



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Natália Cota de Freitas

**Caracterização estrutural e geocronológica da sequência metassedimentar
no limite entre os terrenos Cabo Frio e Oriental, Região dos Lagos
Fluminense**

Rio de Janeiro

2018

Natália Cota de Freitas

**Caracterização estrutural e geocronológica da sequência metassedimentar no limite
entre os terrenos Cabo Frio e Oriental, Região dos Lagos Fluminense**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais

Orientador: Prof. Dr. Julio Cesar Horta de Almeida

Coorientador: Prof. Dr. Ivo Antonio Dussin

Rio de Janeiro

2018

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

F866 Freitas, Natalia Cota.
Caracterização estrutural e geocronológica da sequência metassedimentar no limite entre os terrenos Cabo Frio e Oriental, Região dos Lagos Fluminense / Natalia Cota de Freitas. – 2018.
174 f.: il.

Orientador: Julio Cesar Horta de Almeida.
Coorientador: Ivo Antonio Dussin.
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geologia estrutural – Lagos (RJ: Microrregião) – Teses. 2. Dobras (Geologia) – Lagos (RJ: Microrregião) – Teses. 3. Tempo geológico – Teses. I. Almeida, Julio Cesar Horta de. II. Dussin, Ivo Antonio. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 551.243(815.3)

Bibliotecária responsável: Taciane Ferreira da Silva / CRB-7: 6337

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Natália Cota de Freitas

Caracterização estrutural e geocronológica da sequência metassedimentar no limite entre os terrenos Cabo Frio e Oriental, Região dos Lagos Fluminense

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais

Aprovada em 29 de outubro de 2018.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Julio Cesar Horta de Almeida
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Ivo Antonio Dussin
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof.^a Dra. Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Alan Wanderley Albuquerque Miranda
Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

Rio de Janeiro

2018

AGRADECIMENTOS

Diversas pessoas me apoiaram durante a realização deste mestrado e gostaria de agradecê-las enormemente por estarem presentes neste período tão importante da minha vida.

Inicialmente gostaria de agradecer ao meu orientador Julio, que propôs a realização deste projeto de mestrado e muito me ensinou sobre geologia estrutural, sempre com bom humor e entusiasmo, além de me apresentar a geologia do Rio de Janeiro, tão bonita e ao mesmo tempo complexa e desafiadora. Ao meu coorientador Ivo que me ajudou no tratamento dos dados geocronológicos, sempre com muita simpatia e boa vontade. À professora Monica por ajudar e participar das discussões do trabalho, contribuindo enormemente para o entendimento da área, além de ter possibilitado a realização das datações que muito enriqueceu o trabalho. Aos demais professores que participaram dos seminários e que ministraram as disciplinas realizadas.

Ao grupo de pesquisa TEKTOS pelo apoio na confecção dos mapas. Ao Henrique Bruno por ter possibilitado a estadia em Maricá durante as atividades de campo. À equipe do LGPA pela confecção das lâminas delgadas e preparação das amostras. Em especial a funcionária Gabriela (Gabi), profissional dedicada que com muita paciência e profissionalismo me ajudou na “caça” aos grãos de zircão.

Aos diversos colegas e amigos da pós-graduação, especialmente Vitalino e Daniel que puderam me acompanhar nas atividades de campo, sempre com muita disposição, paciência e discussões geológicas enriquecedoras. À Ariane que muito me ajudou na descrição das lâminas, e com quem pude conversar durante diversos cafezinhos de final de tarde.

À minha família que mesmo longe esteve presente neste período, principalmente minha irmã Raquel, sempre interessada no andamento do trabalho. Um agradecimento mais que especial ao meu marido, namorado, amigo, colega de campo Marcelo, a pessoa que mais me incentivou a realizar este mestrado, sempre apoiando em todos os momentos. A Deus.

Às meninas da secretaria Juçara e Marianni, sempre muito atenciosas. À CAPES pelo apoio financeiro. Aos demais funcionários da UERJ que, apesar das grandes dificuldades, continuam produzindo ciência de qualidade, universidade esta que sinto orgulho de fazer parte e espero poder contribuir com meu trabalho. #uerjresiste

Grandes palavras são necessárias para expressar grandes ideias.

Lucy Maud Montgomery

RESUMO

FREITAS, Natália Cota de. *Caracterização estrutural e geocronológica da sequência metassedimentar no limite entre os terrenos Cabo Frio e Oriental, Região dos Lagos Fluminense*. 2018. 174 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

As colisões registradas na porção central da faixa móvel Ribeira são marcadas por uma história deformacional singular, resultante do imbricamento de diversas lascas tectônicas que compõem os quatro terrenos tectonoestratigráficos. A colagem entre os terrenos Cabo Frio e Oriental resultou em uma estruturação complexa das rochas localizadas no limite entre os dois terrenos. Este limite é marcado por um contato de empurrão entre o embasamento paleoproterozoico, constituído pela porção remanescente do Cráton de Angola no continente sul-americano, denominado de Complexo Região dos Lagos, e uma sequência metassedimentar neoproterozoica. O referido empurrão apresenta dois sentidos de movimento: NW e E-NE. A análise estrutural realizada na porção sudoeste deste limite demonstrou que a variação da atitude do contato do empurrão é atribuída a uma sequência de dobramentos, resultante de um contínuo encurtamento crustal com sentido de transporte para NW. Três fases de deformação foram descritas, sendo a fase D₁ interpretada como associada à colocação do embasamento sobre a sequência metassedimentar, enquanto a fase D₂ foi a mais expressiva e responsável pela estruturação principal da área. Uma dobra recumbente foi desenvolvida nos estágios cedo/sin-D₂, redobrada posteriormente no estágio tardi-D₂, durante o qual os elementos lineares e planares gerados previamente foram rotacionados para uma nova posição. Durante a fase D₃ uma série de dobras irregulares desenvolveram-se nas rochas metassedimentares, além de zonas de cisalhamento NE-SW. O fator responsável pela geometria principal é interpretado como relacionado ao batólito granítico do Complexo Tinguí, cuja forma e contraste reológico, provocaram o redobramento da dobra recumbente descrita. Duas sequências metassedimentares foram individualizadas: cordierita-granada-biotita gnaiss, descrito como gnaiss kinzigítico na base, e (granada)-sillimanita-biotita gnaiss, denominado de sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital no topo. A análise geocronológica realizada nas duas unidades mostrou uma predominância de grãos de zircão detríticos de idade neoproterozoica, interpretados como provenientes dos arcos magmáticos Serra da Prata e Rio Negro. Os grãos de zircão de idade mesoproterozoica e paleoproterozoica são considerados como provenientes do Cráton de Angola. A idade máxima de sedimentação identificada para as duas unidades foi de 623 ± 6 Ma, a partir da qual se depositaram os protólitos dos gnaisses kinzigítico e Serra do Palmital, em uma bacia do tipo *back-arc* relacionada ao arco magmático Rio Negro. Dois conjuntos de idades metamórficas foram identificadas, o primeiro com idades ca. 590 Ma e o segundo com idades de 530 Ma. As idades mais antigas são interpretadas como relacionadas ao metamorfismo gerado durante o estágio sin-colisional do arco Rio Negro, enquanto as idades mais jovens estariam relacionadas à colisão entre os terrenos Oriental e Cabo Frio, conhecida como Orogênese Búzios. A partir dos dados obtidos neste trabalho, sugere-se que a sequência metassedimentar estudada esteja relacionada às rochas metassedimentares do Grupo São Fidélis, constituintes do Terreno Oriental.

Palavras-chave: Empurrão dobrado. Evolução estrutural. Dobramentos. Terreno Oriental.

Bacia sedimentar. Terreno Cabo Frio. Faixa Ribeira.

ABSTRACT

FREITAS, Natália Cota de. *Structural and geochronological characterization of the metasedimentary sequence in the boundary between the Cabo Frio and Oriental terranes, Região dos Lagos Fluminense*. 2018. 174 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

The collisions documented in the central area of the Ribeira Fold Belt are marked by a singular deformational history, caused by the overlapping of several thrust sheets that comprises four tectonostratigraphic terranes. The collision between the Cabo Frio and Oriental terranes resulted in a complex structure of the rocks located at the boundary between these two terranes. This border is marked by a thrust contact between the Paleoproterozoic basement, constituted by the remnant portion of the Angola Craton on the South American continent called Região dos Lagos Complex, and a Neoproterozoic metasedimentary sequence. This thrust presents two senses of movements: NW and E-NE. The structural analysis in the southwest portion of this boundary demonstrates that the variation in the attitude of the thrust is occasioned by a sequence of folding, resulted from a continuous crustal shortening with the direction of transport to NW. Three deformation phases were described, the phase D₁ was interpreted as associated with the basement placement on the metasedimentary sequence, while the D₂ phase was responsible for the main structuring of the area. A recumbent fold was developed in the early/sin-D₂ stages, and then refolded in the late-D₂ stage, during this period the linear and the planar elements (which were previously generated) have rotated to a new position. During the D₃ phase, a series of irregular folds were developed in the metasedimentary rocks, besides NE-SW shear zones. The responsible factor for the main geometry is inferred as related to the batholith granitic rocks of the Tinguí Complex, whose form and rheological contrast caused the refolding of the described recumbent fold. Two metasedimentary sequences were individualized: cordierite-garnet-biotite gneiss, described as kinzigitic gneiss in the base, and sillimanite-biotite gneiss, called Serra do Palmital gneiss at the top. The geochronological analysis performed in the two units revealed a predominance of Neoproterozoic detrital zircon grains, which are attributed to the magmatic arcs of the Serra do Prata and Rio Negro. The provenance of Mesoproterozoic and Paleoproterozoic detrital zircon grains are considered to relate to the Angola Craton. The maximum age of sedimentation identified for the two units was 623 years ± 6 Ma, from which the protoliths of the kinzigitic gneiss and sillimanite-biotite Serra do Palmital gneiss were deposited in a back-arc basin, related to the Rio Negro magmatic arc. Two sets of metamorphic ages were identified, the first with ages of ~ 590 Ma and the second one with ages around 530 Ma. The older ages are inferred as being related to the metamorphism generated during the syn-collisional stage of the Rio Negro magmatic arc, while the younger ones are related to the collision between the Oriental and Cabo Frio terranes, known as Búzios Orogeny. Based on the data obtained in this research, it is suggested that the metasedimentary sequence studied is related to the metasedimentary rocks of the São Fidélis Group, which are constituents of the Oriental terrane.

Keywords: Folded thrust. Structural evolution. Folds. Oriental Terrane. Sedimentary basin. Cabo Frio Terrane. Ribeira belt.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localização da área estudada, sul do estado do Rio de Janeiro.....	19
Figura 2 –	Modelo Digital de Terreno da Missão Shuttle (SRTM) integrado com os dados altimétricos da área de estudo (IBGE).....	20
Figura 3 –	Interpretação de lineamentos sobrepostos ao Modelo Digital de Terreno da Missão Shuttle (SRTM).....	21
Figura 4 –	Subdivisão tectônica da porção S-SE do Brasil, apresentando faixas móveis, blocos cratônicos e bacias intracratônicas.....	29
Figura 5 –	Seção transversal A-B do segmento central da Faixa Ribeira.....	29
Figura 6 –	Mapa geológico da porção SW do limite entre o Terreno Oriental e o Terreno Cabo Frio.....	32
Figura 7 –	Mapa geológico simplificado da área.....	50
Figura 8 –	Relação das unidades mapeadas.....	51
Figura 9 –	Principais características das rochas que compõem o Complexo Região dos Lagos.....	52
Figura 10 –	Fotomicrografias do ortognaisse Região dos Lagos.....	53
Figura 11 –	Gnaiss kinzigítico e suas principais características.....	55
Figura 12 –	Fotomicrografias do gnaiss kinzigítico.....	57
Figura 13 –	Fotomicrografias de leucossoma presente no gnaiss kinzigítico.....	59
Figura 14 –	Fotomicrografias de ortoanfibolito.....	60
Figura 15 –	Principais características do sillimanita-biotita gnaiss bandado.....	62
Figura 16 –	Fotomicrografias de (granada)-sillimanita-biotita gnaiss bandado.....	64
Figura 17 –	Principais características do sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital homogêneo.....	65
Figura 18 –	Fotomicrografias do sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital homogêneo.....	66
Figura 19 –	Fotomicrografias de rocha calcissilicática.....	67
Figura 20 –	Principais características das rochas que compõem o Complexo Tinguí... ..	68
Figura 21 –	Fotomicrografias de hornblenda-biotita gnaiss do Complexo Tinguí.....	69
Figura 22 –	Principais características do Leucognaisse Boa Esperança.....	70

Figura 23 – Leucogranito e corpos de pegmatito relacionados ao magmatismo pós-colisional.....	72
Figura 24 – Fotomicrografia de gnaiss kinzigítico e paragênese mineral associada....	74
Figura 25 – Fotomicrografias de gnaiss kinzigítico e texturas de reação.....	75
Figura 26 – Fotomicrografias de sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital e reações texturais.....	76
Figura 27 – Graus metamórficos para as rochas pelíticas através de uma gama de temperatura e pressão.....	77
Figura 28 – Foliação S1 desenvolvida nas rochas metassedimentares e em ortognaiss.....	80
Figura 29 – Zona de cisalhamento em sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital....	81
Figura 30 – Fotomicrografias mostrando texturas de deformação em gnaiss kinzigítico e sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital.....	82
Figura 31 – Principais características dos estilos de dobras presentes nas rochas metassedimentares e no ortognaiss Região dos Lagos na região de Ponta Negra.....	84
Figura 32 – Xistosidade plano axial S2, lineação de interseção e estiramento nas rochas metassedimentares e em ortognaiss Região dos Lagos.....	86
Figura 33 – Desenho esquemático das estruturas presentes no Cabo de Ponta Negra...	87
Figura 34 – Relação entre xistosidade S1 e S2 e representação esquemática de zona de charneira de dobra F2.....	88
Figura 35 – Exemplos de dobras F2 em gnaiss kinzigítico.....	89
Figura 36 – Exemplos de lineação mineral no sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital e em ortognaiss Região dos Lagos.....	90
Figura 37 – Relação entre a xistosidade S1 e a xistosidade plano axial S2 em sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital.....	91
Figura 38 – Mapa simplificado com dados de eixos de dobra e lineações relacionados ao estágio cedo/sin- D2.....	92
Figura 39 – Exemplos de dobras F2 com eixo N-S em sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital.....	94
Figura 40 – Exemplos de dobras tardi-D2 com eixo N-S em ortognaiss Região dos Lagos e sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital, e lineação mineral.....	95

Figura 41 – Exemplos de dobras localizadas na região onde a xistosidade muda de direção E-W para N-S.....	96
Figura 42 – Mapa simplificado com dados de eixos de dobra e lineações relacionados ao redobramento tardi- D2.....	97
Figura 43 – Desenho esquemático dobra redobrada.....	98
Figura 44 – Dobras associadas à fase D3 na região de Ponta Negra e alguns padrões de redobramento.....	100
Figura 45 – Dobra associada à terceira fase de deformação.....	101
Figura 46 – Estruturas em zona de cisalhamento.....	102
Figura 47 – Fotomicrografias de gnaisse kinzigítico em zona de cisalhamento e estruturas de deformação.....	103
Figura 48 – Zona de cisalhamento em gnaisse kinzigítico próximo ao contato com as rochas do Complexo Região dos Lagos.....	104
Figura 49 – Zona de cisalhamento dextral de direção NE-SW.....	105
Figura 50 – Zona de cisalhamento em Ponta Negra e estrutura S-C.....	106
Figura 51 – Estruturas S-C desenvolvidas nas rochas do Complexo Tinguí próximo ao contato com o gnaisse kinzigítico.....	107
Figura 52 – Dobra associada plano de falha reversa em sillimanita-biotita gnaisse.....	108
Figura 53 – Dobra associada a plano de falha.....	108
Figura 54 – Plano de empurrão em gnaisse kinzigítico.....	109
Figura 55 – Diagrama concórdia Wetherill de todos os grãos de zircão analisados para a amostra do gnaisse kinzigítico SQ-JANC-20.....	111
Figura 56 – Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão e as respectivas idades de cristalização.....	112
Figura 57 – Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão e as respectivas idades de metamorfismo.....	114
Figura 58 – Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão com bordas de sobrecrecimento metamórfico e núcleo magmático.....	115
Figura 59 – Idade concordante do metamorfismo mais antigo em diagrama concórdia Wethrill e imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão, amostra SQ-JANC-20.....	116
Figura 60 – Idade concordante do metamorfismo mais jovem em diagrama concórdia Wethrill e imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão,	

	amostra SQ-JANC-20.....	117
Figura 61 –	Análise estatística das idades obtidas para amostra SQ-JANC-20.....	118
Figura 62 –	Diagrama concórdia Wetherill de todos os grãos de zircão analisados para a amostra do sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital AA-JANC-23.....	119
Figura 63 –	Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão e as respectivas idades de cristalização, amostra AA-JANC-23.....	120
Figura 64 –	Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão com bordas de sobrecrecimento metamórfico, amostra AA-JANC-23.....	123
Figura 65 –	Idade concordante do metamorfismo I em diagrama concórdia Wethrill e imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão, amostra AA-JANC-23.....	124
Figura 66 –	Idade concordante do metamorfismo II em diagrama concórdia Wethrill e imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão, amostra AA-JANC-23.....	125
Figura 67 –	Análise estatística das idades obtidas para amostra AA-JANC-23.....	126
Figura 68 –	Desenho esquemático ilustrando a evolução da deformação principal D1+2.....	130
Figura 69 –	Terrenos Tectônicos do Estado do Rio de Janeiro.....	132
Figura 70 –	Mapa geológico integrado entre sul/sudeste do Brasil e África Ocidental.....	135
Figura 71 –	Representação esquemática dos estágios pré (a) e sin-colisional (b) do arco Rio Negro, além da disposição dos metassedimentos gnaiss kinzigítico e Serra do Palmital na bacia back-arc. Em (c) o estágio sin-colisional da Orogênese Búzios.....	140
Figura 72 –	Relação entre os eventos metamórficos, magmatismo e fases de deformação nos terrenos Oriental e Cabo Frio. Em vermelho as fases de deformação interpretadas neste trabalho.....	141

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Abreviaturas dos minerais utilizadas nas fotomicrografias.....	24
Tabela 2 –	Classificação da granulação adotada na descrição das lâminas petrográficas.....	25
Tabela 3 –	Principais características dos terrenos tectonoestratigráficos da porção central da Faixa.....	31
Tabela 4 –	Compilação de dados geocronológicos das unidades pertencentes ao Terreno Cabo Frio com base nos métodos U-Pb (TIMS), Ar-Ar, K-Ar, U-Pb (SHRIMP) e U-Pb (ICPMS).....	43
Tabela 5 –	Compilação de dados geocronológicos das unidades pertencentes ao Terreno Cabo Frio com base nos métodos Sm-Nd, Rb-Sr e Lu-Hf.....	46
Tabela 6 –	Idades dos grãos de zircão mais jovens obtidas nas análises realizadas nas rochas metassedimentares dos terrenos Oriental e Cabo Frio.....	138
Tabela 7 –	Todos os dados analíticos obtidos na amostra SQ-JANC-20, referente ao gnaiss kinzigítico. Em negrito estão os dados descartados.....	156
Tabela 8 –	Dados analíticos obtidos na amostra SQ-JANC-20, referente às idades metamórficas mais antigas (gnaiss kinzigítico).....	160
Tabela 9 –	Dados analíticos obtidos na amostra SQ-JANC-20, referente às idades metamórficas mais jovens (gnaiss kinzigítico).....	160
Tabela 10 –	Dados analíticos obtidos na amostra SQ-JANC-20, referente às idades de cristalização (gnaiss kinzigítico).....	161
Tabela 11 –	Todos os dados analíticos obtidos na amostra AA-JANC-23 sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital. Em negrito estão os dados descartados...	163
Tabela 12 –	Dados analíticos obtidos na amostra AA-JANC-23, referente às idades metamórficas mais antigas (sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital)..	169
Tabela 13 –	Dados analíticos obtidos na amostra AA-JANC-23, referente às idades metamórficas mais jovens (sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital)...	169
Tabela 14 –	Dados analíticos obtidos na amostra AA-JANC-23, referente às idades de cristalização (sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital).....	170

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
LGPA	Laboratório Geológico de Preparação de amostras da Faculdade de Geologia da UERJ
N	Norte
NE	Nordeste
NW	Noroeste
S	Sul
SE	Sudeste
SW	Sudoeste
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
UERJ	Universidade do Estado do Rio de Janeiro

LISTA DE SÍMBOLOS

#	Mesh
cm	Centímetro
kg	Quilograma
A	Amperagem
°C	Grau Celsius
kbar	Quilobar
±	Mais ou menos
g/cm ³	Grama por centímetro cúbico
nm	Nanômetro
µm	Micrometro

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO.....	16
1	OBJETIVOS.....	18
1.1	Localização e descrição da área.....	18
2	MATERIAIS E MÉTODOS.....	22
2.1	Revisão bibliográfica.....	22
2.2	Trabalhos de campo.....	22
2.3	Notação Estrutural e Terminologia.....	23
2.4	Petrografia microscópica.....	24
2.5	Análise geocronológica.....	25
2.5.1	<u>Procedimentos para preparação de amostras.....</u>	26
2.5.2	<u>Procedimentos analíticos metodologia U-Pb LA-SF-ICP-MS.....</u>	27
3	CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA ÁREA.....	28
3.1	Síntese da evolução tectônica da Faixa Ribeira.....	28
3.2	Contexto geológico local: Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio.....	31
3.2.1	<u>Terreno Oriental (Domínio Costeiro)</u>	32
3.2.1.1	Ambiente tectônico do Terreno Oriental (Domínio Costeiro).....	34
3.2.1.2	Evolução estrutural e metamórfica do Terreno Oriental (Domínio Costeiro).....	35
3.2.2	<u>Terreno Cabo Frio.....</u>	36
3.2.2.1	Complexo Região dos Lagos.....	37
3.2.2.2	Sucessão Búzios e Palmital.....	38
3.2.2.3	Ambiente Tectônico Terreno Cabo Frio.....	39
3.2.2.4	Evolução estrutural e metamórfica do Terreno Cabo Frio.....	40
3.2.2.5	Compilação dados geocronológicos Terreno Cabo Frio.....	42
4	GEOLOGIA DA ÁREA.....	49
4.1	Descrição litológica e petrográfica.....	49
4.1.1	<u>Complexo Região dos Lagos – Terreno Cabo Frio.....</u>	51
4.1.2	<u>Unidades metassedimentares – Terreno Oriental.....</u>	53
4.1.2.1	Gnaiss kinzigítico.....	54
4.1.2.2	Sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital.....	60
4.1.3	<u>Granitoides sin-colisionais – Terreno Oriental.....</u>	67
4.1.3.1	Complexo Tinguí.....	67

4.1.3.2	Leucognaisse Boa Esperança.....	69
4.1.3.3	Leucognaisse Maricá.....	71
4.1.4	<u>Granitoides pós-colisionais – Terreno Oriental</u>	71
4.1.4.1	Granito Caju e Pegmatitos.....	71
4.1.5	<u>Diques de diabásio e rochas alcalinas</u>	72
4.2	Metamorfismo	73
5	EVOLUÇÃO ESTRUTURAL	78
5.1	Fases de deformação	78
5.2	Fases de Deformação Principal (D1 + D2)	79
5.2.1	<u>Fase de deformação D1</u>	80
5.2.2	<u>Fase de deformação D2</u>	81
5.2.2.1	Estágio cedo e sin-D2.....	83
5.2.2.2	Estágio tardi-D2.....	93
5.2.3	<u>Fase de deformação tardia (D3)</u>	99
6	GEOCROLOGIA U-Pb	110
6.1	Amostra SQ-JANC-20 – Gnaisse kinzigítico	110
6.2	Amostra AA-JANC-23 – Sillimanita-biotita gnaisse Serra do Palmital	119
7	DISCUSSÕES	127
7.1	Natureza do contato entre os terrenos Oriental e Cabo Frio	127
7.2	Estudo da proveniência sedimentar	133
7.3	Idades relacionadas ao metamorfismo regional	136
7.4	Contexto tectônico das unidades metassedimentares	138
	CONCLUSÃO	143
	REFERÊNCIAS	145
	APÊNDICE A – Mapa de Pontos	151
	APÊNDICE B – Mapa Geológico	152
	APÊNDICE C – Mapa Estrutural	153
	APÊNDICE D – Fases de deformação: Conceitos e critérios propostos na literatura	154
	APÊNDICE E – Tabelas de dados Geocronológicos	156

INTRODUÇÃO

Durante os estágios evolutivos de uma faixa móvel uma variedade de estruturas deformacionais desenvolve-se durante o processo de formação das cadeias de montanhas. A configuração das estruturas desenvolvidas, como os sistemas de empurrões e dobramentos, e as relações estratigráficas, representa uma peça-chave para reconstrução da história evolutiva de um cinturão orogênico. Tal assunto sempre despertou grande interesse entre os pesquisadores e com isto, diversos estudos têm sido realizados no continente sul-americano com o objetivo de descrever as múltiplas fases de deformação regional e metamorfismo envolvidos durante o período de amalgamação do supercontinente Gondwana.

No Brasil, a Faixa Ribeira definida por Almeida et al. (1977) e Hasui et al. (1975), representa uma das faixas de dobramentos desenvolvidas durante o ciclo Brasileiro, separados por falhas de empurrão ou zonas de cisalhamento transpressivas (HEILBRON et al. 1998, 2000, 2004, 2008; ALMEIDA, 2000). A última colisão ocorrida neste cinturão orogênico, conhecida como Orogênese Búzios, foi responsável pelo desenvolvimento de uma história deformacional complexa das rochas localizadas no limite entre os terrenos Oriental e Cabo Frio (SCHMITT, 2001).

Com foco nas rochas metassedimentares localizadas na porção sudoeste do limite dos referidos terrenos, o trabalho aqui apresentado abordará algumas questões. A primeira está relacionada ao contato tectônico entre as rochas do embasamento paleoproterozoico Região dos Lagos e as unidades metassedimentares neoproterozoicas. Na área de interesse, esse contato apresenta sentido de movimento reverso de topo subindo para nordeste (SCHMITT et al. 2016), ao contrário das demais regiões com sentido para noroeste (ALMEIDA et al. 2012). Considerando tais informações, quais fatores foram responsáveis por tal inversão tectônica? A análise geométrica das rochas metassedimentares, em contato com o embasamento paleoproterozoico, permitiram uma interpretação acerca da evolução estrutural desta área, cujas características singulares, refletem condições distintas das demais porções do limite tectônico entre os terrenos Oriental e Cabo Frio.

No presente trabalho foi elaborado um novo mapa geológico da região, e por meio das relações de campo, análise petrográfica e geocronológica das rochas metassedimentares, foi possível estabelecer uma correlação com as unidades metassedimentares do Grupo São Fidélis, pertencentes ao Terreno Oriental. Considerando a idade máxima de deposição, além

das idades de metamorfismo encontradas, a segunda questão aqui abordada refere-se ao contexto tectonoestratigráfico sobre o qual tal unidade metassedimentar está relacionada.

A análise estrutural realizada permitiu demonstrar quais fatores estariam relacionados à variação da atitude do empurrão nesta região. Aliado às idades de sobrecrecimento metamórfico obtidas nos grãos de zircão detríticos analisados, as fases de deformação aqui apresentadas indicam que as unidades metassedimentares foram deformadas e metamorfizadas nas duas últimas colisões registradas na Faixa Ribeira. Desta forma, é proposto neste trabalho uma reclassificação das unidades metassedimentares, no que se refere ao terreno tectonoestratigráfico o qual se encontram inseridas.

1 OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo principal a compreensão do fator responsável pela da variação da atitude do contato de empurrão entre o embasamento do Complexo Região dos Lagos e as unidades metassedimentares, localizados na porção fluminense da Faixa Ribeira. Além disso, outro propósito desta pesquisa é avaliar o contexto geotectônico que as rochas supracrustais estariam associadas, a partir da análise geocronológica.

Como objetivos específicos, destacam-se:

- a) (Re) Cartografia na escala 1:50.000 da região entre Maricá e Saquarema, estado do Rio de Janeiro, onde afloram as rochas da sequência metassedimentar em contato com o embasamento Complexo Região dos Lagos;
- b) Análise estrutural geométrica da sequência metassedimentar em contato com as rochas paleoproterozoicas do Complexo Região dos Lagos, a fim de se estabelecer um modelo evolutivo de deformação;
- c) Estudo de proveniência sedimentar e determinação da idade máxima de deposição das unidades metassedimentares, além da avaliação das idades relacionadas ao metamorfismo. Estes dados servirão de base para discussão sobre qual terreno tectonoestratigráfico estas unidades estão relacionadas.

1.1 Localização e descrição da área

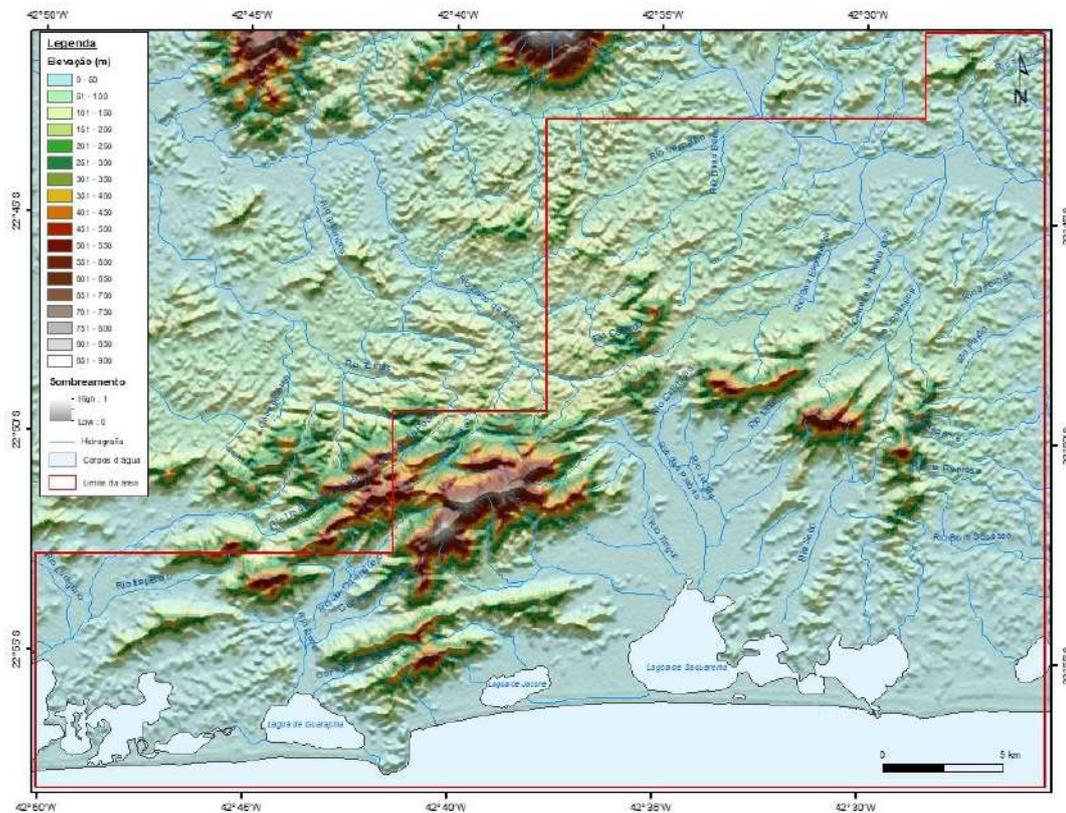
A área de estudo está localizada no sul do estado do Rio de Janeiro limitada aproximadamente pelos paralelos 22°40' - 22°57'S e meridianos 42°25' - 42°50'W, abrangendo as cidades de Maricá e Saquarema, Região dos Lagos Fluminense, além de um pequeno trecho nas proximidades da cidade de Silva Jardim. O acesso a partir da cidade do Rio de Janeiro é feito pela BR-101, seguindo pela RJ-104 e posteriormente pela RJ-106 (Rodovia Amaral Peixoto) em direção à cidade de Maricá, por aproximadamente 61 km. A rodovia RJ-106 corta transversalmente a área, cujo limite a leste pode ser acessado por mais aproximadamente 50 km nesta mesma rodovia, em direção à cidade de Araruama. A porção

das referidas serras e, pelo mapa geológico no Apêndice B, também é possível identificar os litotipos associados.

As planícies fluviais/fluvio-marinhas compreendem grande parte da porção central, representada por um relevo plano com expressiva quantidade de sedimentos aluvionares depositados ao longo dos cursos de água. As redes de drenagem convergem para uma série de corpos lagunares, como a Lagoa de Saquarema, Lagoa de Jacomé e a Lagoa de Guarapina, onde predominam os depósitos de pântanos e mangues. As porções leste e sudoeste também apresentam um relevo arrasado, porém com a presença de colinas (com elevações de até 100m) em meio a essas planícies.

Destaca-se a diferença nos aspectos geomorfológicos das unidades em pauta. As rochas do Complexo Região dos Lagos possuem um relevo mais homogêneo, constituindo essencialmente colinas, enquanto as rochas metassedimentares formam um relevo heterogêneo com mudanças abruptas entre compartimentos planos até encostas escarpadas. Além disso, os níveis topográficos mais elevados da região estão relacionados às rochas ortoderivadas do Terreno Oriental.

Figura 2 – Modelo Digital de Terreno da Missão Shuttle (SRTM) integrado com os dados altimétricos da área de estudo (IBGE).



Fonte: A autora, 2018.

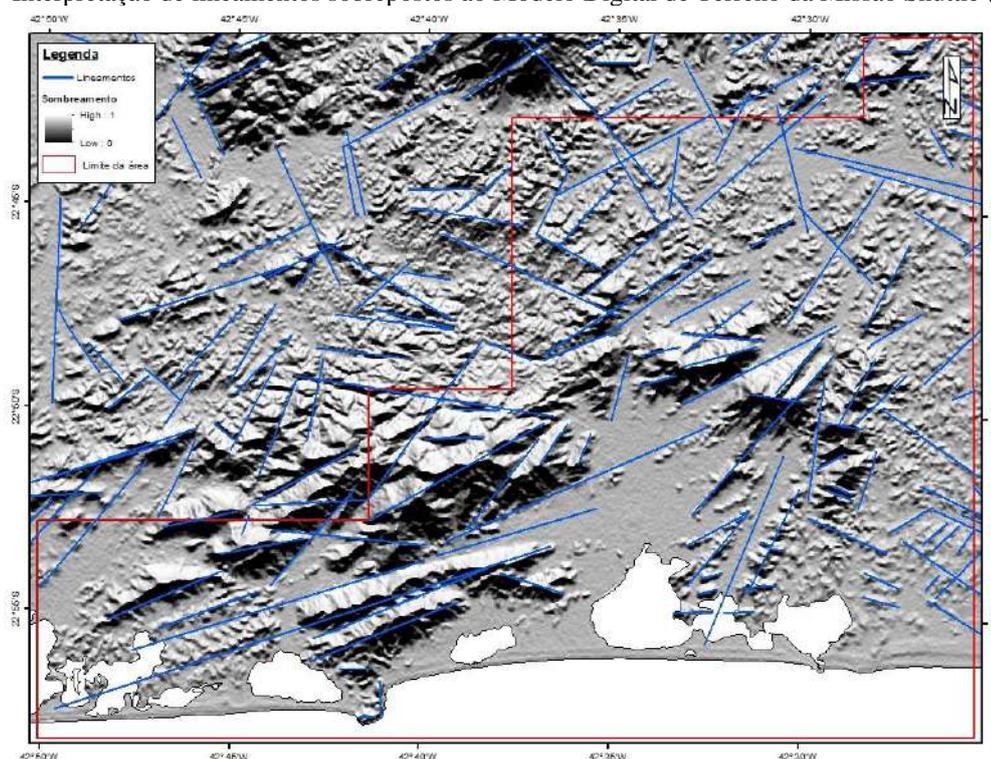
A partir dos lineamentos interpretados por Guida et al. (2016) e do modelo digital de terreno da área, foi possível identificar quatro direções preferenciais de lineamentos: NE, NNE, N-S e NW (Figura 3).

