.s.* a norito, sugerindo *emplacement* em níveis crustais mais profundos. A foliação regional está impressa nos granitóides G1, bem como nos seus encraves que, geralmente, também estão estirados. Apresentam uma ampla gama de estruturas e texturas, podendo ocorrer com trama gnáissica, foliada, milonítica, migmatítica, ou livres de deformação, metamorfismo e/ou fusão parcial, com feições ígneas muito bem preservadas. O grande acervo de dados geoquímicos disponíveis na literatura mostra que os granitóides G1 compõem uma série cálcio-alkalina predominantemente de médio a alto potássio, metaluminosa, originada em ambiente de arco vulcânico de margem continental, no estágio orogênico pré-colisional. Os dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd, bem como a presença de zircões herdados, indicam magmas híbridos, formados pela interação de magma mantélico com o embasamento continental paleoproterozóico. Metamorfismo e fusão parcial relacionados à tectônica colisional estão registrados não somente por feições petrográficas e estruturais nas mais diversas escalas, mas também por idades U-Pb de bordas de recristalização em zircão e cristais neoformados deste mineral, além de titanita e monazita (e.g., Gonçalves 2009, Gonçalves *et al.* 2010, Nalini-Júnior 1997, Nalini-Júnior et al. 2000, 2005, 2008, Noce et al. 2000, Pedrosa-Soares & Wiedemann 2000, Pinto et al. 2000, Pedrosa-Soares et al. 2001, 2008, 2011, Martins et al. 2004, Silva et al. 2005, 2011, Petitgirard et al. 2009, Novo et al. 2010, Mondou et al. 2012).

O Arco Rio Negro inclui três séries de granitóides cálcio-alkalinos: baixo a médio K, alto K e shoshonítica. A primeira é composta de quartzo diorito, tonalito, granodiorito e trondhjemitó. A série de alto K inclui quartzo monzodiorito, quartzo monzonito, granodiorito e granito. A série shoshonítica consiste de diorito rico em biotita e leucogranito. Além dos granitóides ocorrem plútons gabróicos e soleiras máficas. As rochas do Arco Rio Negro mostram intensidades variadas de deformação e metamorfismo, apresentando desde estrutura gnáissica até feições ígneas bem preservadas. A série de baixo a médio K registra um longo período (*ca.* 790 – 620 Ma) de desenvolvimento do arco, cujo estágio terminal é marcado pela cristalização das séries de alto K (*ca.* 610 – 605 Ma). Os valores de épsilon Nd positivos a negativos (+5 a -14) e razões iniciais de isótopos de Sr (0,705 a 0,710) mostram variação com o tempo e, por isto, sugerem uma evolução inicial com contribuição juvenil até estágios de alto amadurecimento e/ou contribuição de

embasamento continental, no longo desenvolvimento do Arco Rio Negro (Tupinambá et al. 2000, 2012, Heilbron et al. 2008).

Desta forma, além de diferentes em termos genéticos e evolutivos, o Arco Rio Doce (630–585 Ma), que parece não ter conexão espacial com o Arco Rio Negro (Fig.2.2), começou a ser edificado paralelamente ao estágio final de desenvolvimento do Arco Rio Negro (790–605 Ma). A história evolutiva do Arco Rio Negro requer paleogeografia relacionada ao consumo de litosfera oceânica relativamente ampla (*i.e.*, um oceano largo), enquanto o alto grau de ensialização do Arco Rio Doce adequa-se ao fechamento orogênico de uma bacia marinha interior (um golfo) com litosfera oceânica restrita (Pedrosa-Soares et al. 2001, 2008, Heilbron et al. 2008, Tupinambá et al. 2000, 2012). Neste cenário, a Orogenia Búzios, do Cambriano (Schmitt et al. 2004, 2008), representaria o fechamento de uma bacia retroarco do longo sistema orogênico Ribeira (Heilbron et al. 2008, Tupinambá et al. 2012).

#### **2.4.2. Plutonismo Colisional**

Durante o estágio colisional do sistema orogênico Araçuaí–Ribeira formou-se um enorme volume de granitóides a partir da fusão parcial de diferentes protolitos (Fig. 2.2). O plutonismo colisional do tipo S originou-se principalmente pela anatexia de paragneisses, ao passo que processos de fusão parcial sobre os arcos magmáticos cálcio-alcalinos, tanto paleoproterozóicos quanto neoproterozóicos, resultaram em granitóides colisionais do tipo I (Pedrosa-Soares et al. 2001, 2011, Duarte et al. 2003, Heilbron et al. 2003, 2004, Silva et al. 2011). Os granitos colisionais do tipo S são particularmente abundantes no Orógeno Araçuaí, devido à exposição de níveis crustais mais rasos em relação ao Orógeno Ribeira (Pedrosa-Soares et al. 2011).

Na região de interesse desta tese, o plutonismo colisional é representado pela Suíte Pangarito, Leucogranito Pedra do Godinho e Suíte Intrusiva Peraluminosa (Noce et al. 2003, 2006, 2010), granito porfiróide foliado e granada charnockito foliado (Durate et al. 2003, Heilbron et al. 2003), biotita-hornblenda granito foliado e Plutonito Pedra Bonita (Tupinambá et al. 2003), e Granito Serra dos Vieiras (Queiroga et al. 2012). A maioria destes corpos consiste de biotita granito granatífero, peraluminoso, foliado a gnaissificado, com frequentes encraves de paragneisse e/ou rocha cálcio-silicática, evidenciando uma origem a partir da fusão parcial do paragneisse do Grupo Andrelândia, no qual geralmente estão hospedados (Fig. 2.3). Ocorrem, também, corpos a hornblenda e/ou piroxênios, mas com granada, que se situam no limiar metaluminoso-peraluminoso (tipo I peraluminoso de Chappel et al. 2012). Some-se aos corpos mapeáveis em escala 1:100.000, uma grande quantidade de neossomas graníticos de migmatitos do embasamento paleoproterozóico

(complexos Mantiqueira, Juiz de Fora e Pocrane, e Suíte Caparaó) e de unidades neoproterozóicas (Grupo Andrelândia, e arcos magmáticos Rio Doce e Rio Negro).

Os eventos colisionais (incluindo aí os fenômenos tardi-colisionais, como instalação de sistemas transcorrentes relacionados à docagem e fuga de massa) registrados nos orógenos Araçuaí e Ribeira são diacrônicos. No Orógeno Ribeira (incluída a Orogenia Búzios), o estágio colisional tem início em torno de 605 Ma e perdura até cerca de 515 Ma (Heilbron et al. 2008, Schmitt et al. 2008). No Orógeno Araçuaí, o estágio colisional inicia-se em torno de 585 Ma e tem suas últimas manifestações no limiar Ediacarano-Cambriano (*ca.* 540 Ma; Nalini et al. 2000, Pedrosa-Soares et al. 2001, 2008, 2011, Silva et al. 2002, 2005, 2011, Vauchez et al. 2007, Piuzana et al. 2008, Petitgirard et al. 2009, Novo et al. 2010, Queiroga 2010, Mondou et al. 2012, Peixoto et al. 2012, Tedeschi et al. 2012).

### **2.4.3. Plutonismo Pós-Colisional**

Uma miríade de intrusões tardias, encaixadas nas mais diferentes unidades, espalham-se pelo sistema orogênico Araçuaí-Ribeira, onde são atribuídas à Supersuíte G5 (Fig. 2.2). São intrusões predominantemente graníticas, mas também gabróicas e/ou charnockíticas a noríticas, livres da foliação regional, que geralmente exibem textura porfirítica a sub-porfirítica, podendo apresentar fluxo ígneo bem marcado. Apresentam frequentes evidências de misturas mecânica (*mingling*) e química (*mixing*) de magmas. Sua assinatura geoquímica é cálcio-alcálica de alto K e alto Fe, característica de gênese em ambiente intraplaca pós-colisional, relacionada à ascensão astenosférica associada ao colapso gravitacional do sistema orogênico. Este plutonismo pós-colisional teve lugar no Cambriano, com grande concentração entre 520 Ma e 490 Ma. (e.g., Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Wiedemann et al. 2002, Campos et al. 2004, Heilbron et al. 2004, 2008). A região abordada nesta tese (Figura 3.2) inclui poucos plútons da Supersuíte G5 (Oliveira 2000, Horn et al. 2006, Novo et al. 2010, 2012).

O biotita granito é o litotipo clássico deste magmatismo. Tem textura porfirítica de granulação geralmente grossa e coloração cinza (Figuras 2.12A e 2.12B). Os fenocristais são de feldspato potássico peritítico. Fenocristais e eventuais autólitos ricos em biotita podem estar orientados por fluxo ígneo. A composição essencial da matriz do biotita granito consiste de plagioclásio sódico, feldspato potássico peritítico, quartzo e biotita. Os minerais acessórios são apatita, zircão, allanita e opacos, em sua maioria inclusos em biotita. A matriz tem composição de monzogranito, mas a rocha como um todo é um sienogranito porfirítico em decorrência da alta relação fenocristais/matriz.

Termos charnockíticos também são comuns a este magmatismo. Os granitóides charnockíticos tem textura porfirítica a subporfirítica, hipidiomórfica, granulação grossa a média e estrutura isotrópica. Sua coloração varia entre verde escuro, verde claro (verde jade) e verde azulado (verde pavão), quando livre de intemperismo. O charnockito é composto de feldspato potássico peritítico, quartzo, plagioclásio antiperitítico, biotita, ortopiroxênio e anfibólio. Os minerais acessórios comuns são zircão, titanita, apatita, espinélio e opacos.

### **3. O COMPLEXO POCRANE**

Esta unidade é o foco principal dos estudos sobre o embasamento, realizados para a presente tese. O capítulo apresenta uma síntese de trabalhos anteriores, a caracterização geológica, e análises geoquímicas, geocronológicas e de química mineral para avaliação geotermobarométrica de rochas atribuídas ao Complexo Pocrane (Figura 3.1).

#### **3.1. Trabalhos Anteriores**

O Complexo Pocrane foi denominado por Silva *et al.* (1987), numa tentativa de diferenciar dois conjuntos de rochas gnáissico-migmatíticas situadas na parte oeste da Folha Rio Doce (escala 1:1.000.000). A outra unidade gnáissica foi designada Gnaisse Piedade (equivalente ao Complexo Mantiqueira da Figura 2.2). No Complexo Pocrane foram agrupados “gnaisses foliados a biotita e/ou hornblenda, com ou sem granada, localmente com a presença de mobilizados migmatíticos, e intercalações de xistos e quartzitos em quantidades subordinadas”. A partir de dados radiométricos Rb-Sr, Silva *et al.* (1987) relacionaram a gênese destas rochas ao Ciclo Transamazônico, com retrabalhamento no Ciclo Brasileiro.

Angeli (1988) relacionou gnaisses de origem ortoderivada e paraderivada que ocorrem na região de Ipanema à Associação Barbacena–Paraíba do Sul, subdividida em biotita e/ou hornblenda gnaisses, gnaisses kinzigíticos e gnaisses migmatíticos. Considerou as rochas ortoderivadas amplamente predominantes sobre as paraderivadas e que um evento de migmatização afetou todo o conjunto gnáissico. De fato, este autor focou seus estudos no Complexo Máfico-Ultramáfico Acamadado de Ipanema e publicou, para o Maciço de Santa Cruz, dados isotópicos que são interpretados como idade do “*emplacement*” em  $1104 \pm 78$  Ma (isócrona Sm-Nd, rocha total), idade do metamorfismo na transição de fácies anfibolito-granulito em  $630 \pm 3$  Ma e idade de herança isotópica em  $1719 \pm 4$  Ma (os dois últimos dados são, respectivamente, interceptos inferior e superior de discórdia U-Pb TIMS para monocristais de zircão; Angeli *et al.*, 2004). Neste artigo, o Complexo Máfico-Ultramáfico Acamadado de Ipanema é correlacionado a um evento de rifteamento continental (Angeli *et al.* 2004).

Costa *et al.* (1992, 1993, 1995, 1998) apresentam estudos voltados para a evolução metamórfica e geotectônica da região leste de Minas Gerais, e distinguem a área do Complexo Pocrane e corpos metamáfico-ultramáficos de Ipanema como um setor relativamente menos metamórfico do embasamento em relação aos terrenos de alto grau de Manhuaçu-Caratinga.

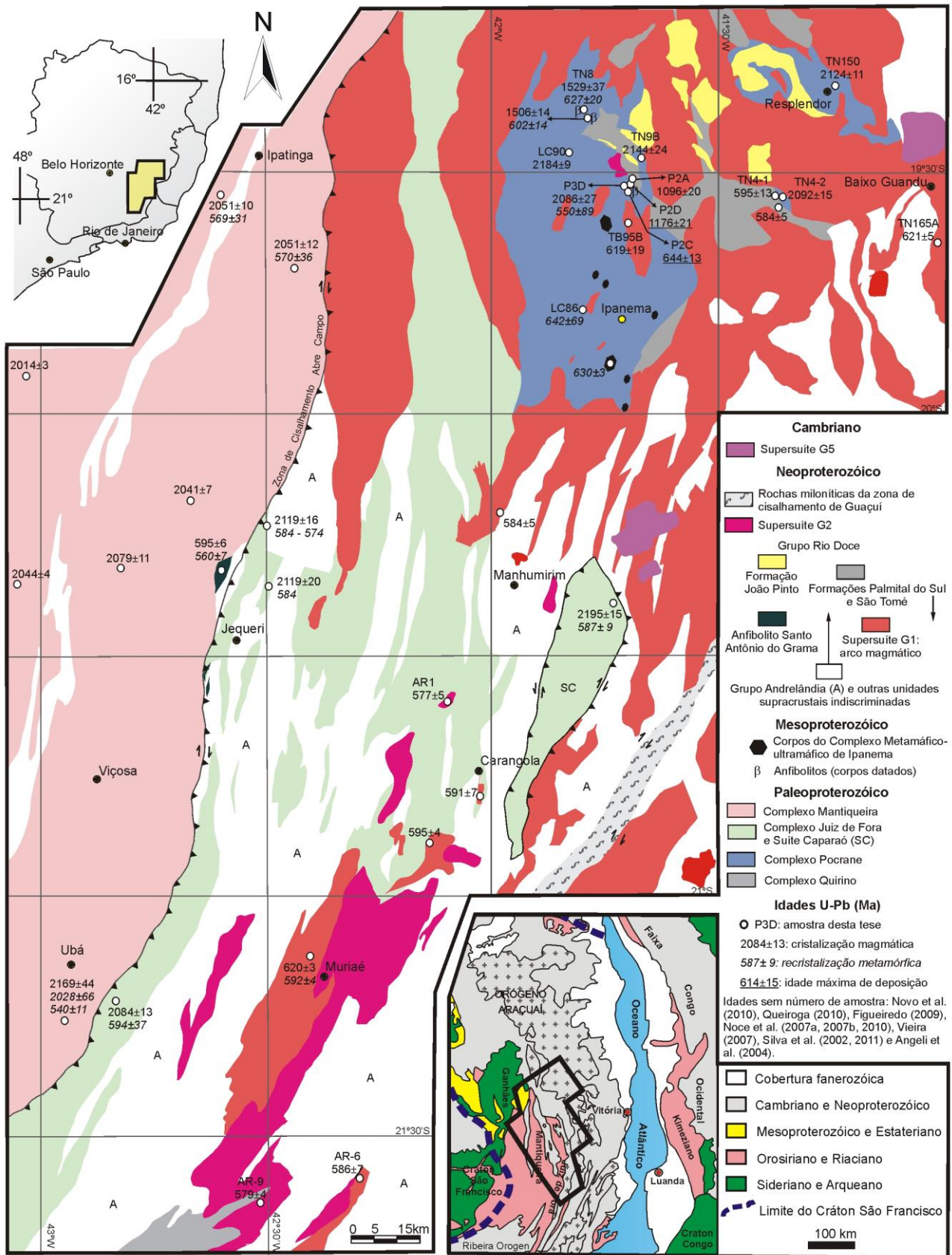


Figura 3.1: Mapa geológico simplificado da região abordada nesta tese, e seu acervo de idades U-Pb (ver texto para créditos de compilação cartográfica e geocronológica). As amostras cujas siglas constam do mapa são de dados apresentados em capítulos específicos desta tese.

Pedrosa-Soares *et al.* (1994) incluíram as rochas anteriormente atribuídas ao Complexo Pocrane no Complexo Juiz de Fora e na Sequência Metavulcano-sedimentar de Cuité Velho, e os interpretaram como unidades arqueanas.

Paes (1999) apresenta dados litoquímicos e isotópicos Sm-Nd em rochas metamáficas e meta-ultramáficas associadas à Sequência Metavulcano-sedimentar de Cuité Velho, considerando-a como uma unidade arqueana, mas que teria intrusões máficas mesoproterozóicas. De fato, análises U-Pb SHRIMP sobre zircões de um anfibolito, encaixado no Complexo Pocrane, resultou nas idades de cristalização magmática e de metamorfismo em  $1506 \pm 14$  Ma e  $602 \pm 14$  Ma, respectivamente (Silva *et al.* 2002).

O mapeamento geológico na escala 1:100.000 e estudos petrográficos da região que engloba o Complexo Pocrane estão apresentados nas folhas Ipanema (Tuller 2000), Itanhomi (Féboli & Paes 2000) e Conselheiro Pena (Oliveira 2000), e nos relatórios de Carvalho & Pereira (2000) e Pereira & Zucchetti (2000). Tuller (2000) refere que no Complexo Pocrane “o litotipo dominante é um biotita e/ou hornblenda gnaiss tonalítico, subordinadamente granodiorítico, foliado e bandado, localmente migmatítico, com ou sem granada, com abundantes lentes de anfibolito, rocha calcissilicática, xistos aluminosos, paragnaisses, quartzitos impuros e rochas metaultramáficas”. Féboli & Paes (2000) acrescentam que o complexo é essencialmente formado por ortognaisses tonalíticos a graníticos, somam mármore e paraconglomerado às intercalações de rochas metassedimentares, e individualizam em mapa uma estreita unidade que interpretam como metavulcano-sedimentar. Esta unidade, localizada entre Cuité Velho e Pega-Bem (Folha Itanhomi), é descrita como um conjunto dominado por anfibolito, anfibólio xisto e leucognaiss tonalítico, com intercalações de biotita-hornblenda gnaiss e quartzito. Descrições microscópicas dos litotipos atribuídos por Féboli & Paes (2000) e Tuller (2000) ao Complexo Pocrane são divulgadas por Pereira & Zucchetti (2000) que destacam a composição predominantemente tonalítica a monzogranítica dos ortognaisses, a eventual preservação de textura ígnea hipiomórfica granular nestas rochas, a frequente ocorrência de texturas miloníticas e o metamorfismo regional de fácies anfibolito alto, o qual, localmente, atinge a fácies granulito. Féboli & Paes (2000) e Tuller (2000) consideram o Complexo Pocrane, nas folhas Ipanema e Itanhomi, como uma unidade arqueana a paleoproterozóica (embora não apresentem novos dados geocronológicos) e se abstêm de interpretar sua gênese (se plutônica, vulcânica ou ambas).

### 3.2. Caracterização Geológica

Tendo como base as cartas geológicas em escala 1:100.000 que cobrem o Complexo Pocrane (Féboli & Paes 2000, Oliveira 2000, Tuller 2000) foram realizados perfis regionais e locais, e o detalhamento cartográfico de áreas-chave (Cruz & Miranda 2010 e Nola & Voll 2011), visando uma caracterização geológica mais pormenorizada desta unidade e a seleção de amostras para análises diversas. Após os estudos de campo e laboratório executados para esta tese foi realizada uma compatibilização entre a cobertura cartográfica e os dados obtidos (Fig. 3.2).

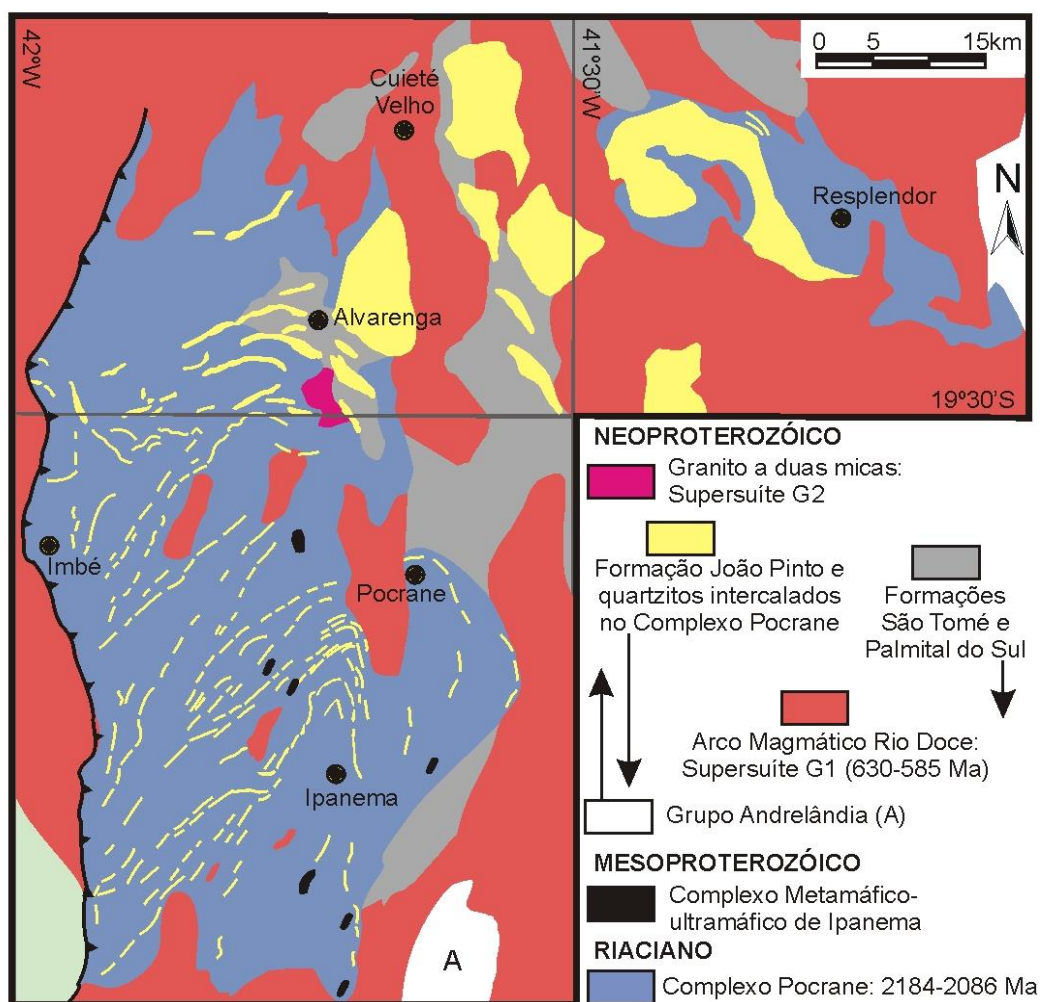


Figura 3.2: Mapa geológico simplificado da área de ocorrência do Complexo Pocrane, após compatibilização da compilação das cartas de Féboli & Paes (2000), Oliveira (2000), Tuller (2000), Cruz & Miranda (2010) e Nola & Voll (2011) com os dados de campo e laboratório obtidos na presente tese.

Um fato que se observa na cobertura cartográfica é o padrão estrutural das camadas metassedimentares espacialmente associadas ao Gnaiss Pocrane e que são atribuídas à Formação João Pinto (unidade superior do Grupo Rio Doce, composta de quartzito com intercalações de xisto, Figura 3.2). Estas camadas quartzíticas delineiam uma grande dobra, com eixo na direção NNE-SSW e concavidade da charneira voltada para SSW. A princípio, isto sugere que o conjunto litológico (gnaiss e camadas quartzíticas) seria um único pacote de intercalações litológicas de origens ígnea e sedimentar, simultaneamente dobradas, como uma só sucessão vulcano-sedimentar deformada e metamorfisada. Como veremos adiante, esta hipótese (uma única associação vulcano-sedimentar) não pôde ser confirmada com os dados da presente tese.

Dos estudos de campo e laboratório realizados, associados à informação bibliográfica, considera-se o Complexo Pocrane como uma unidade essencialmente ortoderivada, constituída por biotita e/ou anfibólio ortognaiss laminado a bandado (Figura 3.3).



Figura 3.3: Anfibólio-biotita ortognaiss laminado a bandado, típico do Complexo Pocrane (UTM: 220250/7846557).

Intercaladas no ortognaiss ocorrem, com muita freqüência, lentes de ortoanfíbólito de grão fino com espessura centimétrica a decimétrica. Outra característica marcante do complexo é a comum associação litoestrutural do ortognaiss com camadas de quartzito de espessura métrica a decamétrica. Estas associações litológicas sugeririam, a princípio, uma sucessão possivelmente vulcano-sedimentar, com termos félsicos (o ortognaiss finamente laminado), máficos (lentes de anfíbólitos) e metassedimentares (intercalações de quartzitos e xistos). Contudo, os dados isotópicos U-Pb obtidos no decorrer da tese mostram uma situação muito variada, em termos geocronológicos. Por isto, anfíbólitos e intercalações metassedimentares serão tratados em outros capítulos desta tese, ficando o presente capítulo dedicado apenas ao Gnaiss Pocrane. Ademais, também ocorrem

intercalações semelhantes a rochas metassedimentares ricas em quartzo e mica que são, de fato, produtos da intensa milonitização, retrometamorfismo e lixiviação de componentes do ortogneisse.

O litotipo típico do Complexo Pocrane é um hornblenda-biotita gnaisse laminado a bandado, geralmente de granulação fina a muito fina, que se interpreta como ortoderivado (Figuras 3.3, 3.4A, e 3.5). São comuns os porfiroclastos de plagioclásio e de agregados quartzo-feldspáticos, envoltos em matriz fina (Figuras 3.4, 3.5 e 3.7C). A alternância composicional de horizontes quartzo-feldspáticos ou ricos em anfibólio e biotita é milimétrica no gnaisse laminado, que é a rocha predominante, a centimétrica, no gnaisse bandado. Geralmente, as lâminas e bandas claras são mais espessas que as escuras (Figuras 3.3, 3.4 e 3.5).



Figura 3.4: Feições dos agregados quartzo-feldspáticos, predominantemente com plagioclásio, do Gnaisse Pocrane, em afloramento (A) e fotomicrografia (B, nicóis cruzados).



Figura 3.5: Gnaisse Pocrane com porfiroclastos de plagioclásio e de agregados quartzo-feldspáticos.

Os afloramentos se encontram migmatizados em intensidades diversas, mas em geral mostram baixo volume de fusão parcial (Fig. 3.6). O neossoma ocorre sob a forma de vênulas, veios e bolsões quartzo-feldspáticos, concordantes e discordantes em relação ao bandamento gnáissico. O melanossoma é biotítico a anfibolítico e pode conter porfiroblastos de anfibólio.

Os minerais essenciais mais abundantes são quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda (Figura 3.7). Feldspato potássico varia de acessório escasso, nos termos tonalíticos que são predominantes, a mineral essencial. A composição modal apresenta a seguinte variação geral: quartzo (10 a 65%), plagioclásio (15 a 40%), anfibólio e/ou biotita (20 a 55%), feldspato potássico (0 a 20%). A mineralogia acessória é dada por rara granada, titanita, apatita, zircão, allanita, turmalina, minerais opacos e rutilo. Como produtos dos processos de alteração observam-se epidoto e carbonato, oriundos do plagioclásio, clorita proveniente da alteração de biotita e anfibólio, e sericita do feldspato potássico. Os conteúdos modais mostram ampla variação composicional no diagrama QAP, desde quartzo diorito a sienogranito, predominando tonalito e monzogranito (Figura 3.8).

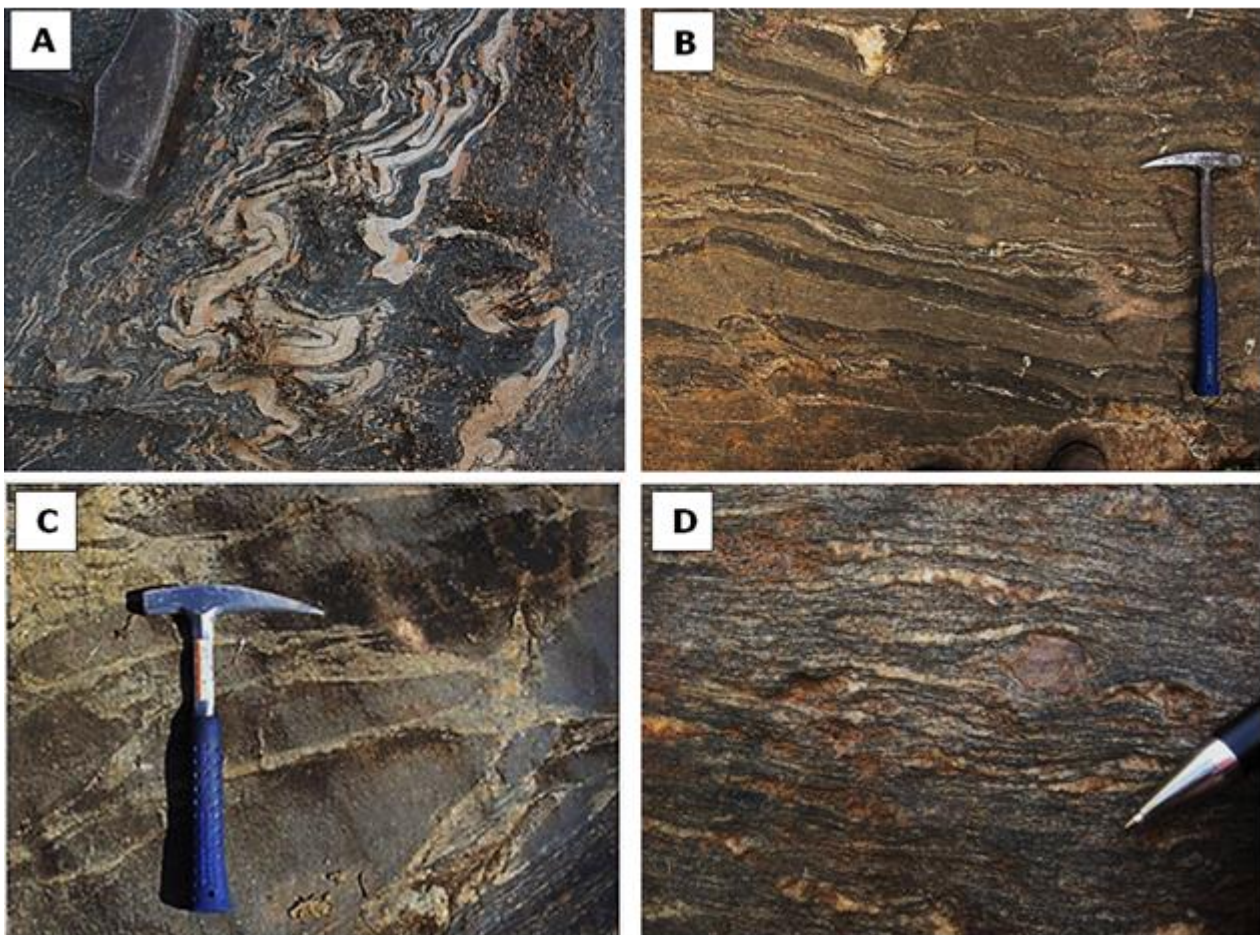


Figura 3.6: Migmatização no gnaiss do Complexo Pocrane, mostrando: A, leucossoma granítico dobrado, entre bandas ricas em biotita e/ou hornblenda; B, migmatização incipiente (bandas claras, delgadas) do ortognaiss; C, mobilizados félsicos configurando estrutura agmática; D, vênulas quartzo-feldspáticas produzidas por fusão parcial muito incipiente.

A presença de golfos de corrosão em plagioclásio (que apresenta maclas complexas confirmando origem ígnea) e quartzo (Figuras 3.4 e 3.7C), dos agregados quartzo-feldspáticos com bordas serrilhadas e da estrutura laminada (Fig. 3.3 e 3.7) sugere uma possível origem vulcânica (*lato sensu*) para, pelo menos, parte dos gnaisses do Complexo Pocrane. Além disso, apesar de

haverem intercalações anfíbolíticas e de rochas metassedimentares que são mais jovens que o gnaiss, o número de intercalações dessas rochas é tão grande que não se descarta a possibilidade de parte delas ser da mesma idade do gnaiss, compondo uma unidade metavulcano-sedimentar. Vale ressaltar que as feições vulcânicas interpretadas supracitadas podem ter gênese relacionada a metamorfismo e deformação intensa.

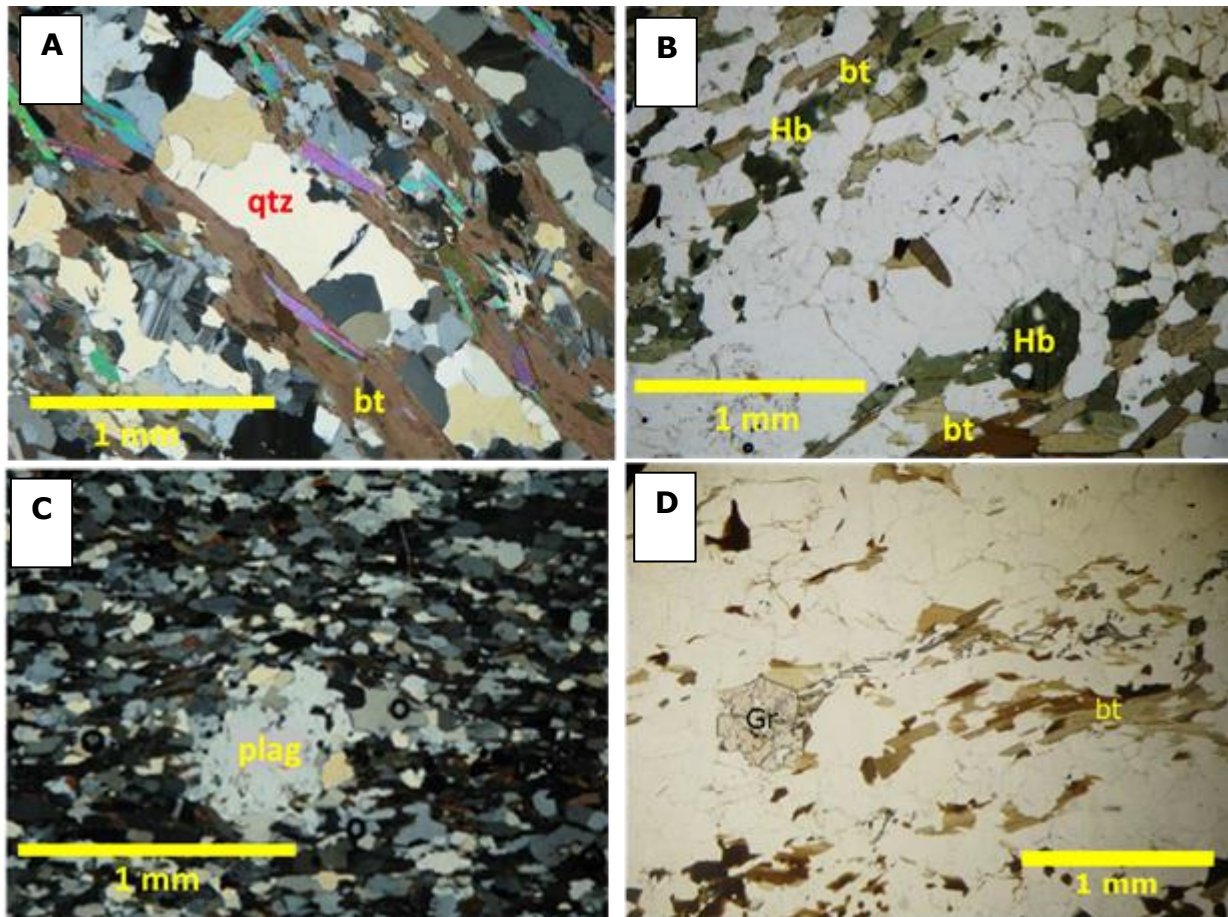


Figura 3.7: Fotomicrografias do Gnaiss Pocrane, mostrando: A, foliação  $S_n$  marcada pela orientação da biotita e estiramento de quartzo (nicóis cruzados); B, lâmina pobre em minerais máficos entre lâminas ricas em hornblenda e biotita (nicóis paralelos); C, cristal de plagioclásio com golfos de corrosão e inclusões de quartzo, rotacionado e com cauda de recristalização (nicóis cruzados); D, cristal de granada pós-cinemático à foliação  $S_n$  (nicóis paralelos).

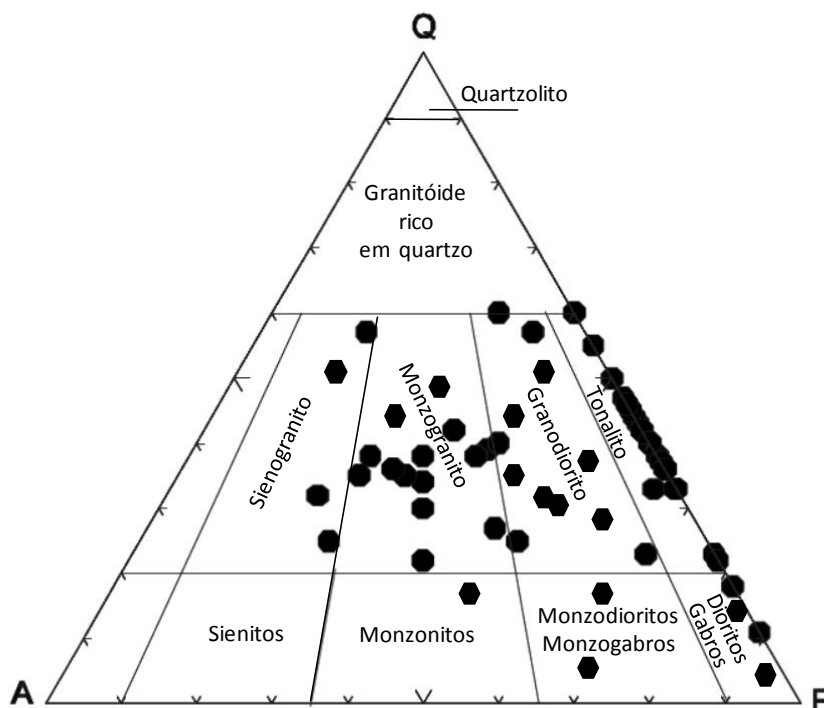


Figura 3.8: Variação composicional do Gnaiss Pocrane em diagrama QAP (dados de Pereira & Zucchetti 2000, Cruz & Miranda 2010, Nola & Voll 2011 e desta tese). Os nomes no plural incluem as variedades quartzosas.

### 3.2.1. Geologia Estrutural

A área englobada pela tese de doutoramento é vasta e abrange domínios estruturais distintos. Este capítulo foca apenas a região que cobre o Complexo Pocrane (Figura 3.2). Este complexo grava uma intrincada trama estrutural que se desdobra por quatro fases deformacionais.

A primeira fase deformacional ( $D_1$ ) é discreta e está retratada por uma foliação ( $S_{n-1}$ ) já muito obliterada e transposta por foliação posterior, materializada pela orientação de biotita (Figura 3.9). A foliação  $S_{n-1}$  parece estar relacionada a um evento tectônico compressivo anterior à Orogenia Brasileira, o qual tem sido chamado de Evento Transamazônico ou Riacciano-Orosiriano (Alkmim et al. 1998, Noce et al. 2000, 2007A,B, Teixeira et al. 2000, Silva et al. 2005A, 2011, Heilbron et al. 2010).

Em escala regional, as fases  $D_2$  e  $D_3$  representam a etapa de maior encurtamento crustal, responsável pela estruturação tectônica, metamorfismo e anatexia regionais no sistema orogênico (Pedrosa-Soares et al. 2001, 2008, Alkmim et al. 2006, Noce et al. 2007, Heilbron et al. 2008).

A fase  $D_2$  é a principal etapa deformacional e ocorreu, sob regime dúctil, em fácies anfíbolito médio, durante o estágio sincolisional do Orógeno Araçuaí, imprimindo a foliação principal ( $S_n$ ) nos gnaisses do Complexo Pocrane e em suas intercalações. A foliação  $S_n$  é paralela ao bandamento composicional, transpõe a foliação  $S_{n-1}$ , e se materializa pela orientação de biotita e hornblenda, além do alongamento dos minerais félsicos. Geralmente,  $S_n$  é uma foliação anastomosada, envolvendo plagioclásio e/ou agregados quartzo-feldspáticos, ocelares e sigmoidais

(Figuras 3.7 e 3.12A a 3.12D). Apresenta atitude média NNW-SSE com mergulhos médios para SW e altos ora para SW ora para NE (Figura 3.10). Esta mudança de mergulho pode estar relacionada com a inversão de vergência que foi detectada em parte do núcleo do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008, Vieira 2007). Uma análise quantitativa do metamorfismo encontra-se no item 3.2.4.

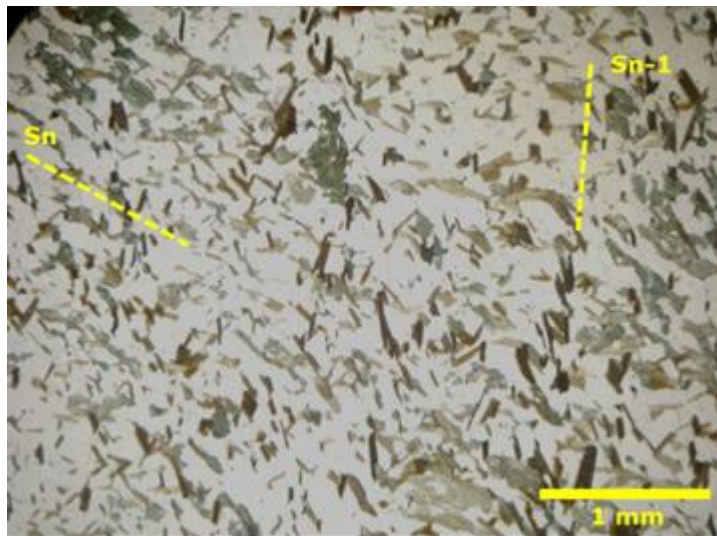


Figura 3.9: Fotomicrografia do Gnaiss Pocrane, mostrando duas direções de foliação (nicóis paralelos).

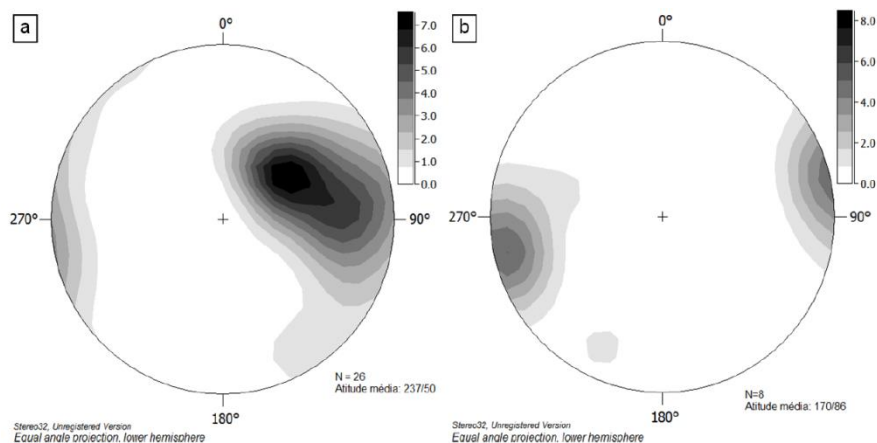


Figura 3.10: Estereogramas das densidades de medidas da foliação regional  $S_n$ : A, mergulho para SW (atitude média 237/50); B, mergulho para SSE (atitude média 170/86).

Em resposta à progressão de  $D_2$  tem-se a fase deformacional  $D_3$ , na qual se formaram zonas de cisalhamento dúcteis localizadas, evidenciadas por intenso estiramento mineral, foliação S-C, dobras em bainha, porfiroclastos de plagioclásio e de agregados quartzo-feldspáticos com caudas de recristalização e/ou sombras de pressão, quartzo em *ribbons* e mica pisciforme, dentre outras feições, podendo ter intenso metamorfismo regressivo a ela associado (Figuras 3.11 e 3.12). Os indicadores cinemáticos da fase  $D_3$  evidenciam movimento reverso de topo para leste.

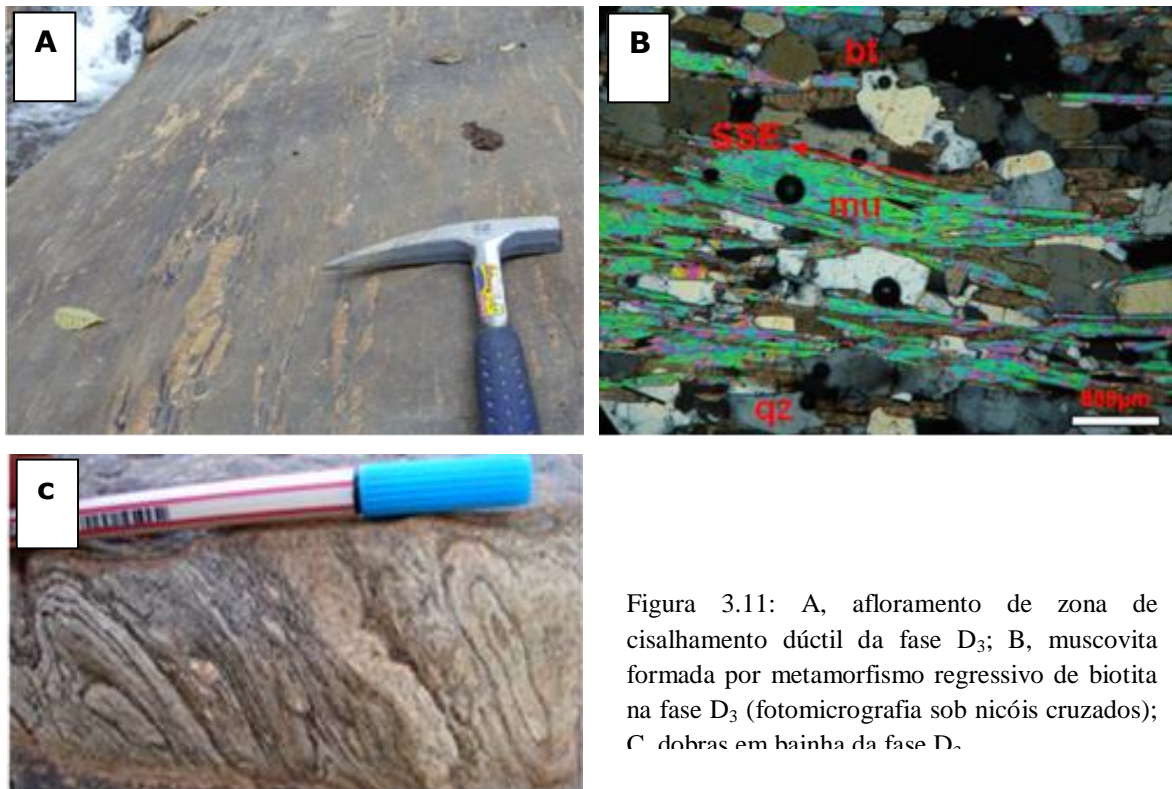


Figura 3.11: A, afloramento de zona de cisalhamento dúctil da fase D<sub>3</sub>; B, muscovita formada por metamorfismo regressivo de biotita na fase D<sub>3</sub> (fotomicrografia sob nicóis cruzados); C, dobras em bainha da fase D.

Em diversos afloramentos (*e.g.*, TN4-2 e TN150, Figura 3.1) observam-se produtos de milonitização intensa, associada ao retrometamorfismo e lixiviação de componentes do ortogneisse

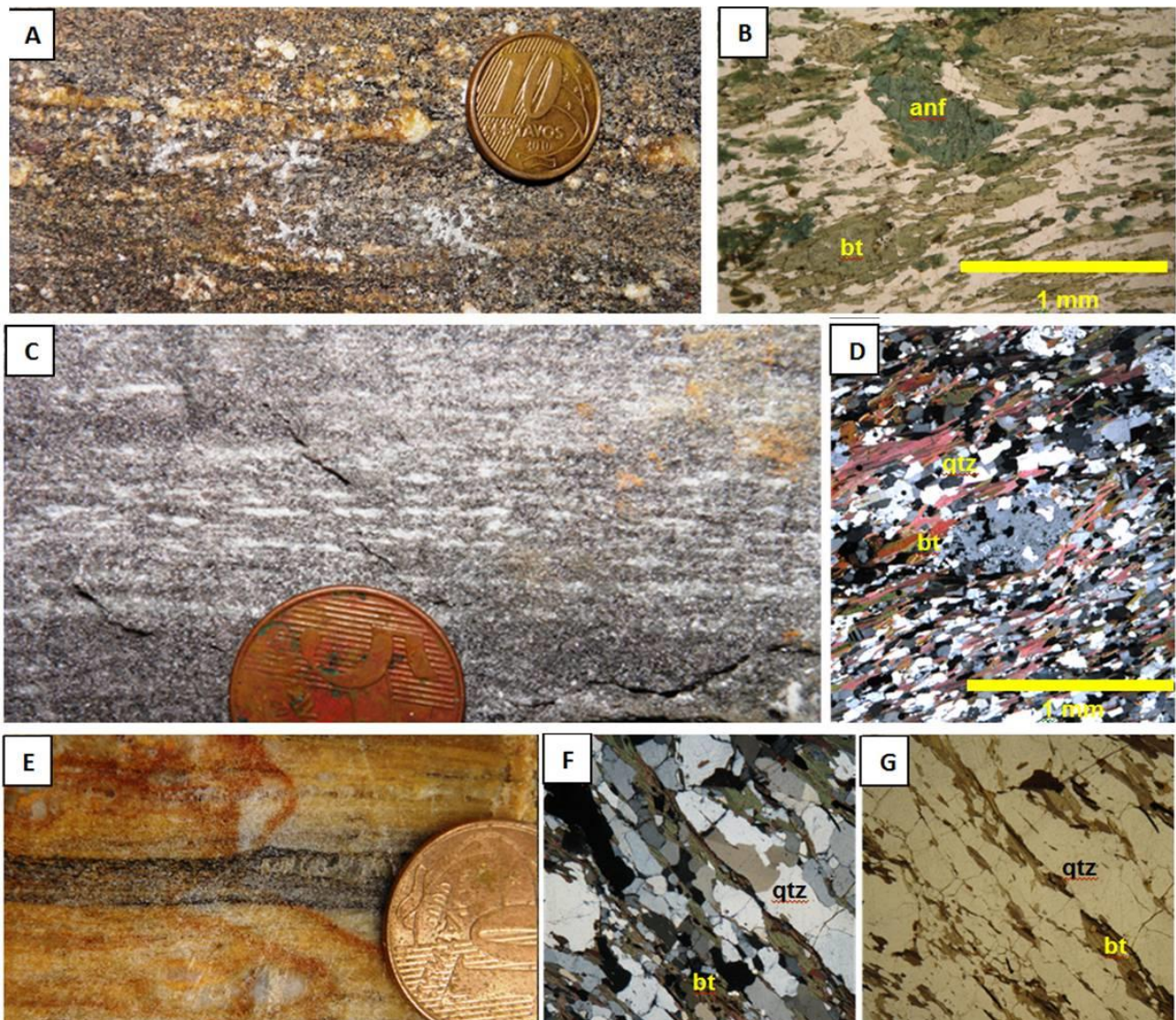


Figura 3.12: Comparação de feições macroscópicas e microscópicas do Ortognaisse Pocrane e diversos produtos de sua milonitização, retrometamorfismo e lixiviação de componentes, associados à deformação  $D_3$ . A e B, anfibólio-biotita ortognaisse típico; C e D, protomilonito biotítico (TN4-2, Figura 3.1); E, F e G, milonito biotítico (TN161A, Tabela 3.1); H e I, ultramilonito muito rico em quartzo (TN-123, Tabela 3.1). B e G, nicóis paralelos e, em D, F e I, cruzados.

do Complexo Pocrane, resultando em rochas miloníticas (milonito, ultramilonito e filonito) cujas feições e composições podem ser muito semelhantes às de xistos pelíticos e quartzitos (Figura 3.12). Este processo de milonitização associa-se à deformação  $D_3$  e ocorreu sob condições de fácies xisto verde, desde a zona da granada até a quase completa eliminação dos minerais das fases deformacionais  $D_1$  e  $D_2$ , paralelamente à progressiva concentração de quartzo (Figura 3.12 C a I). Os estudos litoquímicos e geocronológicos aqui apresentados (itens 3.2.2 e 3.2.3) demonstram a progressiva lixiviação de componentes desde o ortognaisse típico até ultramilonitos extremamente quartzosos, mas cujos cristais de zircão registram perfeitamente o protolito ígneo riaciano e o metamorfismo brasileiro associado ao processo de milonitização da fase deformacional  $D_3$ .

A despeito dos diversos fatores que dificultam a identificação dessas rochas como produtos de milonitização, é importante lembrar que extensas áreas de exposição das rochas miloníticas derivadas do Ortognaisse Pocrane foram, em trabalhos anteriores, representados em mapas como unidades metassedimentares ou metavulcano-sedimentares (*e.g.*, Paes 1999, Féboli & Paes 2000, Oliveira 2000, Tuller 2000, Vieira 2007). Por outro lado, Gradim et al. (2011) e Queiroga et al. (2012) caracterizaram tais rochas na região de Viçosa–Jequeri como produtos associados à

milonitização de gnaisses dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, e do Grupo Andrelândia, e as denominaram como hidrotermalitos com variedades que se assemelham a quartzito e formação ferrífera bandada.

A quarta fase deformacional ( $D_4$ ) que se identifica na região do Complexo Pocrane é responsável pela formação de *tension gashes*, preenchidas por quartzo ou material quartzo-feldspático, que indicam movimentação sinistral (Figura 3.13).



Figura 3.13: *Tension gashes* da fase  $D_4$ , preenchidas por veios de quartzo.

### 3.2.2. Litoquímica

Este item apresenta estudos litoquímicos realizados sobre vinte e três amostras do Complexo Pocrane, incluindo as variedades composicionais do hornblenda-biotita gnaisse e alguns de seus produtos miloníticos (Tabela 3.1). As coordenadas de localização das amostras estão listadas na Tabela 1.1 e a metodologia encontra-se no Capítulo 1.

Visando facilitar a interpretação e avaliação dos dados, as amostras do Complexo Pocrane foram separadas em quatro grupos de acordo com seu conteúdo em sílica, a saber: básicas,  $45\% < \text{SiO}_2 < 52\%$ ; intermediárias,  $52\% < \text{SiO}_2 < 65\%$ ; ácidas,  $65\% < \text{SiO}_2 < 77\%$ , e rochas miloníticas,  $\text{SiO}_2 > 77\%$ . As amostras de rochas miloníticas do Complexo Pocrane foram lançadas em alguns diagramas a título de comparação, mas não são consideradas para a avaliação das características genéticas dos protolitos magmáticos dos ortognaisses.

As amostras de ortognaisse do Complexo Pocrane mostram predomínio de termos tonalítico-granodioríticos a graníticos (Figura 3.14), com termos monzoníticos e dioríticos

subordinados. As amostras que caem nos campos do gabrodiorito, monzodiorito e diorito são de bandas do gnaissé relativamente mais ricas em hornblenda e/ou biotita.

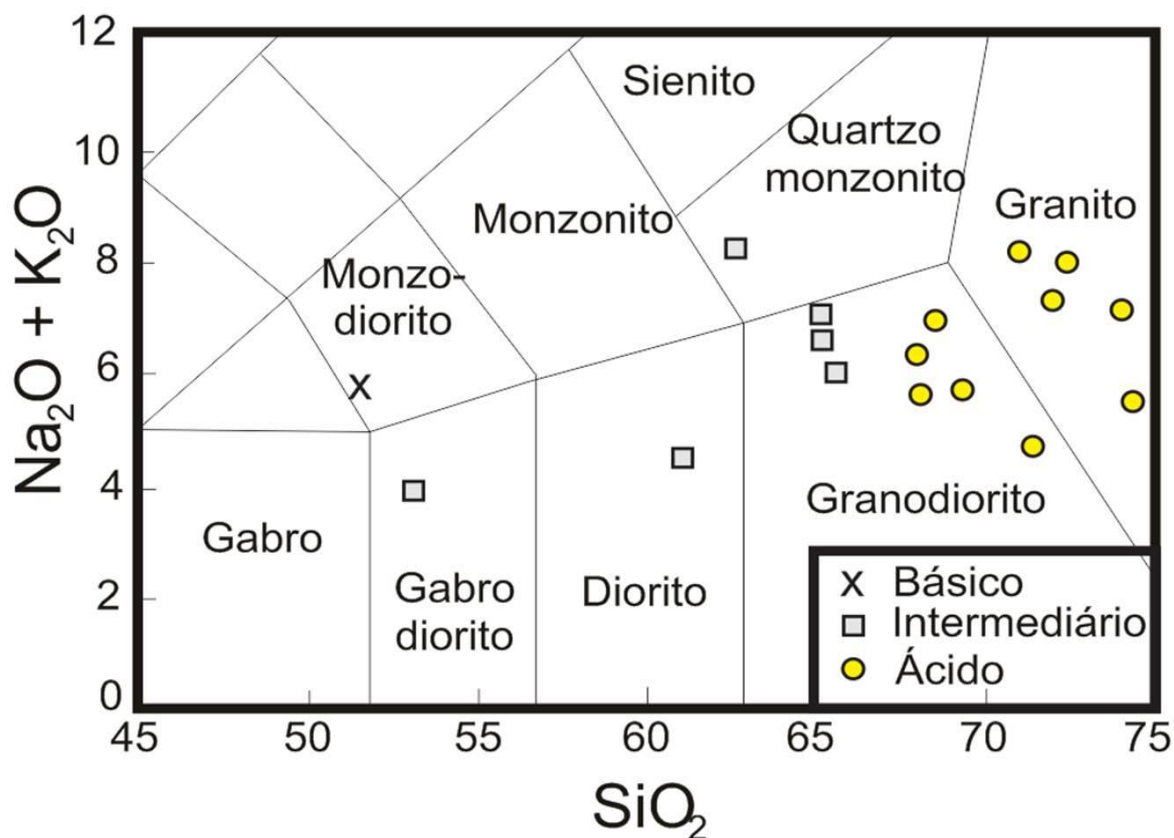


Figura 3.14: Amostras do Ortognaissé Pocrane no diagrama TAS de Wilson (1989) e Xianhua *et al.* (2000).

Tabela 3.1: Análises litoquímicas das amostras do Complexo Pocrane (elementos maiores em % peso; traços em ppm; gn, hornblenda-biotita gnaissé; gnm, gnaissé rico em hornblenda e/ou biotita; gnf, gnaissé rico em quartzo e/ou feldspatos; rml, rochas miloníticas).

Amostra	TK143	TN9E	TB7	M205A	P2C	TK123	TK35B	TK184B	TK195	TN160	TK198	P3B	TB114
Rocha	gnm	gnm	gnm	gnm	gn	gn	gn	gn	gn	gn	gn	gn	gn
SiO <sub>2</sub>	51,37	52,95	61,07	62,7	64,76	64,99	65,09	65,68	67,97	67,97	68,47	68,57	69,24
TiO <sub>2</sub>	2,18	0,94	1,29	0,76	0,87	0,68	0,74	0,8	0,62	0,75	0,46	0,34	0,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,9	12,56	13,41	16,6	14,97	15,26	15,63	16,76	14,95	14,85	15,6	16,22	14,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub>	13,07	12,31	9,76	5,22	7,31	7,6	5,92	5,14	5,29	6,11	3,73	3,14	5,16
MnO	0,18	0,2	0,14	0,07	0,11	0,09	0,1	0,12	0,06	0,09	0,1	0,04	0,06
MgO	2,63	6,91	3,25	1,77	3,02	0,74	2,7	1,17	1,28	1,53	1,07	1,02	1,62
CaO	6,97	9,13	5,7	2,93	2,57	2,88	2,47	2,94	2,78	1,46	2,73	2,85	1,63
Na <sub>2</sub> O	1,81	2,22	2,57	2,7	2,74	3,87	3,78	2,93	3,24	2,24	4,02	5,15	2,31
K <sub>2</sub> O	3,96	1,53	1,85	5,72	2,47	3,21	2,91	3,03	3,09	3,67	2,95	1,78	3,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,61	0,23	0,23	0,43	0,21	0,2	0,19	0,16	0,18	0,14	0,12	0,1	0,05
LOI	1,1	0,7	0,5	0,8	0,8	0,3	0,3	1,1	0,4	1	0,5	0,6	1
Sum	99,77	99,71	99,78	99,71	99,83	99,81	99,83	99,81	99,85	99,84	99,76	99,81	99,83

<b>Ni</b>	32	39	34	<20	57	<20	47	<20	<20	<20	<20	<20	22
<b>Rb</b>	231,1	35,1	69	219,9	87	107,2	153	93,4	159,9	228,1	88,1	62,5	161,5
<b>Ba</b>	555	499	552	1345	537	914	414	1000	651	630	1306	909	808
<b>Sc</b>	25	40	20	10	16	16	14	16	11	14	8	7	10
<b>Th</b>	6,8	0,4	5,4	13,1	8,6	8,1	8,3	3,4	7,4	19,5	13,2	14,3	16,2
<b>U</b>	2,4	0,2	1	2	1,9	2,2	2,6	1	2,8	3,1	1,7	2,5	1,9
<b>Nb</b>	21,2	2,4	10,5	22	13,6	12	8,8	8,2	8,8	13,3	11,9	6,7	12,4
<b>Ta</b>	1,4	0,2	0,8	1,3	0,6	0,9	0,6	0,5	0,9	1,1	0,6	0,7	0,9
<b>La</b>	37,1	5	21,5	67	13,5	21,5	17,9	9,8	26,6	56	30,1	71,8	42,3
<b>Ce</b>	84,2	12,4	64,6	147,8	30	56,5	48,4	23,4	53,9	111,4	60,7	136	99,4
<b>Pr</b>	10,96	1,78	6,57	14,92	3,66	6,07	4,83	2,62	6,79	12,09	6,97	13,62	10,1
<b>Sr</b>	200,7	434,3	346,3	287,6	204,2	215	311,4	329,8	196,3	89,4	361,5	269,8	140,3
<b>Nd</b>	47,3	8,6	27,6	52,1	14,3	24,1	19,6	9,3	26,4	44,8	26,9	44,9	38,6
<b>Zr</b>	291,4	55,7	209,2	310	183,3	282,5	182,1	174,1	202,3	233,6	218,3	258,7	210
<b>Hf</b>	7,9	1,6	5,7	7,4	4,8	7,8	4,9	4,8	5,9	6,5	5,9	7,5	6
<b>Sm</b>	10,47	2,36	5,67	9,23	3,14	4,96	3,95	1,71	5,27	8,06	4,25	7,38	6,94
<b>Eu</b>	2,8	0,84	1,42	1,34	0,96	1,07	0,99	0,58	0,85	1,15	0,95	0,94	1,59
<b>Gd</b>	10,85	2,95	5,76	8,61	2,97	4,5	3,34	1,74	4,26	6,19	3,31	6,05	6,16
<b>Tb</b>	1,82	0,53	0,95	1,41	0,66	0,84	0,54	0,37	0,68	1,05	0,53	0,88	0,92
<b>Dy</b>	10,16	3,3	5,23	7,62	4,42	5,15	3,01	2,67	3,64	5,67	3,12	5,06	4,45
<b>Y</b>	58,5	19,8	29,3	38,9	27,1	32,1	17,5	20,6	19,5	35,8	18,6	28,3	25,1
<b>Ho</b>	2,06	0,69	1,06	1,32	1,07	1,1	0,63	0,67	0,67	1,1	0,61	1,07	0,93
<b>Er</b>	5,97	2,06	3,03	3,37	3,01	3,42	1,92	2,3	2,01	3,28	2	2,66	2,42
<b>Tm</b>	0,85	0,31	0,46	0,4	0,54	0,56	0,31	0,4	0,31	0,47	0,33	0,43	0,39
<b>Yb</b>	5,14	2	2,88	2,35	3,02	3,78	2,12	2,63	1,91	2,98	2,21	2,87	2,26
<b>Lu</b>	0,8	0,3	0,44	0,31	0,46	0,57	0,32	0,45	0,29	0,43	0,37	0,42	0,36
<b>Co</b>	28,4	42,9	27,8	17,6	18,3	11,1	15,9	5,5	9,6	10,2	7,3	6,6	11,3

Tabela 3.1: continuação

<b>Amostra</b>	<b>TK35A</b>	<b>TN101D</b>	<b>M205B</b>	<b>TN162</b>	<b>TN9B</b>	<b>TN164</b>	<b>P2D-A</b>	<b>TN101A</b>	<b>TN161B</b>	<b>TN4-2</b>	<b>TN123</b>	<b>TN161A</b>	<b>TN5-2</b>
<b>Rocha</b>	<b>gn</b>	<b>gn</b>	<b>gnf</b>	<b>gn</b>	<b>gn</b>	<b>gn</b>	<b>rmil</b>	<b>rmil</b>	<b>rmil</b>	<b>rmil</b>	<b>rmil</b>	<b>rmil</b>	<b>rmil</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	71,02	71,44	72,21	72,37	73,96	74,33	78,31	79,33	83,2	84,74	86,37	87,34	92,9
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,43	0,72	0,23	0,2	0,04	0,43	0,58	0,61	0,3	0,27	0,29	0,19	0,15
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,15	13,28	14,38	14,59	15,01	12,62	9,89	9,67	7,19	7,36	6,41	6,08	3,33
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3(t)</sub></b>	2,04	5,62	2,29	2,08	0,95	4,22	4,37	3,45	2,84	2,46	2,54	0,78	1,46
<b>MnO</b>	0,02	0,1	0,07	0,03	0,01	0,06	0,06	0,05	0,06	0,03	0,03	0,02	0,02
<b>MgO</b>	0,43	1,5	0,50	0,4	0,19	0,37	0,95	1,12	1,26	0,61	0,66	0,17	0,24
<b>CaO</b>	1,76	1,37	2,03	1,53	2,23	1,39	1,41	1,95	1,7	0,53	0,51	1,12	0,28
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,63	1,35	3,26	4,39	4,98	2,12	1,51	1,85	0,89	0,9	0,88	0,61	0,43
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4,53	3,3	4,21	3,7	2,18	3,3	2,05	1,39	2,16	1,97	1,77	2,82	0,7
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,12	0,1	0,08	0,06	0,02	0,13	0,08	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,03
<b>LOI</b>	0,6	1	0,6	0,5	0,2	0,9	0,7	0,4	0,1	1	0,4	0,5	0,5

<b>Sum</b>	99,74	99,84	99,9	99,86	99,78	99,83	99,88	99,89	99,78	99,92	99,94	99,66	100,01
<b>Ni</b>	<20	73	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
<b>Rb</b>	117,1	144,3	134,2	149,2	22,2	123,7	96,9	80	134,2	61,5	62,2	87,3	19,3
<b>Ba</b>	1081	658	619	926	1776	764	503	379	1829	548	331	3075	177
<b>Sc</b>	2	12	4	3	<1	16	9	8	4	4	4	2	1
<b>Th</b>	11,5	10,9	5,6	13,8	0,9	18,4	8,1	7,4	4,1	5,8	7,3	3,7	2,8
<b>U</b>	2	4,2	1,7	3,6	0,5	4	1,7	1,9	1,1	0,8	1,4	1,3	0,4
<b>Nb</b>	3,5	13,5	13,1	8,3	2	17,1	11,2	9,3	7	10,8	14,8	5,3	3
<b>Ta</b>	0,2	1,2	1,4	1	0,2	1,2	0,9	0,8	0,7	0,8	1	0,6	0,2
<b>La</b>	33,3	32,9	18,3	22,8	2	59,8	10	22,2	3,7	15,3	10,9	6,3	5,2
<b>Ce</b>	74,4	73,5	42,4	37,4	4,3	126,8	24	50,2	8,4	27,2	25,2	15,1	12,5
<b>Pr</b>	8,14	8,42	4,91	4,63	0,47	15,65	2,82	5,77	1,02	2,87	3,11	1,81	1,53
<b>Sr</b>	598,7	120,2	219,8	271,3	464,6	92,1	122,3	125,4	40,7	117,4	105	45,5	38,1
<b>Nd</b>	29,4	33,7	19,9	15,5	1,7	62,4	9,8	22,8	4,2	11	11,4	7	6,7
<b>Zr</b>	199,4	280,3	83,2	134,8	41,4	301,2	333,4	335,1	194,4	196,6	282,7	189,1	165,4
<b>Hf</b>	5,5	7,9	3	4,1	1,4	8,4	8,8	8,9	5,2	4,8	6,9	4,8	4,5
<b>Sm</b>	4,55	6,15	5,01	2,39	0,36	12,37	2,02	4,43	0,98	1,77	1,89	1,52	1
<b>Eu</b>	1,06	1,15	0,84	0,47	0,25	1,53	0,43	1	0,35	0,43	0,42	0,43	0,27
<b>Gd</b>	2,31	5,19	5,09	1,54	0,39	11,39	1,53	3,84	1,08	1,39	1,35	1,41	0,86
<b>Tb</b>	0,26	0,85	0,85	0,25	0,08	1,98	0,25	0,65	0,22	0,21	0,24	0,26	0,09
<b>Dy</b>	1,06	4,83	4,83	1,3	0,53	11,28	1,54	3,59	1,68	1,08	1,41	1,59	0,58
<b>Y</b>	4,4	28,9	27,8	7,6	3,9	63	8,2	20,4	11,9	7,9	9,8	10,1	2,8
<b>Ho</b>	0,14	1,01	0,95	0,25	0,13	2,22	0,34	0,68	0,37	0,25	0,32	0,32	0,12
<b>Er</b>	0,35	3,15	2,84	0,71	0,46	6,43	1,18	1,98	1,3	0,71	1,03	1,03	0,39
<b>Tm</b>	0,05	0,49	0,39	0,12	0,07	0,95	0,23	0,3	0,23	0,14	0,18	0,16	0,08
<b>Yb</b>	0,32	3,17	2,62	0,77	0,47	6,03	1,66	1,99	1,6	1,03	1,25	1,08	0,51
<b>Lu</b>	0,05	0,49	0,37	0,11	0,08	0,88	0,32	0,31	0,25	0,17	0,2	0,17	0,06
<b>Co</b>	3	14	3,4	2,7	1,2	3,5	7,8	9,1	3,6	2,9	3,3	1	1,2

A maioria das amostras de Ortognaisse Pocrane representa protolitos metaluminosos a fracamente peraluminosos, equivalentes a granitóides do tipo I ( $A/CNK < 1,1$ ), mas quatro amostras situam-se no campo peraluminoso típico dos granitos do tipo S ( $A/CNK > 1,1$ ), conforme a conceituação clássica de Chappel & White (1974, 2001). Enfatiza-se, contudo, que o Ortognaisse Pocrane é praticamente livre de granada ou outro silicato peraluminoso típico de granito do tipo S (*e.g.*, moscovita, cordierita e sillimanita), à exceção de biotita que fica enriquecida nos termos pobres em anfibólio. Neste sentido, Chappel et al. (2012) chamam a atenção para a quantidade significativa de termos félsicos de suítes do tipo I que se colocam no campo peraluminoso acima de  $A/CNK > 1,1$  e explicam tal situação em decorrência de processos de fusão parcial que podem poupar ou reter minerais pouco aluminosos (*e.g.*, anfibólio) e liberar componentes aluminosos para

a fusão (*e.g.*, biotita e feldspato potássico) no estágio tardio da evolução de uma suíte do tipo I. As amostras de ortognaisse do grupo ácido que caem no campo típico dos granitos do tipo S são aquelas com alto conteúdo relativo de  $K_2O$ , incorporado em feldspato potássico e biotita. Desta forma, se poderia considerar que representariam produtos peraluminosos tardios em relação à evolução magmática desta suíte do tipo I. Contudo, pelo menos parte da biotita se formou pela substituição de hornblenda, sendo um mineral metamórfico originado nas fases deformacionais dúcteis. Isto pode explicar, pelo menos em parte, amostras ricas em biotita do grupo ácido que plotam no campo dos granitos do tipo S, mesmo livres de outro mineral peraluminoso.

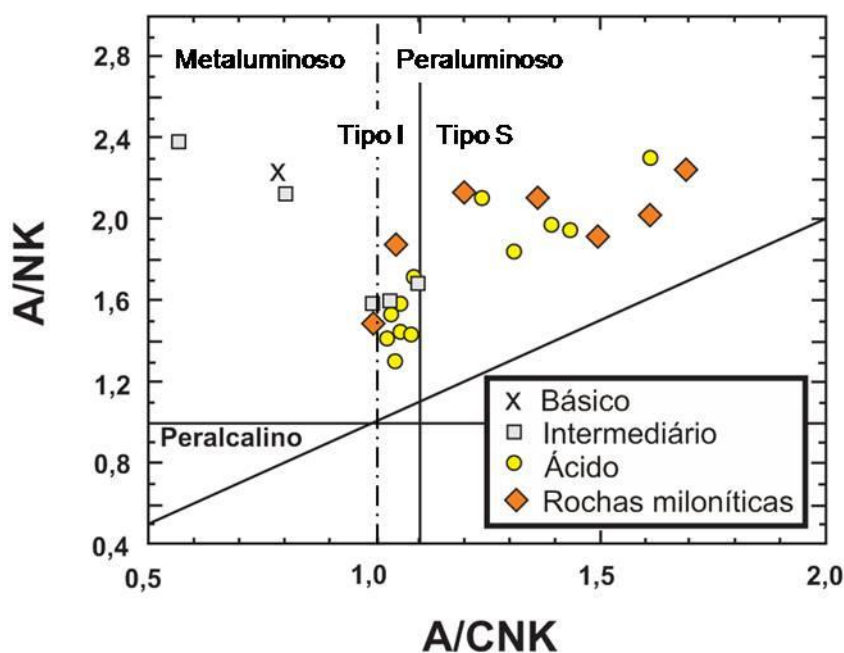


Figura 3.15: Distribuição das amostras do Ortognaisse Pocrane e de seus produtos miloníticos no diagrama indicador de saturação em alumina. A linha tracejada-pontilhada limita os campos metaluminoso e peraluminoso (Shand 1947), e a linha contínua limita os campos dos granitos tipo I e S conforme a definição original (vide Chappel & White 2001).

A distribuição das amostras de Ortognaisse Pocrane em diagramas litoquímicos evidencia uma suíte cálcio-alcalina expandida, de médio a alto potássio, com algumas delas tendendo ao campo toleítico (Figura 3.16). Suas variedades composicionais apresentam correlações em diagramas Harker que, também, sugerem uma suíte cálcio-alcalina expandida, cuja evolução teria sido predominantemente controlada por cristalização fracionada (Figura 3.17).

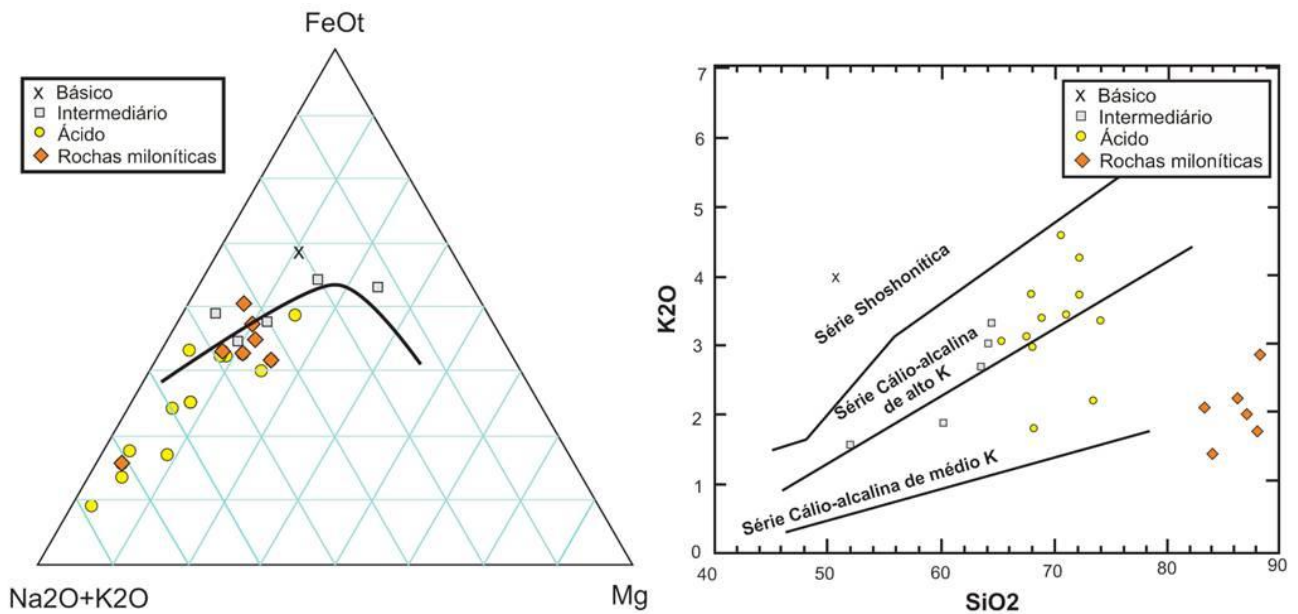
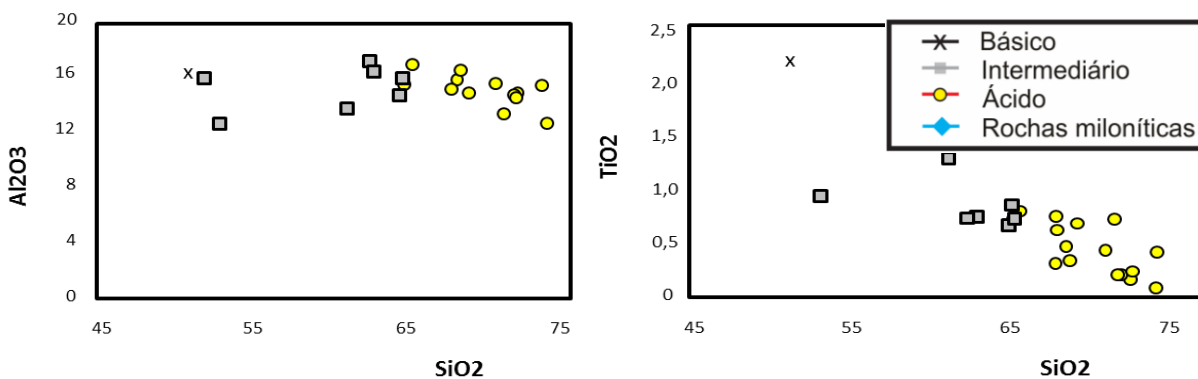


Figura 3.16: Distribuição das amostras do Ortognaisse Pocrane e de seus produtos miloníticos nos diagramas AFM (Jensen 1976) e das séries cálcio-alcalinas (Rickwood 1989, Le Maitre et al. 1989).

Os aranhogramas de variação multi-elementar e os padrões de distribuição de Elementos Terras Raras (ETR) mostram certa coerência na distribuição das curvas dos grupos intermediário e ácido das amostras do Ortognaisse Pocrane, sendo o grupo ácido mais enriquecido em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) e em Terras Raras leves do que o grupo intermediário (Figuras 3.18 e 3.19). O grupo intermediário mostra anomalias positivas de Eu, ao passo que o grupo ácido tende para anomalias negativas ainda que fracas. A amostra do termo básico mostra padrões anômalos que podem estar relacionados à mistura de magma máfico com fase potássica e/ou à retenção de minerais na fonte. Nos aranhogramas nota-se forte anomalia negativa de Ta, indicativa de magmatismo relacionado à subducção de litosfera oceânica (Rollinson 1993).



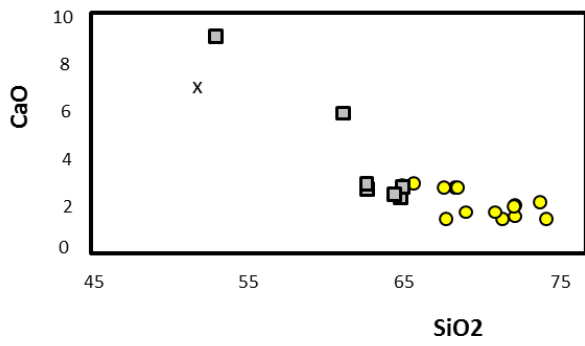
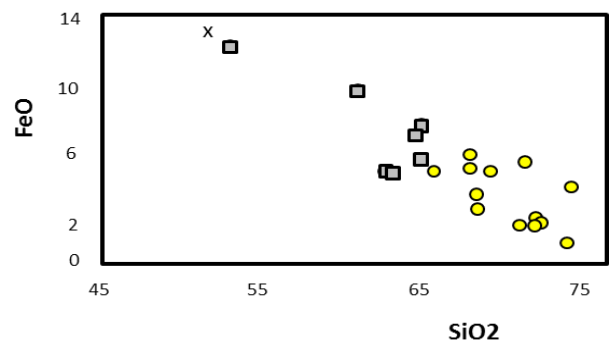
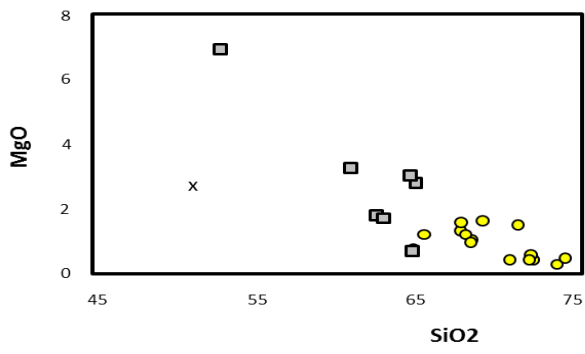


Figura 3.17: Diagramas Harker para amostras do Ortognaise Pocrane.

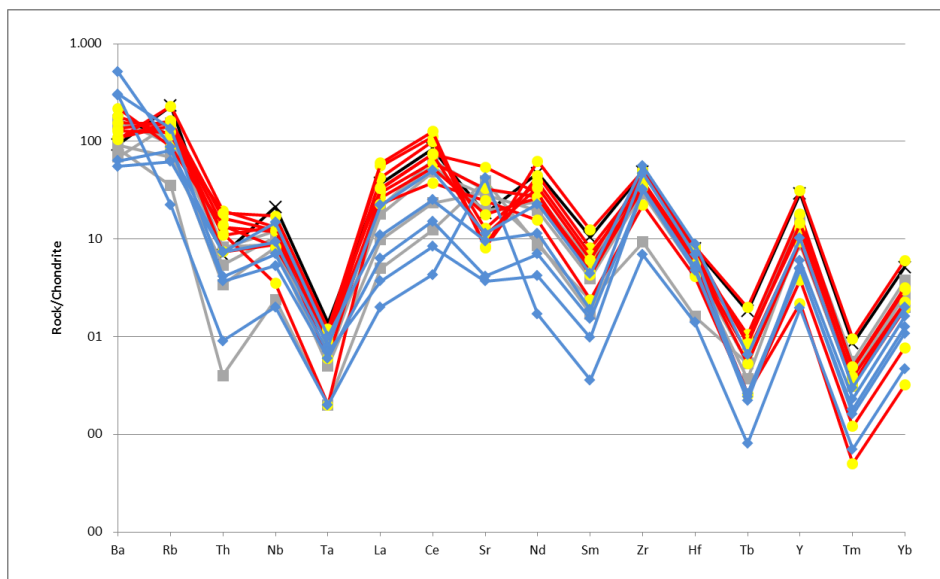


Figura 3.18: Curvas de variação multi-elementar para amostras do Ortognaise Pocrane e seus produtos miloníticos, normalizadas para condrito (Taylor & McLennan 1985).

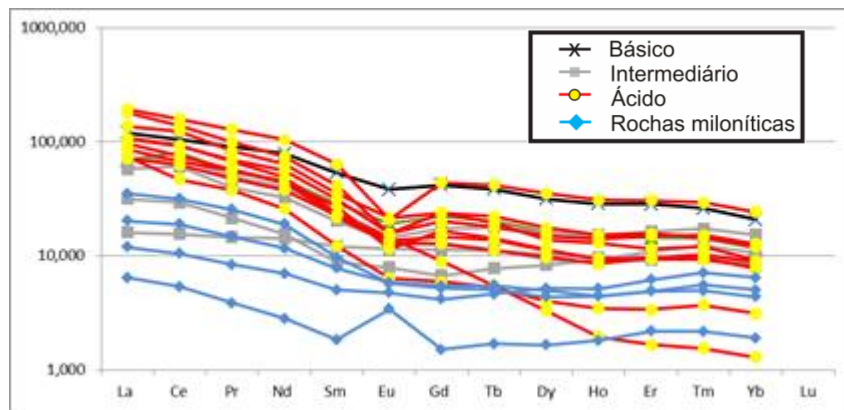


Figura 3.19: Padrões de elementos terras raras para amostras do Ortognaisse Pocrane e seus produtos miloníticos, normalizadas para condrito (Taylor & McLennan 1985).

No diagrama Rb *versus* Y+Nb (Pearce et al. 1984), as amostras do Ortognaisse Pocrane concentram-se no campo dos arcos vulcânicos de margem de placa (Figura 3.20).

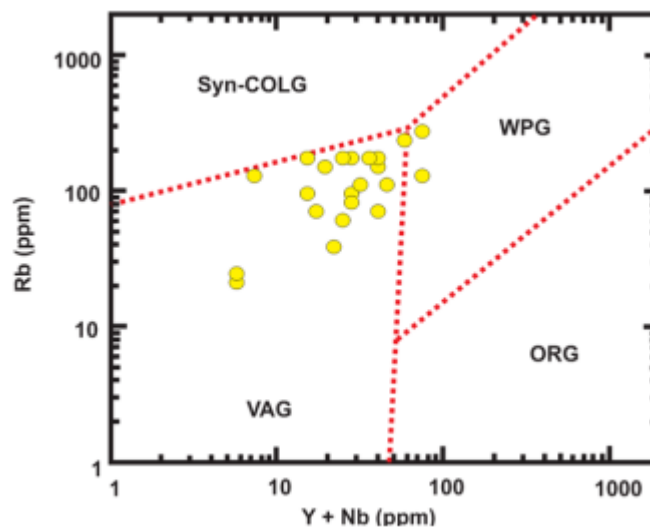


Figura 3.20: Distribuição das amostras do Ortognaisse Pocrane no diagrama Rb *versus* Y+Nb (Pearce et al. 1984) para granitóides de arco vulcânico (VAG), cadeia oceânica (ORG), intraplaca (WPG) e sincolisionais (Syn-COLG).

As rochas miloníticas derivadas do Ortognaisse Pocrane mostram empobrecimento em quase todos os elementos maiores e traços (Tabela 3.1, Figuras 3.17, 3.18 e 3.19), mas marcante enriquecimento em sílica (78% – 93%, Figura 3.17) e teores de zircônio (165 – 335 ppm) maiores do que a média do conjunto de amostras de ortognaisse (41– 310 ppm; Figura 3.18, Tabela 3.1). De fato, essas variações geoquímicas relacionadas ao processo de milonitização foram antecipadas pelo estudo petrográfico (Figura 3.12) e representam o resultado de intensa lixiviação de componentes relacionada ao metamorfismo regressivo. Contudo, como se poderá constatar adiante, este processo deformacional e metamórfico afetou muito pouco os cristais de zircão que, no máximo, mostram alguns grãos fluidizados, mas a maioria deles com feições ígneas perfeitas.

### 3.2.3. Geocronologia

Seis amostras do Complexo Pocrane foram selecionadas para análises geocronológicas U-Pb em zircão pelo método SHRIMP, identificadas como LC-86, LC-90, TN-9B, P3D, TN-150 e TN4-2 (Figura 3.1). A metodologia utilizada está descrita no Capítulo 1, item 1.3.4 - Análises isotópicas - Método U-Pb em aparelho SHRIMP. Para definição de cada idade todos os dados obtidos foram avaliados em termos da quantidade de Pb comum, porcentagem de discordância, erros individuais das diversas idades, razões Th/U e posição do *spot* analisado, presença de grãos herdados e outros fatores eventuais.

#### **3.2.3.1. Amostra LC-90 – Ortognaisse Laminado de Bananal de Baixo**

A amostra LC-90 foi coletada em afloramento às margens do Rio Manhuaçu (UTM: 220250/7846557), próximo ao povoado de Bananal de Baixo, situado a noroeste de Alvarenga (Figuras 3.1 e 3.2). O afloramento é composto por anfibólio-biotita gnaiss laminado, gnaiss rico em minerais máficos (biotita + anfibólio = 40%) e milonito quartzoso. O alvo da datação é o anfibólio-biotita gnaiss de granulação fina e cor cinza, composto por quartzo, plagioclásio, hornblenda, biotita, feldspato potássico, apatita, allanita, zircão e minerais opacos (Figura 3.21).



Figura 3.21: Afloramento do anfibólio-biotita gnaiss do Complexo Pocrane, onde se coletou a amostra LC-90.

Para a amostra LC-90 foram analisados quinze grãos de zircão pelo método U-Pb em aparelho SHRIMP (Figura 3.22, Tabela 1 do Anexo 2). Imagens de catodoluminescência mostram uma família homogênea, formada por grãos de zircão curtos e prismáticos (~ 3:2) de cor marrom (Figura 3.23). Muitos grãos possuem um fino sobrecrecimento metamórfico de alta luminescência (*e.g.*, grãos 1, 4, 6 e 13), o qual não foi analisado devido à pequena dimensão da borda metamórfica. Os conteúdos de U e Th são compatíveis com rochas magmáticas. Para construção do diagrama concórdia Wetherill e cálculo de idade selecionou-se as oito medidas com melhor consistência

analítica. A idade concordante de  $2184 \pm 9$  Ma (MSWD = 0,01) data a cristalização do protolito magmático do ortogneisse LC-90 (Figura 3.23).

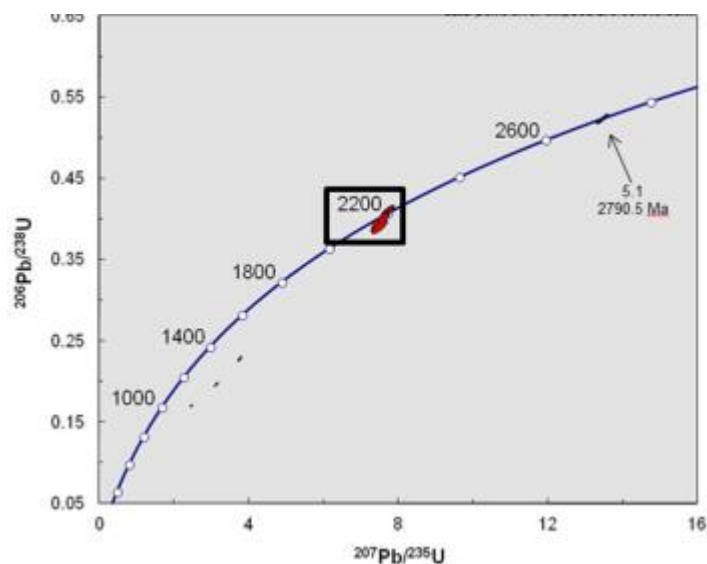


Figura 3.22: Diagrama concórdia Wetherill para todos os grãos de zircão da amostra LC-90.



Figura 3.23: Idade-concórdia para a amostra LC-90 e imagens de catodoluminescência de grãos analisados.

A amostra LC-90 apresenta um grão de zircão com idade  $^{207}\text{Pb}/\text{Pb}^{206}$  concordante em  $2709 \pm 5$  Ma (Figura 3.22). Embora seja somente um grão, sua boa qualidade analítica poderia sugerir a possibilidade de herança arqueana. Entretanto, os dados isotópicos Sm-Nd em rocha total para esta amostra LC-90 ( $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,11$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51$ ;  $\epsilon\text{Nd}_{(2,18 \text{ Ga})} = +0,43$  e idade-modelo  $T_{\text{DM}} = 2,34$ ) evidenciam uma assinatura juvenil paleoproterozóica, sem herança arqueana, para o protolito magmático deste ortogneisse do Complexo Pocrane.

### **3.2.3.2. Amostra P3D – Gnaiss Migmatítico do Córrego Ubá**

A amostra foi coletada em afloramento às margens do Córrego Ubá, próximo ao povoado de Barra Mansa (UTM: 218323/7843555). A rocha é um hornblenda-biotita gnaiss com intercalações decimétricas de anfibolito e métricas de quartzito. A amostra datada foi extraída de um hornblenda-biotita gnaiss laminado e migmatítico, de cor cinza e granulação fina, composto por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, apatita, allanita e zircão (Figura 3.24). Ocorrem porfiroclastos estirados e rotacionados de plagioclásio e de agregados quartzo-feldspáticos ricos em plagioclásio, envoltos por matriz de granulação fina.

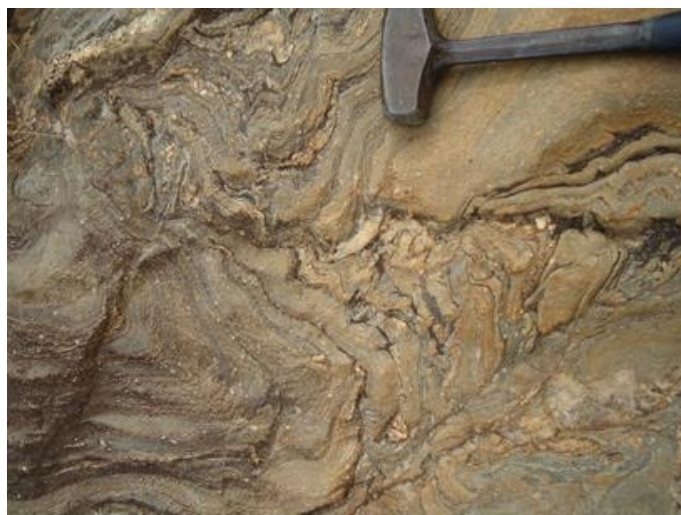


Figura 3.24: Afloramento do anfibólio-biotita gnaiss do Complexo Pocrane, onde se coletou a amostra P3D.

Para a amostra P3D foram datados doze grãos de zircão pelo método U-Pb em aparelho SHRIMP (Figura 3.25, Tabela 2 do Anexo 2). Imagens de catodoluminescência mostram uma família de grãos de zircão homogênea, composta por prismas alongados cuja proporção varia entre 2:1 e 3:1 (Figura 3.26). Alguns grãos possuem delgado sobrecrescimento metamórfico de alta luminescência, o qual não foi analisado devido à pequena dimensão da borda metamórfica. Os conteúdos de U e Th são compatíveis com rochas magmáticas.

Os grãos descrevem uma nítida discórdia relacionada à perda de chumbo (Figura 3.25), sinalizando idade metamórfica no intercepto inferior em  $550 \pm 89$  Ma. Para construção do diagrama Wetherill e cálculo da idade de cristalização selecionou-se as oito medidas com melhor consistência analítica. A idade da cristalização magmática do protolito do ortogneisse é dada pelo intercepto superior em  $2086 \pm 27$  Ma com MSWD de 0,49 (Figura 3.26).

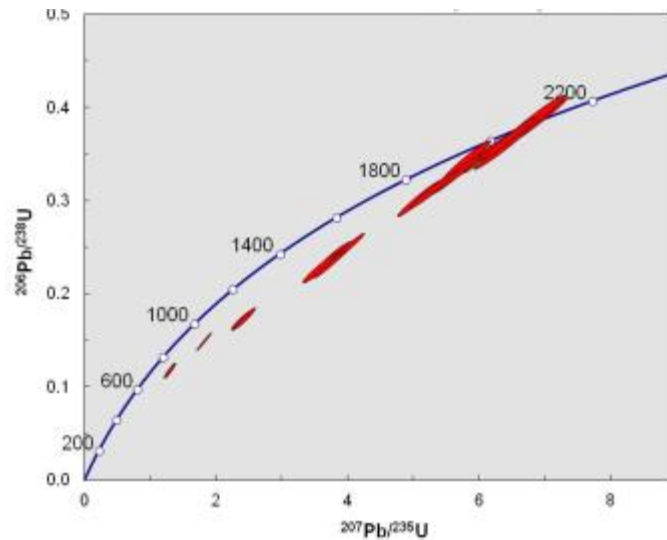


Figura 3.25: Diagrama concórdia Wetherill representando todos os grãos de zircão datados na amostra P3D.

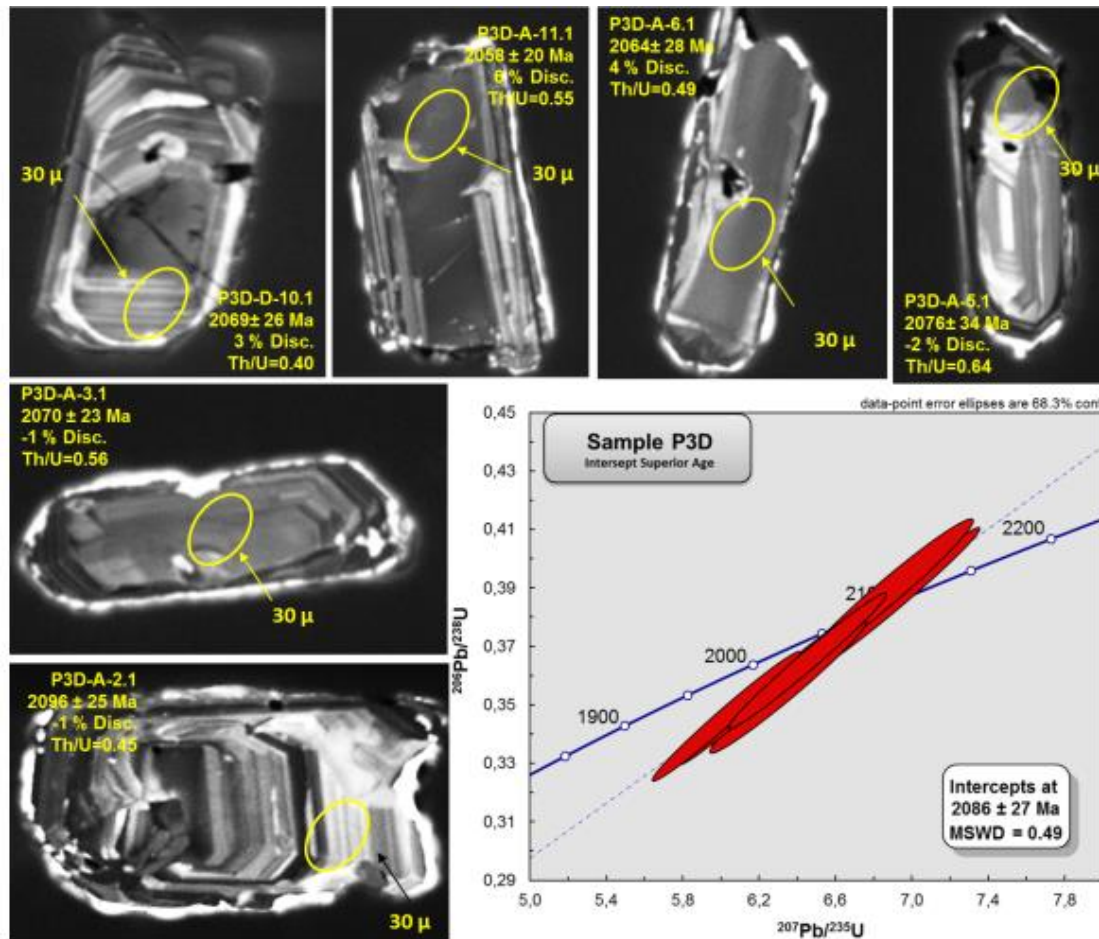


Figura 3.26: Idade da cristalização ígnea por intercepto superior da amostra P3D em diagrama concórdia Wetherill, e imagens de catodoluminescência de grãos analisados.

### **3.2.3.3. Amostra TN-9B – Gnaiss Migmatítico de Alvarenga**

A amostra TN-9B foi coletada em afloramento (UTM: 220250/7846557) próximo a Alvarenga (Figura 3.2). O afloramento é composto por ortognaiss laminado, migmatizado, com intercalações de milonito quartzoso e anfibolito de granulação fina. O alvo da datação é o ortognaiss laminado, composto essencialmente de quartzo, plagioclásio, hornblenda, biotita e feldspato potássico (Figura 3.27).



Figura 3.27: Afloramento do anfibólio-biotita gnaiss do Complexo Pocrane, próximo a Alvarenga. A amostra TN-9B foi coletada no ortognaiss laminado cinza, livre do leucossoma granítico formado pelo processo de fusão parcial.

Da amostra TN-9B foram datados dezesseis cristais de zircão pelo método U-Pb em aparelho SHRIMP (Figuras 3.28 e 3.29, Tabela 3 do Anexo 2). Imagens de catodoluminescência mostram uma família homogênea de cristais de zircão, formada por grãos prismáticos que preservam as feições ígneas originais, embora alguns mostrem partes metamíticas (Figura 3.29). O delgado sobrecrescimento metamórfico de baixa luminescência, presente em diversos grãos, não

pôde ser datado devido à sua pequena dimensão. As razões e conteúdos de U e Th, dos *spots* analisados nos grãos de zircão, são característicos de rocha magmática.

No diagrama concórdia Wetherill nota-se que os *spots* com boa consistência analítica se alinham numa reta discórdia, caracterizando evento de perda episódica de Pb (Figura 3.28). Esta discórdia define um intercepto superior em  $2128 \pm 21$  Ma, interpretado como idade de cristalização magmática, e um intercepto inferior em  $535 \pm 30$  Ma, que indica a atuação do metamorfismo brasileiro sobre o ortogneisse Pocrane dos arredores de Alvarenga.

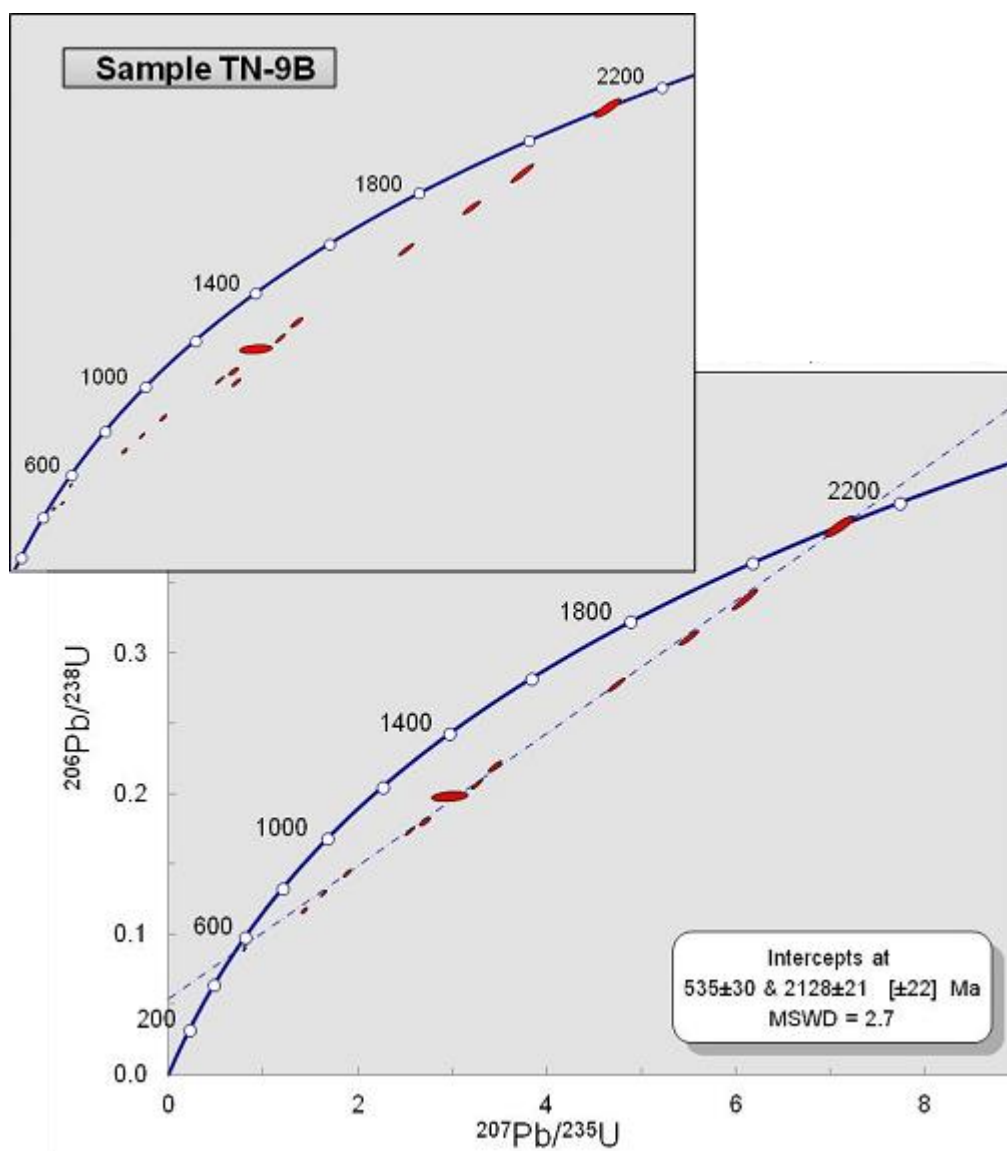


Figura 3.28: Diagrama concórdia Wetherill (superior) representando todos os grãos de zircão datados para a amostra TN-9B. No diagrama inferior, representação das idades de cristalização magmática ( $2128 \pm 21$  Ma) e metamorfismo ( $535 \pm 30$  Ma) do ortogneisse TN-9B, dadas pelos interceptos superior e inferior da reta discórdia, respectivamente.

Entretanto, visando um cálculo mais preciso da idade de cristalização magmática, foram selecionadas as quatro medidas com melhor consistência analítica, as quais resultaram em uma idade de intercepto superior em  $2144 \pm 24$  Ma, cujo MSWD (2,4) é um pouco menor em relação ao que se obteve no cálculo anterior, mas as idades são praticamente iguais (considerados os erros individuais, Figuras 3.28 e 3.29). A idade do intercepto inferior, embora em termos absolutos (572 Ma) seja mais compatível com o clímax metamórfico-anatético do estágio sincolisional (585 – 560 Ma) do Orógeno Araçuaí, apresenta erro muito elevado (Figura 3.29).

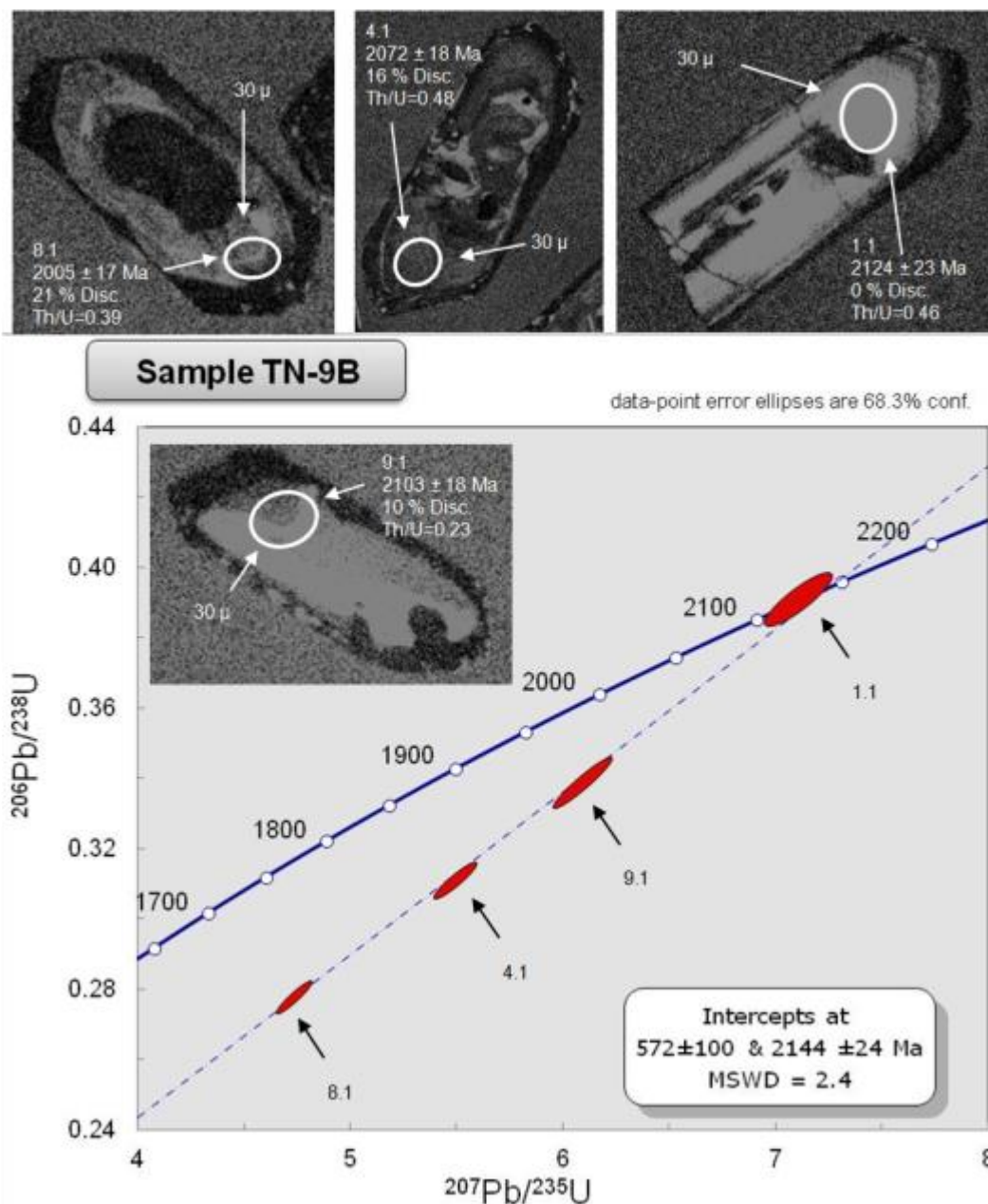


Figura 3.29: Idade de intercepto superior para a cristalização magmática da amostra TN-9B, em diagrama concórdia Wetherill, e imagens de catodoluminescência dos quatro grãos de zircão considerados no cálculo.

#### **3.2.3.4. Amostra TN4-2 – Milonito Biotítico de São José do Limoeiro**

A amostra foi coletada em afloramento (UTM: 221385/7840162) às margens do Córrego Capoeirinha, próximo ao povoado de São José do Limoeiro (Figuras 3.1 e 3.2). No afloramento ocorre uma rocha semelhante ao gnaiss laminado do Complexo Pocrane (Figura 3.30A), mas com feições miloníticas (Figuras 3.12C e D) e bandas de xisto (filonito) rico em biotita (Figuras 3.30B). Em relação aos termos mais ácidos do Ortognaisse Pocrane, a amostra TN4-2 é rica em quartzo e biotita, mas muito pobre em feldspatos e anfibólio; fatos evidenciados também pela composição litoquímica rica em sílica (84,74%), mas pobre em alumina (7,36%) e outros componentes (Tabela 3.1). Desta forma, o alvo do estudo geocronológico aqui apresentado é uma das rochas miloníticas derivadas do Ortognaisse Pocrane. Neste afloramento, sobre o Complexo Pocrane, ocorre uma rocha metapiroclástica de idade neoproterozóica (ver Capítulo 5).

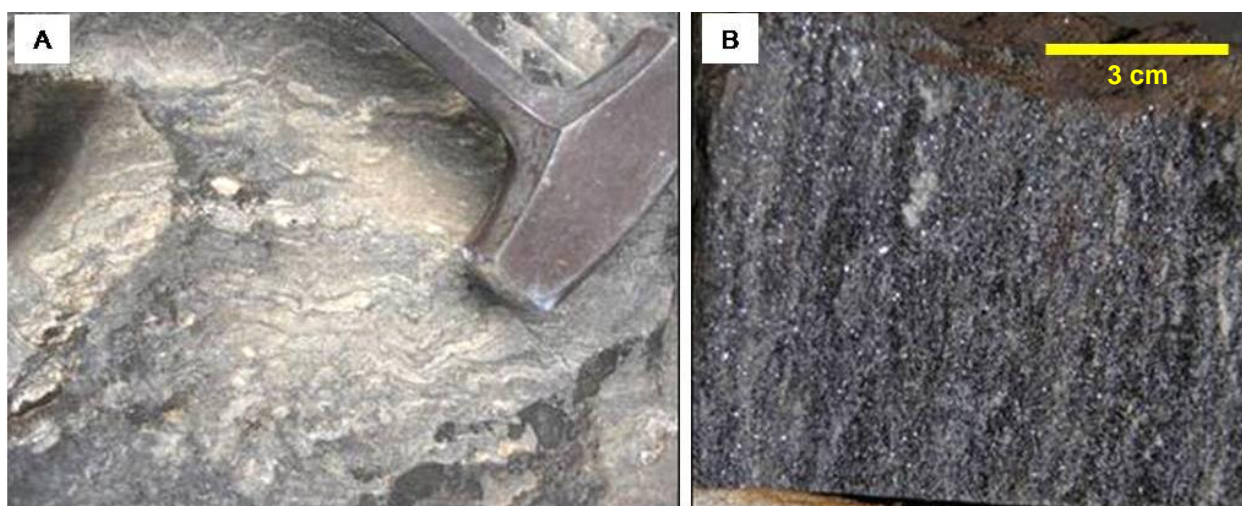


Figura 3.30: Afloramento do Complexo Pocrane com feições miloníticas (A) e intercalações ricas em biotita (B).

A despeito do processo de milonitização e retrometamorfismo, com intensa lixiviação de componentes sob condições PT da fácies xisto verde, o conjunto de cristais de zircão recuperados da amostra TN4-2 mostra características muito similares às das populações de zircão das amostras do Ortognaisse Pocrane anteriormente apresentadas neste capítulo (Figuras 3.31 e 3.32). Alguns grãos mostram sinais de fluidização que podem estar relacionadas ao hidrotermalismo associado à milonitização (Figura 3.31). Contudo, o conjunto mostra cristais de zircão magmático, prismáticos (2:1 a 3:1), euédricos a subédricos, muitos com zoneamento oscilatório e alguns com delgado

sobrecrescimento metamórfico de alta luminescência, mas sem qualquer evidência de arredondamento por transporte sedimentar (Figuras 3.31 e 3.32).

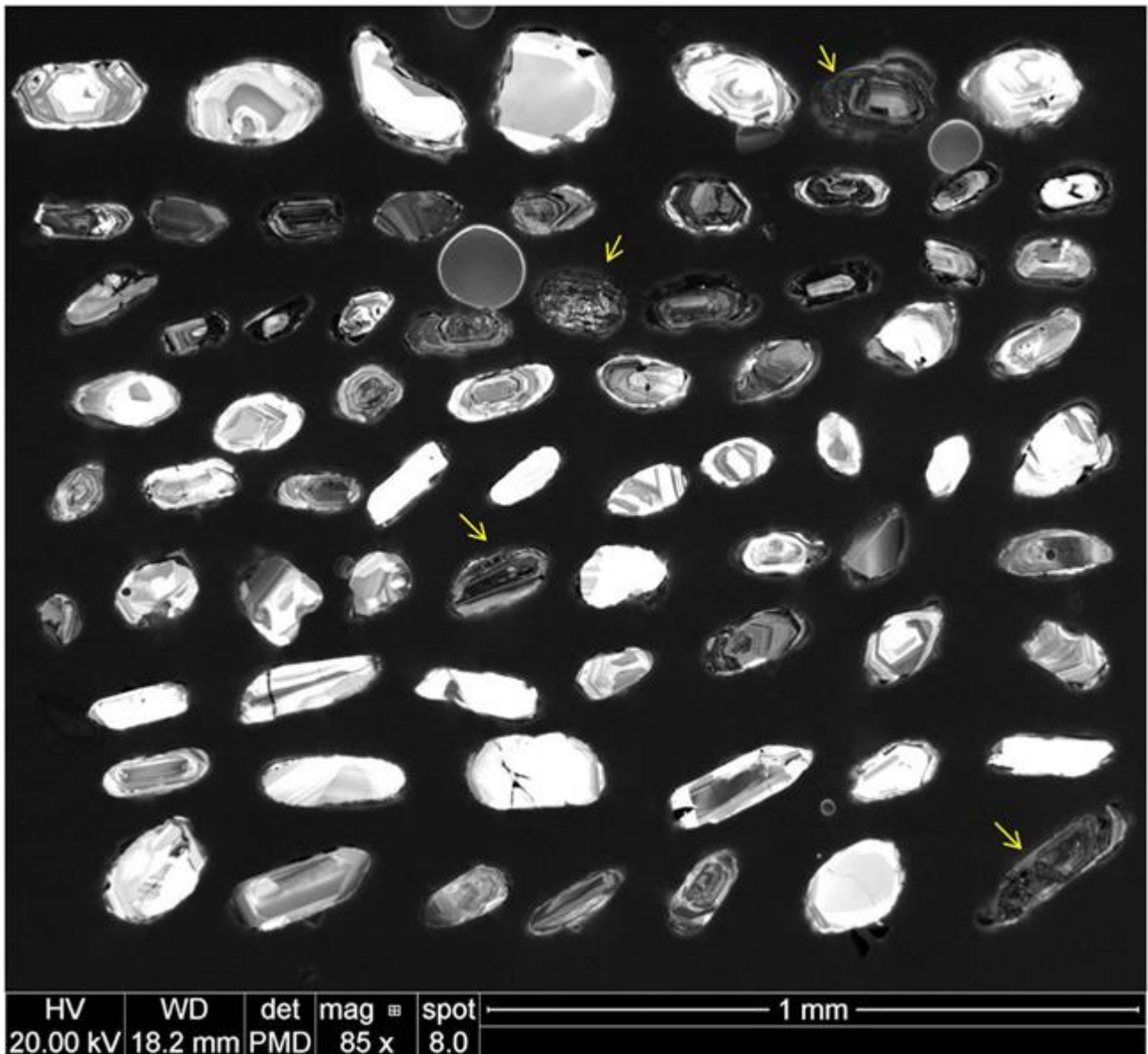


Figura 3.31: Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão da amostra TN4-2, com destaque para os grãos com evidências de fluidização (apontados pelas setas amarelas).

Para a amostra TN4-2 foram analisados vinte e quatro grãos de zircão pelo método U-Pb em aparelho SHRIMP (Figuras 3.32 e 3.33, Tabela 4 do Anexo 2). Após serem eliminados os grãos com resultados discordantes e/ou com erros individuais elevados (indicados na Figura 3.32), obteve-se uma discórdia que sugere idade de cristalização magmática em  $2103 \pm 25$  Ma (MSWD = 2,1) e aponta, embora com erro muito alto, o metamorfismo brasileiro (Figura 3.32). Para refinar o cálculo de idade foram selecionados os cinco *spots* com os resultados de melhor consistência

analítica, os quais forneceram a idade-concórdia de  $2092 \pm 15$  Ma (MSWD = 1,4) para a cristalização do protolito magmático da amostra TN4-2 (Figura 3.33).

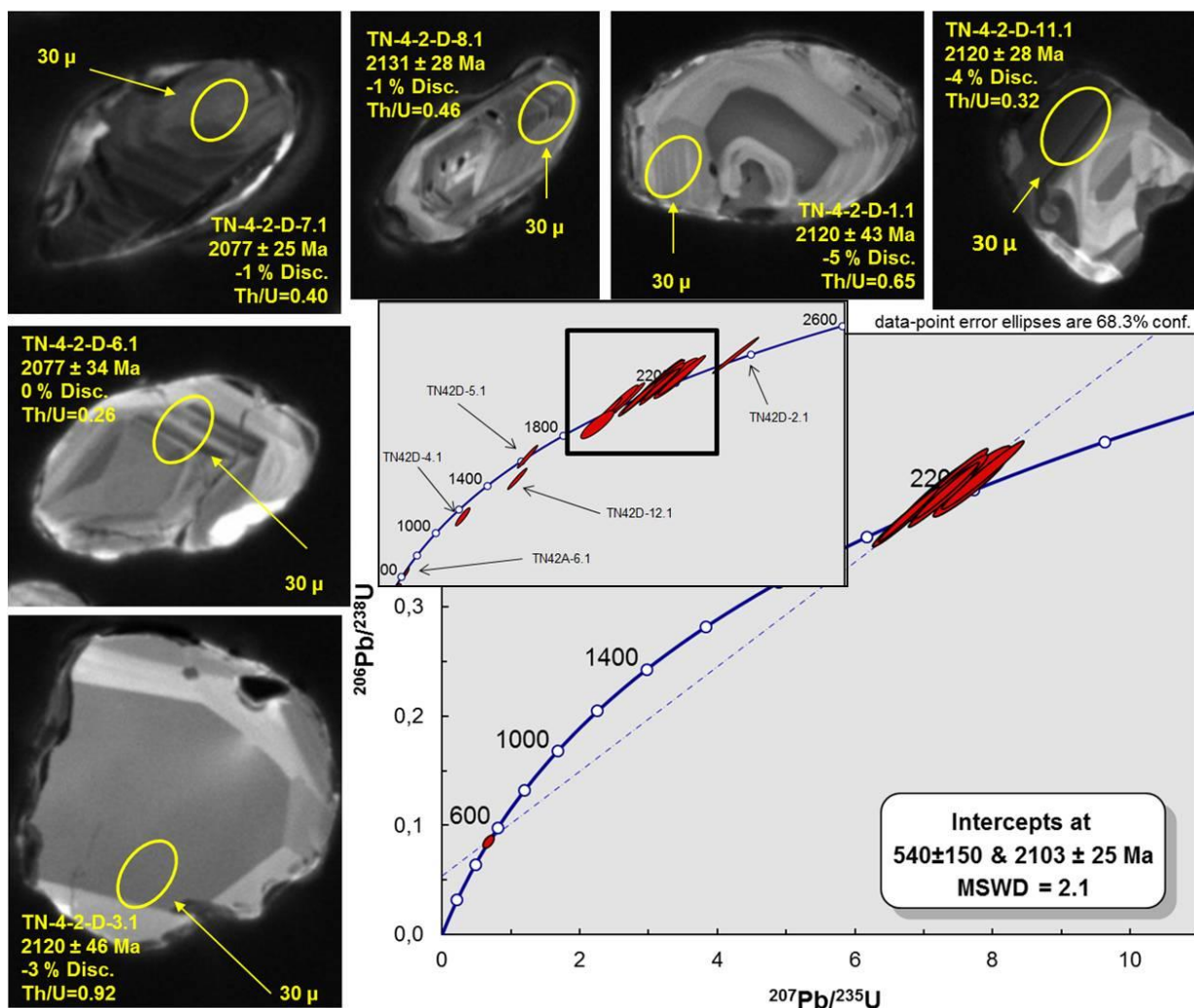


Figura 3.32: Diagrama concórdia Wetherill, com indicação de discórdia e idades associadas, para os dados de zircão com boa consistência analítica da amostra TN4-2. Os *spots* excluídos estão indicados com setas de destaque superior.

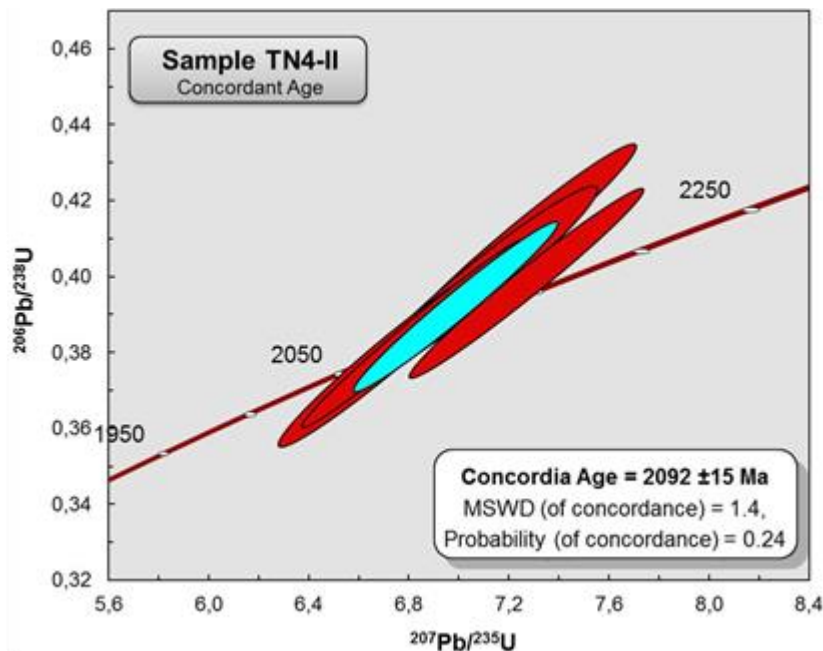


Figura 3.33: Idade-concórdia ( $2092 \pm 15$  Ma) para a cristalização do protolito magmático da amostra TN4-2.

### **3.2.3.5. Amostra TN-150 – Milonito Quartzo-Biotítico de Resplendor**

O afloramento (UTM: 262843/7863012) é um talude de corte da rodovia BR-259, situado próximo à margem esquerda do Rio Doce, imediatamente a leste da cidade de Resplendor (Figuras 3.1, 3.2). Este afloramento foi detalhadamente estudado para a presente tese e se trata de uma zona de cisalhamento dúctil que mostra rochas miloníticas quartzo-biotíticas, bandadas, laminadas e xistificadas, parcialmente encobertas por eflorescências de sulfatos originados pelo intemperismo de sulfetos (Figura 3.34). Por todo o afloramento ocorrem dobras intrafoliares assimétricas que, juntamente com outros indicadores cinemáticos, indicam cavalgamento rumo a SW. O alvo da datação é uma rocha milonítica, composta de bandas ricas em quartzo alternadas com lâminas e bandas ricas em biotita (Figura 3.35), muito semelhante a outros produtos resultantes da milonitização, associada ao retrometamorfismo, do Ortognaisse Pocrane (Figuras 3.12 e 3.30).



Figura 3.34: Afloramento TN150 nos arredores de Resplendor, mostrando a zona de cisalhamento dúctil parcialmente coberta por eflorescências de sulfatos (manchas branco-amareladas).

O conjunto litológico deste afloramento foi atribuído, anteriormente, a uma unidade gnáissica que seria pertencente à Formação São Tomé do Grupo Rio Doce (Oliveira 2000, Folha Conselheiro Pena 1:100.000, Projeto Leste). Oliveira (2000) descreve “gnaisse laminado, por vezes com enriquecimento em biotita e aspecto xistoso, apresentando intercalações anfibolíticas e quartzíticas, na região abrangida pelas margens do Rio Doce entre Conselheiro Pena e Resplendor”. Esta descrição, entretanto, é muito similar à dada ao Complexo Pocrane por diversos autores do Projeto Leste (Oliveira 2000, Féboli & Paes 2000, Tuller 2000, Pereira & Zucchetti 2000).

Vieira (1997) descreve este mesmo afloramento como um “metarenito grauvaquiano, composto de quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita e feldspato potássico, de fácies anfibolito baixo a médio, da Formação São Tomé”. A análise litoquímica da amostra TV-5A (Vieira 1997, p. 87) revela conteúdos de elementos maiores ( $\text{SiO}_2 = 79\%$ ,  $\text{TiO}_2 = 0,4\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11\%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2,5\%$ ,  $\text{MnO} = 0,02\%$ ,  $\text{MgO} = 0,8\%$ ,  $\text{CaO} = 1,14\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 2,25\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 2,55\%$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,03\%$  e Perda ao Fogo = 0,9) similares aos de rochas miloníticas derivadas do Complexo Pocrane (Tabela 3.1). Este autor também apresenta análises U-Pb SHRIMP do que considerou como “grãos detríticos de zircão”, embora os descreva como cristais de origem magmática, livres de arredondamento por transporte sedimentar (Vieira 1997, p. 94-99, e Figura 3.36).



Figura 3.35: Milonito quartzo-biotítico, bandado e laminado, do afloramento TN-150.

Para o estudo geocronológico do afloramento TN-150 foram re-avaliados os dados das análises U-Pb sobre dezessete cristais de zircão, realizadas pelo saudoso Professor Carlos Maurício Noce, em aparelho SHRIMP da Universidade de Canberra (Tabela 5 do Anexo 2), anteriormente utilizados por Vieira (2007).

As imagens de catodoluminescência mostram duas famílias de zircão (Figuras 3.36 e 3.38): uma formada por grãos prismáticos de proporção 2:1 a 3:1, que preservam feições ígneas como zoneamento oscilatório interno e forma multifacetada; e outra formada por grãos com alta luminescência e grãos com forma similar a zircão de alta temperatura (tipo *soccer-ball*). Em ambos os casos, os conteúdos e razões de U e Th são compatíveis com rocha magmática. Alguns grãos mostram delgadas bordas de sobrecrecimento metamórfico.

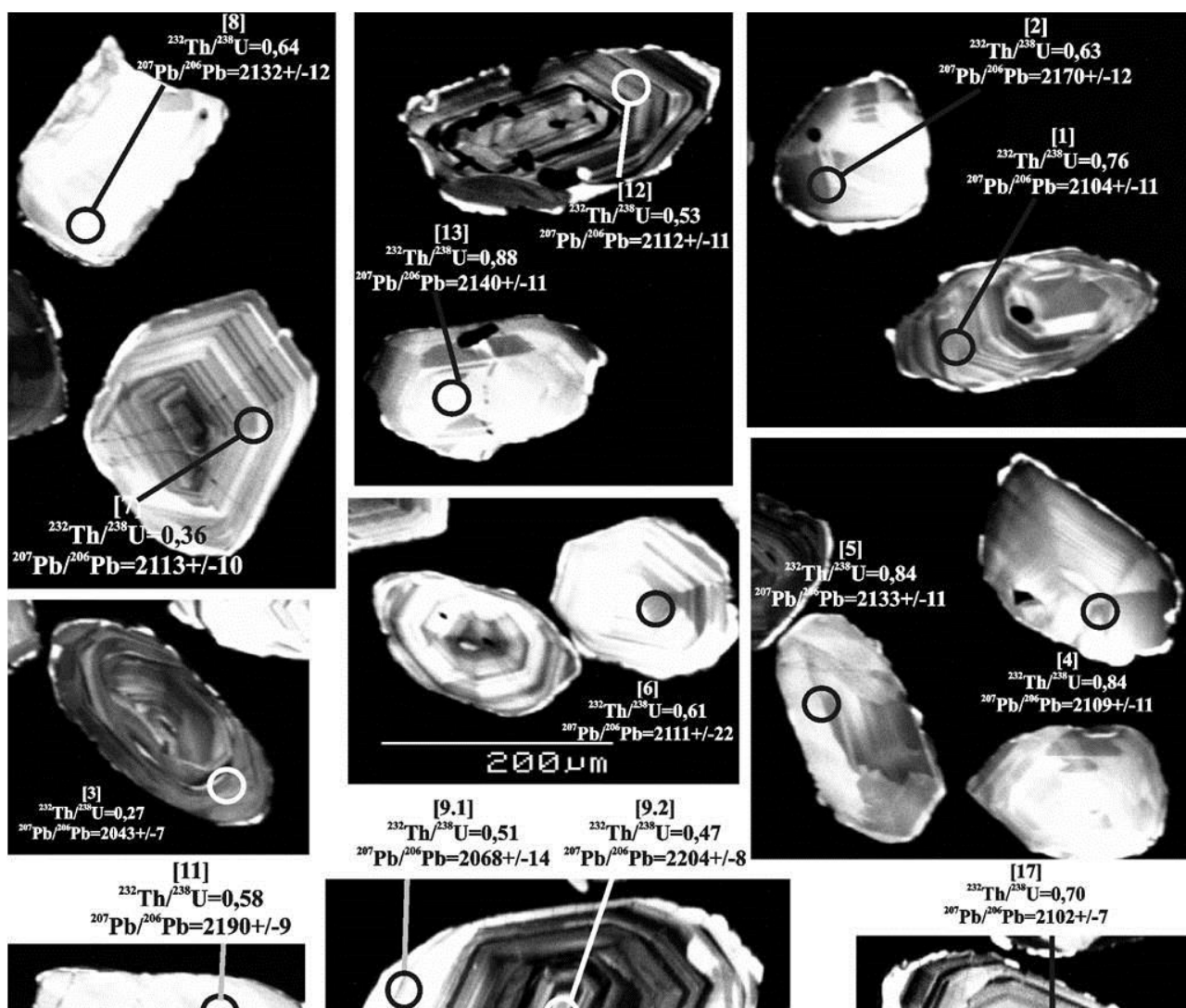


Figura 3.36: Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão extraídos do milonito quartzo-biotítico do afloramento TN-150, mostrando as idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (em Ma) e razões Th/U de cada *spot* analítico.

No diagrama concórdia Wetherill para todos os grãos de zircão nota-se claro alinhamento dos *spots* analíticos, sugerindo perda episódica de chumbo (Figura 3.37). Para cálculo de idade foram selecionados os dados dos quatro *spots* de melhor consistência analítica, os quais resultaram na idade-concórdia de  $2124 \pm 11$  Ma (MSWD = 0,35), relacionada à cristalização do protolito ígneo do milonito quartzo-biotítico do afloramento TN-150 (Figura 3.38).

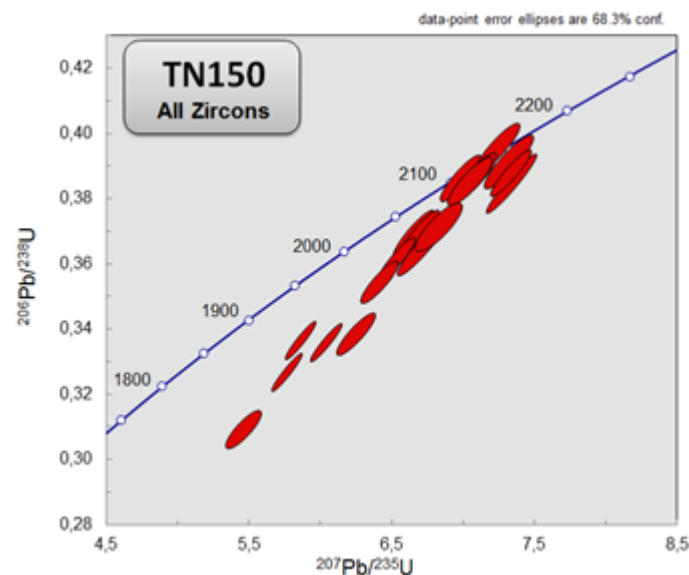


Figura 3.37: Diagrama concórdia Wetherill de todos os grãos de zircão analisados para o afloramento TN-150.

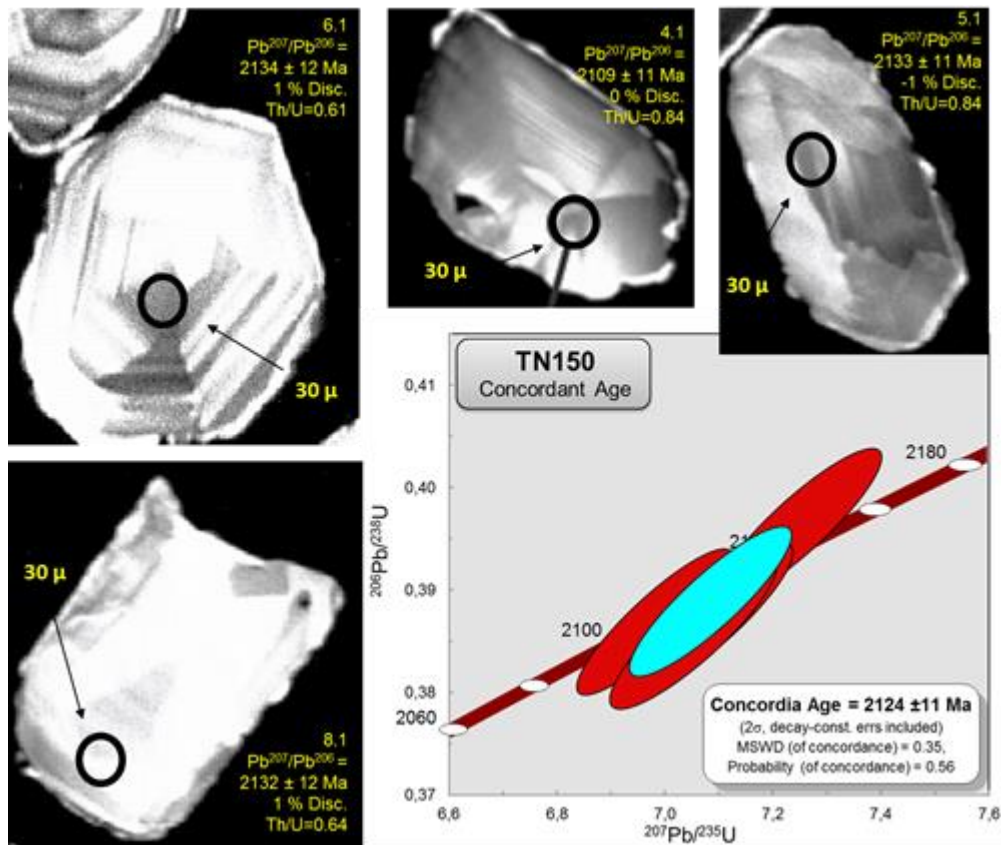


Figura 3.38: Idade-concórdia ( $2124 \pm 11$  Ma) para o protolito ígneo do milonito do afloramento TN-150 e imagens de catodoluminescência dos grãos utilizados no cálculo.

### **3.2.3.6. Amostra LC-86 – Gnaiss Recristalizado do Rio Manhuaçu, Oeste de Ipanema**

A amostra LC-86 foi coletada em afloramento (UTM: 206333/7816547) situado a oeste de Ipanema, na margem direita do Rio Manhuaçu. O afloramento é do Complexo Pocrane, mas se situa na zona de contato com uma intrusão tonalítica da Supersuíte G1 (Figuras 3.1 e 3.2). A rocha datada é um ortognaiss cinza, rico em hornblenda, cujo aspecto, mais maciço do que o normal para este litotipo do Complexo Pocrane, sugere recristalização por metamorfismo térmico (Figura 3.39).

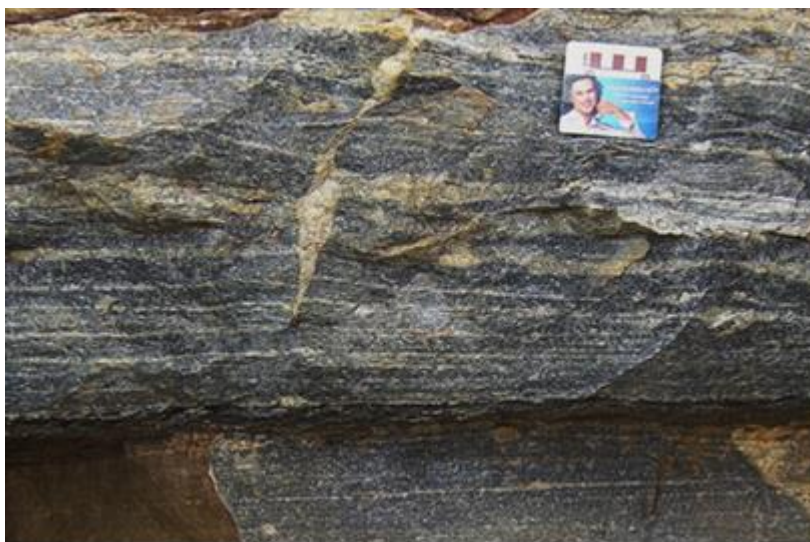


Figura 3.39: Ortognaisse do Complexo Pocrane no afloramento LC-86.

Para a amostra LC-86 foram datados treze grãos de zircão pelo método U-Pb em aparelho SHRIMP (Figura 3.40, Tabela 6 do Anexo 2). Imagens de catodoluminescência mostram duas diferentes famílias de grãos de zircão (Figura 3.41). Uma delas é formada por prismas equidimensionais multifacetados, com bordas curvilíneas bem definidas, do tipo *soccer ball*, sugerindo recristalização em condições de metamorfismo de alto grau. A segunda família é definida por cristais prismáticos com proporção aproximada de 2:1, de cor rosa. Em ambos os casos, os conteúdos e razões de U e Th são compatíveis com rochas metamórficas.