Os lineamentos de direção NE e NNE são os mais expressivos, na ordem de quilômetros de comprimento, distribuídos tanto nos afloramentos dos metassedimentos, como nas rochas ortoderivadas do Complexo Região dos Lagos. Conforme citado anteriormente, as principais serras da região orientam-se segunda essa direção, além dos diversos vales de rios, com destaque para o Rio do Caranguejo a oeste da área, e o Rio Seco a leste. Considerável quantidade de material aluvionar distribui-se conforme essas direções. Estruturas geológicas estão associadas a esses lineamentos, tais como os diques de diabásio e zonas de cisalhamento descritas mais adiante.

O contato entre as unidades metassedimentares e o embasamento Região dos Lagos orienta-se conforme os lineamentos de direção aproximadamente N-S, localizados na porção leste (Serra do Palmital) e sul da área (Ponta Negra).

O conjunto de lineamentos de direção NW distribui-se principalmente na região noroeste, onde afloram as rochas do Terreno Oriental, e a leste nas rochas do Complexo Região dos Lagos. Possuem comprimento variado, associados à orientação de serras, colinas e trechos de rios, além de intersectar os lineamentos NE descritos anteriormente.

Figura 3 – Interpretação de lineamentos sobrepostos ao Modelo Digital de Terreno da Missão Shuttle (SRTM).



Fonte: Modificado de GUIDA et al. (2016).

2 MATERIAIS E MÉTODOS

A presente dissertação foi organizada nas seguintes etapas: a) revisão bibliográfica; b) trabalhos de campo; c) análise petrográfica; d) análise geocronológica; e) tratamento dos dados coletados com a elaboração de mapas, seções e diagramas estereográficos; f) correlação regional e elaboração da dissertação.

2.1 Revisão bibliográfica

Foi realizada uma revisão bibliográfica acerca do contexto geológico regional em que se encontra inserida a área, incluindo mapeamentos realizados pelo Departamento de Recursos Minerais do Rio de Janeiro (DRM) em 1981 e trabalhos anteriores realizados no âmbito do Programa Nacional de Geologia (PRONAGEO), parceria entre UERJ e a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), em 2012 e 2016, além de dissertações de mestrado, teses de doutorado e artigos publicados em periódicos. Com base nesta revisão, elaborou-se uma compilação dos dados geocronológicos referentes às unidades constituintes do Terreno Cabo Frio, apresentados na Sessão 3.2 (contexto geológico local).

2.2 Trabalhos de campo

Para o mapeamento da área realizaram-se 37 dias de trabalhos de campo com o cadastramento de 241 pontos. Os materiais utilizados como apoio para as atividades de campo foram:

- a) Folhas topográficas: Maricá (Diretoria de Serviço Geográfico 2003, SF-23-Z-B-V-3, Região Sudeste do Brasil escala 1: 50.000); Saquarema (IBGE 1992, SF-23-Z-B-V-4, Região Sudeste do Brasil escala 1: 50.000); Araruama (IBGE 1978, SF-23-Z-B-VI-3, Carta do Brasil escala 1: 50.000); Silva Jardim (IBGE 1974, SF-23-Z-B-VI-1, Carta do Brasil escala 1: 50.000); Rio Bonito (Diretoria de Serviço Geográfico 1997, SF-23-Z-B-V-2, Região Sudeste do Brasil escala 1: 50.000);

- b) Imagens de satélite da área obtidas pelo software Google Earth;
- c) Modelos Digitais de Terreno SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) disponibilizados pelo acervo de dados do Grupo de Pesquisa em Geotectônica (TEKTOS);
- d) Mapas geológicos regionais da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), como o Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro 2016, escala 1:400.000, além dos mapas geológicos referentes às folhas Rio das Ostras e Cabo Frio (SF.24-Y-A-IV e SF.23-Z-B-VI, escala 1:100.000, 2012) e folha Itaboraí (SF.23-Z-B-V, escala 1:100.000, 2012).

Os trabalhos de campo foram executados ao longo de estradas e vias de acesso da área, além de trilhas e caminhos. Foi realizada a descrição de afloramentos de rocha fresca ou alterada, com a obtenção de medidas estruturais, registro fotográfico e coleta de amostras para análise petrográfica e geocronológica.

A fim de se reunir o maior número informações e complementar o trabalho, foi realizada uma seleção de dados estruturais da área, disponibilizados pela CPRM e DRM, incluindo dados de foliação e lineação ao acervo coletado em campo.

Foram confeccionadas oito seções geológico-estruturais e três mapas elaborados em ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas) confeccionados no programa ArcGis, versão 10.3. A seguir segue a relação dos referidos mapas e seções, presentes no Apêndice.

Apêndice A – Mapa de Pontos escala 1:50.000;

Apêndice B – Mapa Geológico escala 1:50.000;

Apêndice C – Mapa Estrutural escala 1:50.000.

2.3 Notação Estrutural e Terminologia

Nos afloramentos em que foi possível correlacionar as estruturas em uma sequência cronológica de eventos deformacionais, utilizou-se a notação expressa por índices numéricos. Para dados de foliação usou-se a notação $S_1, S_2, S_3... S_n$, para dados de lineação $L_1, L_2, L_3... L_n$, e para cada fase de deformação em que tais estruturas tenham sido geradas adotou-se a notação $D_1, D_2, D_3... D_n$, buscando-se assim estabelecer em que fase de deformação D_n

determinada estrutura S_n ou L_n se formou. Para as dobras geradas em diferentes fases deformacionais utilizou-se a notação $F_1, F_2, F_3... F_n$.

Com relação às medidas de orientação, a notação adotada para estruturas planares foi *dip direction/dip* (direção azimutal da reta de maior declividade/ângulo de mergulho) e para as estruturas lineares *trend/plunge* (direção azimutal/caimento). Foram confeccionados estereogramas utilizando o software OpenStereo, cujos dados foram projetados no hemisfério inferior de redes estereográficas equiáreas (Rede de Schmidt).

A terminologia usada para classificação das dobras, de acordo com estilo e atitude, foi baseada em Ramsay (1967), Fossen (2012) e Fleuty (1964). Foi elaborada uma breve síntese sobre os conceitos de fases de deformação, presente no Apêndice D.

2.4 Petrografia microscópica

As lâminas delgadas foram confeccionadas no Laboratório Geológico de Preparação de amostras (LGPA) da Faculdade de Geologia da UERJ. Foram descritas um total de 18 lâminas, buscando a caracterização detalhada dos diferentes litotipos com base nos aspectos texturais, estruturais (ou deformacionais) e paragêneses minerais. Utilizou-se microscópio petrográfico de luz polarizada e refletida, com aumentos de 2,5 a 60x. As abreviaturas adotadas para identificação dos minerais nas fotomicrografias foram baseadas em Whitney E Evans (2010), conforme Tabela 1 a seguir.

Tabela 1 – Abreviaturas dos minerais utilizadas nas fotomicrografias. (continua)

Abreviatura	Nome do mineral	Abreviatura	Nome do mineral
Amp	Anfibólio	Kfs	K-feldspato
Ap	Apatita	Mc	Microclina
Bt	Biotita	Ms	Muscovita
Cal	Calcita	Opq	Minerais opacos
Cb	Carbonato	Pl	Plagioclásio
Chl	Clorita	Qz	Quartzo
Crd	Cordierita	Rt	Rutilo
Di	Diopsídio	Ser	Sericita
Ep	Epidoto	Sil	Sillimanita
Grt	Granada	Zrn	Zircão
Hbl	Hornblenda	-	-

Fonte: WHITNEY E EVANS (2010).

A classificação da granulação da matriz das rochas adotada foi baseada em Mackenzie et al. (1982) conforme a Tabela 2. A descrição das texturas metamórficas foi baseada Passchier E Trouw (2005).

Tabela 2– Classificação da granulação adotada na descrição das lâminas petrográficas.

Tipo de granulação	Tamanho médio dos cristais -mm
Grossa	> 5mm
Média	1 – 5mm
Fina	< 1mm

Fonte: MACKENZIE ET AL. (1982).

Para classificação das rochas encontradas utilizou-se os minerais essenciais para nomenclatura. As rochas metassedimentares foram subdivididas em duas sequências: cordierita-granada-biotita gnaiss (kinzigito) e sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital. Optou-se por utilizar o termo descritivo de “gnaiss kinzigítico” para os litotipos cujas características composicionais se enquadram dentro da assembleia de rochas kinzigíticas descritas por Mehnert (1968). Segundo esse autor, o termo refere-se a uma rocha gnáissica constituída de granada, cordierita, biotita, sillimanita e grafita, acompanhada por mais ou menos plagioclásio, K-feldspato e quartzo. Na Seção 4.1.2 será abordado com mais detalhe os demais critérios adotados para subdivisão dos referidos metassedimentos.

2.5 Análise geocronológica

Foram amostrados os dois litotipos da sequência metassedimentar para análise geocronológica. A amostra do gnaiss kinzigítico foi coletada nas margens da RJ-106 (Rodovia Amaral Peixoto), referente ao ponto SQ-JANC-20. A segunda amostra trata-se do sillimanita-biotita gnaiss da Serra do Palmital, pertencente ao ponto AA-JANC-23. A localização dos pontos onde foram feitas as amostragens pode ser visualizada no Mapa de Pontos (Apêndice A).

A preparação das amostras foi realizada no Laboratório Geológico de Preparação de amostras (LGPA) da Faculdade de Geologia da UERJ e as análises geocronológicas U-Pb foram executadas pelo Laboratório de Geoquímica Isotópica (LOPAG) da Universidade Federal de Ouro Preto. A seguir seguem os procedimentos adotados.

2.5.1 Procedimentos para preparação de amostras

Para obtenção dos cristais de zircão utilizados na análise geocronológica U-Pb as amostras passaram pelos seguintes procedimentos:

- a) Para cada amostra coletou-se um volume aproximado de 20 a 30 kg. Estas foram inicialmente fragmentadas em tamanhos aproximados de 5 cm de diâmetro, para posterior tratamento no britador de mandíbula, onde se obteve fragmentos em granulometria de brita. Na sequência esse material foi processado pelo moinho de discos de ferro e transformado em granulometria fina (pó), sendo posteriormente peneirado utilizando malhas descartáveis de 80# e 100# (*mesh*);
- b) Foi utilizado o método gravitacional, por meio da mesa vibratória, a fim de se separar os minerais pesados. Após essa etapa usou-se o ímã de mão para separação dos minerais magnéticos.
- c) A partir do concentrado obtido utilizaram-se os líquidos densos bromofórmio (densidade 2,88 g/cm³) e iodeto de metileno (densidade 3,31 g/cm³) para separar os cristais de zircão;
- d) Em função da grande quantidade de outros minerais presentes no concentrado, dentre eles os cristais de granada, optou-se por utilizar o separador eletromagnético FRANTZ, responsável pela separação dos grãos de acordo com o grau de susceptibilidade magnética de cada um. Com o objetivo de evitar a perda de cristais de zircão com alguma inclusão magnética, a amperagem máxima aplicada foi de 0,5 A;
- e) Os grãos resultantes foram jogados ao acaso em lâmina de vidro com uma fita dupla face, de forma a evitar qualquer tipo de seleção. Posteriormente foi realizada a montagem de *mounts* preenchidos por resina *epoxy*, os quais foram polidos até que os grãos fossem revelados. O polimento das amostras foi realizado com pasta de diamante para tornar a superfície do grão mais lisa. Por fim, foram obtidas imagens de catodoluminescência (CL) utilizando microscópio eletrônico de varredura (MEV). Essa última etapa foi realizada no laboratório MULTILAB (Laboratório Multiusuário) da UERJ.

2.5.2 Procedimentos analíticos metodologia U-Pb LA-SF-ICP-MS

A datação U-Pb foi realizada utilizando-se o Thermo-Finnigan Element II, monocolletor setor magnético (SF) ICP-MS, acoplado a um laser CETAC UV Nd:YAG de 213 nm com célula de ablação Helix. Os dados foram adquiridos em modo *peak jumping* usando um *spot size* de 30 μ m e foram tratados no *software Glitter* (VAN ACHTERBERGH et al., 2001). Os dados brutos foram corrigidos para sinal de background, Pb comum, fracionamento elementar induzido pelo laser, discriminação instrumental de massa, e fracionamento elementar de Pb/U, dependente do tempo, usando um programa de planilha in-house do MS Excel. A correção de Pb comum foi baseada no modelo de composição de Pb (STACEY E KRAMERS, 1975). O fracionamento elementar induzido pelo laser e a discriminação instrumental de massa foram corrigidos via normalização pelos padrões GJ-1, Pleisovice e BB, analisados juntamente com as amostras, exatamente sob as mesmas condições (JACKSON et al., 2004; KOŠLER E SYLVESTER, 2003; LANA et al., 2017).

Para o cálculo das idades foram selecionados os resultados que apresentaram discordância abaixo de 10%, teor de chumbo comum inferior a 0,5% e erros das razões individuais abaixo de 8%. Para construção dos diagramas e cálculo das idades foi utilizado o programa ISOPLOT 3.0 (LUDWIG, 2003).

3 CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA ÁREA

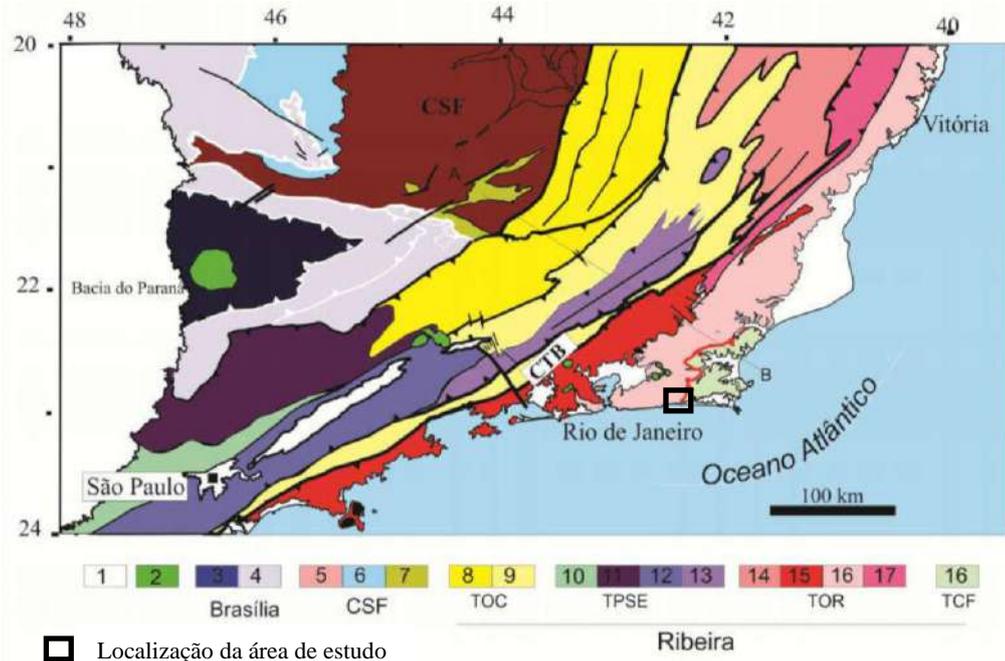
A área de estudo encontra-se inserida dentro do contexto da evolução geológica relacionada à aglutinação do supercontinente Gondwana, processo que perdurou por pelo menos 500 Ma, desde o Neoproterozoico até o Ordoviciano Inferior. Esse processo seguiu uma história evolutiva diacrônica caracterizada por subducções e colisões, dando origem ao sistema orogênico Brasileiro-Pan Africano (BRITO-NEVES et al., 1999). Como resultado formaram-se grandes províncias estruturais neoproterozoicas, dentre elas a Província Mantiqueira, constituída pela Faixa Ribeira, Araçuaí e Dom Feliciano, as quais se estendem por mais de 1400 km ao longo da costa do Brasil (ALMEIDA et al., 1977, 1981).

A Faixa Ribeira é um cinturão orogênico resultante da colisão entre o paleocontinente (cráton) São Francisco–Congo com a parte ocidental do cráton de Angola, além de outras microplacas e arcos magmáticos (HEILBRON et al., 2000, 2004, 2008). A seguir será apresentada uma síntese do atual conhecimento acerca da evolução tectônica dessa faixa móvel, com ênfase no compartimento tectônico o qual se encontra inserida a unidade foco do trabalho.

3.1 Síntese da evolução tectônica da Faixa Ribeira

A evolução da Faixa Ribeira resultou de uma progressiva convergência diacrônica de diversos terrenos contra a margem leste do cráton São Francisco. Considerando a definição de terrenos tectonoestratigráficos, segundo Howell (1989) como: “regiões com características geológicas (estruturais, litoestratigráficas, geocronológicas, paleontológicas e paleomagnéticas) distintas em relação aos domínios adjacentes, delimitados por falhas ou zonas de cisalhamento”. Heilbron et al. (2000, 2004, 2008) subdividiram a porção central da Faixa Ribeira nos seguintes terrenos: Oriental, Paraíba do Sul-Embu, Oriental e Cabo Frio. A área de trabalho localiza-se no limite entre os terrenos Oriental e Cabo Frio (Figuras 4 e 5).

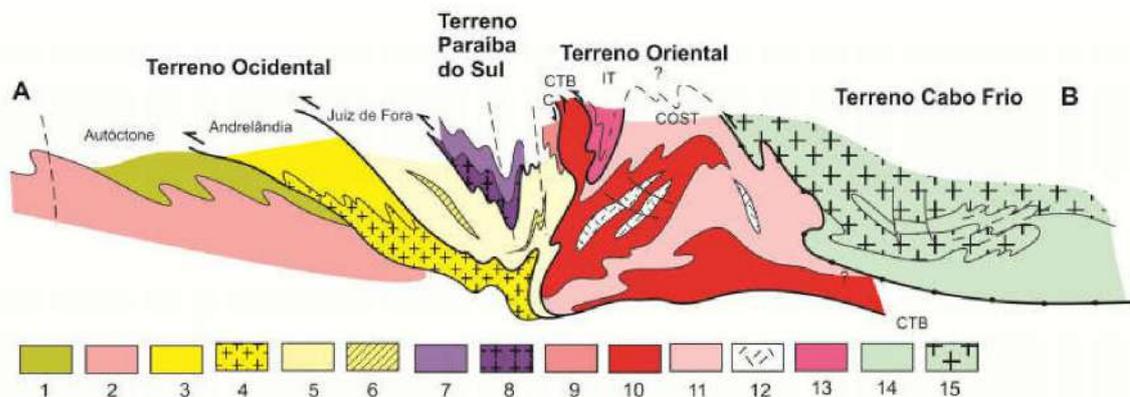
Figura 4 – Subdivisão tectônica da porção S-SE do Brasil, apresentando faixas móveis, blocos cratônicos e bacias intracratônicas.



Legenda: 1 – Bacias sedimentares fanerozoicas; 2 – Plutons alcalinos do Neocretáceo e Paleógeno; Faixa Brasília Meridional: 3 – Nappe Guaxupé; 4 – Nappe de Passos (Npa), Sistema de Nappes Andrelândia (SAN); CSF – Cratão do São Francisco: 5 – Embasamento arqueano e paleoproterozoico; 6 – Cobertura/Grupo Bambuí; 7 – Sequências metassedimentares autóctones e para-autóctones; Faixa Ribeira: TOC – Terreno Ocidental: 8 – Domínio Inferior (Andrelândia); 9 – Domínio Superior (Juiz de Fora); TPS – Terreno Paraíba do Sul-Embu: 10 – Domínio Apiaí; 11 – Domínio Socorro; 12 – Domínio Embu; 13 – Domínio Paraíba do Sul; TOR – Terreno Oriental: 14 Domínio Cambucí; 15 – Arco Magmático Rio Negro; 16 – Domínio Costeiro; 17 – Domínio Italva; 18 – TCF – Terreno Cabo Frio. CTB – Limite Tectônico Central.

Fonte: HEILBRON et al. 2004.

Figura 5 – Seção transversal A-B do segmento central da Faixa Ribeira.



Legenda: 1 – Metassedimentos autóctones neoproterozoicos; 2 – Embasamento autóctone; 3 a 6 unidades do Terreno Ocidental: 3 e 5 – Coberturas metassedimentares alóctones; 4 e 6 – Rochas do embasamento alóctone, ortognaisses e ortogranulitos, respectivamente; 7 e 8 – Terreno Paraíba do Sul: 7 – Metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul; 8 – Ortognaisses embasamento Quirino; 9 a 13 unidades do Terreno Oriental: 9 – Domínio Cambucí; 10 – Arco Rio Negro; 11 – Domínio Costeiro; 12 – Leucogranitos; 13 – Domínio Italva; 14 e 15 unidades do Terreno Cabo Frio; 14: Metassedimentos Búzios-Palmital; 15 – Embasamento Região dos Lagos.

Fonte: HEILBRON et al. 2004.

As colisões dos referidos terrenos resultaram no desenvolvimento de empurrões e zonas de cisalhamento transpressivas destrais, de acordo com a sequência abaixo discriminada (HEILBRON, EIRADO E ALMEIDA, 2016):

- a) Colisão I: Terreno Ocidental e Paraíba do Sul-Embu em ca. 620-600 Ma;
- b) Colisão II: Terreno Oriental em ca. 605-560 Ma;
- c) Colisão III: Terreno Cabo Frio em ca. 535-510 Ma.

O empurrão que limita o Terreno Paraíba do Sul apresenta médio a baixo ângulo, redobrado pelas demais fases de deformação do Orógeno Ribeira. O contato entre os terrenos Ocidental e Oriental é marcado por uma zona de cisalhamento dobrada, denominada de Limite Tectônico Central (CTB, do inglês *Central Tectonic Boundary*), apresentando mergulhos subverticais a moderados para NW na região centro-sul do estado, e mergulhos para SE na região noroeste (ALMEIDA et al. 1998). O limite do Terreno Cabo Frio por sua vez é marcado por um empurrão de baixo ângulo com mergulho para SE na porção centro-norte do contato, e mergulho moderado para SW na porção sudoeste deste limite, onde se localiza a área de interesse, conforme Figura 4 (ALMEIDA et al., 2012; SCHMITT et al., 2008b, 2016).

No Terreno Oriental o espessamento crustal resultante dessas colisões foi responsável pela geração de diversos corpos graníticos relacionados aos estágios sin- (600, 580-550 Ma) e tardi-colisional (540-520 Ma) (HEILBRON E MACHADO, 2003; TUPINAMBÁ et al., 2000). As últimas manifestações magmáticas registradas nesta porção da Faixa Ribeira estão relacionadas possivelmente ao colapso orogênico, já em regime transtensivo, entre ca. 510-480 Ma (HEILBRON et al., 2000, 2004; HEILBRON E MACHADO, 2003; VALERIANO et al., 2011, 2016).

A Tabela 3 a seguir apresenta uma breve descrição das unidades que compõem o embasamento e as coberturas metassedimentares dos terrenos supracitados, além dos arcos magmáticos associados a cada um.

Tabela 3 – Principais características dos terrenos tectonoestratigráficos da porção central da Faixa.

Terrenos	Domínios Estruturais	Características	Arcos magmáticos
Ocidental	-	Margem passiva retrabalhada do paleocontinente São Francisco, composto principalmente por ortognaisses e ortogranulitos paleoproterozoicos, com raras ocorrências arqueanas, além de sucessões sedimentares da margem passiva neoproterozoica. O embasamento paleoproterozoico compreende os complexos Mantiqueira e Juiz de Fora e as unidades metassedimentares correspondem à Megassequência Andrelândia.	-
Paraíba do Sul-Embu	-	Encontra-se de maneira geral cavalgado sobre o Terreno Ocidental, constituído por ortognaisses paleoproterozoicos do Complexo Quirino, além de uma sequência metassedimentar Grupo Paraíba do Sul.	Complexo Serra da Bolívia 640-595 Ma.
	Cambuci	Rochas metassedimentares com fonte de sedimentos de idade neoproterozoica, proveniente do arco Rio Negro do Domínio Costeiro, além de fonte proveniente do embasamento.	-
Oriental	Costeiro	Representado pelas rochas supracrustais do Grupo São Fidélis é composto por sedimentos com idades desde o Neoproterozoico (fonte relacionada ao arco Rio Negro) a contribuições de embasamentos paleoproterozoicos e arqueanos, além de fontes mesoproterozoicas.	Complexo Rio Negro 790, 630-620, 610-605 Ma.
	Italva	Rochas metassedimentares representadas pelo Grupo Italva com proveniência dos sedimentos relacionados ao arco magmático Serra da Prata.	Complexo Serra da Prata 856-838
Cabo Frio	-	Ortognaisses paleoproterozoicos e uma sucessão metassedimentar relacionada a uma bacia composta pelas sucessões Búzios e Palmital. Idades U-Pb revelam contribuição arqueana, paleoproterozoica e neoproterozoica para as sucessões metassedimentares.	-

Fonte: FERNANDES et al., 2015; HEILBRON E MACHADO, 2003; HEILBRON et al., 2000, 2004, 2008, 2013; LOBATO et al., 2015; PEIXOTO et al., 2017; SCHMITT et al., 2004; TROUW et al., 2000; TUPINAMBÁ et al., 2012; VALLADARES et al., 2008.

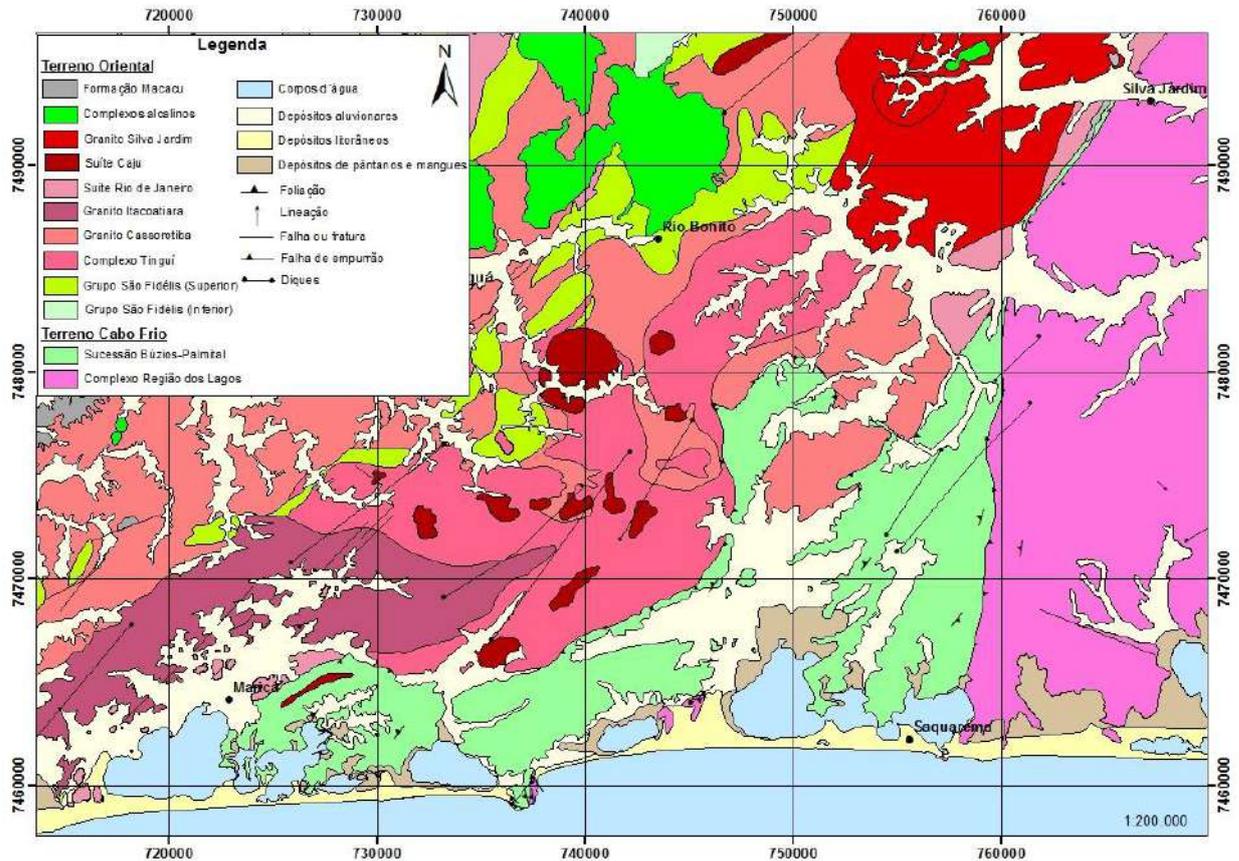
3.2 Contexto geológico local: Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio

As rochas metassedimentares objeto de estudo da presente dissertação são denominadas de Unidade Palmital ou Sucessão Palmital, de acordo com Reis et al. (1980) e Schmitt (2001), e estão localizadas na porção sudoeste do terreno Cabo Frio em contato com o terreno Oriental (Domínio Costeiro). São consideradas por alguns autores como pertencentes ao Terreno Cabo Frio, conforme Tabela 3 apresentada anteriormente, no entanto, neste trabalho serão descritas como relacionadas ao terreno Oriental.

A Figura 6 a seguir apresenta o mapa geológico da região, onde é possível visualizar a disposição dos metassedimentos da Sucessão Palmital. Na sequência são apresentadas as

principais características das unidades litológicas localizadas nessa área, associadas tanto ao terreno Oriental quanto ao terreno Cabo Frio.

Figura 6 – Mapa geológico da porção SW do limite entre o Terreno Oriental e o Terreno Cabo Frio.



Fonte: Modificado de HEILBRON, EIRADO E ALMEIDA (2016).

3.2.1 Terreno Oriental (Domínio Costeiro)

O Domínio Costeiro compreende os metassedimentos do Grupo São Fidélis intrudidos pelas rochas associadas ao arco magmático Rio Negro (790-605 Ma) e pelos diversos corpos granitoides relacionados aos estágios sin, tardi e pós-colisionais. (HEILBRON E MACHADO 2003; TUPINAMBÁ et al., 2000, 2012). A porção do Domínio Costeiro que faz contato com os metassedimentos da Sucessão Palmital é composta essencialmente pelas unidades relacionadas à etapa sin-colisional do arco Rio Negro, tal como o Complexo Tinguí, o Granito Cassorotiba e o Granito Itacoatiara, conforme mapa geológico da Figura 6 (HEILBRON, EIRADO E ALMEIDA, 2016).

Segundo Heilbron, Eirado E Almeida (2016) o Granito Cassorotiba refere-se a um corpo granítico de dimensões batolíticas, foliado, caracterizado como granitoide sin-tectônico. Tais autores sugerem sua origem a partir da fusão dos metassedimentos do Grupo São Fidélis. O Granito Iacoatiara também é descrito como resultante do estágio sin-colisional, apresenta composição granítica a granodiorítica e textura porfirítica (HEILBRON, EIRADO E ALMEIDA, 2016). Mendes et al. (2006) obteve uma idade de cristalização para o Granito Itacoatiara de 570 Ma, com idade de metamorfismo de 550 Ma. Esses mesmos autores, ao datarem o Granito Cassorotiba, obtiveram uma idade de 553 Ma, sendo interpretada como idade de pico metamórfico. Com relação ao Complexo Tinguí, este é descrito como um (hornblenda)-biotita gnaiss de afinidade shoshonítica (MARTINS et al., 2016). Heilbron, Eirado E Almeida (2016) consideram essa unidade como associada ao estágio sin-colisional do arco Rio Negro, no entanto, Martins et al. (2016) classificam os ortognaisses do Complexo Tinguí como resultado do estágio pré-colisional do Orógeno Búzios, com idade de cristalização de 551 Ma. Já as rochas do Granito Silva Jardim (505 Ma) e da Suíte Caju (454 Ma) estão relacionadas ao magmatismo pós-colisional (MORAES, 2009; BONGIOLO et al., 2016). Schmitt et al. (2004) obteve uma idade de 440 Ma referente a um dique de pegmatito na região de Ponta Negra, também relacionada a esse período.

A cobertura metassedimentar representada pelo Grupo São Fidélis é subdividida em unidade inferior e superior. A unidade inferior desse grupo é constituída predominantemente por gnaisses kinzigíticos compostos por biotita gnaisses granatíferos com sillimanita e localmente com intercalações de cordierita-sillimanita biotita gnaiss, lentes quartzíticas, rochas calcissilicáticas e anfibolitos, normalmente migmatizados. Intercalados nessa unidade basal também ocorrem biotita gnaisses homogêneos. A unidade superior apresenta como litotipo predominante sillimanita-granada-biotita gnaiss, migmatítico, podendo conter níveis xistosos ricos em biotita, granada e sillimanita, além de lentes de rochas calcissilicáticas, quartzitos e anfibolitos (TUPINAMBÁ et al., 2007).

Com relação aos dados geocronológicos do Grupo São Fidélis, Valladares et al. (2008) obteve idades U-Pb indicando proveniência entre o Neoproterozoico e Mesoproterozoico (0.5 - 1.6 Ga) e contribuições menores do Paleoproterozoico e Arqueano. Segundo esses autores, os grãos de zircão de idade neoproterozoica estariam relacionados ao Arco Magmático Rio Negro em seu estágio pré-colisional (630-600 Ma). Para os grãos de zircão arqueanos, os autores supracitados consideram a possibilidade de fonte, as rochas do embasamento gnáissico do terreno Cabo Frio. Idades de grãos de zircão detrítico $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (SHRIMP) entre 1.9 e 0.6 Ga foram obtidas por Schmitt et al. (2004). Lobato et al. (2015), por sua vez,

destaca o predomínio de idades mesoproterozoicas a paleoproterozoicas, além de grãos de zircão detríticos neoproterozoicos e arqueanos. Segundo esses autores, as rochas dos arcos magmáticos Serra da Prata e Rio Negro, e o ortogneisse do Complexo Região dos Lagos (terreno Cabo Frio), serviram como as principais fontes de sedimentos para a unidade superior. Além disso, o embasamento do cráton de Angola é interpretado como uma importante fonte para os sedimentos de idade mesoproterozoica. Lobato et al. (2015) obtiveram, também, uma idade de ca. 614 Ma, a mais jovem encontrada, marcando o limite máximo de deposição da unidade superior do Grupo São Fidélis. Fernandes et al. (2015) obteve para a unidade inferior e superior uma minoria de grãos de zircão de idade arqueana e paleoproterozoica, com escassos grãos mesoproterozoicos, e um predomínio de grãos com idade neoproterozoica. Para a unidade inferior o zircão mais novo apresentou idade de 567 ± 12 Ma, e para a unidade superior o zircão mais novo encontrado foi de 604 ± 06 Ma, indicando a idade máxima de deposição desse grupo.

3.2.1.1 Ambiente tectônico do Terreno Oriental (Domínio Costeiro)

Com relação ao ambiente de sedimentação do Grupo São Fidélis, alguns autores consideram que estes sedimentos foram depositados em uma porção distal de uma margem passiva de um microcontinente (Microplaca Serra do Mar) (HEILBRON E MACHADO 2003), com deposição de sedimentos pelíticos e areníticos com intercalações de margas (calcissilicáticas) e rochas de composição básica (que geraram os anfíbolitos). Lobato et al. (2015) sugerem que a unidade basal do Grupo São Fidélis (gnaiesses pelíticos de alto grau) representariam o embasamento do arco magmático Rio Negro de idade neoproterozoica. Segundo esses autores, a erosão deste conjunto teria resultado na deposição da unidade superior, rica em quartzitos, reforçando a hipótese de uma discordância regional separando as unidades de base e topo. Essa discordância marcaria a separação dos sedimentos depositados em plataforma continental pré-arco e o período de exumação da parte plutônica deste arco magmático.

3.2.1.2 Evolução estrutural e metamórfica do Terreno Oriental (Domínio Costeiro)

No Domínio Costeiro quatro fases de deformação foram identificadas (D_1 , D_2 , D_3 e D_4). A principal deformação ($D_1 + D_2$) é definida por meio de uma xistosidade metamórfica penetrativa (S_1) paralela aos leucossomas anatóticos seguidos por grandes dobras recumbentes que transpuseram a foliação principal e localmente desenvolveram uma foliação de crenulação S_2 . A fase D_3 é caracterizada por dobras normais a reversas, abertas a fechadas com planos axiais NE-SW. Exemplo de estrutura em escala regional trata-se do antiforme Rio de Janeiro-Lumiar. A fase mais nova D_4 é representada por zonas de cisalhamento transtensivas NW, muitas vezes preenchidas por diques pós-colisionais (ALMEIDA et al., 1998; HEILBRON et al., 2000, 2004, 2008).

A partir de datações realizadas por Heilbron e Machado (2003) no Terreno Oriental, tais autores estabeleceram três episódios metamórficos (M_1 , M_2 e M_3) relacionados às duas colisões ocorridas no Terreno Oriental. Segundo esses autores, o evento tectono-metamórfico M_1 está associado à colisão entre os terrenos Oriental e Ocidental entre 590-550 Ma, enquanto o segundo evento metamórfico M_2 poderia resultar da convergência tardi a pós-colisional, no período entre 540-520 Ma. Aproximadamente durante o mesmo período, entre 530-490, teria ocorrido o evento M_3 resultado da colisão entre os terrenos Oriental e Cabo Frio (Orogênese Búzios). Segundo esses autores, tal evento é representado no Terreno Oriental por idades metamórficas M_3 e pela cristalização de granitoides não foliados no intervalo entre 513-480 Ma.

Kühn et al. (2004) ao analisarem as rochas kinzigíticas do Terreno Oriental (Domínio Costeiro), aflorantes na cidade do Rio de Janeiro, estabeleceram três paragêneses minerais relacionadas aos eventos metamórficos citados anteriormente. Segundo esses autores, o evento M_1 é caracterizado pela assembleia plagioclásio + biotita + sillimanita + K-feldspato + quartzo, desenvolvidos durante a fase de deformação D_1 . O pico metamórfico teria ocorrido durante M_2 de acordo com a assembleia mineral composta por biotita + cordierita + K-feldspato + plagioclásio + granada + líquido + quartzo, formados durante o dobramento D_2 sob as condições de 750-800°C e 7 kbar. Já o evento M_3 é representado por texturas de reações sobre a assembleia M_2 , marcando o estágio de descompressão e resfriamento. Segundo esses autores, tais condições de metamorfismo ocorreram em resposta ao intenso aquecimento oriundo dos corpos graníticos gerados durante o estágio sin-colisional.

3.2.2 Terreno Cabo Frio

O Terreno Cabo Frio compreende a região localizada a leste do Estado do Rio de Janeiro ao longo da costa fluminense, entre as cidades de Maricá e Macaé. Tal terreno fora individualizado em função de suas características geológicas singulares que o diferenciava dos demais. Rosier (1965) já propusera uma idade mais antiga para os gnaisses localizados nesta região, confirmada posteriormente pelas idades transamazônicas obtidas por Delhal et al. (1969), Zimbres et al. (1990), Fonseca (1993) e Schmitt (2001). Segundo Schmitt (2001) a ausência de corpos de granitoides brasileiros e a presença de paragêneses metamórficas de alta pressão, são mais algumas características que diferenciam este terreno ou domínio tectônico.

O Terreno Cabo Frio é composto pelas seguintes unidades litoestratigráficas: ortognaisses félsicos paleoproterozoicos (embasamento) com intercalações de ortoanfibolitos, denominados Complexo Região dos Lagos e uma sequência supracrustal neoproterozoica composta pelas Sucessões Búzios e Palmital (FONSECA, 1993; HEILBRON et al., 1982; REIS et al., 1980; SCHMITT, 2001).

As rochas ortoderivadas do embasamento foram intensamente deformadas e metamorfisadas durante a Orogênese Búzios, apresentando contato tectônico com as unidades crustais neoproterozoicas (SCHMITT, 2001). Esse contato tectônico ocorre na forma de *nappes*, com o embasamento Região dos Lagos sobre as rochas metassedimentares (HEILBRON et al., 1982).

De acordo com Schmitt et al. (2016), este evento metamórfico datado em ca. 540-490 Ma, com pico em 515 Ma, afetou todas as unidades do Terreno Cabo Frio e a porção leste do Terreno Oriental. Tal orogênese é interpretada como associada ao fechamento da bacia *back-arc* do arco Rio Negro localizado entre o Terreno Oriental e o cráton de Angola, onde as unidades supracrustais do Terreno Cabo Frio estariam depositadas (HEILBRON E MACHADO, 2003).

Nos trabalhos realizados pelos autores supracitados, diversas denominações foram atribuídas a esse terreno, além de suas unidades constituintes. Nesta revisão bibliográfica, optou-se por utilizar o termo Terreno Cabo Frio, conforme Heilbron et al. (2000); adotou-se a denominação Complexo Região dos Lagos para os ortognaisses e ortoanfibolitos constituintes do embasamento, de acordo com Viana (2003); e para a sequência supracrustal utilizou-se os termos Sucessão Búzios e Sucessão Palmital, de acordo com Schmitt (2001). Cabe ressaltar

que, apesar de ser utilizada a nomenclatura Sucessão Palmital nesta revisão bibliográfica, no presente trabalho outra denominação foi atribuída às rochas metassedimentares em questão. No capítulo seguinte será abordado com maior detalhe a nomenclatura adotada para as rochas supracrustais.

Ao final deste capítulo na Seção 3.2.2.5, apresenta-se uma compilação dos resultados das análises geocronológicas realizadas nas unidades constituintes desse terreno.

3.2.2.1 Complexo Região dos Lagos

O Complexo Região dos Lagos é composto por ortognaisses félsicos, constituídos em sua grande maioria por metagranitoides com enclaves microdioríticos, metaquartzo-dioritos e metatonalitos subordinados, além de veios quartzo-feldspáticos. Domínios pouco deformados e intensamente deformados são descritos nesta unidade (SCHMITT, 2001).

A partir de análises geocronológicas realizadas por Delhal et al. (1969), Zimbres et al. (1990) e Schmitt (2001), os protólitos dos ortognaisses Região dos Lagos teriam se cristalizado entre 2.0 e 1.94 Ga. Idades de metamorfismo de ca. 540-530 Ma obtidas Schmitt (2001), Fonseca (1993) e Zimbres et al. (1990), marcam o evento tectono-metamórfico da Orogênese Búzios. Dados geoquímicos apontam os ortognaisses Região dos Lagos como rochas pertencentes à suíte cálcio-alcalina de médio a alto-K, de caráter metaluminoso, possivelmente geradas em ambiente de arco vulcânico (FONSECA, 1993). Esta unidade é descrita como sendo um arco magmático maduro, provavelmente ligado à evolução do Bloco de Angola, porção do Cráton do Congo (FONSECA, 1993; SCHMITT, 2001).

Os ortoanfibolitos do Complexo Região dos Lagos são descritos como ortoanfibolitos bandados e ortoanfibolitos homogêneos (diques) (SCHMITT, 2001). Os ortoanfibolitos bandados aparecem intercalados tectonicamente com os ortognaisses e foram denominados de unidade Forte de São Mateus por Schmitt (2001). Os ortoanfibolitos homogêneos são correlatos com os bandados e cortam os ortognaisses félsicos. Uma idade de 1.96 Ga foi obtida para cristalização de ortoanfibolito bandado (SCHMITT, 2001). No entanto, Schmitt et al. (2016) obteve idades de cristalização U-Pb ca. 590-560 Ma para uma série de diques toleíticos máficos com assinatura N-MORB (ortoanfibolitos deformados) que cortam todos os litotipos do embasamento (SCHMITT et al., 2016).

3.2.2.2 Sucessão Búzios e Palmital

A Sucessão Búzios é representada por um espesso pacote metassedimentar aluminoso (cianita-sillimanita-granada-biotita gnaiss) com numerosas intercalações de rochas calcissilicáticas e de rochas máficas (HEILBRON et al., 1982). As camadas de rocha máfica intercaladas nos metassedimentos Búzios apresentaram assinaturas químicas similares às rochas magmáticas do tipo E-MORB e idade de cristalização de 608 Ma (SCHMITT et al. 2008a). Análises U-Pb em zircão detrítico obtidas por Fernandes et al. (2015) na Sucessão Búzios mostrou uma população principal de grãos de zircão de idade neoproterozoica. O zircão mais novo apresentou uma idade de 598 ± 08 Ma, indicando a idade máxima de deposição dessa unidade.

A Sucessão Palmital foi inicialmente definida por Reis et al. (1980) como Unidade Palmital, posteriormente foi identificada e mapeada por Ferrari et al. (1982) nas folhas de Saquarema e Maricá. Segundo Ferrari et al. (1982) esta unidade é composta por granada-sillimanita-biotita gnaiss, apresentando estruturas migmatíticas e veios delgados quartzofeldspáticos, podendo conter rochas kinzigíticas localmente. Schmitt (2001) define essa unidade como Sucessão Palmital, constituída principalmente por paragneisses quartzofeldspáticos, com algumas intercalações aluminosas ricas em sillimanita, calcissilicáticas e em menor quantidade quartzitos. A partir de novos dados petrográficos e geoquímicos obtidos por Capistrano et al. (2017), esses metassedimentos são interpretados como litoarenitos (sedimentos imaturos) derivados principalmente da erosão de rochas félsicas (granitos/riolitos e dioritos/andesitos), colaborando com a natureza de uma crosta continental superior como fonte dos sedimentos.

Análises U-Pb SHRIMP em grãos de zircão detríticos da Sucessão Palmital revelaram idades de cristalização de 2.6, 2.0, 1.2, 1.0, 0.8 e 0.6 Ga (SCHMITT et al., 2004). O zircão detrítico mais novo encontrado pelos autores possui idade de 620 Ma. Por outro lado, dados U-Pb de Fernandes et al. (2015) utilizando a metodologia U-Pb, mostraram para a Sucessão Palmital uma maioria absoluta de população de grãos de zircão com idades entre o Mesoproterozoico Superior ao Neoproterozoico. A idade do zircão mais novo obtido foi de 566 ± 09 Ma, levando os autores a diminuir a idade máxima de deposição dessa sucessão.

Com relação às idades de metamorfismo das sucessões Búzios e Palmital, ambas apresentaram idades cambrianas (ca. 530 Ma) e de acordo com Schmitt et al. (2004), a porção

leste do Terreno Cabo Frio exibiu idades metamórficas no intervalo entre 525 e 510 Ma, enquanto que a porção oeste mostrou idades mais novas, entre 505-490 Ma.

3.2.2.3 Ambiente Tectônico Terreno Cabo Frio

De acordo os diversos trabalhos já realizados no Terreno Cabo Frio, diversos modelos geotectônicos são propostos para esse terreno.

Os ortognaisses que constituem o embasamento Região dos Lagos são interpretados como tendo sido gerados durante o Orosiano em um arco magmático continental (SCHMITT, 2001). No final do Neoproterozoico este embasamento foi afinado e intrudido por uma série de diques toleíticos máficos (ortoanfíbolitos deformados), contemporaneamente à formação das rochas vulcânicas máficas da Sucessão Búzios em ca. 608 Ma (SCHMITT et al., 2008a).

Fernandes et al. (2015) avaliando os resultados referentes às datações das sucessões Búzios e Palmital (Terreno Cabo Frio) e do Grupo São Fidélis (Terreno Oriental), consideraram um intervalo de deposição dos sedimentos entre 590-550 Ma. A Sucessão Palmital e o Grupo São Fidélis apresentaram proveniência de grãos de zircão detríticos bastante similares, sugerindo que essas unidades poderiam ser contemporâneas e relacionadas à mesma bacia *back-arc*, em relação ao arco magmático Rio Negro. Segundo esses autores, a grande proveniência dos grãos de zircão de idade neoproterozoica estaria relacionada às rochas do arco magmático Rio Negro (630-600 Ma). Fernandes et al. (2015) propõem que a bacia Búzios progrediu posteriormente para um ambiente convergente com o desenvolvimento de uma subducção para oeste. Os plútons cálcio-alcálicos de 580-550 Ma (ex. Granito Itacoatiara e Tinguí), localizados no Terreno Oriental, seriam produtos desta subducção.

A margem ativa estaria associada à erosão das rochas do arco magmático do Orógeno Ribeira e também ao *Coastal Terrane* (Faixa Kaoko), para fornecer principalmente a sequência imatura psamítica (turbiditos) e os pelitos associados à Sucessão Palmital e o Grupo São Fidélis. Sendo assim, Fernandes et al. (2015) sugere que a Sucessão Palmital representaria um prisma acrescionário e o Grupo São Fidélis uma bacia do tipo *fore-arc*, que culminaria na colisão continental conhecida como Orogênese Búzios (SCHMITT, 2001).

Capistrano et al. (2017) no entanto, consideram que os sedimentos da Sucessão Palmital tenham sido depositados em uma bacia do tipo *fore-arc*, sem a presença de crosta

oceânica e com sedimentação contínua dos turbiditos derivados do arco magmático, formando depósitos de fundo oceânico classificados como uma sequência do tipo *flysch*. Segundo esses autores, tais sedimentos teriam sido depositados em um ambiente tectônico transicional, entre os últimos momentos da subducção e o início da colisão continental, resultando na subducção da margem passiva do Terreno Cabo Frio para oeste.

O sentido da subducção que resultaria no fechamento da bacia *back-arc* Búzios é proposto por outros autores com sentido para leste (HEILBRON E MACHADO, 2003). Tal fato é evidenciado na região de Macaé-RJ onde ocorre o contato do Terreno Cabo Frio sobre o Terreno Oriental. Este contato é descrito por Almeida et al. (2012) como uma falha de empurrão com mergulho suave para SE chamada de Zona de Cisalhamento Serra do Segredo. A análise estrutural cinemática dessa falha mostrou estruturas indicativas de movimento de topo para NW.

Schmitt (2001) havia interpretado este contato como um empurrão para NW, no entanto, Schmitt et al. (2016) considera este contato dobrado por uma estrutura reclinada em mega escala. Tal estrutura seria responsável pela inversão do contato original, no qual o Terreno Cabo Frio está sob o Terreno Oriental (resultado de uma subducção para oeste e sentido do empurrão para E-NE). Segundo esses autores, este contato é mais bem exposto na região de Ponta Negra onde o embasamento Região dos Lagos está sob a Sucessão Palmital.

3.2.2.4 Evolução estrutural e metamórfica do Terreno Cabo Frio

A análise estrutural já realizada nas unidades que compõem o Terreno Cabo Frio mostra uma complexa história tectono-metamórfica relacionada à colisão continental deste terreno com o Terreno Oriental. Trabalhos realizados por Schmitt et al. (2008b) nas porções leste e centro-oeste, e o trabalho de Heilbron et al. (1982) na região de Cabo de Búzios e Cabo Frio, descrevem diferentes fases de deformação para este terreno.

Heilbron et al. (1982) descrevem quatro fases de deformação plástica associadas às rochas da Sucessão Búzios e do embasamento Região dos Lagos. Segundo esses autores a primeira fase de deformação D_1 criou uma xistosidade S_1 bem desenvolvida paralela ao acamamento sedimentar nas rochas metassedimentares. Tal xistosidade S_1 está dobrada pela segunda fase de deformação D_2 , responsável pelo desenvolvimento de dobras isoclinais com eixos aproximadamente paralelos aos da terceira fase de deformação D_3 . De acordo com esses

autores, a fase D_3 é a mais expressiva no cabo de Búzios, responsável pelo desenvolvimento de estruturas maiores e direção geral da xistosidade na área. Caracteriza-se por dobras apertadas a isoclinais com planos axiais variando de $330^\circ/350^\circ$ com ângulos de mergulho entre 0° e 20° , e eixos variando de $340^\circ-0^\circ$ com ângulos de mergulho entre 0° e 20° . As dobras desta fase não produziram uma xistosidade plano axial, mas transpuseram a xistosidade anterior S_1 para a nova direção S_3 . Nesta fase de deformação desenvolveu-se uma forte lineação mineral paralela aos eixos das dobras. Com relação à fase D_4 , esta é representada por um dobramento suave a aberto com planos axiais variando entre $70^\circ/35^\circ$ a $70^\circ/70^\circ$ e eixos com direções entre 0° e 20° , com mergulhos entre 5° e 10° .

Schmitt et al. (2008b) também descrevem quatro fases de deformação para as unidades constituintes do Terreno Cabo Frio. Segundo esses autores estruturas das fases D_1 e D_2 foram agrupadas devido à similaridade da geometria e estilo de deformação. Frequentemente S_1 e S_2 são paralelas, no entanto D_2 é interpretada como uma fase progressiva do mesmo regime dúctil de D_1 . A foliação $S_{1/2}$ no embasamento é paralelo ao bandamento composicional e na sequência metavulcano-sedimentar a foliação $S_{1/2}$ é subparalela ao bandamento composicional original (S_0). A foliação $S_{1/2}$ geralmente mergulha em direções variadas com baixo ângulo e, em algumas regiões é sub-horizontal. Presença de lineação de estiramento sub-horizontal NW-SE a N-S. A fase de deformação D_3 foi responsável pelo desenvolvimento de dobras apertadas e isoclinais (direções NW-SE a NE-SW) com eixos sub-horizontais. A foliação principal $S_{1/2}$, os contatos de empurrão e as estruturas de boudinagem foram dobradas formando dobras recumbentes com eixo paralelo a lineação mineral principal ($L_{1/2}$). Já com relação à fase D_4 , tais autores consideram que essa fase tenha afetado somente a porção SW do Terreno Cabo Frio, onde o empurrão da fase D_3 está rotacionado em uma direção de mergulho oposta, desde a região de Silva Jardim a Ponta Negra. Esta rotação por dobramento é atribuída a uma zona de cisalhamento NE-SW sub-vertical transpressiva dextral. Lineação mineral e de estiramento mergulham $10-30^\circ$ para SW, desenvolvidas paralelamente aos eixos de dobras apertadas com plano axial mergulhando com alto ângulo para NW e SE. A foliação principal $S_{1/2}$ dos litotipos é dobrada e reorientada de modo a mergulhar $50-90^\circ$ para SW e NW, e, além disso, uma clivagem plano axial S_4 é localmente desenvolvida nas dobras.

As unidades que constituem o Terreno Cabo Frio foram submetidas a um metamorfismo de alto grau durante as diferentes fases de deformação. De acordo com Schmitt (2001), o pico metamórfico seria sob as condições de 9 kbar e 780°C e teria sido contemporâneo com as fases deformacionais D_1 e D_2 e as condições de P-T estariam na transição entre as fácies anfíbolito e granulito. Essas condições foram alcançadas na parte

leste do Terreno Cabo Frio, definida pela coexistência de cianita e K-feldspato. Para oeste somente sillimanita ocorre, onde o pico metamórfico provavelmente não passou do campo superior da fácies anfibolito. Segundo essa autora, durante a fase D₃ as condições metamórficas estavam em mais baixa P e/ou T do que durante a fase D₁-D₂, seguindo um caminho retrógrado no diagrama P-T. Esta descompressão é indicada por pseudomorfos de cianita substituídos por sillimanita, conforme já descrito anteriormente por Heilbron et al. (1982). Já na fase D₄, o crescimento de sillimanita e a lineação de estiramento de quartzo-feldspato e veios de leucossoma, indicam que as condições de metamorfismo ainda estavam na fácies anfibolito.

3.2.2.5 Compilação dados geocronológicos Terreno Cabo Frio

A seguir segue uma compilação dos dados geocronológicos referentes às unidades do Terreno Cabo Frio. A Tabela 4 apresenta os resultados obtidos utilizando os métodos de datação U-Pb (TIMS), Ar-Ar, K-Ar, U-Pb (SHRIMP) e U-Pb (ICPMS), enquanto a Tabela 5 mostra os resultados com base nos métodos Sm-Nd, Rb-Sr e Lu-Hf. Essas tabelas incluem o método de datação utilizado, a localização das amostras e os litotipos analisados, assim como a interpretação dos resultados conforme cada autor.

Tabela 4 – Compilação de dados geocronológicos das unidades pertencentes ao Terreno Cabo Frio com base nos métodos U-Pb (TIMS), Ar-Ar, K-Ar, U-Pb (SHRIMP) e U-Pb (ICPMS). (continua)

Localização	Litologia	Idade (Ma)	Observação	Interpretação	Método	Referência
Complexo Região dos Lagos - Ortognaisses						
Maricá-RJ (Praia de Jaconé)	Ortognaisse (metatonalito)	2029 ± 39 583 ± 130	Int. sup. Int. inf.	Idade de cristalização -	U-Pb (TIMS) em zircão	Schmitt (2001)
Macaé-RJ	Ortognaisse (Metaleucogranito)	1946 ± 9,9 86 ± 46	Int. sup. Int. inf.	Idade de cristalização -	U-Pb (TIMS) em zircão	Schmitt (2001)
Macaé-RJ	Ortognaisse (metamonzogranito)	1993 ± 13 523 ± 28	Int. sup. Int. inf.	Idade de cristalização Idade de metamorfismo	U-Pb (TIMS) em zircão	Schmitt (2001)
Macaé-RJ	Ortognaisse (metaleucomonzogranito)	1979 ± 5,5 531 ± 23	Int. sup. Int. inf.	Idade de cristalização Idade de metamorfismo	U-Pb (TIMS) em zircão	Schmitt (2001)
Macaé-RJ	Veio leucocrático deformado	627 ± 9 512 ± 5	Concordantes	- Idade de metamorfismo	U-Pb (TIMS) em monazita	Schmitt (2001)
Macaé-RJ	Ortognaisse (metagranodiorito)	1986 ± 16 677 ± 130	Int. sup. Int. inf.	Idade de cristalização -	U-Pb (TIMS) em zircão	Schmitt (2001)
Cabo Frio-RJ (Praia das Conchas)	Ortognaisse (metagranodiorito)	1974,8 ± 6,5 501,2 ± 5,9	Int. sup. Int. inf.	Idade de cristalização Idade de metamorfismo	U-Pb (TIMS) em zircão	Schmitt (2001)
Macaé-RJ	Ortognaisse (metasienogranito)	1960 ± 5,8 465 ± 52	Int. sup. Int. inf.	Idade de cristalização Idade de resfriamento	U-Pb (TIMS) em zircão	Schmitt (2001)
Rio das Ostras-RJ	Ortognaisse (metaquartzo-monzonito)	1971 ± 5 525 ± 37	Int. sup. Int. inf.	Idade de cristalização Idade de metamorfismo	U-Pb (TIMS) em zircão	Schmitt (2001)
Rio das Ostras-RJ	Veio leucocrático deformado	1976,6 ± 9,5 519 ± 11	Int. sup. Int. inf.	Idade de cristalização (herdado) Idade de cristalização	U-Pb (TIMS) em zircão U-Pb (TIMS) em zircão	Schmitt (2001)

Tabela 4 – Compilação de dados geocronológicos das unidades pertencentes ao Terreno Cabo Frio com base nos métodos U-Pb (TIMS), Ar-Ar, K-Ar, U-Pb (SHRIMP) e U-Pb (ICPMS). (continuação)

Localização	Litologia	Idade (Ma)	Observação	Interpretação	Método	Referência
Rio das Ostras-RJ	Veio leucocrático deformado	517,7 ± 5,2 67 ± 110	Int. sup. Int. inf.	Idade de cristalização -	U-Pb (TIMS) em zircão	Schmitt (2001)
BR-101 direção Macaé-RJ	Dique aplítico indeformado	1956 ± 23 443 ± 25	Int. sup. Int. inf.	Idade de cristalização (herdado) Idade de cristalização	U-Pb (TIMS) em zircão	Schmitt (2001)
Cabo Frio-RJ (Praia das Conchas)	Enclave máfico em ortogneisse	570 ± 6	-	Idade de metamorfismo	Ar-Ar em hornblenda	Fonseca (1993)
Cabo Frio-RJ (Praia do Peró)	Ortogneisse	507 ± 06	-	Idade de metamorfismo	Ar-Ar em biotita	Fonseca (1993)
Cabo Frio-RJ (Praia do Forte)	Ortogneisse	542 ± 06	-	Idade de metamorfismo	Ar-Ar em hornblenda	Fonseca (1993)
Cabo Frio-RJ (Praia do Forte)	Ortogneisse	536 ± 06	-	Idade de metamorfismo	Ar-Ar em hornblenda	Fonseca (1993)
Cabo Frio-RJ (Praia do Forte)	Ortogneisse	593 ± 06	-	Idade de metamorfismo	Ar-Ar em biotita	Fonseca (1993)
Pedreiras a 10 Km de Cabo Frio-RJ em direção São Pedro D´Aldeia-RJ	Gnaisses migmatíticos estromáticos tonalíticos a granodioríticos	1981 ± 18 571 ± 44	Int. sup. -	Idade de cristalização Idade de metamorfismo	U-Pb (TIMS) em zircão K-Ar em anfibólio	Zimbres et al. (1990) Zimbres et al. (1990)
Complexo Região dos Lagos - Ortoanfibolito						
Cabo Frio-RJ (Forte de São Mateus)	Ortoanfibolito bandado	1969 ± 4 519 ± 19	Int. sup. Int. inf.	Idade de cristalização (herdado) Idade de metamorfismo	U-Pb (TIMS) em zircão	Schmitt (2001) Schmitt (2001)
Cabo Frio-RJ (Forte de São Mateus)	Ortoanfibolito bandado	551 ± 10	Int. sup.	Idade de metamorfismo	U-Pb (TIMS) em titanita	Schmitt (2001)
Maricá-RJ (Praia de Jaconé)	Ortoanfibolito homogêneo (dique)	1994 ± 97 463 ± 150	Int. sup. Int. inf.	Idade de cristalização (herdado) -	U-Pb (TIMS) em zircão	Schmitt (2001)

Tabela 4 – Compilação de dados geocronológicos das unidades pertencentes ao Terreno Cabo Frio com base nos métodos U-Pb (TIMS), Ar-Ar, K-Ar, U-Pb (SHRIMP) e U-Pb (ICPMS). (continuação)

Localização	Litologia	Idade (Ma)	Observação	Interpretação	Método	Referência
Cabo Frio-RJ (Forte de São Mateus)	Ortoanfibolito homogêneo (dique)	2037 ± 200	Int. sup.	Idade de cristalização (herdado)	U-Pb (TIMS) em zircão e titanita	Schmitt (2001)
		738 ± 300	Int. inf.	-		
Cabo Frio-RJ (Forte de São Mateus)	Ortoanfibolito	542 ± 6	-	Idade de metamorfismo	Ar-Ar em hornblenda	Fonseca (1993)
Cabo Frio-RJ (Forte de São Mateus)	Ortoanfibolito	593 ± 6	-	Idade de metamorfismo	Ar-Ar em hornblenda	Fonseca (1993)
Sucessão Palmital						
Maricá-RJ (Ponta Negra)	Paragneisse (sillimanita-biotita gnaiss)	511 ± 31	Int. sup.	Idade de metamorfismo	U-Pb (SHRIMP) em zircão	Schmitt et al. (2004)
Maricá-RJ (Ponta Negra)	Paragneisse (sillimanita-biotita gnaiss)	505 ± 2	Int. sup.	Idade de metamorfismo	U-Pb (TIMS) em monazita	Schmitt (2001)
Maricá-RJ (Ponta Negra)	Paragneisse (sillimanita-biotita gnaiss)	496,7 ± 3,5	Int. sup.	Idade de metamorfismo	U-Pb (TIMS) em monazita	Schmitt (2001)
Maricá-RJ (Praia de Jaconé)	Dique de pegmatito	447 ± 20	Int. sup.	Idade de cristalização (intrusão)	U-Pb (TIMS) em zircão	Schmitt (2001)
Maricá-RJ (Praia de Jaconé)	Paragneisse (rocha calcissilicática)	504 ± 21	Int. sup.	Idade de metamorfismo	U-Pb (TIMS) em zircão	Schmitt (2001)
Sucessão Búzios						
Búzios-RJ (Praia da Foca)	Paragneisse (cianita-sillimanita- granada-biotita gnaiss)	522 ± 4	-	Idade de metamorfismo	U-Pb (ICPMS) em zircão	Fernandes et al. (2015)
		510 ± 3				
		489 ± 2				
Búzios-RJ (Praia da Foca)	Paragneisse (cianita- sillimanita-granada-biotita gnaiss)	510,6 ± 2	Int. sup.	Idade de metamorfismo	U-Pb (TIMS) em monazita	Schmitt (2001)
Búzios-RJ (Praia da Tartaruga)	Paragneisse (cianita- sillimanita-granada-biotita gnaiss)	512,7 ± 2	Int. sup.	Idade de metamorfismo	U-Pb (TIMS) em monazita	Schmitt (2001)
Búzios-RJ (Ponta da Lagoinha)	Paragneisse (granada gnaiss)	496 ± 4	Concordante	Idade de metamorfismo	U-Pb (TIMS) em monazita	Schmitt (2001)

Tabela 4 – Compilação de dados geocronológicos das unidades pertencentes ao Terreno Cabo Frio com base nos métodos U-Pb (TIMS), Ar-Ar, K-Ar, U-Pb (SHRIMP) e U-Pb (ICPMS). (conclusão)

Localização	Litologia	Idade (Ma)	Observação	Interpretação	Método	Referência
Búzios-RJ (Praia de Geribá)	Ortoanfíbrolito (diopsídio anfíbrolito)	510 ± 5	Int. sup.	Idade de metamorfismo	U-Pb (TIMS) em titanita	Schmitt (2001)
Búzios-RJ (Praia da Foca)	Leucossoma	524,9 ± 9,3	Int. sup.	Idade de cristalização	U-Pb (TIMS) em zircão	Schmitt (2001)

Legenda: Int. sup.: Intercepto superior, Int. inf.: Intercepto inferior.

Tabela 5 – Compilação de dados geocronológicos das unidades pertencentes ao Terreno Cabo Frio com base nos métodos Sm-Nd, Rb-Sr e Lu-Hf. (continua)

Localização	Litologia	Idade (Ma)	Interpretação	$\epsilon(t)$	Método	Referência
Complexo Região dos Lagos						
Praia de Jaconé, Macaé-RJ	Ortognaisse félsicos	2400 a 2600	Mistura de idades da fonte magmática	-2,5 a -5	Sm-Nd (T_{DM})	Schmitt et al. (2004)
Búzios-RJ (Ponta do Marisco)	Hornblenda gnaiss bandado	1879 ± 140	Idade de metamorfismo	-	Sm-Nd (Isócrona)	Fonseca (1993)
		2663, 2527, 2451, 2451e 2477	Idade máxima de fusão na área fonte	-28,42 -32,34 - 38,90 -32,30 - 35,48	Sm-Nd (T_{DM})	
Cabo Frio-RJ (Praia das Conchas)	Ortognaisse	1359 ± 297	Rejuvenescimento parcial	-	Sm-Nd (Isócrona)	Fonseca (1993)
		2483, 2631, 2439, 2471e 2559	Idade máxima de fusão na área fonte	-33,61 -29,55 - 30,10 -32,09 - 31,33	Sm-Nd (T_{DM})	
Búzios-RJ (Praia da Caravelas)	Ortognaisse	1199 ± 234	Rejuvenescimento parcial	-	Sm-Nd (Isócrona)	Fonseca (1993)
		2481, 2423, 2383, 2391, 2613	Idade máxima de fusão na área fonte	-34,49 -34,14 - 35,19 -37,78 - 33,06	Sm-Nd (T_{DM})	

Tabela 5 – Compilação de dados geocronológicos das unidades pertencentes ao Terreno Cabo Frio com base nos métodos Sm-Nd, Rb-Sr e Lu-Hf. (continuação)

Localização	Litologia	Idade (Ma)	Interpretação	$\epsilon(t)$	Método	Referência
Arraial do Cabo-RJ (Pontal do Atalaia)	Gnaiss leucocrático	1874 ± 109	Idade de metamorfismo	-	Sm-Nd (Isócrona)	Fonseca (1993)
		2393, 2428, 2343, 2368, 2533	Idade máxima de fusão na área fonte	-37,08 -37,24 - 38,43 -37,12 - 28,36	Sm-Nd (T_{DM})	
Praias do Marisco, das Conchas, Caravela e do Atalaia	Ortognaisse	1734 ± 65	Mistura de idades	-	Sm-Nd (Isócrona de referência)	Fonseca (1993)
Pedreiras a 10 Km de Cabo Frio-RJ em direção São Pedro D´Aldeia-RJ	Gnaisses migmatíticos estromáticos tonalíticos a granodioríticos	1799 ± 62	Idade de cristalização	-	Rb-Sr (Isócrona)	Zimbres et al. (1990)
São Pedro D´Aldeia-RJ	Ortognaisse	1923 ± 60	Idade de cristalização	-	Rb-Sr (Isócrona)	Delhal et al. (1969)
Sucessão Búzios						
Búzios-RJ (Praia da Foca)	Paragnaisse (cianita- sillimanita-granada- biotita gnaiss)	1500 a 984	Mistura de idades das fontes	+0,37 a +8	Lu-Hf (T_{DM})	Fernandes et al. (2015)
		1400 a 1000		+3,11 a +13,60		
		3000		-6,19		
Búzios-RJ (Praia de Geribá)	Ortoanfíbólito	608 ± 38	Idade de cristalização	-	Sm-Nd (Isócrona)	Schmitt et al. (2008a)
	Paragnaisse	2700 a 1250	Mistura de idades das fontes	-16 a -3,7	Sm-Nd (T_{DM})	
	Ortoanfíbólito	2000 a 1000	Mistura de idade da fonte magmática	0 a +2	Sm-Nd (T_{DM})	
Búzios-RJ (Praia de Geribá)	Ortoanfíbólito	1090 ± 109	Mistura de idade da fonte magmática	+4,03	Sm-Nd (T_{DM})	Schmitt (2001)
Búzios-RJ (Ponto da Lagoinha)	Paragnaisse	1750 ± 175	Mistura de idades das fontes	-7,95	Sm-Nd (T_{DM})	Schmitt (2001)
Búzios-RJ (Ponto da Lagoinha)	Paragnaisse (granada gnaiss)	1690 ± 169	Mistura de idades das fontes	-6,95	Sm-Nd (T_{DM})	Schmitt (2001)
Búzios-RJ (Praia da Tartaruga)	Paragnaisse (cianita- sillimanita gnaiss)	1700 ± 170	Mistura de idades das fontes	-8,67	Sm-Nd (T_{DM})	Schmitt (2001)

Tabela 5 – Compilação de dados geocronológicos das unidades pertencentes ao Terreno Cabo Frio com base nos métodos Sm-Nd, Rb-Sr e Lu-Hf. (conclusão)

Localização	Litologia	Idade (Ma)	Interpretação	$\epsilon(t)$	Método	Referência
Búzios-RJ (Praia da Foca)	Paragnaisse (cianita-sillimanita gnaïsse)	1580 ± 158	Mistura de idades das fontes	-6,6	Sm-Nd (T_{DM})	Schmitt (2001)
Praia de Tucuns, Praia do Forno e Ponta da Lagoinha	Paragnaisse	1215 ± 224	-	-	Sm-Nd (Isócrona de referência)	Fonseca (1993)
		1453-1651	Média de idade das diversas fontes	-	Sm-Nd (T_{DM})	
Sucessão Palmital						
Maricá-RJ (Praia de Ponta Negra)	Paragnaisse (sillimanita - biotita gnaïsse)	1800	Mistura de idades das fontes	-15,5	Sm-Nd (T_{DM})	Capistrano et al. (2017)
Maricá-RJ (Praia de Ponta Negra)	Paragnaisse (sillimanita-biotita gnaïsse)	1800	Mistura de idades das fontes	-15,7	Sm-Nd (T_{DM})	Capistrano et al. (2017)
Maricá-RJ (Praia de Ponta Negra)	Paragnaisse (sillimanita-biotita gnaïsse)	1700	Mistura de idades das fontes	-13,7	Sm-Nd (T_{DM})	Capistrano et al. (2017)
Rodovia para Ponta Negra (RJ-117)	Paragnaisse (sillimanita-biotita gnaïsse)	1800	Mistura de idades das fontes	-15	Sm-Nd (T_{DM})	Capistrano et al. (2017)
Rodovia Serrinha	Paragnaisse (sillimanita-biotita gnaïsse)	1700	Mistura de idades das fontes	-15	Sm-Nd (T_{DM})	Capistrano et al. (2017)
Rodovia Sampaio Corrêa, distrito da cidade de Saquarema (RJ)	Paragnaisse (sillimanita-biotita gnaïsse)	1600	Mistura de idades das fontes	-11,5	Sm-Nd (T_{DM})	Capistrano et al. (2017)
Estrada lateral que liga a rodovia principal via Lagos	Paragnaisse (granada-sillimanita-biotita gnaïsse)	1700	Mistura de idades das fontes	-16	Sm-Nd (T_{DM})	Capistrano et al. (2017)
Maricá-RJ	Biotita-quartzo gnaïsse	1600 a 1500	Mistura de idades das fontes	-0,39 a +2,54	Lu-Hf (T_{DM})	Fernandes et al. (2015)
		2200 a 1800		-10,9 a -4,4		
		3400 a 1900		-25 a -1,45		
		2600 a 3600		-15 a -1,31		
		3500 a 3200		-7,02 a +2,56		
Maricá-RJ (Ponta Negra)	Calcissilicática	1050 ± 105	Mistura de idade das fontes	+4,54	Sm-Nd (T_{DM})	Schmitt et al. (2004)

Legenda: Int. sup.: Intercepto superior, Int. inf.: Intercepto inferior.