A amostra apresenta três cristais de zircão mais antigos e um bem jovem, os quais não foram considerados para o cálculo da idade (Figura 3.40). Estes grãos sofreram desestabilização isotópica, apresentando acentuada discordância e/ou elevado erro das medidas individuais.

Foram selecionados oito *spots* com medidas de boa consistência analítica para cálculo de idade e construção do diagrama concórdia Wetherill (Figura 3.41), que forneceram idade de metamorfismo de intercepto superior em  $642 \pm 69$  Ma (MSWD = 0,52). Considerada a margem de erro, este resultado corresponde, grosseiramente, às idades mais antigas de rochas da Supersuíte G1 que marcam o início da edificação do Arco Rio Doce (Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

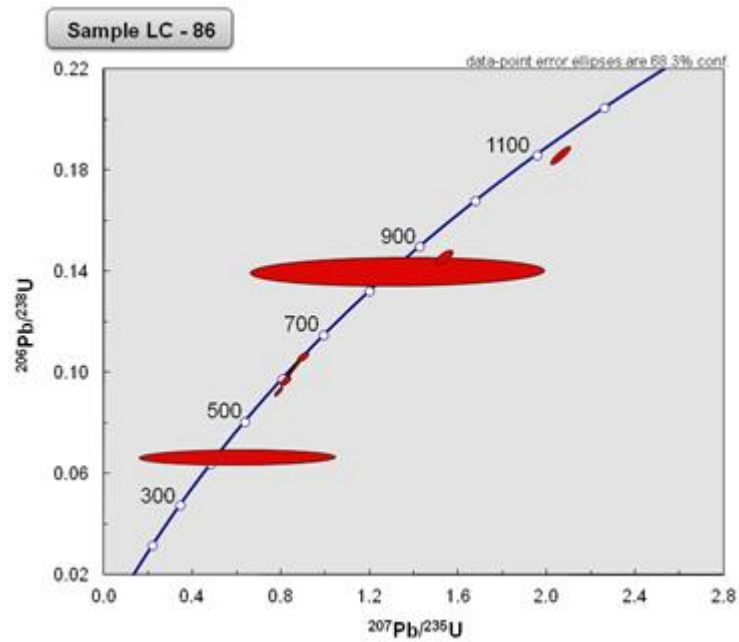


Figura 3.40: Diagrama concórdia Wetherill de todos os grãos de zircão analisados para a amostra LC-86.

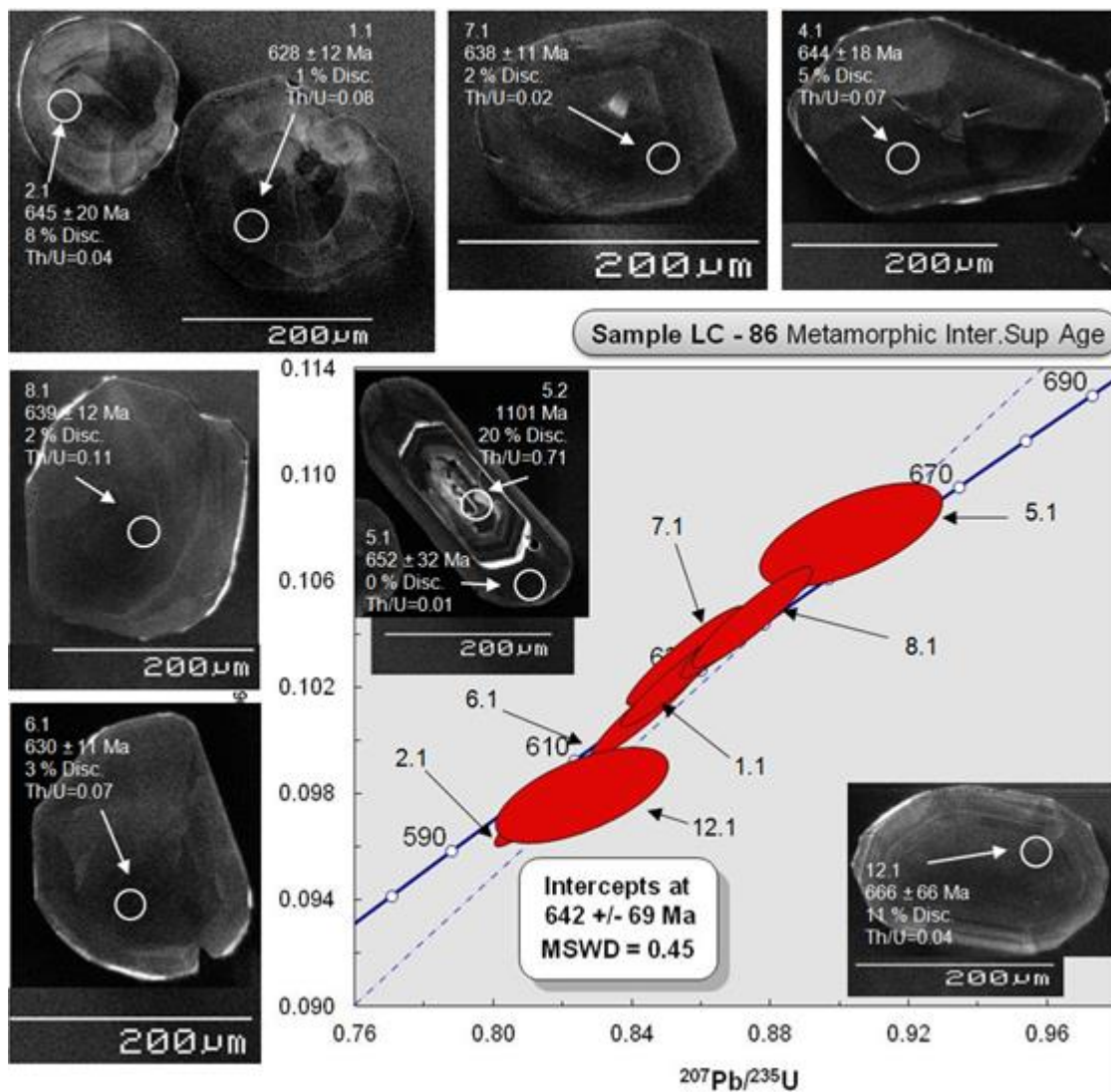


Figura 3.41: Idade indicadora de metamorfismo para a amostra LC-86 em diagrama concórdia Wetherill, e imagens de catodoluminescência de grãos analisados.

### 3.2.4. Química Mineral e Geotermobarometria

Este tópico objetiva a obtenção de dados geotermobarométricos para o Complexo Pocrane, a partir de análises de química mineral da amostra de ortogneisse LC-86. A metodologia utilizada está descrita no capítulo 1, *item 1.3.4 - Trabalhos de Laboratório - Química Mineral*, e os dados obtidos encontram-se no Anexo 2, Tabela 7.

Os cristais de anfibólio têm composição de hornblenda magnésiana a ferruginosa, ocorrendo raros componentes de actinolita hornblenda e ferro tschermakita hornblenda (Figura 3.42). Os cristais não apresentam nenhum tipo de zoneamento químico e caracterizam uma única geração. O *trend* negativo verificado para o conjunto (Figura 3.42) foi considerado como decorrente da solução sólida  $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg^{2+}$  na posição Y (sendo a fórmula geral dada por:  $A_{0-1}X_2Y_5Z_8O_{22}(OH)_2$ ), ou ainda pela substituição  $Mg \leftrightarrow Al^{3+}$  também na posição Y.

Os valores de temperatura e pressão obtidos utilizando a metodologia de Zenk (2001) para o par hornblenda e plagioclásio com base em 23 O são 539°C e 5,9kbar. Estes valores de PT devem representar o re-equilíbrio metamórfico relacionado à deformação D2, responsável pela formação da foliação regional Sn, durante o estágio sincolisional, uma vez que esta foliação é materializada pelos cristais de anfibólio e biotita.

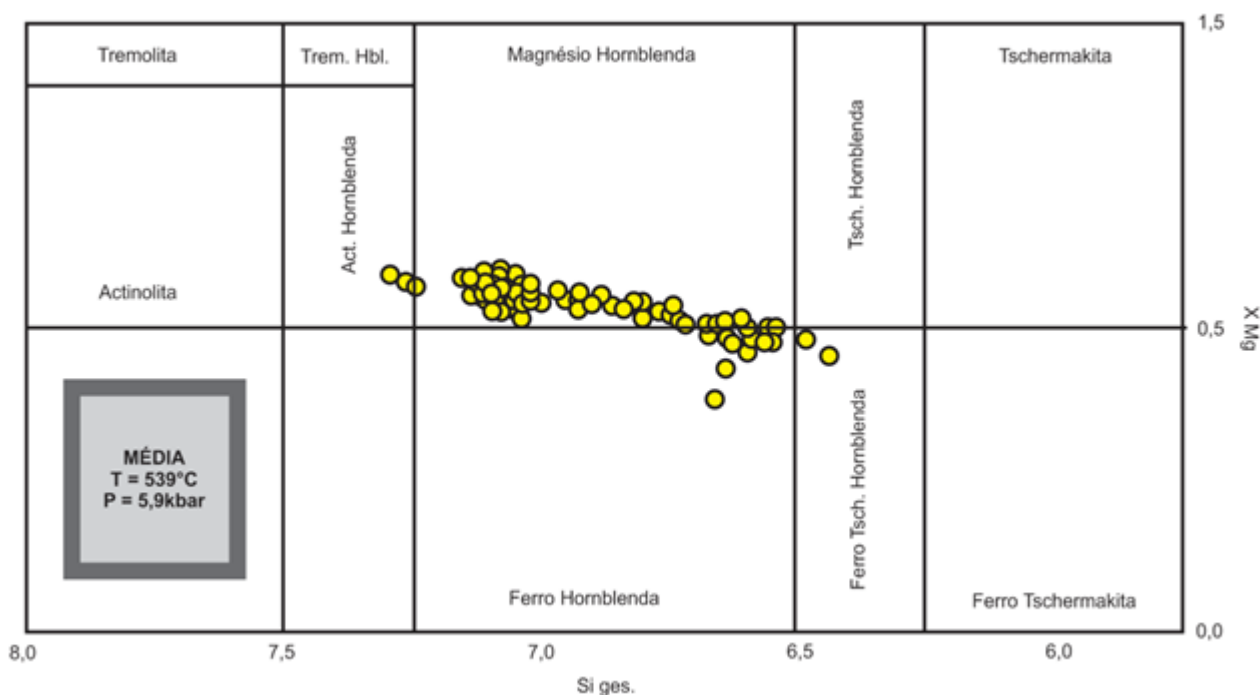


Figura 3.42: Representação dos dados de química mineral de anfibólios da amostra LC-86 no gráfico de Leake (1997).

## 4. EVENTOS MAGMÁTICOS MESOPROTEROZÓICOS

Com base em estudos de campo e laboratório efetuou-se a caracterização de rochas metaígneas máficas que se encontram intercaladas no Ortognaisse Pocrane, mas que têm idades muito diferentes das que se obteve para este complexo. Além disso, não se trata das bandas relativamente mais ricas em biotita e/ou hornblenda que compõem o ortognaisse (ver Capítulo 3), mas de lentes de ortoanfibolito *stricto sensu* (Figura 4.1).

Paes (1999) apresenta estudos sobre as rochas máficas e ultramáficas da “Seqüência Metavulcano-sedimentar de Cuieté Velho” (aqui considerada uma parte do Complexo Pocrane, Figura 3.2), reunindo-as nos grupos A, B e C. O grupo A consiste de rochas metabásicas a clinopiroxênio e anfibolitos, cuja litoquímica alcalina sugere protolitos máficos de ambiente intraplaca continental. Análises Sm-Nd em rocha resultaram na idade isocrônica de  $1035 \pm 160$  Ma, sugerindo algum evento extensional do limiar Mesoproterozóico-Neoproterozóico. O grupo B é constituído por anfibolitos e hornblenda xistos de assinatura toleítica, cuja idade isocrônica Sm-Nd em rocha total resultou em  $3099 \pm 142$  Ma, levando o autor a relacioná-los ao magmatismo máfico de um *greenstone belt*. O grupo C é formado por tremolita-actinolita xistos que, por similaridade química, foram interpretados como produtos da mesma fonte mantélica dos anfibolitos do Grupo B. Contudo, a dissertação apresentada por Paes (1999), além de se restringir à “Seqüência de Cuieté Velho”, não contém as análises completas que permitiriam realizar comparações com os dados obtidos para a presente tese.

Silva et al. (2002) reportam as idades de  $1506 \pm 14$  Ma e  $602 \pm 14$  Ma (U-Pb SHRIMP em zircão) para uma intercalação de anfibolito associada ao Complexo Pocrane, interpretando-as como idades de cristalização magmática no Calimiano e do metamorfismo brasileiro, respectivamente.

### 4.1. Ortoanfibolitos

Estas rochas ocorrem em lentes de espessura centimétrica a métrica (Figuras 4.1 e 4.2) e pequena continuidade lateral (que não ultrapassa seis metros). Apresentam granulação fina e aspecto maciço, mas a foliação é bem visível em lupa e lâmina delgada ou em afloramento parcialmente intemperizado. Consistem de hornblenda, plagioclásio, biotita, quartzo, clorita, apatita, titanita, zircão e minerais opacos (Figuras 4.3 e 4.4). Biotita e clorita se formam por alteração da hornblenda. A biotita pode chegar a ser mais abundante que a hornblenda.



Figura 4.1: Lente de anfibolito de espessura centimétrica, concordante com a foliação do anfibólio-biotita gnaiss do Complexo Pocrane.

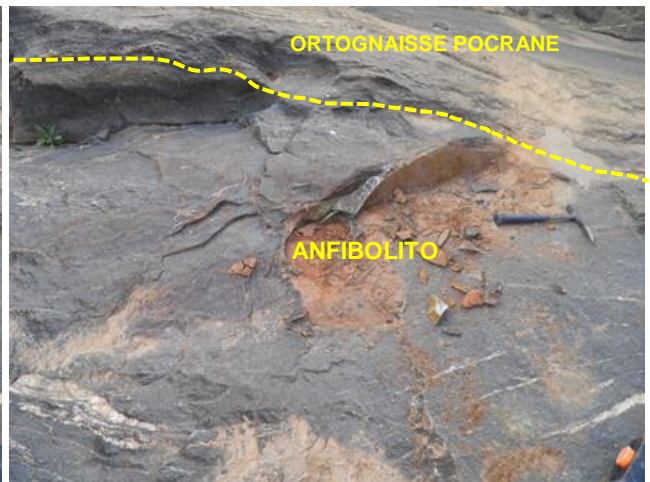


Figura 4.2: As fotos superiores mostram uma intercalação de anfibolito de espessura métrica, no Gnaiss Pocrane. As fotos inferiores ilustram o contato entre uma lente de anfibolito e o mesmo ortogneiss.

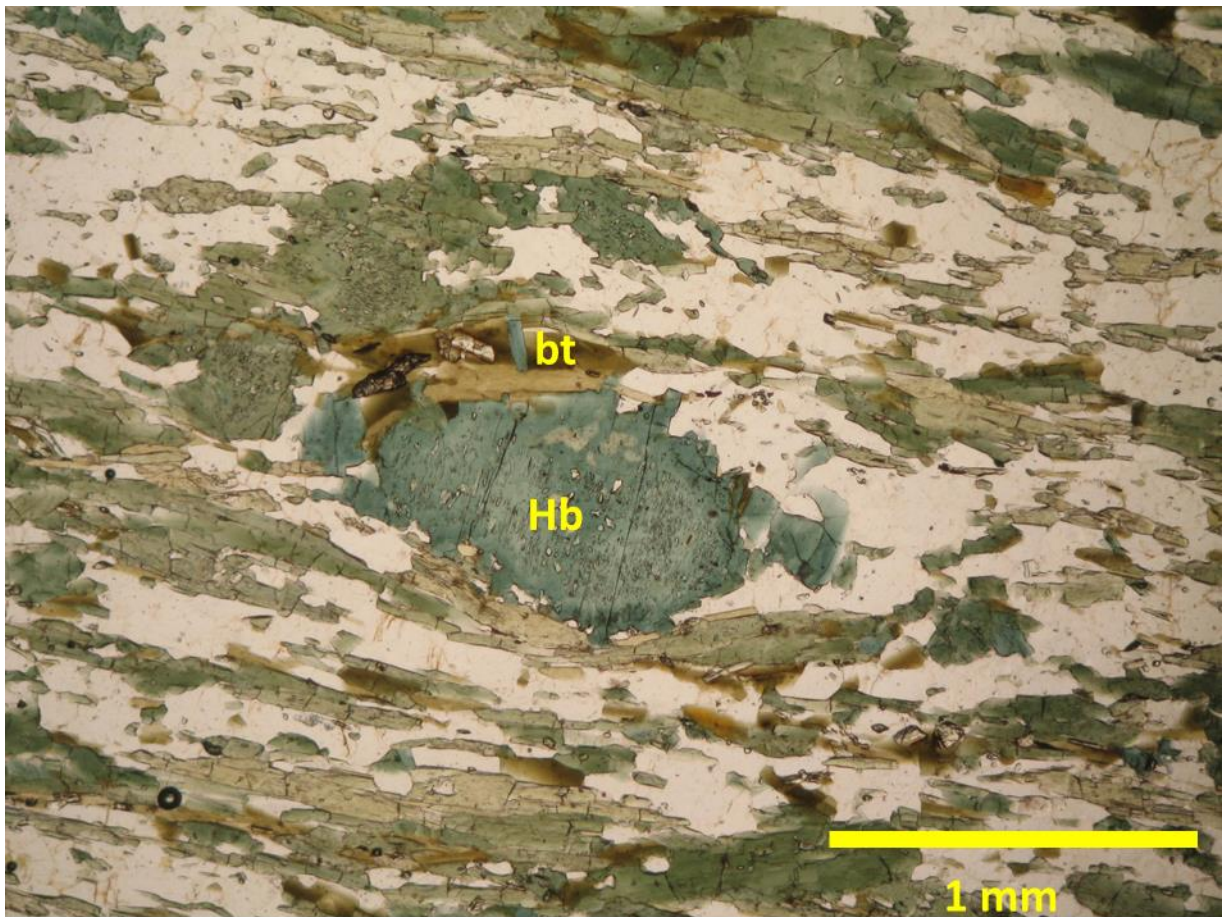


Figura 4.3: Fotomicrografia (nicóis paralelos) de anfibolito, mostrando a foliação Sn, delineada por hornblenda e biotita, que envelopa um porfiroclasto de hornblenda.

Os anfibolitos apresentam-se fortemente deformados pela fase D<sub>2</sub> e podem se mostrar afetadas pelas zonas de cisalhamento dúctil da fase D<sub>3</sub> (ver capítulo 3). Invariavelmente, exibem foliação Sn anastomosada (Figura 4.3 e 4.4) em torno de cristais estirados de anfibólio, que formam porfiroclastos oclares com sombras de pressão e caudas de recristalização. Quartzo e plagioclásio ocorrem estirados segundo a foliação e podem exibir recristalização dinâmica com individualização de subgrãos.



Figura 4.4: Fotomicrografia (nicóis paralelos) de anfibolito com foliação anastomosada, marcada por hornblenda e biotita, em torno de porfiroclastos de hornblenda.

#### 4.1.1. Litoquímica

Foram realizadas análises litoquímicas para elementos maiores e traços de três amostras de lentes de anfibolito (Tabela 4.1). Embora a quantidade de dados seja insuficiente para uma análise estatística, as três amostras analisadas servem a uma abordagem preliminar.

Tabela 4.1: Análises litoquímicas das amostras de anfibolitos (elementos maiores em % peso; traços em ppm).

<b>Amostra</b>	<b>P2A</b>	<b>TN-8A</b>	<b>TN-8B</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51,57	47,43	47,97
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,99	1,71	2,81
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16,04	16,60	15,61
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	11,80	14,31	15,43
<b>MnO</b>	0,13	0,20	0,17
<b>MgO</b>	6,06	5,83	6,59
<b>CaO</b>	11,64	10,02	7,91
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,67	2,01	1,37
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,18	0,67	0,70
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,06	0,35	0,41
<b>LOI</b>	0,6	0,6	0,7
<b>Sum</b>	99,82	99,78	99,75
<b>Ni</b>	162	78	72
<b>Rb</b>	1,3	10,3	24,2
<b>Ba</b>	17	124	207
<b>Sc</b>	41	34	30
<b>Th</b>	0,2	1,0	2,0
<b>U</b>	<0.1	1,2	0,6
<b>Nb</b>	1,5	13,3	23,2
<b>Ta</b>	0,1	0,7	1,3
<b>La</b>	2,5	12,4	24,4
<b>Ce</b>	6,0	30,9	53,2
<b>Pr</b>	1,11	4,43	7,45
<b>Sr</b>	208,2	302,4	204,2
<b>Nd</b>	6,6	21,0	33,4
<b>Zr</b>	44,6	136,8	180,2
<b>Hf</b>	1,9	3,1	4,1
<b>Sm</b>	2,26	4,90	7,32
<b>Eu</b>	0,81	1,64	1,98
<b>Gd</b>	3,47	5,32	6,65
<b>Tb</b>	0,57	0,90	0,85
<b>Dy</b>	4,39	5,20	5,07
<b>Y</b>	24,2	31,2	24,6
<b>Ho</b>	0,87	1,07	0,90
<b>Er</b>	2,27	3,74	2,34
<b>Tm</b>	0,34	0,46	0,35
<b>Yb</b>	2,66	2,86	2,23
<b>Lu</b>	0,32	0,48	0,31

Os protolitos magmáticos dos anfibolitos analisados teriam composição de gabro toleítico, variando entre as séries de baixo e alto titânio (Figuras 4.5 e 4.6).

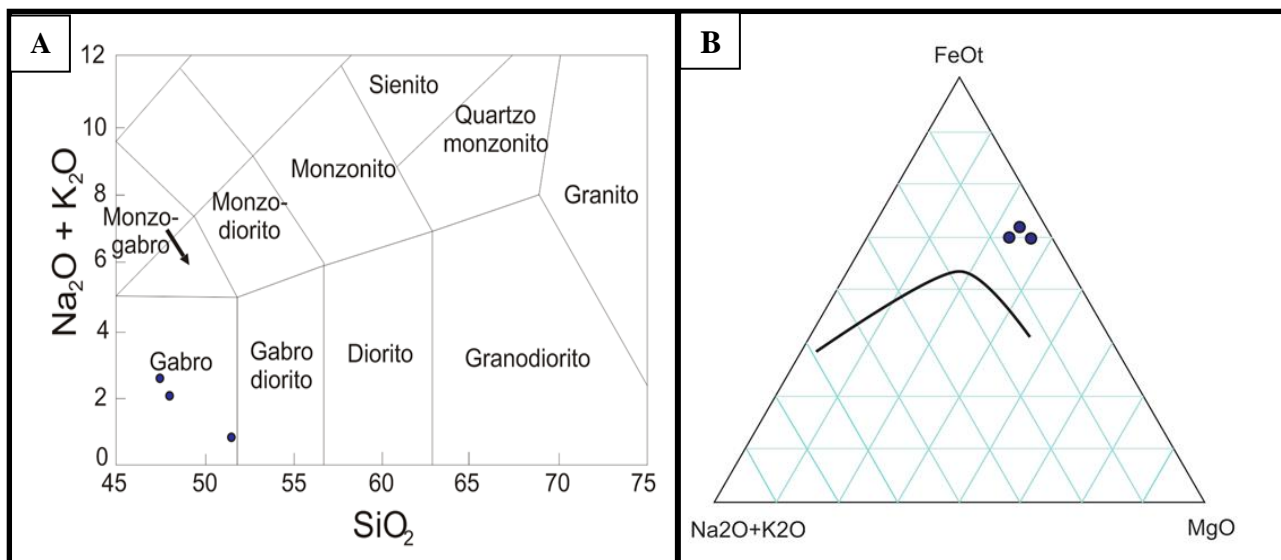


Figura 4.5: Classificação das amostras de anfibolitos intercalados no ortognaisse do Complexo Pocrane: A) diagrama TAS de Wilson (1989) e Xianhua *et al.* (2000); B) diagrama AFM de Jensen (1976).

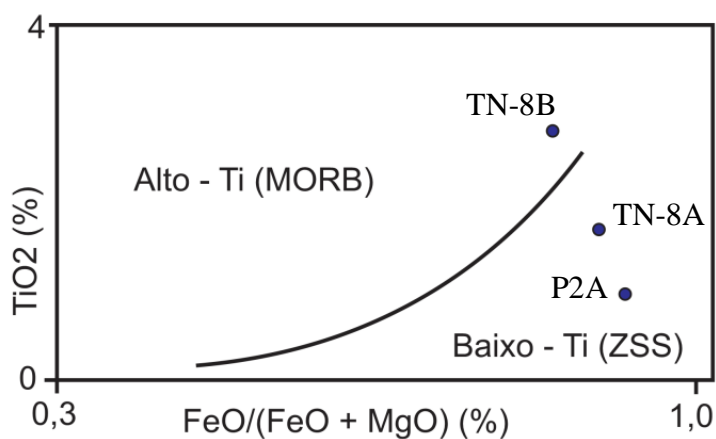


Figura 4.6: Amostras dos anfibolitos no diagrama de discriminação das séries de alto e baixo titânio (Serri 1981).

Os padrões de distribuição dos Elementos Terras Raras (ETR) mostram que as amostras TN8A e TN8B são marcadamente diferentes da amostra P2A (Figura 4.7). A amostra P2A tem um padrão de ETR muito pouco fracionado e empobrecido em terras raras leves, similar à variação entre MORB normal e MORB transicional, ou à fase mais evoluída de magmatismo relacionado a

rifte continental. As amostras TN8A e B são, no conjunto, mais enriquecidas em ETR, mostram marcante fracionamento, com enriquecimento das terras raras leves em relação às terras raras pesadas, de forma similar a magmatismo básico relacionado a rifteamento continental ou a basaltos de platô.

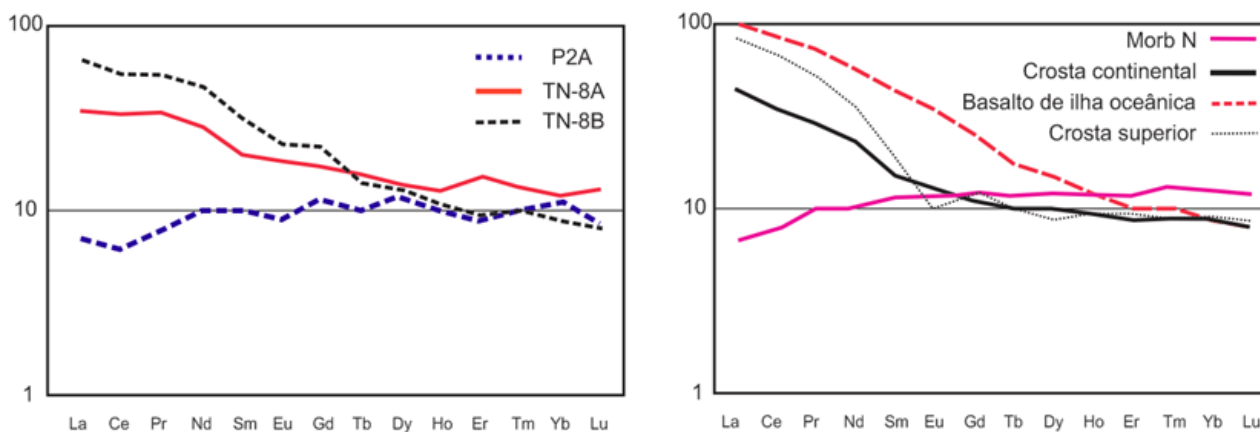


Figura 4.7: Padrões de Elementos Terras Raras (ETR) normalizados pelo condrito (Taylor & McLennan, 1985) para amostras de anfibolitos intercalados no gnaiss do Complexo Pocrane, comparativamente a alguns padrões gerais. Normalizações: Morb-N (Hofmann, 1988), Crosta continental e crosta superior (Weaver & Tarney, 1984) e Basalto de ilha oceânica (Sun, 1982)

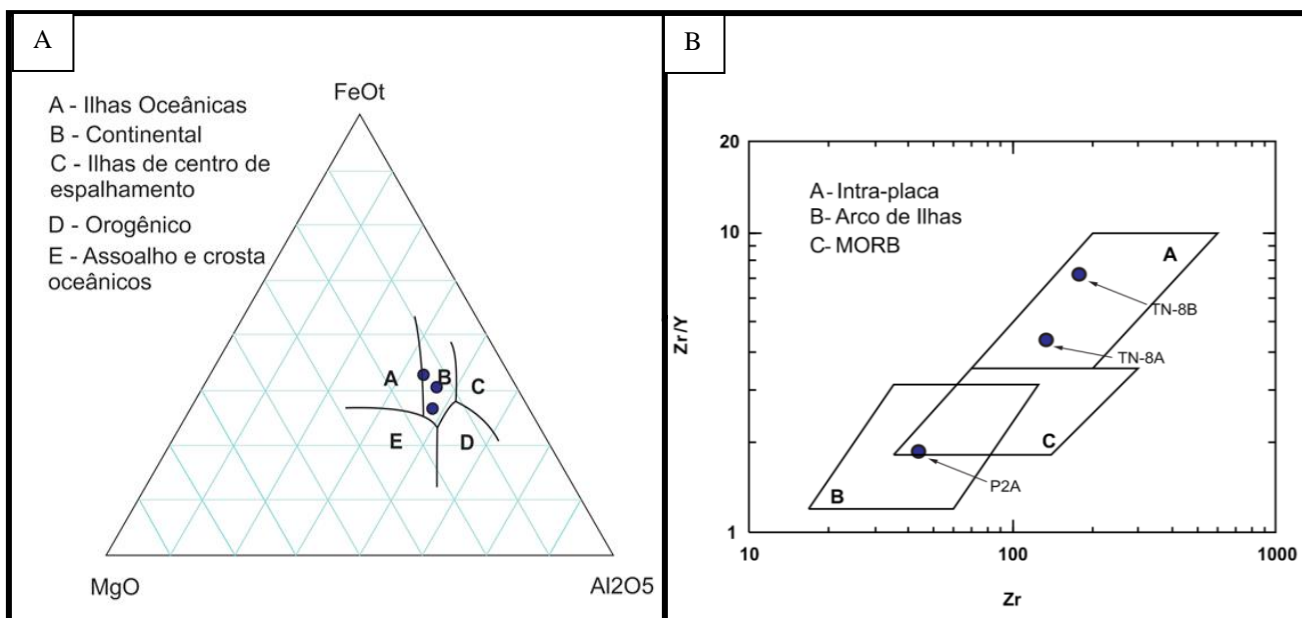


Figura 4.8: Distribuição das amostras de anfibolito em diagramas discriminatórios de ambiente tectônico: A) diagrama de Pearce et al. (1977); B) diagrama de Pearce & Cann (1973).

Os anfibolitos analisados se agrupam no campo de basalto continental, mas apresentam dispersão entre os campos do MORB e basalto intra-placa (Figura 4.8).

Embora inconclusivo, o estudo litoquímico apresentado reflete diferenças entre anfibolitos que, apesar de extremamente similares no campo e em termos petrográficos, têm idades muito diferentes, como se demonstra adiante.

#### 4.1.2. Geocronologia

Foram coletadas duas amostras de diferentes lentes de anfibolitos, intercaladas no ortognaisse do Complexo Pocrane, para análises geocronológicas U-Pb pelo método SHRIMP. Trata-se das amostras TN-8 (UTM: 206564/7856556) e P2A (UTM: 219363/7841825). A metodologia utilizada está descrita no capítulo 1, item 1.3.4 - Análises isotópicas - Método U-Pb em aparelho SHRIMP. Para definição de cada idade todos os dados obtidos foram avaliados em termos da quantidade de Pb comum, porcentagem de discordância, erros individuais das diversas idades, razões Th/U e posição do spot analisado, presença de grãos herdados e outros fatores eventuais.

##### **4.1.2.1. Amostra TN-08 – Anfibolito Córrego Seco**

A amostra foi coletada em afloramento próximo a localidade de Bananal, distrito de Tarumirim, às margens do Córrego Seco (Figura 3.1). A rocha é um anfibolito que ocorre sob a forma de lente de espessura decimétrica, intercalada no ortognaisse do Complexo Pocrane (Figura 4.9). Apresenta granulação fina e aspecto maciço, sendo composto por hornblenda e plagioclásio, com quartzo, biotita, apatita, titanita e zircão como minerais acessórios. O anfibólio apresenta alteração incipiente a moderada para biotita. Ambos marcam a foliação regional ( $S_n$ ).



Figura 4.9: Anfibolito TN-8, em contato com anfibólio-biotita gnaiss do Complexo Pocrane.

Para a amostra TN8 foram analisados 24 grãos de zircão pelo método U-Pb em aparelho SHRIMP (Figura 4.10, Tabela 8 do Anexo 2).

Imagens de catodoluminescência mostram duas famílias diferentes de grãos de zircão (Figuras 4.11 e 4.12). Uma formada por cristais prismáticos de proporção entre 2:1 e 3:1, com feições ígneas bem preservadas (e.g., grãos 6.1 e 3.1). A segunda família mostra grãos prismáticos de proporção 2:1, com processo metamítico incipiente a avançado (e.g., grãos 4.1 e 11.1). As duas famílias apresentam grãos com fino sobrecrescimento metamórfico de alta luminescência, que não puderam ser datados devido à pequena dimensão da borda metamórfica. Ambas as famílias de grãos apresentam conteúdos de U e Th compatíveis tanto com rochas magmáticas quanto metamórficas.

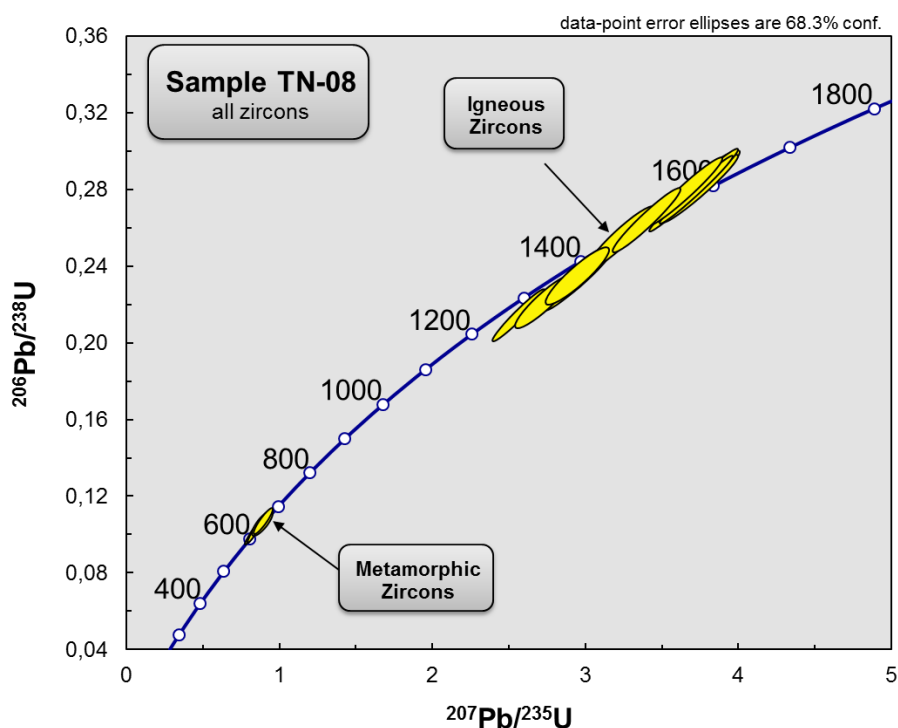


Figura 4.10: Todos os grãos de zircão analisados para a amostra TN-8 em diagrama concórdia Wetherill. Os agrupamentos de *spots* em grãos de zircão ígneos e metamórficos estão detalhadamente apresentados nas Figuras 4.11 e 4.12, respectivamente.

Para representação em diagrama concórdia Wetherill e cálculo de idade foram selecionados os dados dos quinze *spots* de melhor consistência analítica (Tabela 8 do anexo 2). Obteve-se uma discórdia com intercepto superior em  $1529 \pm 37$  Ma (MSWD = 0,25), interpretada como idade da cristalização ígnea do protolito ígneo do anfibolito TN-8 (Figura 4.11). A idade de metamorfismo do anfibolito foi calculada com os dados de cinco *spots* com boa consistência analítica (Tabela 8 do anexo 2), que resultaram no valor concordante de  $627 \pm 20$  Ma (MSWD = 1,6; Figura 4.12).

As idades de cristalização magmática e de metamorfismo aqui apresentadas para o anfibolito TN-8 são iguais, considerados os erros, aos valores obtidos por Silva et al. (2002) para outra lente de anfibolito também situada na área do Bananal (Fig. 3.1).

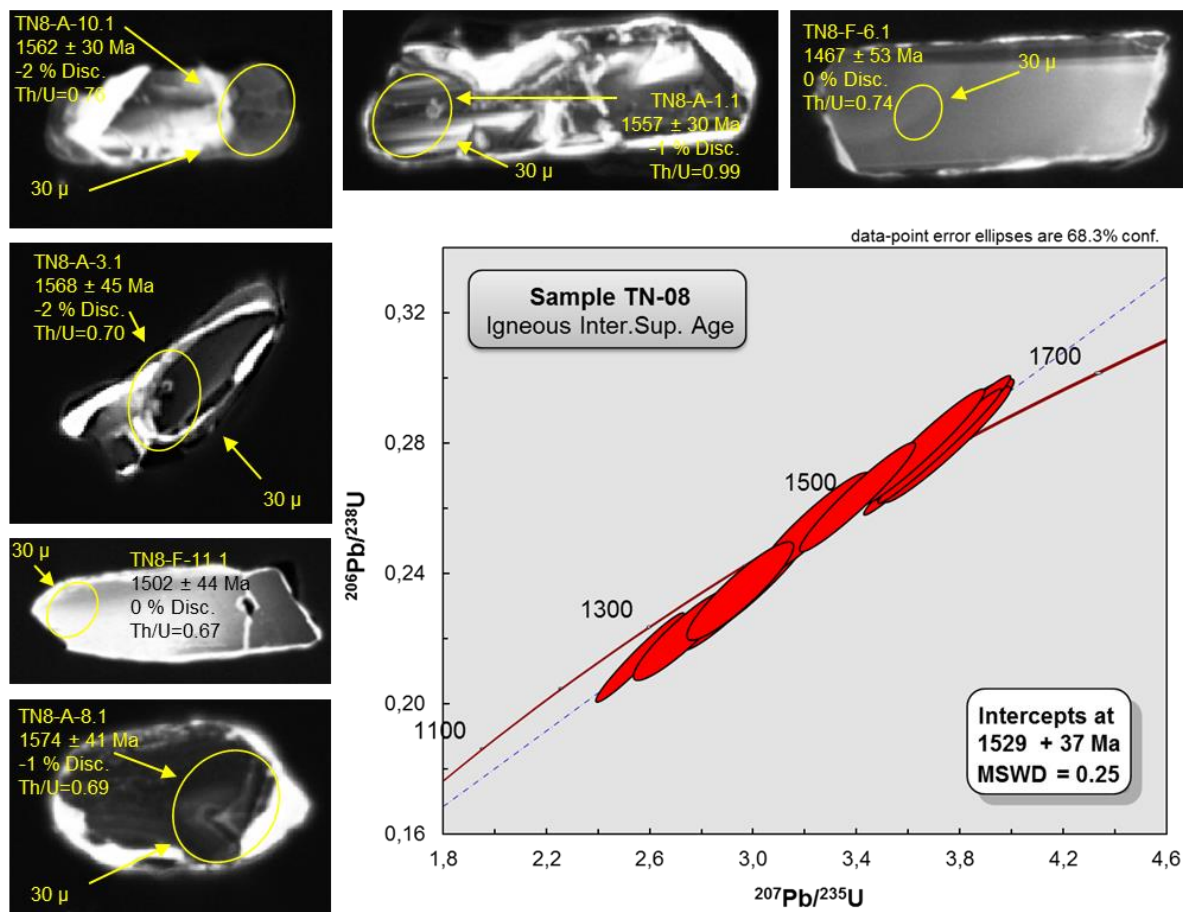


Figura 4.11: Idade de cristalização do protolito magmático do anfibolito TN-08, dada por intercepto superior em diagrama concórdia Wetherill, e imagens de catodoluminescência com identificação de *spots* analisados.

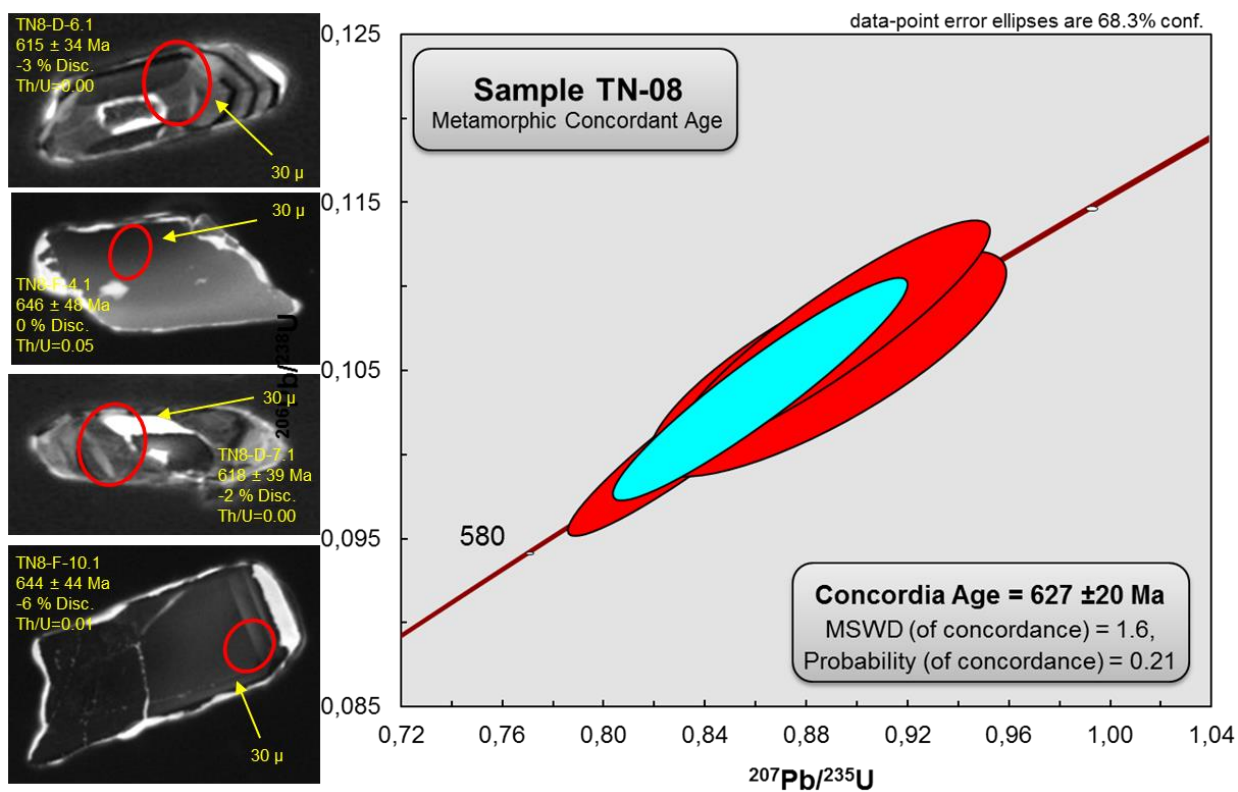


Figura 4.12: Idade concordante do metamorfismo do anfibolito TN-08, em diagrama concórdia Wetherill, e imagens de catodoluminescência com identificação de *spots* analisados.

#### 4.1.2.2. Amostra P2A – Anfibolito Barra Mansa

A amostra foi coletada em afloramento próximo à localidade de Barra Mansa, distrito de Alvarenga. A rocha é um anfibolito que ocorre sob a forma de *boudin* de espessura centimétrica, intercalado no ortogneisse do Complexo Pocrane (Figura 4.13). Apresenta granulação fina e aspecto maciço, mas com foliação bem distinta. Consiste de anfibólio, plagioclásio e quartzo, tendo apatita, titanita e zircão como minerais acessórios.



Figura 4.13: Anfibolito P2A, encaixado em anfibólio-biotita ortogneisse do Complexo Pocrane.

Para a amostra P2A foram datados oito grãos de zircão pelo método U-Pb em aparelho SHRIMP (Figura 4.14, Tabela 9 do Anexo 2).

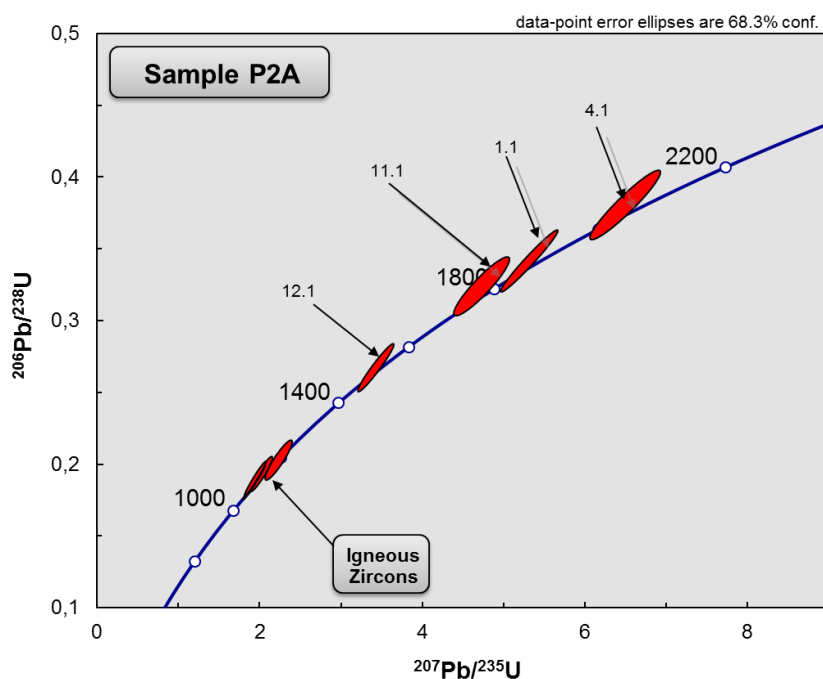


Figura 4.14: Diagrama concórdia Wetherill da amostra P2A para todos os grãos de zircão. Destaque para o grupo de grãos de zircão ígneos, apresentados em detalhe na Figura 4.15.

Imagens de catodoluminescência mostram família de grãos de zircão formada por prismas equidimensionais (Figura 4.15). Seus delgados sobrecrescimentos metamórficos de alta luminescência não puderam ser analisados devido à pequena dimensão. Os conteúdos de U e Th dos *spots* analisados são compatíveis com rochas magmáticas.

Quatro medidas com boa consistência analítica foram selecionadas para construção do diagrama concórdia Wetherill e cálculo de idade (Tabela 9 do Anexo 2). A idade concórdia de  $1096 \pm 20$  Ma (MSWD = 3) representa a época da cristalização do protolito ígneo do anfibolito P2A (Figura 4.15).

A amostra também apresenta quatro grãos de zircão herdados, os quais indicam heranças riaciana, estateriana e calimiana. A herança riaciana se relaciona ao Complexo Pocrane, encaixante do anfibolito P2A. A herança estateriana poderia se relacionar a magmatismo desta idade que se associa ao Complexo Juiz de Fora e correlatos (Duarte et al. 2003, Heilbron et al. 2010). O cristal de idade calimiana estaria relacionado à herança do magmatismo máfico representado pelos anfibolitos do Córrego Seco (amostra TN-8, aqui datada) e do Bananal (Silva et al. 2002).

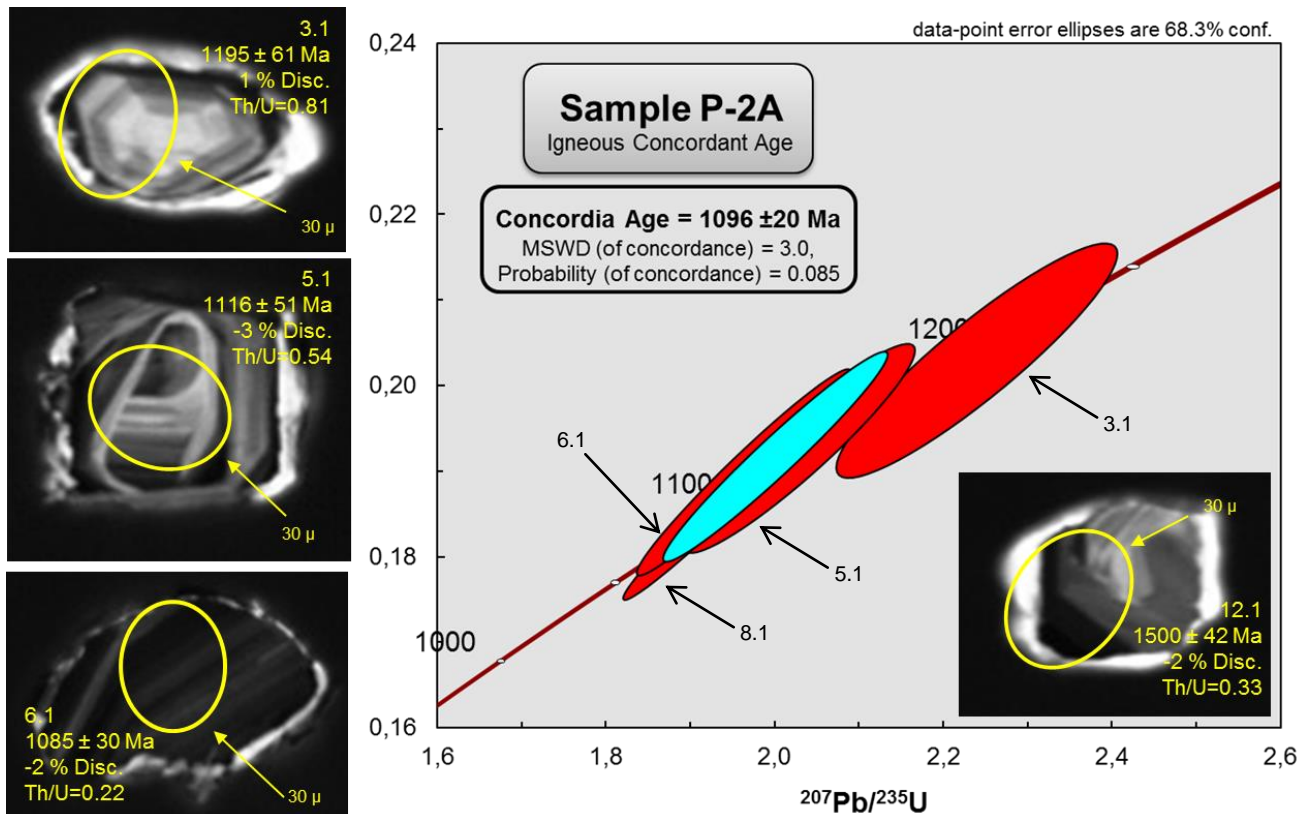


Figura 4.15: Idade concórdia para a cristalização do protólito ígneo do anfibolito P2A, em diagrama da concórdia Wetherill, e imagens de catodoluminescência de grãos analisados.

## 5. UNIDADES NEOPROTEROZÓICAS

A maior parte das unidades neoproterozóicas aqui enfocadas relaciona-se à edificação do Arco Magmático Rio Doce, no estágio pré-colisional, e a fenômenos que o sucederam e atuaram durante o estágio sincolisional, mas também há evidências de sedimentação pertencente ao sistema de bacias precursoras do Orógeno Araçuaí. Este capítulo apresenta sete novas análises isotópicas U-Pb em zircão, realizadas em equipamentos SHRIMP e LA-MC-ICP-MS, cujos dados e idades, aliados às demais informações disponíveis, revelam novas descobertas e reforçam, significativamente, o acervo geocronológico U-Pb do sistema orogênico Araçuaí-Ribeira.

### 5.1. Quartzito Córrego Ubá: Uma Evidência de Bacia Precursora do Orógeno Araçuaí

As informações e mapas geológicos, apresentados por Silva *et al.* (1987), Vieira (1993, 2007), Carvalho & Pereira (2000), Féboli & Paes (2000), Oliveira (2000), Pereira & Zucchetti (2000) e Tuller (2000), descrevem e delimitam um grande número de pacotes de rochas metassedimentares, principalmente quartzitos, “associados” ou “intercalados” ao Complexo

Pocrane, sem esclarecer solidamente, por falta de dados geocronológicos robustos, a relação entre as rochas ortoderivadas e paraderivadas (ver Capítulo 3 e Figura 3.2).

Para a presente tese, além de seções regionais, foi realizado o mapeamento de áreas-chave (nos trabalhos de graduação, orientados pelo autor, de Cruz & Miranda 2010, e Nola & Voll 2011) e seções de detalhe em campo, para refinamento litoestrutural e coleta de amostras.

Um exemplo dessas seções de detalhe é o perfil ao longo do Córrego Ubá, afluente da margem esquerda do Rio Manhuaçu, na fronteira entre as cartas Itanhomi e Ipanema, a sudeste de Alvarenga (Figura 5.1). Neste perfil, assim como em outros afloramentos, observa-se que o pacote quartzítico, aqui chamado Quartzito Córrego Ubá, está em contato tectônico com o Ortognaisse Pocrane (CT na Figura 5.1). Este contato tectônico apresenta-se dobrado, cisalhado e parcialmente transposto pelas foliações brasileiras  $S_n$  e  $S_{n+1}$ . O fato do contato tectônico encontrar-se deformado pela foliação principal brasileira ( $S_n$ ) sugere que o protolito do Quartzito Córrego Ubá depositou-se sobre o embasamento Pocrane antes ou durante a atuação da fase deformacional D2 (Capítulo 3).

O Quartzito Córrego Ubá se apresenta recristalizado e maciço, e é essencialmente composto por quartzo estirado a granoblástico poligonal. Os minerais acessórios são biotita, muscovita, plagioclásio, titanita e zircão. O enriquecimento em biotita confere um bandejamento descontínuo, com foliação interna a NNW-SSE e mergulho para SW (Figuras 5.2 e 5.3).

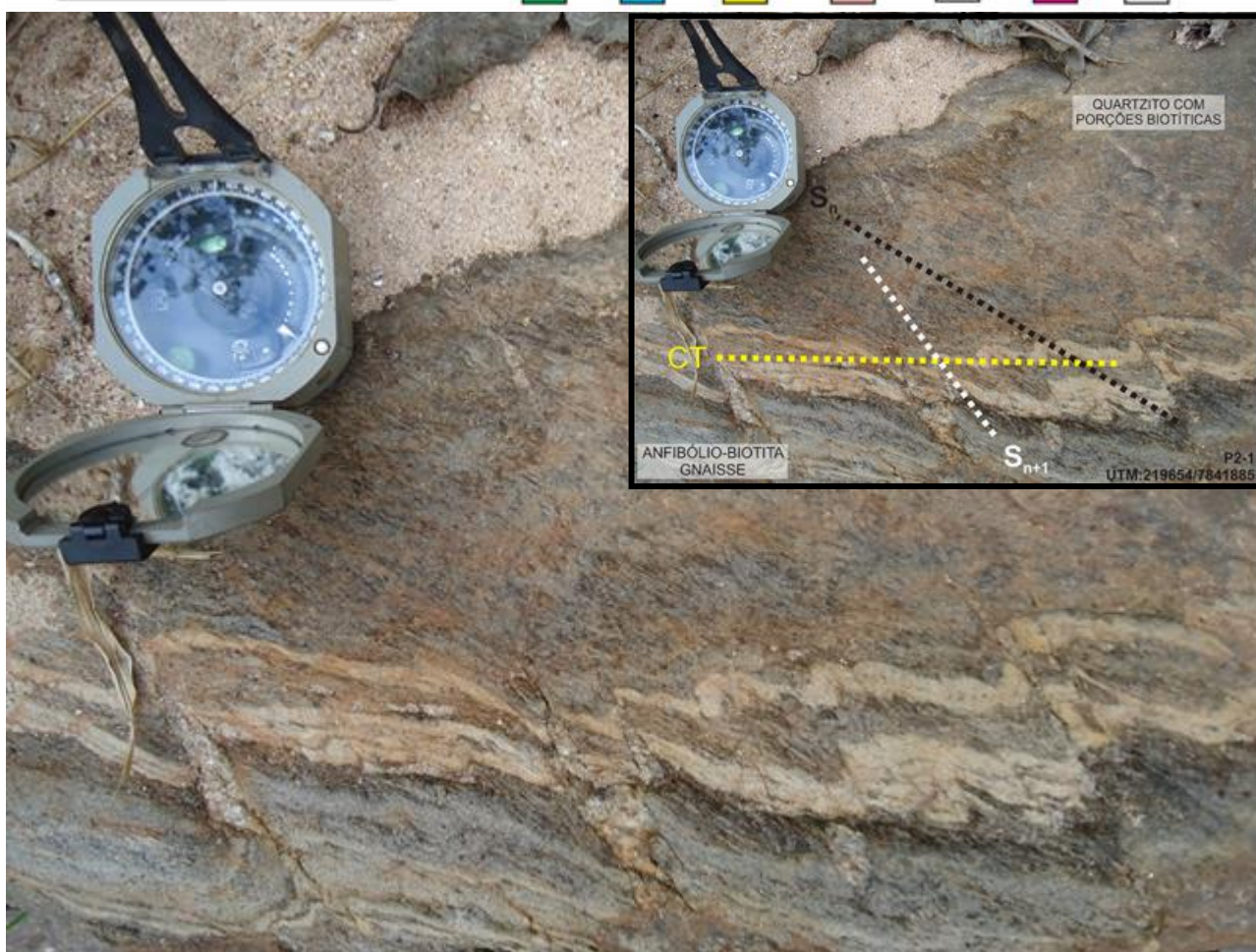
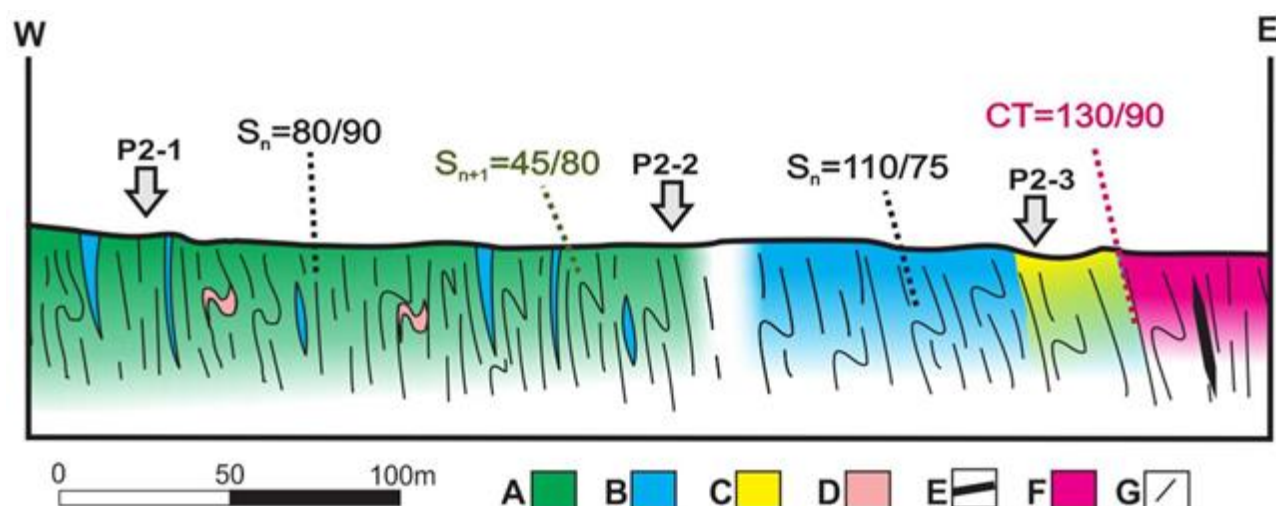


Figura 5.1: Seção litoestrutural ao longo do Córrego Ubá, mostrando contato tectônico (CT) entre o quartzito homônimo e o Complexo Pocrane. A, granada-biotita xisto (Formação Palmital do Sul); B, granada-biotita gnaiss (Formação Palmital do Sul); C) Quartzito Córrego Ubá; D) veios de quartzo e quartzo-feldspáticos; E) lente de anfibólito; F, anfibólito-biotita gnaiss do Complexo Pocrane; G) traços estruturais. As setas sobre o perfil indicam as localizações das amostras P2-1 (UTM 219363/7841825), P2-2 (UTM 219435/7841785) e P2-3 (UTM 219592/7841790). A foto mostra o contato tectônico (CT) entre o Ortognaiss Pocrane e o Quartzito Córrego Ubá, e as foliações  $S_n$  e  $S_{n+1}$ , no afloramento P2-3.

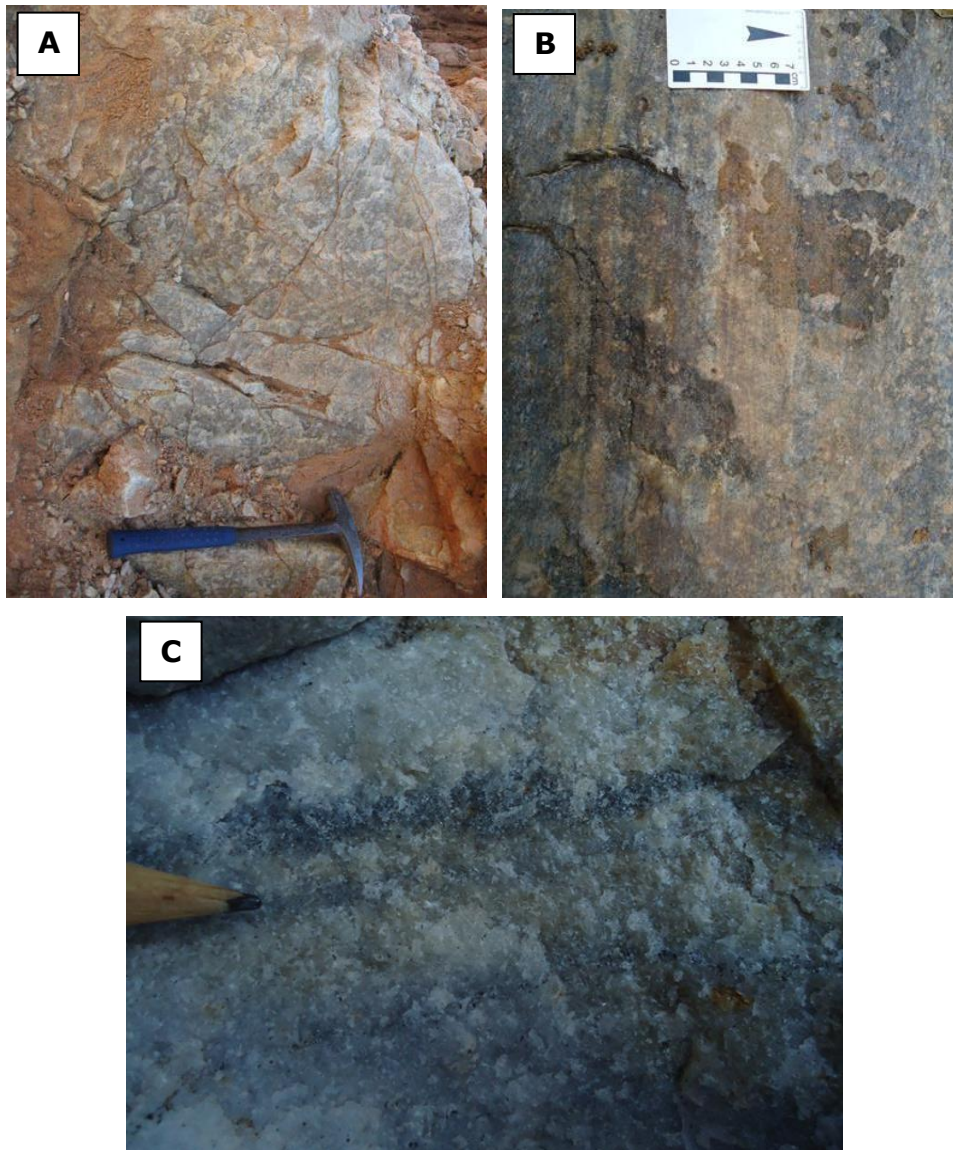


Figura 5.2: Feições macroscópicas do Quartzito Córrego Ubá, em afloramento na área-tipo. A) quartzito puro maciço; B) quartzito com bandas biotíticas; C) detalhe do bandejamento composicional.

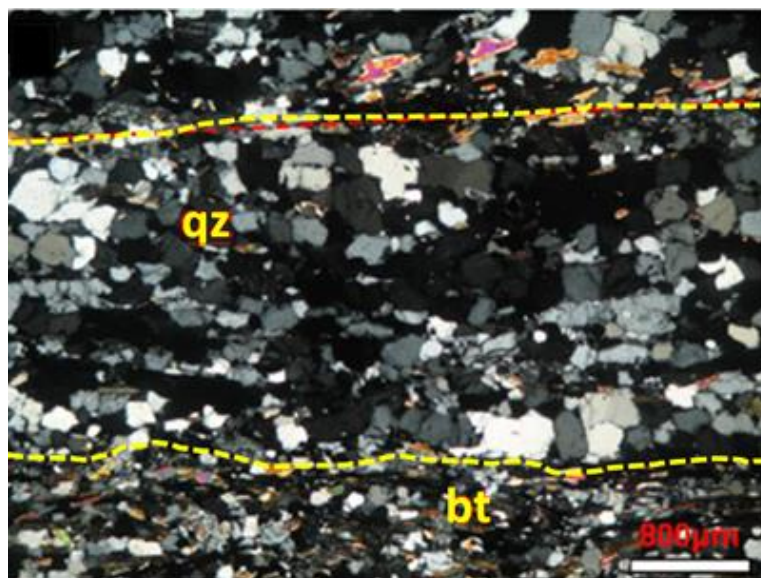


Figura 5.3: Fotomicrografia do Quartzito Córrego Ubá, com detalhe do bandamento composicional (nicóis cruzados).

### 5.1.1. Geocronologia

Para análises isotópicas U-Pb de grãos detríticos de zircão coletou-se a amostra P2D do Quartzito Córrego Ubá no afloramento P2-3 (UTM 219592/7841790, Figuras 5.1 a 5.3). Foi utilizado equipamento LA-MC-ICP-MS, conforme metodologia descrita no Capítulo 1, item 1.3.4.

As imagens dos grãos de zircão analisados mostram amplas variações na morfologia, arredondamento e feições internas, independentemente das idades individuais, evidenciando sua natureza detrítica, e diversidade de fontes e de transporte sedimentar (Figura 5.4).

Foram analisados noventa *spots* no mesmo número de grãos detríticos de zircão (Tabela 10 do Anexo 2). Os dados de cada *spot* foram avaliados conforme os critérios convencionais (quantidade de Pb comum, porcentagem de discordância e erros individuais, dentre outros) e três deles foram excluídos dos cálculos. Oitenta e sete *spots* podem ser agrupados em cinco intervalos estatísticos (Figura 5.5), cujas médias das modas e respectivos percentuais em relação ao total de análises são  $1176 \pm 21$  Ma (35% dos *spots*),  $1371 \pm 30$  Ma (18%),  $1536 \pm 22$  Ma (19%),  $1803 \pm 36$  Ma (17%) e  $1977 \pm 38$  Ma (12%).

Todos os valores acima, considerados os intervalos de idades que eles representam, têm fontes possíveis na grande região do Paleocôntinente São Francisco–Congo, tais como as orogênicas riaciano-orosirianas tão bem representadas no embasamento do sistema orogênico Araçuai-Ribeira-Congo Ocidental e região cratônica adjacente, os magmatismos associados a eventos do Estateriano e Mesoproterozóico nos sistemas Espinhaço-Chapada Diamantina e Kibariano, e os granitos Noqui (*ca.* 1 Ga) da Faixa Congo Ocidental (*e.g.*, Tack et al. 2001, Noce et al. 2007, Heilbron et al. 2010, Pedrosa-Soares & Alkmim 2011, Babinski et al. 2012, Chemale et al. 2012). Ausências notáveis são os grãos neoproterozóicos e aqueles com idades maiores que 2,2 Ga, sugerindo a exclusão de fontes situadas no embasamento sideriano-arqueano, e nos riftes e arcos magmáticos neoproterozóicos.

Do ponto de vista estatístico, a idade máxima de deposição do sedimento arenoso é balizada pelo valor  $1176 \pm 21$  Ma (35% dos *spots*). Contudo, o grão mais novo (86.1) da amostra P2D apresenta idade praticamente concordante (2%) em  $995 \pm 66$  Ma, sugerindo que a deposição do protolito sedimentar do Quartzito Córrego Ubá poderia se situar no limiar Toniano-Esteniano. Uma correlação inevitável é associar a época desta sedimentação ao evento de magmatismo máfico esteniano, representado pela idade de cristalização ( $1096 \pm 20$  Ma) do protolito magmático do Anfibolito Barra Mansa, também hospedado pelo Complexo Pocrane (Capítulo 4, item 4.1.2.2).

Destaca-se que o espectro de idades dos grãos de zircão detrítico do Quartzito Córrego Ubá é similar aos de unidades do sistema de bacias precursoras do Orógeno Araçuai, tais como o Grupo

Macaúbas (Pedrosa-Soares et al. 2000, Babinski et al. 2012), o Complexo Jequitinhonha (Gonçalves-Dias et al. 2011) e o Supergrupo Espinhaço Superior (Chemale et al. 2012).

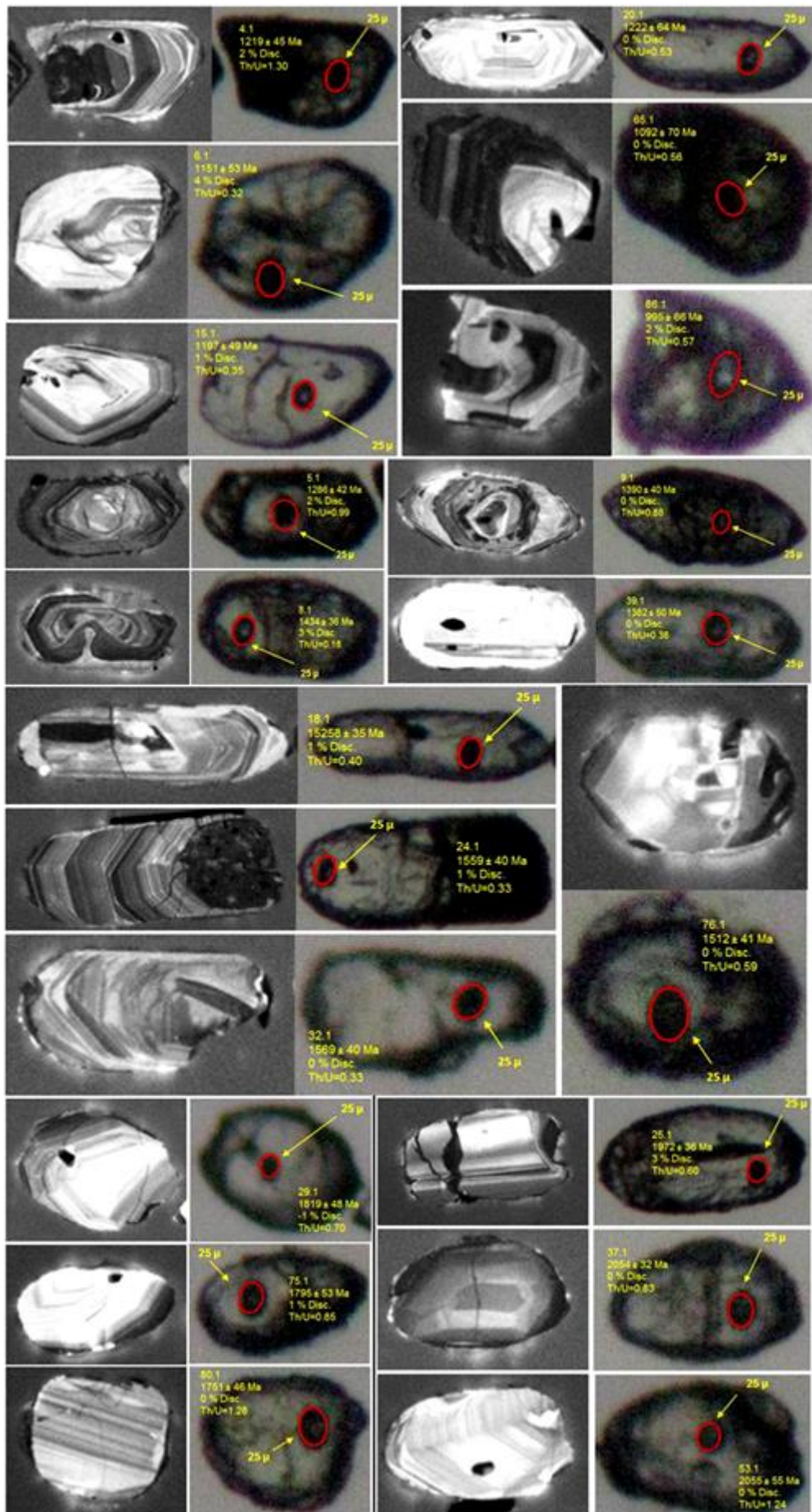


Figura 5.4: Imagens de catodoluminescência e elétrons secundários de grãos de zircão da amostra P2D.

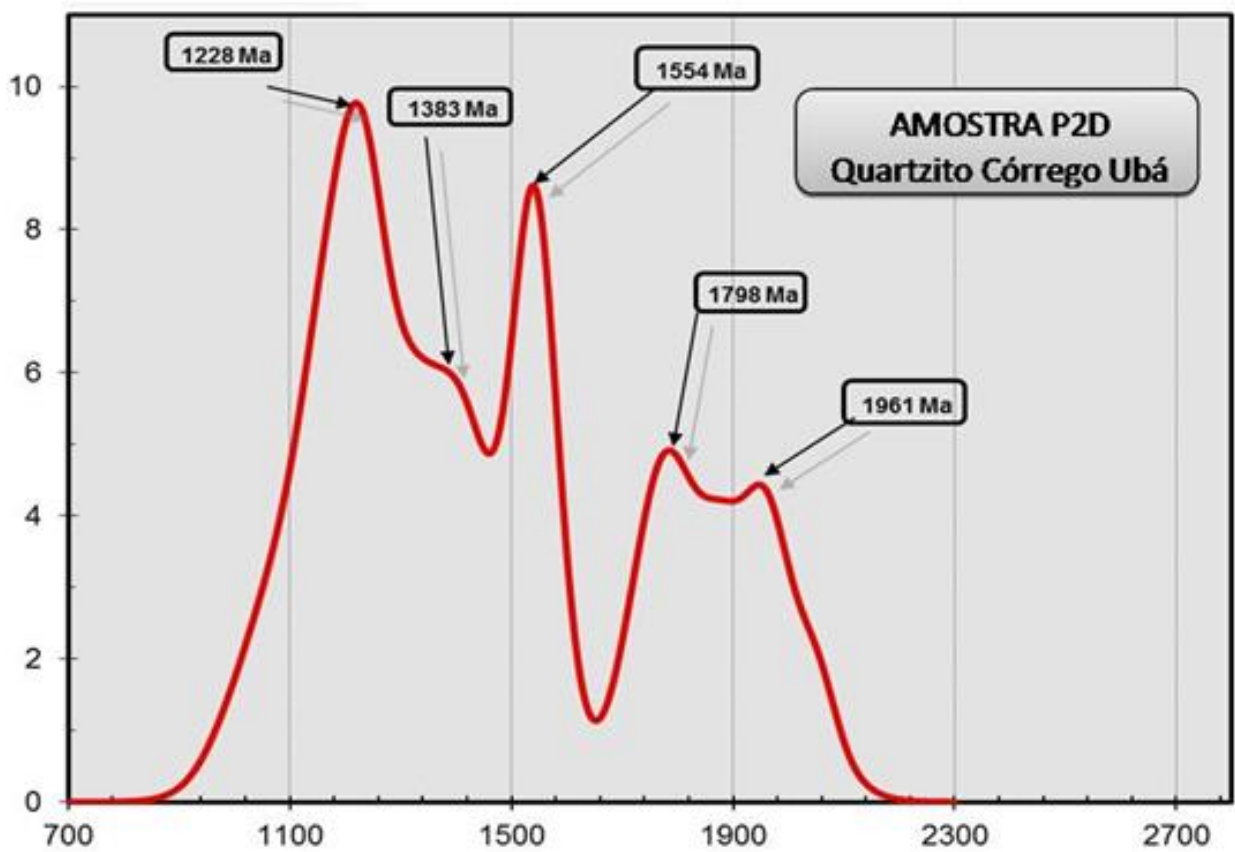
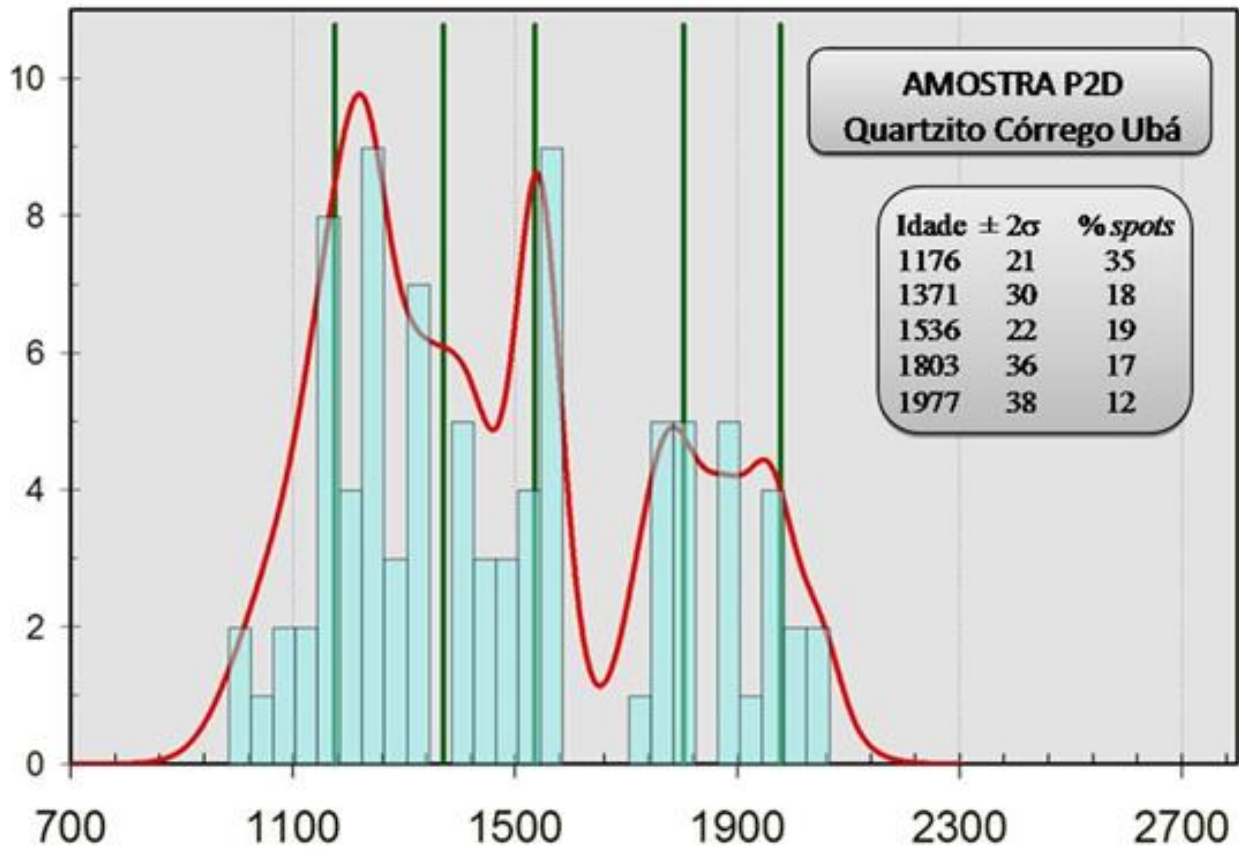


Figura 5.5: Histogramas de idades U-Pb de grãos detríticos de zircão, com indicação das médias das modas e sua representatividade percentual, e curva de distribuição dos picos de probabilidade para a amostra P2D.

## 5.2. Arco Magmático Rio Doce

Neste item são apresentados novos dados geológicos, litoquímicos e geocronológicos para rochas infracrustais e supracrustais do Arco Magmático Rio Doce (Figura 3.1). As rochas infracrustais são os plutonitos englobados na Supersuíte G1 (Pedrosa-Soares et al. 2011). A cobertura do arco é composta pelas unidades metavulcano-sedimentares e metassedimentares que formam o Grupo Rio Doce (Vieira 2007, Pedrosa-Soares et al. 2007, 2008).

### 5.2.1. Supersuíte G1

O litotipo predominante na Supersuíte G1 tem composição de granito (*s.l.*) tipo I, metaluminoso, a biotita e hornblenda, cujas variedades composicionais descrevem séries cálcio-alcalinas de médio a alto potássio (Pedrosa-Soares et al. 2011).

A Supersuíte G1 tem vasta ocorrência na região abordada nesta tese, onde forma batólitos e *stocks*, envolvidos em conjunto na deformação regional brasileira, mas que apresentam desde porções gnaissificadas e migmatizadas a núcleos de plútons com estruturas ígneas bem preservadas (Figura 5.6). Por vezes não apresenta o menor sinal de anatexia, assim como há locais onde as feições migmatíticas são dominantes. Comumente constitui corpos alongados segundo NNE. Em afloramento esta direção é marcada pela foliação dúctil e/ou bandamento gnáissico, mas também por fluxo ígneo.

A relação de contato entre os corpos da Supersuíte G1 e as demais unidades varia de acordo com a intensidade da deformação e o regime tectônico predominante. Onde é intenso o tectonismo dúctil associado a zonas de cisalhamento (*e.g.*, região das folhas Manhumirim e Manhauçu) os contatos são zonas transcorrentes a reversas, geralmente destrais. Noutros locais, onde a deformação foi menos intensa (*e.g.*, região da Folha Itanhomi) são comuns os contatos intrusivos bem preservados, mostrando margens de resfriamento rápido e apófises injetadas sob a forma de soleiras no gnaiss do embasamento (Figura 5.7). Em trabalho orientado pelo autor da tese (Nola & Voll 2011) foi realizado o mapeamento de detalhe da Serra do Azeite, a sudeste de Pocrane, onde é evidente o contato intrusivo de um plúton G1 encaixado no Ortognaiss Pocrane (Figura 5.8).

Em termos estruturais, a Supersuíte G1 pode ser subdividida em gnaisses, migmatitos e granitos (*s.l.*), mas todos os termos intermediários existem entre estes extremos (Figuras 5.6). Além disso, há os termos granulitizados que compõem a raiz do arco magmático.

#### 5.2.1.1. Gnaisses

Os gnaisses, cuja foliação é marcada por hornblenda e/ou biotita (Figura 5.9A), apresentam nítido bandamento composicional, milimétrico a centimétrico, definido por bandas leucocráticas (a quartzo, plagioclásio e/ou feldspato potássico) alternadas com bandas melanocráticas a mesocráticas (enriquecidas em silicatos máficos). Podem apresentar variedades porfiroclásticas, ricas em cristais oclares de feldspato, e desenvolvimento de texturas miloníticas (Figura 5.9C).

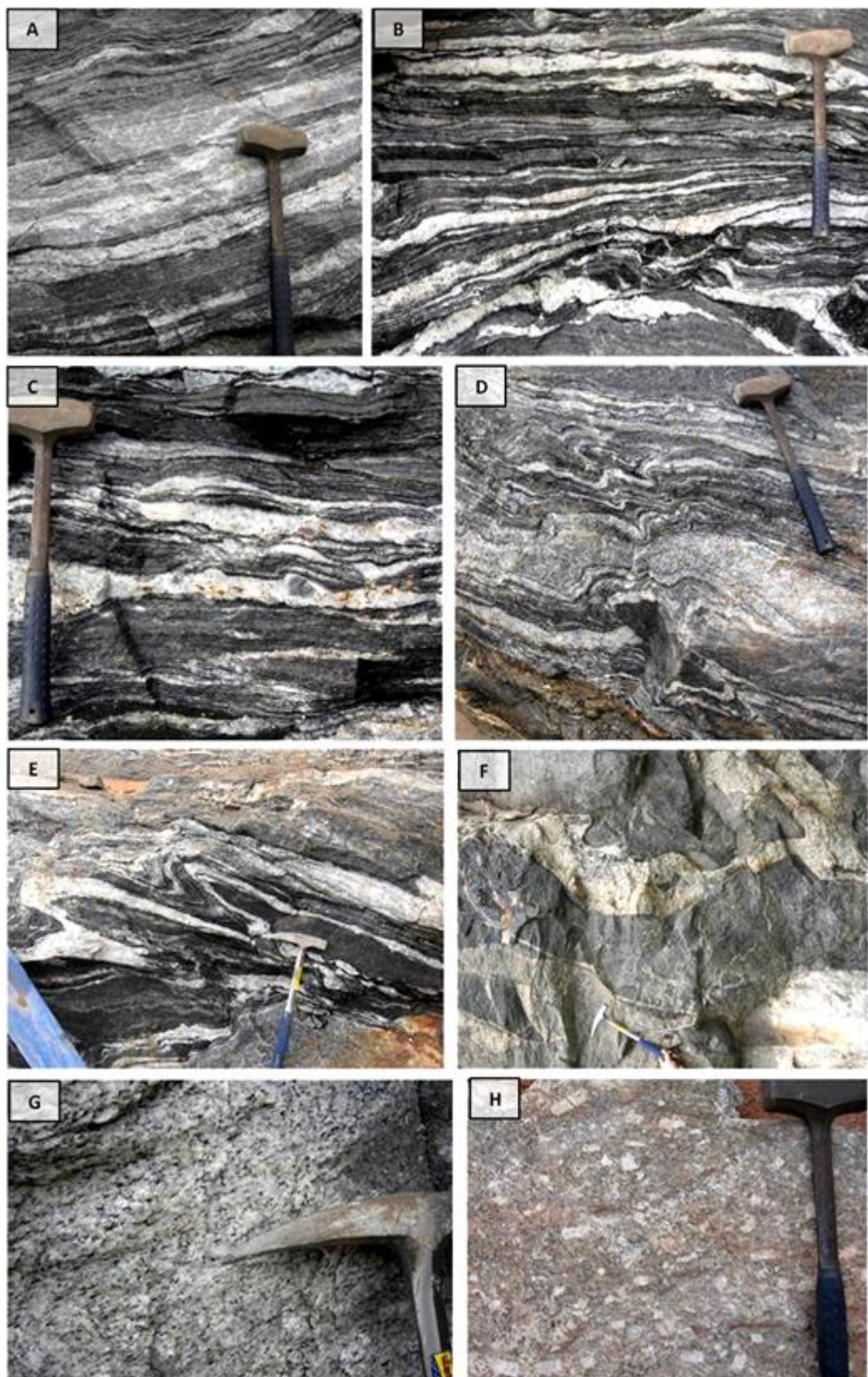


Figura 5.6: Variedades estruturais da Supersuíte G1. A) gnaisses; B a F) migmatitos; G) granitóide foliado; e H) granitóide com feições ígneas bem preservadas. Localização em UTM: A) 235081/7780034; B e C: 213066/7780927; D) 221577/7775702; F) 229977/7757151; H) 228945/7753870.

A composição geral dos gnaisses varia de tonalítica a granodiorítica. Esta variabilidade composicional se reflete no aspecto da rocha em afloramento, pois os termos tonalíticos são

geralmente mais ricos em minerais máficos. Os gnaisses comumente exibem encraves dioríticos a gabróticos, estirados e *boudinados* segundo a foliação que quase sempre é paralela ao bandamento.

### **5.2.1.2. Migmatitos**

A composição dos migmatitos é muito variável em todas as escalas. Há afloramentos onde predomina leucossoma quartzo-feldspático, outros onde o mesossoma biotítico é mais abundante, e ainda alguns onde paleossoma tonalítico a gabrótico está bem preservado (Figura 5.6). Estas rochas mostram estruturas e relações de abundância entre neossoma e paleossoma que revelam as mais diversas taxas de fusão parcial, até o completo predomínio de leucossoma granítico.



Figura 5.7: Contatos intrusivos de granitóides G1 no ortognaisse do Complexo Pocrane.

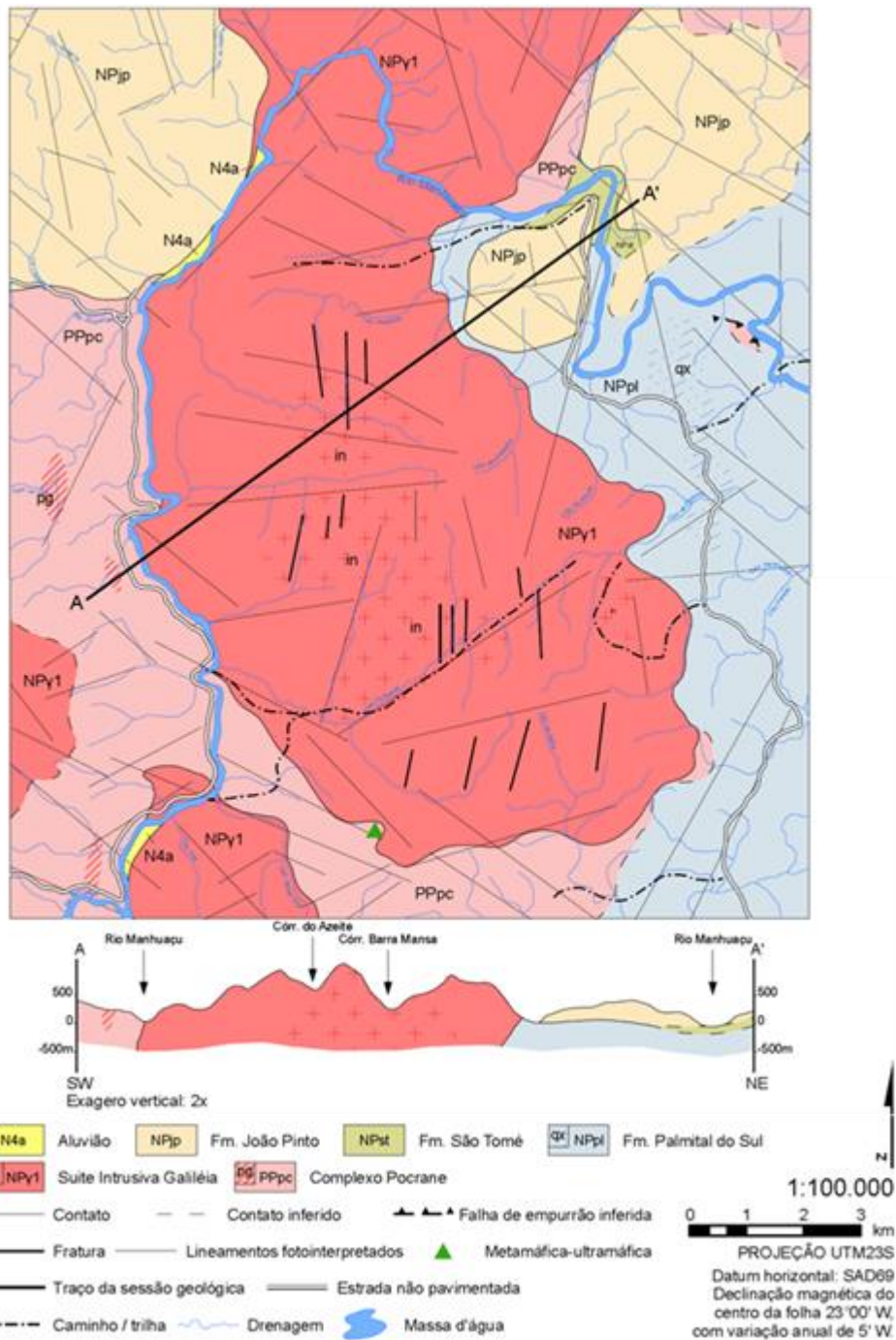


Figura 5.8: Mapa e perfil geológicos da área da Serra do Azeite (Nola & Voll 2011).

As estruturas migmatíticas mais abundantes são flebítica e ptigmática, ocorrendo também as variedades agmática, *schollen*, *schlieren* e estromática (Figura 5.6).

Os migmatitos da Supersuite G1 também apresentam encraves dioríticos a máficos, os quais constituem tanto xenólitos quanto autólitos (paleossoma). Os encraves ocorrem de forma dispersa ou ordenada, com ou sem estruturação ou orientação definidas, envoltos por neossoma. Os encraves bandados geralmente representam o paleossoma gnáissico. Os encraves escuros têm composição

gabróica a diorítica, possuem granulação fina e textura maciça, e são constituídos essencialmente por hornblenda, plagioclásio, quartzo e raro clinopiroxênio.

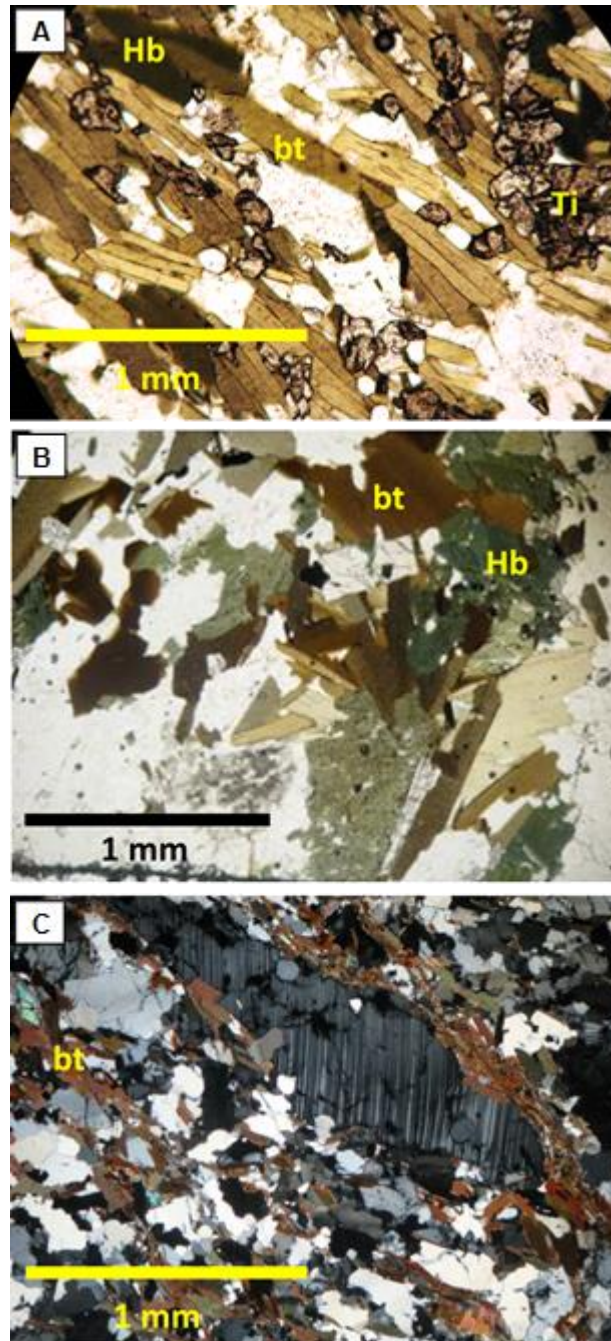


Figura 5.9: Feições microscópicas de rochas da Supersuíte G1. A) hornblenda-biotita gnaissé rico em titanita (nicóis paralelos); B) hornblenda-biotita granito (nicóis paralelos); C) porfiroclasto de plagioclásio em hornblenda-biotita gnaissé milonítico (nicóis cruzados).

### **5.2.1.3. Granitos (s.l.)**

Os granitos (s.l.) da Supersuíte G1 têm composição predominante entre tonalito e granodiorito, com biotita e hornblenda como principais minerais máficos (Figuras 5.9B e 5.10A e

B). Ocorrem em duas variedades principais: uma fácies de granulação fina, e outra de granulação média a grossa (Figura 5.6G e H). A fácies fina ocorre sempre foliada, com biotita e/ou hornblenda marcando a foliação  $S_n$ , ao longo da qual quartzo e feldspatos estão estirados, e geralmente mostra feições miloníticas. A fácies de granulação média a grossa mostra trama bem mais diversificada. Em geral, apresenta a foliação dúctil regional sobreposta à orientação de fluxo ígneo. Pode ser protomilonítica a ultramilonítica, ou exibir estruturas ígneas preservadas, como orientação de fluxo ígneo. Apresenta textura inequigranular a porfirítica ou porfiroclástica.

Ambas as fácies exibem encraves dioríticos a máficos, biotíticos, geralmente estirados segundo a foliação (Figura 5.10C). Quando as feições ígneas estão bem preservadas, os encraves se mostram como verdadeiros autólitos, com bordas de reação ricas em biotita e inclusão total ou parcial de cristais de feldspato, dispendo-se de modo caótico ou fracamente orientados pelo fluxo ígneo que os envolve. Além dos autólitos dioríticos a gabróicos, feições como textura em peneira (*sieve texture*), manteamento de feldspatos e cristais de allanita com borda de epidoto (a última feição também pode ter gênese associada a metamorfismo) evidenciam processos mistura de magma na gênese dos granitos G1 (Figura 5.10B e C).

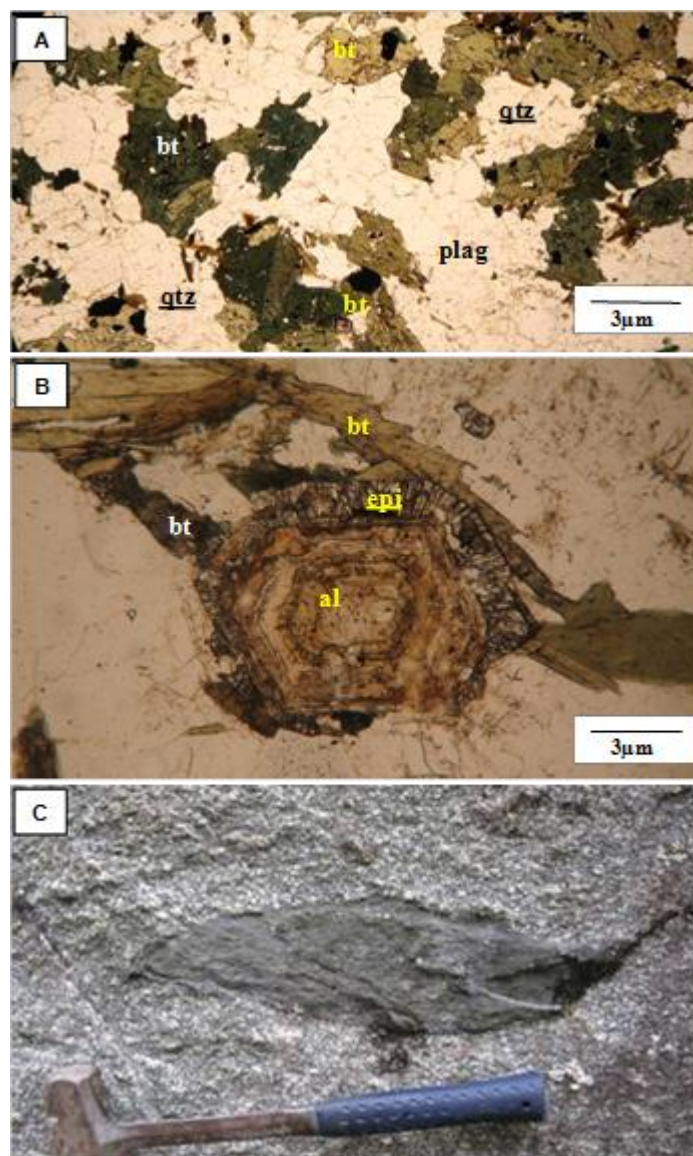


Figura 5.10: A e B, fotomicrografias de biotita granito indeformado da Supersuíte G1 (nicóis paralelos). C) encrave (autólito) máfico, estirado segundo a foliação do granitóide da Supersuíte G1.

#### **5.2.1.4. Suíte Divino – Um Representante da Raiz do Arco Magmático Rio Doce**

Esta unidade ocorre predominantemente na região da Folha Carangola e foi objeto do artigo “*Rochas charnockíticas do sudeste de Minas Gerais: a raiz granulítica do arco magmático do Orógeno Araçuaí*” (anexo 3).

As rochas charnockíticas da Suíte Divino possuem coloração esverdeada, granulação fina a média (Figura 5.11) e composição granítica a granodiorítica. São compostos por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, hiperstênio e clinopiroxênio. A mineralogia acessória é dada por apatita, titanita, granada, zircão e minerais opacos. A textura varia de granoblástica a, subordinadamente, nematoblástica. O hiperstênio é o piroxênio mais freqüente. Ambos os piroxênios apresentam elevada uralitização com formação de hornblenda e biotita (Figura 5.12). Tanto o feldspato potássico quanto o plagioclásio apresentam pouca alteração, com a formação de carbonato, sericita

e epidoto. A granada é rara e ocorre parcialmente alterada para biotita (Figuras 5.13C e 5.13D). Localmente, observa-se a cristalização de quartzo vermiforme no contato entre os feldspatos.

O desenvolvimento da foliação é irregular; geralmente as rochas desta unidade possuem aspecto maciço à primeira vista (Figura 5.11). Mas, em observação mais detalhada, ou em afloramento intemperizado, pode-se observar a foliação regional impressa (Figura 5.14). A foliação é materializada pelo alinhamento das palhetas de biotita, com cristais de piroxênio, anfibólio, quartzo e feldspato estirados na mesma direção. Localmente a rocha apresenta fácies porfírica, milonitizada resultando em porfiroclastos de feldspato potássico, plagioclásio, anfibólio e ortopiroxênio (os dois últimos são extremamente raros). Os megacristais ocorrem ora ocelares, ora sigmoidais, com formação de sombra de pressão (Figura 5.14) e cauda de recristalização (só foi observada a formação de calda de recristalização em cristais de quartzo e feldspato). Os charnockitos da Suíte Divino ainda exibem outras feições deformacionais, tais como quartzo com extinção ondulante e em formação de subgrãos, plagioclásio com geminação recurvada e/ou interrompida.

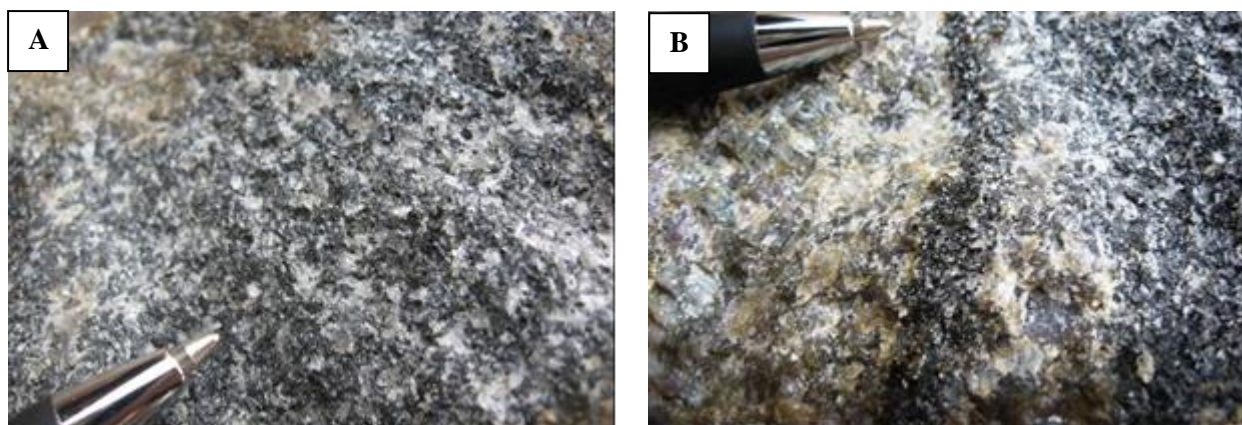


Figura 5.11: Feições do granitóide charnockítico da Suíte Divino. A) aspecto maciço, cor esverdeada e granulação fina; B) também com aspecto maciço e coloração esverdeada, porém com granulação média a grossa.

Localmente a rocha ocorre inequegranular, com porfiroclastos de quartzo, feldspato potássico, ortopiroxênio (Figuras 5.13A e B) e plagioclásio envoltos por uma fina matriz composta por piroxênio, quartzo, feldspato, hornblenda e biotita.

Os granitóides charnockíticos da Suíte Divino sofreram a deformação regional em condições de pressão e temperatura similares àquelas de sua cristalização ígnea. A associação mineralógica plagioclásio + ortoclásio + hiperstênio + clinopiroxênio, denota condições similares e equivalentes à fácies granulito.

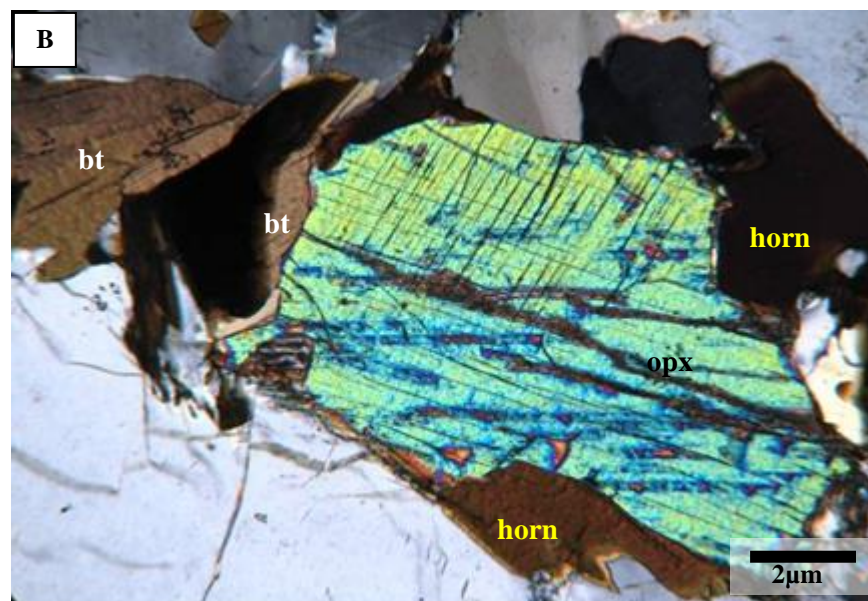
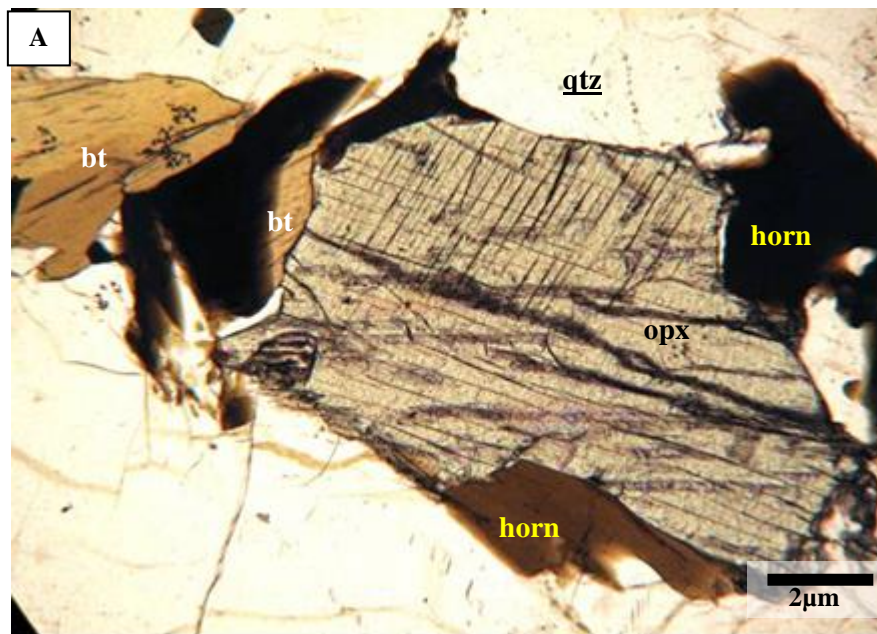
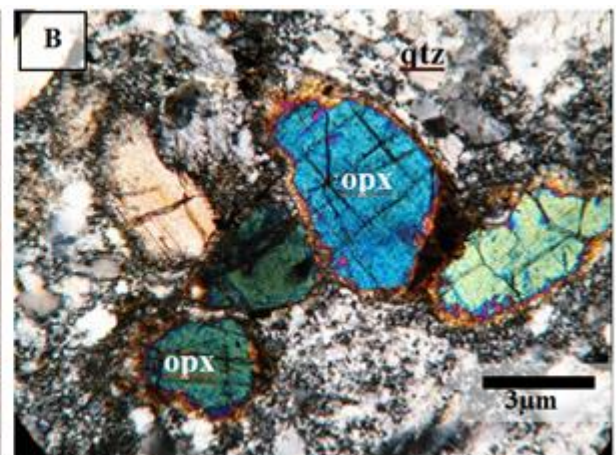
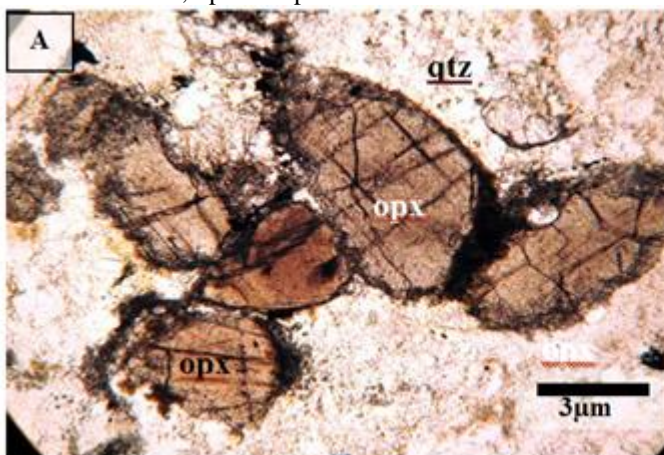


Figura 5.12: Ortopyroxênio no granitóide charnockítico da Suíte Divino, cujo processo de uralitização gerou hornblenda e biotita, na figura também se destacam cristais de hornblenda primária. Siglas: qtz=quartzo, bt=biotita, horn=hornblenda, opx=ortopyroxênio.



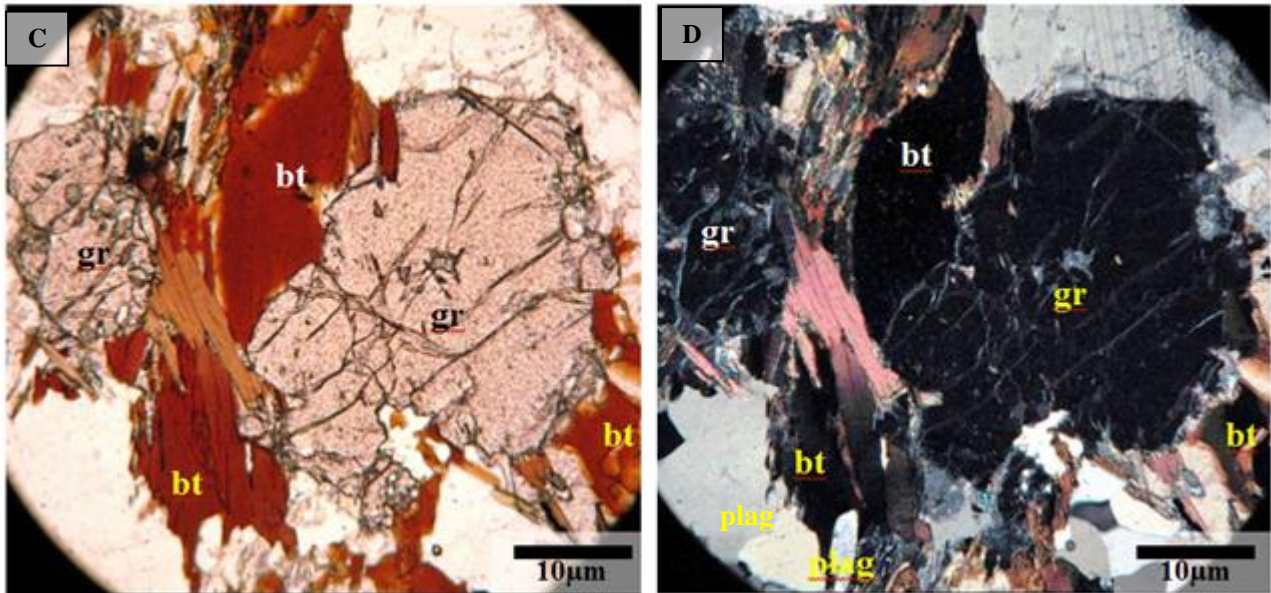


Figura 5.13: Feições do granitóide charnockítico da Suíte Divino. A e B) ortopiroxênio sem orientação proeminente, preservado da deformação; C e D) cristal de granada em processo de alteração para biotita. Em (A) e (C) nicóis paralelos e (B) e (D) nicóis cruzados. Siglas: qtz=quartzo, bt=biotita, plag=plagioclásio, opx=ortopiroxênio, gr=granada.

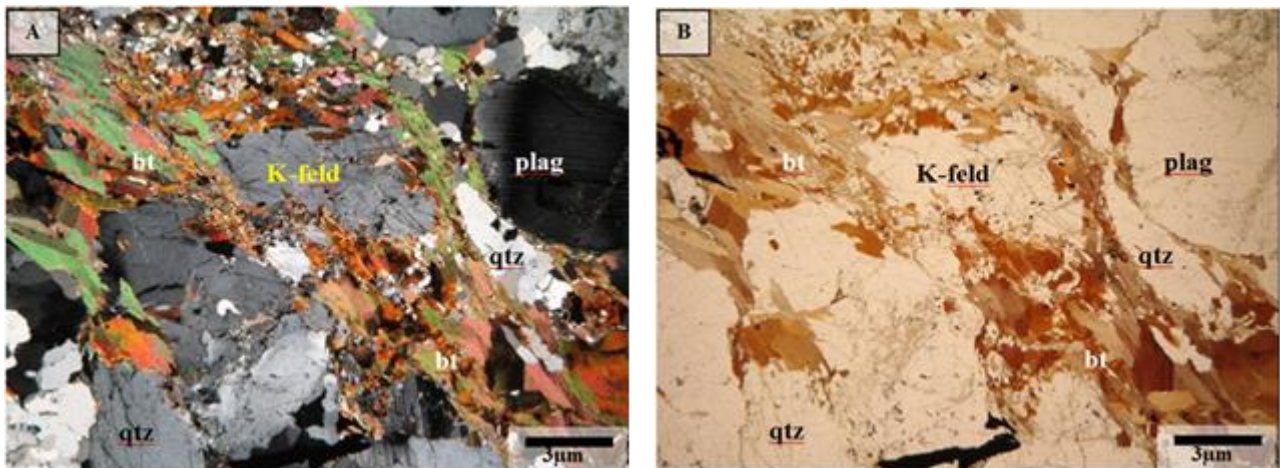


Figura 5.14: Textura protomilonítica lepidoblástica do granitóide charnockítico da Suíte Divino. Em (A) nicóis cruzados e (B) nicóis paralelos. Siglas: qtz=quartzo, bt=biotita, plag=plagioclásio, K-feld=feldspato potássico.

### 5.2.1.5. Litoquímica

As análises litoquímicas buscaram representar as variedades composicionais (termos félsico a máfico) e estruturais (gnaissé, migmatito, granito) da Supersuíte G1 na área da tese (Tabela 5.1).

Tabela 5.1: Análises litoquímicas de rochas da Supersuíte G1 (elementos maiores em % peso; traços em ppm; gn, gnaissé; mig, migmatitos; gr, granito).

Ponto	B75	GB66A	B24	B63	B78	B115	G98	GB014A	B29	B30	B38	Q014A
Amostra	gn	gn	gr	gr	gr	gr	gr	gr	mig	mig	mig	mig
SiO <sub>2</sub>	51,54	55,92	54,28	51,45	63,37	75,54	70,92	77,96	70,21	59,71	65,25	49,88
TiO <sub>2</sub>	1,21	2,09	1,02	1,18	0,75	0,01	0,3	0,45	0,61	0,68	0,29	3,57

<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,42	14,92	19,64	20,1	17,64	14,13	14,65	10,79	14,37	11,71	17,77	13,75
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	11,8	11,46	8,31	9,09	4,92	0,09	1,99	3,43	3,25	3,88	1,99	13,9
<b>MnO</b>	0,17	0,16	0,11	0,12	0,07	0,01	0,01	0,04	0,06	0,06	0,03	0,18
<b>MgO</b>	5,89	3,44	2,62	2,9	1,5	0,03	0,45	1,17	0,59	8,15	0,55	3,99
<b>CaO</b>	9,83	3,94	5,22	8,24	4,47	0,92	0,4	0,35	1,98	9,2	1,48	8,27
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,47	1,93	3,79	2,14	3,67	3,65	1,43	0,57	2,58	0,55	2,03	2,75
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,97	4,33	3,04	2,41	2,37	4,75	5,69	2,28	5,25	4	1,6	1,57
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,19	0,63	0,54	0,47	0,25	0,1	0,11	0,07	0,16	0,09	0,05	0,51
<b>LOI</b>	1,2	0,8	1	1,5	0,7	0,6	3,7	2,6	0,6	1,6	8,8	1,2
<b>Sum</b>	99,69	99,64	99,6	99,58	99,69	99,82	99,61	99,7	99,64	99,61	99,85	99,62
<b>Ni</b>	53	20	20	20	20	20	20	29	20	29	20	41
<b>Rb</b>	32,9	226,1	142,3	98,8	109,8	122,6	164,5	116,1	178,7	120,3	54,9	35,3
<b>Ba</b>	303	836	963	880	877	240	1840	502	1132	892	295	517
<b>Sc</b>	38	27	23	18	12	1	4	9	8	10	5	24
<b>Th</b>	3	5,1	6	6,7	9,2	0,5	15,1	7,8	13,9	9,9	10,8	3,8
<b>U</b>	0,6	3,6	1,3	0,8	1	1,2	1,9	1,9	2,7	1,9	1,4	0,9
<b>Nb</b>	9,4	27,7	14,3	10,6	13,8	0,9	9,9	11,9	23,2	18,5	8,2	24,8
<b>Ta</b>	0,6	1,7	0,9	0,5	0,7	0,3	0,9	1,5	2,6	1	0,6	1,6
<b>La</b>	15,4	47,5	23,9	38,6	36,5	2,9	74,6	29,3	12,3	115,8	14,7	34,4
<b>Ce</b>	33	108,2	51,2	84,3	75,5	5	93,9	55,9	62,2	60,4	62,7	77,8
<b>Pr</b>	4,38	14,28	6,53	9,63	8,82	0,53	16,08	7,46	3,94	42,85	3,93	10,72
<b>Sr</b>	251,9	171,6	554,7	838	400,3	63,2	210	71,1	234	106,1	151,1	656,8
<b>Nd</b>	18,4	58,8	26	36,4	31,6	1,9	58,7	27,7	14,9	153,9	13,7	48
<b>Zr</b>	108,5	394,8	339,5	176,5	215,3	16,9	207,9	182,8	277	268,1	32,6	259
<b>Hf</b>	3,2	10,1	8	4,4	5,4	0,9	6,9	5,3	7,8	7,5	1	7,9
<b>Sm</b>	4,01	12,06	5,12	6,82	5,18	0,48	7,92	4,77	4,04	28,85	3,01	9,78
<b>Eu</b>	1,23	2,76	1,39	1,73	1,55	0,35	1,37	0,85	1,04	5,68	1,1	3,02
<b>Gd</b>	4,5	11,85	4,99	6,07	4	0,54	4,86	3,73	4,51	18,16	2,53	8,97
<b>Tb</b>	0,78	1,92	0,85	0,89	0,54	0,15	0,48	0,57	0,93	2,84	0,44	1,36
<b>Dy</b>	4,43	10,69	4,89	4,49	2,53	0,94	1,95	3,01	5,5	14,39	2,47	7,58
<b>Y</b>	26,9	56,7	26,8	23,8	11,7	6,1	7,9	16,3	30,7	60,6	13,8	33,8
<b>Ho</b>	0,94	2,08	0,96	0,83	0,43	0,19	0,27	0,57	1,14	2,33	0,51	1,29
<b>Er</b>	2,71	5,71	2,67	2,27	1,07	0,53	0,65	1,68	3,04	6,54	1,59	3,58
<b>Tm</b>	0,4	0,84	0,42	0,35	0,16	0,09	0,11	0,26	0,48	1,03	0,25	0,48
<b>Yb</b>	2,52	4,93	2,2	2,13	0,88	0,59	0,66	1,79	2,86	6,8	1,5	2,75
<b>Lu</b>	0,39	0,71	0,36	0,3	0,13	0,09	0,11	0,27	0,41	1,01	0,23	0,4
<b>Co</b>	104,2	88,2	115,7	141,3	125,4	173,3	125,7	198,9	157,2	49,4	84,1	74,3

A despeito de seu pequeno número em relação à diversidade estrutural e composicional da Supersuíte G1 na região da tese, as amostras analisadas refletem a ampla variabilidade composicional desta supersuíte e sua assinatura do tipo I (Figuras 5.15 e 5.16), no contexto do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares et al. 2011).

A distribuição das amostras no diagrama AFM mostra tendência para uma suíte cálcio-alcalina expandida, com termos toleíticos subordinados (Figura 5.17). A dispersão no diagrama das séries cálcio-alcalinas também reflete a grande variabilidade litoquímica da Supersuíte G1 e reforça

sua assinatura predominantemente de médio a muito alto potássio (e.g., Nalini et al. 2000, 2005, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Martins et al. 2004, Novo et al. 2010, Gonçalves et al. 2010, Pedrosa-Soares et al. 2011).

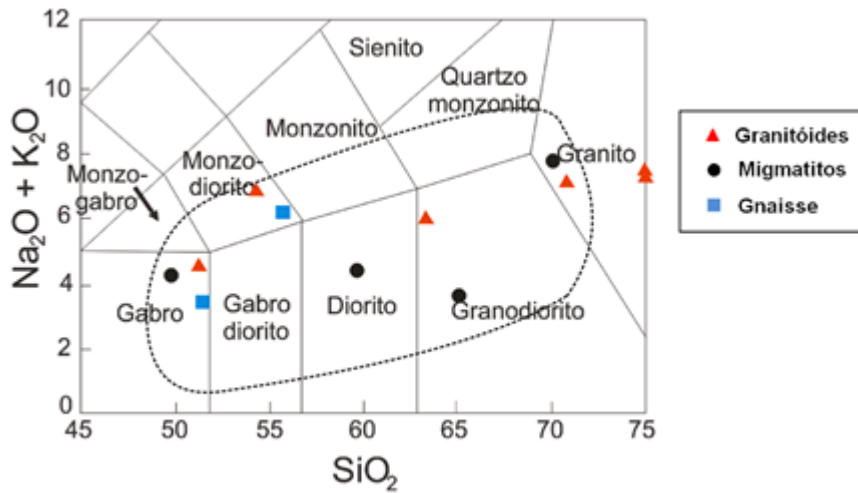


Figura 5.15: Classificação das amostras da Supersuíte G1 no diagrama TAS de Wilson (1989) e Xianhua et al. (2000). A linha tracejada indica o campo geral de variação composicional da supersuíte, segundo Pedrosa-Soares et al. (2011).

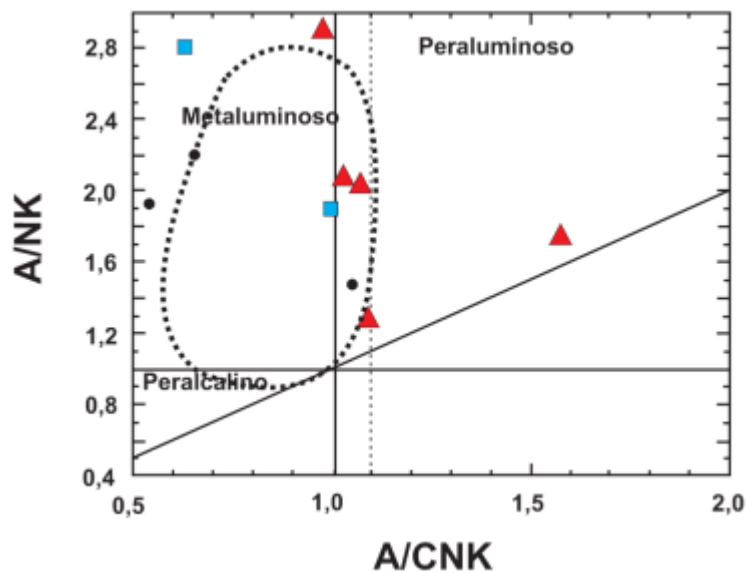


Figura 5.16: Índice de aluminosidade (Shand 1947) das amostras da Supersuíte G1 (símbolos iguais aos da Figura 5.15). A linha tracejada indica o campo geral de variação composicional da supersuíte, segundo Pedrosa-Soares et al. (2011).

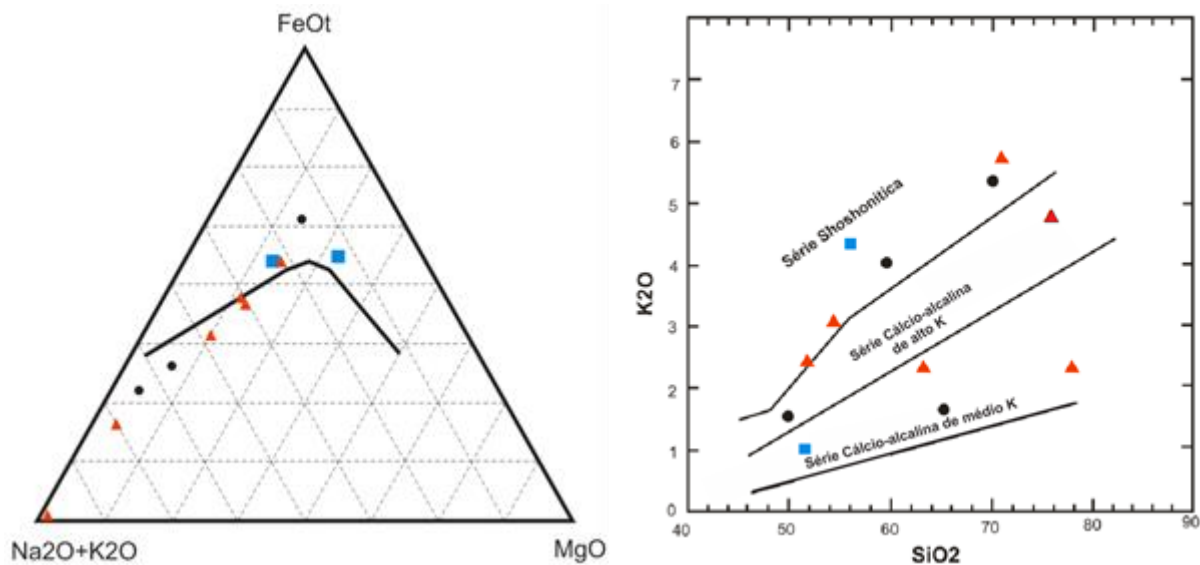


Figura 5.17: Distribuição das amostras da Supersuíte G1 no diagrama AFM de Jensen (1976) e no diagrama de séries cálcio-alcalinas de Rickwood (1989) e Le Maitre et al. (1989). Símbolos iguais aos da Figura 5.15.

Nos diagramas Harker observa-se boas correlações negativas de Mg, Ca, Fe, Ti, Sr e V, em relação à sílica, para os termos granitóides, sugerindo cristalização fracionada (Figura 5.18).

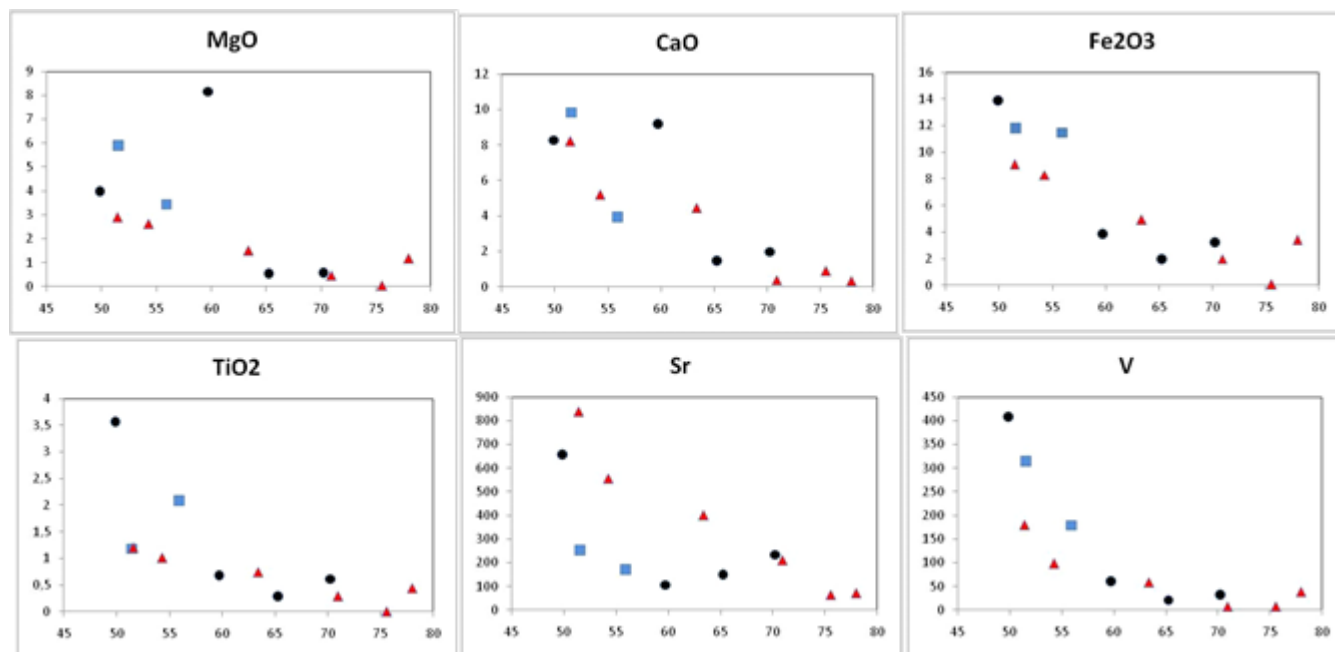


Figura 5.18: Diagramas Harker para as amostras da Supersuíte G1. Símbolos como na Figura 5.15.

O diagrama de variação multi-elementar (aranhograma) mostra que as amostras da Supersuíte G1 apresentam pequeno enriquecimento em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE, Figura 5.19). Independentemente da variedade estrutural e composicional, o conjunto de amostras apresenta um padrão muito homogêneo, indicando que cristalização fracionada foi um processo subalterno na evolução deste conjunto de rochas. A anomalia negativa de Ti pode

significar mistura de magma mantélico com componentes crustais, ou um processo eficiente de fracionamento da hornblenda (Martin et al. 1997). A forte anomalia negativa de P pode refletir o fracionamento de apatita e/ou de plagioclásio.

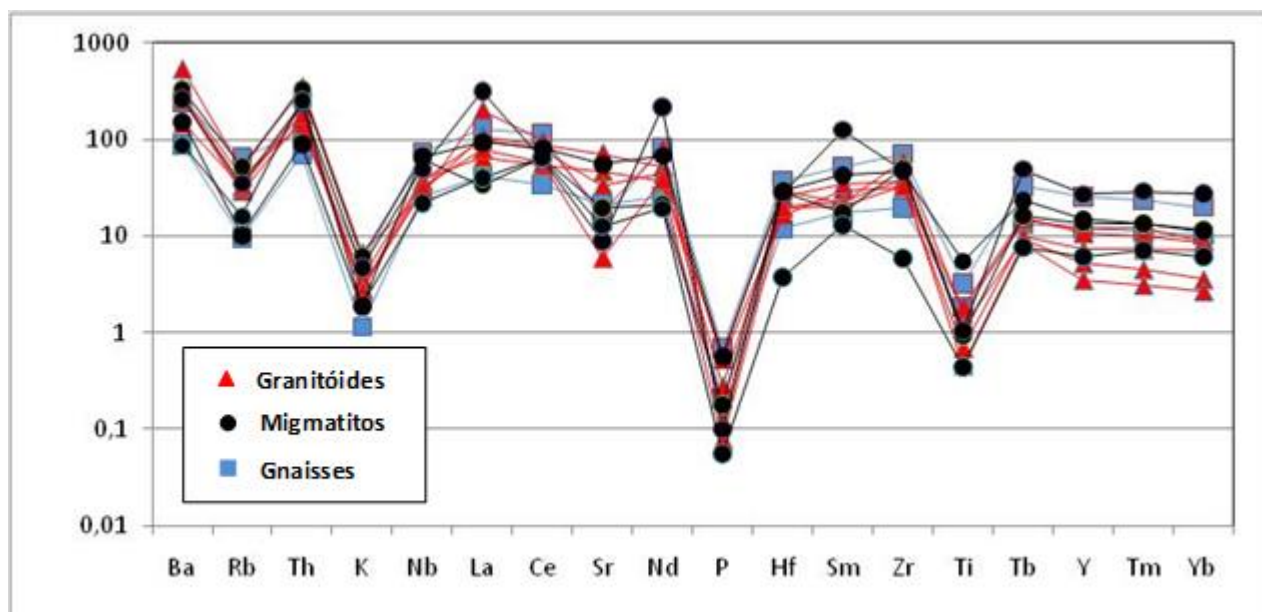


Figura 5.19: Curvas de variação multi-elementar para as amostras da Supersuíte G1, normalizadas para o manto primitivo (Taylor & McLennan 1985, exceto P; fonte Sun 1980).

As curvas de elementos terras raras também são muito semelhantes entre si, à exceção de um granitóide que se apresenta bem mais empobrecido do La ao Dy e com marcante anomalia positiva de Eu (Figura 5.20). As anomalias de Eu são em geral pequenas, mas variáveis. Nos gnaisses é sempre muito sutil e negativa. Nos migmatitos e nos granitóides é ora positiva ora negativa. Esta variabilidade nas anomalias, aliada à homogeneidade das curvas, indica que diferentes fatores atuaram na evolução petrológica, tais como mistura de fontes magmáticas distintas, estágios de fusão parcial e diferentes percentuais de retenção de fases minerais na fonte (Rollinson 1993, Duarte et al. 1999, Valladares et al. 2000). O empobrecimento em terras raras pesadas, em relação às terras raras leves, indica fonte mantélica com granada residual, fusão parcial de crosta inferior e/ou precipitação de granada em porção profunda da câmara magmática. A hornblenda também contribui para o enriquecimento em elementos terras raras leves em relação aos pesados (Rollinson 1993, Vieira 2007).

Da avaliação conjunta dos dados e diagramas apresentados, à luz dos dados petrográficos e de campo, aliados à informação da literatura, pode-se tirar as seguintes conclusões deste conjunto de análises litoquímicas, para a Supersuíte G1 na região estudada:

- Os granitóides da Supersuíte G1 descrevem uma série cálcio-alkalina expandida, metaluminosa e enriquecida em potássio.

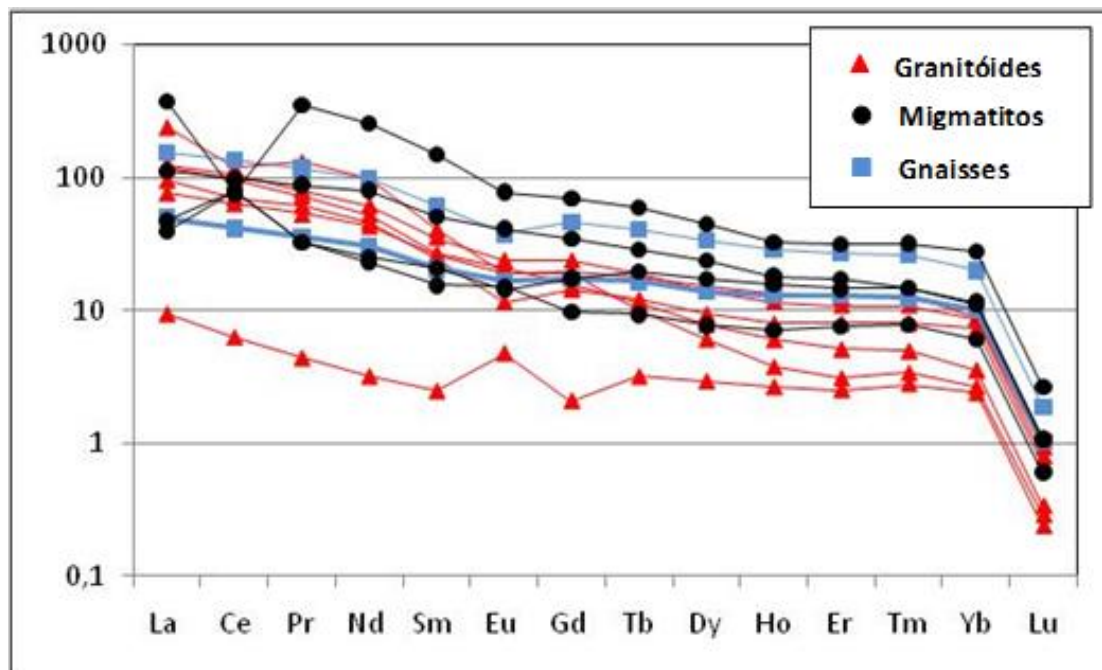


Figura 5.20: Padrões de elementos terras raras para amostras da Supersuíte G1 normalizados para condrito (Taylor & McLennan, 1985).

- Os termos gabróticos representam o magma máfico toleítico que, minoritariamente, participou da gênese dos granitóides G1, por mistura de magmas, atestada pelos autólitos escuros.

- O enriquecimento em potássio decorreria de uma conjunção de fatores, tais como a ampla participação de magma anatético derivado da fusão parcial de complexos do embasamento (Pocrane, Juiz de Fora), cristalização fracionada dos plútons G1, inclusão de magma originado por fusão parcial de paragneisse e contaminação por rochas encaixantes ricas em biotita (abundantes nos grupos Andrelândia e Rio Doce).

- A homogeneidade dos padrões de variação multi-elementar e de elementos terras raras favorece processos de mistura de magma mantélico com fusões graníticas derivadas do embasamento, na crosta inferior, em detrimento do processo de cristalização fracionada.

Os dados e interpretações aqui apresentados estão de acordo com outros estudos e sínteses sobre a Supersuíte G1, como unidade plutônica do Arco Magmático Rio Doce, originada no estágio pré-colisional do Orógeno Araçuaí (e.g., Nalini et al. 2000, 2005, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares et al. 2001, 2011, Martins et al. 2004, Gonçalves et al. 2010, Novo et al. 2010).

### **5.2.1.6. Geocronologia**

Em decorrência de semelhanças estruturais e composicionais foram selecionadas duas amostras (TN-165A e AR-6), candidatas a serem rochas da Supersuíte G1, para análises geocronológicas pelo método U-Pb em aparelho SHRIMP, cuja metodologia está descrita no Capítulo 1, item 1.3.4. Todos os dados dessas análises foram avaliados, tendo em consideração a quantidade de Pb comum, porcentagem de discordância, erros individuais e grãos herdados.

#### *Amostra TN-165A – Batólito Baixo Guandu*

O afloramento amostrado (UTM: 288810/7829826) situa-se próximo à margem esquerda do Rio Guandu, cerca de 15 km ao sul da cidade de Baixo Guandu, no extremo nordeste da região de interesse desta tese (Figura 3.1). Designado como Gnaisse Rio Guandu (Vieira 1993), a unidade foi incluída na Supersuíte G1, como parte do Batólito Baixo Guandu–Mascarenhas, por Pedrosa Soares *et al.* (2001, 2011).

A rocha datada é um biotita gnaisse tonalítico, laminado, fortemente foliado, com migmatização incipiente (Figura 5.21). É composto por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, apatita, titanita, allanita e zircão. Apresenta feições miloníticas esparsas, denunciadas por porfiroclastos de quartzo e feldspato envoltos em matriz biotítica.