4 GEOLOGIA DA ÁREA

Conforme objetivo da presente dissertação, a área de interesse foi mapeada na escala de 1:50.000, conforme mapa geológico presente no Apêndice B. Este capítulo apresenta a descrição litológica e petrográfica dos litotipos mapeados, assim como aspectos sobre metamorfismo.

4.1 Descrição litológica e petrográfica

No capítulo anterior foram descritas as nomenclaturas litoestratigráficas mais utilizadas para as unidades discutidas nesse trabalho, conforme diversos autores. No entanto, optou-se por empregar outras denominações para alguns litotipos aqui caracterizados. As rochas metassedimentares descritas por Reis et al. (1980) como Unidade Palmital, ou denominada por Schmitt (2001) como Sucessão Palmital, foram subdivididas em duas sequências, nomeadas aqui de gnaiss kinzigítico e sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital. O termo Cassorotiba, associado a alguns litotipos presentes na área, conforme mapa geológico regional da Figura 6 (Sessão 3.2), não foi utilizado. No entanto, o termo Leucognaiss Boa Esperança foi aqui empregado pela primeira vez, em substituição ao Granito Cassorotiba. Acredita-se que o Leucognaiss Boa Esperança dispõe de características distintas do que se tem conhecimento em relação ao Granito Cassorotiba. As demais unidades permaneceram com as mesmas denominações citadas no Capítulo 3.

De acordo com Mapa Geológico (Apêndice B) a região compreende as seguintes associações litológicas:

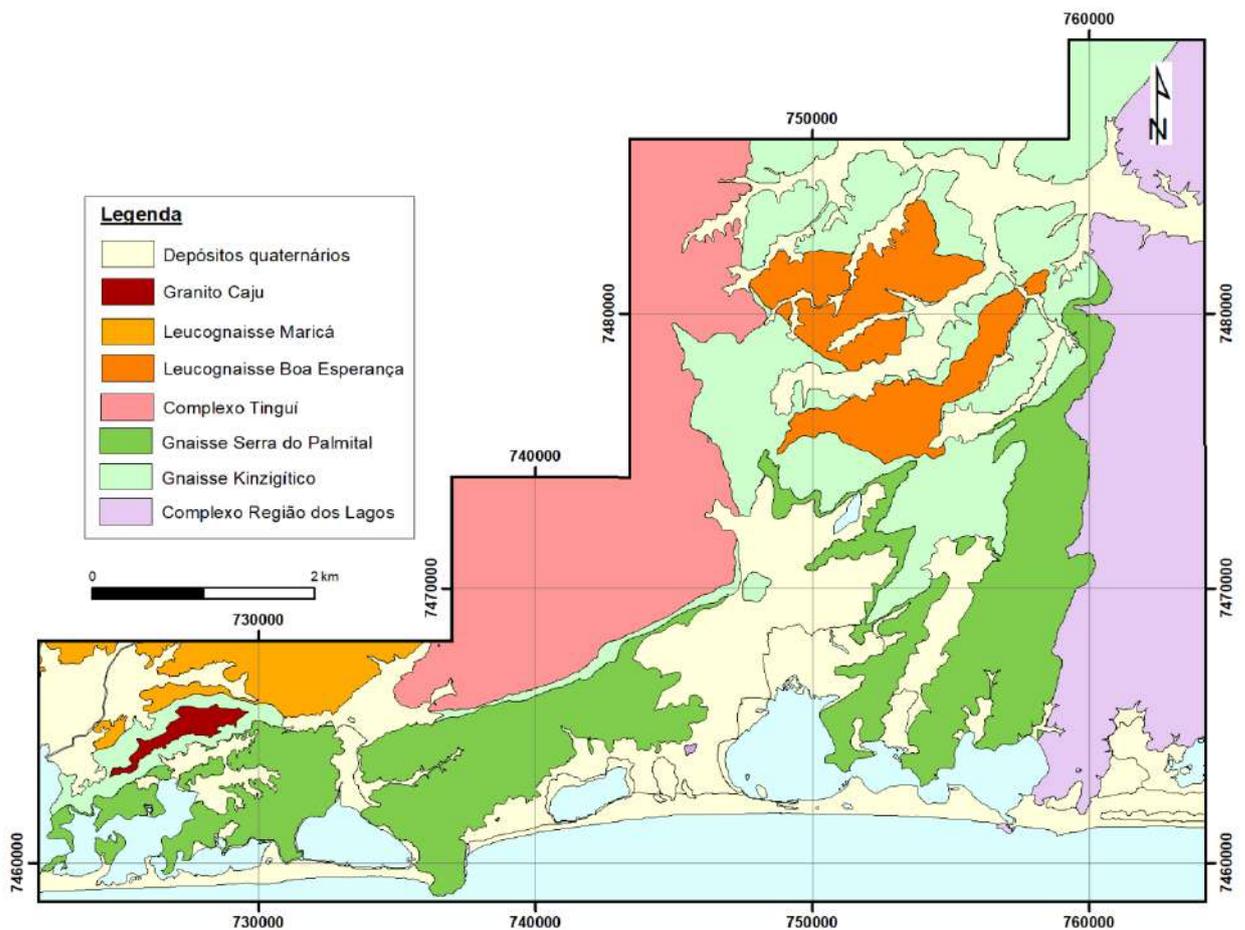
- a) Embasamento paleoproterozoico Região dos Lagos constituído por: hornblenda-biotita ortognaiss com intercalações de ortoanfibolito;
- b) Unidades metassedimentares compostas por: cordierita-granada-biotita gnaiss (гнаiss kinzigítico) na base, e sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital no topo.
- c) Unidades constituídas por granitóides deformados, relacionadas ao magmatismo sin-colisional: (hornblenda)-biotita gnaiss do Complexo

Tinguí, granada-biotita gnaise denominado de Leucognaisse Boa Esperança e Leucognaisse Maricá;

- d) Corpos graníticos indeformados relacionados ao magmatismo pós-colisional: Granito Caju e pegmatitos.

Na Figura 7 a seguir têm-se o mapa geológico simplificado da área onde é possível observar a disposição das unidades mencionadas. A Figura 8 na sequência mostra a relação estratigráfica destes litotipos, conforme os terrenos tectônico-estratigráficos. As unidades supracrustais são interpretadas neste trabalho como pertencentes ao Terreno Oriental, ao contrário do que se têm na literatura, onde são tidas como relacionadas ao Terreno Cabo Frio, conforme apresentado no capítulo anterior. As justificativas para tal interpretação serão discutidas ao longo do trabalho.

Figura 7 – Mapa geológico simplificado da área.



Fonte: A autora, 2018.

Figura 8 – Relação das unidades mapeadas.

Período	Terreno Oriental		Terreno Cabo Frio	Legenda
	Unidades supracrustais	Unidades ortoderivadas		
Siluriano/ Ordoviciano		Sin-colisionais	Pós-colisionais	Peg - Pegmatito CJ - Granito Caju: granito leucocrático
		Ediacarano	PA KZ	
Orosiriano			RL	RL - Complexo Região dos Lagos: (hornblenda)-biotita ortognaïsse com intercalações de ortoanfibolito

Fonte: A autora, 2018.

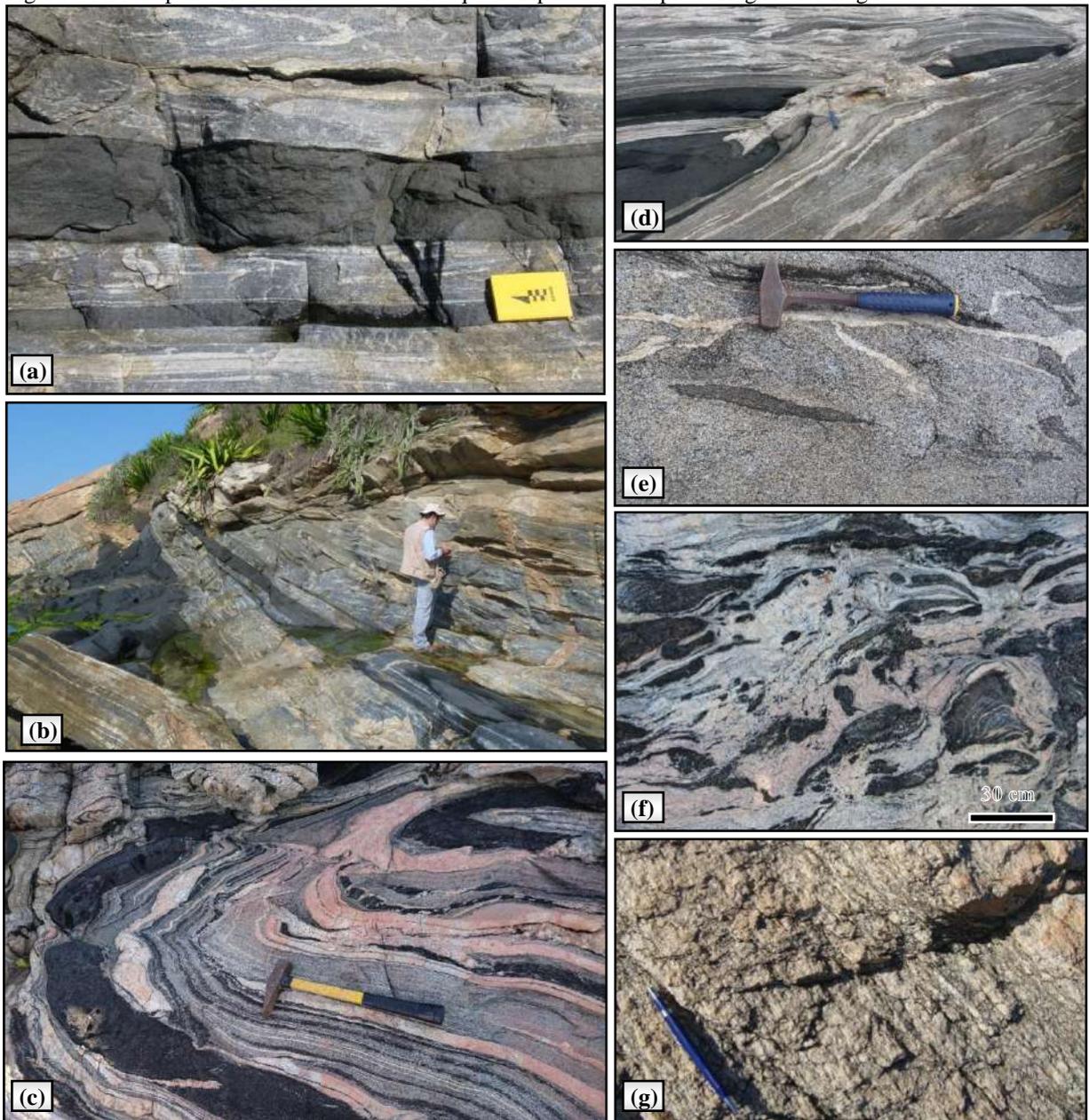
4.1.1 Complexo Região dos Lagos – Terreno Cabo Frio

O Complexo Região dos Lagos ocorre ao longo de toda porção leste da área e ao sul, nas proximidades de Jaconé e em Ponta Negra. É constituído por três litotipos: ortognaïsse bandado, ortognaïsse porfirítico e ortoanfibolito.

O ortognaïsse bandado possui um bandamento gnáïssico composicional bem desenvolvido, mesocrático com granulação média a grossa, composto por feldspatos, quartzo, anfibólio e biotita. Em alguns locais possui intercalações de níveis e bolsões de ortoanfibolito de dimensões centimétricas a métricas, estirados, dobrados e boudinados, além de grande quantidade de leucossomas resultantes de fusão parcial. Os leucossomas e ortoanfibolitos são paralelos ao bandamento gnáïssico (Figuras 9 a, b, c, d). Em determinados locais, como na praia de Jaconé (vide Mapa de Pontos), em meio ao gnaïsse bandado ocorrem porções indeformadas com enclaves de rocha máfica (Figura 9 e). Ressalta-se também a diferença nas feições de migmatização. Em Ponta Negra, próximo ao contato com a unidade metassedimentar, apresenta feições de fusão parcial elevada que obliterou parte do bandamento gnáïssico pretérito da rocha (Figura 9 f).

O ortognaïsse porfirítico possui foliação bem desenvolvida, granulação grossa e ocorre predominantemente na região de Saquarema (Figura 9 g).

Figura 9 – Principais características das rochas que compõem o Complexo Região dos Lagos.



Legenda: (a) e (b) Ortogneisse Região dos Lagos mesocrático com camadas centimétricas a métricas de ortoanfibolito e leucossomas paralelos ao bandamento (Ponto TD-SQ-06); (c) Ortogneisse e ortoanfibolito dobrados (SQ-AGGQ-19); (d) Boudin em ortoanfibolito com grande quantidade de leucossomas, formando estruturas estromáticas (Ponto TD-SQ-06); (e) Ortogneisse porfirítico indeformado com enclaves máficos (Ponto TD-SQ-06); (f) Ortogneisse diatexitico com níveis anfibolíticos (SQ-AGGQ-19); (g) Ortogneisse porfirítico foliado (Ponto SQ-NCMR-57);

Fonte: A autora, 2018.

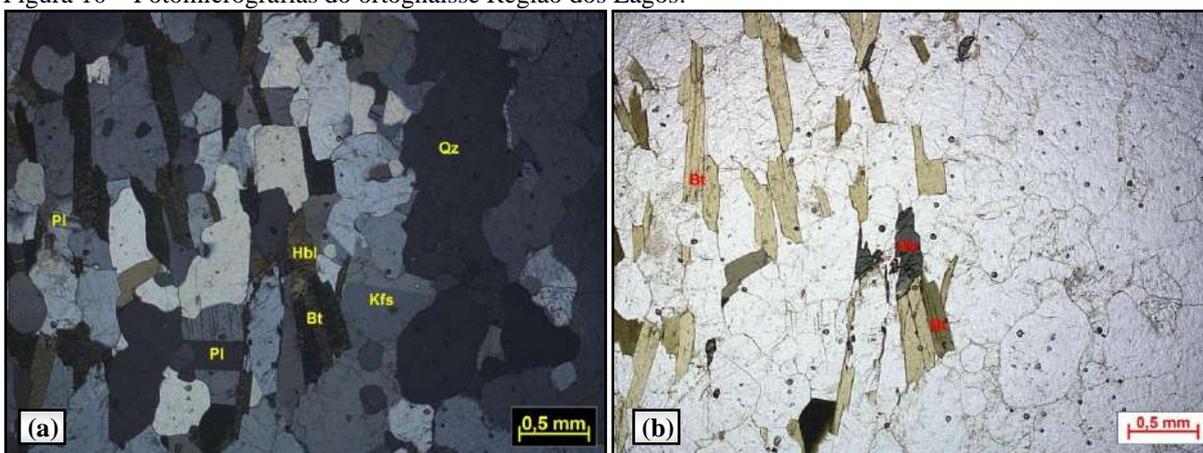
Petrograficamente o ortogneisse bandado do Complexo Região dos Lagos apresenta textura granolepidoblástica, granulação fina a grossa e inequigranular. A análise modal mostrou a seguinte composição: quartzo (20%), feldspato potássico (30%), biotita (20%), plagioclásio (24%), hornblenda (3%), titanita (2%), opacos (1%).

O quartzo está sob a forma de grãos xenoblásticos, a granulação varia de fina a grossa, encontram-se estirados, e por vezes com geometria entre os grãos do tipo poligonal (Figura 10 a).

A biotita e a hornblenda marcam a banda máfica do ortogneisse. A biotita possui a forma de palhetas finas com pleuroísmo entre tons de verde claro e escuro e a hornblenda ocorre como cristais xenoblásticos a hipidioblásticos com pleuroísmo variando de verde claro a verde oliva (Figura 10 b).

O plagioclásio e o feldspato potássico (microclina/ortoclásio) aparecem como grãos xenoblásticos e hipidioblásticos, granulação fina a média e a geometria dos grãos é em geral do tipo interlobada. Encontram-se estirados orientados paralelamente a foliação marcada pelos cristais de biotita.

Figura 10 – Fotomicrografias do ortogneisse Região dos Lagos.



Legenda: (a) Ortogneisse Região dos Lagos composto por quartzo (Qz), plagioclásio (Pl), feldspato potássico (Kfs), biotita (Bt) e hornblenda (Hbl) (nicóis cruzados, Ponto SQ-AGGQ-19); (b) Cristais de biotita (Bt) e hornblenda (Hbl) mancando a banda máfica em ortogneisse Região dos Lagos (nicóis paralelos, Ponto SQ-AGGQ-19).

Fonte: A autora, 2018.

4.1.2 Unidades metassedimentares – Terreno Oriental

Para separação da sequência metassedimentar em duas unidades litoestratigráficas distintas, definidas aqui como gnaiss kinzigítico e sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital, alguns critérios foram adotados.

O primeiro baseia-se na composição mineral de cada litotipo. Apesar de ambos apresentarem como protólitos rochas pelíticas aluminosas, existe uma diferença composicional bastante evidente. O gnaiss kinzigítico possui cordierita (rico em Mg), dispõe

de grande quantidade de cristais de granada e subordinadamente sillimanita, ao contrário do sillimanita-biotita gnaissse Serra do Palmital, o qual apresenta sillimanita em abundância, pouca ou nenhuma granada e a cordierita está ausente. Outro ponto a se destacar são as feições de fusão parcial. Ambos apresentam texturas migmatíticas, no entanto, o gnaissse kinzigítico caracteriza-se por uma quantidade maior de material anatético, seja na forma de leucossomas paralelos à foliação ou como bolsões e rede de veios quartzo-feldspáticos discordantes.

Outros aspectos observados em campo destacam a diferença entre esses metassedimentos, tal como o modo de ocorrência de cada um. O gnaissse kinzigítico, por exemplo, constitui serras mais íngremes e em geral aflora como rocha fresca ou pouco alterada, enquanto o sillimanita-biotita gnaissse Serra do Palmital consiste de um relevo mais arrasado, em grande parte de rocha extremamente alterada, bastante siltosa.

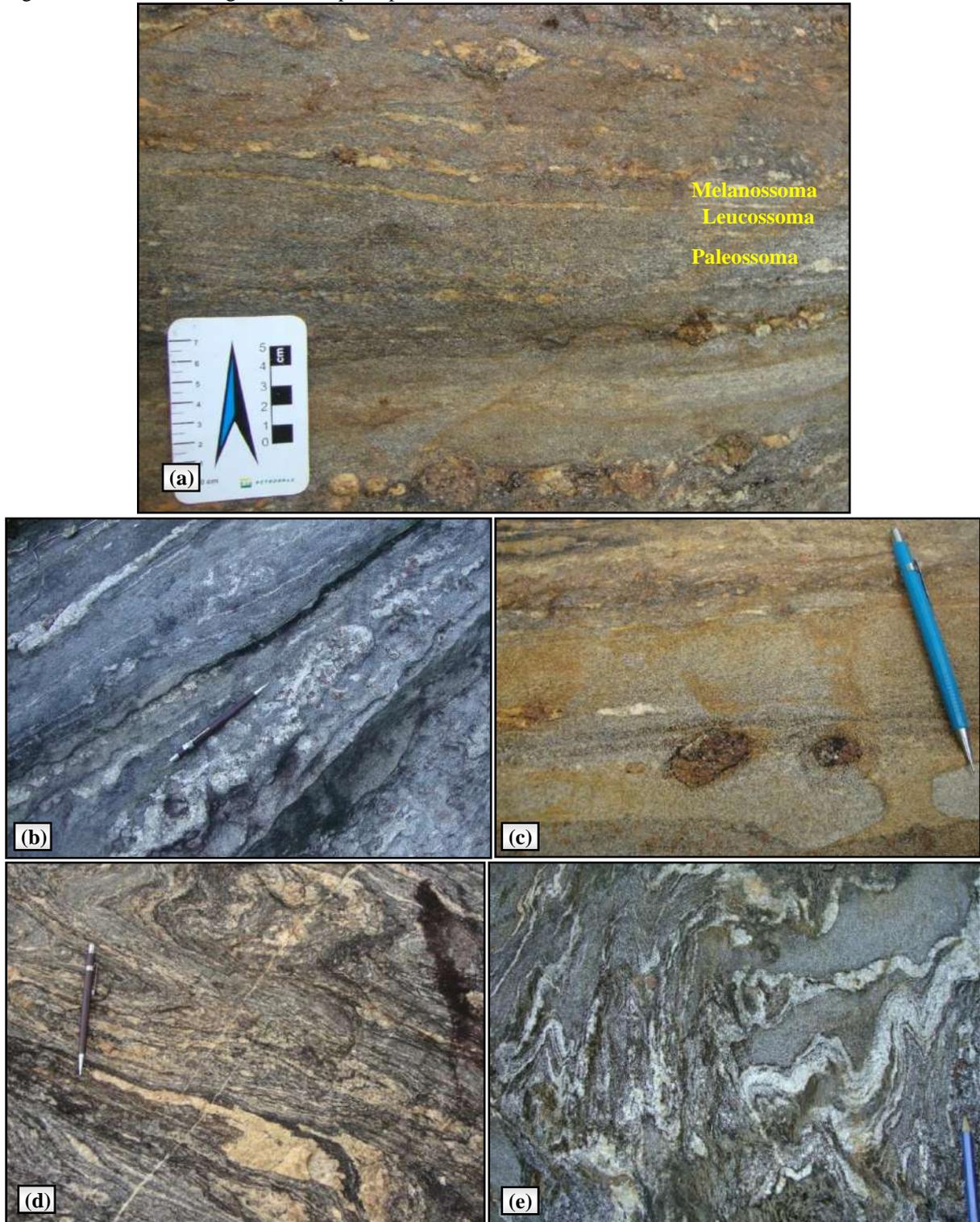
4.1.2.1 Gnaissse kinzigítico

O gnaissse kinzigítico representa o pacote inferior da referida sequência metassedimentar, cuja área de abrangência vai desde a cidade de Maricá, incluindo o distrito de Sampaio Correia, até as proximidades da cidade de Silva Jardim. Esse litotipo, em geral, desenvolve serras íngremes e escarpadas, tais como a Serra da Castelhana, Serra do Catimbau Grande e a Serra do Amar e Querer, além do Morro dos Pregos. No Mapa de Pontos (Apêndice A) é possível identificar a localização das referidas serras e morros, e no Mapa Geológico (Apêndice B) pode-se observar a região de ocorrência deste litotipo.

O gnaissse kinzigítico é descrito como cordierita-granada-biotita gnaissse bandado, de cor cinza e granulação fina a média, apresentando-se em geral migmatizado com volumes variáveis de material fundido. As porções anatéticas (leucossomas) possuem composição quartzo-feldspática, com aglomerados de cristais de granada com até 3 cm de diâmetro. Possuem granulometria mais grossa em relação ao paleossoma e ocorrem geralmente paralelos à foliação. Além disso, são bordejados por minerais máficos, constituindo assim o melanossoma. O paleossoma, por sua vez, possui quantidade diversificada de silicatos aluminosos, tais como cordierita, granada e sillimanita, ressaltando-se que a sillimanita ocorre em menor proporção. Camadas centimétricas de anfibolito e rocha calcissilicática também aparecem intercaladas no gnaissse kinzigítico. As figuras a seguir mostram as principais

características desse litotipo, tal como o bandamento gnáissico típico (Figuras 11, a, b, c), afetado por intensa deformação e migmatização (Figuras 11 d, e).

Figura 11 – Gnaiss kinzigítico e suas principais características.



Legenda: (a) Gnaiss kinzigítico típico com alternância de camadas de paleossoma, melanossoma e leucossoma (Ponto SQ-NC-112); (b) e (c) Kinzigito bandado com aglomerados centimétricos de granada no leucossoma (Ponto SQ-NC-112) e no paleossoma (Ponto SQ-NC-167), respectivamente; (c) e (e) Kinzigito migmatítico intensamente deformado (Pontos SJ-JANC-83 e SQ-NC-218, respectivamente).

Fonte: A autora, 2018.

A análise petrográfica em lâmina delgada mostrou tratar-se de um litotipo de granulação fina a média, inequigranular com textura granolepidoblástica. A composição modal mostrou a seguinte relação: quartzo (30-25%), cordierita (25-10%), biotita (30-20%), plagioclásio (25-15%), feldspato potássico (5-10%), sillimanita (1-3%), granada (5-7%) e acessórios (1%). Como minerais secundários têm-se clorita (7%) e muscovita (2-5%) (Figura 12 a).

O quartzo aparece como cristais xenoblásticos com granulação fina a média formando arranjo granoblástico. A geometria entre os grãos em geral é interlobada e por vezes poligonizada. Em alguns casos apresenta extinção ondulante e subgrãos.

A cordierita ocorre como cristais xenoblásticos de granulação fina a média, apresentando ou não macla polissintética (Figura 12 b). Alguns cristais estão intensamente fraturados e com bordas amarelas de alteração, resultantes do processo de pinitização (Figura 12 c). Além disso, novos cristais de biotita cresceram de forma aleatória a partir da cordierita (textura decussada), preservando seu hábito original (Figura 12 d). Tal fato marca possivelmente a fase retrógrada do metamorfismo, ausente de deformação, evidenciado pela biotita indeformada. Destaca-se também a presença de cristais de biotita inclusos na cordierita (Figura 12 c).

A biotita ocorre como palhetas finas bem orientadas, mostrando pleocroísmo de amarelo a marrom-avermelhado vivo (biotita titanífera) com inclusões de zircão. A orientação desses cristais marca a foliação do gnaiss kinzigítico, conferindo uma textura lepidoblástica. Alguns cristais possuem alteração para clorita.

O plagioclásio apresenta-se com geminação segundo a Lei da Albita, exibindo cristais com granulação fina a média, hipidioblásticos a xenoblásticos, formando por vezes agregados poligonais, sugerindo cristalização estática. Encontra-se sericitizado e saussuritizado com a formação de sericita (muscovita), calcita e epidoto, além de mimerquita. O tipo de plagioclásio identificado na amostra SQ-JANC-20 foi andesina, com alguns valores próximos ao da labradorita. (Figura 12 f).

Presença de cristais xenoblásticos de feldspato potássico (microclina) de granulação média e com a presença de pertita.

A granada ocorre como porfiroblastos xenoblásticos, fraturados, com 0,6 a 2 mm de tamanho e textura poiquiloblástica com inclusões de biotita, quartzo e cordierita (figura 12 e). Encontra-se envolta pela foliação e por vezes sobrecrecida sobre a mesma (Figura 12 g). Destaca-se a presença de simplectitos de cordierita nas bordas dos cristais de granada (Figura 12 h).

A sillimanita aparece como agregados (fibrolita) esparsos na rocha, muitas vezes alterando-se para muscovita. Dentre os minerais acessórios incluem-se rutilo, zircão, apatita e opacos. Com relação os minerais opacos tem-se ilmenita, magnetita e goethita (secundário).

Figura 12 – Fotomicrografias do gnaíse kinzigítico (continua)

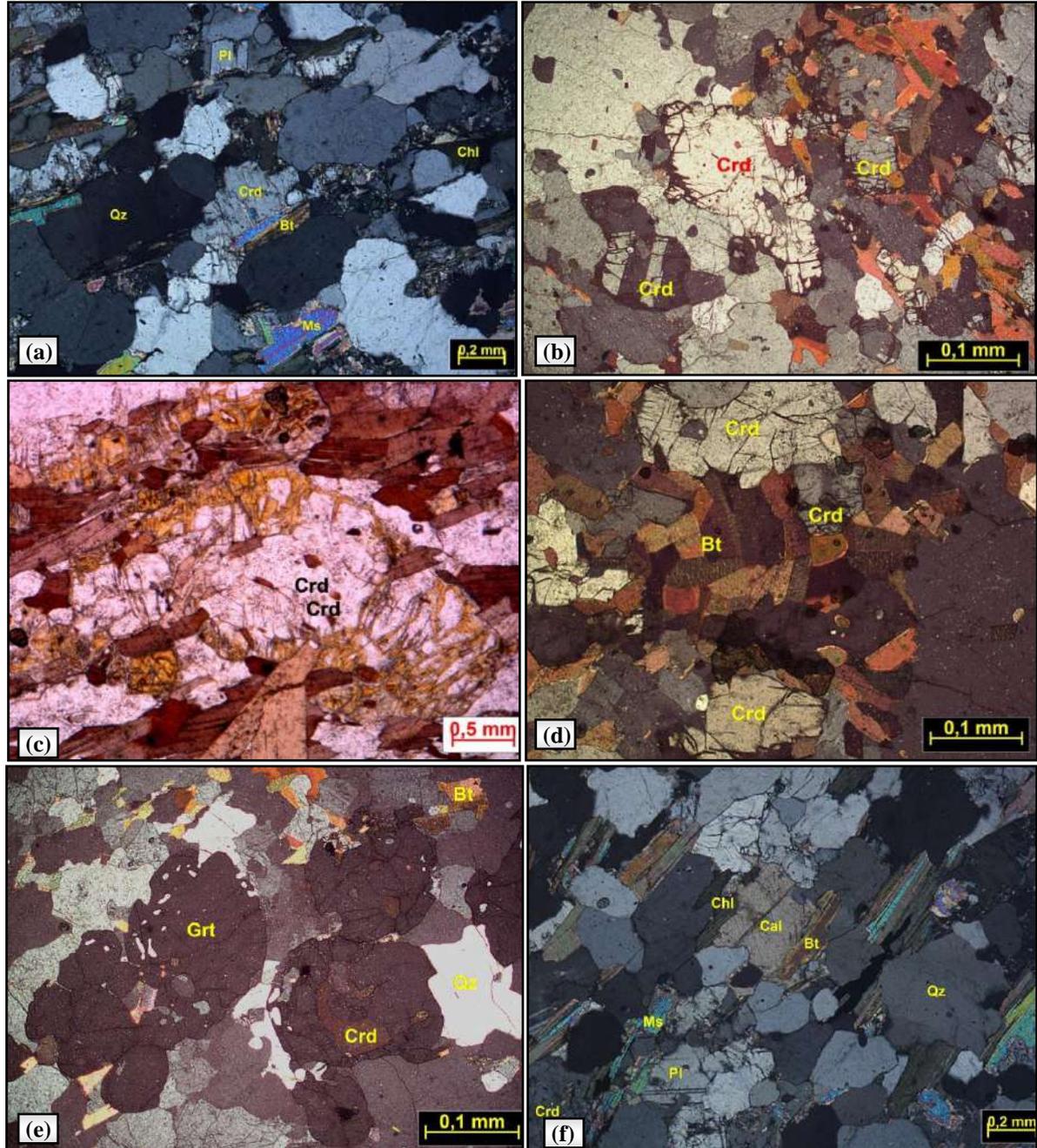
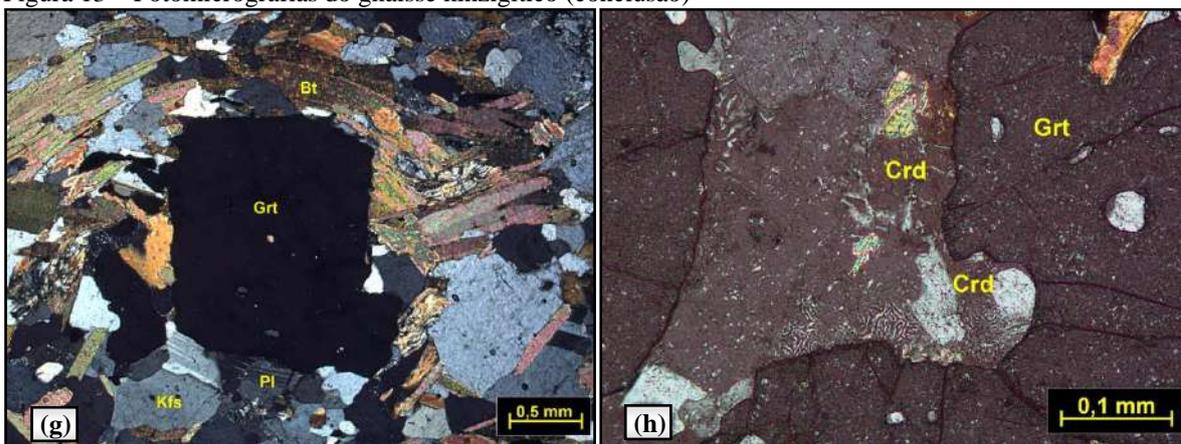


Figura 13 – Fotomicrografias do gnaiss kinzigítico (conclusão)



Legenda: (a) Fotomicrografia de gnaiss kinzigítico composto por quartzo (Qz), cordierita (Crd), biotita (Bt), plagioclásio (Pl), muscovita (Ms) e clorita (Chl) (nicóis cruzados, Ponto SQ-AG-MM-53); (b) Destaque para cristais cordierita (Crd) com geminação polissintética (nicóis cruzados, Ponto SJ-JANC-83); (c) Pinitização nas bordas dos grãos de cordierita (nicóis paralelos, Ponto SJ-JANC-83); (d) Alteração da cordierita para biotita (nicóis cruzados, Ponto SJ-JANC-83); (e) Inclusões de cordierita em porfiroblastos de granada (nicóis cruzados, Ponto SJ-JANC-83); (f) Presença de cristais de muscovita (Ms) e calcita (Cal) resultantes do processo de sericitização e saussuritização (nicóis cruzados, Ponto SQ-AGMM-53); (g) Destaque para porfiroblasto de granada (Grt) envolto pela biotita (nicóis cruzados, Ponto SQ-JANC-20); (h) Simplectitos de cordierita nas bordas dos cristais de granada.

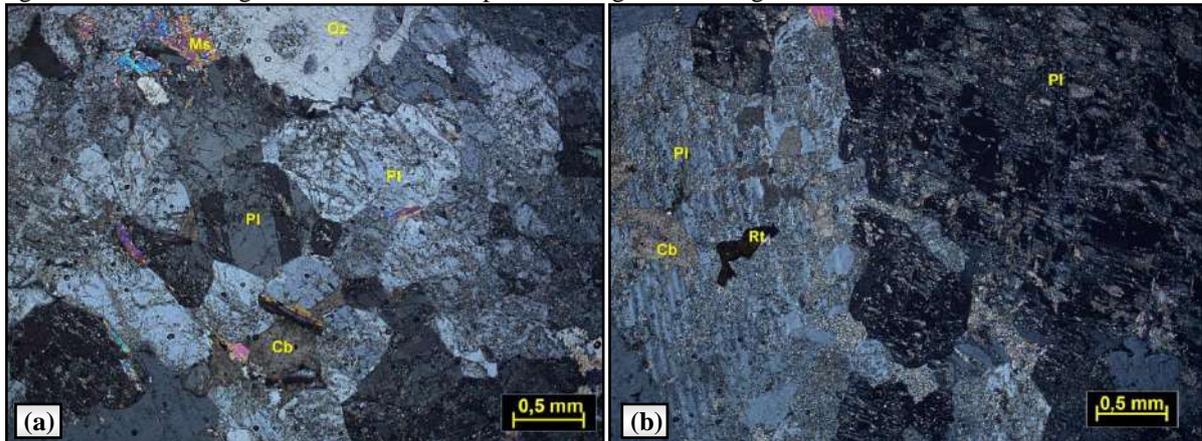
Fonte: A autora, 2018.

A amostra de leucossoma referente ao gnaiss kinzigítico dispõe de uma textura granoblástica, granulação grossa com grãos inequigranulares constituídos por plagioclásio (50%), quartzo (35%), k-feldspato (10%) e em menor quantidade granada, muscovita, biotita e clorita.

O mineral predominante é o plagioclásio, na forma de grãos xenoblásticos, em aglomerados com contato poligonal e por vezes contendo maclas polissintéticas deformadas. Sofreu um processo intenso de saussuritização, chegando a formar cristais de calcita e epidoto, além de sericitização com o desenvolvimento de muscovita (Figura 13 a). Identificou-se labradorita como plagioclásio predominante.

O quartzo aparece como grandes cristais xenoblásticos, exibindo feições deformacionais como extinção ondulante, subgrãos e fitas alongadas. Os cristais de biotita são raros, dispondo-se na forma de palhetas, alterando-se para clorita e muscovita. Como acessórios tem-se rutilo, epidoto e zircão (Figura 13 b).

Figura 14 – Fotomicrografias de leucossoma presente no gnaiss kinzigítico.



Legenda: (a) Porção leucocrática do gnaiss kinzigítico composta predominantemente por quartzo (Qz) e plagioclásio (Pl), além de muscovita (Ms) e carbonato (Cb) como produtos de alteração (nicóis cruzados, Ponto SQ-JANC-20); (b) Presença de cristal de rutilo (Rt) e fenocristais de plagioclásio (Pl) intensamente alterados (nicóis cruzados, Ponto-SQ-JANC-20).

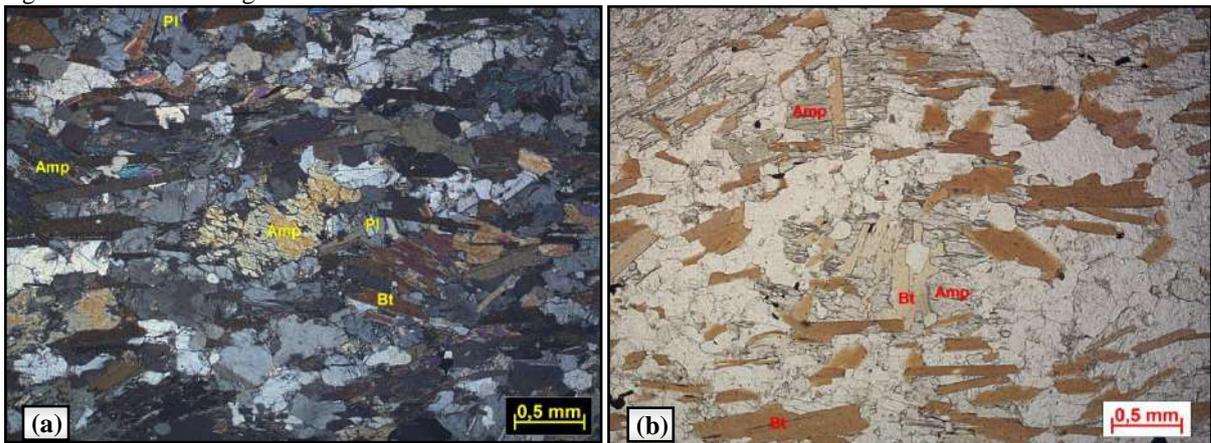
Fonte: A autora, 2018.

Camadas de anfibolito com espessuras centimétricas ocorrem intercaladas no gnaiss kinzigítico. A análise modal mostrou a seguinte composição aproximada: anfibólio (35%), biotita (30%), plagioclásio (24%), quartzo (10%) e acessórios como apatita, zircão e opacos (1%). Trata-se de uma rocha composta predominantemente por cristais de anfibólio e biotita, com granulação fina a média, inequigranular e textura lepidonematoblástica, em função da forte orientação dos cristais de anfibólio e biotita (Figura 14 a).

Os cristais de anfibólio (hornblenda) são xenoblásticos a hipidioblásticos com tamanhos entre 0,4 e 0,8 mm, e estão estirados seguindo uma orientação principal conforme os cristais de biotita. Os cristais de biotita encontram-se substituindo os cristais de anfibólio e até mesmo como inclusões nos mesmos. Tais inclusões de biotita possuem uma orientação distinta da principal (Figura 14 b).

O plagioclásio ocorre como grãos xenoblásticos a hipidioblásticos com arranjo interlobado entre os grãos. O tipo de plagioclásio identificado foi andesina, com alguns valores na faixa da labradorita. Apresenta mimerquita, além de sericita como resultado do processo de alteração. Identificou-se a presença de carbonato na amostra.

Figura 15 – Fotomicrografias de ortoanfibolito.



Legenda: (a) Anfibolito composto predominantemente por anfibólio (Amp), biotita (Bt) e plagioclásio (Pl) (nicóis cruzados, Ponto SQ-JANC-20); (b) Textura lepidonematoblástica dada pela orientação dos cristais de biotita (Bt) e anfibólio (Amp). Destaque para inclusões de biotita nos cristais de anfibólio (nicóis paralelos, Ponto SQ-JANC-20).

Fonte: A autora, 2018.

4.1.2.2 Sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital

O sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital representa a porção superior da sequência metassedimentar. Sua área de abrangência vai desde a cidade de Maricá até as proximidades da cidade de Saquarema, no contato com as rochas do Complexo Região dos Lagos. Essa unidade desenvolve, em geral, um relevo mais arrasado com exposição de rocha extremamente alterada. Exceções são as serras de Jaconé, Mato Grosso e do Palmital que representam as feições de relevo mais proeminentes, como pode ser visualizado no Mapa de Pontos e no Mapa Geológico (Apêndices A e B respectivamente).

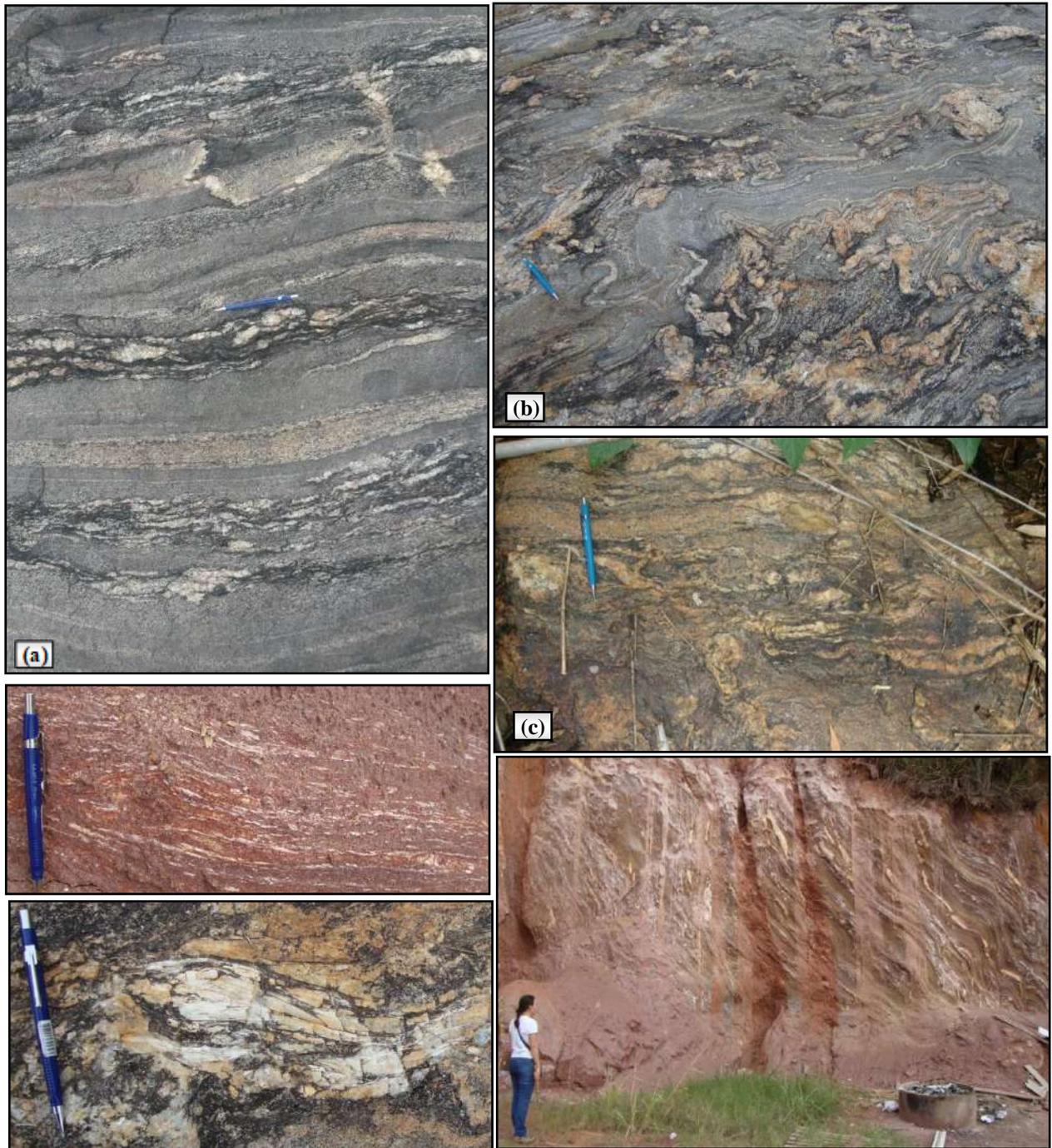
É representado por um (granada)-sillimanita-biotita gnaiss de cor cinza, granulação fina a média, predominantemente bandado, mas com níveis mais homogêneos. As porções bandadas refletem uma alternância de camadas de diferentes composições, enquanto os níveis homogêneos possuem um aspecto maciço, relacionado possivelmente a uma composição mais uniforme do material sedimentar. Ambos são constituídos por sillimanita, biotita, muscovita, feldspato e quartzo, e por vezes granada, sendo comum a presença de níveis de leucossoma provenientes de anatexia, em geral paralelos ao acamamento sedimentar e à foliação. A seguir é descrito o sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital bandado e homogêneo.

O sillimanita-biotita gnaiss bandado possui um acamamento composicional bastante evidente, caracterizado pela alternância entre níveis pelíticos e níveis quartzo-feldspáticos,

cujos contatos são nítidos e espessuras aproximadamente constantes (Figura 15 a). Diferente do gnaiss kinzigítico, este possui pouca ou nenhuma granada em sua composição. Nas regiões onde faz contato com as rochas do Complexo Região dos Lagos, como na Serra do Palmital e em Ponta Negra, é comum a presença de feições de migmatização (Figura 15 b, c). Ressalta-se a presença constante de sillimanita nesse litotipo, em especial a sillimanita fibrolítica, que por vezes ocorre como aglomerados de espessura centimétrica (Figura 15 d).

Em algumas regiões está extremamente alterado, com alternância de camadas de cor ocre e níveis esbranquiçados constituídos por feldspato alterado (caulin) e quartzo. Apesar do elevado grau de alteração da rocha, ainda é possível identificar o bandamento composicional, além de níveis abundantes em sillimanita (Figura 15 e, f).

Figura 16 – Principais características do sillimanita-biotita gnaiss bandado.



Legenda: a) Sillimanita-biotita gnaiss bandado com alternância de camadas de diferentes composições, marcando uma estratificação sedimentar pretérita (SQ-NCMR-52); (b) Veios e bolsões quartzofeldspáticos resultantes de migmatização em Ponta Negra (Ponto TD-SQ-01); (c) Estruturas migmatíticas na Serra do Palmital (Ponto SQ-NC- 123B); (d) Níveis abundantes em sillimanita fibrolítica (Ponto TD-SQ-01); (e) Sillimanita-biotita gnaiss extremamente alterado, rico em sillimanita (Ponto SQ-NCMR-36); (f) Afloramento de sillimanita-biotita gnaiss extremamente alterado (Ponto SQ-NCMR-36).

Fonte: A autora, 2018.

Com relação aos aspectos petrográficos esse litotipo apresenta em geral uma granulação fina a grossa, grãos inequigranulares e textura granolepidoblástica. Identificou-se a seguinte composição modal: quartzo (35-25%), biotita (35-25%), plagioclásio (5-25%), feldspato potássico (10-22%), sillimanita (1-15%) e acessórios como granada, apatita, opacos e zircão que perfazem em torno de 1% do total. Como mineral secundário têm-se a presença de muscovita (15-4%)

O quartzo ocorre como grãos xenoblásticos, apresenta geometria entre os grãos do tipo interlobada ou poligonal, por vezes encontra-se estirado paralelamente à foliação marcada pela biotita, além de possuir extinção ondulante (Figura 16 a).

A biotita exibe palhetas finas, bem orientadas, com pleocroísmo de amarelo a marrom avermelhado, granulação fina a grossa e possui inclusões de zircão e apatita (Figura 16 b).

O plagioclásio aparece como grãos xenoblásticos a hipidioblásticos, granulação fina a grossa, exibindo maclas segundo a Lei da Albita. Os grãos xenoblásticos possuem em geral contato interlobado. O plagioclásio é a andesina, apresenta alteração sericítica nas bordas e em alguns casos possui zonamento (Figura 16 c).

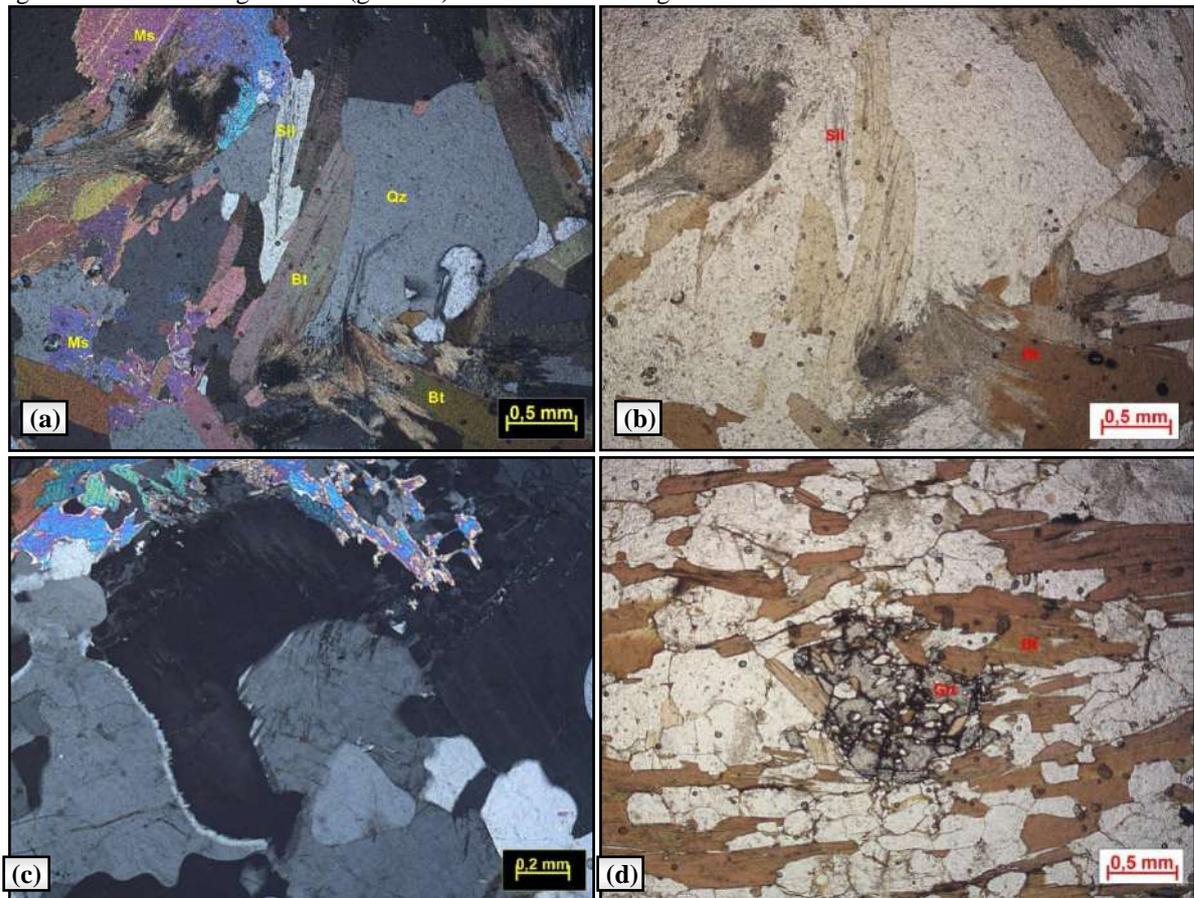
O feldspato potássico apresenta localmente macla típica do ortoclásio (Carlsbad), mas em geral não está maclado ou apresenta maclas típicas da microclina. Os cristais são em geral xenoblásticos, cuja geometria entre os grãos é do tipo interlobada ou poligonal, estão levemente sericitizados e em alguns casos, possui inclusões de quartzo.

A sillimanita ocorre como cristais aciculares e fibrosos, dispondo-se como aglomerados ou orientados segundo a foliação principal. Em alguns casos a sillimanita (fibrolita) está intercrescida com cristais de biotita (Figura 16 a, b).

Os cristais de granada, quando presentes, aparecem como porfiroblastos com textura poiquiloblástica, com inclusões de biotita e quartzo, dispostos sobre a foliação dada pela biotita (Figura 16 d).

A muscovita está na forma de palhetas xenoblásticas a hipidioblásticas, dispostas segundo a orientação principal da foliação e também discordante da mesma. Alguns minerais alteram-se para muscovita, tal como a sillimanita, biotita e plagioclásio. Está provavelmente associada ao metamorfismo regressivo (Figura 16 a).

Figura 17 – Fotomicrografias de (granada)-sillimanita-biotita gnaiss bandado.

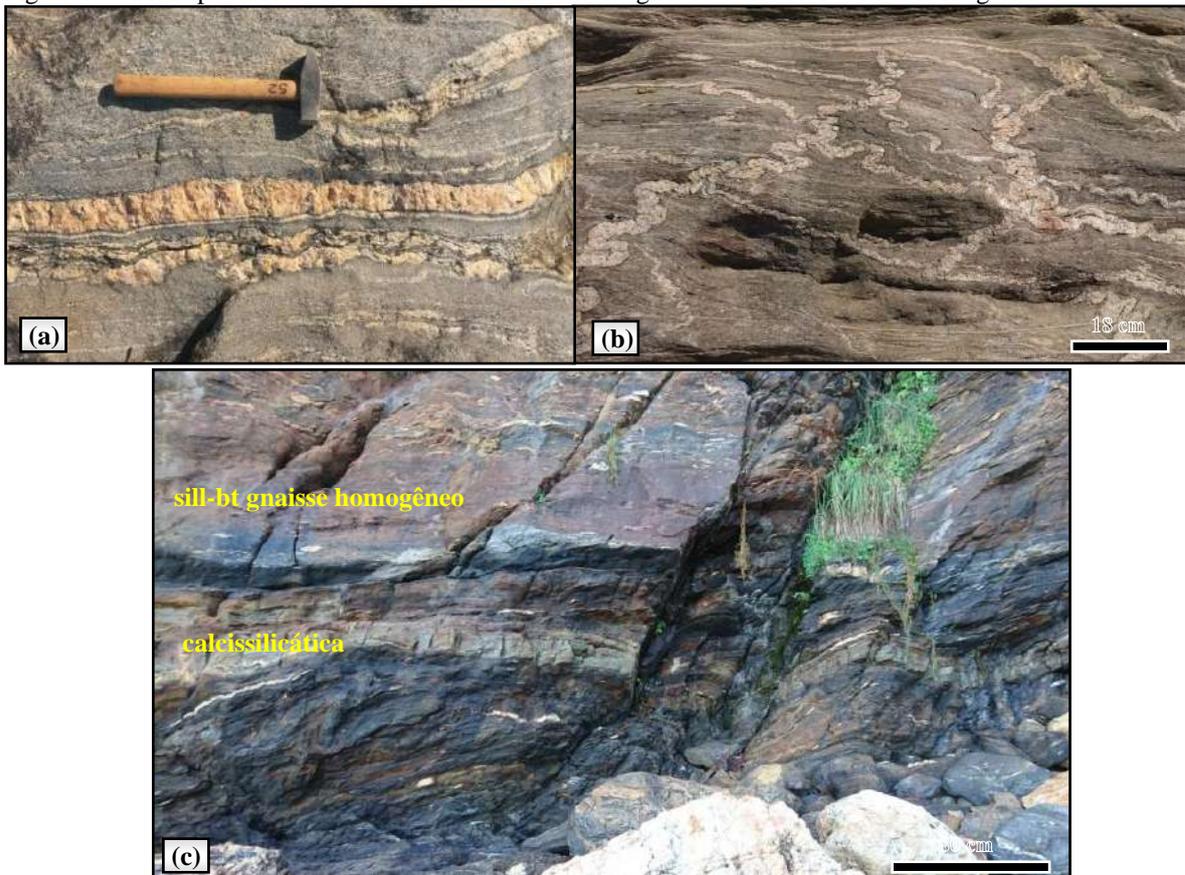


Legenda: (a) Gnaiss composto por sillimanita (Sil), quartzo (Qz), biotita (Bt), muscovita (Ms) e feldspato potássico (nicóis cruzados, Ponto SQ-NCMR-51); (b) Detalhe para intercrescimento de cristais de sillimanita (Sil) fibrolita a partir de cristais de biotita (Bt) (nicóis paralelos, Ponto SQ-NCMR-50); (c) Zonação em cristais de feldspato com núcleo de feldspato potássico e bordas de plagioclásio (nicóis cruzados, Ponto SQ-JANC-21). (d) Detalhe de porfiroblasto de granada (Grt) poiquiloblástica com inclusões de biotita (Bt) (nicóis paralelos, Ponto SQ-JANC-08).

Fonte: A autora, 2018.

O gnaiss Serra do Palmital apresenta algumas porções mais homogêneas intercaladas no gnaiss bandado descrito anteriormente. As porções homogêneas são compostas por sillimanita-biotita gnaiss de granulação fina a grossa, de cor cinza (Figura 17 a). Na região de Ponta Negra, próximo ao contato com as rochas do Complexo Região dos Lagos, este litotipo apresenta camada contínua de rocha calcissilicática de cor verde, com 30 cm de espessura aproximadamente (Figuras 17 c). Além disso, estrutura migmatítica do tipo ptigmática (Figura 17 b) e textura milonítica também estão presentes (Figura 17 c).

Figura 18 – Principais características do sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital homogêneo.



Legenda: (a) Sillimanita-biotita gnaiss homogêneo, mesocrático com leucossomas resultantes de fusão parcial (Ponto SQ-NCMR-48); (b) Estruturas migmatíticas do tipo pitgmáticas (Ponto SQ-NCMR-48); (c) Sillimanita-biotita gnaiss homogêneo apresentando foliação milonítica e camada contínua de rocha calcissilicática (Ponto TD-SQ-06).

Fonte: A autora, 2018.

Esse litotipo apresenta granulação fina a grossa, grãos aproximadamente equigranulares e textura granolepidoblástica. Em termos composicionais assemelha-se ao anterior, apresentando aproximadamente a seguinte relação modal: quartzo (34%), feldspato potássico (30%), biotita (24%), plagioclásio (7%), sillimanita (1%) e acessórios (1%). Muscovita secundária ocorre com 3%.

O quartzo ocorre como grãos xenoblásticos, cuja geometria varia de poligonal a interlobada e a granulação fina a grossa. Alguns cristais mostram extinção ondulante.

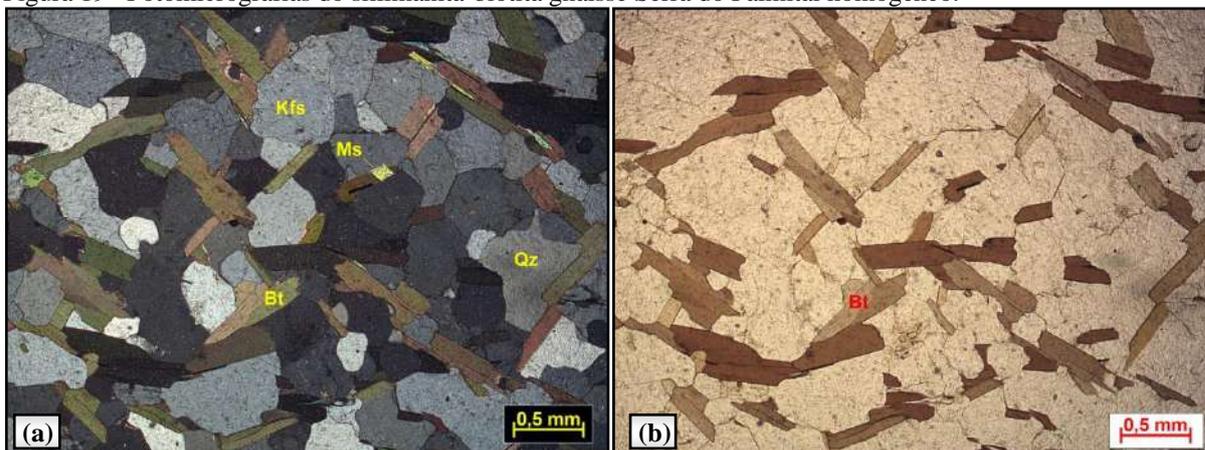
O feldspato potássico aparece como grãos xenoblásticos, a granulação varia de fina a média e em geral a geometria dos grãos é do tipo interlobada. Não apresenta geminação e alguns cristais encontram-se sericitizados (Figura 18 a).

A biotita ocorre sob a forma de palhetas finas, mostrando pleocroísmo de amarelo a marrom avermelhado. Alguns cristais possuem orientação dispersa, no entanto a maioria orienta-se segundo a foliação principal (Figura 18 b).

O plagioclásio é raro, apresentando maclas segundo a Lei da Albita, em grãos xenoblásticos e com granulação fina.

A muscovita ocorre como produto de alteração da biotita e do feldspato potássico. A mineralogia acessória é composta por sillimanita, zircão, apatita e opacos.

Figura 19– Fotomicrografias do sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital homogêneo.



Legenda: (a) Sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital homogêneo composto por quartzo (Qz), feldspato potássico (Kfs), biotita e muscovita (Ms) (nicóis cruzados, Ponto SQ-NCMR-48); (b) Destaque para os cristais de biotita (Bt) orientados formando uma dobra, além de outros sem orientação preferencial (nicóis paralelos, Ponto SQ-NCMR-48).

Fonte: A autora, 2018.

Com relação à rocha calcissilicática, petrograficamente apresenta textura granonematoblástica, inequigranular com granulação fina a média. A seguinte composição modal foi identificada nesse litotipo: diopsídio (25%), plagioclásio (20%), calcita (15%), escapolita (10%) e titanita (5%). Epidoto (15%) e clorita (10%) são minerais secundários.

O diopsídio é o mineral predominante, ocorre como grãos hipidioblásticos a xenoblásticos em contatos retos e irregulares entre si e com outros cristais. Confere à rocha uma textura nematoblástica em função de uma orientação preferencial dos grãos (Figura 19 a).

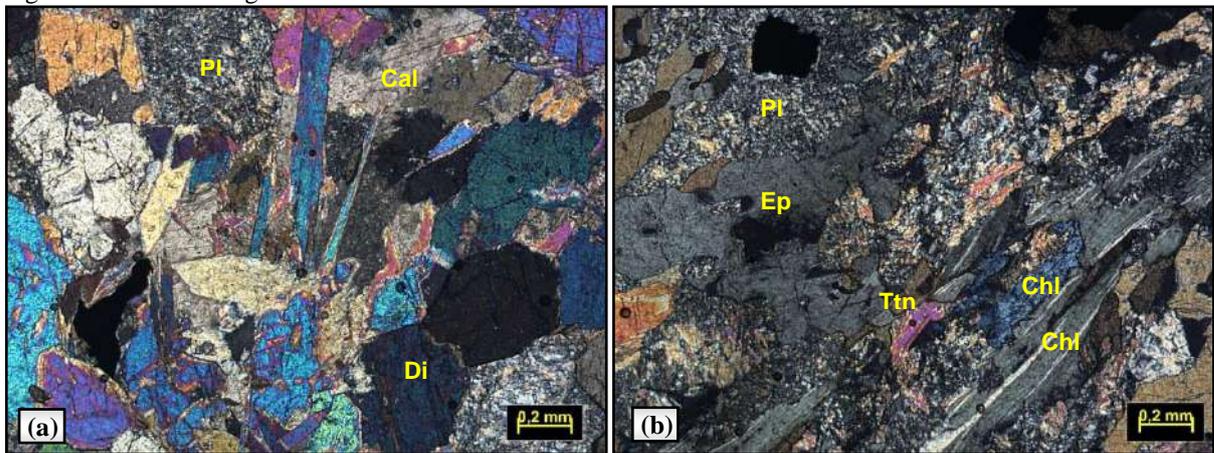
O plagioclásio e a calcita compõem a matriz da rocha. O plagioclásio está sob a forma de grãos xenoblásticos a hipidioblásticos, extremamente alterados (sericitizados) e a calcita está em geral na forma de grãos hipidioblásticos (Figura 19 a).

O epidoto ocorre como agregado de cristais xenoblásticos em contato irregular com outros grãos. A escapolita aparece na forma de grãos xenoblásticos, em geral com granulação média e bordas irregulares.

A clorita sob nicóis paralelos é incolor e dispõe-se como palhetas finas orientadas segundo uma orientação principal, alguns grãos apresentam cor de interferência anômala,

conhecida como “azul de Berlim” (Figura 19 b). Os cristais de titanita estão dispersos na amostra, na forma de grãos hipidioblásticos a xenoblásticos, com granulação fina.

Figura 19 – Fotomicrografias de rocha calcissilicática.



Legenda: (a) Rocha calcissilicática composta por diopsídio (Di), plagioclásio (Pl), calcita (Cal) e escapolita (Ep) (nicóis cruzados, Ponto TD-SQ-06); (b) Destaque para cristal de clorita (Chl) com cor de interferência anômala “azul de Berlim”, além de cristais de escapolita (Ep) e plagioclásio (Pl) intensamente sericitizados (nicóis cruzados, Ponto TD-SQ-06).

Fonte: A autora, 2018.

4.1.3 Granitoides sin-colisionais – Terreno Oriental

4.1.3.1 Complexo Tinguí

O Complexo Tinguí ocorre ao longo de toda porção oeste da área, em contato com o gnaiss kinzigítico. É composto predominantemente por (horblenda)-biotita gnaiss homogêneo, mesocrático, de granulação fina a média, e localmente com intercalações de anfíbolito. Apresenta delgadas camadas quartzo-feldspáticas paralelas à foliação, além de uma série de diques e veios discordantes da mesma (Figura 20 a). Em determinados locais, como na Serra do Tinguí, apresenta-se mais heterogêneo, dispondo de uma granulação mais grossa, além de diversos diques de rocha granítica com enclaves de outros litotipos (Figura 20 b).

Registrou-se contato das rochas do Complexo Tinguí com o gnaiss kinzigítico, onde se observa uma xistosidade bem desenvolvida em ambos litotipos, paralela ao contato, conforme Figura 20 (c).

Figura 20 – Principais características das rochas que compõem o Complexo Tinguí.



Legenda: (a) Afloramento de (hornblenda)-biotita gnaiss do Complexo Tinguí com intercalações de anfibolito (Ponto SQ-NC-217); (b) Presença de diques de rocha granítica a granodiorítica com enclaves centimétricos, cortando as rochas do Complexo Tinguí (Ponto SQ-JANC-19); (c) Contato entre ortognaisse Tinguí e gnaiss kinzigítico. (Ponto SQ-NC-144).

Fonte: A autora, 2018.

De acordo com a análise petrográfica esse litotipo apresenta textura granolepidoblástica, granulação fina a média, inequigranular, cujo contato entre os grãos é predominantemente do tipo poligonal. Apresenta a seguinte composição modal: biotita (35%), plagioclásio (25%), feldspato potássico (7%), quartzo (14%), titanita (12%), opacos (4%), apatita, allanita e anfibólio perfazem 3% do total.

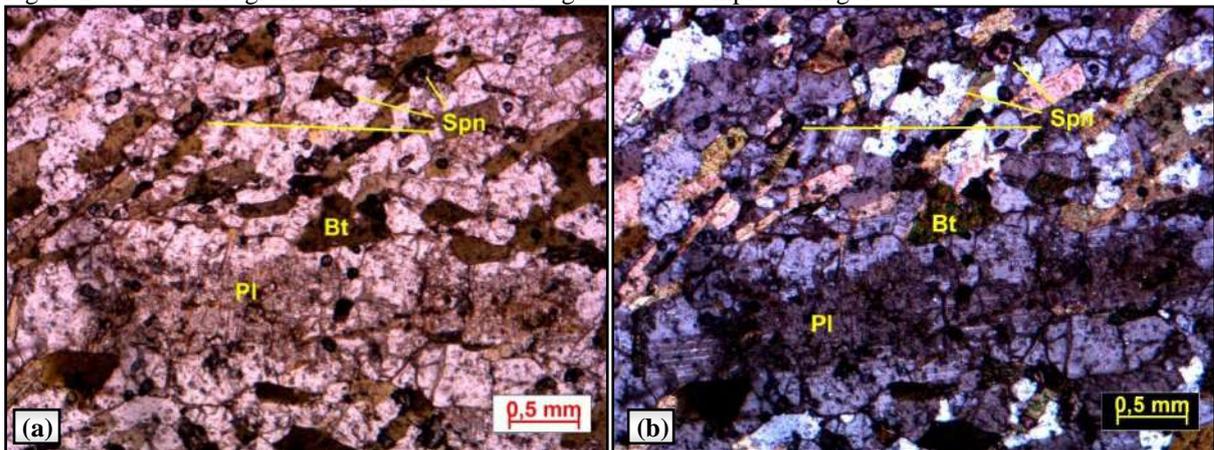
Os cristais de biotita são predominantes na amostra, em geral hipidioblásticos e na forma de palhetas orientadas segundo uma direção principal. Apresenta cor verde e granulação fina a média.

Os cristais de feldspato representam uma quantidade significativa, com predomínio de plagioclásio em relação ao feldspato potássico. O plagioclásio ocorre na forma de cristais xenoblásticos a hipidioblásticos, por vezes como fenocristais. Estão em geral intensamente

fraturados e levemente sericitizados. O plagioclásio identificado foi a andesina (Figura 21 a, b).

O quartzo possui granulação fina a média, cujos contatos predominantes são do tipo poligonal. A titanita ocorre sob a forma de grãos irregulares e xenoblásticos.

Figura 20 – Fotomicrografias de hornblenda-biotita gnaissse do Complexo Tinguí.



Legenda: (a) e (b) Hornblenda-biotita gnaissse do Complexo Tinguí. Destaque para fenocristal de plagioclásio (Pl), além dos cristais de biotita (Bt) e titanita (Spn) (nicóis paralelos e cruzados respectivamente, Ponto SQ-JANC-72).

Fonte: A autora, 2018.

4.1.3.2 Leucognaisse Boa Esperança

O Leucognaisse Boa Esperança foi primeiramente descrito na presente dissertação por apresentar características particulares, distintas do que se havia descrito anteriormente na área (Granito Cassorotiba).