Figura 5.21: Biotita gnaisse tonalítico (Gnaisse Rio Guandu, Vieira 1993) no afloramento TN-165A.

Para a amostra TN-165A foram datados quatorze cristais de zircão pelo método U-Pb em aparelho SHRIMP (Figura 5.22; Tabela 11 do Anexo 2). Imagens de catodoluminescência mostram uma família homogênea de grãos, formada por cristais prismáticos (proporção aproximada 2:1) que preservam feições ígneas originais, como zoneamento oscilatório, além de conteúdos e razões de U e Th compatíveis com rochas magmáticas (Figura 5.23). O discreto sobrecrecimento metamórfico de elevada luminescência, observado na borda dos grãos, não pode ser datado devido a seu pequeno tamanho (Figura 5.23). A amostra possui um grão de zircão herdado, com idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  em  $835 \pm 15$  Ma (*spot* 1.1, Figura 5.22).

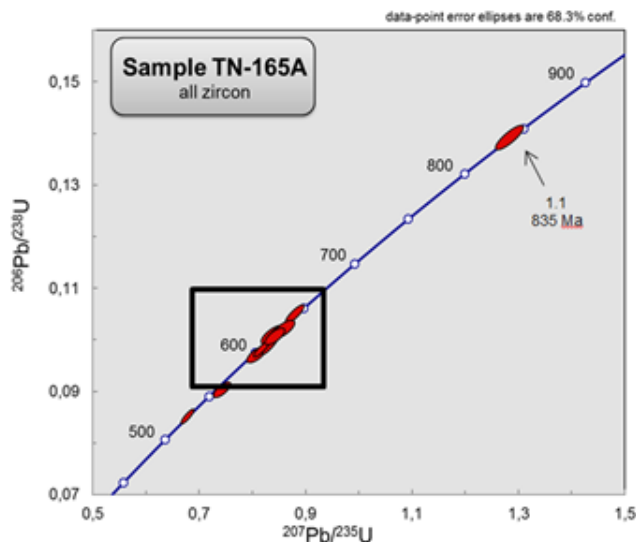


Figura 5.22: Diagrama concórdia Wetherill da amostra TN-165A para todos os grãos de zircão. Destaque para grão de zircão herdado. O retângulo preto indica localização da Figura 5.23.

Para cálculo de idade em diagrama concórdia Wetherill, selecionou-se as medidas dos seis *spots* com melhor consistência analítica, resultando na idade-concórdia de  $621 \pm 5$  Ma (MSWD = 0,36) para a cristalização magmática do protolito do Gnaiss Baixo Guandu (Figura 5.23).

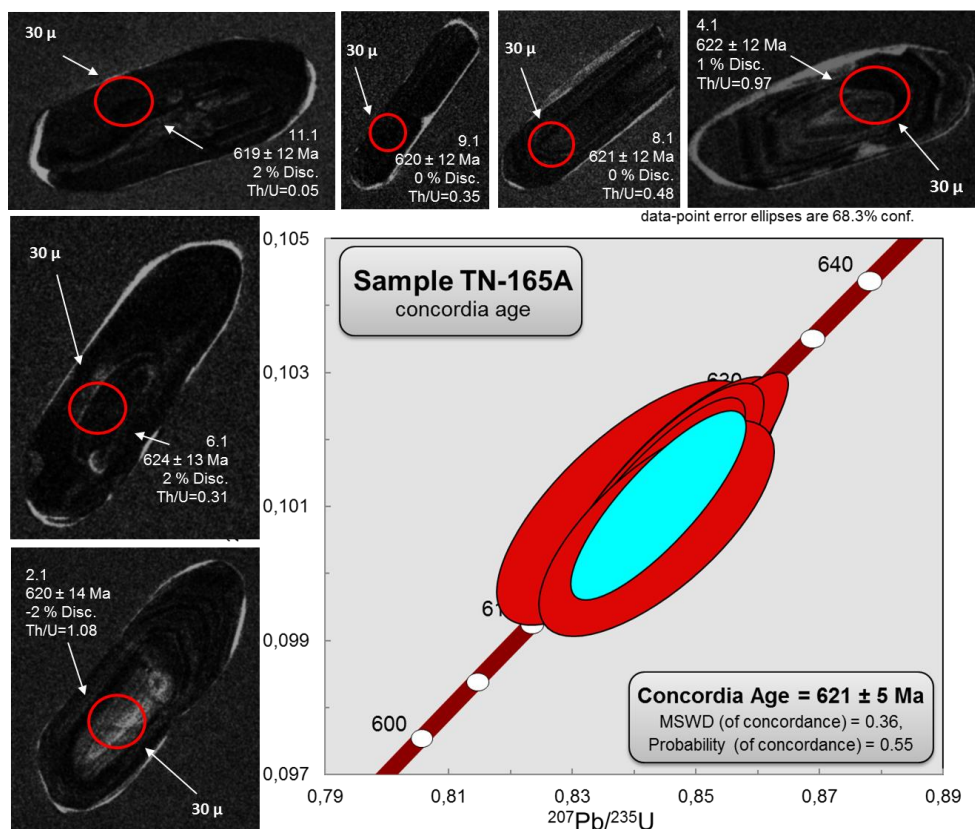


Figura 5.23: Idade-concordia para a amostra TN-165A e imagens de catodoluminescência dos grãos utilizados.

#### Amostra AR-6 – Tonalito foliado de Conceição da Boa Vista

O afloramento AR-6 (UTM: 780766/7620753) situa-se a sudeste do vilarejo de Conceição da Boa Vista, próximo a Recreio, no extremo sul da região focalizada nesta tese (Figura 3.1). Foi mapeado como parte do embasamento paleoproterozóico (Complexo Quirino) da Faixa Ribeira, que estaria exposto na área da Folha Pirapetinga do Projeto Sul de Minas (Tupinambá et al. 2002).

A rocha datada é um anfibólio-biotita tonalito foliado a milonítico, composto de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, hornblenda, biotita, apatita, titanita, allanita, zircão e rara granada, que apresenta abundantes encraves gabróticos estirados segundo a foliação regional (Figura 5.24).



Figura 5.24: Encraves gabróicos (escuros), estirados no tonalito foliado do afloramento AR-6.

Para a amostra AR-6 foram datados quatorze grãos de zircão pelo método U-Pb em equipamento SHRIMP (Figura 5.25; Tabela 12 do Anexo 2). Imagens de catodoluminescência mostram uma família homogênea de grãos, formada por cristais prismáticos longos (3:1), euédricos, com zoneamento oscilatório e outras feições ígneas (Figura 5.26). Os conteúdos e razões de U e Th são compatíveis com rochas magmáticas. Não se observa sobrecrecimento metamórfico.

A amostra possui três grãos de zircão herdados, cujas idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (3.1,  $2012 \pm 16$  Ma; 7.1,  $2029 \pm 5$  Ma; e 13.1,  $2132 \pm 7$  Ma; Figura 5.25) são compatíveis com a evolução riaciana-orosiriana do embasamento regional (complexos Juiz de Fora e Quirino, Heilbron et al. 2010).

Para cálculo em diagrama concórdia Wetherill foram selecionados os quatro *spots* de melhor consistência analítica, que fornecem a idade-concórdia de  $586 \pm 7$  Ma (MSWD = 1,06) para a cristalização magmática do tonalito AR-6 (Figura 5.26).

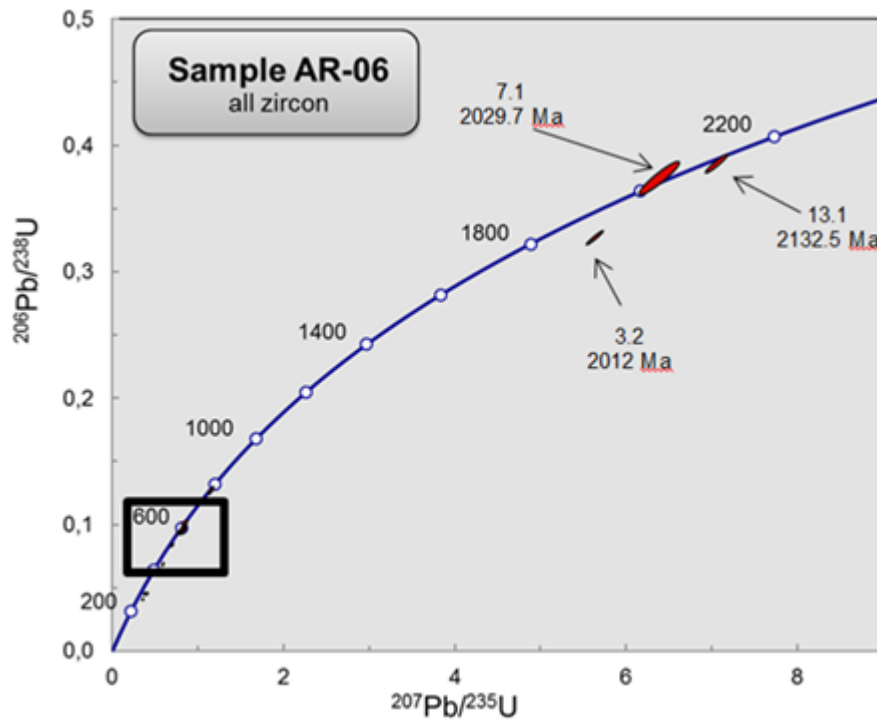


Figura 5.25: Diagrama concórdia Wetherill para todos os grãos de zircão da amostra AR-6, indicando os grãos de zircão herdados. O retângulo preto indica localização da Figura 5.26.

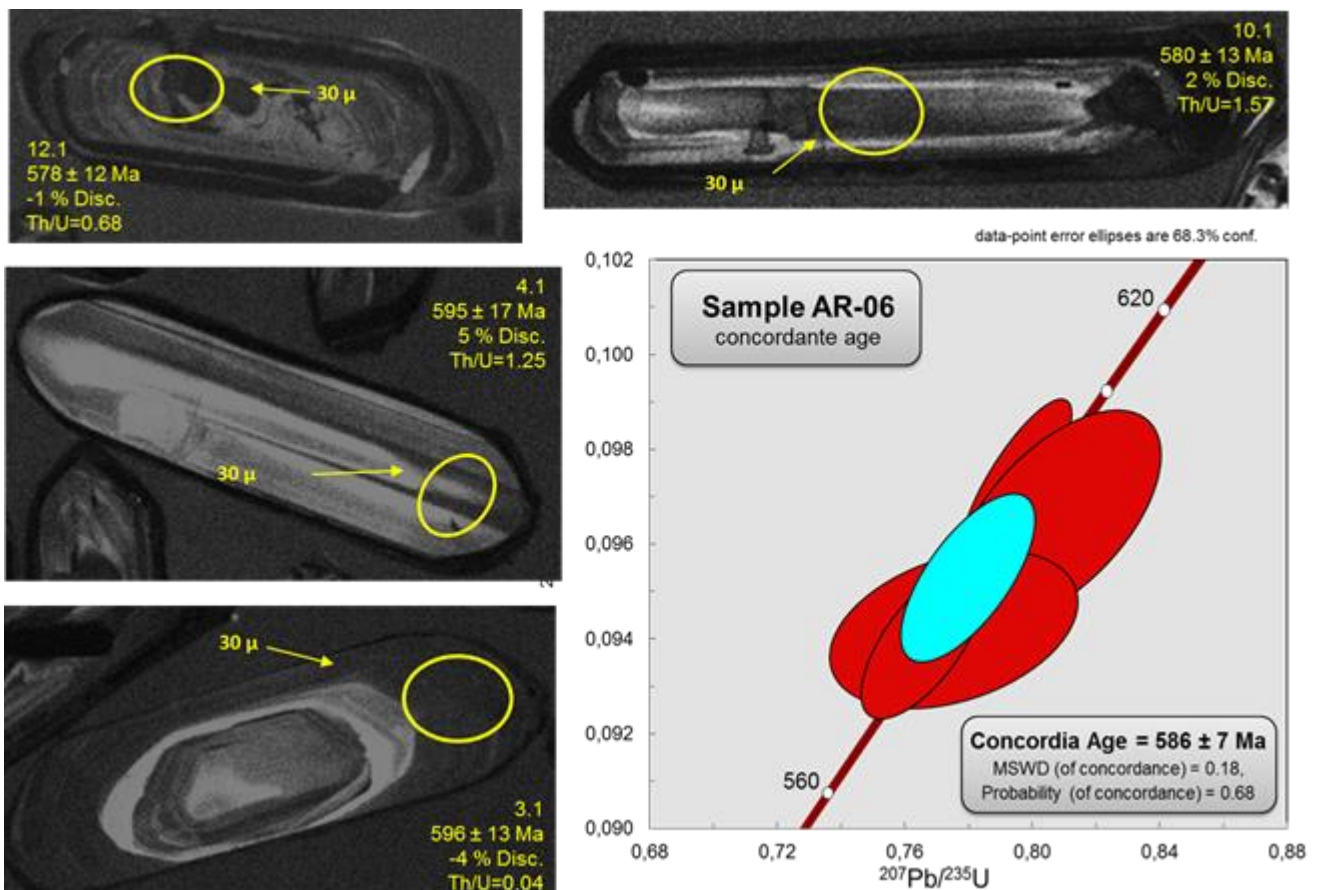


Figura 5.26: Idade-concórdia da amostra AR-6 e imagens de catodoluminescência dos grãos analisados.

### 5.2.2. Grupo Rio Doce

O Grupo Rio Doce representa a cobertura metavulcano-sedimentar do Arco Magmático Rio Doce (Vieira 2007). Na área de estudo, este grupo está representado, da base para o topo, pelas formações Palmital do Sul, São Tomé e João Pinto (Figuras 3.1 e 3.2).

#### **5.2.2.1. Formação Palmital do Sul**

A Formação Palmital do Sul é composta por xisto e gnaiss granatífero, quartzito e rochas metavulcânicas, caracterizando uma sucessão metavulcano-sedimentar.

Granada-biotita xisto (Figura 5.27A) e granada-biotita gnaiss (Figura 5.27B) estão intimamente relacionados e, comumente, apresentam contato gradacional entre si, mostrando todas as variações entre estruturas xistosa e gnáissica laminada. A foliação regional  $S_n$ , muito bem marcada em ambos litotipos, geralmente se mostra anastomosada e, invariavelmente, é cortada por uma xistosidade de crenulação ( $S_{n+1}$ ) relacionada à deformação D3 (Capítulo 3). A mineralogia de ambas as fácies é dada por biotita, quartzo, feldspato potássico, granada e plagioclásio, tendo sillimanita, turmalina, estaurolita, apatita, zircão e minerais opacos como acessórios (Figuras 5.28 e 5.29). Apresenta muscovita como mineral de alteração e, raramente, saussuritização do plagioclásio. Os cristais de quartzo comumente se encontram envolvidos pela foliação formando vênulas milimétricas a centimétricas. A granada ocorre rotacionada e envolta pela foliação anastomosada, como porfiroblatos e poiquiloblastos, submilimétricos a centimétricos de até 2cm. Frequentemente, exibe sombra de pressão e/ou cauda de recristalização. Os poiquiloblastos de granada contêm inclusões de quartzo e plagioclásio, quase sempre com halos de crescimento (Figura 5.29C). A estaurolita está sempre associada à granada, e se apresenta poiquiloblástica e alongada segundo a foliação (Figura 5.28B).

O granada-biotita gnaiss comumente exibe migmatização (Figura 5.30). O leucossoma é bem desenvolvido, exibindo-se em veios e bolsões quartzo-feldspáticos, localmente associados a aglomerados de sillimanita e granada (Figura 5.31A). O melanossoma é constituído por granada, biotita e plagioclásio, com titanita, zircão, epidoto e minerais opacos como acessórios. Os porfiroblastos e poiquiloblastos de granada chegam a 2cm de diâmetro e podem formar agregados decimétricos (Figura 5.31B).

A Formação Palmital do Sul inclui raras e esparsas lentes de quartzito, constituído por quartzo, muscovita, titanita, biotita, zircão, turmalina e rutilo. Exibem níveis micáceos milimétricos. A textura é granoblástica com cristais estirados e contato interlobado. A muscovita encontra-se

orientada entre os grãos, podendo ser pisciforme mas está, principalmente, inclusa no quartzo. Observa-se, em afloramento, nódulos manganésíferos de até 7 mm de diâmetro (Figura 5.32).

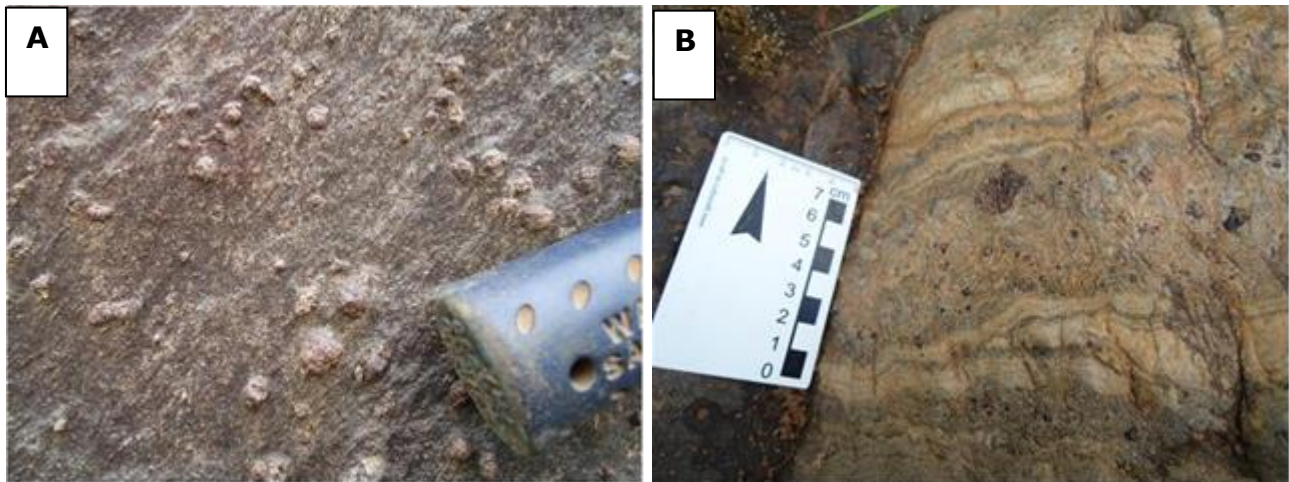


Figura 5.27: Litotipos da Formação Palmital do Sul: A) granada-biotita xisto; B) granada-biotita gnaiss migmatítico.

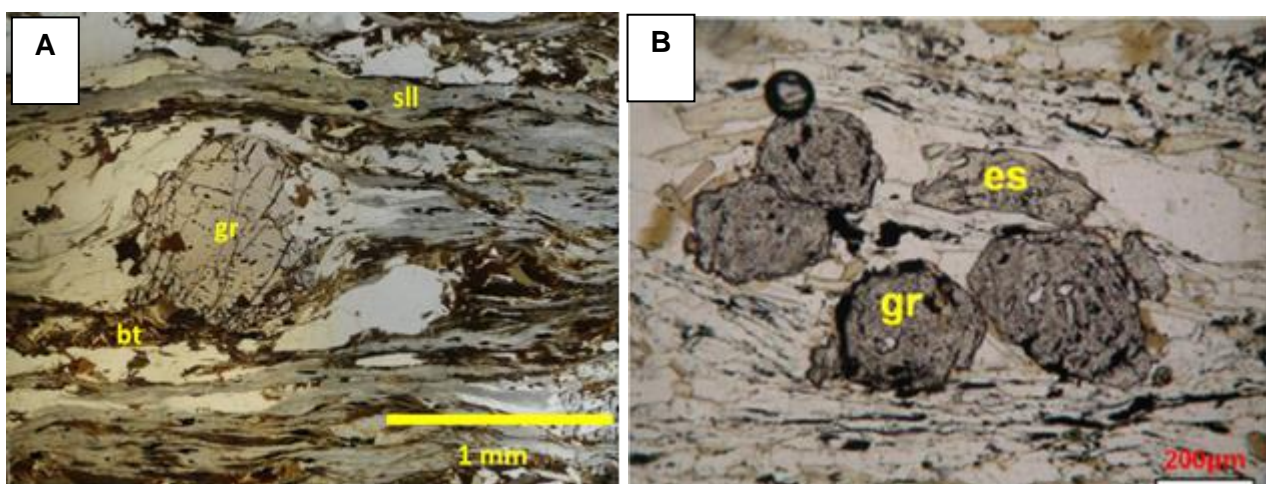
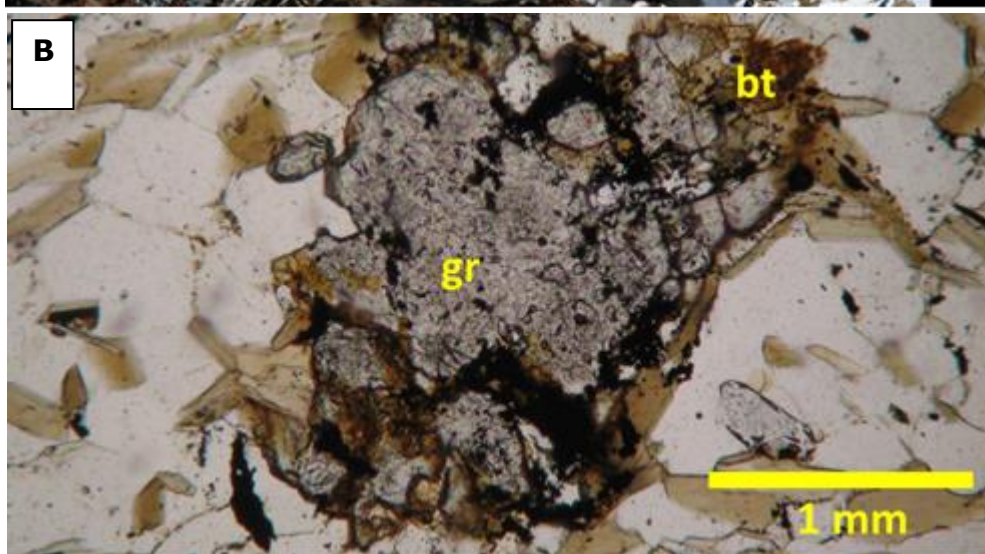
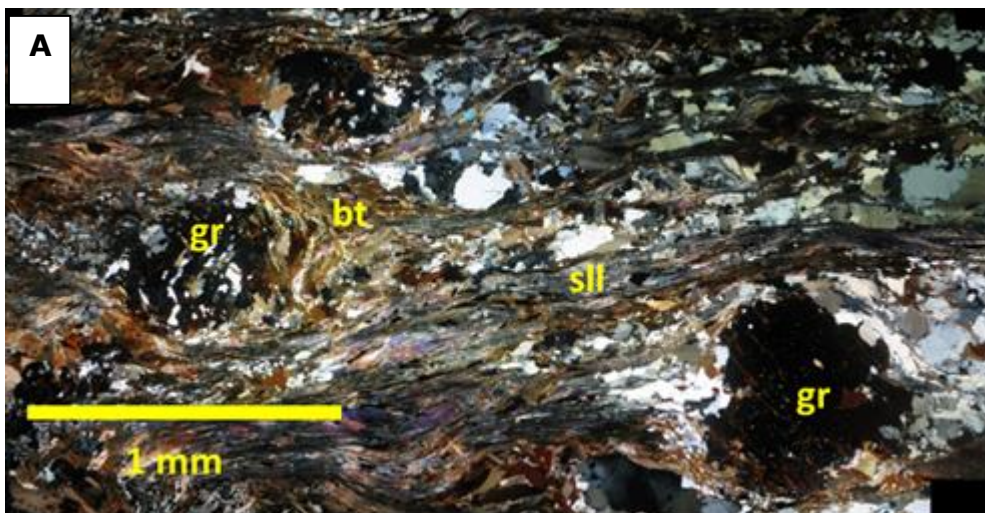


Figura 5.28: Feições do xisto granadífero da Formação Palmital do Sul. A, porfiroblasto de granada envolto pela foliação dada por sillimanita e biotita (nicóis paralelos); B, porfiroblastos de granada e estauroлита (nicóis paralelos).



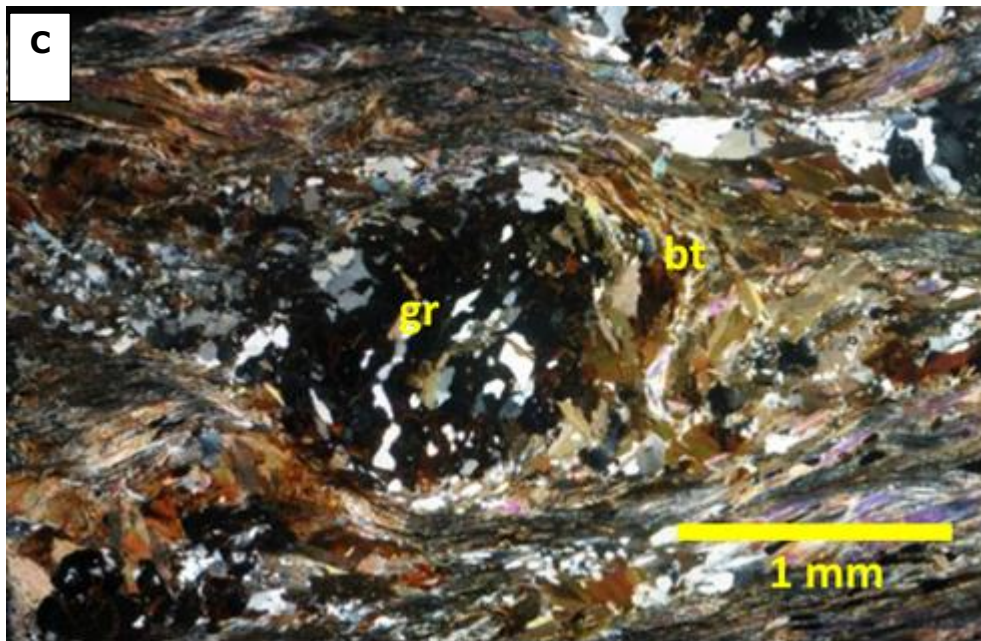


Figura 5.29: Feições microscópicas do granada-biotita xisto da Formação Palmital do Sul. A, aspecto geral da rocha rica em sillimanita fibrosa (nicóis cruzados); B, alteração da granada para biotita (nicóis paralelos); C, poiquiloblasto de granada rotacionado, rico em inclusões de minerais félsicos e biotita (nicóis cruzados).



Figura 5.30: Granada-biotita gnaiss, migmatizado e dobrado, da Formação Palmital do Sul.

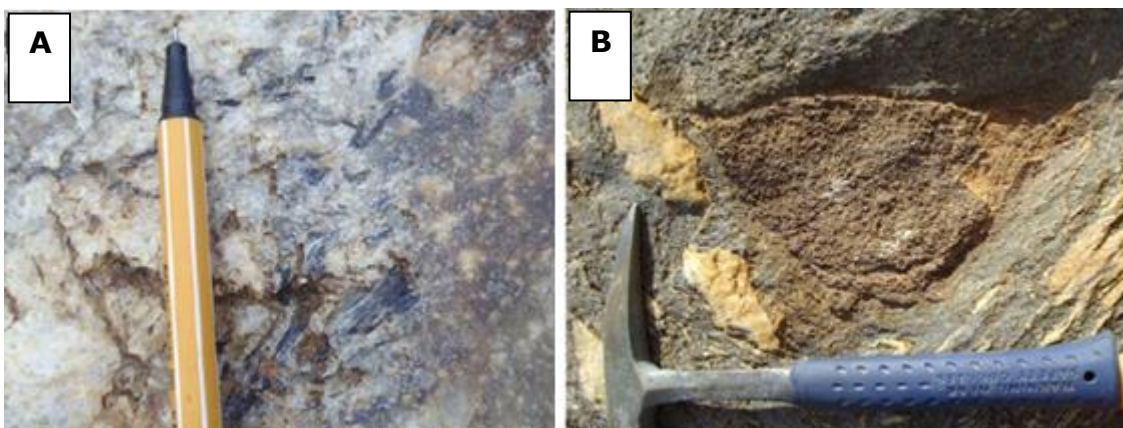


Figura 5.31: Feições do neossoma do granada-biotita gnaiss migmatizado da Formação Palmital do Sul. A, agregado de sillimanita à direita da lapiseira; B, agregado de granada acima do martelo.

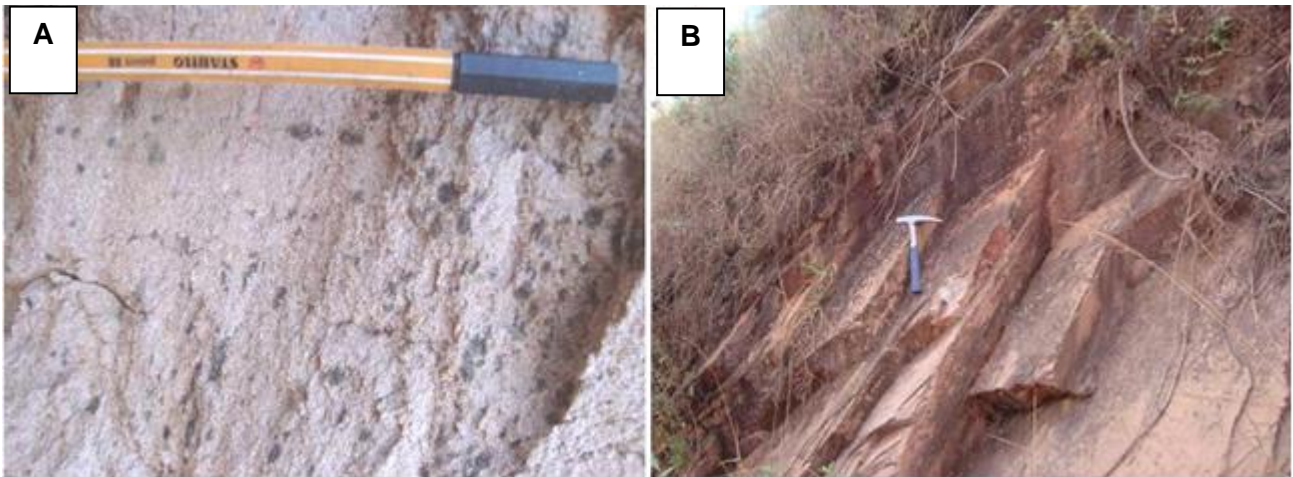


Figura 5.32: Quartzito da Formação Palmital do Sul. A, com nódulos manganésíferos; B, com fraturas em cunha.

A contribuição vulcânica na Formação Palmital do Sul foi descoberta por Vieira (2007). Trata-se de rocha metapiroclástica que, nesta tese, foi identificada em dois afloramentos próximos ao vilarejo de Tabaúna, repousando sobre o Complexo Pocrane (Figura 5.33). O topo do embasamento apresenta irregularidades, geralmente degraus, cobertos pela rocha metavulcânica, sugerindo discordância erosiva anterior ao vulcanismo (Figura 5.33). Evidências de efeitos térmicos (*e.g.*, *chilled margin* na rocha mvulcânica) estão ausentes do contato.

A rocha metavulcânica tem textura clástica, caracterizada pela presença de componentes fragmentários maiores, imersos em matriz quartzosa a quartzo-feldspato-micácea de granulação fina a muito fina, incipientemente foliada (Figura 5.34).

Os componentes maiores são fenocristais de plagioclásio e agregados policristalinos, que exibem formas as mais diversas (retangulares, triangulares, ovóides, lobadas), com arestas vivas (quebradas) a curvilíneas. Os fenocristais de plagioclásio e agregados policristalinos apresentam bordas claras, mesmo nas arestas resultantes de quebraamento, que denunciam interação térmica com a matriz e/ou resfriamento rápido durante o transporte. Fenocristais de plagioclásio da rocha metavulcânica têm bordas denteadas e estão geminados segundo as leis da Albita e Carlsbad (Figura 5.34B).

A biotita ocorre em palhetas bem desenvolvidas e mostra a cor vermelha característica de biotita titanífera de alta temperatura. Os agregados policristalinos são constituídos, essencialmente,

de quartzo intercrescido com feldspato potássico e, também, podem apresentar bordas denteadas (Figura 5.34B). Zircão, titanita, allanita e minerais opacos são acessórios. Mica branca, epidoto e clorita são minerais de alteração do plagioclásio e da biotita.

A rocha metavulcânica da Formação Palmital tem composição média de quartzo (30-40%), plagioclásio (25-35%), biotita (5-10%) e feldspato potássico (5-10%). Estes valores a classificam no diagrama QAP como dacito (proporção Q50–A8,4–P41,6).

As feições texturais e composicionais, acima descritas, confirmam parte das descrições de Vieira (2007) e ratificam que se trata de uma rocha piroclástica, incipientemente deformada e metamorfsada, que se classifica como tufo dacítico com predomínio da fração cinza (< 2 cm) sobre a fração lapilli (2 a 6,5 cm). A quantidade significativa de fração lapilli (cerca de 15% a 30%) sugere deposição relativamente próxima do local de ejeção do edifício vulcânico.

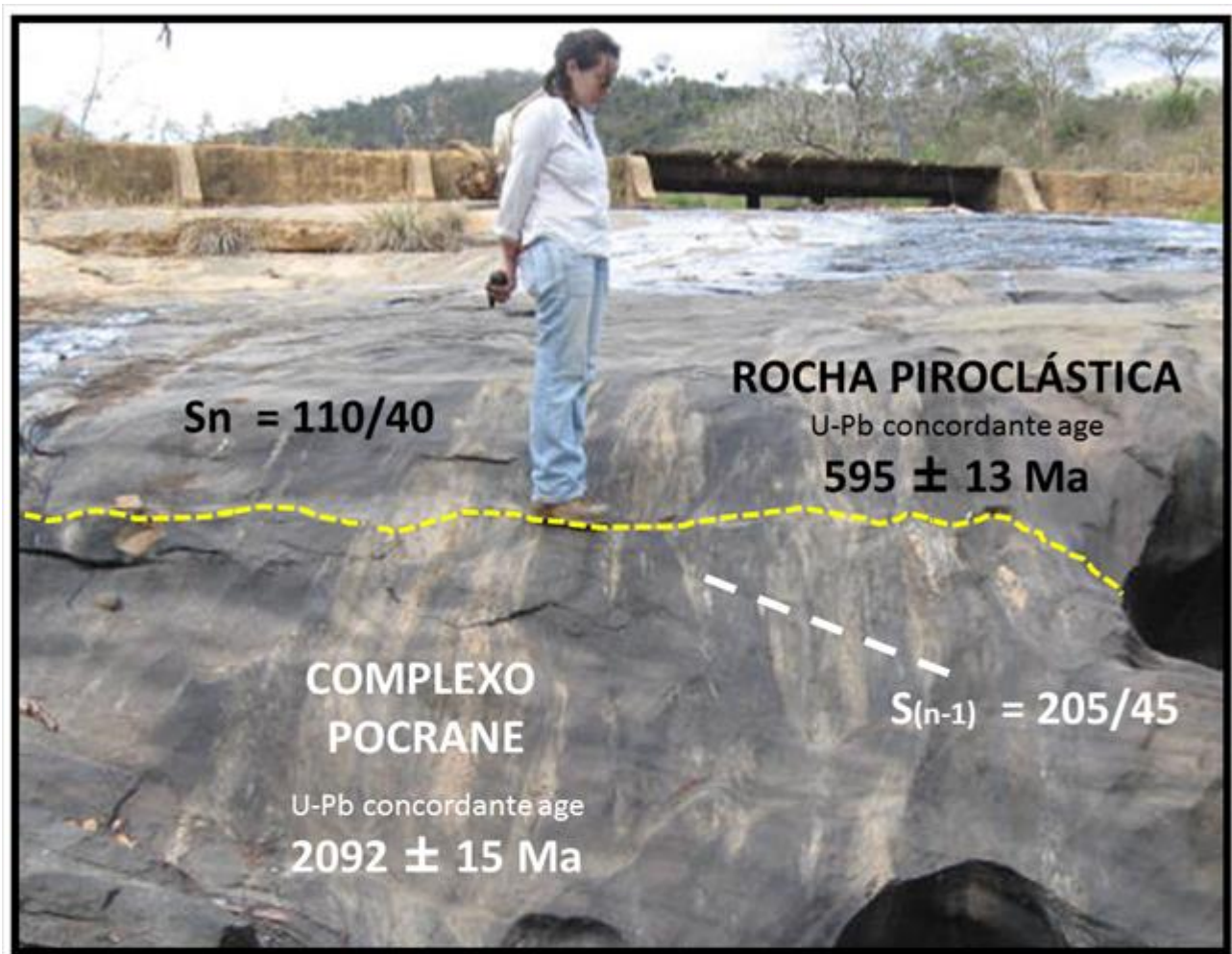


Figura 5.33: Contato entre a rocha vulcânica piroclástica da Formação Palmital do Sul (na capa) e o Complexo Pocrane (na base), mostrando pavimento de discordância erosiva no topo do embasamento, sob os pés da colega Camila Gradim, no afloramento TN-4 (Figura 3.1).

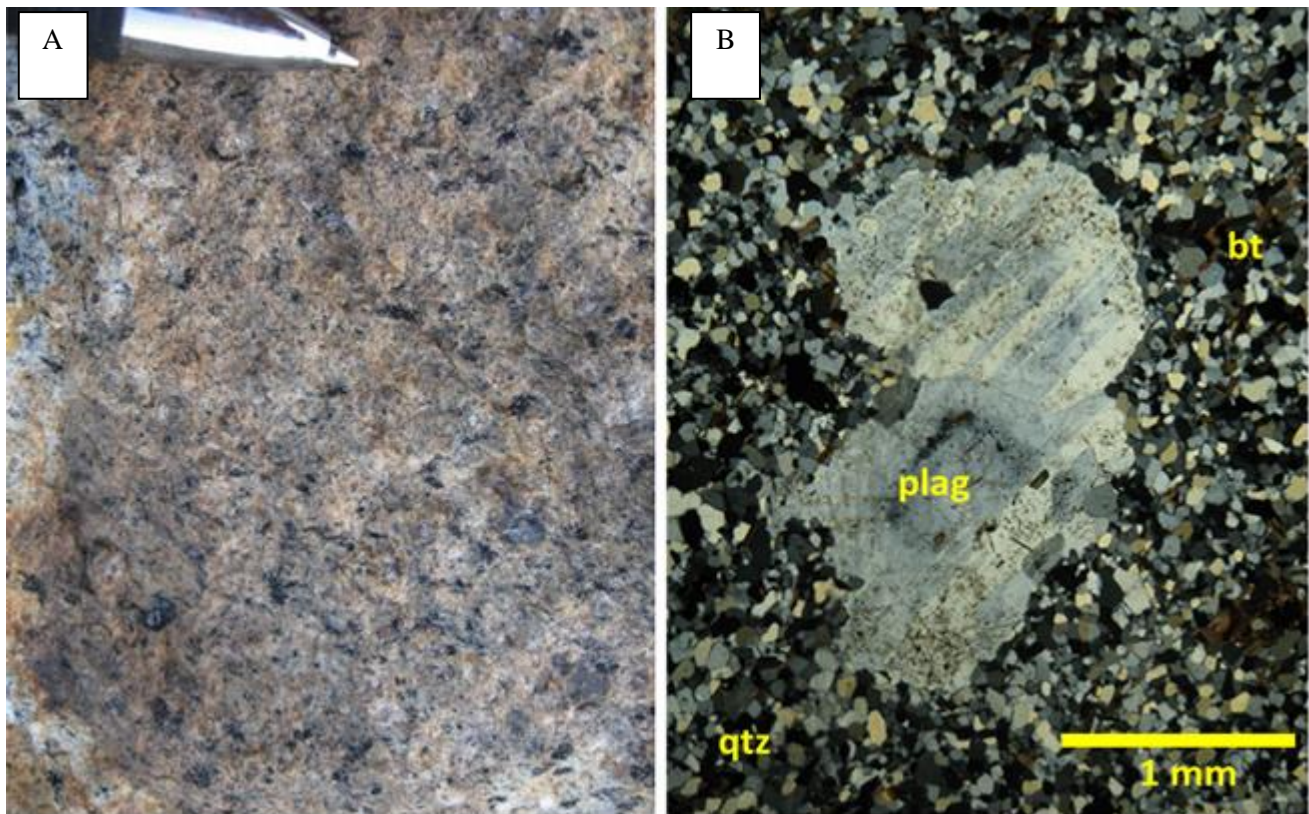


Figura 5.34: Feições da rocha piroclástica da Formação Palmital do Sul. A, textura fragmentária, com fragmentos de formas e tamanhos diversos, em afloramento; e B) fotomicrografia de fenocristal de plagioclásio com bordas corroídas e serrilhadas, em meio a matriz fina, composta de quartzo e biotita (nicóis cruzados).

#### **5.2.2.2. Formação São Tomé**

A Formação São Tomé é constituída por granada-mica-estaurolita xisto, composto essencialmente por quartzo, muscovita, estaurolita, granada, biotita e plagioclásio, tendo sillimanita, apatita, zircão, turmalina e minerais opacos como acessórios. Os cristais de estaurolita são geralmente poiquiloblásticos, submilimétricos a milimétricos de até 5 mm, que se apresentam oclares, rotacionados, cominuídos e com inclusão de granada, mas raramente apresentam geminação (Figura 5.35A e B). Localmente, em particular nas proximidades de intrusões graníticas, este xisto torna-se empobrecido em estaurolita e granada, mas muito enriquecido em muscovita. Este muscovita xisto é composto essencialmente por muscovita, quartzo e plagioclásio, tendo epidoto, sillimanita e turmalina como minerais acessórios (Figuras 5.36A e B).

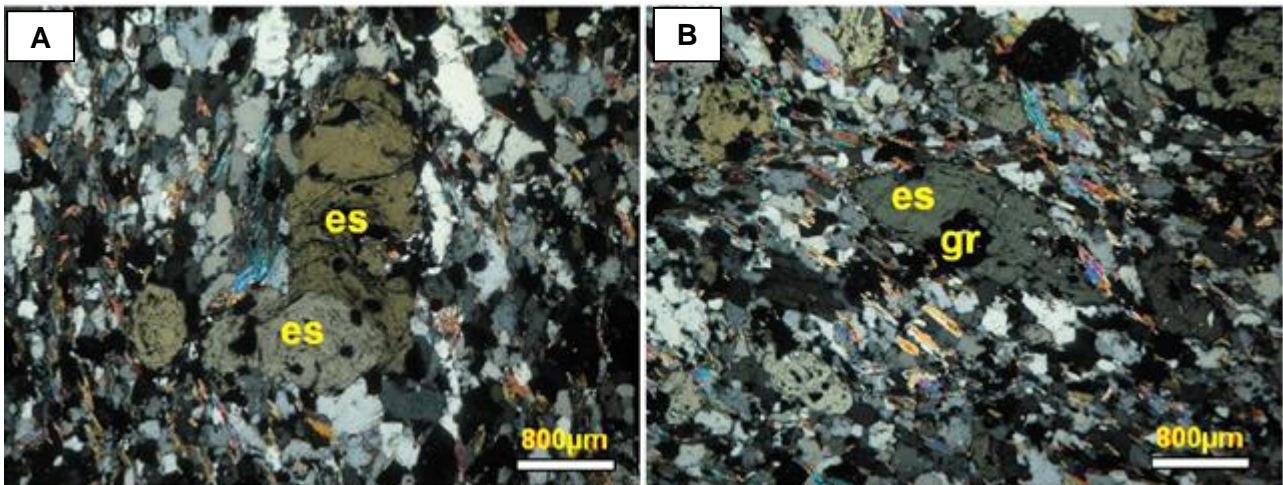


Figura 5.35: Características microscópicas dos cristais de estaurolita do micaxisto São Tomé. A, rara geminação em cristal de estaurolita; B, granada associada a porfiroblasto de estaurolita estirado.

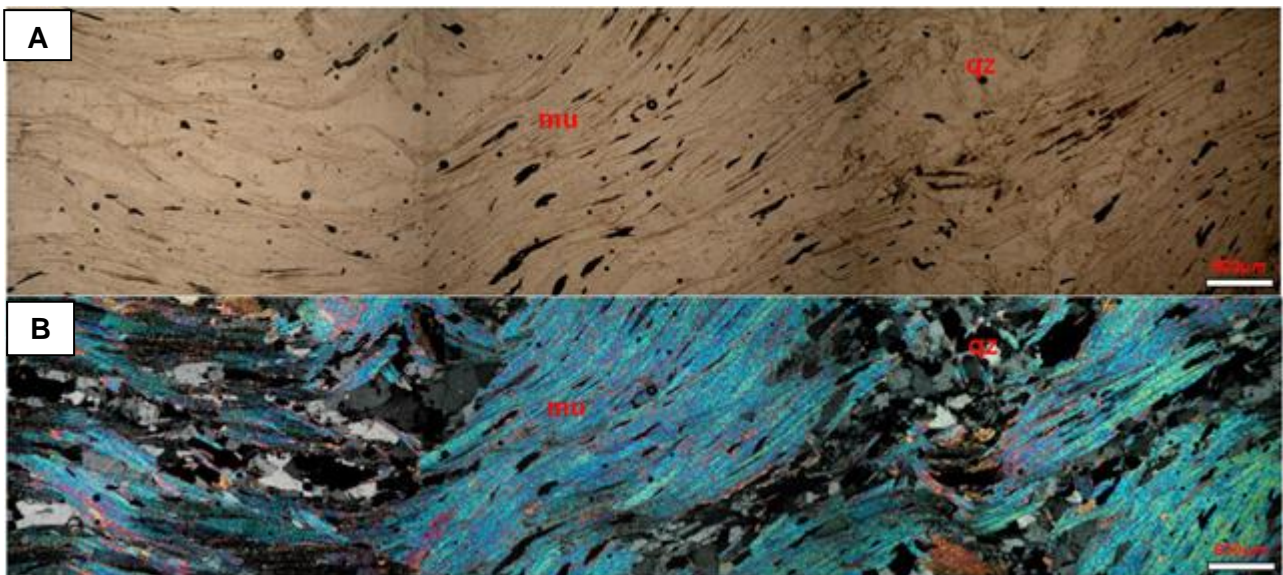


Figura 5.36: Fotomicrografias do muscovita xisto crenulado da Formação São Tomé.

### **5.2.2.3. Formação João Pinto**

A Formação João Pinto inclui quartzito puro, quartzito subarcoseano e quartzito com intercalações micáceas.

O quartzito puro apresenta-se muito recristalizado, de granulação fina, com grãos subangulosos de alta esfericidade (Figura 5.37). Sua mineralogia inclui, além de quartzo, muscovita, biotita, zircão e raramente clorita e minerais opacos. Possui textura granoblástica e o contato entre os cristais é interlobado ou apresenta junção tríplice. A muscovita ocorre inclusa ou entre os cristais de quartzo, e a clorita preenche espaços intergranulares. É possível observar gradações de granulação, indicando resquícios do acamamento. Possui sutis laminações, esparsas,

caracterizadas pela presença de mica e veios milimétricos de quartzo hialino que se encaixam no acamamento ou preenchem fraturas. Normalmente é maciço, tornando-se friável próximo a fraturas.



Figura 5.37: Quartzito puro da Formação João Pinto.

Localmente, ocorre quartzito subarcoseano de coloração rósea a esbranquiçada e textura sacaroidal, granulação fina a média, com matriz feldspática e concreções ferruginosas centimétricas.

Além dos litotipos supracitados existem quartzitos de coloração amarelada a rosada (relacionada à alteração) de granulação média, intercalados com níveis micáceos que marcam o acamamento deste litotipo. São compostos por muscovita (Figura 5.38A) e podem conter turmalina milimétrica (Figura 5.38B).

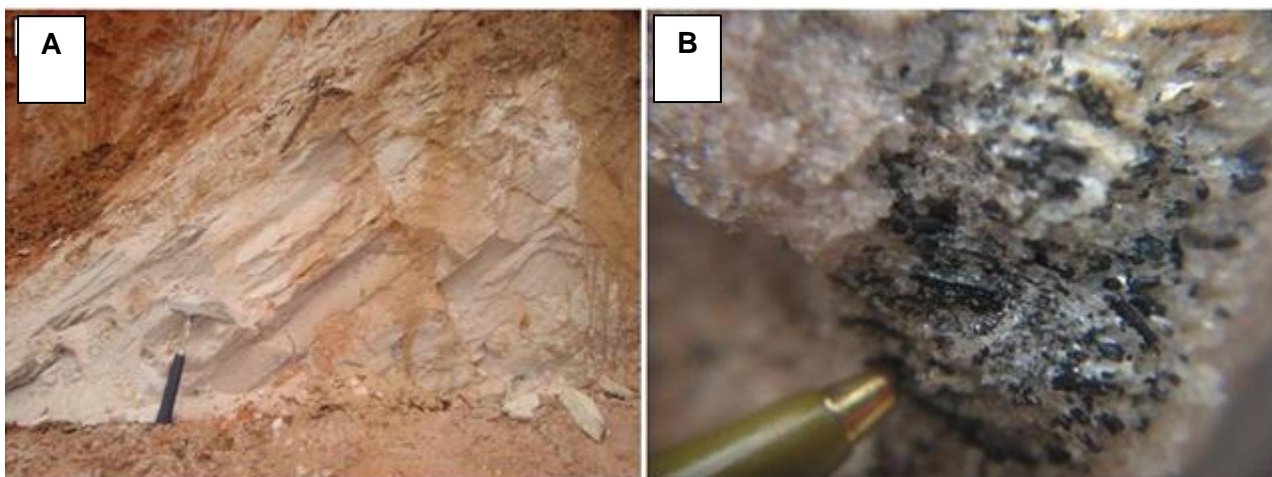


Figura 5.38: Características macroscópicas da Formação João Pinto. A, quartzito micáceo de granulação fina; B, nível com turmalina negra.

#### **5.2.2.4. Litoquímica**

As rochas do Grupo Rio Doce raramente ocorrem frescas o suficiente para fornecer dados químicos confiáveis. Por isto, selecionaram-se para análise somente quatro amostras do granada-biotita xisto e duas amostras da rocha metapiroclástica da Formação Palmital do Sul (Tabela 5.2). As amostras selecionadas são livres de alteração intempérica e/ou hidrotermal e de fusão parcial.

Tabela 5.2: Resultados de análises litoquímicas de rochas da Formação Palmital do Sul (localização e metodologia no Capítulo 1; elementos maiores em % peso e traços em ppm; xt, granada-biotita xisto; pi, rocha metapiroclástica).

<b>Amostra</b>	<b>TK184A</b>	<b>TK119</b>	<b>TK34</b>	<b>TN163A</b>	<b>TN4-1</b>	<b>TN5-1</b>
Rocha	xt	xt	xt	xt	pi	pi
SiO <sub>2</sub>	62,68	65,98	66,54	68,74	70,64	72,31
TiO <sub>2</sub>	0,85	1,07	0,8	0,97	0,40	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,24	15,74	15,48	14,00	14,41	14,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,51	7,98	6,26	7,92	3,58	2,84
MnO	0,15	0,15	0,06	0,10	0,07	0,05
MgO	3,63	2,36	2,34	2,41	0,79	0,45
CaO	2,69	1,34	2,24	1,16	2,58	1,58
Na <sub>2</sub> O	2,63	1,63	2,25	1,27	3,09	2,94
K <sub>2</sub> O	2,71	2,78	2,61	2,55	3,62	4,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,17	0,12	0,15	0,13	0,08
LOI	0,50	0,60	1,10	0,50	0,50	0,70
Sum	99,8	99,8	99,8	99,82	99,8	99,91
Ni	66,9	35,6	11	49,1	<20	<20
Rb	97,9	101,6	92,2	104,8	112	155,9
Ba	500	637	797	620	1195	628
Sc	19	19	15	16	7	6
Th	7,2	13,9	18,3	12,1	10	11,9
U	1,8	2,7	2,7	1,9	1,8	1,8
Nb	8,8	14	15,7	14,9	11,5	11
Ta	0,7	1,1	1,3	0,9	0,7	1,1
La	11,7	38,1	21,9	37,7	66,8	16
Ce	32,7	82,3	60	78,9	97	66,3
Pr	3,4	10,05	6,15	9,04	13,32	3,58
Sr	198,2	120	177,5	97,4	246	143,4
Nd	14	38,4	23,2	36,3	45,6	11,7
Zr	176,7	263,9	274,5	267,7	168	131,4
Hf	5	7,5	8,4	7,2	4,5	3,8
Sm	3,11	7,34	4,28	6,57	7,15	2,26
Eu	0,81	1,4	1,15	1,33	1,61	0,54
Gd	2,93	6,11	3,67	5,89	5,69	2,03
Tb	0,6	1,04	0,68	0,96	4,62	2,73
Dy	4,18	5,99	4,36	5,35	0,84	0,38
Y	28,6	34,3	26,3	31,9	22,2	15,5
Ho	0,98	1,19	1,01	1,08	0,76	0,61

Er	3,16	3,56	3,37	3,15	2,25	1,83
Tm	0,49	0,54	0,53	0,49	0,34	0,33
Yb	3,1	3,4	3,39	3,17	2,43	2,3
Lu	0,47	0,53	0,55	0,48	0,35	0,35
Co	21,5	18,6	9,6	20,6	5,2	3,3

Os atributos litoquímicos de rochas metassedimentares clásticas podem servir para inferir a composição e proveniência de seus protolitos, e seus ambientes sedimentares e paleotectônicos. Para tanto, apesar do pequeno número de dados, busca-se avaliar os resultados litoquímicos do granada-biotita xisto da Formação Palmital do Sul, em comparação a padrões da bibliografia.

Os conteúdos de muitos dos elementos maiores das amostras de granada-biotita xisto destacam-se pela variação relativamente pequena dos seus valores (62%–68% SiO<sub>2</sub>; 14,0%–16% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 2,34–3,63% MgO; 6,26–7,98% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 1,16–2,69% CaO; 1,27–2,63% Na<sub>2</sub>O; 2,55–2,78% K<sub>2</sub>O; 0,12–0,20% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), sugerindo certa homogeneidade composicional dos seus protolitos. Isto também se reflete pela posição das amostras em diagramas discriminadores de protolitos sedimentares, indicando que estes xistos são derivados de sedimentos grauvaquianos (Figura 5.39).

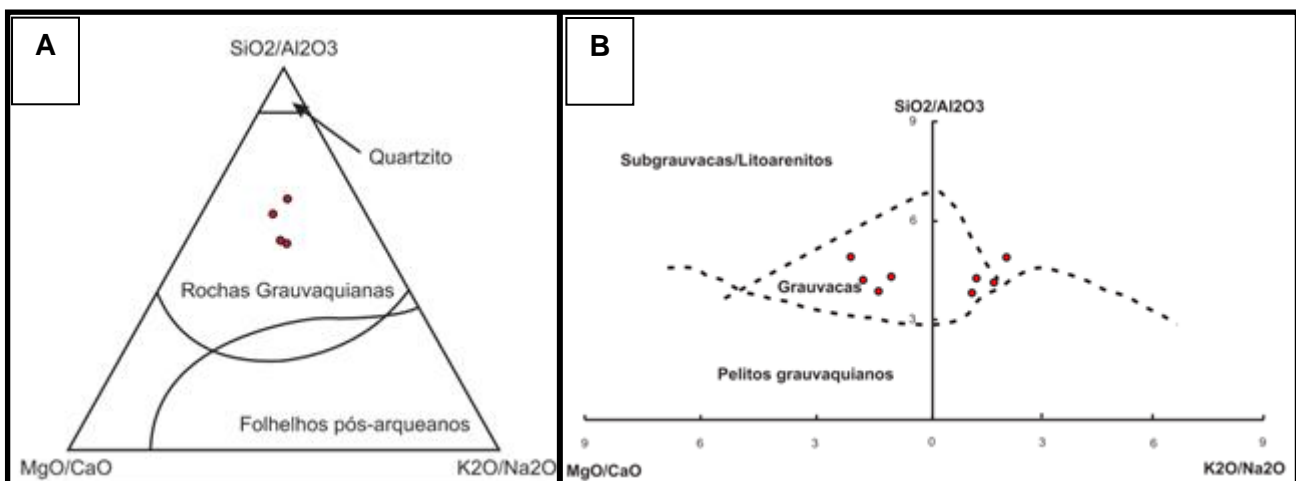


Figura 5.39: Avaliação de protolitos do granada-biotita xisto da Formação Palmital do Sul, no (A) diagrama triangular de Pedrosa-Soares (1995) e (B) diagrama para rochas terrígenas de Rosen (1992).

Observa-se que as amostras têm distribuição similar em relação aos campos das razões MgO/CaO e K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O, sugerindo equilíbrio na contribuição de componentes imaturos (*e.g.*, plagioclásio, feldspato potássico, micas), tal como se constatou nas análises de lâminas delgadas. Segundo Pedrosa-Soares (1995), o potássio encontra-se, essencialmente, em feldspato potássico, micas e argilas ílíticas de sedimentos detríticos, e, como não há outras fontes significativas para este elemento químico nos ambientes sedimentares comuns, a razão K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O refletiria diretamente, mas não exclusivamente, a contribuição daqueles minerais. Por sua vez, o sódio proviria em maior parte do plagioclásio detrítico, mas também estaria presente em líquidos conatos e argilo-minerais,

embora Taylor & McLennan (1985) julguem minoritária a influência da água do mar no teor de sódio das rochas grauvaquianas. Se a rocha metasedimentar clástica é livre ou pobre em carbonatos (calcita, dolomita) ou em minerais cálcio-silicatados máficos, o conteúdo de CaO reflete diretamente a contribuição de plagioclásio. Desta forma, as baixas razões MgO/CaO e K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O refletem importante contribuição de plagioclásio em relação a feldspato potássico, no protolito sedimentar do granada-biotita xisto. Além disso, o valor médio da razão SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sugere fonte sedimentar relativamente equilibrada em conteúdos de quartzo e minerais aluminosos, o que, na dependência do clima, pode tender para abundância de fração argila ou de clastos de granitóides.

Os valores de Elementos Terras Raras (ETR) podem ser utilizados como indicadores da proveniência sedimentar, partindo-se da premissa de que estes elementos têm baixa mobilidade nem se fracionam nas condições do metamorfismo regional. Ademais, o Eu<sup>2+</sup> tem grande afinidade geoquímica com o Ca<sup>2+</sup>, de tal forma que a anomalia de Eu é controlada, principalmente, pela quantidade de plagioclásio contido na amostra analisada. As curvas de ETR das amostras do granada-biotita xisto mostram dois padrões distintos (Figura 5.40). O padrão representado pelas amostras TN163A e TK119 (Figura 5.40) é muito similar ao NASC, inclusive em relação à anomalia negativa de Eu, sugerindo protolito rico em fração argila e relativamente pobre em plagioclásio. O padrão representado pelas amostras TK34 e TK184A (Figura 5.40) é relativamente empobrecido em ETR leves e praticamente desprovido de anomalia negativa de Eu, implicando em diminuição da fração argila e aumento da fração com plagioclásio.

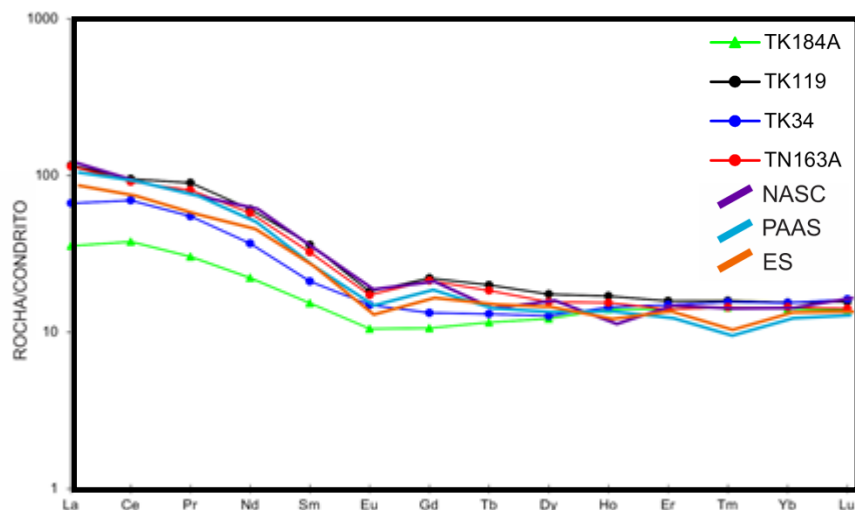


Figura 5.40: Padrões de Elementos Terras Raras do granada-biotita xisto da Formação Palmital do Sul, normalizados para o condrito de Taylor & McLennan (1985). NASC, North American Shale Composite; PAAS, Post-Archaean Australian Shale; e ES, European Shale Composite (*e.g.*, Rudnick & Gao 2003).

Desta forma, os protolitos das amostras do granada-biotita xisto da Formação Palmital podem ser interpretados como rochas grauvaquianas, com variações nas frações de plagioclásio ou fragmentos líticos ricos em plagioclásio, em relação à matriz argilosa.

Em termos de ambientes geotectônicos de áreas-fonte, utilizaram-se diagramas discriminantes propostos para rochas grauvaquianas, nos quais as amostras do granada-biotita xisto se colocam nos campos de arco magmático continental e de margem continental ativa (Figuras 5.41 e 5.42). Ou seja, os protolitos grauvaquianos dessas amostras teriam fontes em arco magmático edificado em margem continental ativa.

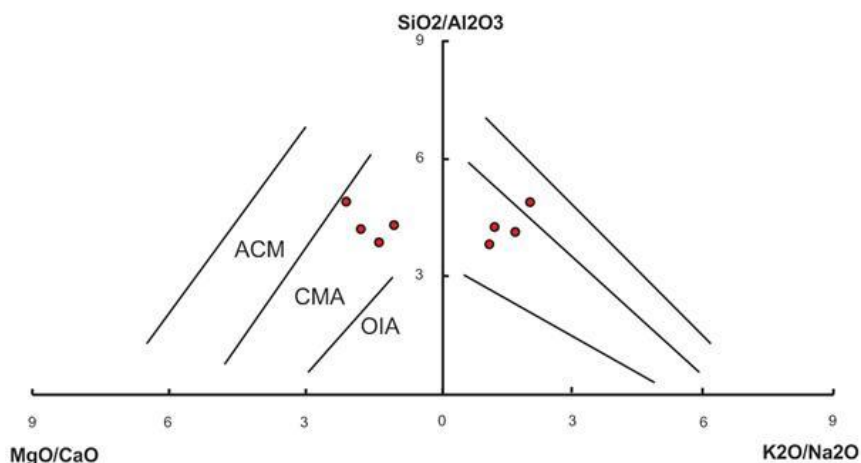


Figura 5.41: Diagrama discriminante de ambientes tectônicos para áreas-fonte de sedimentos grauvaquianos (Rosen 1992). ACM, margem continental ativa, CMA, arco magmático continental, OIA, arco de ilhas oceânico.

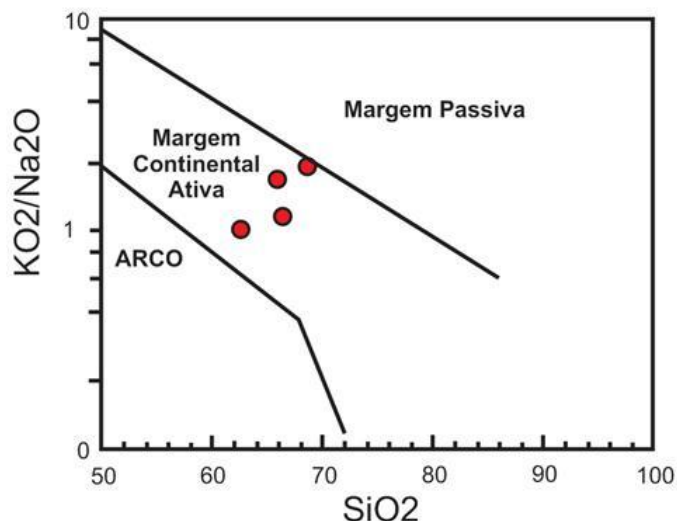


Figura 5.42: Diagrama discriminante de ambientes tectônicos para áreas-fonte de sedimentos areno-siltosos (Roser & Korsch 1986).

As análises litoquímicas das amostras de rocha metapiroclástica da Formação Palmital do Sul (TN-4I e TN-5I, Tabela 5.2) são avaliadas em comparação com os dados das amostras estudadas por Vieira (2007) e com dados de cinzas vulcânicas pleistocênicas da Bacia Salaverry, situada na plataforma continental do Peru, imediatamente a oeste da zona vulcânica central dos Andes (D’Orazio *et al.* 2003, Gutierrez *et al.* 2005).

As amostras TN-4I e TN-5I mostram-se enriquecidas em sílica ( $70,6\% < \text{SiO}_2 < 72,3\%$ ) em relação às amostras de cinzas vulcânicas da Bacia Salaverry ( $63,9\% < \text{SiO}_2 < 64,5\%$ ) e amostras estudadas por Vieira (2007,  $65,6\% < \text{SiO}_2 < 68,8\%$ ). No diagrama de classificação de rochas vulcânicas (Cox *et al.* 1979), as amostras estudadas por Vieira (2007), assim como as cinzas vulcânicas de Salaverry, situam-se no campo do dacito, enquanto as amostras TN-4I e TN-5I plotam no campo do riolito (Figura 5.43). Essas amostras plotam no campo cálcio-alcálico de alto potássio, enquanto as demais são essencialmente cálcio-alcálicas de médio potássio (Figura 5.44).

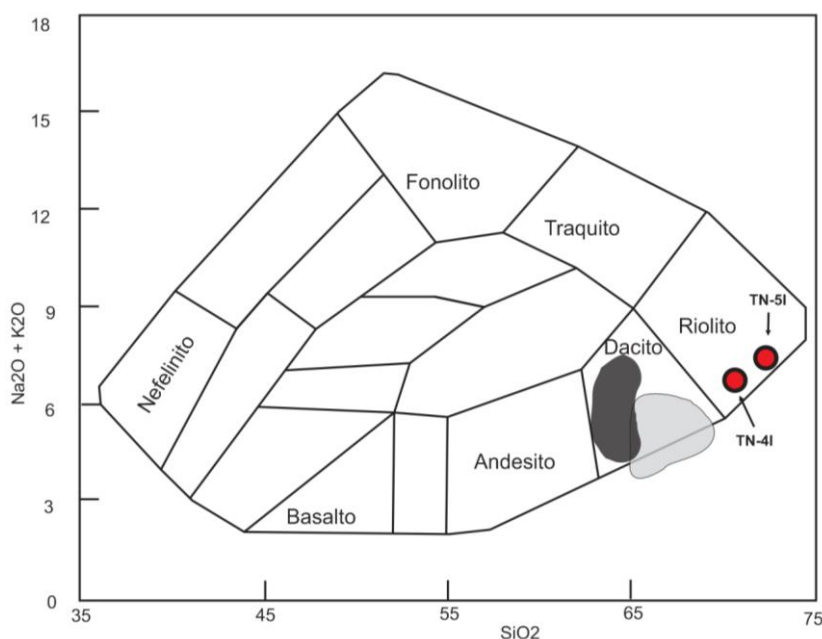


Figura 5.43: Amostras de rocha metapiroclástica do Grupo Rio Doce plotadas diagrama de classificação de rochas vulcânicas (Cox *et al.*, 1979), mostrando composição riolítica das amostras TN-4I e TN-5I, e dacítica das amostras de Vieira 2007 (nuvem cinza) e da Bacia Salaverry (nuvem preta).

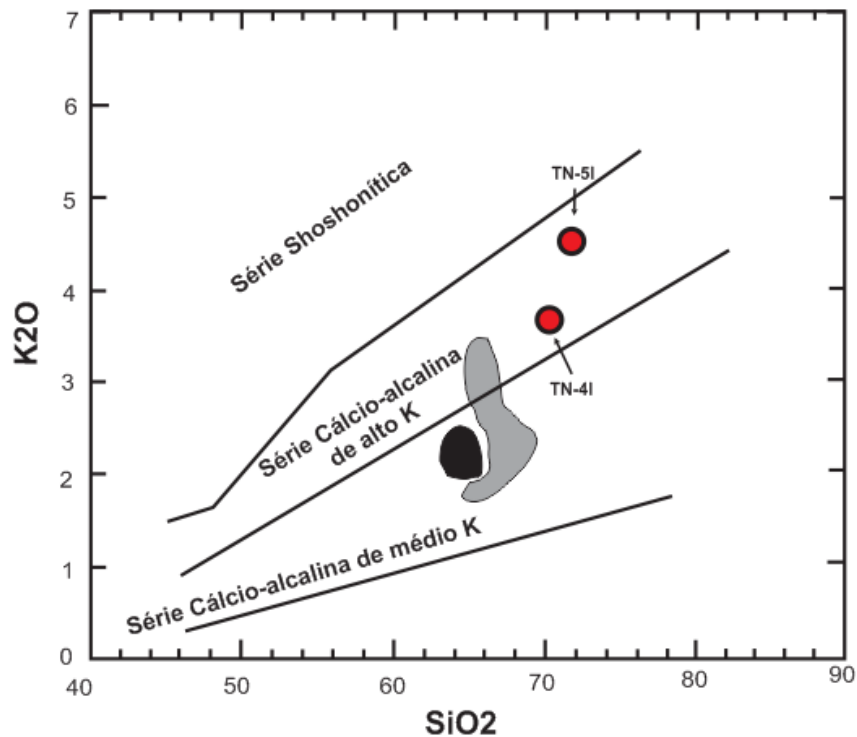


Figura 5.44: Amostras de rocha metapiroclástica do Grupo Rio Doce plotadas no diagrama de séries cálcio-alcálicas de Rickwood (1989) e Le Maitre et al. (1989). Nuvem cinza, amostras de Vieira (2007). Nuvem preta, amostras da Bacia Salaverry.