Aflora na região da cidade de Boa Esperança e constitui parte da Serra da Pedra Branca (Figura 22 a), distribuindo-se como corpos extensos e irregulares em meio ao gnaissse kinzigítico. Apresenta granulação média a grossa, textura granolepidoblástica, composto essencialmente por feldspato, quartzo, biotita e granada. Destaca-se a presença de porfiroblastos de feldspato e aglomerados centimétricos de granada (Figura 22 b). É comum a presença de enclaves centimétricos de rocha bandada, além de estruturas características de processos de migmatização (Figura 22 c). O contato entre o Leucognaisse Boa Esperança e o gnaissse kinzigítico é gradacional, indicando possivelmente que essas rochas se relacionam pelo processo de migmatização, isto é, o Leucognaisse Boa Esperança seria o produto da fusão parcial do gnaissse kinzigítico (Figuras 22 a, b, d, e).

Figura 21 – Principais características do Leucognaisse Boa Esperança.



Legenda: (a) Afloramento de Leucognaisse Boa Esperança em contato com gnaiss kinzigítico, Serra da Pedra Branca (Ponto SQ-NC-177); (b) Leucognaisse Boa Esperança de granulação grossa com fenocristais de feldspato e aglomerados centimétricos de granada (Ponto SQ-NC-176); (c) Estruturas migmatíticas (Ponto SQ-NC-173); (d) e (e) Contato gradacional entre gnaiss kinzigítico e Leucognaisse Boa Esperança (Pontos SQ-NC-175 e AA-NC-234, respectivamente).

Fonte: A autora, 2018.

4.1.3.3 Leucognaisse Maricá

O Leucognaisse Maricá ocorre na porção sudoeste da área, nas proximidades da cidade de Maricá. Trata-se de uma rocha leucocrática, foliada, inequigranular, de granulação média a grossa e com textura granoblástica. É composta por quartzo, feldspato e biotita, com a presença de porfiroblastos de feldspato.

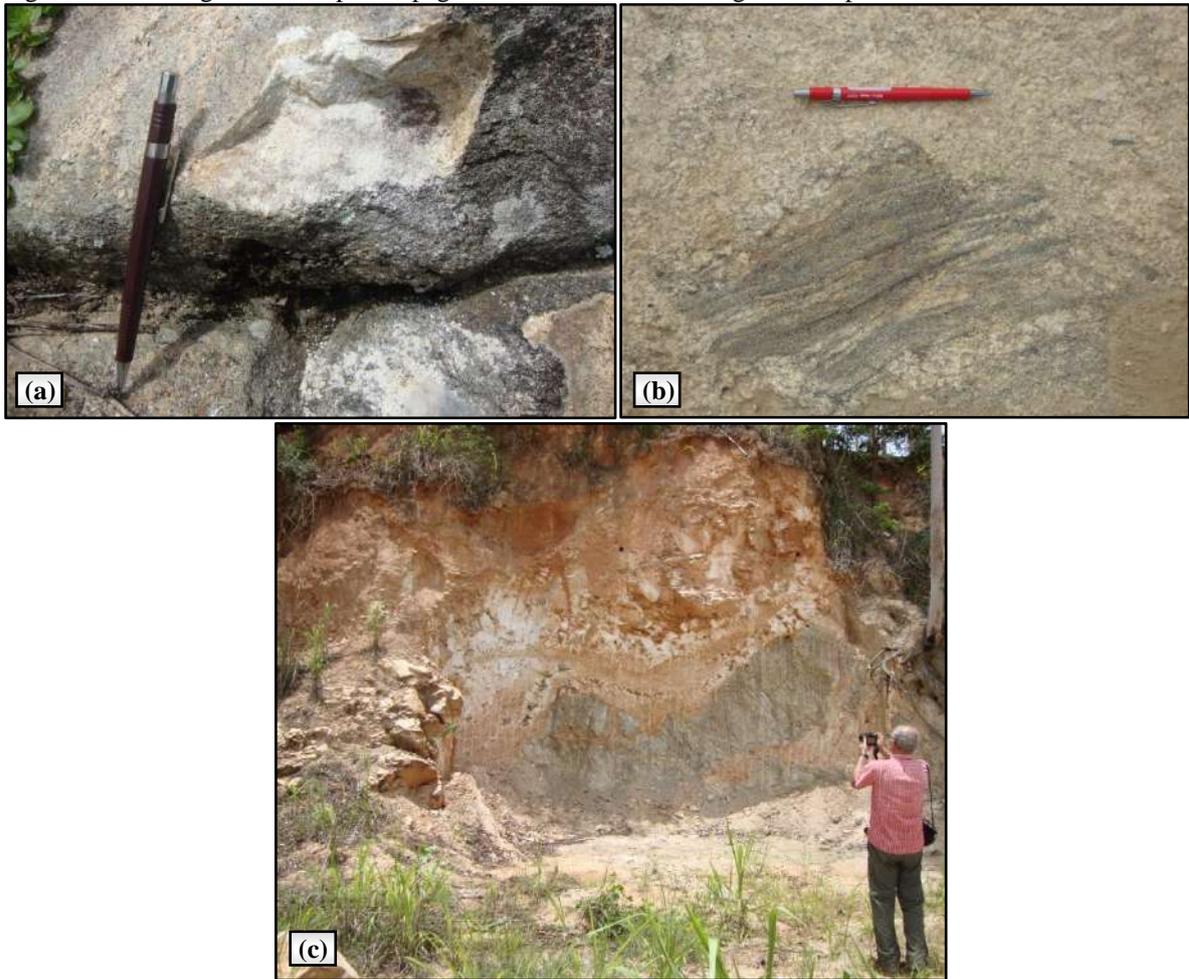
4.1.4 Granitoides pós-colisionais – Terreno Oriental

4.1.4.1 Granito Caju e Pegmatitos

O Granito Caju constitui um corpo granítico indeformado, leucocrático com granulação média a grossa e textura granoblástica. Representa um corpo ígneo alongado, na forma de *sill*, intrudido no gnaisse kinzigítico, como pode ser visualizado no Mapa Geológico (Apêndice B). É comum a presença de corpos de leucogranitos intrudidos nas rochas do Complexo Tinguí e também nas rochas metassedimentares, destacando-se a presença de enclaves de gnaisse nestes corpos (Figuras 23 a, b).

Diques de pegmatito ocorrem em toda a área, apresentando dimensões métricas a decamétricas, composição quartzo-feldspática com presença de mica (biotita e muscovita), magnetita e turmalina (Figura 23 c).

Figura 22 – Leucogranito e corpos de pegmatito relacionados ao magmatismo pós-colisional.



Legenda: (a) Leucogranito indeformado e (b) Enclave possivelmente de paragneisse em leucogranito (Ponto SQ-JANC-85); (c) Corpo de pegmatito (Ponto SQ-JANC-88).

Fonte: A autora, 2018.

4.1.5 Diques de diabásio e rochas alcalinas

Diques de diabásio cortam todas as unidades descritas, apresentam direção preferencial NE-SW e espessuras centimétricas a métricas. Em alguns locais é possível observar uma variação textural e granulométrica, característica das bordas e centro dos corpos. Destacam-se os diques de Ponta Negra e Saquarema, além do dique do Morros dos Pregos. Com relação às rochas alcalinas, na região de Jaconé ocorre um dique de proporções métricas desse litotipo. Possuem cor esverdeada e textura afanítica.

4.2 Metamorfismo

Nesta seção serão abordados aspectos sobre o metamorfismo, por meio do estudo das associações minerais presentes, a fim de se identificar quais paragêneses estariam relacionadas aos eventos metamórficos já descritos na literatura. Além disso, avaliar também qual fácies metamórfica estas unidades estariam relacionadas.

Dentro das características petrográficas e associações minerais descritas anteriormente para o gnaiss kinzigítico e para o sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital, sabe-se que tais litotipos originaram-se a partir de protólitos sedimentares, cujas variações composicionais refletem proporções diversas de material pelítico (aluminoso), arenoso e subordinadamente carbonático. Em função do metamorfismo e da deformação que foram submetidas, essas rochas sedimentares foram transformadas em gnaisses quartzo-feldspáticos de granulação grossa, com o desenvolvimento de minerais índices, tais como granada, sillimanita e cordierita.

Conforme apresentado na Seção 4.1.2.1 a assembleia mineral identificada no gnaiss kinzigítico é composta por biotita + quartzo + cordierita + plagioclásio + K-feldspato + granada ± sillimanita. Tal associação mineral pode resultar das seguintes reações contínuas, conforme Yardley, 1989:



As reações (1) e (2) levam à fusão composições ricas em Mg e Fe em virtude da desidratação e quebra da biotita, mas a fusão somente ocorre quando é atingida a temperatura da seguinte reação descontínua:

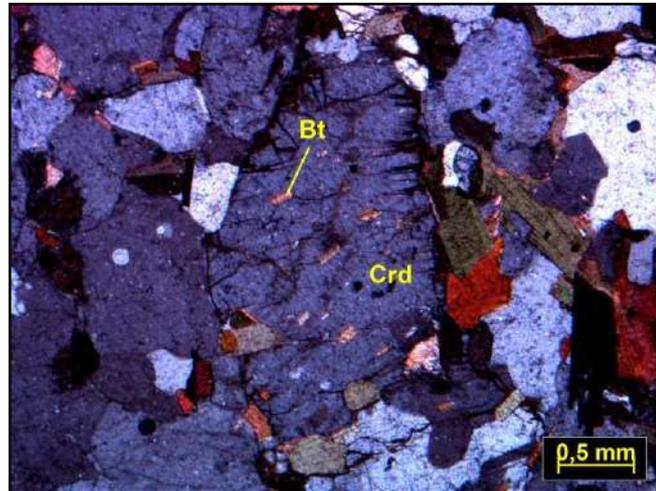


A associação granada + cordierita + K-feldspato é típica de migmatitos pelíticos de alto grau, sendo considerada como o início da fácies granulito (YARDLEY, 1989). De acordo com trabalho detalhado de Kühn et al. (2004), realizado no gnaiss kinzigítico da cidade do Rio de Janeiro, tal paragênese mineral está associada às condições de pico metamórfico durante o evento metamórfico M2, definido por Heilbron E Machado (2003).

A partir da interpretação das microestruturas presentes, também foi possível identificar alguns minerais possivelmente associados ao metamorfismo M1, definido por Heilbron E Machado (2003). Tal evento metamórfico ficou registrado na forma de inclusões, constituídas

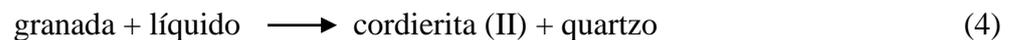
por biotita + quartzo. Na Figura 24 (a) a seguir, é possível identificar cristais de biotita orientados, inclusos em grão de cordierita.

Figura 23– Fotomicrografia de gnaiss kinzigítico e paragênese mineral associada.

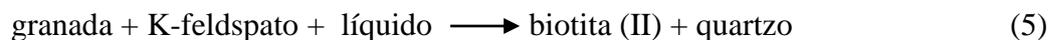


Legenda: Inclusões de cristais de biotita orientados em grão de cordierita (nicóis cruzados, Ponto SJ-JANC-83);
Fonte: A autora, 2018.

Kühn et al. (2004) também sugerem algumas reações relacionadas ao evento metamórfico M3, cujas paragêneses minerais também foram verificadas em lâminas delgadas do gnaiss kinzigítico. Identificou-se a presença de simplectitos de cordierita nas bordas de cristais de granada (Figura 25 a), resultantes da seguinte reação proposta pelos autores:



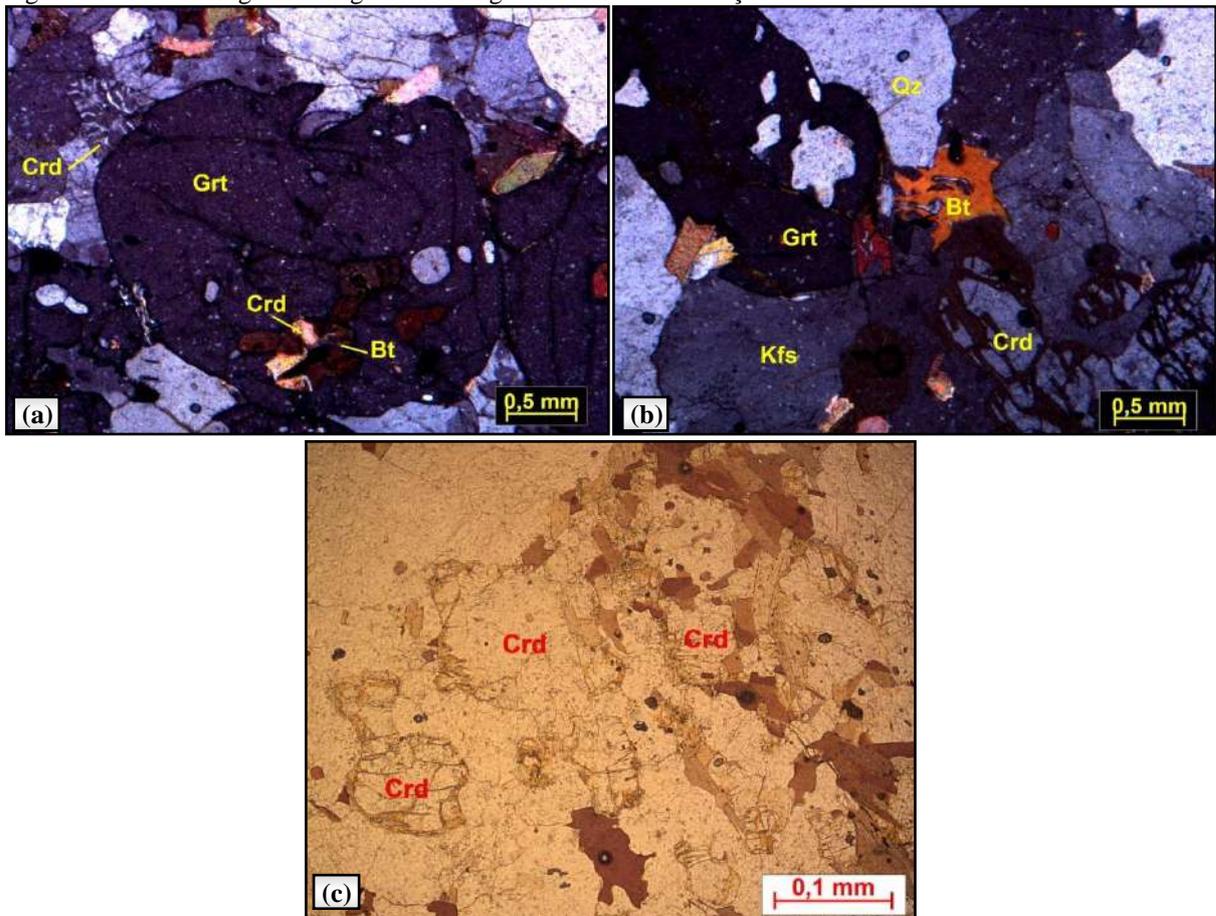
Além disso, biotita secundária também é formada conforme a seguinte reação:



O resultado desta reação pode ser visualizado nas relações texturais da Figura 25 (b) a seguir, onde a granada foi parcialmente consumida, gerando intercrescimento esquelético de biotita e quartzo. Além disso, biotita secundária também é formada a partir da cordierita, conforme mostrado na Figura 25 (c).

A sericitização e saussuritização dos feldspatos, além da pinitização nos cristais de cordierita, representam substituições possivelmente relacionadas aos processos retrógrados de resfriamento.

Figura 24– Fotomicrografias de gnaiss kinzigítico e texturas de reação.



Legenda: (a) Segunda geração de cordierita simplectítica na borda de cristal de granada (nicóis cruzados, Ponto SJ-JANC-83); (b) Crescimento esqueletal de biotita e quartzo na borda de cristal de granada (nicóis cruzados, Ponto SJ-JANC-83); (c) Biotita secundária gerada a partir da cordierita (nicóis paralelos, Ponto SJ-JANC-83).

Fonte: A autora, 2018.

Com relação ao sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital a associação mineral é constituída por quartzo + biotita + plagioclásio + K-feldspato + sillimanita. Considerando as paragêneses minerais em equilíbrio e as relações texturais identificadas nas lâminas delgadas, sugere-se o aparecimento de sillimanita e K-feldspato a partir da quebra da muscovita, conforme a seguinte reação (YARDLEY, 1989):



O crescimento adicional de sillimanita a partir da muscovita representa a “segunda isógrada da sillimanita”. Segundo Yardley (1989), em áreas de metamorfismo de alto grau feições migmatíticas são desenvolvidas primeiro próximo da segunda isógrada da sillimanita, em consequência do fato de que a destruição da muscovita pode também envolver uma fase fundida. Sendo assim, a reação (6) é substituída por:



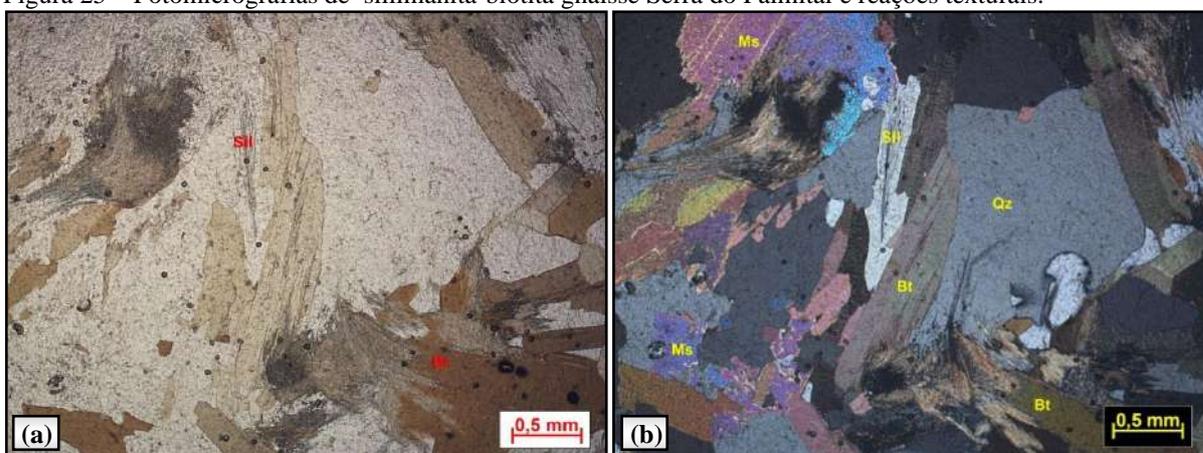
Fusão adicional pode ocorrer com a destruição de minerais hidratados, que liberem água, por sua vez dissolvida na fusão:



Por meio da relação textural presente na Figura 26 (a) a seguir, é possível verificar a substituição de biotita por sillimanita (fibrolita), provavelmente resultante da reação (7).

Muscovita primária não foi identificada (provavelmente consumida no metamorfismo progressivo) e os cristais presentes estão associados à fase retrógrada (Figura 26 b).

Figura 25 – Fotomicrografias de sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital e reações texturais.



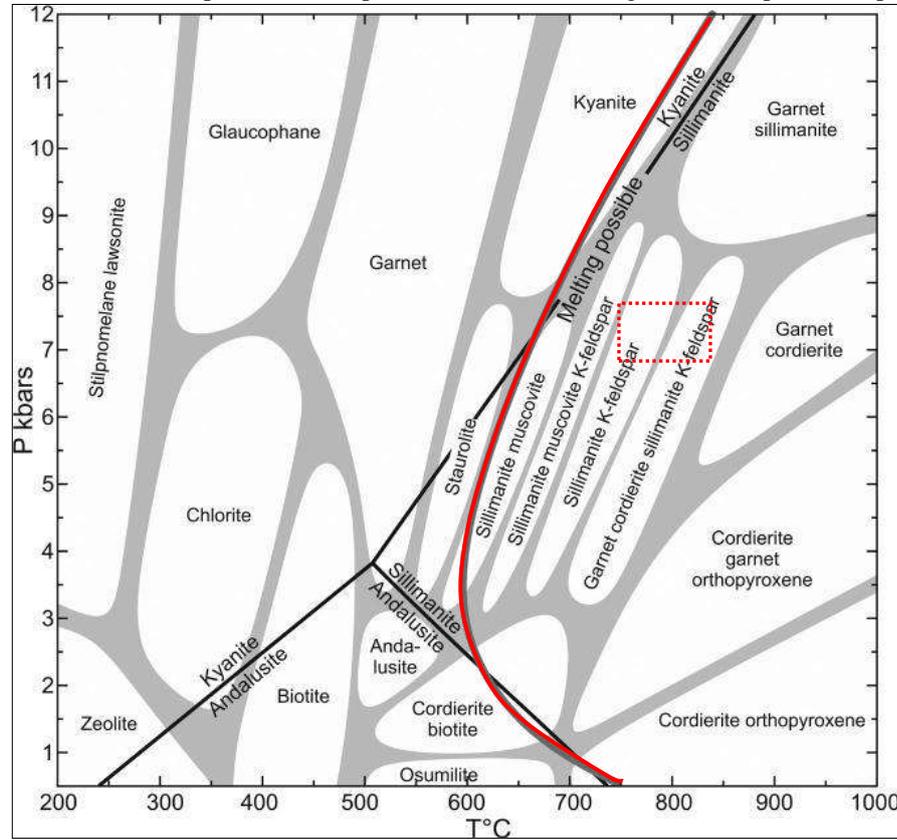
Legenda: (a) Textura de reação resultado da transformação de biotita em sillimanita fibrosa (Ponto SQ-NCMR-50); (b) Cristais de muscovita resultantes da fase retrógrada do metamorfismo (Ponto SQ-NCMR-50).
Fonte: A autora, 2018.

Considerando as paragêneses minerais descritas acima, as relações texturais observadas nos minerais, e com base no trabalho de Kühn et al. (2004) no gnaiss kinzigítico, foi possível ter uma estimativa das condições de metamorfismo que afetaram as unidades metassedimentares.

Conforme citado anteriormente, a paragênese mineral encontrada no gnaiss kinzigítico composta por sillimanita + cordierita + granada + K-feldspato é característica de condições metamórficas de fácies granulito. Considerando o estudo geotermobarométrico realizado por Kühn et al. (2004) no gnaiss kinzigítico da cidade do Rio de Janeiro, essa unidade foi submetida a condições de metamorfismo com temperaturas no intervalo entre 750-800°C e pressão de 7 kbar. Com relação ao sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital, este também mostra evidências de condições de elevado grau metamórfico. As texturas de fusão parcial presentes, além da paragênese sillimanita + K-feldspato (resultante da quebra da muscovita) também se enquadra nas condições metamórficas de início da fácies granulito (YARDLEY, 1989). O diagrama da Figura 27 a seguir mostra os campos de grau

metamórfico das rochas pelíticas, com a localização aproximada das condições de temperatura e pressão associadas às associações minerais descritas.

Figura 26 – Graus metamórficos para as rochas pelíticas através de uma gama de temperatura e pressão.



Legenda: Destaque para curva que representa o início da fusão granítica (linha contínua vermelha) e as condições aproximadas de pressão e temperatura associadas às paragéneses minerais identificadas no gnaiss kinzigítico e no sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital (linha tracejada).

Fonte: HOLLOCHER, 2014.

5 EVOLUÇÃO ESTRUTURAL

Um dos objetivos do presente trabalho é realizar a análise geométrica da sequência metassedimentar em contato com o embasamento Complexo Região dos Lagos. Tal contato é assunto de debate, visto à mudança no mergulho do empurrão ao longo de sua extensão, e mais especificamente na área de interesse. A fim de se compreender tal variação, foi realizada a coletada de dados estruturais nas referidas unidades, contribuindo para o entendimento acerca da evolução estrutural da área.

Foram elaborados mapas, seções, estereogramas e desenhos esquemáticos, a fim de compreender melhor tal estrutura. Foi cadastrado um total de 241 pontos de campo, conforme Mapa de Pontos (Apêndice A), com 689 medidas de foliação, 214 medidas de lineação e 128 medidas de eixo de dobras. Além disso, também foram utilizados dados de foliação e lineação obtidos em mapeamentos anteriores, realizados pelo DRM em 1981 e pelo Programa Nacional de Geologia (PRONAGEO), parceria entre UERJ e CPRM em 2012 e 2016, com um total de 172 medidas de foliação e 36 medidas de lineação. Esses dados estão representados no Mapa Geológico e no Mapa Estrutural, localizados nos Apêndices B e C respectivamente. No Mapa Estrutural traçaram-se linhas representativas da orientação geral da foliação, além da posição do plano axial das dobras identificadas. Subdividiu-se a área em seis domínios estruturais, cada qual com seu respectivo diagrama estereográfico. Em cada estereograma os polos da foliação estão representados na forma de diagramas de contorno, além da projeção das medidas de lineação mineral, estiramento, interseção e eixo de dobras.

5.1 Fases de deformação

Para se chegar ao entendimento da história deformacional desse conjunto de rochas, a partir da interpretação dos dados obtidos, é proposta neste trabalho a subdivisão da deformação dúctil em três fases de deformação. No Apêndice D encontra-se uma breve síntese sobre o conceito de fases de deformação e os principais critérios utilizados por alguns autores. Alguns dos critérios mencionados foram utilizados para se estabelecer tais fases, no entanto, algumas observações são aqui abordadas no que se refere ao uso deste termo. A variação na orientação das estruturas descritas, assim como sua geometria e as feições de

superposição, mostra claramente que mais de uma fase de deformação afetou a região. Em determinados locais, como em Ponta Negra, região localizada na porção extremo sul da área (vide Mapa de Pontos), foi possível o reconhecimento de uma sequência de três fases deformacionais distintas. Entretanto, no aspecto regional a correlação destas fases com o restante da área por vezes tornou-se difícil, visto que nem sempre foi possível identificar o mesmo padrão de orientação e geometria das estruturas.

Desta forma, as estruturas foram agrupadas em três fases de deformação dúctil: deformação principal ($D_1 + D_2$) e deformação tardia (D_3).

As três fases de deformação são compreendidas como fases progressivas de um mesmo regime tectônico compressivo. A deformação principal ($D_1 + D_2$) foi responsável pela formação da xistosidade principal da área, além do contato de empurrão do embasamento paleoproterozoico Região dos Lagos com a sequência metassedimentar. Durante o curso da deformação houve um redobramento da estrutura principal D_2 , gerando uma estrutura complexa com duas direções principais da foliação: E-W e N-S. Ainda sob o mesmo regime compressivo um conjunto de estruturas foi atribuído à fase D_3 , desenvolvidas em resposta à nova geometria estabelecida.

A seguir será descrito as estruturas associadas às fases da deformação principal ($D_1 + D_2$) e a fase tardia (D_3), discutindo-se assim um modelo cinemático de deformação para área.

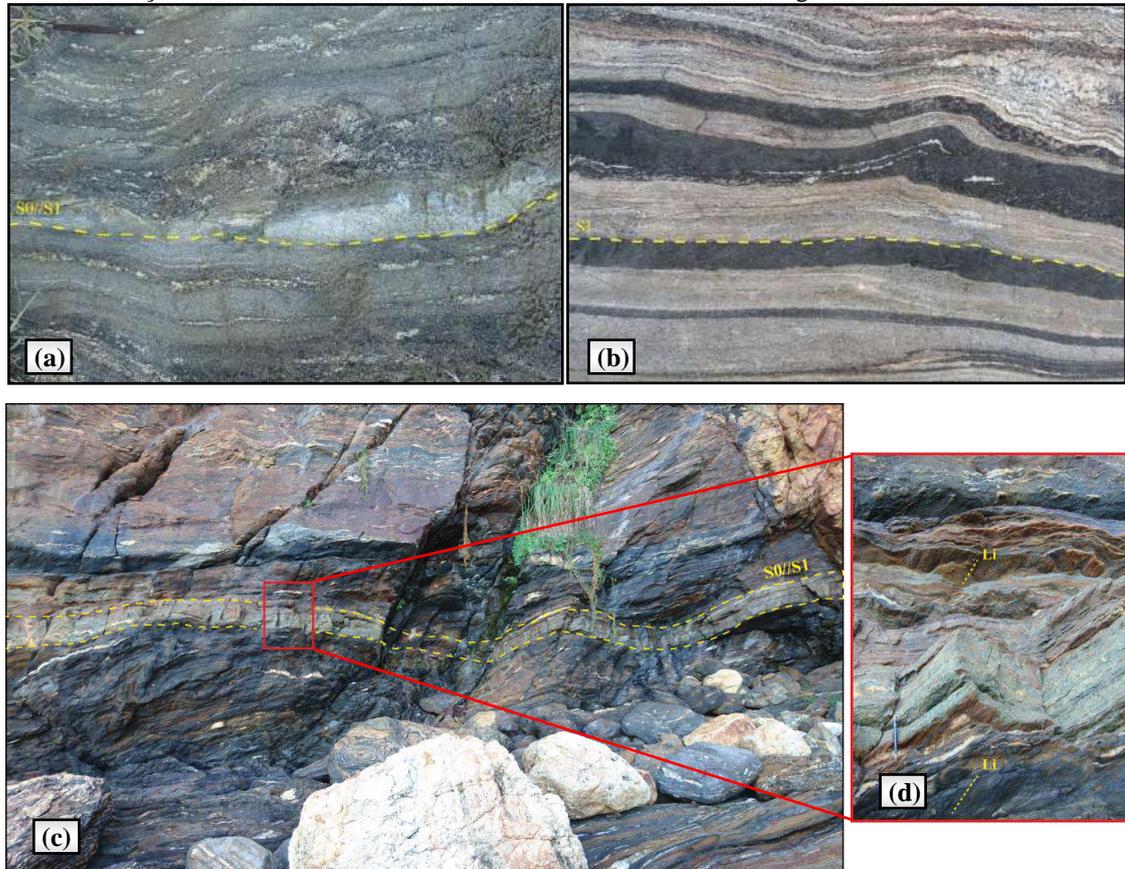
5.2 Fases de Deformação Principal ($D_1 + D_2$)

As fases de deformação D_1 e D_2 são consideradas como os eventos deformacionais mais importantes que afetaram a sequência metassedimentar e as rochas ortoderivadas do Complexo Região dos Lagos. Durante este período tais unidades foram intensamente metamorfizadas e deformadas, acompanhadas por processos de migmatização. Estão orientadas em grande parte conforme uma foliação S_n principal, interpretada como a evolução final de uma fase de deformação progressiva D_n ou $D_1 + D_2$. A seguir são descritas as estruturas desenvolvidas nas fases deformacionais D_1 e D_2 .

5.2.1 Fase de deformação D_1

O primeiro evento deformacional que afetou essas rochas foi responsável pelo desenvolvimento de uma xistosidade (S_1) penetrativa orientada paralelamente ao acamamento sedimentar (S_0) nas rochas metassedimentares. Com relação ao ortognaisse do Complexo Região dos Lagos, essa xistosidade orienta-se paralelamente ao bandamento composicional e também paralelamente às camadas de ortoanfibolito intercaladas (Figuras 28 a, b). O paralelismo entre o acamamento sedimentar (S_0) e a xistosidade (S_1) pode ser observado tanto no gnaiss kinzigítico quanto no sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital, onde tal estrutura é expressa pela alternância entre camadas composicionalmente distintas, variando entre níveis quartzo-feldspáticos e níveis micáceos. Além disso, camadas contínuas de rocha calcissilicática paralelas à xistosidade S_1 , marcam a estratificação pretérita da sequência sedimentar (Figuras 28 c, d).

Figura 27 – Foliação S_1 desenvolvida nas rochas metassedimentares e em ortognaisse.



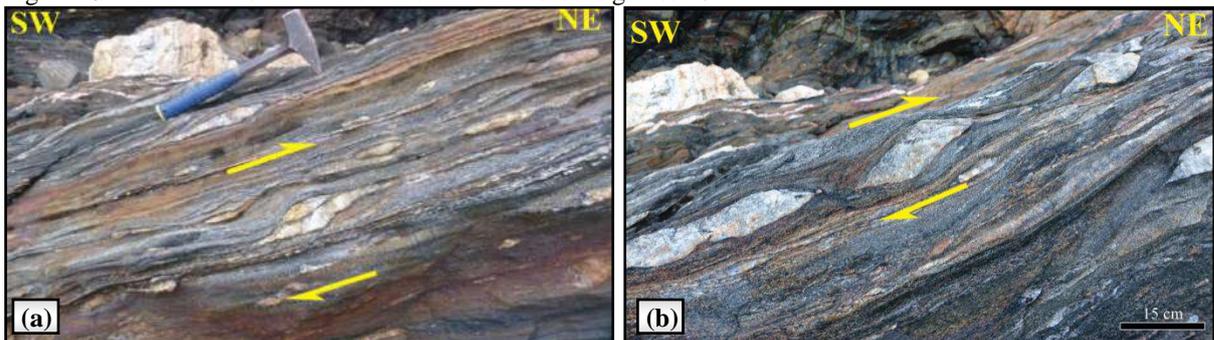
Legenda: (a) Foliação S_1 em gnaiss kinzigítico (Ponto SQ-NC-218); (b) Foliação S_1 em ortognaisse Região dos Lagos (Ponto SQ-AGGQ-19); (c) Foliação S_1 paralela ao acamamento sedimentar S_0 em sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital homogêneo (Ponto TD-SQ-06); (d) Camada de calcissilicática e lineação de estiramento L_i no plano da foliação S_1 (Ponto TD-SQ-06).

Fonte: A autora, 2018.

A xistosidade S_1 é caracterizada pelo arranjo planar dos minerais prismáticos e micáceos que compõem os referidos litotipos. Os leucossomas de origem anatótica também estão dispostos paralelamente à superfície S_1 , originando um novo bandamento composicional.

Outra estrutura associada à primeira fase de deformação trata-se do contato tectônico das rochas do Complexo Região dos Lagos com as rochas da sequência metassedimentar. Esse contato é bem exposto na região de Ponta Negra, marcado por uma zona de cisalhamento de direção N-S no sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital homogêneo. As estruturas miloníticas associadas a esta zona de cisalhamento são restritas ao paragnaisse, cuja espessura não ultrapassa 8m. Nas Figuras 28 (c) e (d) apresentadas anteriormente, é possível observar camada de rocha calcissilicática indeformada a alguns metros da zona milonítica. Porfiroclastos de feldspato e estruturas do tipo S-C na foliação milonítica (S_1 : 240/30) apontam sentido de movimento de topo reverso para NE (Figuras 29 a, b). Este contato é caracterizado também por uma lineação de estiramento *down-dip* marcante no plano da foliação S_1 , com sentido de caimento para W-SW (Figura 28 d). Ressalta-se que o sentido de empurrão varia ao longo de todo contato, como pode ser observado no Mapa Geológico, assim como no Mapa Estrutural (Apêndices B e C). Essa variação é resultado das fases deformacionais posteriores, que modificaram a orientação original do contato entre o embasamento paleoproterozoico e a sequência metassedimentar em estudo.

Figura 29 – Zona de cisalhamento em sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital.



Legenda: (a) e (b) Zona de cisalhamento em sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital no contato com as rochas do Complexo Região dos Lagos (Ponto TD-SQ-06).

Fonte: A autora, 2018.