Nos diagramas Harker (Figura 5.45) as amostras da rocha metapiroclástica apresentam composição próxima às das amostras de rochas metapiroclásticas e vulcanoclásticas de Vieira (2007) e às cinzas vulcânicas da Bacia Salaverry. As amostras TN-4I e TN-5I tem teor de  $P_2O_5$  no intervalo 0,08%–0,13% , compatível com aqueles reportados por Le Maitre (1976) e pelo USGS para rochas andesíticas a riolíticas, cujos conteúdos padronizados de  $P_2O_5$  variam entre 0,15% e 0,63%. Embora o número de amostras seja pequeno, sugere-se que a tendência de dispersão das amostras de rochas piroclásticas da Formação Palmital do Sul seria uma consequência da mistura dos componentes vulcânicos com materiais sedimentares de fontes diversas.

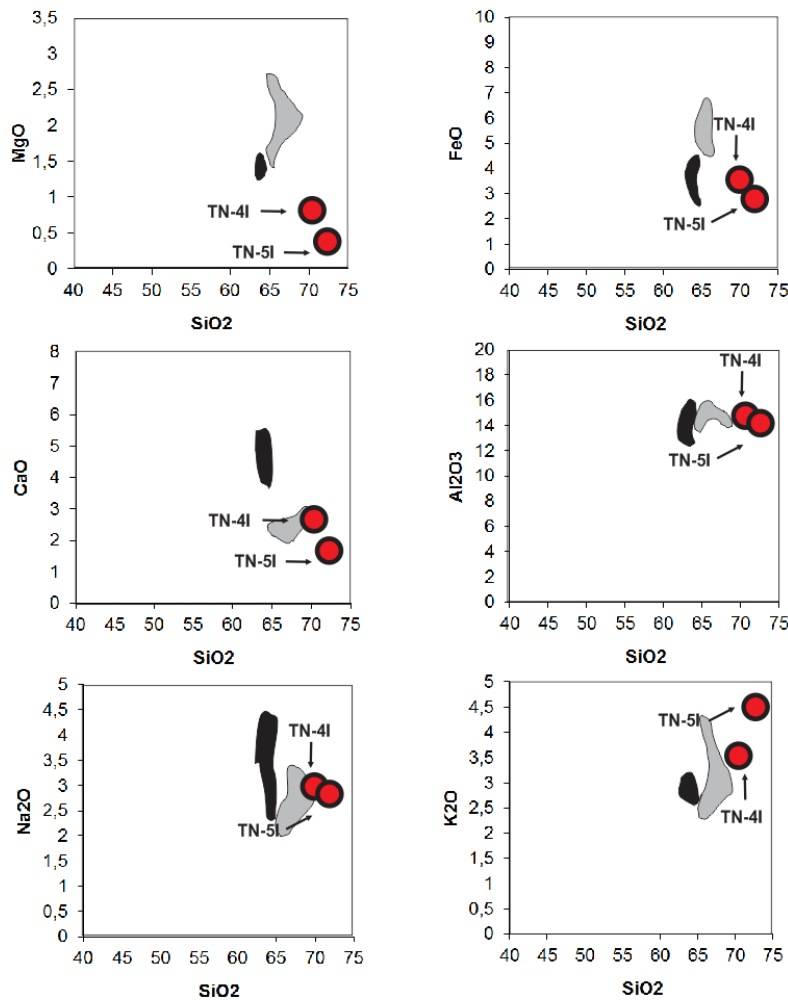


Figura 5.45: Diagramas Harker para amostras da rocha metapiroclástica do Grupo Rio Doce. Nuvem cinza: amostras de Vieira (2007); e nuvem preta: amostras da Bacia Salaverry.

As curvas de elementos terras raras das amostras TN-4I e TN-5I são muito semelhantes entre si e em relação às curvas das cinzas vulcânicas da Bacia de Salaverry e às rochas estudadas por Vieira (2007) (Figura 5.46). Todas as amostras apresentam fracionamento similar no padrão de terras raras, ocorrendo leve inclinação para a direita, com enriquecimento em terras raras leves e moderada depleção em terras raras pesadas. Existe um enriquecimento em La da ordem de cem vezes os valores condríticos em todo o conjunto de amostras e enriquecimentos da ordem de dez a quinze vezes nos elementos entre Dy e Lu, apresentando-se este segmento da curva sub-horizontalizado em todas as amostras. As anomalias de Eu são muito discretas a inexistentes.

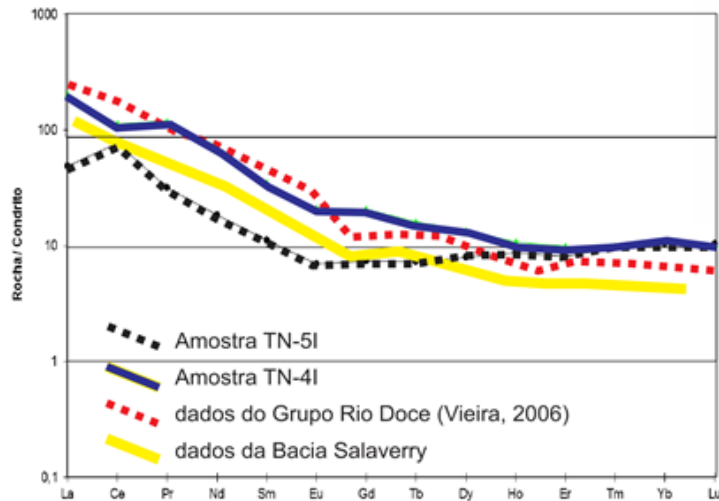


Figura 5.46: Padrões de elementos terras raras das amostras da rocha metapiroclástica do Grupo Rio Doce e Bacia Salaverry normalizados para o condrito de Taylor & McLennan (1985).

Os atributos litoquímicos das rochas metapiroclásticas do Grupo Rio Doce são perfeitamente compatíveis com a assinatura geoquímica dos plutonitos tonalítico-granodioríticos da Supersuíte G1 (Nalini et al. 2000, 2005, Pedrosa-Soares et al. 2011). Desta forma, a exemplo de Vieira (2007), interpreta-se que as rochas metapiroclásticas da Formação Palmital do Sul representam parte da seção supracrustal do Arco Magmático Rio Doce.

### **5.2.2.5. Geocronologia**

Para análises geocronológicas pelo método U-Pb foram coletadas três amostras de rochas do Grupo Rio Doce, o quartzito TB95B da Formação João Pinto e o granada-biotita xisto P2C da Formação Palmital do Sul, e a rocha metapiroclástica TN4-1 desta última unidade (Figura 3.1). A metodologia analítica está descrita no Capítulo 1, item 1.3.4 - Análises isotópicas - Método U-Pb em aparelho SHRIMP e Método U-Pb em aparelho LA-ICP-MS. A consistência analítica de todos os dados foi avaliada, levando-se em consideração a quantidade de Pb comum, porcentagem de discordância, erros individuais, grãos herdados, razões TH/U e outros fatores eventuais.

A amostra TB-95B é um quartzito puro com textura sacaroidal pertence à Formação João Pinto (Grupo Rio Doce) localizado nas proximidades de Pocrane/MG (coordenadas: 217840/7833096). A amostra P2C é um granada-biotita xisto localizado nas proximidades de Pocrane/MG que fora previamente mapeado como Complexo Pocrane (Tuller (2000)). A amostra TN4-1 é uma rocha piroclástica de composição riolítica da Formação Palmital do Sul aflorante nas proximidades de Tabaúnas, distrito de Resplendor/MG (coordenadas: 251243/7838344).

#### *5.2.2.5.1. Rocha metapiroclástica da Formação Palmital do Sul (Amostra TN4-1)*

O afloramento TN4-1 (UTM: 221385/7840162) situa-se no leito do Córrego Capoeirinha, próximo ao povoado de São José do Limoeiro. No afloramento ocorre rocha metavulcânica da Formação Palmital do Sul (Grupo Rio Doce), que repousa sobre rocha milonítica do Complexo Pocrane (descrição detalhada desta amostra do Complexo Pocrane no capítulo 3, item 3.2.3.4. Amostra TN4-2 – Milonito Biotítico de São José do Limoeiro).

A rocha datada é uma metavulcânica de composição riolítica (Figura 5.43) e textura clástica caracterizada por fragmentos maiores de plagioclásio e agregados policristalinos, imersos em matriz quartzosa a quartzo-feldspato-micácea de granulação fina a muito fina, incipientemente foliada. É composta por quartzo, plagioclásio, biotita e feldspato potássico. A biotita ocorre em palhetas bem desenvolvidas e mostra a cor vermelha característica de biotita titanífera de alta temperatura. Os agregados policristalinos são constituídos, essencialmente, de quartzo intercrescido com feldspato potássico e, assim como os fragmentos de plagioclásio, apresentam bordas denteadas (Figura 5.47).

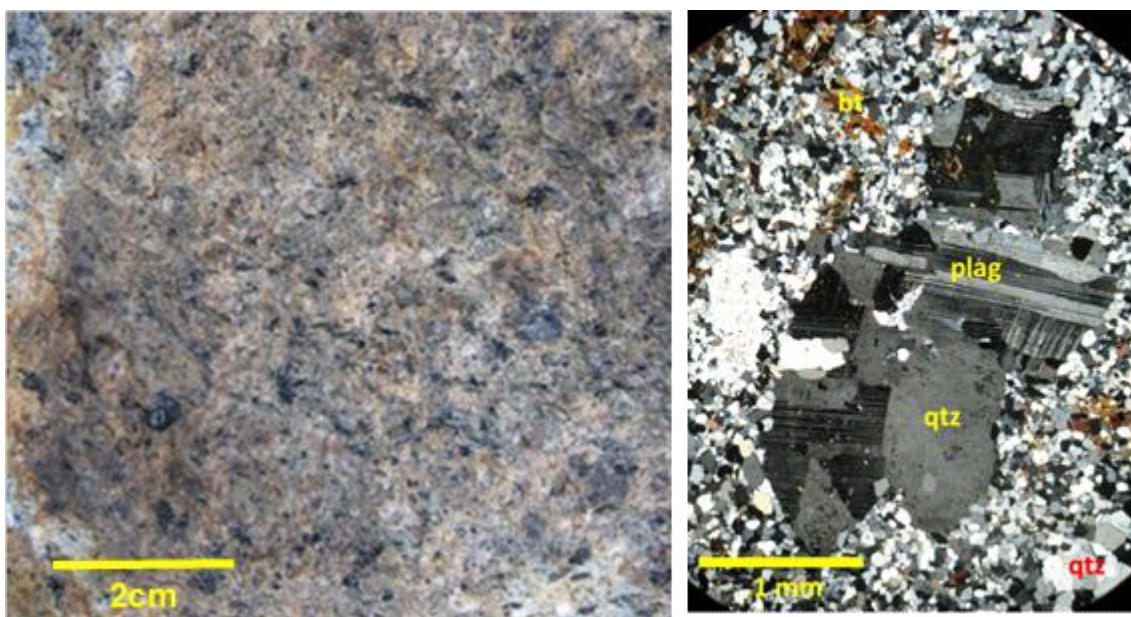


Figura 5.47: Rocha metavulcânica da Formação Palmital do Sul (Grupo Rio Doce) do afloramento TN4-1.

Para a amostra TN4-1 foram datados dezesseis grãos de zircão pelo método U-Pb em aparelho SHRIMP (Figura 5.48; Tabela 13 do Anexo 2). Imagens de catodoluminescência mostram uma família homogênea formada por prismas alongados com proporção aproximada 2:1 a 3:1 (Figura 5.49). Os grãos mostram zoneamento magmático bem marcado (*e.g.*, TN41-A-2.1, TN41-A-4.1 e TN41-A-6.1). Alguns grãos possuem finos sobrecrescimentos metamórficos de alta luminescência, que não foram datados devido à sua pequena dimensão. Os conteúdos e razões de U e Th são compatíveis com rochas magmáticas.

Para cálculo de idade em diagrama concórdia Wetherill selecionaram-se as medidas dos treze *spots* com melhor consistência analítica, resultando na idade-concórdia de  $595 \pm 13$  Ma (MSWD = 0,14) para a cristalização da rocha metavulcânica da Formação Palmital do Sul (Figura 5.49). Tal idade é de grande importância regional, dado que caracteriza a instalação de um dos edifícios vulcânicos do arco magmático do Orógeno Araçuaí.

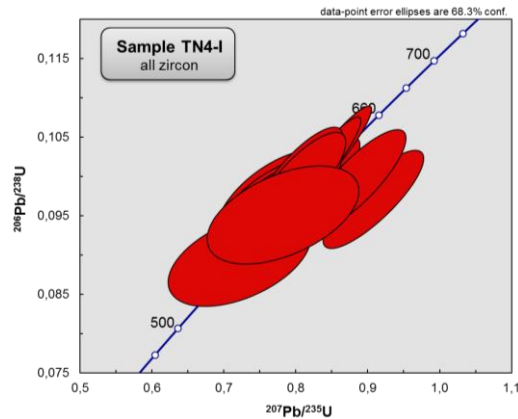


Figura 5.48: Diagrama concórdia Wetherill para os cristais de zircão analisados na amostra TN4-1.

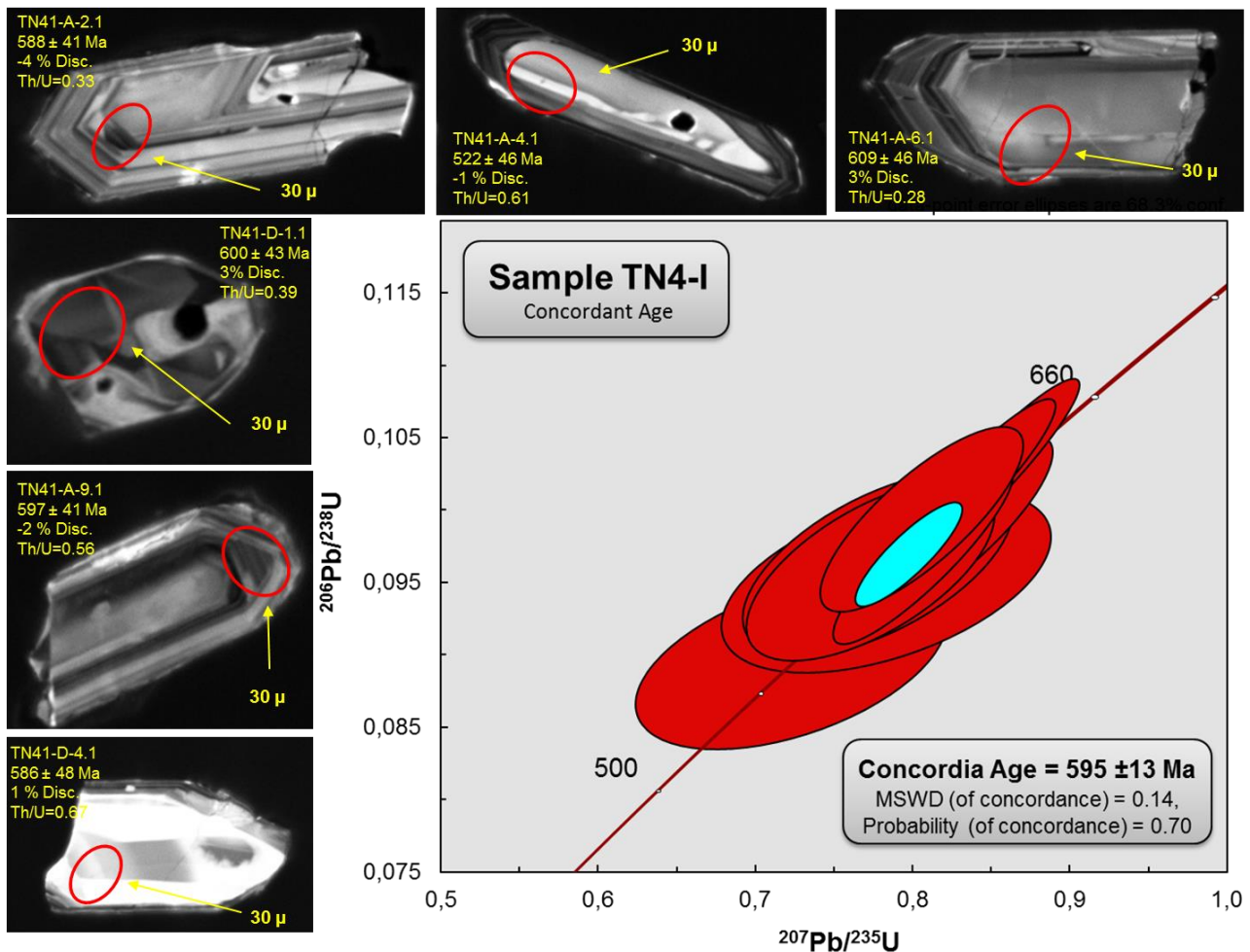


Figura 5.49: Idade da amostra TN4-1 em diagrama da concórdia Wetherill e imagens catodoluminescência dos grãos analisados.

#### 5.2.2.5.2. Granada-biotita xisto da Formação Palmital do Sul (Amostra P2C)

A amostra P2C (UTM: 219435/7841785) é de um granada-biotita xisto que foi coletado no afloramento P2-2 da seção realizada ao longo do Córrego Ubá, nas proximidades de Pocrane (figuras 3.1 e 5.50). No mapa geológico da Folha Ipanema (Tuller 2000) este afloramento faria parte do Complexo Pocrane, mas os dados geocronológicos aqui apresentados demonstram que se trata de uma unidade metassedimentar neoproterozóica, a qual se correlaciona com a Formação Palmital do Sul.

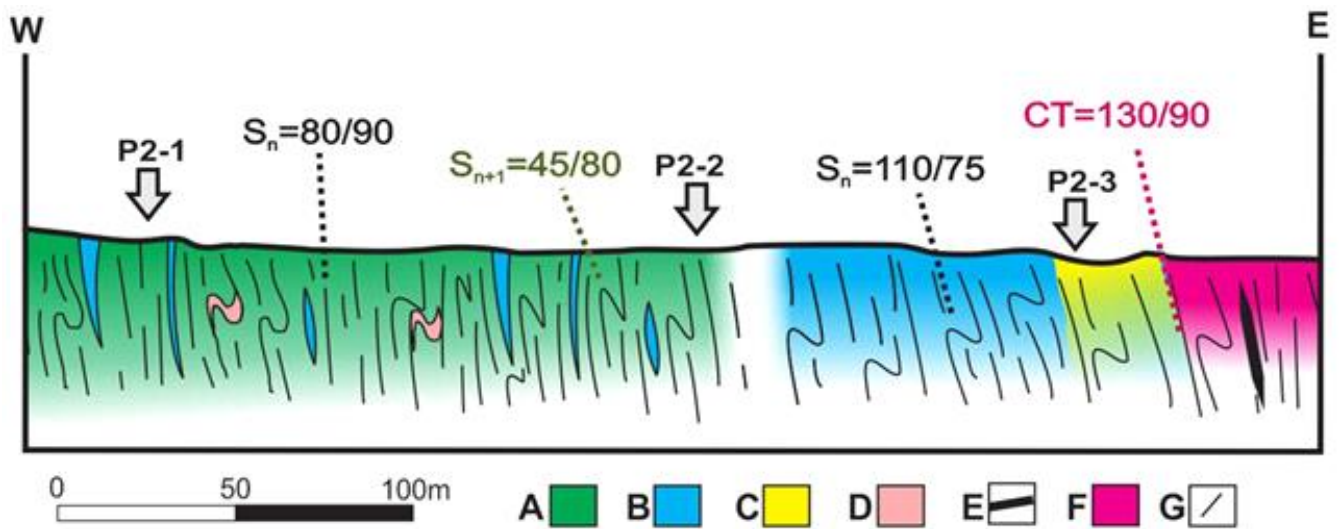
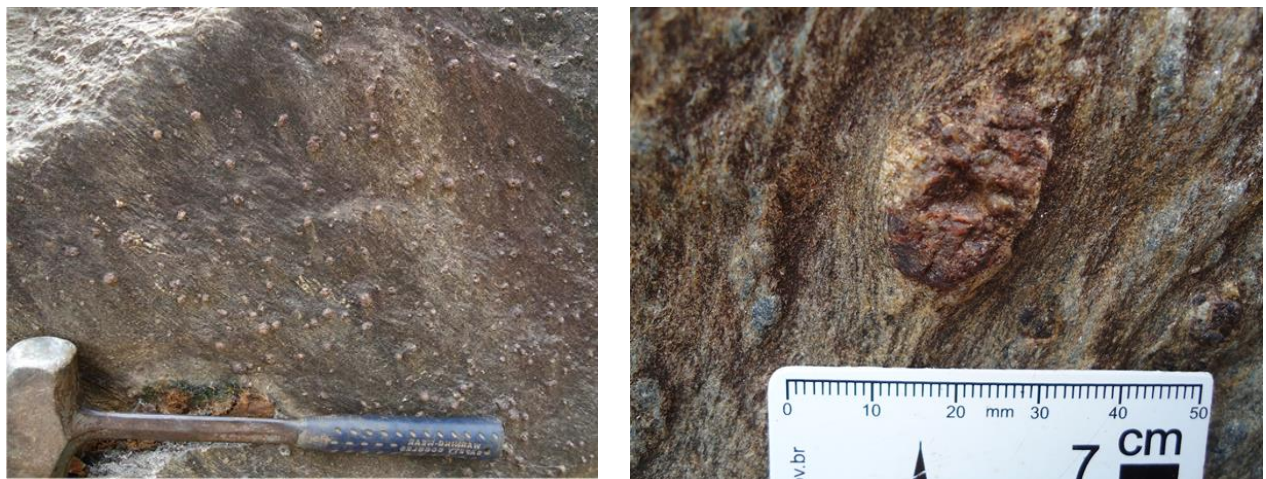


Figura 5.50: Granada-biotita xisto P2C, coletado no afloramento P2-2 (UTM 219435/7841785) da seção ao longo do Córrego Ubá. A, granada-biotita xisto (Formação Palmital do Sul); B, granada-biotita gnaiss (Formação Palmital do Sul); C, Quartzito Córrego Ubá; D, veios de quartzo e quartzo-feldspáticos; E, lente de anfibolito; F, anfibólio-biotita gnaiss do Complexo Pocrane; G, traços estruturais; CT, contato tectônico.

Este xisto é essencialmente composto por biotita, quartzo, feldspato potássico, granada e plagioclásio, tendo muscovita como mineral de alteração retrometamórfica. Apresenta a xistosidade  $S_n$  marcante, truncada pela clivagem de crenulação  $S_{n+1}$ . Vênulas milimétricas de quartzo se encontram envolvidos pela xistosidade, e a granada forma porfiroblastos e poiquiloblastos submilimétricos a milimétricos, envolvidos pela xistosidade (Figura 5.50).

Para a amostra P2C foram datados noventa *spots* em noventa grãos de zircão pelo método U-Pb em aparelho LA-MC-ICP-MS (Tabela 14 do Anexo 2). As imagens dos grãos de zircão analisados mostram amplas variações na morfologia, arredondamento e feições internas que, associados a seu variado espectro de idades individuais, evidenciam natureza detrítica, com diversidade de fontes e de transporte sedimentar (figuras 5.51 e 5.52).

Oitenta e sete medidas com consistência analítica foram selecionadas (Tabela 14 do Anexo 2) e permitiram a separação em cinco intervalos estatísticos (Figura 5.53), cujas médias das modas e respectivos percentuais em relação ao total de análises são  $766 \pm 4$  Ma (70% dos *spots*),  $1325 \pm 16$  Ma (10%),  $1980 \pm 16$  Ma (10%),  $2493 \pm 18$  Ma (8%) e  $3252 \pm 72$  Ma (1%).

Todos os valores acima, considerados os intervalos de idades que eles representam, têm fontes conhecidas no conjunto do Cráton do São Francisco-Congo e orógenos relacionados, tais como o arco magmático Rio Negro (*ca.* 790–605 Ma, Tupinambá et al. 2012), o Sistema Espinhaço–Chapada Diamantina (eventos magmáticos em *ca.* 1200 Ma, 1500 Ma e 1750 Ma; Pedrosa-Soares & Alkmim 2011, Chemale et al. 2012), o embasamento riaciano-orosiriano (complexos Pocrane, Juiz de Fora, Mantiqueira, Kimeziano e Eburneano; Noce et al. 2007, Heilbron et al 2010), e uma discreta contribuição arqueana cujas fontes primárias seriam os núcleos arqueanos dos crátons vizinhos (Teixeira et al. 2000, Tack et al. 2001).

Do ponto de vista estatístico, a idade máxima de deposição dos sedimentos pelíticos desta amostra da Formação Palmital do Sul é  $766 \pm 4$  Ma. Destaca-se, entretanto, que 70% da população de zircões (61 medidas) pertencem a um único grupo (Figura 5.53). Por se tratar do grupo de idades mais novas, os dados deste intervalo foram retrabalhados separadamente na busca de uma idade máxima de sedimentação mais precisa. Aumentando o detalhamento nota-se a uma clara distinção entre dois picos, um em *ca.* 700 Ma e outro em *ca.* 952 Ma (figura 5.54). Tal distinção ficava mascarada quando todos os zircões eram levados em consideração devido ao vasto intervalo entre as idades mais novas e antigas obtidas para a amostra. A distinção destes dois intervalos demonstra que além das fontes supracitadas, o subgrupo de 952 Ma sugere que a rocha também tem fonte relacionada ao sistema de bacias precursoras do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares et al. 2000, Babinski et al. 2012, Gonçalves-Dias et al. 2011, Chemale et al. 2012)



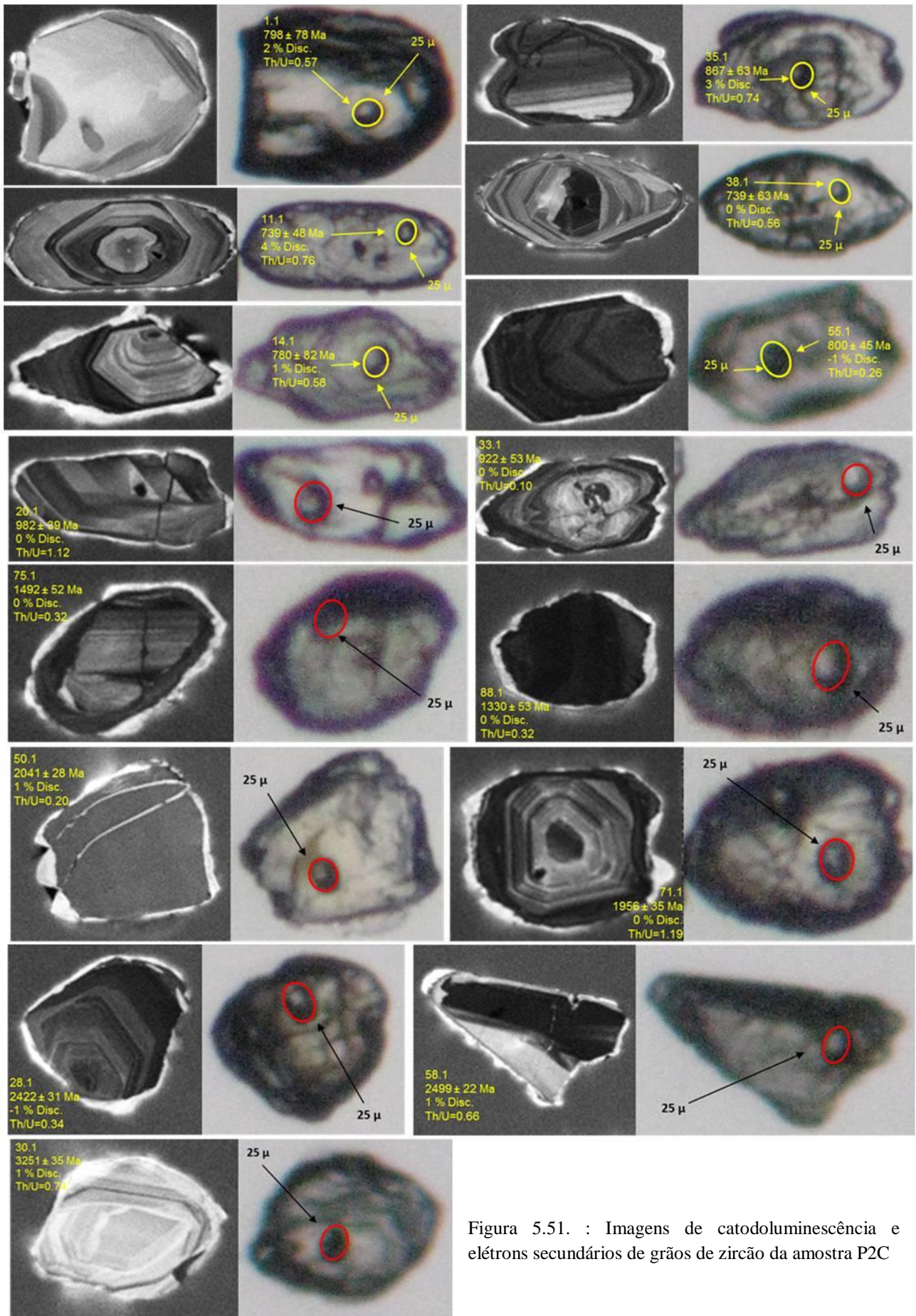


Figura 5.51. : Imagens de catodoluminescência e elétrons secundários de grãos de zircão da amostra P2C

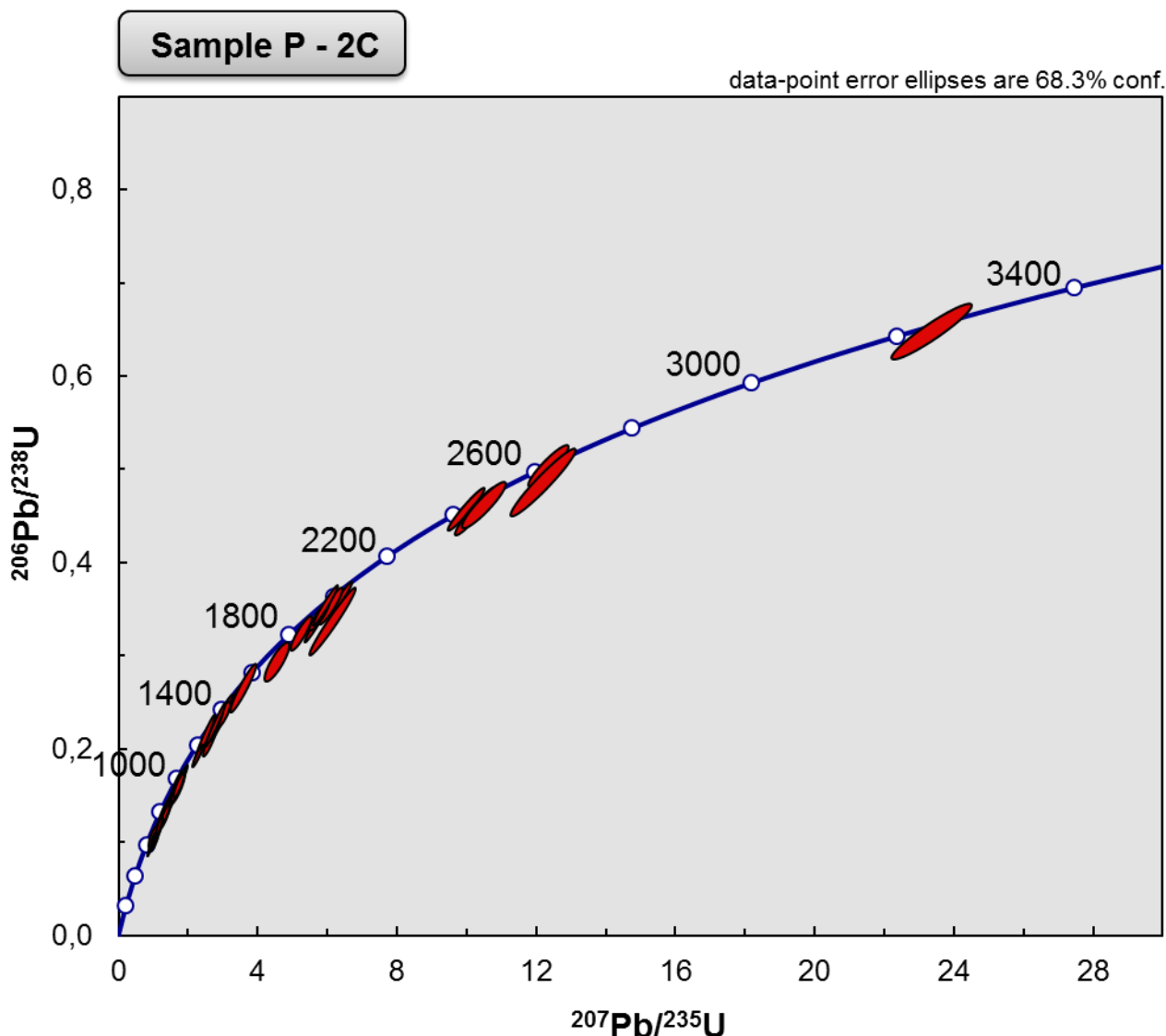


Figura 5.52: Diagrama concórdia Wetherill para todos os *spots* analisados em grãos de zircão da amostra P2C.

Para o cálculo final da idade máxima de deposição da amostra P2C foram levados em consideração somente os grãos mais novos, referentes ao subgrupo de 700 Ma, totalizando dezesseis grãos com forte consistência analítica (20% do total dos grãos da amostra). O cálculo desta idade foi efetuado a partir do diagrama de variação e do diagrama concórdia Wetherill (figuras 5.55 e 5.56). Ambos forneceram idades semelhantes ( $664 \pm 13$  Ma e  $665 \pm 25$  Ma), mas o dado associado ao diagrama de variação é mais preciso do ponto de vista estatístico. Desta forma, a idade máxima de deposição dos sedimentos pelíticos desta amostra da Formação Palmital do Sul é  $665 \pm 25$  Ma. Este valor e as idades entre 650 Ma e 750 Ma que compõe o grupo sugerem áreas-fonte no Arco Rio Negro e/ou na Província Alcalina do Sul da Bahia (Teixeira et al. 1969, Rosa et al. 2007, Tupinambá et al. 2012).

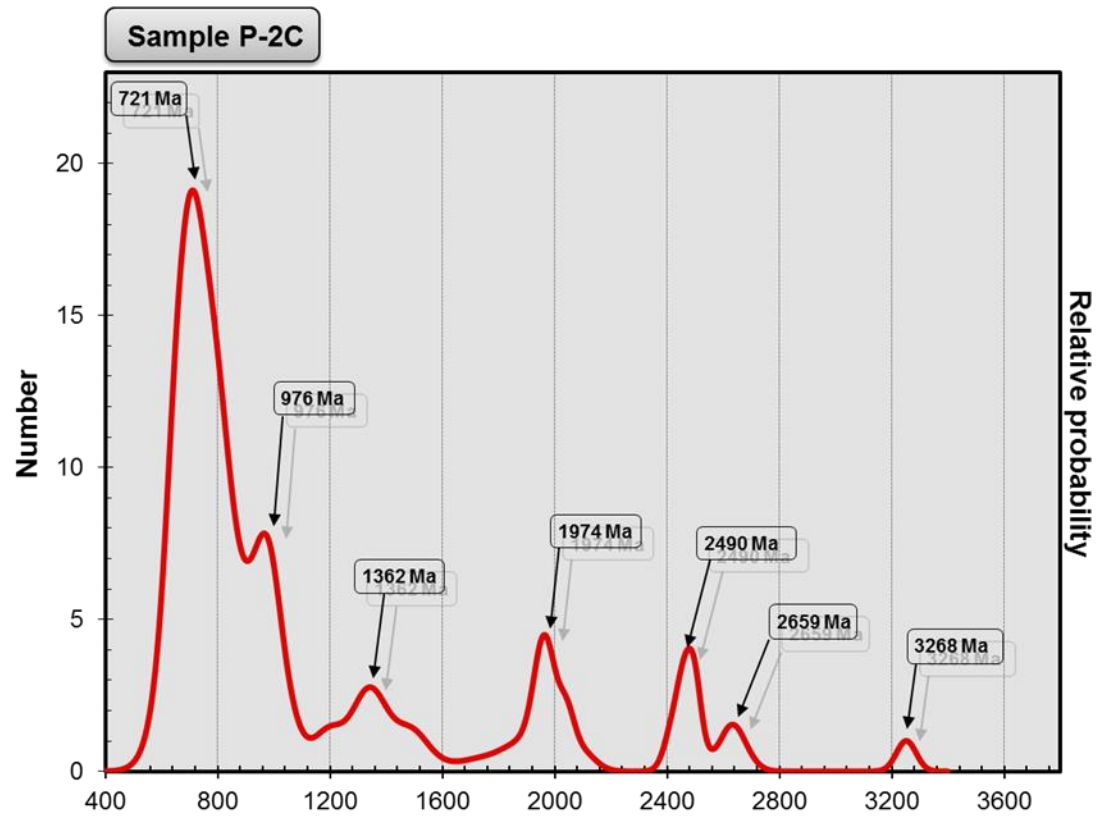
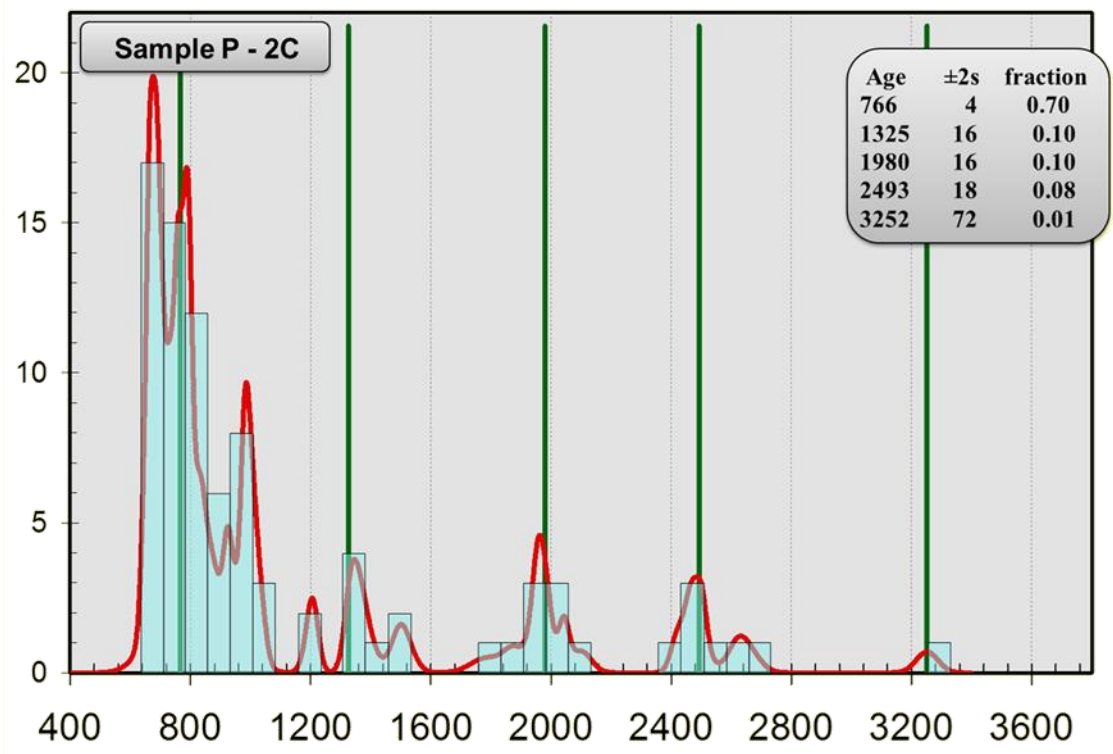


Figura 5.53: Histogramas de idades U-Pb de grãos detriticos de zircão, com indicação das médias das modas e sua representatividade percentual, e curva de distribuição dos picos de probabilidade para a amostra P2C.

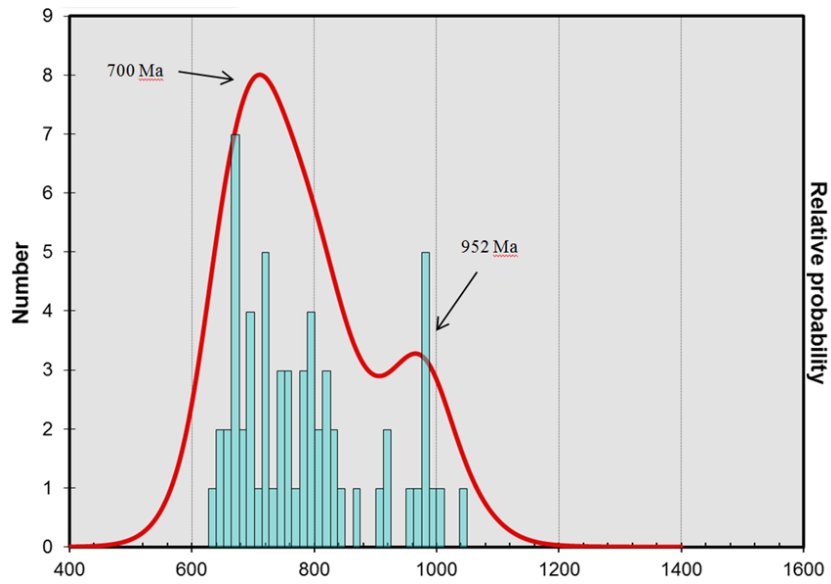


Figura 5.54: Diagrama de probabilidade relativa para as 61 idades mais novas da amostra P2C.

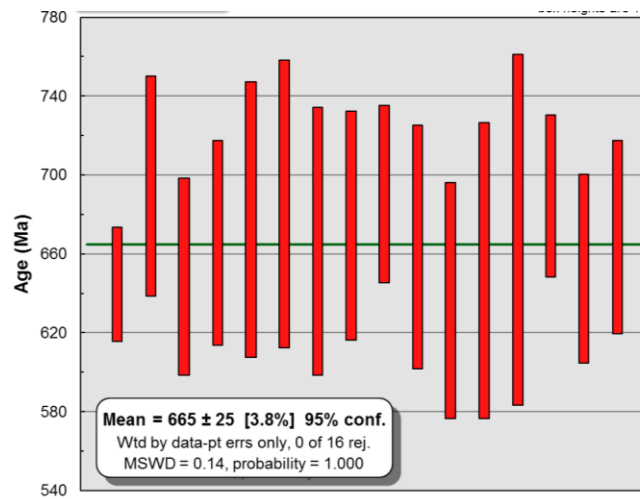


Figura 5.55: Diagrama de variação para o cálculo da idade máxima de deposição da amostra P2C.

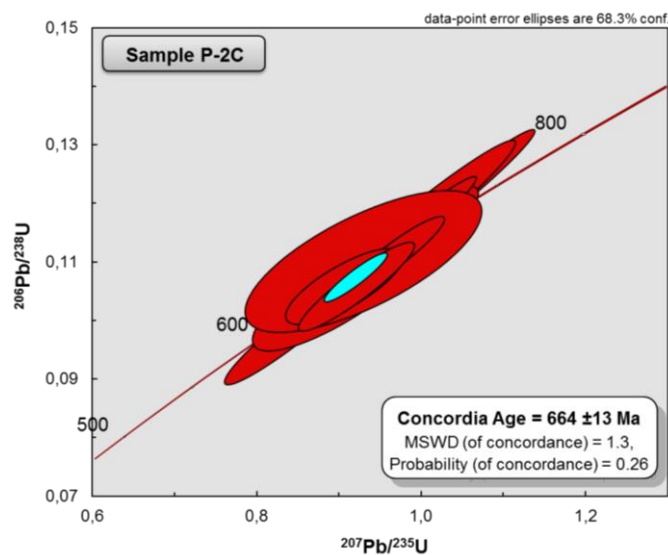


Figura 5.56: Diagrama concórdia Wetherill para o cálculo da idade máxima de deposição da amostra P2C.  
5.2.2.5.3. *Quartzito da Formação João Pinto (Amostra TB95B)*

A amostra TB95B (UTM: 217840/7833096) é de um quartzito pertencente à Formação João Pinto (Grupo Rio Doce), coletado nas proximidades de Tabajara, distrito de Pocrane. A rocha tem cor branca-amarelada, granulação média a grossa e textura sacaroidal granoblástica (Figura 5.57). Quartzo é o mineral largamente predominante, acompanhado de não mais do que 5% de mica branca e outros minerais acessórios. A rocha apresenta a foliação regional  $S_n$ , materializada pelas lamelas de mica e estiramento dos cristais de quartzo.



Figura 5.57: Quartzito TB95B, Formação João Pinto (Grupo Rio Doce).

Para a amostra TB95B foram analisados 46 *spots* em 44 grãos de zircão pelo método U-Pb em aparelho LA-MC-ICP-MS (tabela 15 do anexo 2). As imagens de catadoluminescência mostram grãos predominantemente arredondados a subarredondados, de tamanhos variados, com feições internas diversificadas (*e.g.*, zoneamento oscilatório, núcleo e sobrecrecimento, alta a baixa luminescência) que, juntamente com o amplo espectro de idades individuais, demonstram a natureza detrítica da amostra e a contribuição de fontes diversas (figuras 5.58 e 5.59).

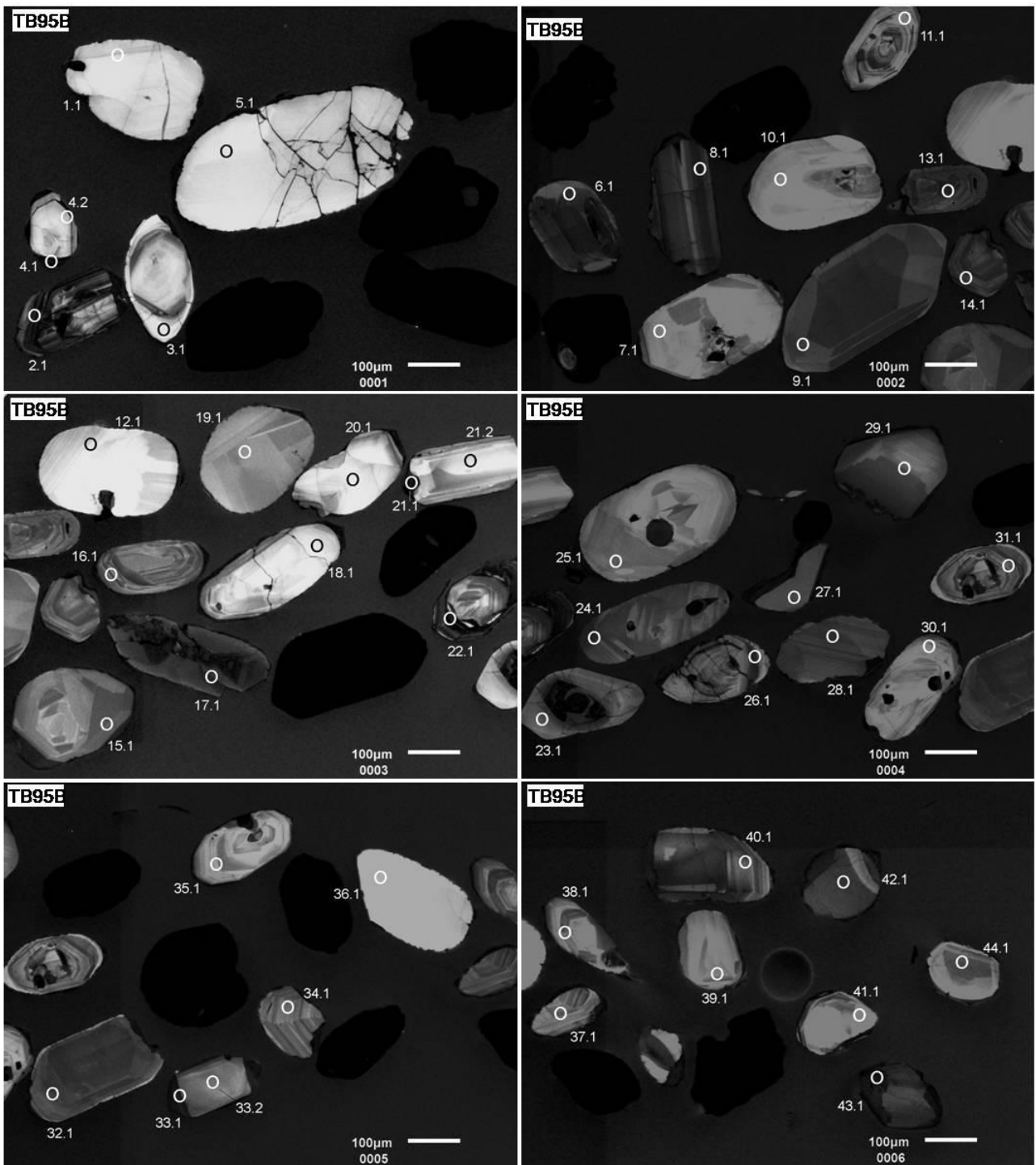


Figura 5.58. Imagens de catodoluminescência de grãos de zircão do quartzito TB95B (Formação João Pinto, Grupo Rio Doce). Os círculos numerados mostram os *spots* analisados (Tabela 10 do anexo 2).

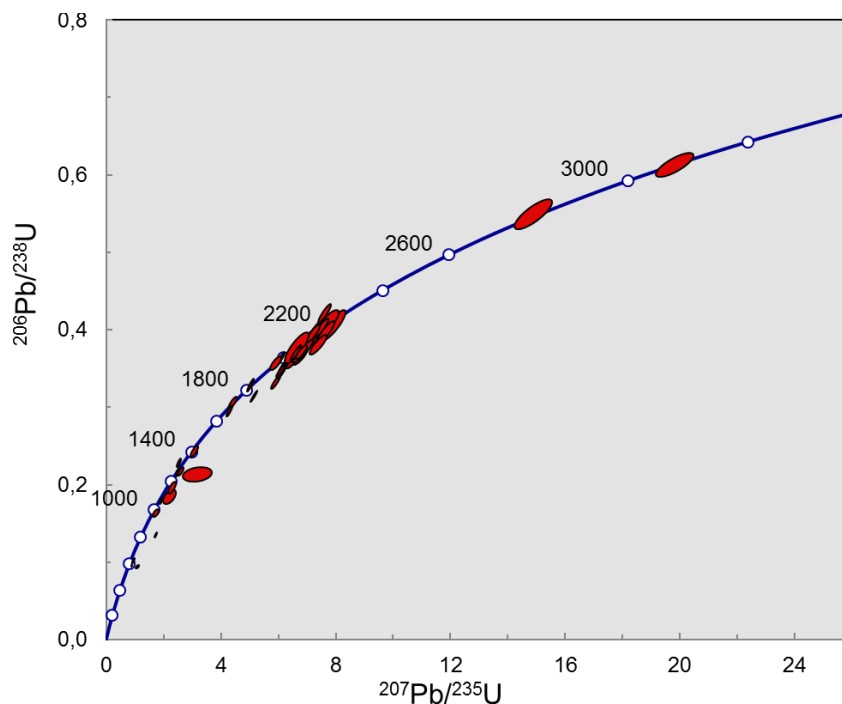


Figura 5.59: Diagrama concórdia Wetherill para todos os spots analisados em grãos de zircão da amostra TB95B.

Quarenta e três medidas com boa consistência analítica foram selecionadas e permitiram a separação em cinco intervalos estatísticos (Figura 5.60), cujas médias das modas e respectivos percentuais em relação ao total de análises são  $619 \pm 19$  Ma (7% dos *spots*),  $1201 \pm 24$  Ma (16%),  $1824 \pm 21$  Ma (9%),  $2087 \pm 12$  Ma (63%) e  $2976 \pm 62$  Ma (5%). Portanto, a idade máxima de deposição dos sedimentos arenosos desta amostra da Formação João Pinto é  $619 \pm 19$  Ma, evidenciando a contribuição de fontes situadas no próprio Arco Magmático Rio Doce (figuras 5.60 e 5.61).

Os demais agrupamentos de idades e seus picos internos também indicam áreas-fonte conhecidas no conjunto do Cráton do São Francisco-Congo e orógenos relacionados, tais como o magmatismo anorogênico Noqui (*ca.* 1 Ga, Tack *et al.* 2001), o Sistema Espinhaço–Chapada Diamantina (eventos magmáticos em *ca.* 1200 Ma, 1500 Ma e 1750 Ma; Pedrosa-Soares & Alkmim 2011, Chemale *et al.* 2012), o embasamento riaciano-orosiriano (complexos Pocrane, Juiz de Fora, Mantiqueira, Kimeziano e Eburneano; Noce *et al.* 2007, Heilbron *et al.* 2010), e uma discreta contribuição arqueana cujas fontes primárias seriam, certamente, os núcleos arqueanos dos crátons vizinhos (Teixeira *et al.* 2000, Tack *et al.* 2001). Destaca-se, entretanto, que a grande contribuição de sedimentos provém de fontes primárias (magmáticas) situadas nos complexos do embasamento riaciano-orosiriano, embora a participação do Arco Rio Doce seja determinante da idade máxima de sedimentação da Formação João Pinto (figuras 5.60 e 5.61). A idade mínima desta formação é

balizada pelo metamorfismo regional que originou a foliação  $S_n$ , no estágio colisional do Orógeno Araçuai (ca. 585–540 Ma).

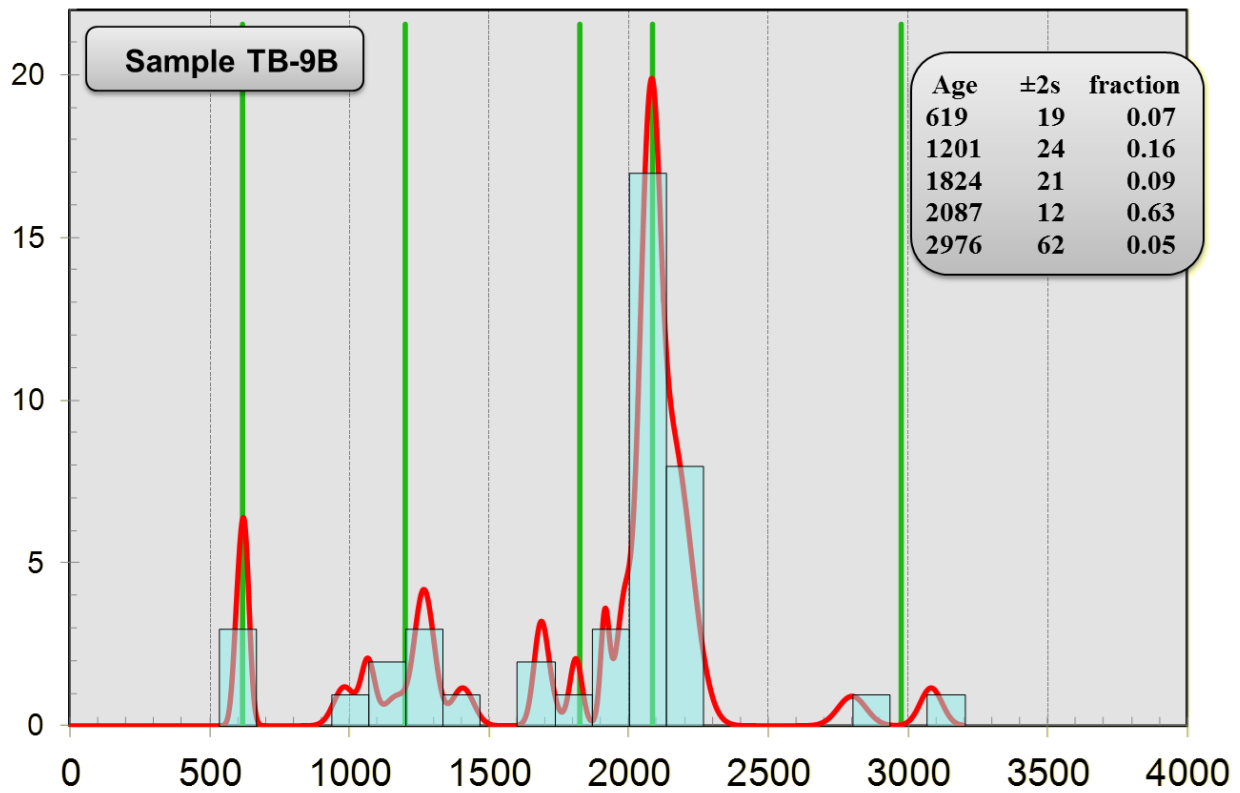


Figura 5.60: Histograma de densidade deposicional para grãos detríticos de zircão da amostra TB95B (quartzito da Formação João Pinto), mostrando as médias das modas de cada agrupamento estatístico.

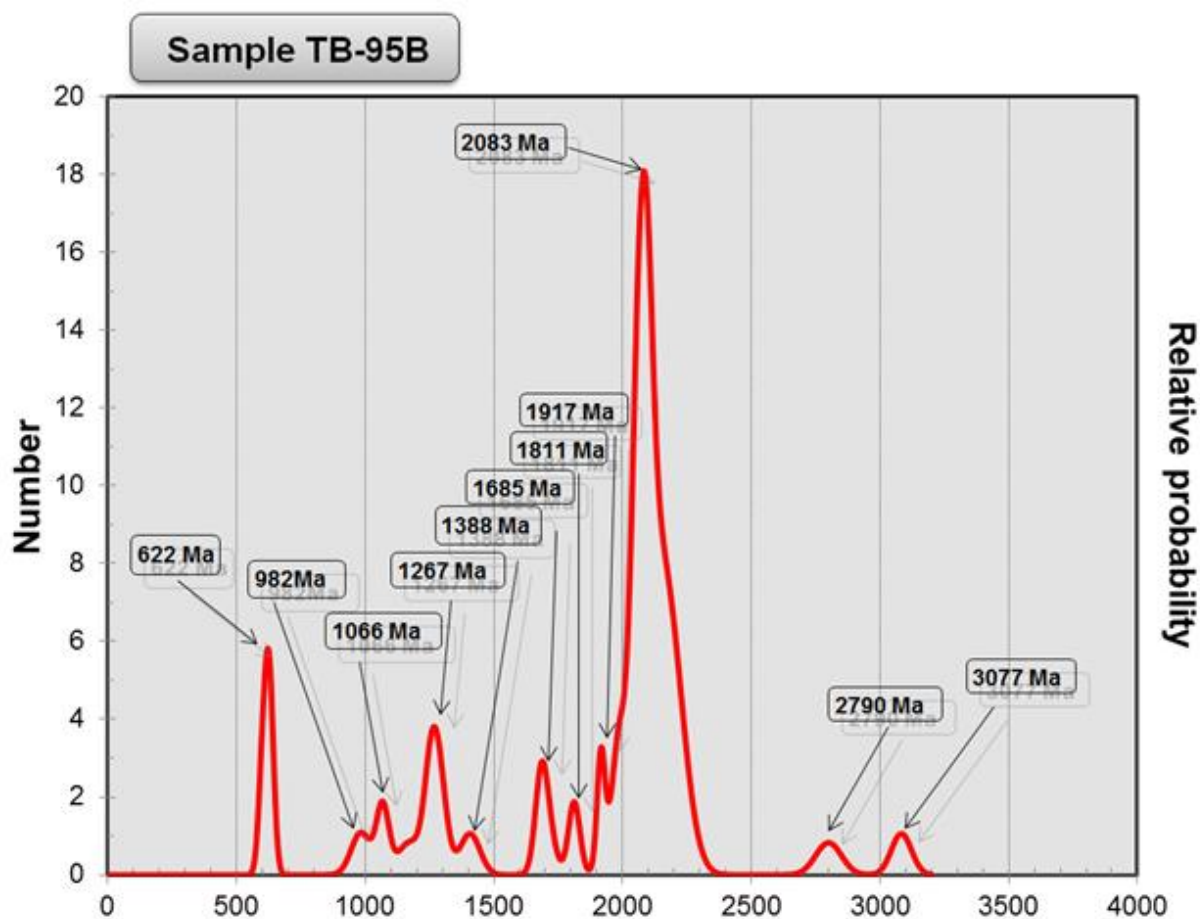


Figura 5.61: Diagrama de probabilidade relativa para grãos detríticos de zircão da amostra TB-95B.

#### **5.2.2.6. Química Mineral**

Este tópico objetiva a obtenção de dados geotermobarométricos e identificação de episódios de crescimento da granada durante o metamorfismo que afetou os metapelitos do Grupo Rio Doce. Informações como essas além de permitirem um avanço no entendimento da evolução térmica do Orógeno Araçuaí, fornecem subsídios para testar diferentes interpretações tectônicas propostas.

Foram coletadas duas amostras de granada-biotita xisto da Formação Palmital do Sul – Grupo Rio Doce para análises termobarométricas em microsonda eletrônica, são elas P2C (coordenadas: 206333/7816547) e P2E (coordenadas: 206333/7816547). A metodologia utilizada está descrita no capítulo 1, item 1.3.4 - Trabalhos de Laboratório - Química Mineral, os dados obtidos encontram-se na Tabela 16 do Anexo 2.

##### *5.2.2.6.1. Introdução*

A interpretação dos dados de química mineral de granada visa a investigação do equilíbrio químico entre minerais que são utilizados nos cálculos geotermobarométricos. Nas rochas investigadas, as fases minerais pertencentes à paragênese metamórfica apresentam texturas que indicam equilíbrio químico. Evidências de entropia envolvendo trocas catiônicas entre fases ferro-

magnesianas são comuns em rochas de médio a alto grau, as quais podem ser atribuídas à difusão desses íons entre partes em contato durante a cristalização (Spear & Florence, 1992).

Neste contexto, o par granada-biotita é o geotermômetro mais usado em rochas pelíticas. Para inferir as trajetórias de P-T do metamorfismo, são usadas as variações químicas de minerais indicadores tais como granada, biotita, plagioclásio, entre outros provenientes de rochas de médio a alto grau metamórfico (Spear & Peacock, 1989; Vance & O'Nions, 1992).

#### 5.2.2.6.2. Química Mineral da Granada

Os minerais do grupo da granada tem sido amplamente utilizado em estudos de química mineral para aplicação em geotermobarometria quantitativa. Embora encontrados em rochas ígneas, esses minerais são mais comuns em rochas metamórficas, podendo estar presentes em diferentes litotipos, sob diferentes condições de P e T (Deer & Zussman 1966, Powell & Holland 1994, Dale *et al.* 2000, Holdaway 2000, Moraes *et al.* 2002).

Boa parte dos minerais do grupo da granada são soluções sólidas entre dois ou mais membros finais, cuja fórmula estrutural pode ser descrita por  $X_3^{[8]}Y_2^{[6]}[SiO_4]_3$ , onde  $X = Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$  ou  $Ca^{2+}$  e  $Y = Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Ti^{4+}$ ,  $Cr^{3+}$  ou  $V^{3+}$ . Esse grupo é normalmente dividido em duas séries (Deer & Zussman 1966): a série piralspita (piropo-almândina-espessartita,  $Y = Al^{3+}$  e  $X = Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$  respectivamente), e a série ugrandita (uvarovita-grossularia-andradita,  $X = Ca^{2+}$  e  $Y = Cr^{3+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$  respectivamente)

Neste item, o objetivo é caracterizar quimicamente os cristais de granada provenientes do granada-biotita xisto da Formação Palmital do Sul do Grupo Rio Doce. Foram selecionados dois cristais de granada por amostra para microanálises. A Tabela 5.3 apresenta a proporção dos membros finais para cada amostra calculadas com base na média das análises químicas.

Tabela 5.3: Média percentual das moléculas de almandina, piropo, espessartita e grossulária nas granadas estudadas.

	spe(Mn)	alm(Fe)	py(Mg)	gro(Ca)	Amostra	Rocha/ Unidade
%	7,07	75,76	5,31	11,86	P2C	Granada-biotita xisto, Fm. Palmital do Sul
Membro final	5,46	76,22	5,38	12,94	P2E	Granada-biotita xisto, Fm. Palmital do Sul

A avaliação dos dados químicos dos elementos maiores revela variações nos conteúdos de ferro, magnésio e manganês e cálcio. Os grãos de granada analisados pertencem à solução sólida espessartita-almândina-piropo (com larga predominância de almandina) e menores componentes de grossulária.

A correlação negativa apresentada na Figura 5.62 sugere um contexto onde as principais substituições catiônicas das granadas da Formação Palmital do Sul tendem a envolver os íons ferro, magnésio, manganês e cálcio. A dispersão entre os óxidos FeO e MgO mostra correlação positiva (figura 5.63), evidenciando ausência de fracionamento entre os íons  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$ . Com isso o comportamento químico das granadas da Formação Palmital do Sul é controlado basicamente por substituições do tipo  $\text{Mn}^{2+} + \text{Ca}^{2+} \rightarrow 2\text{Mg}^{2+}$  (evidenciado pela correlação negativa, Figura 5.64).

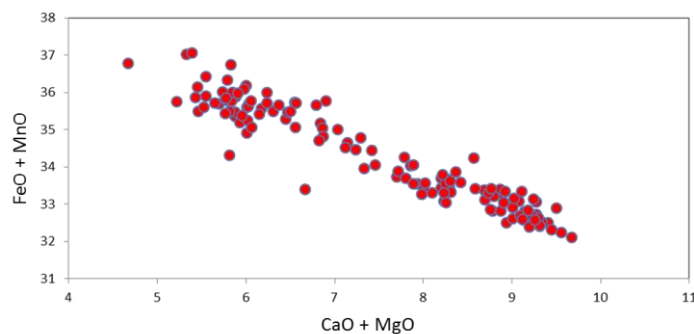


Figura 5.62: A distribuição de  $(\text{CaO} + \text{MnO})$  e  $(\text{FeO} + \text{MgO})$  mostra correlação negativa que sugere processos de substituição envolvendo esses elementos.

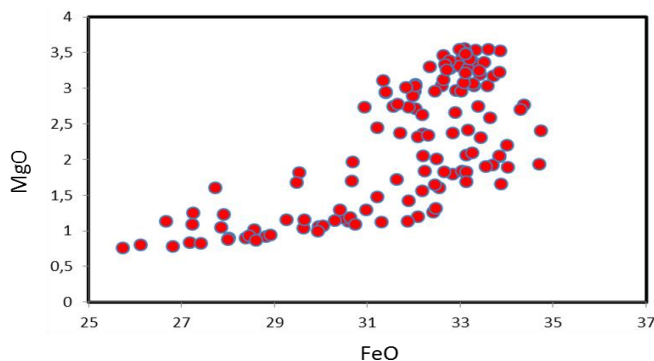


Figura 5.63: Correlação positiva na distribuição de  $\text{FeO}$  e  $\text{MgO}$ , evidenciando ausência de fracionamento entre  $\text{Fe}$  e  $\text{Mg}$ .

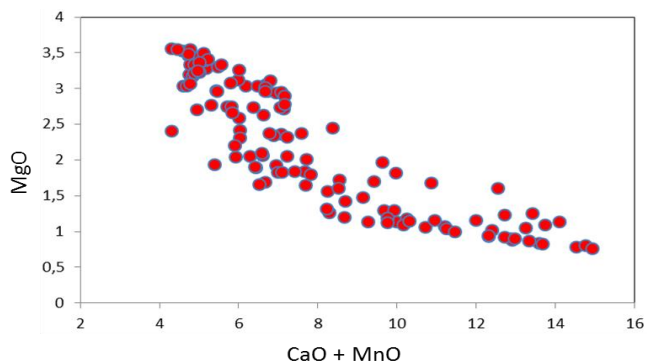


Figura 5.64: Correlação negativa entre  $(\text{CaO} + \text{MnO})$  e  $\text{MgO}$  indicando substituição entre os elementos.

Os cristais de granada analisados apresentam zoneamento químico marcante, caracterizando uma única geração formada por grãos idioblásticos associados à paragênese da biotita. Todas as granadas analisadas em ambas as amostras apontam ligeiro enriquecimento em magnésio próximo às margens, os quais são compensados por maiores concentrações de manganês e cálcio no núcleo (figuras 5.65 e 5.66). Em geral, o ferro se comporta de forma mais homogênea ao longo do cristal (Figura 5.67).

Certamente, o zoneamento químico reflete o percentual de membro final. A Tabela 5.4 mostra análises de uma das granadas analisadas da amostra P2C, onde o zoneamento é uniforme (Figura 5.65, granada superior). Nota-se uma clara predominância de almandina e grossulária, no centro, e almandina-piropo, nas bordas.

Tabela 5.4: Percentuais das moléculas de almandina, piropo, espessartita e grossulária nas granadas estudadas, diferenciando núcleo de borda.