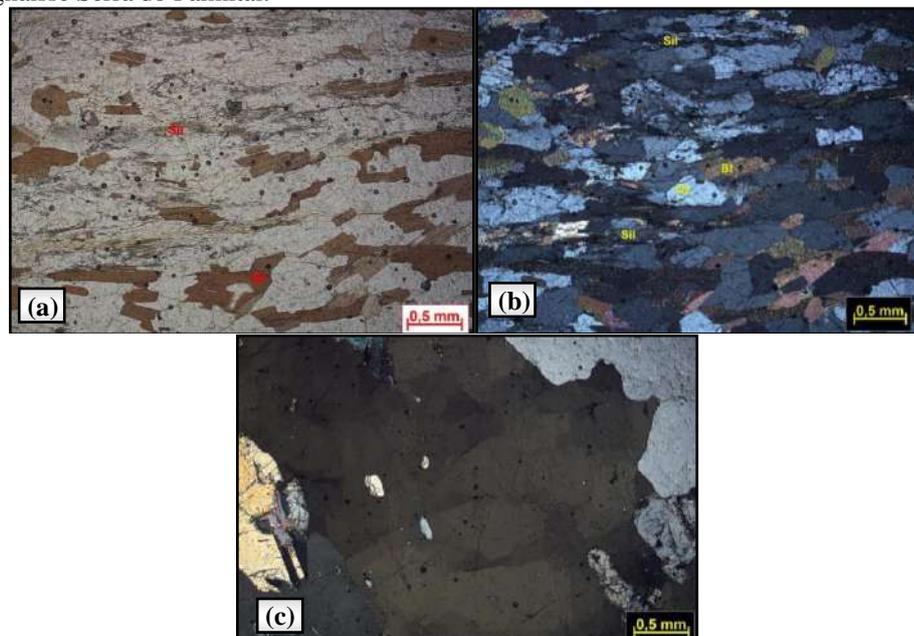
5.2.2 Fase de deformação D_2

Conforme mencionado anteriormente, a fase de deformação D_2 é progressiva em relação à D_1 e representa a estrutura regional dominante, sendo descrita com resultado das duas fases de deformação (D_1+D_2). Foi responsável pelo dobramento da superfície S_1 e desenvolvimento de uma xistosidade ou clivagem plano axial S_2 .

Em geral a xistosidade S_2 configura-se como uma superfície plano axial das dobras menores, por vezes paralela à xistosidade S_1 , e nas zonas de charneira apresenta alto ângulo em relação a esta superfície. Em determinadas regiões a foliação S_1 foi totalmente transposta para a posição espacial de S_2 , sendo representada também como S_{1+2} .

A superfície S_{1+2} é caracterizada por uma xistosidade grossa definida pelo forte alinhamento dos minerais micáceos (biotita), prismáticos (sillimanita) e dos grãos alongados de feldspato e quartzo. Nas fotomicrografias apresentadas na Seção 4.1 é possível observar tais características, tanto nas rochas metassedimentares quanto no ortognaisse Região dos Lagos. Ressalta-se que os minerais de pico metamórfico, como a cordierita, granada e sillimanita estão orientados conforme a xistosidade principal S_{1+2} . Na Figura 30 (a) e (b) a seguir têm-se cristais de sillimanita orientados paralelamente aos grãos estirados de feldspato e quartzo, assim como as palhetas de biotita. A cristalização desses minerais foi acompanhada também por processo recristalização dinâmica, resultando também no desenvolvimento de subgrãos e extinção ondulante em grãos de quartzo (Figura 30 c).

Figura 28 – Fotomicrografias mostrando texturas de deformação em gnaisse kinzigítico e sillimanita-biotita gnaisse Serra do Palmital.



Legenda: (a) e (b) Cristais aciculares de sillimanita alinhados segundo uma orientação principal, paralelamente aos grãos de quartzo e feldspato estirados (nicóis paralelos e cruzados respectivamente, Ponto SQ-

NCMR-38); (c) Subgrãos em cristal de quartzo em gnaiss kinzigítico (nicóis cruzados, Ponto SQ-AGMM-53).

Fonte: A autora, 2018.

Apesar da orientação da xistosidade S_{1+2} ser bastante variada em toda área, é possível observar uma mudança de aproximadamente 90° entre duas direções principais identificadas. Na porção oeste predomina a direção aproximadamente E-W e na porção leste prevalece a direção N-S, ressaltando-se que, assim como a sequência metassedimentar e o ortognaisse Região dos Lagos, as rochas do Complexo Tinguí acompanham essa mudança de atitude da foliação. Com relação aos elementos lineares, estes também apresentam uma mudança no sentido do caimento, ora com sentido para W-SW na região oeste e central da área, outrora com direção N-S na porção leste, conforme pode ser observado no Mapa Geológico e no Mapa Estrutural (Apêndices B e C, respectivamente).

Essa variação na orientação das estruturas é interpretada como resultado de uma deformação progressiva da fase D_2 , que nos estágios finais ocasionou o redobramento da superfície S_{1+2} . Para melhor compreensão da evolução da deformação durante a segunda fase, serão descritas as estruturas desenvolvidas no estágio inicial e sin- D_2 e posteriormente, as estruturas resultantes do estágio final (tardi- D_2), responsável pela geometria principal da área. Será também apresentada uma descrição mais detalhada da região de Ponta Negra, onde foi possível obter uma riqueza maior de detalhes das estruturas associada à fase D_2 .

5.2.2.1 Estágio cedo e sin- D_2

A segunda fase de deformação foi responsável pelo dobramento da superfície S_1 e desenvolvimento de dobras F_2 , além de lineações mineral, de estiramento e interseção L_2 . Na região de Ponta Negra as dobras associadas a essa fase foram descritas com base no estilo e atitude.

Com relação ao estilo, as dobras de Ponta Negra apresentam assimetria em “s” e “z” (olhando na direção do caimento do eixo), além de dobras em “m” (simétricas). Na praia de Jaconé, por exemplo, predominam dobras isoclinais com assimetria em “s”, olhando no sentido de caimento dos eixos (SW) (Figura 31 e). Já na porção oeste de Ponta Negra prevalecem dobras com assimetria em “z”, conforme direção do caimento dos eixos (também para SW) (Figuras 31 a, b).

O ângulo interflancos é bastante variado, no entanto predominam os valores entre 0-5° (dobras isoclinais) e entre 5-30° (dobras fechadas). Nas rochas metassedimentares, assim como no ortognaisse Região dos Lagos, as camadas mais competentes de composição quartzo-feldspática, apresentam espessura aproximadamente constante, enquanto que os níveis mais biotíticos tendem a apresentar flancos mais estreitos em relação à charneira, como pode ser observado nas Figuras 31 (a), (b), (c) e (d) a seguir. Destaca-se na Figura 31 (c) camada de ortoanfíbrito intercalado em ortognaisse, cuja diferença de competência entre os estratos se reflete em dobra em cúspide no ortoanfíbrito e charneira arredondada nas camadas quartzo-feldspáticas.

Algumas dobras mostram feições características de terem sido geradas em regime de cisalhamento simples, como pode ser observado nas Figuras 31 (g) e (h).

É comum a presença de uma série de dobras pitgmáticas desenvolvidas nos veios quartzo feldspáticos, com charneiras arredondadas a sub-arredondadas. Alguns veios até apresentam orientação discordante da foliação plano axial das referidas dobras (Figura 31 f).

Figura 29 – Principais características dos estilos de dobras presentes nas rochas metassedimentares e no ortognaisse Região dos Lagos na região de Ponta Negra (continua)

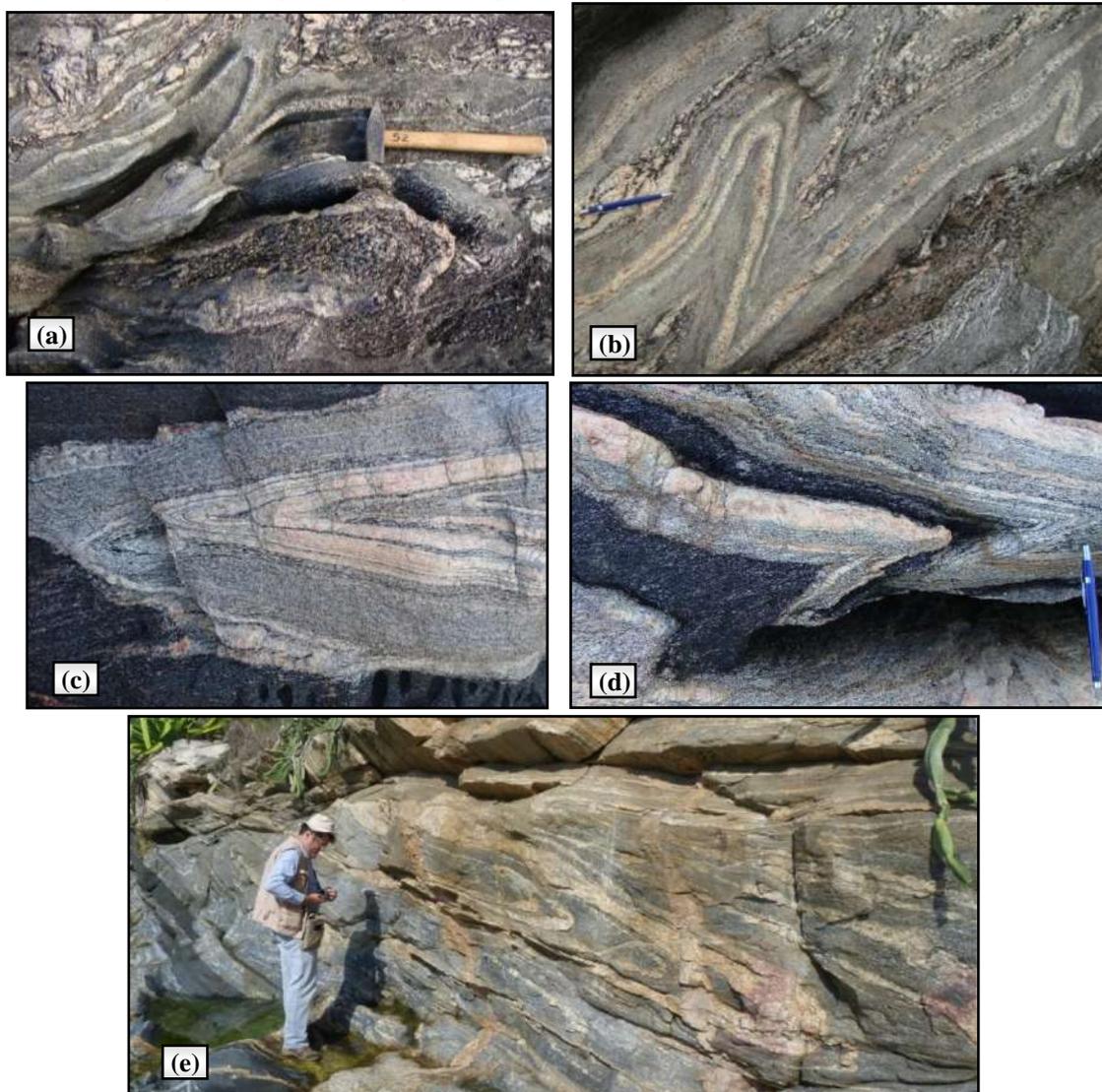


Figura 31 – Principais características dos estilos de dobras presentes nas rochas metassedimentares e no ortogneisse Região dos Lagos na região de Ponta Negra (conclusão)



Legenda: (a) e (b) Dobras assimétricas e fechadas em sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital bandado (Pontos SQ-NCMR-51 e SQ-NCMR-42, respectivamente); (c) e (d) Dobras em ortoanfibolito micáceo e em ortogneisse do Complexo Região dos Lagos (Ponto SQ-AGGQ-19); (e) Dobras pitgmáticas em sillimanita-biotita gnaiss homogêneo (Ponto SQ-NCMR-51); (g) e (h) Dobras isoclinais reclinadas em ortogneisse (Ponto SQ-AGGQ-19).

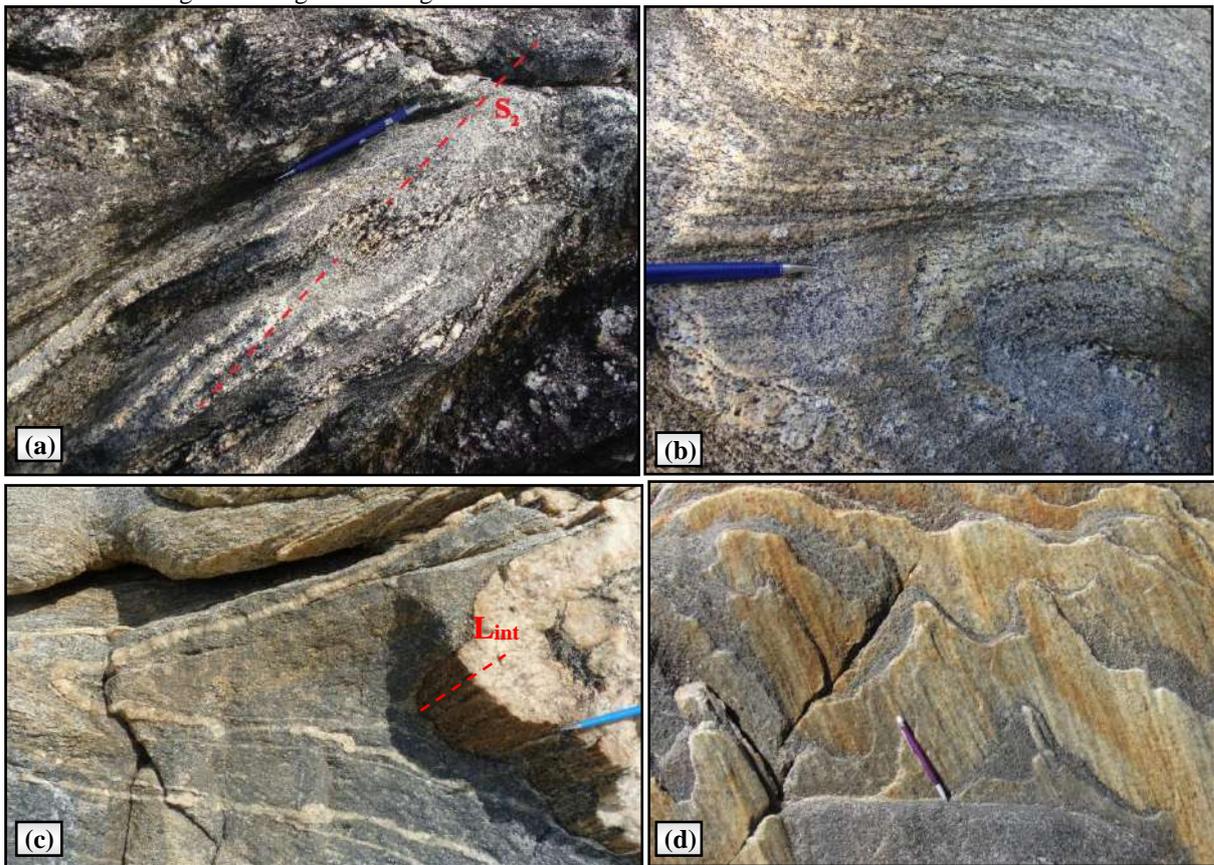
Fonte: A autora, 2018.

Com relação à atitude dos elementos geométricos das dobras F_2 de Ponta Negra, os eixos apresentam caimento moderado, em geral com valores entre $30-50^\circ$, semelhante ao mergulho da superfície plano axial. São descritas como dobras reclinadas, conforme classificação de Fleuty (1964). Ressalta-se que as dobras reclinadas são predominantes na região de Ponta Negra, ao contrário das demais regiões, onde prevalecem dobras inclinadas com caimento e horizontais inclinadas, discutidas mais adiante.

A xistosidade S_2 é representada pelo forte alinhamento dos minerais micáceos, principalmente biotita de granulação grossa, conforme Figura 32 (a). Lineação de interseção, resultado da interseção das superfícies S_1/S_0 com a superfície S_2 plano axial das dobras, também foi registrada (Figura 32 b, c). Destaca-se também lineação de estiramento de cristais de feldspato e quartzo, verificada no ortogneisse Região dos Lagos (Figura 32 d), além de lineação mineral de cristais de sillimanita no sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital. Ressalta-se que as lineações apresentam caimento para W-SW, assim como os eixos das dobras F_2 .

No Mapa Estrutural, presente no Apêndice C, é possível visualizar os seis domínios estruturais considerados neste trabalho. O principal critério utilizado para individualização destes refere-se principalmente à variação da atitude da foliação e das lineações. A região de Ponta Negra, por exemplo, representa o Domínio 2, onde a foliação apresenta direção predominantemente NW-SE (atitude média 255/33), distinta das demais regiões e domínios. No Mapa Estrutural é possível visualizar o respectivo diagrama estereográfico.

Figura 30 – Xistosidade plano axial S_2 , lineação de interseção e estiramento nas rochas metassedimentares e em ortogneisse Região dos Lagos.

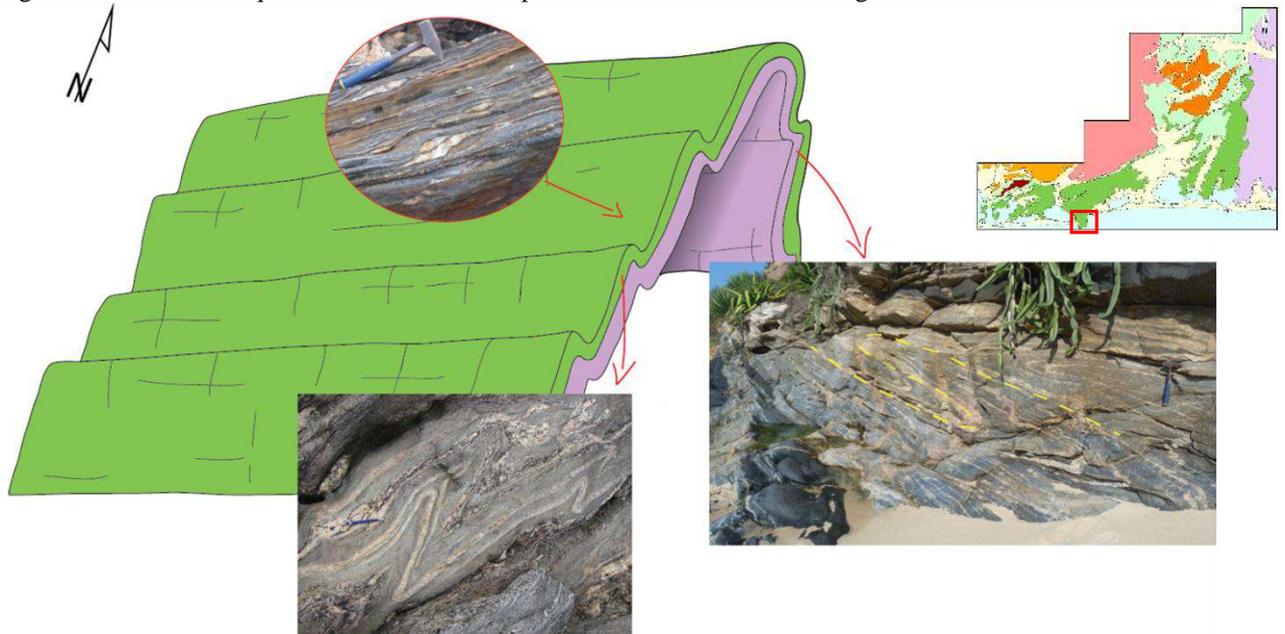


Legenda: (a) Xistosidade S_2 em dobra isoclinal, do tipo horizontal inclinada em sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital bandado (Ponto SQ-NCMR-47); (b) Lineação de interseção em sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital (Ponto SQ-NCMR-47); (c) Lineação de interseção entre veios quartzo feldspáticos paralelos à S_1 e a xistosidade grossa S_2 , paralela a eixo de dobra reclinada em ortogneiss Região dos Lagos (Ponto TD-SQ-03); (d) Lineação de estiramento em agregados de grãos de quartzo e de feldspatos em ortogneiss Região dos Lagos (Ponto TD-SQ-03).

Fonte: A autora, 2018.

A região da Ponta Negra corresponde ao flanco superior de uma dobra reclinada cuja zona de charneira aflora na sua porção leste (Domínio 2 – Mapa estrutural), extremidade ocidental da Praia de Jaconé (Ponto TS-SQ-03, ver excerto do Mapa de Pontos). A Figura 33 mostra um desenho esquemático desta grande charneira D_2 .

Figura 31 – Desenho esquemático das estruturas presentes no Cabo de Ponta Negra



Legenda: Dobras parasíticas com assimetria em “s” e “z” em flancos distintos de dobra F_2 em Ponta Negra.
Fonte: A autora, 2018.

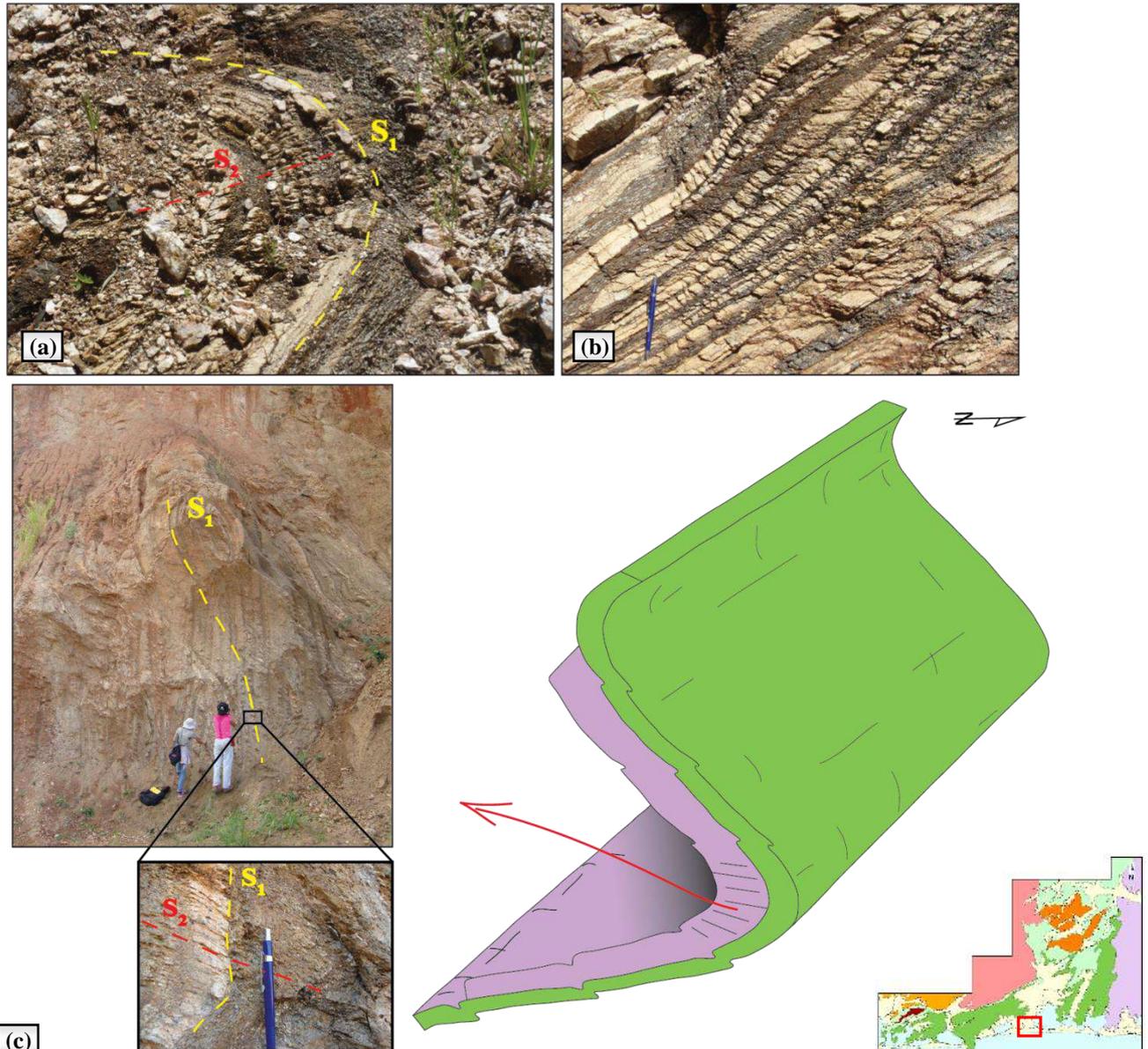
Esta grande charneira D_2 segue a direção do contato que corre para leste sob os depósitos quaternários que bordejam a Serra de Jaconé em direção à Lagoa de Saquarema (Domínio 1 - Mapa Estrutural). Neste trecho, os mergulhos da foliação S_1 para sul (atitude média 190/72), dos dois lados do contato mostram que o Complexo Região dos Lagos, está sobreposto aos metassedimentos, representando o flanco inferior da charneira de Jaconé (Figura 34). No Ponto SQ-JANC-16 a superfície S_2 configura-se como uma clivagem plano axial de baixo ângulo, perpendicular ao bandamento gnáissico sub-vertical em ortognaisse Região dos Lagos (Figuras 34 a, b). A clivagem plano axial possui direção de mergulho para E-SE (atitude 97/24). A Figura 34 (c) a seguir apresenta uma representação esquemática dessa estrutura.

Na região da Cidade de Saquarema, bordejando a margem sul e leste da Lagoa de Saquarema, a zona de charneira D_2 e, conseqüentemente, o contato entre o Complexo Região dos Lagos e os metassedimentos infletem para norte, permanecendo a mesma relação estrutural anterior: Complexo Região dos Lagos (a leste) sobreposto aos metassedimentos (a oeste) até a terminação sul da Serra do Palmital (Domínio 3 – Mapa Estrutural).

Seguindo a borda leste da Serra do Palmital para norte a posição estrutural se inverte novamente, com os metassedimentos ficando lado a lado com o Complexo Região dos Lagos, ou sobrepostos a este (Domínio 4 – Mapa Estrutural). No Domínio 4 é possível identificar nitidamente tal inversão, onde ora o embasamento do Complexo Região dos Lagos está por

cima dos metassedimentos (direção de mergulho do contato para E), outrora o embasamento está por baixo do sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital (direção de mergulho do contato para W). No diagrama estereográfico referente a este domínio é possível identificar as duas concentrações principais dos polos, representantes destas duas direções principais de mergulho destes planos.

Figura 32 – Relação entre xistosidade S_1 e S_2 e representação esquemática de zona de charneira de dobra F_2 .



Legenda: (a) e (b) Relação entre a xistosidade S_1 e xistosidade plano axial S_2 em zona de charneira; (c) Desenho esquemático da zona de charneira, visada para NW (Ponto SQ-JANC-16).

Fonte: A autora, 2018.

As estruturas relacionadas à segunda fase de deformação presentes no restante da área apresentam características semelhantes ao que foi descrito em Ponta Negra. As dobras F_2 são

em geral assimétricas, cujo ângulo interflancos também variam entre 0-5° e 5-30°, sendo classificadas como dobras isoclinais e fechadas. Os eixos apresentam caimento predominantemente para W-SW, com ângulos entre 20 a 40°. Com relação à atitude variam de reclinadas a inclinadas com caimento (FLEUTY, 1964). As Figuras 35 (a), (b), (c) e (d) a seguir mostram alguns exemplos de dobras F_2 . No exemplo da Figura 35 (a) a dobra apresenta superfície plano axial com inclinação moderada e linha de charneira com caimento suave. Já na Figura 35 (b) a superfície axial da dobra apresenta alto ângulo com caimento moderado da linha de charneira. Na Figura 35 (c) exemplo de dobra inclinada com caimento e na Figura 35 (d) trata-se de uma pequena dobra isoclinal, cuja linha de charneira apresenta mesma inclinação que a superfície plano axial (dobra reclinada).

Figura 33 – Exemplos de dobras F_2 em gnaiss kinzigítico.

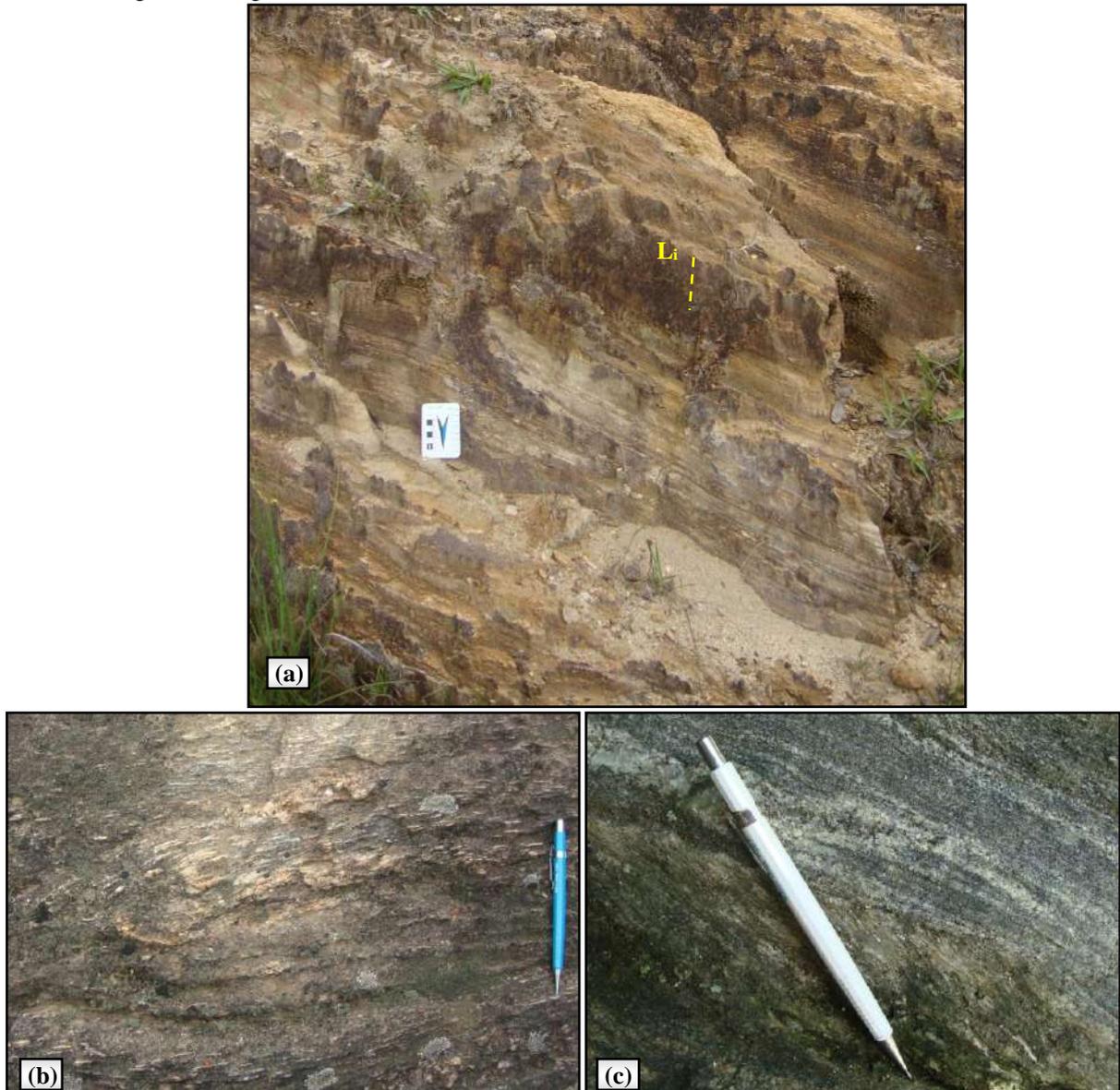


Legenda: (a) e (b) Dobras inclinadas com caimento, conforme classificação de Fleuty (1964) (Pontos SQ-NC-112 e SQ-NCMR-41, respectivamente); (c) e (d) Dobras isoclinais (Pontos SQ-NC-135 e SQ-NC-176). Linhas amarelas tracejadas indicando a direção dos eixos D_2 e respectiva atitude.

Fonte: A autora, 2018.

A lineação mineral L_2 foi identificada com certa facilidade, sendo definida pela orientação preferencial dos minerais, tais como feldspato, quartzo, sillimanita e biotita, em geral com ângulo de caimento variando entre 20-30°. Lineação de estiramento de cristais de feldspato bem desenvolvida foi verificada no ortognaiss Região dos Lagos, já na porção norte da área (Figura 36 a), além da lineação mineral de sillimanita muito comum presente no sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital (Figuras 36 b, c).

Figura 34 – Exemplos de lineação mineral no sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital e em ortognaisse Região dos Lagos.

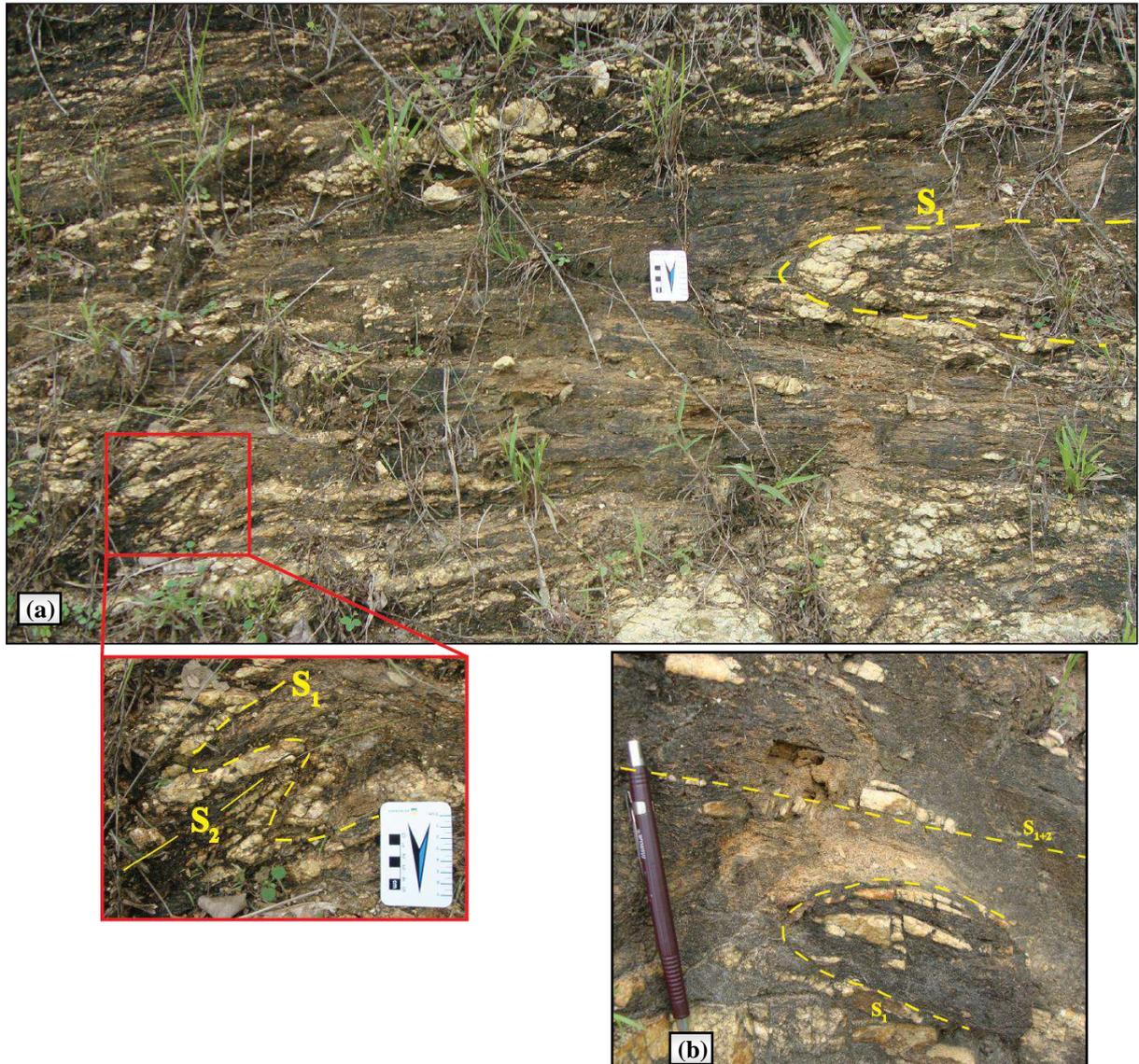


Legenda: (a) Ortognaisse Região dos Lagos com lineação de estiramento (Ponto AA-JANC-81); (c) e (d) Lineação mineral dada por cristais de sillimanita em sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital (Pontos SQ-NC-115 e SQ-NC-158, respectivamente).

Fonte: A autora, 2018.