	<b>spe(Mn)</b>	<b>alm(Fe)</b>	<b>py(Mg)</b>	<b>gro(Ca)</b>	<b>Amostra</b>	<b>Rocha/ Unidade</b>
%	8,10	73,84	5,19	12,87	P2C núcleo	Granada-biotita xisto Fm. Palmital do Sul
Membro final	3,85	75,38	12,98	7,78	P2C borda	Granada-biotita xisto Fm. Palmital do Sul

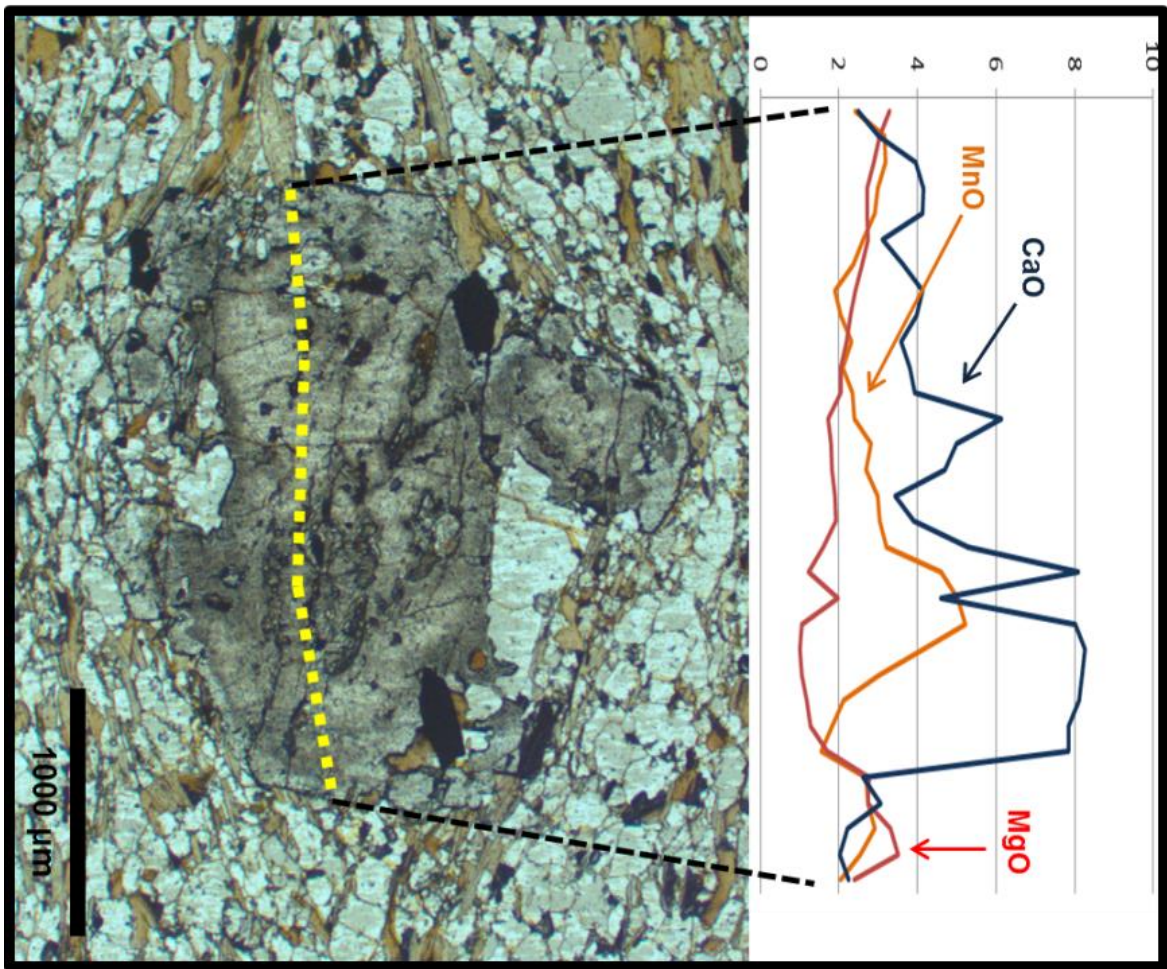
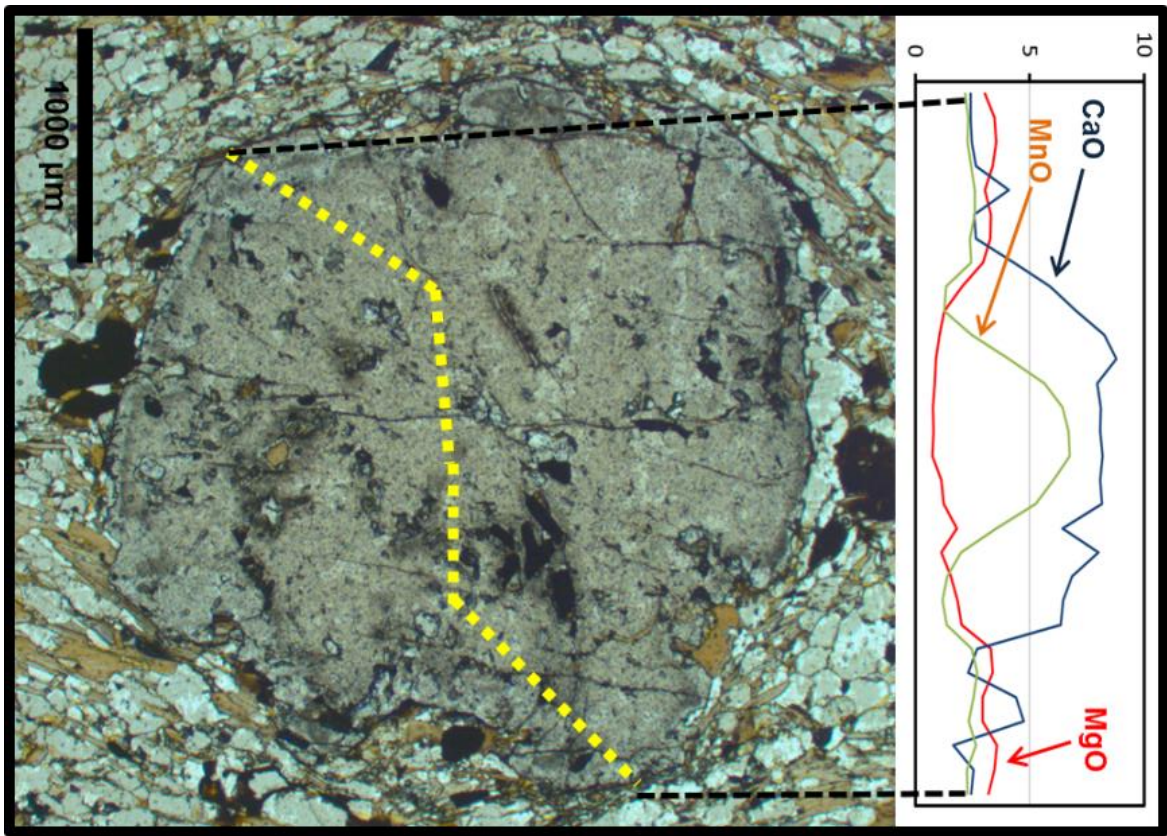


Figura 5.65: Perfis composicionais MgO, MnO e CaO de granadas da amostra P2C.

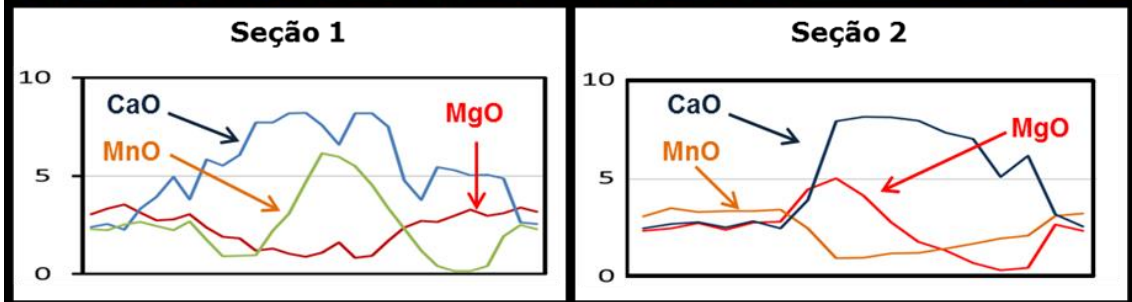
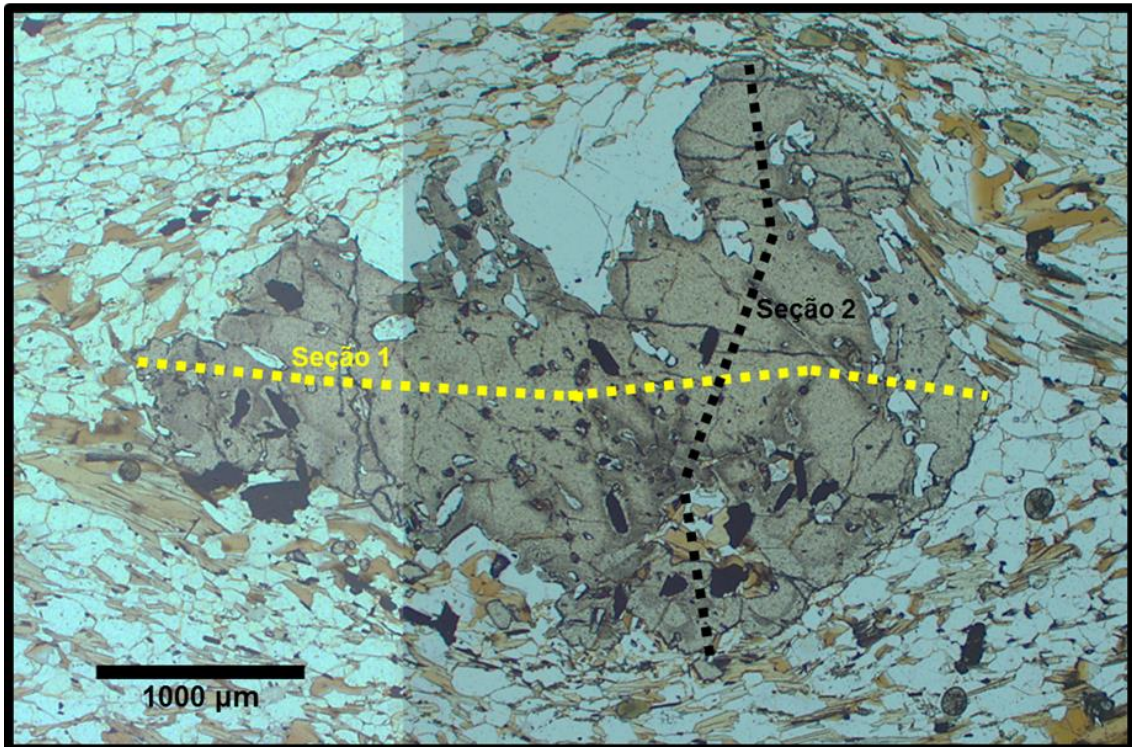
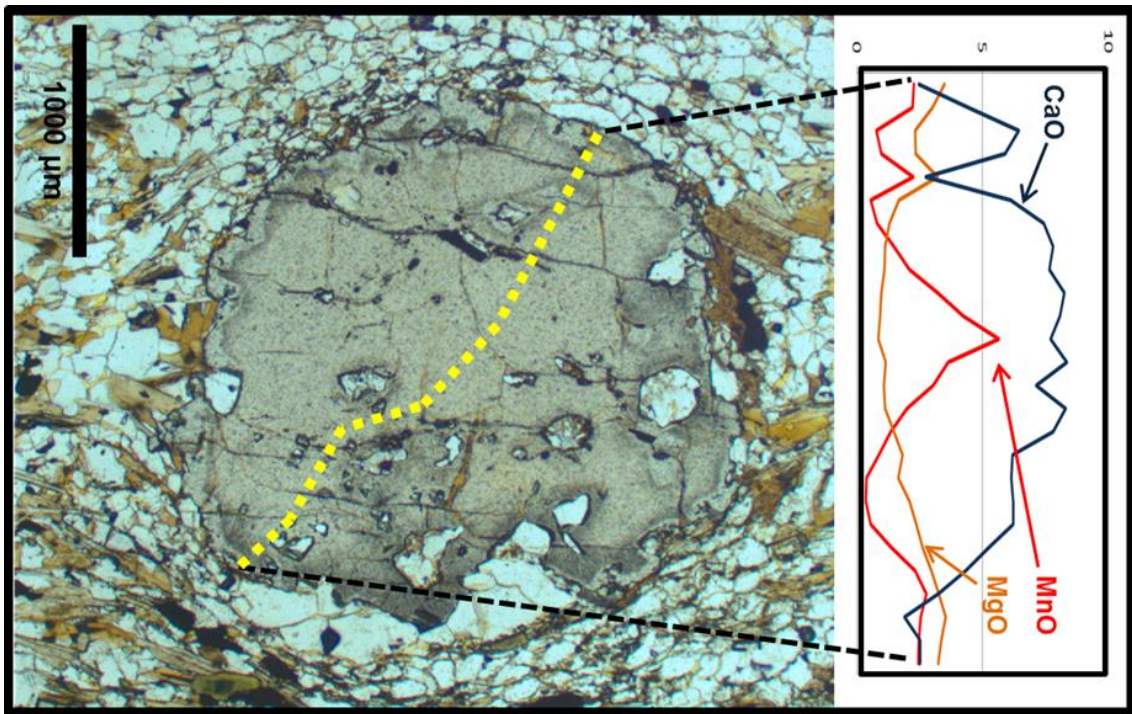


Figura 5.66: Perfil composicional de MgO, MnO e CaO em granadas da amostra P2E.

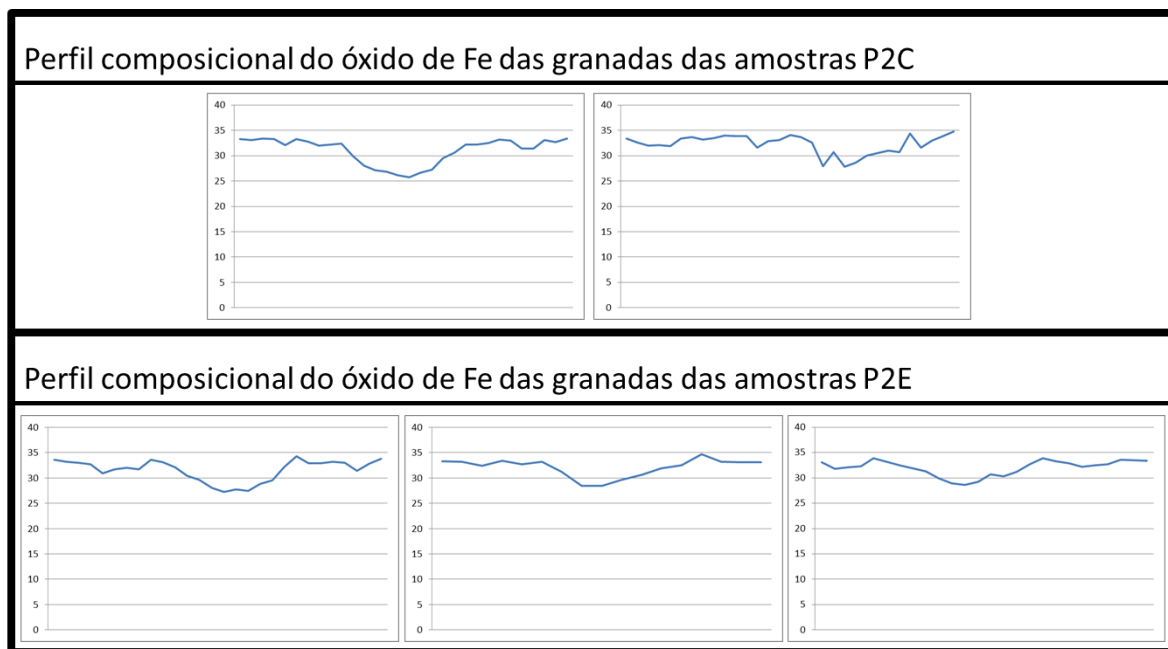


Figura 5.67: Perfil composicional do FeO das granadas das amostras P2C e P2E .

#### 5.2.2.6.3. Dados Geotermobarométricos

A paragênese metamórfica progressiva das amostras P2C e P2E é dada por granada + biotita + plagioclásio. Os cristais de plagioclásio frequentemente mostram a geminação polissintética segundo a Lei da Albita. A granada contém inclusões de quartzo, plagioclásio e biotita. A biotita tem cor castanha avermelhada, está parcialmente alterada para muscovita e tem inclusões de zircão.

As figuras 5.62 a 5.63 exibem *trends* lineares para as granadas zonadas, indicando que seu crescimento se deu por meio de reações contínuas (Thompson, 1976; Tracy, 1982; Schulz, 1992). Tais reações envolvem toda a assembléia mineral do granada-biotita xisto. Portanto, mudanças na química mineral desta assembléia tende a refletir mudanças na pressão e temperatura das reações. O aumento na concentração de magnésio durante o crescimento da granada tende a refletir um decréscimo na concentração de magnésio da biotita (dado pouco perceptível relacionado à baixa variação de magnésio nos cristais de granada). Por outro lado, a forte variação de cálcio nas granadas é balanceada em direção oposta à evolução do cálcio no plagioclásio. Quanto maior a taxa de difusão de plagioclásio após inclusão em granada, maior será depletação em cálcio do plagioclásio (figura 5.68; no núcleo da granada ocorre bytownita e na borda andesina). Ou seja, as variações químicas encontradas nos cristais de plagioclásio inclusos em granadas e dispersos na matriz refletem o equilíbrio químico das diferentes etapas de crescimento da granada.

A coexistência de granada, biotita e plagioclásio (os dois últimos preservados em inclusões permitindo a análise das diferentes etapas de crescimento da granada) permitem a realização de

estimativa de pressão e temperatura (P e T) por métodos geotermobarométricos clássicos (Perchuck *et al.*, 1985 e Triboulet e Audren 1985; *in*: Schulz, 1992).

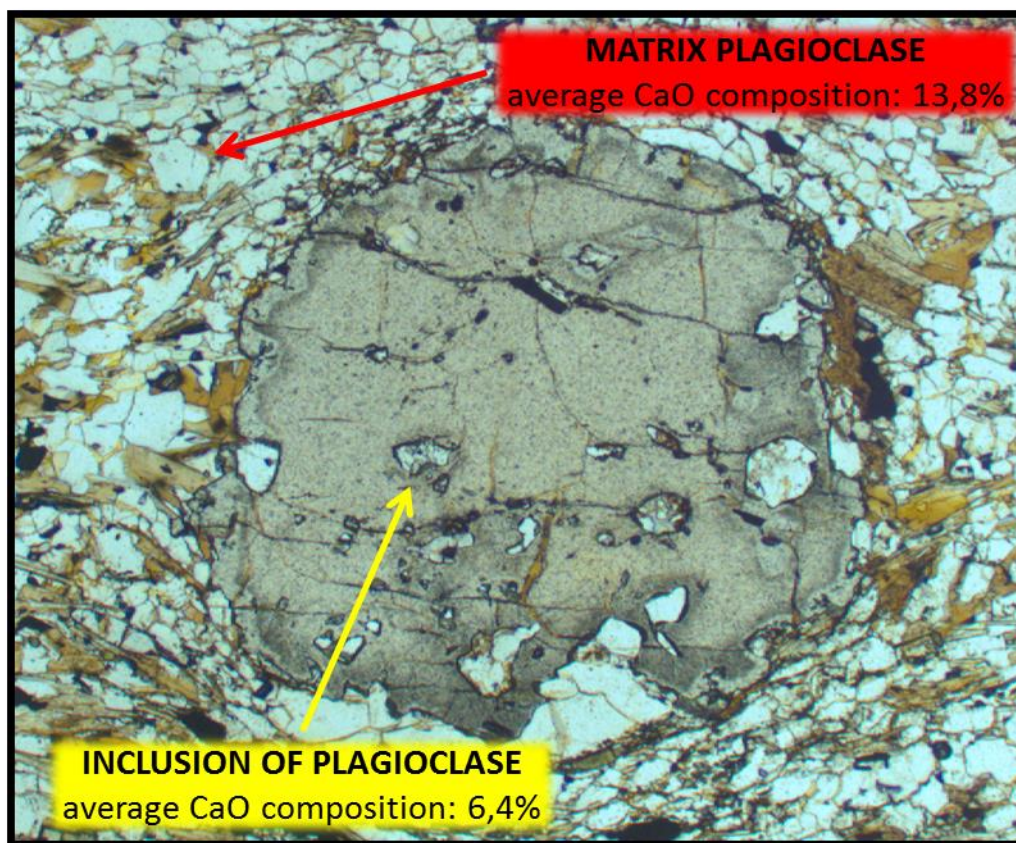


Figura 5.68: Cristal de granada da amostra P2E, com destaque para a composição média de CaO em cristais de plagioclásio incluído na granada e disperso na matriz.

Na Tabela 5.5 estão representadas temperaturas e pressões obtidas para as borda e núcleo dos cristais de granada. Usando a calibração de Bhattacharya *et al.* (1992), os núcleos das granadas das amostras P2C e P2E se cristalizaram a uma temperatura de 446 °C e 464 °C com pressão de 8,7 kbar e 6,3 kbar, respectivamente. Análises realizadas na borda dos cristais de granada forneceram valores de 580 °C a 5,9 kbar, para a amostra P2C, e 583 °C a 5,6 kbar para amostra P2E. Ou seja, a cristalização da granada teve início em alta pressão a temperaturas relativamente baixa, passando por um aumento de temperatura associado à decompressão rumo à borda.

Todos os cálculos geotermobarométricos possuem um erro mínimo de  $\pm 50^{\circ}\text{C}$  e  $\pm 1\text{kbar}$  relacionados a erros da microsonda e imprecisões de dados termodinâmicos envolvidos nas calibrações.

Tabela 5.5: Estimativas de pressão e temperatura para as granadas estudadas, diferenciando núcleo de borda. Cálculo utilizando os minerais granada, biotita e plagioclásio; geotermômetro e geobarômetro de Bhattacharya *et al.* (1992)

Amostra	Temperatura/Pressão do núcleo	Temperatura/Pressão da borda
---------	-------------------------------	------------------------------

	do cristal de granada	do cristal de granada
<b>P2C</b>	446°C a 8,7kbar	580°C a 5,9kbar
<b>P2E</b>	464°C a 6,3kbar	583°C a 5,6kbar

### 5.3. Plutonismo Sincolisional

O estágio colisional da Orogenia Brasileira gerou grande quantidade e diversidade de rochas graníticas dos tipos S e I no sistema Araçuaí–Ribeira, oriundas da fusão parcial de diferentes protolitos (Pedrosa-Soares et al. 2011, Tupinambá et al. 2012). Na região abrangida pela tese foi possível o reconhecimento de plutonismo sincolisional do tipo S, originado pela anatexia de paragneisses, e do tipo I (incluindo aqui o tipo I peraluminoso de Chappel *et al.* 2012), como fruto de processos de fusão parcial de rochas dos arcos magmáticos cálcio-alcálicos do Paleoproterozóico e Neoproterozóico.

Os litotipos típicos do plutonismo sincolisional na região são o granada-biotita granito do tipo S que tem nomes diversos (Suíte Pangarito, Leucogranito Pedra do Godinho e Suíte Intrusiva Peraluminosa; Noce et al. 2003, 2006, 2010; figuras 5.69 e 5.70A e 5.70D), e rochas do tipo I, como o granada charnockito (e.g.; Duarte et al. 2003, Heilbron et al. 2003) e biotita-hornblenda granito foliado (Tupinambá et al. 2003).

O granada-biotita granito apresenta cordierita e/ou sillimanita freqüentes, é peraluminoso e ocorre em batólitos, corpos tabulares e *stocks* que registram a deformação regional, marcada por foliação em estado sólido (figuras 5.69A, 5.70A e 5.70B), muitas vezes milonítica (figura 5.69B). Exibe xenólitos e *roof-pendants* de paragneisse, evidenciando origem a partir da fusão parcial destas rochas. É essencialmente constituído por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e granada. Apatita, titanita, zircão e minerais opacos são acessórios Saussuritização é o processo de alteração mais comum nessa rocha, ocorrendo também substituição da biotita por moscovita e sericitização do feldspato potássico. No contato entre os feldspatos há o desenvolvimento de mirmequita. A granada pode mostrar alteração para biotita (figuras 5.70E e 5.70F).

O granada-biotita granito pode apresentar porções indeformadas, texturas e estruturas ígneas bem preservadas. Neste caso a rocha exibe textura porfirítica e granulação média a grossa, rica em fenocristais euédricos a subédricos de feldspato potássico perítico. Estes fenocristais podem ocorrer orientados por fluxo ígneo (Figura 5.69C), com feições de desvio de trajetória em torno de cristais maiores. A matriz do granito apresenta granulação variável, de fina a grossa, e é composta essencialmente por quartzo, feldspato potássico, biotita e plagioclásio. Os minerais acessórios são apatita, zircão, granada, moscovita e opacos.

O granada charnockito (Figura 5.70C) apresenta-se foliado e ocorre, na porção sul da região da tese, em corpos lenticulares, *stocks* e batólitos, encaixados nos gnaisses do Grupo Andrelândia e Complexo Juiz de Fora, contendo diversos encraves de rochas destas unidades. Sua composição varia de charnockítica a opdalítica. É composto por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, granada, ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita e hornblenda.

Subordinadamente, ocorrem corpos a biotita, hornblenda e/ou piroxênios, com ou sem granada, que se situam no limiar metaluminoso-peraluminoso (tipo I peraluminoso de Chappel et al. 2012; Figura 5.70B). São neossomas graníticos de migmatitos do embasamento paleoproterozóico (complexos Mantiqueira, Juiz de Fora e Pocrane, e Suíte Caparaó) e de unidades neoproterozóicas (Grupo Andrelândia, e arcos magmáticos Rio Doce e Rio Negro). Formam corpos tabulares de espessura métrica a decamétrica compostos por quartzo, microclina, plagioclásio e biotita, com allanita e zircão como acessórios. A rocha apresenta foliação penetrativa dada pela orientação das palhetas de biotita, reforçada pela orientação de encraves melanocráticos estirados.

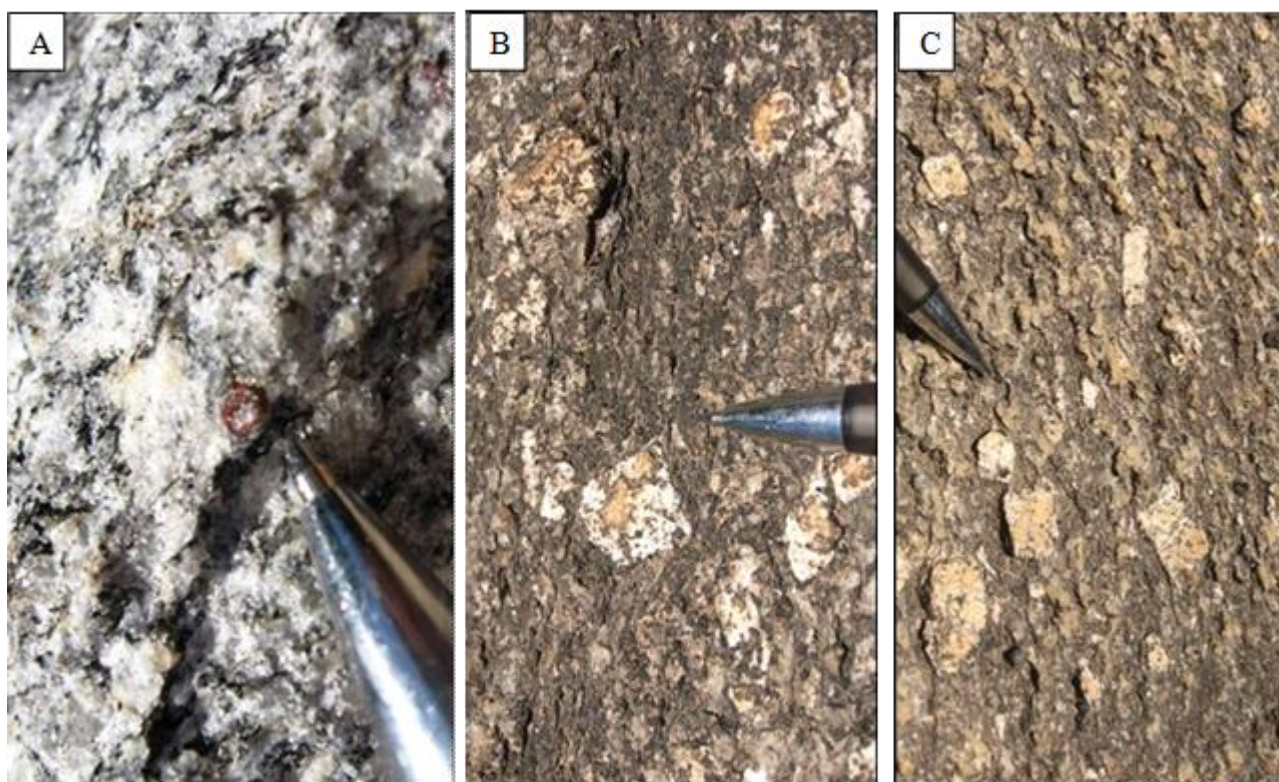


Figura 5.69: Feições do granada-biotita granito relacionado ao plutonismo colisional. A) cristal de granada no granito foliado; B) granito protomilonítico, com porfiroclastos ocelares de feldspato potássico; C) Porção indeformada de granito sincolisional, com cristais euédricos de feldspato potássico orientados segundo fluxo magmático.

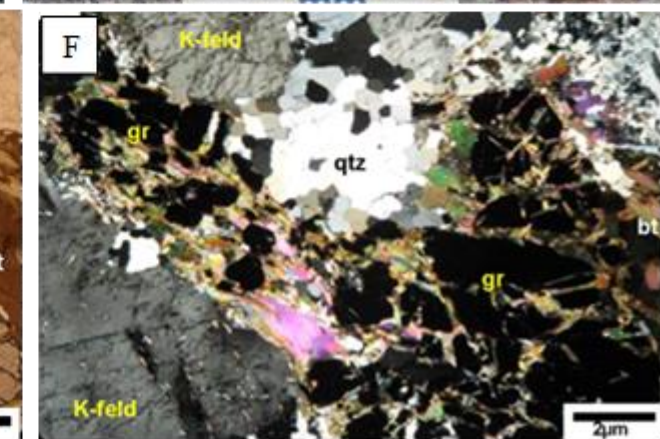
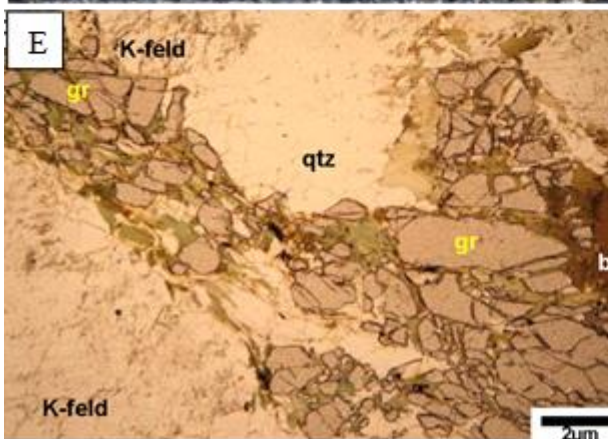


Figura 5.70: Feições dos granitos (*s.l.*) gerados durante o plutonismo sincolisional. A) granada-biotita granito foliado; B) biotita leucogranito foliado; C) granada charnockito; D) biotita-granada granito; E e F) fotomicrografias do granada-biotita granito, com destaque para granada parcialmente alterada para biotita (nicóis paralelos e cruzados).

### **5.3.1. Geocronologia**

Foram analisadas duas amostras de rochas graníticas dos tipos I e S para análises geocronológicas, visando obter dados para o plutonismo sincolisional. As análises foram realizadas pelo método U-Pb em equipamento SHRIMP. A metodologia utilizada está descrita no capítulo 1, item 1.3.4 - Análises isotópicas - Método U-Pb em aparelho SHRIMP. Todos os dados foram avaliados, levando-se em consideração a quantidade de Pb comum, porcentagem de discordância, erros individuais, grãos herdados, e outros fatores eventuais.

#### *5.3.1.1. Biotita Leucogranito de Abaíba – Amostra AR-9*

O afloramento AR-9 (UTM: 748286/7614469) situa-se a sudeste de Leopoldina, na estrada para Abaíba, no extremo sul da região focalizada nesta tese (Figura 3.1). Heilbron *et al.* (2003), na Folha Leopoldina do Projeto Sul de Minas descrevem esta rocha como um biotita leucogranito que forma corpos encaixados, em contato brusco, no Complexo Quirino. Consideram que este leucogranito se formou na fase tardi-colisional da Orogênese Brasileira. Trata-se, portanto, de um dos candidatos a representante do magmatismo colisional do tipo I, originado a partir da fusão parcial dos arcos magmáticos riacianos.

A amostra datada se caracteriza como biotita leucogranito de coloração cinza claro a branco e granulação fina (Figura 5.71). É composto por quartzo, microclina, plagioclásio e biotita. Apresenta foliação penetrativa, mas pouco evidente em afloramento, marcada pela orientação de palhetas de biotita. Encraves biotíticos são frequentes e se encontram estirados segundo a foliação.



Figura 5.71: Biotita leucogranito foliado do afloramento AR-9.

Para a amostra AR-9 foram datados treze grãos de zircão pelo método U-Pb em aparelho SHRIMP (Figura 5.72; Tabela 17 do Anexo 2). Imagens de catodoluminescência mostram uma família de grãos homogênea (Figura 5.73), formada por cristais de zircão multifacetados, com prismas de proporção 2:1 a 3:1 e marcante zoneamento oscilatório. Estas feições e as razões Th/U dos pots analisados demonstram que tratam de cristais de zircão magmático. Não se observa sobrecrecimento metamórfico.

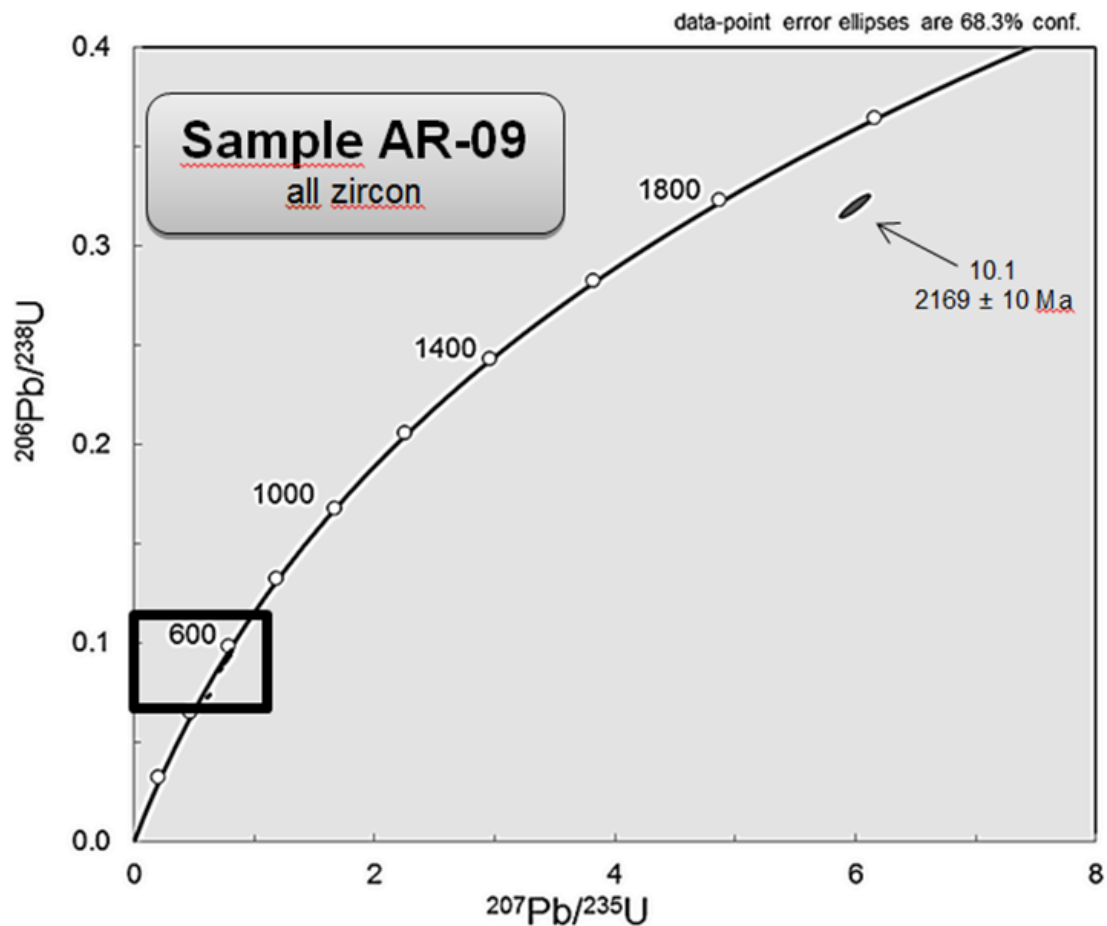


Figura 5.72: Diagrama concórdia Wetherill da amostra AR-9 para todos os grãos de zircão, com destaque para um grão de zircão herdado com idade riaciana.

A amostra possui um grão de zircão herdado (10.1 na Figura 5.72), cuja idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ( $2169 \pm 10$  Ma) é compatível com a evolução riaciana do Complexo Quirino (Heilbron et al. 2010).

Para cálculo em diagrama concórdia Wetherill foram selecionados os oito *spots* de melhor consistência analítica, que fornecem a idade-concórdia de  $579 \pm 4$  Ma (MSWD = 0,31) para a cristalização magmática do biotita leucogranito AR-9 (Figura 5.73). Além disso, esta idade é um bom balizador do pico metamórfico relacionado ao estágio sincolisional.

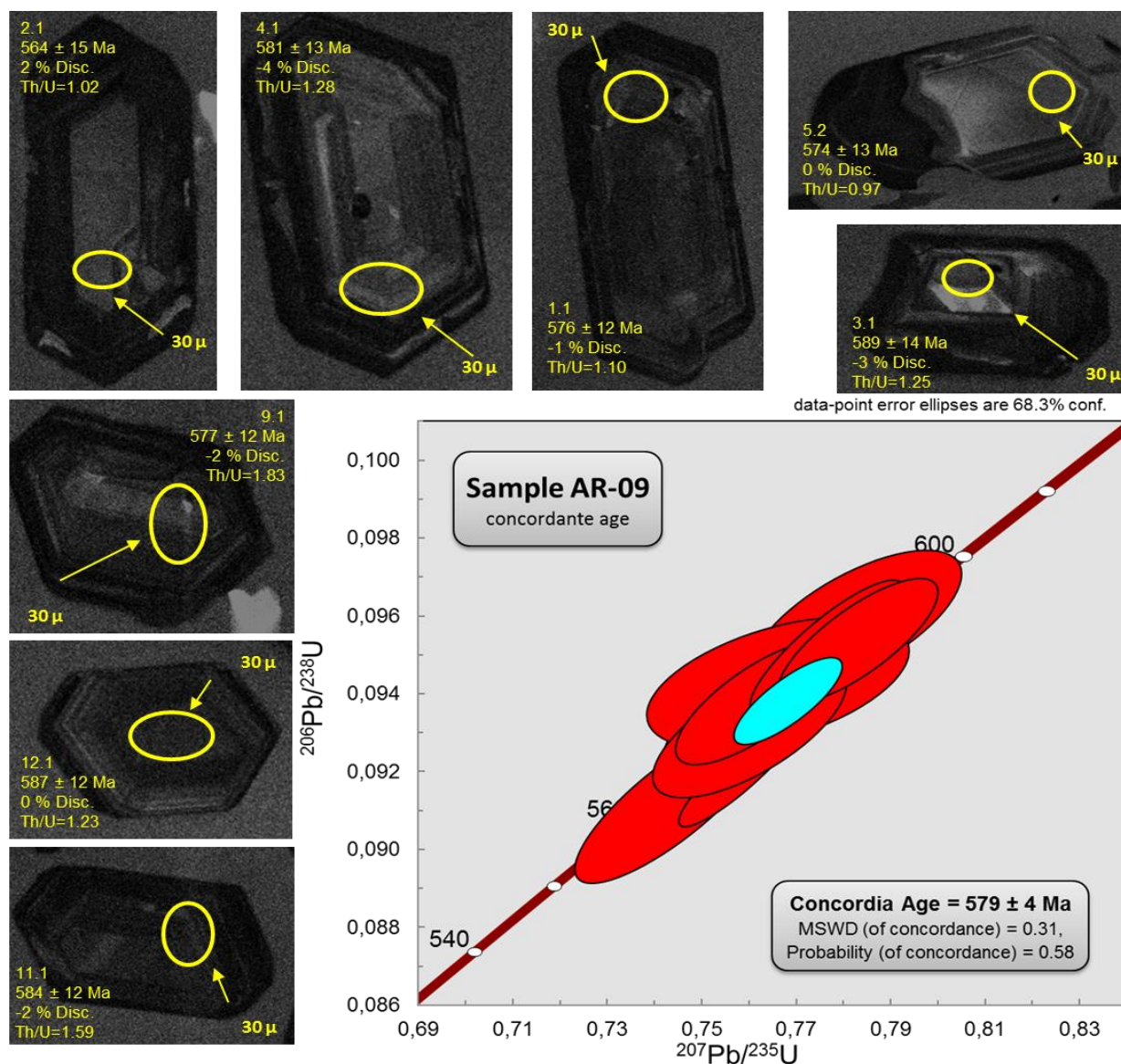


Figura 5.73: Idade da amostra AR-9 em diagrama da concórdia Wetherill e imagens de catodoluminescência dos grãos analisados.

### 5.3.1.2. Granada-Biotita Granito da Suíte Pangarito – Amostra AR-1

O afloramento AR-1 (UTM: 806375/7719638) situa-se aproximadamente 4 km a leste de Divino (Figura 3.1). Foi mapeado como Suíte Pangarito por Noce *et al.* (2012), na Folha Carangola, a partir da caracterização do plutonito homônimo na Folha Muriaé (Romano & Noce 2002).

A rocha datada é um granada-biotita granito foliado que contém xenólitos de paragnaisse estirados segundo a foliação regional, sugerindo se tratar de produto da anatexia do gnaissederivado do Grupo Andrelândia. Este granito coloração clara, granulação fina e é composto por microclina, quartzo, plagioclásio, biotita e granada (Figura 5.74).



Figura 5.74: granada-biotita granito AR-1 da Suíte Pangarito.

Para a amostra AR-1 foram datados doze grãos de zircão pelo método U-Pb em aparelho SHRIMP (Figura 5.75; Tabela 18 do Anexo 2). Imagens de catodoluminescência mostram duas famílias de cristais de zircão (Figura 5.74). Uma família é formada por prismas alongados com proporção aproximada de 4:1 a 5:1 (*e.g.*, grão 5.1). A outra família é formada por cristais multifacetados e marcante zoneamento oscilatório, com proporção aproximada 2:1 a 3:1 (*e.g.*, grão 1.1). Os conteúdos e razões de U e Th são compatíveis com rochas magmáticas, para ambas as famílias de cristais. Não se observa sobrecrecimento metamórfico.

Para cálculo de idade em diagrama concórdia Wetherill, selecionou-se as medidas dos oito *spots* com melhor consistência analítica, resultando na idade-concórdia de  $577 \pm 5$  Ma (MSWD = 0,05) para a cristalização magmática do granada-biotita granito da Suíte Pangarito (Figura 5.76). Esta idade também representa um excelente balizador para o pico metamórfico regional, durante o estágio sincolisional.

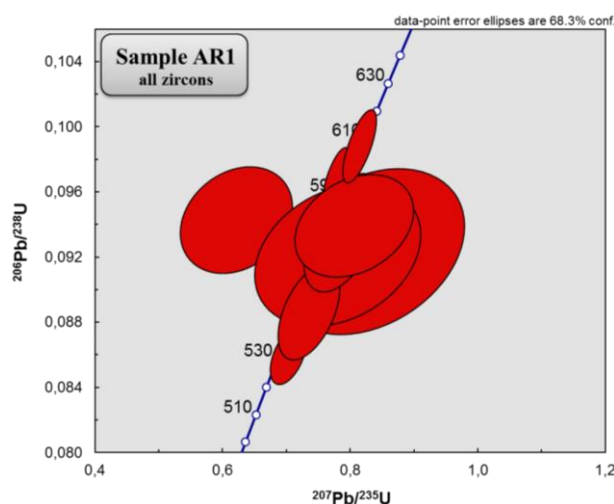


Figura 5.75: Diagrama concórdia Wetherill da amostra AR-1 para todos os grãos de zircão.

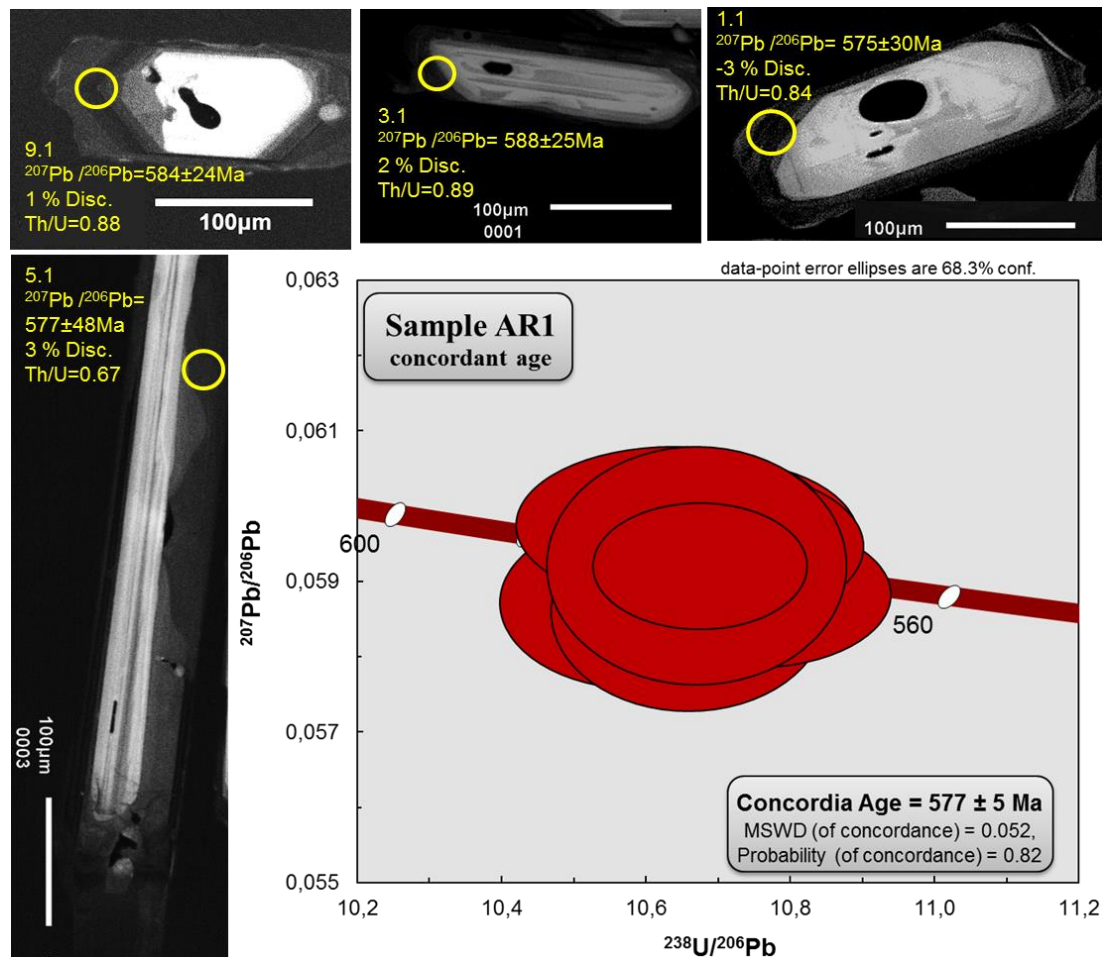


Figura 5.76: Idade da amostra AR-1 em diagrama Tera-Wasserburg com imagens catodoluminescência dos grãos analisados.

### Discussão dos dados

Em termos gerais, o estágio sincolisional da evolução orogênica é aquele que, no decorrer do processo de convergência de placas, registra a interação direta, compressiva, entre margens opostas de continentes e/ou de continente e arco-de-ilhas e/ou entre arcos-de-ilhas. O período colisional é precedido pelo estágio pré-colisional, comandado pela subducção de listofera oceânica, no qual são edificados os arcos magmáticos cálcio-alcálicos. A passagem do estágio pré-colisional para o colisional implica na extinção do magmatismo de arco. Ou seja, a idade das rochas mais jovens do arco magmático baliza o fim do estágio pré-colisional e, por conseguinte, o início do estágio sincolisional. Da mesma forma, a idade das rochas tipicamente colisionais mais antigas coloca um limite para o início do estágio sincolisional. A rocha ígnea sincolisional típica é o granito tipo-S que, embora não seja exclusivo deste estágio orogênico, é relativamente abundante nos orógenos colisionais, embora também ocorra granito tipo I sincolisional, a exemplo da amostra de biotita granito AR-9 que é representante de fusão parcial do Complexo Quirino (*e.g.*, Chappell &

White 2001, Clemens 2003, Collins & Richards 2008, Chapell et al. 2012). É claro que idades de metamorfismo regional são extremamente úteis para balizar os limites de tempo do estágio sincolisional, mas deve-se lembrar que durante o estágio pré-colisional também ocorre metamorfismo (as clássicas faixas metamórficas emparelhadas; a de alta P e baixa T, relacionada à subducção, e a de alta T e baixa P, associada ao arco magmático).

O estágio pré-colisional do processo de convergência entre a Península São Francisco e o Continente Congo é balizado pelas rochas ígneas mais antigas (ca. 630 Ma) e mais jovens (ca. 585 Ma) até agora encontradas no arco magmático do Orógeno Araçuai. Desta forma, o estágio terminal do processo de convergência ou, mais propriamente, o período sincolisional teve início em ca. 585 Ma e duraria até as últimas manifestações ígneas e metamórficas associadas à deformação compressiva tangencial, em torno de 560 Ma (Silva *et al.* 2005, Pedrosa-Soares *et al.* 2011). Nesse mesmo intervalo de tempo (ca. 585-560 Ma) situam-se as idades de retrabalhamento metamórfico em plútons pré-colisionais (G1) e ortognaisses do embasamento. As amostras AR-9 e AR-1 forneceram idades de cristalização magmática de excelente qualidade analítica e perfeitamente concordantes, balizando o pico metamórfico-anatético sincolisional em ca. 577– 579 Ma, na região abordada nesta tese. Esta idade também coincide com o clímax da granitogênese colisional em todo o Orógeno Araçuai (Pedrosa-Soares et al. 2011, Silva et al. 2011).

## 6. CONCLUSÕES E MODELO EVOLUTIVO

Esta tese de doutoramento caracteriza componentes de arcos magmáticos originados no Riaciano e Neoproterozóico, assim como rochas originadas em eventos entre estas orogenias, situados no setor meridional do Orógeno Araçuaí e extremo norte do Orógeno Ribeira.

Além do conhecimento de campo que o autor adquiriu em sua trajetória de estudos e mapeamentos na região, a tese é embasada por dados da vanguarda laboratorial em geocronologia, como demonstram as dezesseis datações realizadas pelo método U-Pb em zircão, treze delas em equipamento SHRIMP e três em LA-MC-ICP-MS, que aqui são apresentadas e discutidas em face do cenário geológico e do acervo geocronológico regional (Figura 6.1).

A obtenção de dados geocronológicos robustos trouxe à tona novas e sólidas interpretações acerca do embasamento riaciano, magmatismo mesoproterozóico, e coberturas metassedimentares e metavulcânicas. Neste sentido, acredita-se que a tese oferece contribuições originais e importantes para diminuir as lacunas do conhecimento geológico regional.

Pela abrangência geográfica e complexidade do tema, a integração final dos resultados será realizada em subitens, segundo a ordem cronológica da evolução geotectônica. Para maior fluência do texto serão evitadas citações bibliográficas que já foram creditadas em capítulos anteriores.

### 6.1. O Arco Magmático Riacciano

Neste tópico são discutidas as relações entre os complexos Pocrane e Juiz de Fora, e outras unidades paleoproterozóicas, visando o entendimento do cenário geotectônico riacciano.

#### 6.1.1. *Complexo Pocrane versus Complexo Juiz de Fora*

As unidades do embasamento na região estudada compreendem complexos paleoproterozóicos e arqueanos, retrabalhados durante a Orogenia Brasileira–Panafricana. Os complexos Pocrane e Juiz de Fora (incluindo a Suíte Caparaó) representam a porção oriental deste embasamento, no sistema orogênico Araçuaí–Ribeira.

O Complexo Juiz de Fora é uma assembléia plutônica, composta por gnaisses dioríticos a granodioríticos associados a rochas máficas, metamorfisados em fácies granulito, cujos protolitos são rochas plutônicas de arco magmático (Costa *et al.* 1993, 1995, 1998, Heilbron *et al.* 1993, 1995, 2003, 2010, Figueiredo & Teixeira 1996, Machado *et al.* 1996, Duarte *et al.* 1997, Fischel *et al.* 1998, Silva *et al.* 2002, 2011, Noce *et al.* 2003, 2006, 2007, Novo *et al.* 2010, 2012, Gradim *et al.* 2012, Queiroga *et al.* 2012).

Conforme se demonstrou em capítulos anteriores, o Complexo Pocrane constitui uma unidade exclusivamente ortoderivada, composta de hornblenda-biotita gnaiss laminado a bandado, relativamente pouco migmatizado, mas com termos miloníticos muito transformados.

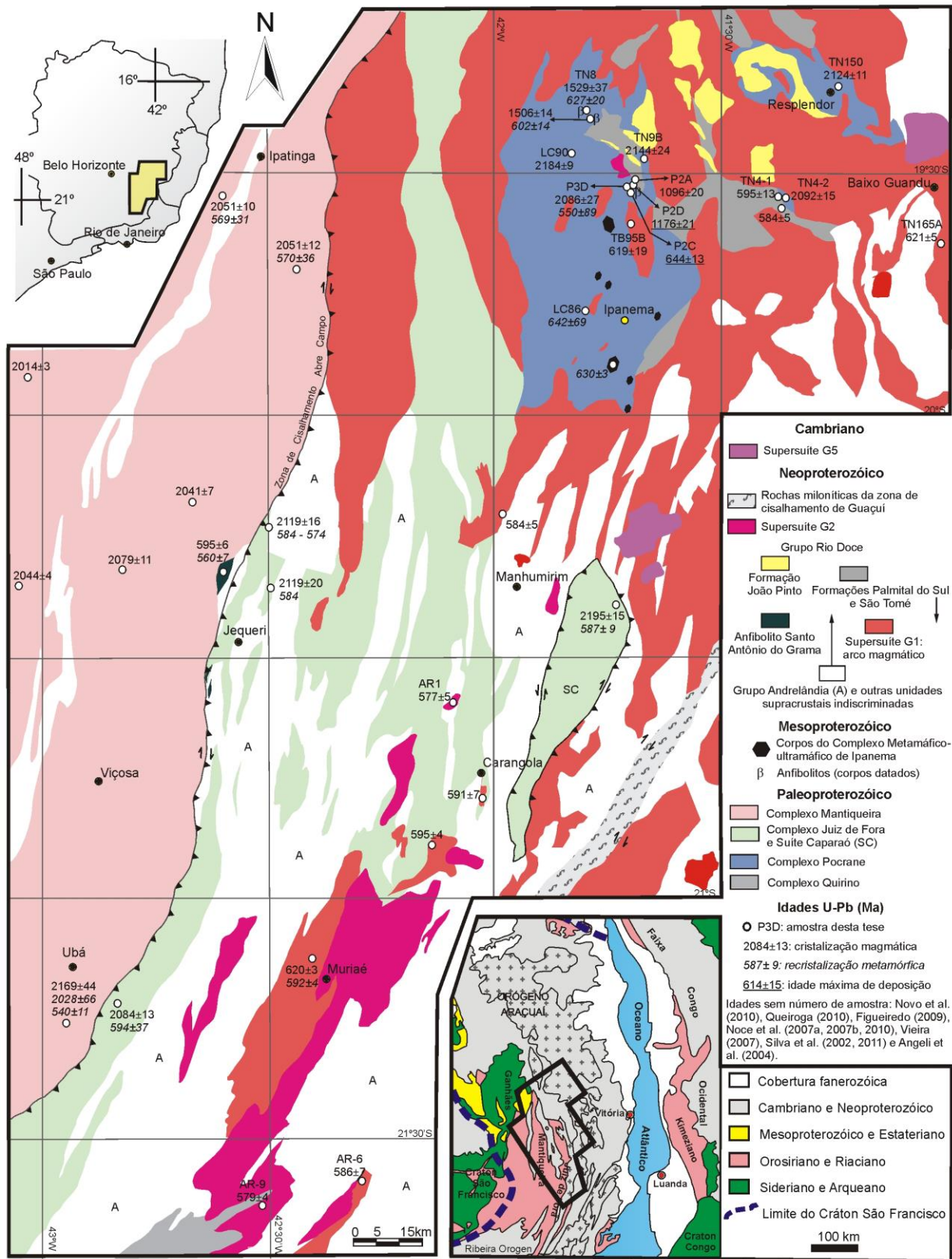


Figura 6.1: Mapa geológico simplificado da região abordada pela tese de doutoramento, com indicação das amostras datadas para este trabalho e idades compiladas da literatura.

Muitos afloramentos do Gnaise Pocrane mostram granulação fina a muito fina, laminação delgada, quantidade marcante de porfiroclastos de plagioclásio e de agregados quartzo-feldspáticos com golfos de corrosão e/ou bordas serrilhadas, envoltos em matriz fina, além de feições em cristais de zircão que também sugerem corrosão magmática. Essas feições evidenciam que, pelo menos em parte, o Complexo Pocrane pode conter termos vulcânico-vulcanoclásticos.

O intervalo de idades de cristalização magmática, obtidas em cristais de zircão pelo método U-Pb, é o mesmo para ambos os complexos, ou seja, *ca.* 2,19–2,08 Ga (Capítulo 3, Machado *et al.* 1996, Heilbron *et al.* 2001, 2011, Silva *et al.* 2002, Noce *et al.* 2007).

Quanto à litoquímica, à exceção de produtos miloníticos muito modificados, as principais rochas ortoderivadas de ambos os complexos são metaluminosas, predominantemente cálcio-alcalinas de médio a alto potássio, e subordinadamente toleíticas, mostram padrões similares nos diagramas Harker e são levemente enriquecidas em elementos terras raras leves (figuras 6.2 e 6.3).

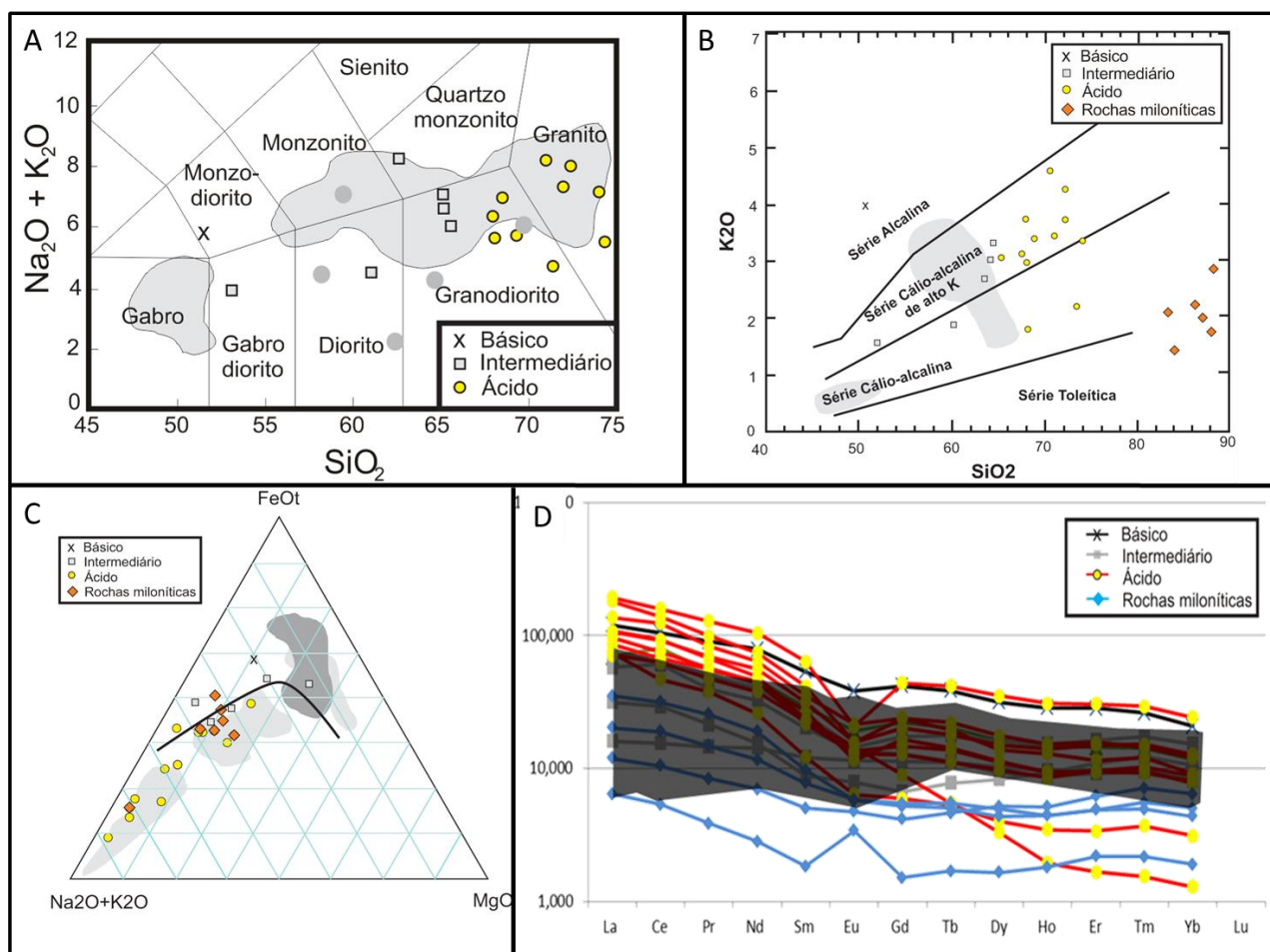


Figura 6.2: Diagramas litoquímicos comparativos para rochas dos complexos Pocrane e Juiz de Fora. As nuvens de cor cinza representam dados do Complexo Juiz de Fora, compilados de Duarte *et al.* (1997), Noce *et al.* (2007b) e Novo *et al.* (2010). A, TAS (Wilson 1989); B, séries cálcio-alcalinas (Rickwood 1989 e Le Maitre *et al.* 1989); C, AFM (Jensen 1976); D, Elementos Terras Raras normalizados para o condrito de Taylor & McLennan (1985).

Os dados isotópicos U-Pb e Sm-Nd do Complexo Pocrane indicam que se trata de magmatismo essencialmente juvenil, pois em 97 cristais de zircão datados, em seis amostras, um único grão que poderia ser herdado foi encontrado, justamente, na amostra LC-90 (idade U-Pb =  $2184 \pm 9$  Ma) cujos dados Sm-Nd apontam para protolito livre de herança continental ( $\epsilon_{(2,1\text{Ga})} = +0,43$ , TDM = 2,3 Ga; Capítulo 3). Por sua vez, o Complexo Juiz de Fora, embora mostre muito rara herança arqueana, tem dados Sm-Nd (*e.g.*, épsilon Nd um pouco negativo) que sugerem maior maturidade crustal e/ou algum envolvimento de crosta continental na gênese de parte de suas rochas (Tabela 6.1).

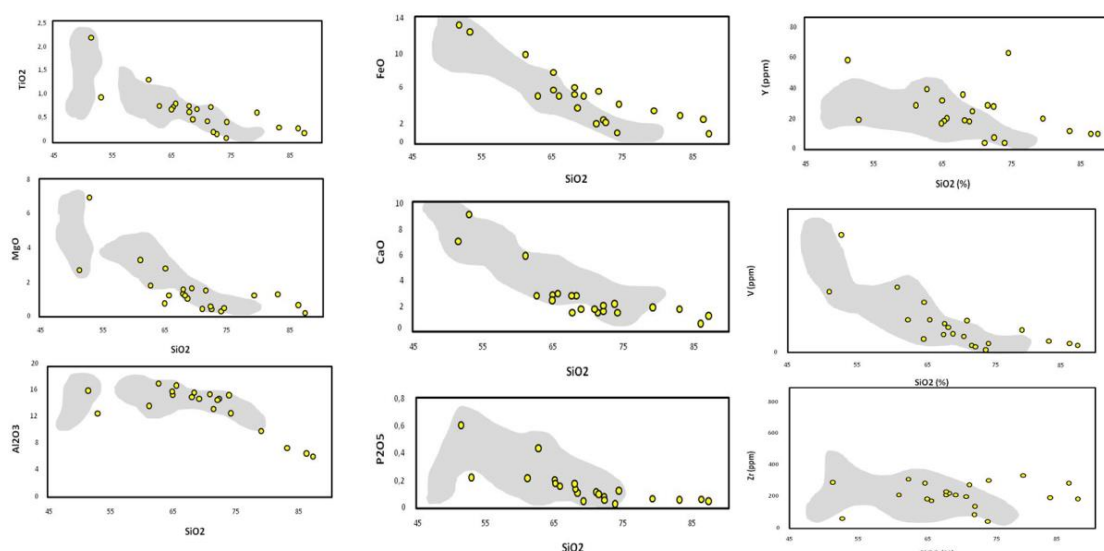


Figura 6.3: Diagramas Hacker para comparação entre rochas dos complexos Pocrane e Juiz de Fora. As nuvens de cor cinza representam dados do Complexo Juiz de Fora (Duarte et al. 1997, Noce et al. 2007b e Novo et al. 2010).

Tabela 6.1: Resultados isotópicos Sm-Nd para amostras dos complexos Pocrane e Juiz de Fora (\* Noce et al. 2007).

Amostra	Unidade	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon(0)$	$\epsilon(t)$	TDM (Ga)	$t_{\text{U-Pb}}$ (Ga)	$\epsilon(\text{TDM})$
LC-90	Complexo Pocrane	0,11	0,51	-22,00	+0,43	2,49	2,1	2,34
LC-66*	Complexo Juiz de Fora	0,09	0,51	-28,95	-0,62	2,49	2,1	2,36
UB-1*	Complexo Juiz de Fora	0,11	0,51	-27,29	-3,23	2,73	2,1	2,59

Desta forma, as grandes similaridades litoquímicas, isotópicas e geocronológicas, além da proximidade geográfica, levam a uma inevitável correlação entre os complexos Juiz de Fora e Pocrane. Além disso, o autor sugere que estes complexos sejam partes integrantes de um mesmo sistema de arco magmático riaciano. Neste contexto, o Complexo Pocrane representaria um

componente plutono-vulcânico juvenil, e o Complexo Juiz de Fora representaria um componente exclusivamente plutônico, mas também com características juvenis predominantes.

Decorre disto uma pergunta óbvia: Qual seria o ambiente paleotectônico deste arco com componente juvenil: um arco de ilhas verdadeiramente intraoceânico ou um arco edificado sobre crosta continental extremamente estirada? Uma resposta para esta pergunta está oferecida no item “Modelo Evolutivo”, adiante.

### 6.1.2. Correlação com o Embasamento Africano

Por se tratar da porção oriental do embasamento do Orógeno Araçuaí é conveniente se abordar rochas da porção oeste do embasamento africano (Figura 6.4). Como o bloco continental São Francisco-Congo provavelmente fazia parte de um extenso continente paleoproterozóico (Zhao et al. 2002, Rogers & Santosh 2004), é válida a tentativa de uma comparação entre o Complexo Pocrane e o embasamento da Faixa Congo Ocidental situada na África.

O embasamento da Faixa Congo Ocidental é representado pelo Supergrupo Kimeziano, de idade paleoproterozóica e por complexos arqueanos (Figura 6.4). O Supergrupo Kimeziano se caracteriza como uma série sedimentar metamorfisada a aproximadamente 2 Ga, composta por paragneisse, anfibolito, migmatito, quartzito e mármore (Delhal & Ledent 1976, Vicat & Pouclet 2000, Tack et al. 2001). Este embasamento foi retrabalhado durante a Orogenia Panafricana sob condições da fácies xisto verde, a leste, e anfibolito a oeste.

Dados U-Pb para rochas do Supergrupo Kimeziano são geralmente muito discordantes, impossibilitando a definição de uma idade confiável para o evento de cristalização metamórfica paleoproterozóico. Entretanto, há corpos plutônicos datados, cujas idades variam entre 1,9 e 2,1 Ga (Tabela 6.2). Os plútons Les Saras e Guéna são interpretados como intrusões cálcio-alcalinas, relacionadas à edificação de um arco magmático em margem continental (Maurin et al. 1990, 1991). Vicat & Pouclet (2000) também sugerem um ambiente de margem continental ativa para este magmatismo paleoproterozóico (2083–1915 Ma).

Tabela 6.2: Datações U-Pb e Pb-Pb (evaporação de zircão) de unidades do embasamento da Faixa Congo Ocidental.

UNIDADE	LITOTIPO	IDADE
Guéna	biotita gnaïsse tonalítico	2014 ± 56 Ma (Maurin et al. 1991)
Les Saras	granodiorito	2000 ± 80 Ma (Maurin et al. 1990)
Fougamou	granito a diorito porfirítico	1915 ± 9 Ma (Caen-Vachette et al. 1988)
Gombou	gnaïsse granodiorítico	2083 ± 25 Ma (Caen-Vachette et al. 1988)
Vista Alegre	granodiorito	1940 Ma (Cahen et al. 1979)
Mpozo	sienito	1960 Ma (Delhal & Ledent 1978)
Nyong	diorito e sienito	2066 a 2055 Ma (Yang et al. 1996)
Boma	migmatitos	2087 ± 39 Ma (Franssen 1988)

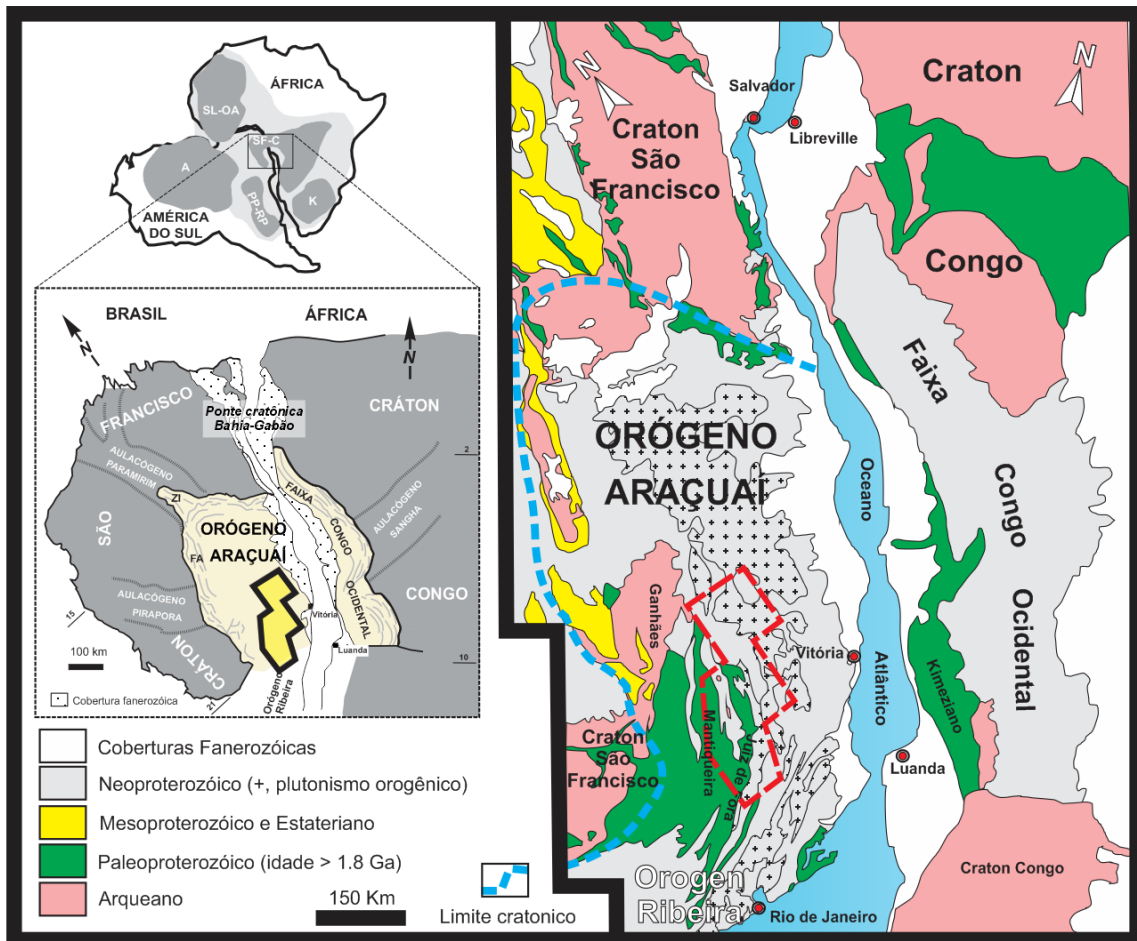


Figura 6.4: Mapas de correlação Brasil-África (Noce et al. 2007, Pedrosa-Soares et al. 2007).

Uma correlação é plausível com os dados disponíveis: o Complexo Mantiqueira e o embasamento da Faixa Congo Ocidental são, provavelmente, relacionados a dois orógenos que se desenvolveram ao longo de margens de núcleos arqueanos dos crátons do São Francisco e Congo. A evolução orogênica foi diacrônica; o magmatismo no Complexo Mantiqueira cessa em *ca.* 2041 Ma, mas estende-se até *ca.* 1915 Ma na região do Supergrupo Kimeziano.

Entretanto, o Arco Magmático Juiz de Fora–Pocrane não tem, aparentemente, uma unidade correlativa no embasamento da Faixa Congo Ocidental.

## 6.2. Eventos Tafrogênicos

A história dos continentes é marcada por intervalos de convergência e aglutinação alternados a longos períodos de fragmentação (Nance et al. 1988, Murphy & Nance 1992). Os processos de convergência e colisão continental que levam à formação de largas massas continentais são associados ao consumo de litosfera oceânica, deformação das margens das placas

litosféricas, adição de magma juvenil à crosta, magmatismo e metamorfismo. Após a amalgamação gerada por um período de convergência de placas, em escala planetária, formam-se paleocontinentes e supercontinentes, os quais funcionam como espessa capas frias e refratárias que dificultam a liberação de calor do interior do planeta, gerando acumulações (plumas) de magma ascendente sob a litosfera. A anomalia térmica e gravitacional causada por estas plumas é, geralmente, acomodada pelos sistemas de rifteamento.

Um dos produtos da Orogenia Riaciana-Orosiriana teria sido um paleocontinente que reunia partes herdadas pelos crátons do São Francisco e Congo, e pelo embasamento do Orógeno Araçuaí–Congo Ocidental, o Paleocontinente Atlântica (Rogers 1996, Rogers & Santosh 2004). Durante um período de aproximadamente 1,5 Ga (intervalo entre as orogenias Riaciana e Ediacarana), a parte de Atlântica correspondente à região São Francisco-Congo foi poupada de eventos compressivos de natureza orogênica. Sofreu, entretanto, diversos eventos de rifteamento associados a magmatismo e sedimentação. A reconstrução destes eventos de rifteamento já foi caracterizada no domínio externo do Orógeno Araçuaí, ao longo da borda do Craton São Francisco. Porém, esta reconstrução torna-se muita mais complexa no núcleo do Orógeno Araçuaí.

Ainda assim, dados geocronológicos associados a estudos litoquímicos permitiram o reconhecimento de representantes de magmatismo relacionado a eventos distensivos do Mesoproterozóico. Foram identificados anfíbolitos cujos protolitos magmáticos evidenciam eventos Calimiano e Esteniano, associados a processos de rifteamento, além de evidências sedimentares de uma bacia precursora do Orógeno Araçuaí provavelmente do final do Esteniano.

### *6.2.1. Magmatismo Básico*

Este item traz discussões acerca da interpretação paleotectônica das lentes anfíbolíticas que ocorrem intercaladas ao gnaiss ortoderivado do Complexo Pocrane (Capítulo 4). Como visto, os anfíbolitos apresentaram idade e composição química distinta. Contudo, a extrema homogeneidade macroscópica destas rochas impede sua distinção em campo.

O evento distensivo Calimiano marca um dos episódios tectogênicos mais antigos já registrados na região dos orógenos Araçuaí e Congo Ocidental (o mais antigo é o evento Estateriano). Apesar de estar bem marcado no Sistema Espinhaço-Chapada Diamantina (Pedrosa-Soares & Alkmim 2011, Danderfer et al. 2009, Babinski et al. 1994, 2011, Battiliani et al. 2007; Guimarães et al. 2008, Loureiro et al. 2008, Chemale-Júnior et al. 2012), há apenas uma referência a este evento no Orógeno Araçuaí, a idade U-Pb apresentada por Silva et al. (2002).

O anfíbolito da amostra TN-8 apresenta idade de cristalização de  $1529 \pm 37$  Ma e composição toleítica. O padrão de elementos terras raras é similar a magmatismo básico relacionado

a rifteamento continental ou a basalto de platô continental. Tais características permitem interpretar o anfibolito da amostra TN-8 como representante de magmatismo básico relacionado a rifte continental de idade calimiana (Capítulo 4).

O evento distensivo esteniano ganhou grande importância recentemente, após o trabalho de Chemale et al. (2012) sobre o Supergrupo Espinhaço. O anfibolito da amostra P2A apresenta idade de cristalização de  $1096 \pm 20$  Ma e composição gabróica toleítica. O padrão de elementos terras raras é correlacionável a fase mais evoluída de magmatismo relacionado a rifte continental, corroborando com os gráficos discriminantes de ambiente tectônico onde plota nos campos de basalto intraplaca continental (Capítulo 4). Tais características permitem interpretar o anfibolito da amostra P2A como representante de magmatismo básico relacionado a um rifte continental esteniano.

#### *6.2.2. Bacia Esteniana ou Neoproterozóica?*

O Quartzito Córrego Ubá é interpretado como evidência de uma bacia precursora da Orogenia Brasileira, no domínio do Arco Magmático Rio Doce (Capítulo 5). A idade máxima de deposição obtida para esta unidade foi de  $1176 \pm 21$  Ma, relativamente próxima da idade do anfibolito P2A, sugerindo uma bacia relacionada ao evento distensivo esteniano. Se assim for, esta bacia seria correlata do Supergrupo Espinhaço Superior, no sentido de Chemale et al. (2012).

Mas, há outras possibilidades, uma vez que a idade de ca. 1176 Ma não passa de uma idade máxima de sedimentação. Ou seja, se o protolito sedimentar do Quartzito Ubá pode ter se sedimentado em qualquer época entre esta idade e cerca de 630 Ma, idade que baliza o início da edificação do Arco Rio Doce. Desta forma, uma correlação provável para o Quartzito Ubá seria com o Grupo Macaúbas e Complexo Jequitinhonha (Gonçalves-Dias et al. 2011, Pedrosa-Soares et al. 2011, Pedrosa-Soares & Alkmim 2011, Babinski et al. 2012).

### **6.3. Arco Magmático Rio Doce**

Sua porção plutônica é representada pela Supersuíte G1, que inclui granitos (*s.l.*), migmatitos e gnaisses, a biotita e hornblenda; além das rochas charnockíticas da Suíte Divino (Capítulo 5). O Grupo Rio Doce foi caracterizado como unidade metavulcano-sedimentar por Vieira (2007).

#### *6.3.1. Grupo Rio Doce*

Visando melhor definição do Grupo Rio Doce apresenta-se um estudo comparativo entre os dados litoquímicos obtidos nesta tese e os de Vieira (2007). As amostras apresentam padrão semelhante no comportamento das Terras Raras (Figura 6.5), sendo que as rochas descritas por Vieira (2007) são ligeiramente mais empobrecidas em ETR pesados. Já nos gráficos discriminantes, as rochas descritas por Vieira (2007) mostram espalhamento acentuado (o espalhamento das rochas das formações Tumiritinga e São Tomé se deve muito à alta variabilidade em seus teores de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), ao contrário do granada-biotita xisto da Formação Palmital do Sul que se concentra no campo de derivação de arcos magmáticos (Figura 6.6). Embora inconclusivo, o estudo litoquímico apresentado reflete diferenças entre metapelitos do Grupo Rio Doce. A forte influência de arco de ilhas na derivação de protolitos da Formação Palmital do Sul sugere uma contribuição significativa do Arco Rio Negro (Tupinambá et al. 2012). Isto é corroborado pela maior população de grãos de zircão detrítico desta formação, cujas idades situam-se entre 700 e 800 Ma (capítulo 5).

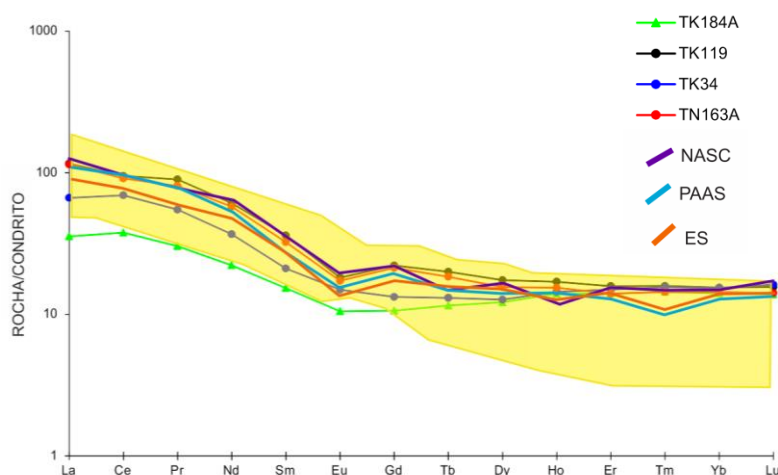


Figura 6.5: Granada-biotita xisto da Formação Palmital do Sul no diagrama de elementos terras raras normalizado para condrito (Taylor & McLennan 1985). O campo amarelo representa os dados de Vieira (2007).

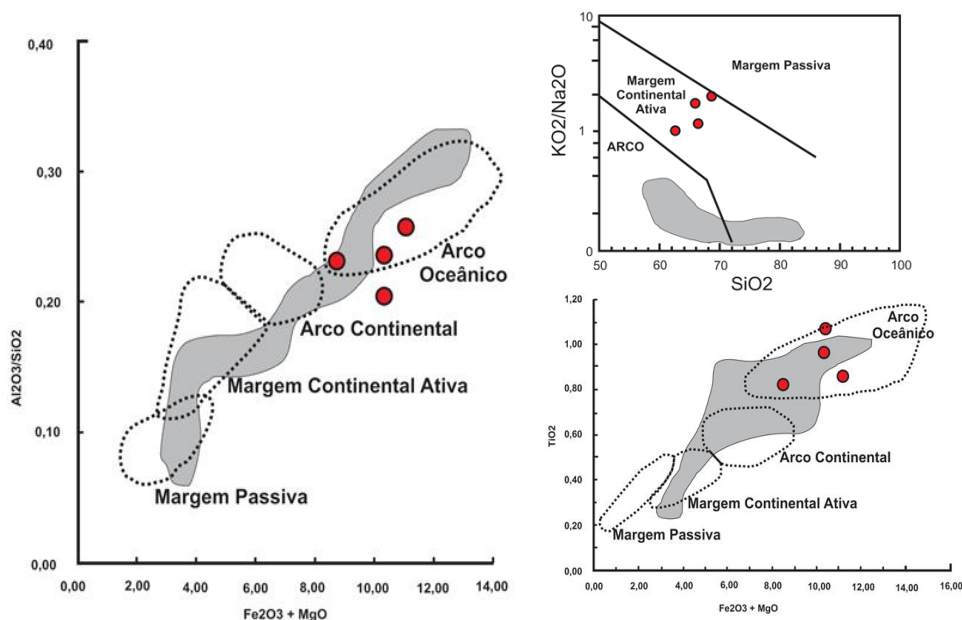


Figura 6.6: Diagramas discriminantes para rochas metassedimentares do Grupo Rio Doce: A, diagrama  $TiO_2$  versus  $Fe_2O_3 + MgO$  (Bhatia 1983); B, diagrama de discriminação para suítes areno-siltosas (Roser & Korsch 1986); C, diagrama para ambientes geotectônicos (Bhatia 1983). As nuvens representam os dados de Vieira (2007).

#### 6.4. Modelo Evolutivo

As informações de campo e dados laboratoriais aqui apresentados, bem como suas comparações com dados da literatura, são os alicerces sólidos para elaboração de um modelo evolutivo.

A evolução geotectônica da região foi marcada por duas grandes orogenias. O primeiro evento foi a Orogenia Riacciana–Orosiriana (ou Transamazônica, ou Eburneana, ou Kimeziana). Neste evento formaram-se os complexos Juiz de Fora e Pocrane em ambiente de arco de ilhas com afinidade juvenil. Os complexos são contemporâneos, mas representam seções crustais diferentes: Pocrane engloba um conjunto mais raso, plutono-vulcânico, e Juiz de Fora representa a raiz plutônica (figuras 6.7 e 6.8A).

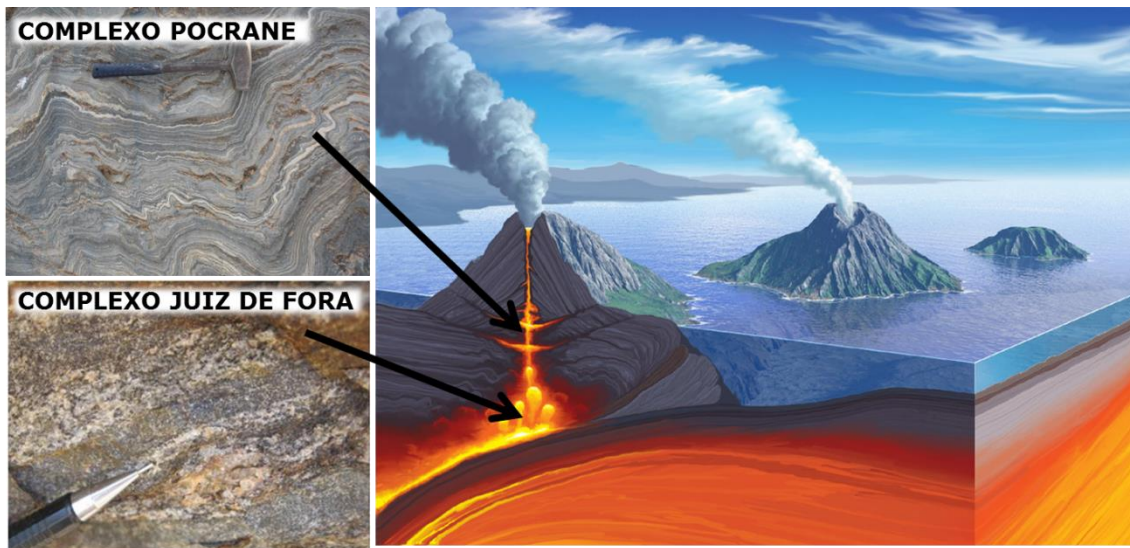


Figura 6.7: *Cartoon* ilustrando o Arco Magmático Juiz de Fora–Pocrane.

O intenso retrabalhamento das unidades dificulta sobremaneira qualquer sugestão detalhada de paleogeografia, mas o cenário geral pode ser idealizado. Se o Arco Magmático Juiz de Fora–Pocrane é um remanescente de arco de ilhas juvenil, o modelo requer uma zona de subducção intraoceânica. Isso implica que, muito provavelmente, um vasto oceano separava as regiões paleocontinentais do São Francisco e Congo no tempo riaciano (ca. 2190–2100 Ma; figuras 6.8A e B). Este estágio marca também a instalação de zona de subducção às margens do Continente São Francisco com o desenvolvimento do Arco Magmático Mantiqueira. O consumo do oceano que separava o Arco de Ilhas Juiz de Fora–Pocrane e a margem do Continente São Francisco leva à colisão entre este arco e Arco Mantiqueira (Figura 6.8C). A marca tectônica desta colisão e amalgamação de terrenos é a Descontinuidade de Abre Campo, que coloca lado a lado os complexos Juiz de Fora e Mantiqueira. Concomitantemente a esta colisão tem-se o magmatismo cálcio-alcalino riaciano kimeziano, indicando subducção para leste sob a margem ativa do Continente Congo (Figura 6.8C). O pico metamórfico da Orogenia Riacciana-Orosiriana teria se dado no intervalo de ca. 2080–2000 Ga. O magmatismo pós-colisional é marcado por plutons alcalinos de ca. 1915 Ma, no sistema kimeziano.

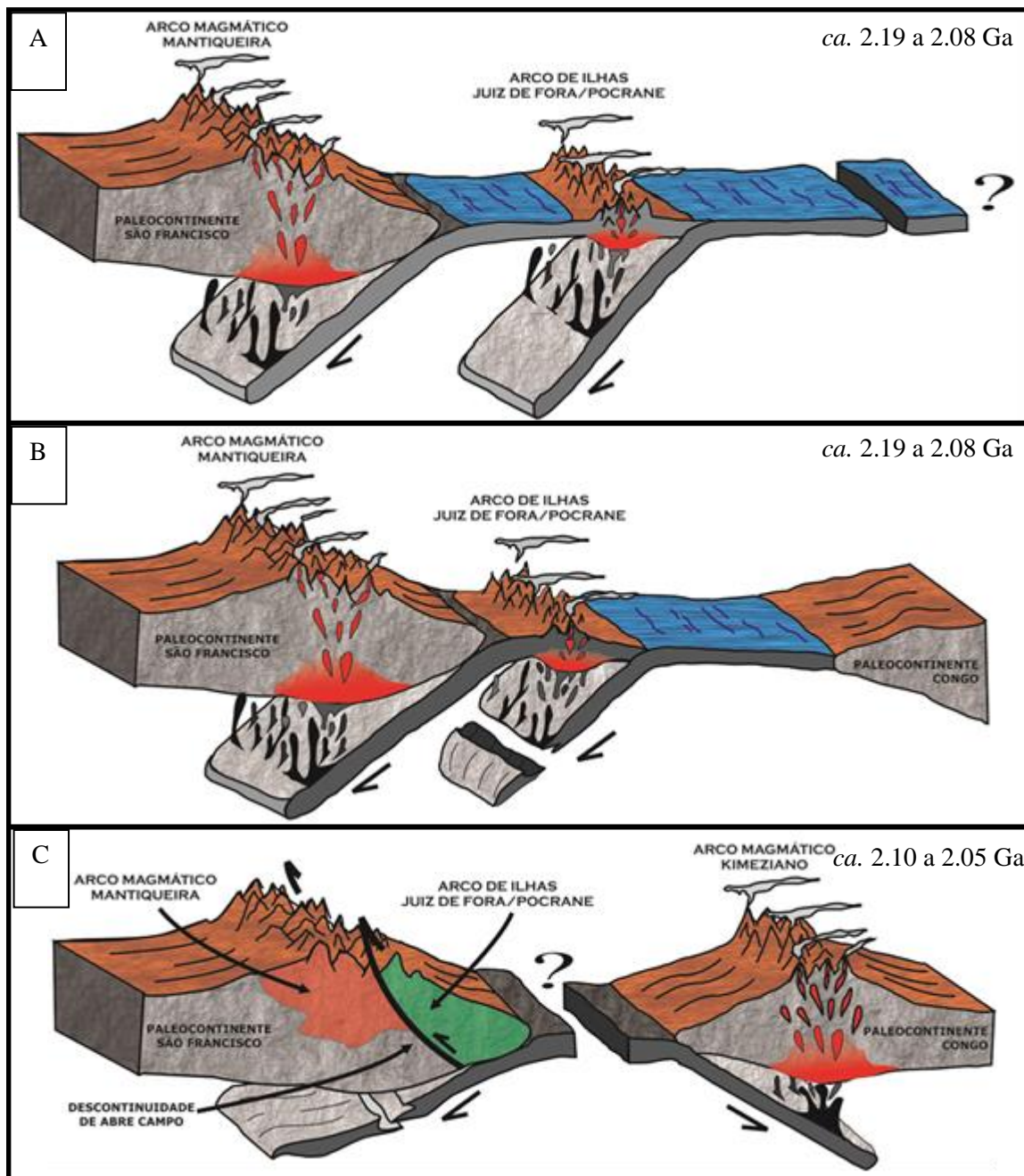


Figura 6.8: Modelo evolutivo esquemático regional para a Orogenia Riachiana-Orosiriana. A e B, desenvolvimento do arco de ilhas juvenil Pocrane–Juiz de Fora e do arco magmático de margem continental Mantiqueira; C, colisão do arco Pocrane–Juiz de Fora com a margem do paleocontinente São Francisco e magmatismo orogênico do Arco Magmático Kimeziano às margens do Paleocointinente Congo.

Cerca de 500 Ma após esta orogenia paleoproterozóica tem-se um evento tafrogênico registrado na área, durante o Calimiano (Figura 6.9A), seguido por outro evento similar no Esteniano (Figura 6.9B).

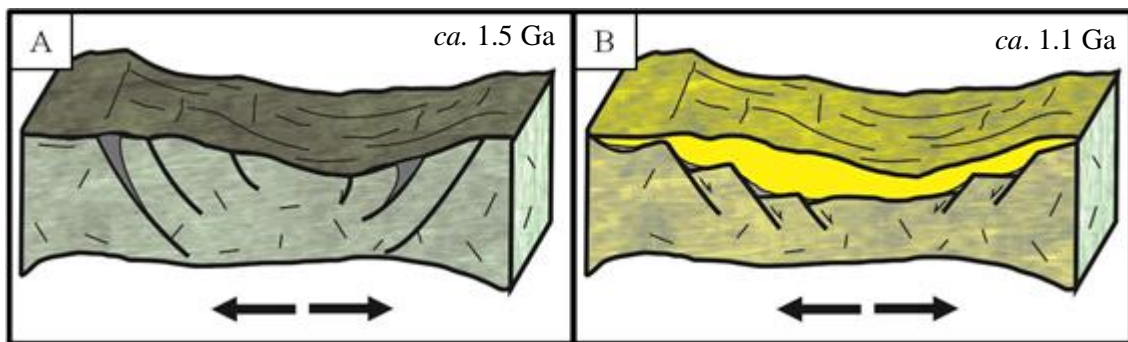


Figura 6.9: Modelo evolutivo esquemático. A) intrusão de diques máficos relacionados a processos de fraturamento crustal no Calimiano e Esteniano; B) deposição do arenito Córrego Ubá na bacia esteniana.

No início do Ediacarano (ca. 630 Ma) começa a ser edificado o Arco Magmático Rio Doce, com a geração da Supersuíte G1, seguido pelo vulcanismo piroclástico Palmital do Sul e instalação das bacias orogênicas relacionadas ao arco. A idade metamórfica da amostra LC-86, um ortognaisse do Complexo Pocrane, indica metamorfismo pré-colisional relacionado ao Arco Rio Doce ( $642 \pm 69$  Ma.). A porção plutônica do arco é dada por suítes cálcio-alcálicas geradas em ambiente de margem continental ativa com forte envolvimento de crosta continental paleoproterozóica. As idades obtidas para as rochas da Supersuíte G1 variam entre 586 Ma e 621 Ma, sendo perfeitamente coerentes com bibliografia regional do Orógeno Araçuai (e.g., Pedrosa-Soares et al. 2011).

A cobertura vulcano-sedimentar do Arco Rio Doce é representada pelo grupo homônimo. O granada-biotita xisto da Formação Palmital do Sul é interpretado como porção proximal do arco (Figura 6.10), cujo protólito seria pelito. A Formação São Tomé representaria uma fase pouco mais distal do arco, com a diminuição da energia de sedimentação onde seriam depositados sedimentos silto-argilosos que dariam origem ao estauroлита-biotita xisto (Figura 6.10). Com o aumento na energia de sedimentação se tem a Formação João Pinto. Um ambiente marinho plataformar em clima quente, propiciaria a deposição do quartzito arenoso com intercalações de arenito micáceo e arcoseano da Formação João Pinto.

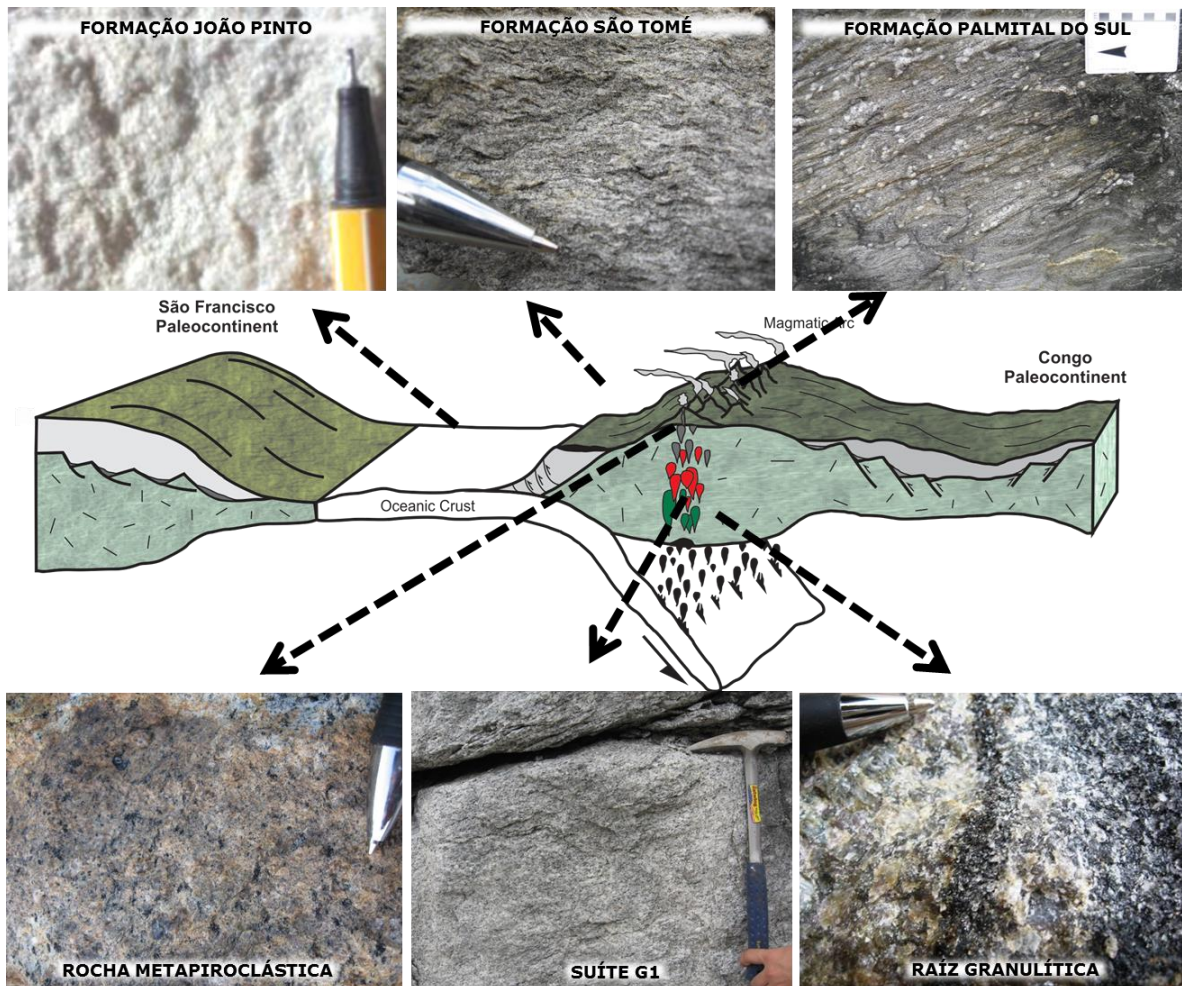


Figura 6.10: Perfil esquemático com posicionamento paleogeográfico das unidades que compõem o Arco Rio Doce.

Os depósitos piroclásticos representados por tufo ricos em fração lapilli, com bombas vulcânicas esparsas (Viera 2007), representam edifícios vulcânicos explosivo, associados à deposição sedimentar do Grupo Rio Doce.

Posteriormente, tem-se o estágio sincolisional, marcando o pico metamórfico da região, com significativo evento de fusão parcial em ca. 577 Ma. Finalmente, o último evento registrado na região da tese se dá com a continuidade do encurtamento crustal, que gera e/ou reativa grandes zonas de cisalhamento, levando a um escape lateral de massa com acomodamento e rearranjo crustal.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M. & Cruz, S.C.P. 2007. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, 15: 25-43.
- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S.C.P., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, **149**: 43-63.82.
- Alkmim F. F., Marshak S. 1998. The Transamazonian orogeny in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: Paleoproterozoic Collision and Collapse in the Southern São Francisco Craton region. *Precambrian Research*, **90**:29-58.
- Angeli N., Teixeira W., Heaman L., Fleet M. E., Moore M., Sato K.. 2004. Geochronology of the Ipanema Layered Mafic-Ultramafic Complex, Minas Gerais, Brazil: evidence of extension at the Meso-Neoproterozoic time boundary. *International Geology Review*, **46(8)**:730-744.
- Angeli N. 1988. Pesquisa dos jazimentos de níquel e geologia da Folha Ipanema, MG. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 290p.
- Aracema, L.W., Neves, A.C., Ferreira, J.C., Pedrosa-Soares, A.C., Lobato, L.M. & Noce, C.M. 2000. Novas evidências de remanescentes oceânicos na Faixa Araçuaí: As rochas metaultramáficas de São José da Safira. *Geonomos*, 8 (1): 55-61.
- 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**:451-465.
- Babinski M., Brito-Neves B.B., Machado N., Noce C.M., Uhlein A., Van Schmus W.R. 1994. Problemas da Metodologia U-Pb com Zircões de Vulcânicas Continentais: Caso do

Grupo Rio dos Remédios, Supergrupo Espinhaço, no Estado da Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Anais, **2**: 409-410.

Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Res.*, **133**:1-27.

Battilani G.A., Gomes N., Guerra W.J. 2007. The occurrence of microdiamonds in Mesoproterozoic Chapada Diamantina intrusive rocks, Bahia, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**: 321-332.

Batumike M.J., Cailteux J.L.H. & Kampunzu A.B., 2007. Lithostratigraphy, basin development, base metal deposits, and regional correlations of the Neoproterozoic Nguba and Kundelungu rock successions, central African Copperbelt. *Gondwana Research*, **11**(3): 432-447.

Belém J., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Silva L.C., Armstrong R., Fleck A., Gradim C., Queiroga G. 2011. Bacia precursora versus bacias orogênicas: exemplos do Grupo Andrelândia com base em datações U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão e análises litoquímicas. *Geonomos*, **19**(2):224-243

Bhatia M.R. 1983, Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, **91**:611–627.

Bhattacharya A., Mohanty L., Maji A., Sen S.K., Raith M. 1992. Non-ideal mixing in the phlogopite–annite boundary: constraint from experimental data on Fe–Mg partitioning and reformulation of the biotite–garnet geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* **111**: 87–93.

Bhering A., Carvalho C., Cordeiro E., Carneiro G., Roncato Júnior J., Pereira M., Novo T., Coelho V. 2006. Geologia da conexão Araçuaí-Ribeira na região de Carangola, MG. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 75p.

- Bilal E., Horn H. A., Naline Jr H. A., Mello F. M., Correia-Neves J.M., Giret A. R., Moutte J., Fuizikawa K., Fernandes M. L. S. 2000. Neoproterozoi granitoid suites in southeastern Brazil. Brazilian contributions to the 31st International Geological Congress, Brazil/2000. *Rev. Bras. Geoc.*, **30(1)**:51-54.
- Boynton, W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.). Rare earth element geochemistry. Developments in geochemistry. Elsevier Sci. Publ. Co. Amsterdam, Netherlands, pp. 63-114.
- Brito-Neves, B.B., Campos-Neto, M.C. & Fuck, R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano- Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22: 155-199.
- Caen-Vachette M., Vialette Y., Bassot J.P., Vidal P. 1986. Apport de la geochronologie isotopique a la connaissance de la geologic gabonaise. *Chronique Recherche Miniere*, **491**:35-54.
- Cahen L., Snelling N.J., Delhal J., Vail. J.R. 1984. The Geochronology of Africa. Clarendon Press, Oxford, 512 pp.
- Cahen L., Kriiner A., Ledent D. 1979. The age of the Vista Alegre pluton and its bearing on the reinterpretation of the Precambrian geology of Northern Angola. *Annales Societe Geologique Belgique*, **102**:265-275.
- Campos Neto M.C. & Figueiredo M.C.H. 1990. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Anais, 6:2631-2648.
- Campos, C.M., Mendes, J.C., Ludka, I.P., Medeiros, S.R., Moura, J.C. & Wallfass, C. 2004. A review of the Brasiliano magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on postcollisional magmatism. *Journal of the Virtual Explorer*, 17: 1-35.
- Carvalho J.B., Pereira L.M.M. 2000. Projeto Leste: Petrografia, relatório integrado. Etapa II. Belo Horizonte: SEME/CPRM/CODEMIG, CD-ROM.

- Chappell B.W., Colleen J. B., Doone W. 2012. Peraluminous I-type granites. *Lithos*, **153**:142-153.
- Chappell, B.W. & White, A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48, 489-499.
- Chemale Jr F., Dussin I., Alkmim F., Martins M.S., Queiroga G., Armstrong R., Santos M. 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil, *Gondwana Research*, **22**:200-206.
- Chemale Jr. F., Dussin I., Martins M., Santos M. 2011. Nova abordagem tectono-estratigráfica so Supergrupo Espinhaço em sua porção meridional (MG). *Geonomos*, **19**:173-179.
- Chemale Jr. F., Dussin I., Martins M., Alkmim F. F., Queiroga G. 2010. The Espinhaço Supergroup in Minas Gerais: a Stenian Basin?. *In*: VII South American Symposium on Isotope Geology, Brasilia. VII South American Symposium on Isotope Geology Expanded Abstract.
- Compston, W. & Williams, I.S., 1992. Ion probe ages for the British Ordovician and Silurian stratotypes. *In*: Global Perspectives on Ordovician Geology, B.D. Webby and J.R. Laurie (eds), Proceedings of the 6th International Symposium on the Ordovician System, Sydney, 59-67.
- Compston W, Willians I.S., Meyer C. 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high-resolution ion-microprobe. *J Geophys Res B*. **98**:525-534.
- Cordani, U.G., Brito-Neves, B.B., D'Agrella, M.S. & Trindade, R.I.F. 2003. Tearing-up Rodinia: the Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, **15**: 343-349.
- Costa A.G. 1998. The granulite-facies rocks of the northern segment of the Ribeira Belt, eastern Minas Gerais, SE Brazil. *Gondwana Res.*, **1**:367-372.

- Costa A. G., Rosiére C. A., Moreira L. M., Fischel, D. 1996. Caracterização geotectônica do setor setentrional da Faixa Ribeira: Evidência de acreção neoproterozóica no leste de Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, **3(2)**:51-68.
- Costa A. G., Rosiére C. A., Lobato L. M., Laureano F. V. 1993. Evolução petrologica e estrutural da porção Oriental do Estado de Minas Gerais e suas Implicações geotectônicas. *Geonomos*, **1**:39-50.
- Costa A. G. Evolução Metamórfica e Estrutural Para Rochas do Complexo Básico-Ultrabásico da Região de Manhuaçu-Ipanema, MG. *In*: 37 Congresso Brasileiro de Geologia, 1992, São Paulo, SP.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.T. 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen & Unwin, London, 450p.
- Cruz, H. & Miranda, J. 2010. Geologia da Região de Pocrane-MG. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 64p.
- Cunningham, D., Alkmim, F. F. & Marshak, S. 1998. A structural transect across the coastal mobile belt in the Brazilian Highlands (latitude 20°S): The roots of a Precambrian transpressional orogen. *Precambrian Research*, **92**: 251-275.
- Dale J., Holland T., Powell R. 2000. Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry; a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**, 353-362.
- Danderfer A., Waele B., Pedreira A.J., 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.
- Deer, W. A., Howre, R. A; Zussman, J. 1989. An introduction to the rock-forming minerals. 2nd ed. London, 696.

- Deer H. & Zussman J. 1966. An Introduction to the Rock Forming Minerals, Longman, pp.424–433.
- De La Roche, H.; Leterrier, P.; Grandclaude, P.; Marchal, M. A. 1980. Classification of volcanic and plutonic using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183 – 210.
- Delhal J. & Ledent D. 1978. Données géochronologiques dans la région de Matadi (Zaire) relatives à la syénite de la Mpozo et aux métarhyolites. *Département Géologie et Mineralogie, Musée Royal Afrique Centrale, Rapport annuel 1977, Tervuren, Belgique*, pp. 99-110.
- Delhal J., Ledent D. 1976. Age et évolution comparée des gneiss migmatitiques pré-zairiens des régions de Boma et de Mpozo-Tombagadio (Bas-Zaire). *Annales Sociétés Géologiques Belgique* **99**:165-187.
- D’Orazio M., Innocenti F., Manetti P., Tamponi M., Tonarini S., Gonzales-Ferran O., Lahsen A., Omarini R. 2003. The Quaternary calc-alkaline volcanism of the Patagonia Andes close to the Chile triple junction: geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the Cay and Maca volcanoes (~45°S, Chile). *Journal of South American Earth Science*, **16** (4):219-234.
- Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A. Wörner G. 2000. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening Volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **104** (1-4):131-151
- Droux A. & Dalaloye M. 1986. Petrography and geochemistry of Plio-Quaternary calc-alkaline volcanoes of southwestern Columbia. *J. South Am. Earth Sci.*, **9** (1-2) :27-41.
- Duarte B. P., Heilbron M., Ragatky D., Valente S. C. 2005. Mantiqueira and Juiz de Fora Complexes: reworked basement units within a Western Gondwana mobile belt in Brazil. *In: Gondwana 12 - Geological and Biological Heritage of Gondwana, 2005, Mendoza. Gondwana 12 - Geological and Biological Heritage of Gondwana - Abstracts. Córdoba: Academia Nacional de Ciências*, p. 142-142.

- Duarte B. P., Valente S. C., Heilbron M., Campos Neto M. C. 2004. Petrogenesis of the Orthogneisses of Mantiqueira Complex, central Ribeira belt, SE Brazil: an Archaean to Palaeoproterozoic basement unit reworked during the Pan-African Orogeny. *Gondwana Research*, **7(2)**:437-450.
- Duarte B.P., Heilbron M., Valladares C., Nogueira J.R., Tupinambá M., Eirado L.G., Almeida, J.C., Almeida, G.C. 2003. Geologia das Folhas Juiz de Fora e Chiador. 84 In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coord.). Projeto Sul de Minas, Belo Horizonte, COMIG/SEME, vol. 1, cap. 6, p. 153-258.
- Duarte B.P., Heilbron M., Campos Neto M. C., Porto Jr. R. 1999. The Garnet Charnockite Plutonic Body of the Juiz de Fora Region, Central Segment of the Pan-African- Brasileiro Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: SBG/BA, Simp. Nac. de Estudos Tectonicos, 7, Boletim de Resumos Expandidos. 2:56-57.
- Duarte B. P., Figueiredo M.C.H., Campos Neto M., Heilbron M. 1997. Geochemistry of the Granulite Fácies Orthogneisses of Juiz de Fora Complex, Central Segment of Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Rev. Brás. Geoc.*, **27**: 67-82.
- Dussin I.A. & Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, **3**: 19-26.
- Ebert H. 1957. *A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p. 97-107. (Relatório Anual do Diretor)
- Ebert H. 1956. A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. In: Relatório Anual do Diretor, ano 1955, DGM, Rio de Janeiro : p. 97-107 e p. 136-137.
- Ebert H. 1955. Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. Relatório Anual do Diretor. Rio de Janeiro, DNPM, DGM, p. 62-81.
- Féboli & Paes 2000. Projeto Leste-MG. Folha Itanhomi (SE.24-Y-C-I), Belo Horizonte, SEME/COMIG/CPRM, escala 1:100.000.

- Figueiredo M.C.H. & Teixeira W., 1996. The Mantiqueira Metamorphic Complex, eastern Minas Gerais State: preliminar geochronological and geochemical results. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, **68**:223-246.
- Fischel D.P., Pimentel M.M., Fuck R.A., Costa A.G., Rosiere C.A. 1998. Geology and Sm-Nd Isotopic Data for the Mantiqueira and Juiz de Fora Complexes (Ribeira Belt) in the Abrecampo-Manhuaçu Region, Minas Gerais, Brazil. *In: Intern. Conf. Basement Tect .*, 14. Ouro Preto, Brazil, Abstracts, 21-23.
- Franssen L. & Andre L., 1988. The Zadinian group (Late Proterozoic Zaire) and its bearing on the origin of the West-Congo orogenic belt. *Precambrian Research*, **38**:215-234.
- Garrels R. M., & Mackenzie., F. T. 1971. Evolution of sedimentary rocks. W. W. Norton & Co., New York, 397 p.
- Gonçalves, L.S., 2009. Características da Suíte G1, arco magmático do Orógeno Araçuaí, entre Governador Valadares e Ipanema, MG. Dissertação de Mestrado, UFOP.
- Gonçalves, L.S., Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares, A.C. 2010. Características geoquímicas da Suíte G1, arco magmático do Orógeno Araçuaí, entre Governador Valadares e Ipanema, MG. *REM. Revista Escola de Minas*, v. 63, p. 457-464.
- Gonçalves-Dias T., Pedrosa-Soares A.C., Dussin I.A., Alkmim F.F., Caxito F.A., Silva L.C., Noce C.M. 2011. Idade máxima de sedimentação e proveniência do Complexo Jequitinhonha na área-tipo (Orógeno Araçuaí): primeiros dados U-Pb (LA-ICP-MS) de grãos detríticos de zircão. *Geonomos*, **19**(2): 121-130.
- Gradim D.T., Noce, C.M., **Novo T.**, Queiroga G.N., Pedrosa-Soares A.C., Suleimam M.A., Martins M. 2012. Mapa geológico da Folha Viçosa (SF.23-X-B-V), Belo Horizonte, CPRM/UFMG, escala 1:100.000.
- Gradim D.T., Queiroga G.N., Novo T., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Romano A.W., Martins M., Alkmim F.F., Bastos C.F., Suleimam M.A. 2011. Geologia da região de Jequeri-Viçosa (MG), Orógeno Araçuaí Meridional. *Geonomos*, **19**(2):107-201.

- Guimarães J.T., Santos R.A.S., Melo R.C. 2008. Geologia da Chapada Diamantina Ocidental. In: Guimarães J.T., Santos R.A., Melo R.C. Projeto Ibitiara – Rio de Contas. CBPM / CPRM, Salvador, Arquivos Abertos 31, 64 p.
- Gutierrez F., Gioconda A., Gonzales Ferran O., Lahsen A., Mazzuoli R. 2005. The Hudson Volcano and surrounding monogenetic centres (Chilean Patagonia): an example of volcanism associated with ridge-trench collision environment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **145** (3-4):207-233.
- Heilbron M., Tupinambá M., Valeriano C., Almeida J.C.H., Silva L., Eirado G. Comparative Tectonic Evolution of the Ribeira Belt, SE Brazil, with African counterparts. In: 23rd Colloquium on African Geology, 2011, Johannesburg. Abstracts Volume of the 23rd Colloquium on African Geology. Johannesburg: Geological Society of Africa, 2011. p. 186-186.
- Heilbron M., Duarte B., Valeriano C., Simonetti A., Machado N., Nogueira J. 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U-Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, **178**:136-148.
- Heilbron M., Valeriano C. M., Tassinari C. C. G., Almeida J., Tupinambá M., Siga O., Trouw R. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society Special Publication*, **294**:211-237.
- Heilbron M.L., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M.C., Silva L.C., Trouw R. & Janasi V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: V.M. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & Brito-Neves, B.B. (orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Editora Beca, p. 203-234.

- Heilbron M., Tupinambá M., Duarte B., Eirado L., Nogueira J., Prado J., Sucena M. 2003. Geologia da Folha Leopoldina (SF.23-X-D-V). Belo Horizonte, COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ - Projeto Sul de Minas, escala 1:100.000.
- Heilbron M. & Machado N. 2003b. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Res.*, **125**: 87-112.
- Heilbron M., Duarte B., Valladares C., Nogueira J.R., Tupinambá M., Eirado L.G. 2003c. Síntese Geológica do Bloco Oriental (Zona da Mata). In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coord.). Projeto Sul de Minas, Belo Horizonte, COMIG/SEME, vol. 1, cap. 2, p. 8-50.
- Heilbron M., Machado N., Duarte B. Revealing the Paleoproterozoic Transamazonian Orogen hiding in the Neoproterozoic Ribeira belt, SE Brazil. *In: Geological Association of Canadá/Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting (GAC-MAC-2001)*, 2001, St John's. Abstracts of the Geological Association of Canadá/Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting (GAC-MAC-2001), v. 26. p. 61-61
- Heilbron M, Duarte B.P., Nogueira J.R. 1998. The Juiz de Fora complex of the Central Ribeira belt, SE Brazil: a segment of Palaeoproterozoic granulitic crust thrust during the Pan-African Orogen. *Gondwana Research*, 1: 373-382.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Valladares C.S., Machado N. 1995. A orogenese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* **25**:245-266.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Almeida J.C.H, Tupinambá M., Valladares C.S., Silva, L.G.E., Nava D.B., Dios F.B. 1993. Compartimentação tectônica e evolução geológica do segmento central da Faixa Ribeira, ao sul do Cráton do São Francisco. In: SBG, Simp. Sobre Cráton São Francisco, 2, Salvador, Anais, 263-265.
- Holdaway M.J. 2000. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *Amer. Mineral.*, **85**, 881-892.
- Hofmann, A. W. Earth Planet. 1988. *Sci. Lett.* 90, 297–314.

- Horn A., Faria B., Gardini G., Vasconcellos L., Oliveira M. 2006. Geologia da Folha Espera Feliz. Rio de Janeiro, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, UFMG-Programa Geologia do Brasil, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Baixo Guandu (SE-24-Y-C-V), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Carangola (SF-23-X-B-VI), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Conselheiro Pena (SE-24-Y-C-II), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Espera Feliz (SF-24-V-A-IV), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Jequeri (SF-23-X-B-II-4), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:50.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Ipanema (SE-24-Y-C-IV), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Itanhomi (SE-24-Y-C-I), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Leopoldina (SF-23-X-D-V), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Manhauçu (SF-23-X-B-III), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Manhumirim (SF-24-X-A-I), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.

- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Muriaé (SF-23-X-D-III), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Pirapetinga (SF-23-X-D-VI), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Viçosa (SF-23-X-B-V), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- Jensen, L. S. 1976. A new cation plot for classifying sbalkalic volcanic rocks. Ontario Div. Mines. Misc. Pap. 66.
- Jordt-Evangelista, H. 1988. Minerais Petrográficos de Rochas Ígneas e Metamórficas. Ufop, 125p.
- Kokonyangi J.W., Kampunzu A.B., Armstrong R., Yoshida M., Okudaira M., Arima M. & Ngulube, D.A. 2006. The Mesoproterozoic Kibaride belt (Katanga, SE D.R. Congo). *Journal of African Earth Sciences*, **46**(1-2): 1-35.
- Le Maitre, R.; Bateman, P.; Dudek, A.; Keller, J.; Lameyre, J.; Le Bas, M.; Sabine, P.; Schmid, R.; Sorensen, H.; Streckeisen, A.; Woolley, A.; Zanettin, B. 1989. A classification of ingeous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of ingeous rocks (Le Maitre, R.W.; editor). Blackwell, 193 p. Oxford.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A, Maresch W.V, Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Guo, Y. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can. Mineral.* **35**:219-246.

- Ledru P., Johan V., Milési J.P., Tegye M., 1994. Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Res.*, **69**:169-191.
- Lerouge C., Cocherie A., Toteu S.F., Penaye J., Milési J.-P., Tchameni R., Nsifa E.N.C., Fanning M., Deloul, E. 2006. Shrimp U–Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-Western Cameroon: consequences for the Eburnean–Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa. *J. Afr. Earth Sci.*, **44**:127–413.
- Loureiro H.S.C., Bahiense I.C., Neves J.P., Guimarães J.T., Teixeira L.R., Santos R.A., Melo R.C. 2008. Geologia e recursos minerais da parte norte do corredor de deformação do Paramirim: (Projeto Barra – Oliveira dos Brejinhos). CBPM, Salvador, Série Arquivos Abertos 33, 113 p.
- Luiz, C., Mairinck, D., Ferreira, E., Freitas, G. 2007. Geologia da Conexão Araçuaí – Ribeira na Região de Tombos-MG. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 44p.
- McLennan S.M. and Taylor S.R. (1991). Sedimentary-Rocks and Crustal Evolution - Tectonic Setting and Secular Trends. *Journal of Geology*, **99**(1): 1-21.
- Machado N., Valladares C., Heilbron M., Valeriano C. 1996. UPb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Res.*, **69**:347-361.
- Machado N., Schrank A., Abreu F.R., Knauer L.G. & Almeida-Abreu P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia UPb na Serra do Espinhaço Meridional. Boletim do Núcleo Minas Gerais-Sociedade Brasileira de Geologia, 10: 171-174.
- Marshak, S., Alkmim, F.F., Whittington, A. & Pedrosa-Soares, A.C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: A setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *Journal Structural Geology*, 28: 129-147.

- Martins M. S., Karfunkel J., Noce C. M., Babinski M., Pedrosa-Soares A. C., Sial A. N. & Lyu D. 2008. A seqüência pré-glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do rifte Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**: 768-779.
- Martins V.T.S., Teixeira W., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C. 2004. Sr and Nd characteristics of Brasiliano-Pan African granitoid plutons of the Araçuaí orogen, southeastern Brazil: Tectonic implications. *Gondwana Research*, **7**: 75-89.
- Martins V.T. S. (2000) Geologia Isotópica do Plutonismo Neoproterozóico da Faixa Araçuaí, região nordeste de Minas Gerais. M.Sc. thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil, 187p.
- Martins-Neto M.A., 2000. Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço basin, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, **103**: 147-173.
- Matteini M., Mazzuoli R., Omarini R., Cas R., Maas R., 2002. The geochemical variations of the upper Cenozoic volcanism along the Cakama-Olacapato-El Toro transversal fault system in central Andes (~ 240 S): petrogenetic and geodynamic implications. *Tectonophysics*, **345** (1-4):211-227.
- Maurin J.C., Boudzoumou F., Djama L.M., Gioan P., Michard A., Mpemba-Boni J., Peucat J.J., Pin C., Vicat J.P. 1991. La chaîne proterozoïque ouestcongolienne et son avant-pays au Congo nouvelles données géochronologiques et structurales, implications en Afrique centrale. *Compte Rendu Académie Sciences*, **312**:1327-1334.
- Maurin J.C., Mpemba-Bony J., Pin C., Vicat J.P. 1990. La granodiorite de Les Saras un témoin de magmatisme Bburneen (2 Ga) au sein de la chaîne panafricaine du Mayombe (Congo). *Compte Rendu Academic Sciences*, **310**:571-575.
- Mondou M., Egydio M., Vauchez A., Raposo M., Bruguier O., Oliveira A. 2012. Complex, 3D strain patterns in a synkinematic tonalite batholith from the Araçuaí Neoproterozoic orogen (Eastern Brazil): Evidence from combined magnetic and isotopic chronology studies. *Journal of Structural Geology*, **39**:158-179.

- Monzier M., Robin C., Samaniego P., Hall M.L., Cotton J., Mothes P., Arnaud N. 1999. Sangay volcano Ecuador: structural development, present activity and petrology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **90** (1-2) :49-79.
- Moraes R., Brown M., Fuck R. A., Camargo M. A., Lima T. M. 2002. Characterization and P - T evolution of melt-bearing ultrahigh-temperature granulites: an example from the Anápolis-Itaçu Complex of the Brasília Fold Belt, Brazil. *Journal of Petrology*, **43(9)**: 1673-1705.
- Murphy J.B., Nance R.D. 1992. Mountain belts and the supercontinent cycle. *Scientific American*, April 1992, p. 84-91
- Nalini Jr H. A., Machado R., Endo, I., Bilal E. 2008. A Importância da tectônica transcorrente no alojamento de granitos pré a sincolisionais na região do vale do médio Rio Doce: o exemplo das suítes Galiléia e Urucum. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**:748-759.
- Nalini Jr H. A., Machado R., Bilal E. 2005. Geoquímica e petrogênese da Suíte Galiléia: exemplo de magmatismo tipo-I metaluminoso pré-colisional Neoproterozóico da região do médio rio Doce (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, **35**:23-34.
- Nalini H.A., Bilal E., Paquette J.L., Pin C., Machado R. 2000. Geochronologie U-Pb et géochimie isotopique Sr-Nd des granitoides neoproterozoïques des suites Galileia et Urucum, vallée du Rio Doce, Sud-Est du Brésil. *Compte Rendu Academie Science Paris*, **331**: 459-466.
- Nalini H.A. 1997. Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil) : étude géochimique et structurale des suites Galiléia et Urucum et leur relation avec les pegmatites à éléments rares associées. École des Mines de Saint-Étienne et École des Mines de Paris, Thèse.
- Nance R.D., Worsley T., Moody J.B. 1988. The supercontinent cycle. *Scientific American*, July 1988, p. 44-51

- Noce C.M., Novo T., Figueiredo C., Pedrosa-Soares A. C. 2012. Mapa geológico da Folha Carangola (SF.23-X-B-VI). Belo Horizonte, CPRM/UFMG, escala 1:100.000.
- Noce C. M., Figueiredo C., Novo T., Pedrosa-soares A. C., Alkmim F.F., Dussin I. The southern segment of the Araçuaí magmatic arc (SE Brazil): U-Pb zircon dating and implications for geodynamic reconstructions of the pre-collisional orogenic stage.. In: VII South American Symposium on Isotopic Geology, 2010, Brasília. Short papers. Brasília: SBG, 2010. p. 625-628.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Armstrong R. & Piuzana, D. 2007a. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí orogen, based on U–Pb SHRIMP data: Implications for Brazil–Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, **159**:60–78.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C. & Alkmim, F.F. 2007b. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, **15**: 17-23.
- Noce, C.M., Novo T., Figueiredo, C., Pedrosa-Soares, A. C. 2006. Mapa geológico da Folha Manhuaçu (SF.23-X-B-III). Rio de Janeiro, CPRM/UFMG - Programa Geologia do Brasil, escala 1:100.000.
- Noce C.M., Romano A.W., Pinheiro C.M., Mol V.S., Pedrosa-Soares A.C. 2003a. Geologia das Folhas Ubá e Muriaé. In: A.C. Pedrosa-Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coords.). Projeto Sul de Minas – Etapa I: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, Belo Horizonte, cap.12, p.623-659.
- Noce C.M., Romano A.W., Pinheiro C., Mol V., Pedrosa-Soares A.C. 2003b. Geologia da Folha Ubá (SF.23-X-D-II). Belo Horizonte, COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ - Projeto Sul de Minas, escala 1:100.000.
- Noce C. M., Macambira M. J. B., Pedrosa-Soares A. C. 2000. Chronology of Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Belt, Eastern Brazil, based on single zircon evaporation dating.. *Revista Brasileira de Geociências*, **30(1)**:25-29.

- Nola, I.T. & Voll, K. 2011. Geologia da Serra do Azeite e arredores, Pocrane – MG. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 80p.
- Novo T., Noce, C.M., Batista G., Quéméneur J., Martins, B., Santos, S., Carneiro G., Horn, A. (NO PRELO). Nota explicativa da Folha Manhumirim, 1:100.000. Contrato CPRM-UFMG-Projeto Geologia do Brasil.
- Novo T., Noce, C.M., Batista G., Quéméneur J., Martins, B., Santos, S., Carneiro G., Horn, A. 2012. Mapa geológico da Folha Manhumirim, (SF.24-V-A-I). Belo Horizonte, CPRM/UFMG, escala 1:100.000.
- Novo T., Noce, C.M., Figueiredo, C., Pedrosa-Soares, A. C. 2012. Geologia e Recursos Minerais da Folha Carangola (SF.23-X-B-VI). 1. ed. Belo Horizonte: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), 2012. v. 1000. 72p .
- Novo T., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Batista G. 2011. Rochas granulíticas da Suíte Caparaó na região do Pico da Bandeira: embasamento oriental do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, **19**(2), 70-77.
- Novo T., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Dussin I. 2010. Rochas charnockíticas do sudeste de Minas Gerais: a raiz granulítica do arco Magmático do Orógeno Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, **40**(4): 573-592.
- Novo, T. Significado geotectônico das rochas charnockíticas da região de Carangola: implicações para a conexão Araçuaí-Ribeira. 2009. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 87p.
- Oliveira M.J.R. 2000. Projeto Leste-MG. Folha Conselheiro Pena (SE.24-Y-C-II), Belo Horizonte, SEME/COMIG/CPRM, escala 1:100.000.
- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis R.R., Trouw R.A.J. 2000. The Andrelândia basin, a Neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília. *Rev.Bras.Geoc.*, **30**:200-202.

- Paes V. 1999. Geologia e geoquímica de rochas metamáficas e meta-ultramáficas da região de Alvarenga-MG e suas implicações geotectônicas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 173p.
- Pearce J., Harris N., Tindle A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, Vol. 259, p. 956-983.
- Pearce J.A. & Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planetary Sci. Lett.*, **19**: 290-300.
- Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rock. *Earth and Planetary Science Letters*. **36**:121-132.
- Pedrosa-Soares, A. C., Campos, C., Noce, C.M., Silva, L.C., Roncato, J., Novo, T., Medeiros, S., Castañeda, C., Queiroga, G., Dantas, E., Dussin, I., Alkmim, F.F. 2011b. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Orogen, the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources (SE Brazil). *Geological Society, London*, **350**:25-51.
- Pedrosa-Soares A.C. & Alkmim F.F. 2011a. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen? *Geonomos*, **19(2)**: 244-251.
- Pedrosa-Soares, A.C.; Silva, L.C.; Babinsky, M.; Medeiros, S.R.; Castañeda, C.; Roncato, J.; Novo, T.; Campos, C.; Dantas, E. Granitic magmatism and related mineral deposits in the Araçuaí orogen, SE Brazil. In: 33 International Geological Congress, Oslo. Abstracts, CD ROM. Oslo: IUGS, 2008
- Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Tack, L., Noce, C.M., Babinski, M., Silva, L.C., Martins-Neto, M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, **294**: 153-172

- Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Alkmim F. F., Silva L. C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, **15**: 1-16.
- Pedrosa-Soares, A.C.; Castañeda, C.; Queiroga, G.; Gradim, C.; Belém, J.; Roncato, J.; **Novo, T.**; Dias, P.; Gradim, D.; Medeiros, S.; Jacobsohn, T.; Vieira, V. 2006. Magmatismo e tectônica do Orógeno Araçuaí na região entre 18° - 19° S e 41° - 40° 30' W, extremo leste de Minas e norte do Espírito Santo. *Geonomos*, **14** (1-2): 97-111.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí–West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Precambrian Research*, **110**: 307-323.
- Pedrosa-Soares, A.C. & Wiedemann-Leonardos, C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho & D. A. Campos (eds), *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal P., Leonardos O.H., Brito-Neves B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo Orogen. *Geology*, **26**: 519-522..
- Pedrosa-Soares A. C., Dardenne M. A., Hasui Y., Castro F. D. C., Carvalho M. V. A., Reis A. C. Nota Explicativa dos Mapas Geológico, Metalogenético e de Ocorrências Minerais do Estado de Minas Gerais. 1. ed. Belo Horizonte: Companhia Mineradora de Minas Gerais, 1994. v. 3000. 97p
- Peixoto E., Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F. 2012. Candidato a prisma acrescionário do Orógeno Araçuaí a noroeste de Governador Valadares, MG. In: 46 Congresso Brasileiro de Geologia, 2012, Santos, SP. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2012.
- Pereira L. M. M. & Zucchetti M. 2000. Projeto Leste: Petrografia, relatório integrado. Etapa II. Belo Horizonte: SEME/CPRM/CODEMIG, CD-ROM.

- Petitgirard S. & Vauchez A. et al. 2009. Conflicting structural and geochronological data from the Ibituruna quartz-syenite (SE Brazil): Effect of protracted 'hot' orogeny and slow cooling rate? *Tectonophysics*, **477**: 174-196.
- Pinto C. P., Drumond J. B. V., Féboli W. L. Projeto Leste. Belo Horizonte: CPRM/CODEMIG, 2001. CD-ROM.
- Piuzana D., Castaneda C., Noce C. M., Pedrosa-Soares A. C., Silva L. C. 2008. Titanite crystal chemistry and U-Pb isotopic data: a petrogenetic indicator for Precambrian granitoid plutons of the Eastern Brazilian shield. *Geonomos*, **16**: 29-36.
- Porada H., 1989. Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and Eastern Brazil. *Precambrian Res.*, **44**:103-136.
- Powell R., Holland T. 1994 Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, **79**: 120-144.
- Queiroga G.N. 2010. Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuá entre os paralelos 17° e 21° S. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 180 p..
- Queiroga G., Suita M.T.F., Pedrosa-Soares A.C., Martins M., Pinheiro M.A.P. 2012. Síntese sobre ofiolitos: evolução dos conceitos. *REM. Revista Escola de Minas (Impresso)*, **65**:47-58.
- Queiroga G., Gradim D.T., Pedrosa-Soares A.C., Pinho R.R., Vilela F., Noce C.M., Nola T., Novo T., Suleimam M.A., Basto C.F. 2012. Mapa Geológico da Folha Jequeri (SF.23-X-B-II-4), Belo Horizonte, CPRM/UFMG, escala 1:50.000.
- Renne P.R., Onstott T.C., D'Agrella-Filho M.S., Pacca I.G., Teixeira W. 1990. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>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 Planet. Science Letters*, **101**: 349–366.

- Richards J.P. & Villeneuve M. 2001. The Lullailaco Volcano, northwest Argentine: construction by Pleistocene volcanism and destruction by sector collapse. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **105** (1-2):77-105.
- Rickwood, P. C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22: 247-263.
- Rodrigues O.B., Kosuki R., Coelho Filho A. 1986. Distrito manganésífero de Serra do Navio, Amapá. In: Schobbenhaus, C. e Coelho, C.E.S. (coords.), Principais Depósitos Minerais do Brasil, DNPM/CVRD, v.II,p. 167-175.
- Rogers J.W., Santosh M. 2004. Continents and Supercontinents. Oxford Univ Pr, 289p.
- Rogers J.J.W. 1996. A history of continents in the past three billion years. *Journal of Geology*, **104** (1): 91–107.
- Rollinson, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, 352 p. London.
- Romano, A.W. & Noce, C.M. 2003. Geologia da Folha Muriaé (SF.23-X-D-III). Belo Horizonte, COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ - Projeto Sul de Minas, escala 1:100.000.
- Rosen O. M. 1992. Graywackes of the Precambrian Metamorphic Complexes: Composition and Paleogeodynamic Reconstructions. *International Geology Review*, **34(12)**:1169–1186.
- Roser B.P., Korsch R.J. 1986, Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology*, **94**:635–650.
- Rosier G.F. 1957. *A Geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano*. Rio de Janeiro, DNPM/GGM, Boletim 166, 58 p.
- Rudnick R. L., Mclennan S. M., Taylor S. R. 1985. Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terrains. *Geochemica et Cosmochimica Acta – Pergamon Press Ltda*, v. 49, 1645-1655.

- Schulz, B., Krenn, E., Finger, F., Bratz, H., Klems, R. 2007. Cadomian and Variscan metamorphic events in the Léon domain (Armorican Massif, France): P-T data and EMP monazite dating. *Geological Society of America Special Paper*, **423(12)**:267-287.
- Schulz B. 1992. P-T path interpretation from garnets in the Moldanubian diaphthorite zone to the West of Waldthurn (Bohemian Massif, NE Bavaria). *Mineralia slovacica*, **24**:339-347.
- Serri G. 1981. The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **52(1)**:203-212.
- Shand, S. J. 1947. *Eruptive Rocks*, 3rd Edition (London), 488p.
- Schmitt R., Trouw R., Vanschmus W., Passchier C. 2008. Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater. *Journal of the Geological Society of London*, **294**:279-296.
- Schmitt R., Trouw R., Vanschmus W., Pimentel M. 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana : new geochronological data and the characterization of a Cambrian orogeny in the Ribeira Belt - SE Brazil. *Precambrian Research*, **133(1-2)**: 29-61.
- Silva L.C., Pedrosa-Soares A. C., Armstrong R., Noce C. M. 2011. Determinando a duração do período colisional do Orógeno Araçuaí com base em geocronologia U-Pb de alta resolução em zircão: uma contribuição para a história da amalgamação do Gondwana Ocidentala. *Geonomos*, **19**:180-197.
- 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 Palecontinent. *Gondwana Research*, **13**:527-537.
- Silva L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L. & Fletcher, I. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections. *Precambrian Research*, **136**: 203-240.

- Silva L.C., Armstrong R, Noce C.M., Carneiro M., Pimentel M., Pedrosa-Soares A. C., Leite C., Vieira V. S., Silva M., Paes V., Cardoso-Filho J. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Móvel Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 513-528.
- Smith M.A. 1998. The pattern of continental occupation: late Pleistocene colonization of Australia and New Guinea. *In*: Murray TA, editor. *Archaeology of Aboriginal Australia: a reader*. Sydney: Allen and Unwin. 41–9.
- Silva J.M.R, Lima M.I.C., Veronese V.F., Ribeiro Junior R.N. & Siga-Júnior O. 1987. Geologia. *In*: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SE.24 Rio Doce. IBGE, Rio de Janeiro, 1987 (Levantamento de Recursos Naturais, 34).
- Spear F.S. & Florence, F.P. (1992) Thermobarometry in granulites: Pitfalls and new approaches. *Journal of Precambrian Research*, **55**, 209-241.
- Spear F. S., & Peacock, S. M. 1989. *Metamorphic Pressure-Temperature-Time Paths*. Short Course in Geology, volume 1, American Geophysical Union
- Sun S.S. 1982. Chemical composition and the origin of the earth primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**:179-192.
- Tack L., Wingate M.T.D., Lie'Geois 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
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. (1985). *The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Blackwell, Oxford. 312.
- Tedeschi M., Pedrosa-Soares A.C., Piuzana D., Noce C. 2012. Caracterização do Arco Magmático do Orógeno Araçuaí entre Frei Inocência e Itambacuri, MG. *In*: 46 Congresso Brasileiro

de Geologia, 2012, Santos, SP. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2012.

Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C. M., Carneiro M. A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. *In*: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz-Filho, D.A. Campos, D. A. (eds.) Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, p. 101-138.

Thompson A. B. 1976. Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science*. **276**:42-54.

Tracy, R.J., 1982, Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy* **10**:355–397.

Trompette R., 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, 350 p.

Tuller, M. 2000. Projeto Leste-MG. Folha Ipanema (SE.24-Y-C-IV), Belo Horizonte, SEME/COMIG/CPRM, escala 1:100.000.

Tupinambá M., Heilbron M., Valeriano C., Júnior R., de Dios, F., Machado N., Silva L., Almeida J. 2012. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, **21**:422-438

Tupinambá, M., Almeida, C., Eirado, E., Duarte, B., Heilbron, M. 2003. Geologia da Folha Pirapetinga (SF.23-X-D-VI). Belo Horizonte, COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ - Projeto Sul de Minas, escala 1:100.000.

Tupinambá M., Teixeira W., Heilbron M. 2000. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **30(1)**: 7-11.

- Trumbull R.B., Wittenbrink R., Hahne K., Emmermann R., Büsch W., Gerstenberger H., Siebel E. 1999. Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (250 - 260S) and its geodynamic implications, *J. South Am. Earth Sci.*, **12** (2):135-155.
- Uhlein A., Trompette R., Egydio-Silva M. 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**: 191-203.
- Valladares C., Duarte B.P., Heilbron M., Ragatky D. 2000 - Tectono-magmatic evolution of the Occidental terrane and the Paraíba do Sul Klippe of the Neoproterozoic Ribeira Orogenic belt, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 1-6.
- Vance D. & O’Nions R. K. 1992. Prograde and retrograde thermal histories from the central Swiss Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **114**:113-129.
- Vauchez A., Egydio-Silva M., Babinski M., Tommasi A., Uhlein A., Liu D. 2007. Deformation of a pervasively molten middle crust: insights from the Neoproterozoic Ribeira-Araçuaí orogen (SE Brazil). *Terra Nova*, **19**: 278-286.
- Vicat J. & Pouclet A. 2000. Palaeo- and Neoproterozoic granitoids and rhyolites from the West Congolian Belt (Gabon, Congo, Cabinda, north Angola): chemical composition and geotectonic implications. *Journal of African Earth Sciences*, **31**(314):597-617.
- Vieira, V.S. 2007. Significado do Grupo Rio Doce no Contexto do Orógeno Araçuaí. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 117p.
- Vieira, V. 1993. Baixo Guandu, Folha SE.24-Y-C-V-Estado de Minas Gerais e Espírito Santo. Brasília: DNPM/CPRM, escala 1:100.000.
- Xinhua, Z; Yin & A; Ryerson. 2000. The Zedong Window: A record of superposed Tertiary convergence in southeastern Tibet. *Jour. of Geoph. Research*, vol. 105, 19,211–19,230pp.

- Weaver B. & Tarney. 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, **310**:575-57.
- Wiedemann C.M., Campos C.M., Medeiros S.R., Mendes J.C., Ludka I.P., Moura J.C. 2002. Architecture of Late orogenic Plutons in the Araçuaí-Ribeira Folded Belt, Southeast Brazil. *Gondwana Research*, **19**: 381-399.
- Wilson M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 470p.
- Zenk M. 2001. Mikrostrukturen, Mineralchemie und Geothermobarometrie der Metabasite in den Mineralzonen nach Barrow im schottischen Dalradian (Microstructures, mineral chemistry and geothermobarometry of metabasites from Barrow's mineral zones in the Dalradian of Scotland). *Erlanger geologische Abhandlungen*, **133**:10-199.