Com relação à xistosidade plano axial S_2 , esta representa uma superfície penetrativa, identificada principalmente pela orientação dos minerais planares, tais como biotita e muscovita. Conforme citado anteriormente, tal superfície orienta-se paralelamente ou com ângulo em relação à superfície S_1 (como no caso das zonas de charneira). Em determinados locais, a xistosidade S_1 encontra-se transposta para posição S_2 (Figuras 37 a, b). A intersecção entre as duas superfícies S_2 e S_1 resultou em uma lineação de intersecção com caimento para W-SW, assim como as lineações mineral, estiramento e os eixos das dobras F_2 descritos.

Figura 35 – Relação entre a xistosidade S_1 e a xistosidade plano axial S_2 em sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital.

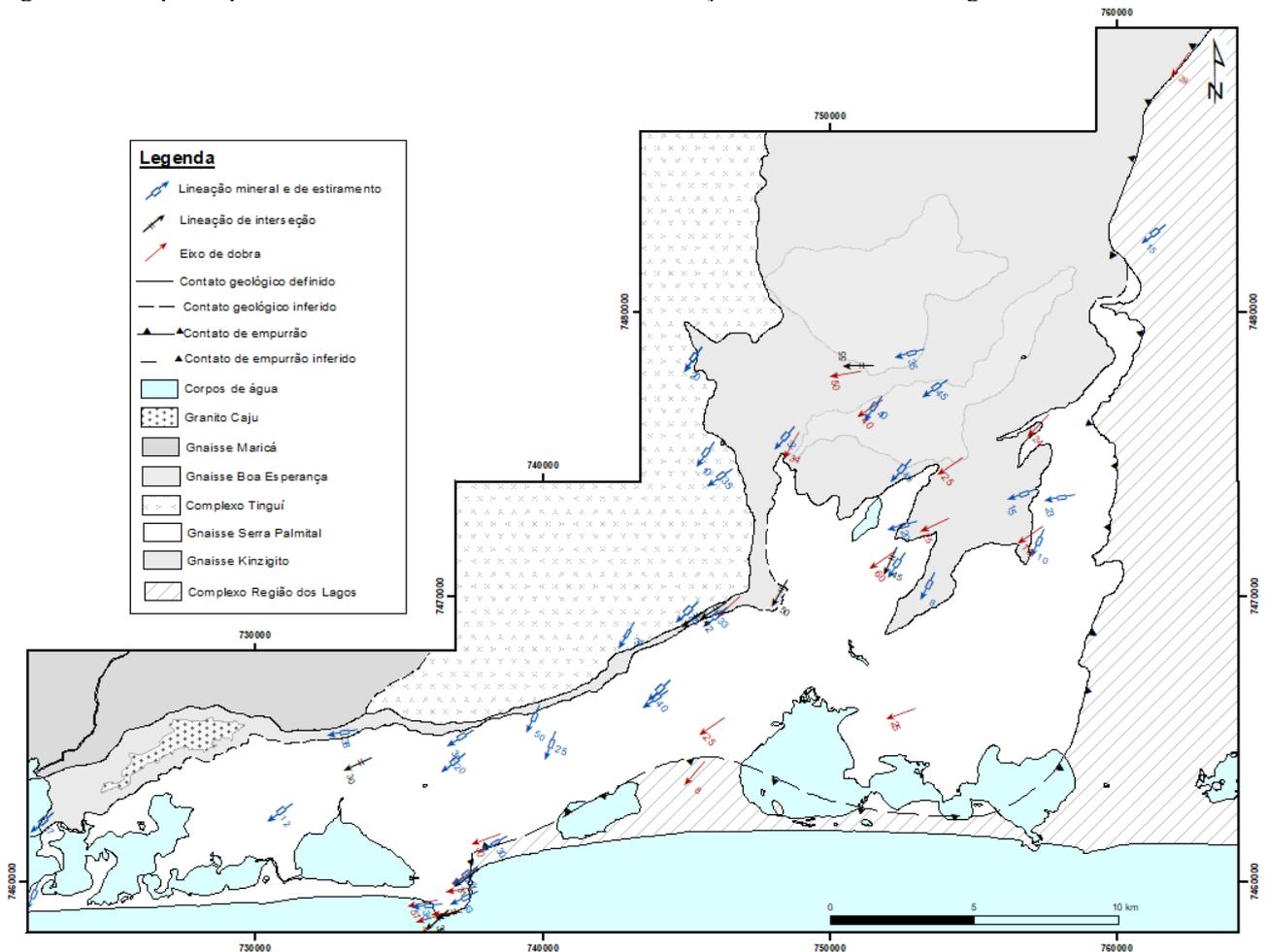


Legenda: (a) Dobra da segunda fase de deformação com destaque para xistosidade S_1 dobrada e xistosidade S_2 plano axial (Ponto AA-JANC-78); (b) Xistosidade S_1 dobrada sendo transposta para xistosidade S_{1+2} (Ponto SQ-JANC-87).

Fonte: A autora, 2018.

O mapa simplificado da Figura 38 a seguir, mostra a disposição espacial dos elementos estruturais descritos, tais como eixos de dobras F_2 e lineações mineral, de estiramento e interseção L_2 , relacionados aos estágios iniciais da segunda fase de deformação.

Figura 38 – Mapa simplificado com dados de eixos de dobra e lineações relacionados ao estágio cedo/sin- D_2 .



Fonte: A autora, 2018.

Analisando o mapa da figura anterior, os eixos das dobras F_2 , assim como lineação mineral, de interseção e estiramento L_2 apresentam caimento para W-SW, predominantemente na porção central e oeste da área. Ao contrário da porção leste, onde as estruturas também associadas à segunda fase de deformação apresentam direção majoritariamente N-S, como os dados de eixo de dobra e lineação mineral, conforme Mapa Estrutural (Apêndice C). Além disso, a direção da xistosidade principal S_{1+2} passa de aproximadamente E-W (na região oeste) para N-S (região leste) da área.

O resultado dessa mudança de direção é atribuído ao redobramento das estruturas desenvolvidas nos estágios iniciais de D_2 , resultando assim na rotação de seus elementos geométricos, além de formar novas estruturas segundo a direção N-S. Este redobramento foi aqui considerado como resultado da deformação progressiva D_2 , pois tais estruturas, implantadas no estágio final da fase D_2 , foram formadas sob o mesmo regime compressivo com sentido NW.

A mudança na orientação da foliação, das lineações e dos eixos das dobras seria o resultado da colisão das rochas metassedimentares contra o corpo granítico do Complexo Tinguí. Este representaria um corpo rígido que atuou como um anteparo, frente ao avanço do Terreno Cabo Frio, resultando assim, em um redobramento complexo das estruturas previamente desenvolvidas, ainda durante o curso deformacional D_2 . A seguir serão descritas as estruturas associadas a essa fase denominada de tardi- D_2 .

5.2.2.2 Estágio tardi- D_2

Com o avanço da deformação e a colisão dos metassedimentos com o batólito granítico do Complexo Tinguí, houve uma mudança da atitude da xistosidade principal (S_{1+2}) de aproximadamente 90° , além da rotação de seus elementos estruturais.

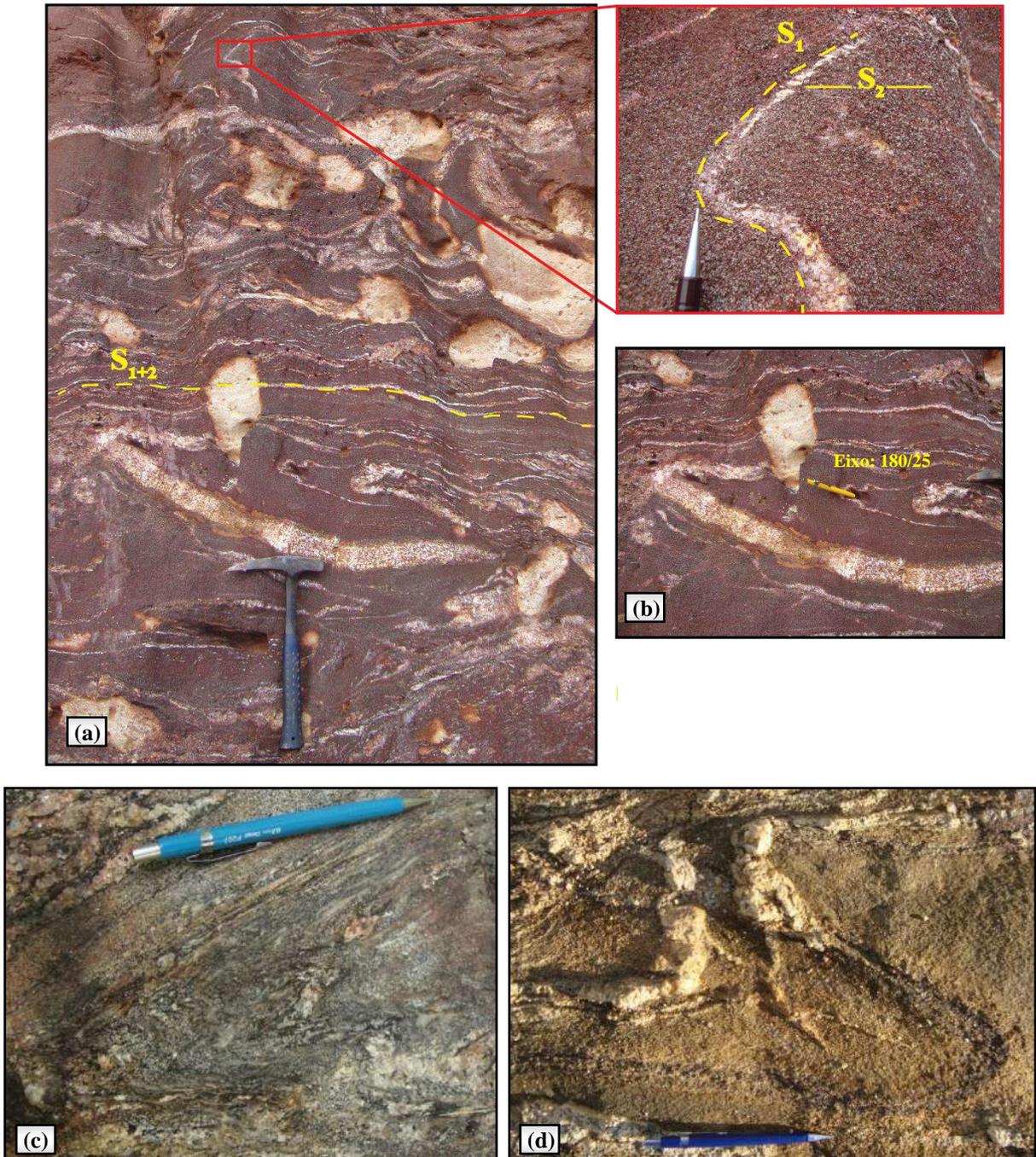
As lineações L_2 e os eixos das dobras D_2 que apresentavam caimento para SW foram rotacionados para direção N-S, assim como novas dobras com essa direção também foram geradas. A principal diferença das dobras desenvolvidas na fase cedo-sin D_2 em relação ao período tardi- D_2 , está relacionada à presença da foliação plano axial. As dobras F_2 desenvolvidas durante o período cedo/sin D_2 possuem uma superfície plano axial bem marcada, conforme descrito anteriormente. No que se refere às dobras tardi- D_2 , estas não apresentam tal estrutura. Com isto, existem dois tipos de dobras com eixo N-S: as dobras com xistosidade plano axial desenvolvidas durante o estágio cedo/sin D_2 e que tiveram os eixos rotacionados para essa posição; e as dobras formadas durante a fase tardi- D_2 que não chegaram a desenvolver uma xistosidade plano axial.

As estruturas associadas a essa fase estão mais bem preservadas na porção leste, ao longo do contato da sequência metassedimentar com o embasamento Região dos Lagos. No Mapa Estrutural essa região compreende o Domínio 4, cujos elementos lineares e planares podem ser visualizados no respectivo diagrama estereográfico.

Com relação ao estilo, as dobras F_2 que tiveram os eixos rotacionados para direção N-S, apresentam ângulo interflancos com valores entre 10° e 70° (dobras fechadas a abertas), são tanto assimétricas quanto simétricas. Quanto à atitude prevalecem dobras inclinadas com caimento, além de algumas reclinadas. O ângulo de caimento dos eixos apresentam valores entre 15° e 30° e a direção de mergulho do plano axial varia de S-SE a SW, destacando-se que a xistosidade S_2 desenvolvida nos estágios iniciais da deformação D_2 , muitas vezes é

identificada nessas dobras. Nas Figuras 39 (a), (b), (c) e (d) a seguir têm-se alguns exemplos de dobras F_2 com eixos N-S, com destaque para nova posição da xistosidade S_{1+2} segundo esta direção.

Figura 36 – Exemplos de dobras F_2 com eixo N-S em sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital.



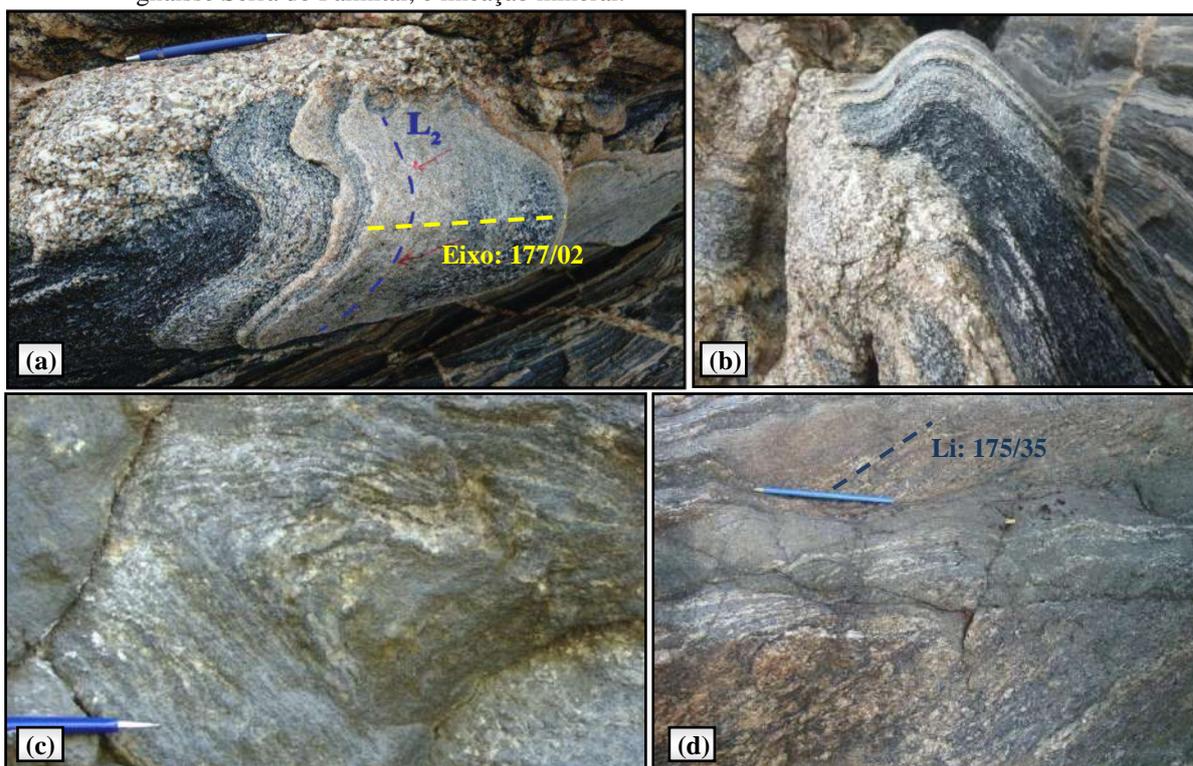
Legenda: (a) Xistosidade S_{1+2} de direção N-S com detalhe para superfície S_1 dobra com clivagem plano-axial S_2 (Ponto AA-NC-103); (b) Dobra D_2 com eixo plunjeando para S (Ponto AA-NC-103); (c) e (d) Outros exemplos de dobra F_2 com eixo N-S (Pontos AA-123B e SQ-NC-MR-46, respectivamente).

Fonte: A autora, 2018.

As dobras tardi- D_2 , desenvolvidas durante o redobramento são raras, sendo identificadas na Serra do Palmital e em Ponta Negra. As superfícies S_1 ou S_{1+2} foram dobradas, mas não foram observadas foliações plano axiais nestas dobras. Trata-se de dobras fechadas, com ângulo interflancos entre $40-70^\circ$ e classificadas como dobras inclinadas com caimento, cujos eixos são em geral de baixo ângulo de caimento ($2-12^\circ$). Um bom exemplo destas dobras ocorre em Ponta Negra, onde é possível identificar a foliação S_1 dobrada, ausente de uma xistosidade plano axial e com eixo N-S, conforme Figura 40 a seguir. Além disso, a lineação de estiramento presente na superfície S_1 está dobrada, apresentando sentido de caimento distinto em cada flanco da dobra.

No sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital também ocorre lineação mineral com sentido de caimento para sul. Nas Figuras 40 (a), (b) e (c) a seguir é possível observar as principais características das dobras tardi- D_2 , além de lineação mineral dada pela sillimanita também com direção N-S (Figura 40 d).

Figura 37 – Exemplos de dobras tardi- D_2 com eixo N-S em ortognaiss Região dos Lagos e sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital, e lineação mineral.

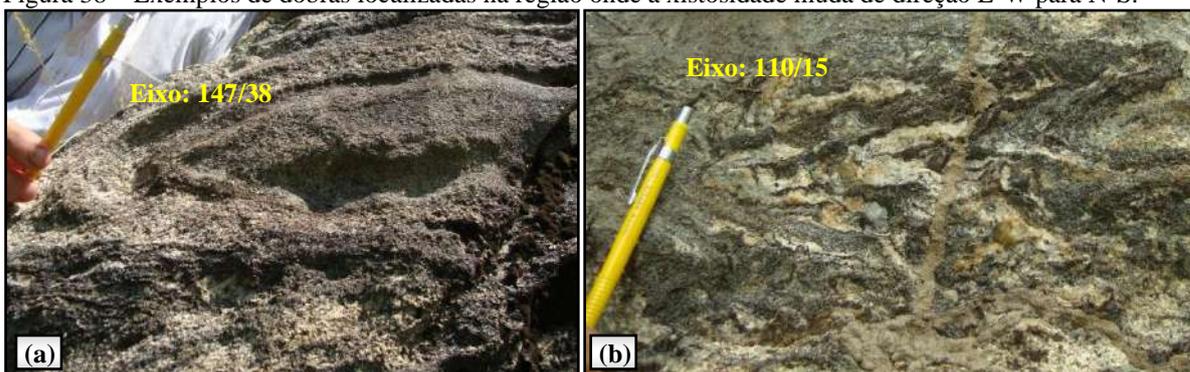


Legenda: (a) Dobramento da xistosidade S_1 sem o desenvolvimento de uma foliação plano axial, além de dobramento da lineação de estiramento L_2 (Ponto TD-SQ-13); (b) Dobra tardi- D_2 em perfil (Ponto TD-SQ-13); Dobra tardi- D_2 em sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital (Ponto SQ-JANC-21); (d) Lineação mineral com direção N-S (Ponto SQ-NC-212).

Fonte: A autora, 2018.

Analisando a porção sudeste da área, na região da cidade de Saquarema, é possível observar a direção predominantemente NE-SW da foliação S_{1+2} (atitude principal 147/30). Esta região compreende o Domínio 3 e é interpretada como sendo a porção redobrada da estrutura antiformal desenvolvida nos estágio cedo/sin D_2 . Observando o Mapa Estrutural, nesta área as medidas de eixo de dobra e lineação mineral apresentam sentido de caimento para SE, conforme diagrama estereográfico referente ao Domínio 3. Ressalta-se que alguns eixos apresentam sentido de caimento variado, possivelmente resultado do efeito da deformação posterior. Nas Figuras 41 (a) e (b) a seguir têm-se alguns exemplos de dobras que apresentam eixo com caimento para sudeste, com destaque para a dobra da Figura 41 (b), muito semelhante às dobras F_2 que possuem xistosidade plano axial S_2 . Tal fato sugere que os eixos desenvolvidos durante a fase inicial de D_2 também foram rotacionados para essa posição.

Figura 38 – Exemplos de dobras localizadas na região onde a xistosidade muda de direção E-W para N-S.

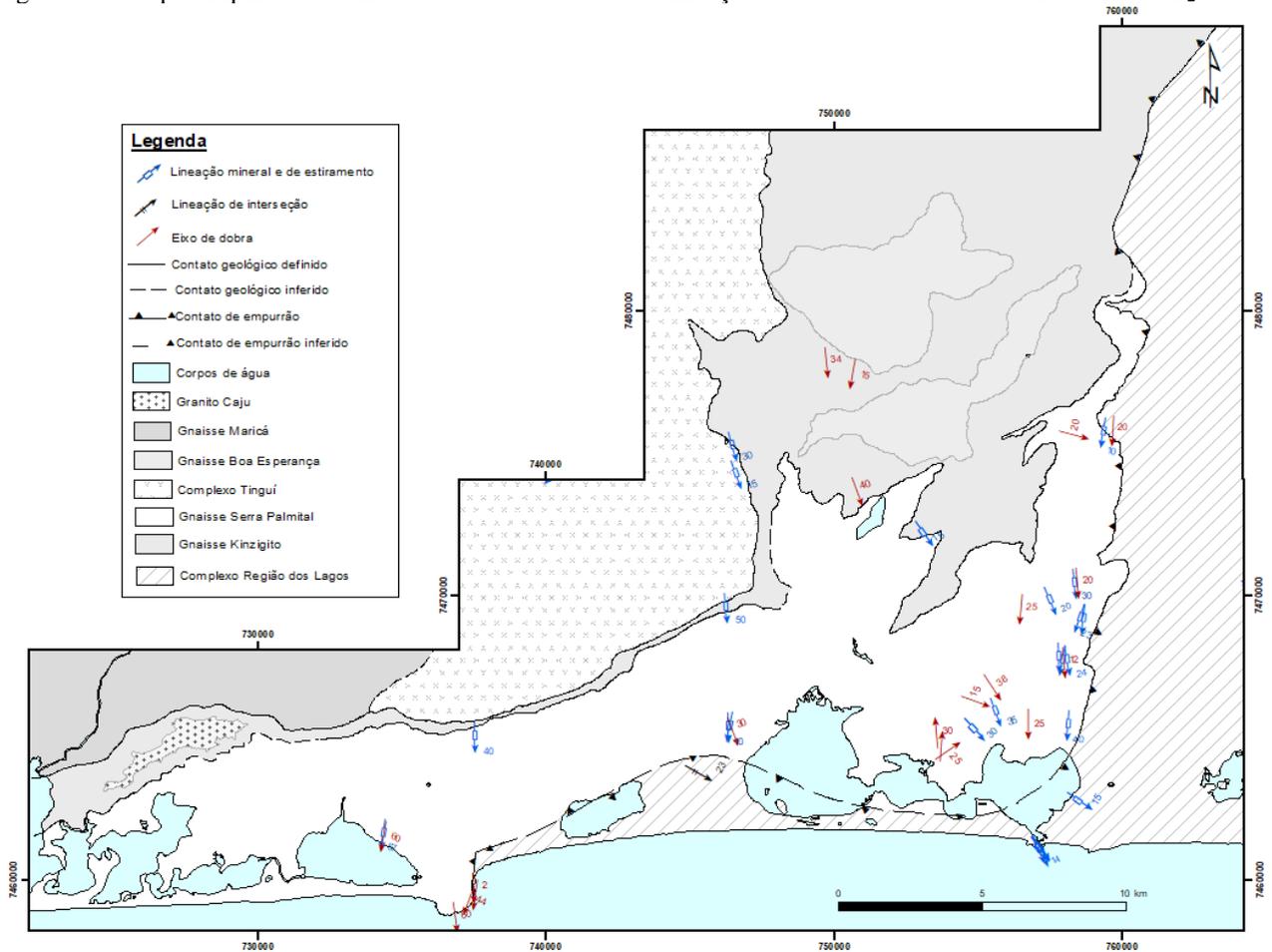


Legenda: (a) e (b) Dobras localizadas no Domínio 3 com eixos com sentido de caimento para SE (Pontos SQ-NC-96 e SQ-NC-105, respectivamente).

Fonte: A autora, 2018.

O mapa da Figura 42 a seguir apresenta a disposição das estruturas descritas associadas ao redobramento tardi- D_2 .

Figura 39 – Mapa simplificado com dados de eixos de dobra e lineações relacionados ao redobramento tardi- D_2 .



Fonte: A autora, 2018.

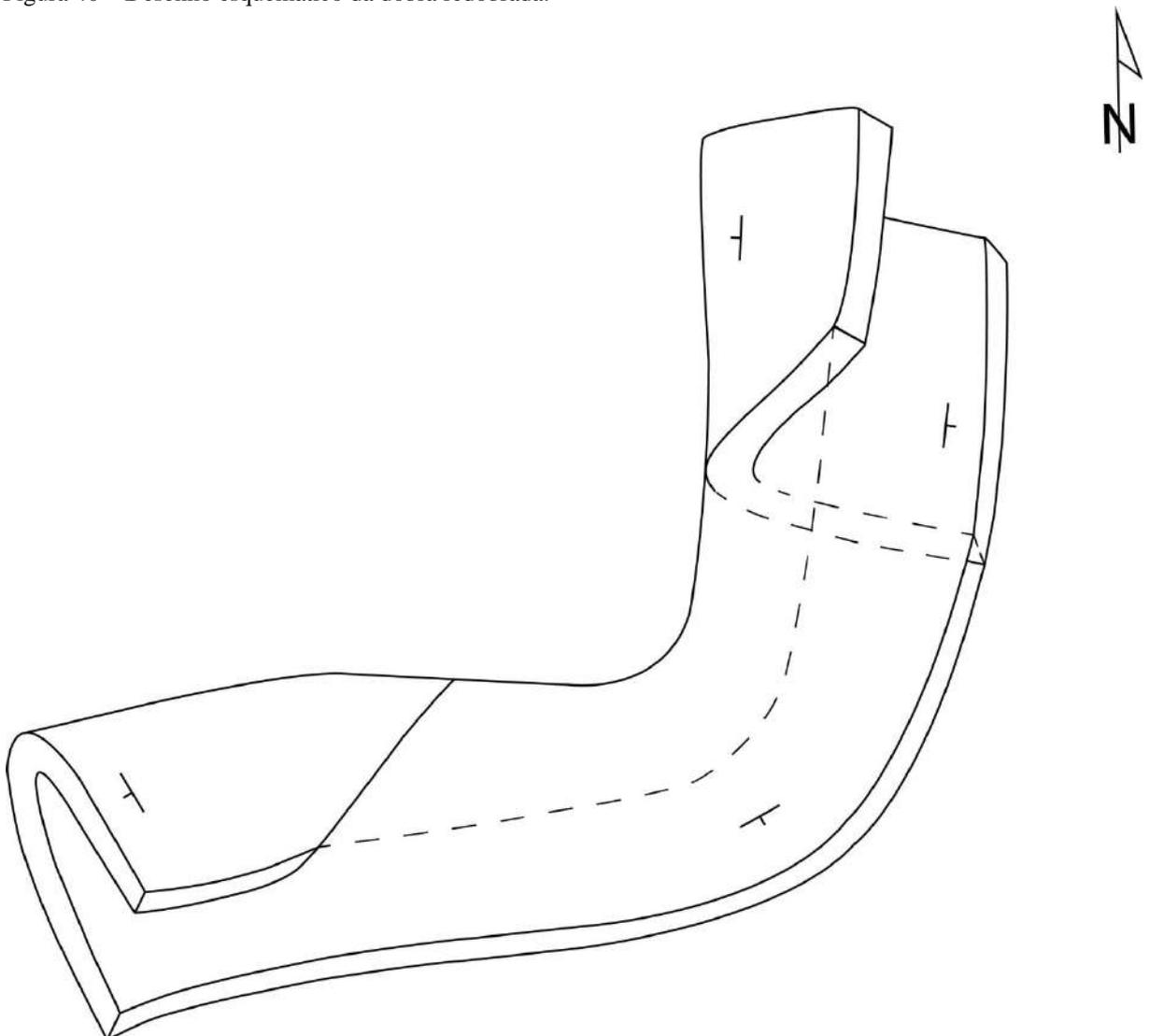
O desenho da Figura 43 abaixo apresenta uma representação esquemática da estrutura redobrada desenvolvida. Após o cavalgamento das rochas do Complexo Região dos Lagos sobre a sequência metassedimentar, tais unidades foram dobradas de forma que o ortognaisse manteve-se no núcleo de uma estrutura antiformal durante o avanço da segunda fase de deformação. Ao final desta fase, tal estrutura foi redobrada em função da geometria do batólito granítico do Complexo Tingui. Acredita-se que este corpo agiu como um promontório rígido, e sua forma semelhante a um arco moldou a geometria final da estrutura, isto é, redobrou o antiformal desenvolvido no estágio anterior, ainda durante a segunda fase de deformação.

A partir das seções geológicas presentes no Mapa Geológico (Apêndice B) é possível observar a mudança gradual da atitude da foliação, assim como do contato entre o sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital e o embasamento Região dos Lagos. Em função dos dobramentos descritos, a relação estratigráfica entre as duas unidades alterna-se, dependendo do local, ou seja, se está relacionado ao flanco superior ou inferior da referida dobra

recumbente. Na região do Domínio 4, por exemplo, a mudança da direção de mergulho do contato entre os metassedimentos e o ortognaisse Região dos Lagos, está relacionada à orientação dos dois flancos da dobra. Na porção sul do Domínio 4, onde o ortognaisse Região dos Lagos está por cima dos metassedimentos, constitui o flanco inferior da dobra. Já na porção norte deste domínio, onde tem-se a inversão (metassedimentos sobre o ortognaisse Região dos Lagos), representa o flanco superior da dobra. Tal variação pode ser verificada nos mapas Geológico e Estrutural (Apêndices B e C) e no desenho esquemático da Figura 43 a seguir.

Além disso, a foliação das rochas do Complexo Tinguí também acompanha tal mudança de orientação descrita, provavelmente resultante dos esforços compressivos contínuos durante o curso da deformação.

Figura 40 – Desenho esquemático da dobra redobrada.



Fonte: A autora, 2018.

5.2.3 Fase de deformação tardia (D₃)

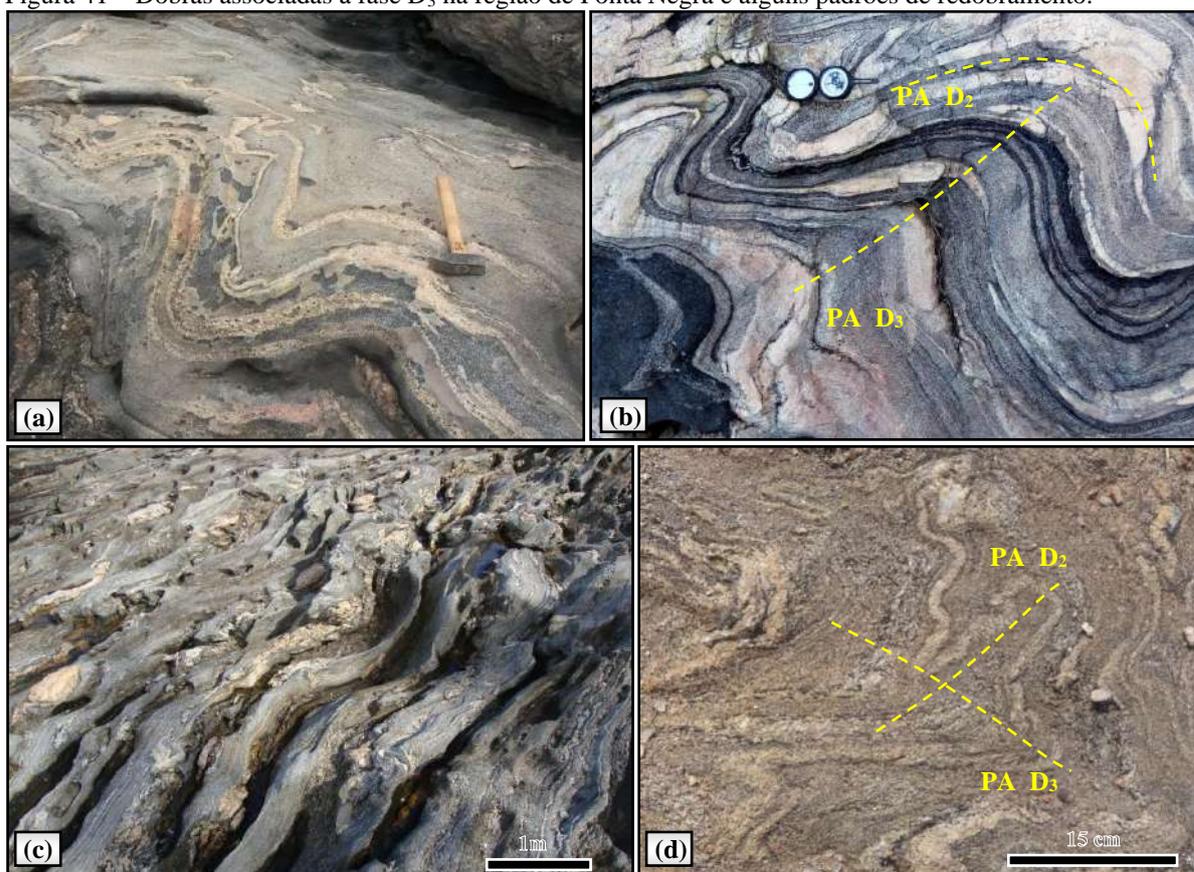
A fase de deformação tardia D₃ significa, provavelmente, um incremento progressivo de deformação dúctil em relação à fase D₂. Em escala de afloramento, na região de Ponta Negra foi possível identificar um conjunto de dobras associadas à fase D₃, incluindo padrões de redobramento. No entanto, a correlação das estruturas de Ponta Negra com o restante da área tornou-se difícil, visto que em poucos afloramentos foi identificado o mesmo padrão de orientação ou geometria das estruturas.

Em escala de mapa, as principais estruturas interpretadas como associadas a uma fase posterior D₃ estão relacionadas a um conjunto de dobras irregulares na porção leste e zonas de cisalhamento transpressivas a oeste, que provavelmente apresenta continuação até a porção noroeste da área mapeada. Neste caso, as unidades metassedimentares foram comprimidas e irregularmente deformadas, não mostrando, portanto, padrões únicos de orientação preferencial. E, ainda, estruturas previamente formadas podem ter sido totalmente obliteradas com o avanço da deformação.

A fase de deformação D₃ identificada na região de Ponta Negra é interpretada como relacionada a um conjunto de dobras abertas e suaves que dobram as dobras isoclinais geradas na fase de deformação D₂. Possuem em geral plano axial com direção de mergulho para SW e WNW, com ângulo moderado a alto, e eixos com sentido de caimento para SW e NW, conforme Mapa Estrutural. Com relação à atitude, são classificadas como dobras inclinadas com caimento. Essas dobras mostram assimetria predominante em forma de “s” em mapa, ao contrário das dobras D₂ em “z”.

Algumas dobras localizadas e irregulares interferem com as dobras D₂ causando padrões de interferência dos tipos dobra dobrada ou cogumelo. Essas dobras são claramente pós-D₂, mas sua relação com as dobras D₃ não foi observada. As Figuras 44 (a), (b), (c) e (d) a seguir apresenta alguns exemplos de dobras da fase D₃ e alguns exemplos de dobra dobrada.

Figura 41 – Dobras associadas à fase D_3 na região de Ponta Negra e alguns padrões de redobramento.



Legenda: (a), (b) e (c) Dobras abertas associadas à fase D_3 em sillimanita-biotita gnaiss bandado e ortognaiss Região dos Lagos (Pontos SQ-NCMR-50, SQ-NCMR-42 e SQ-AGGQ-19 respectivamente); (b) e (d) Dobra dobrada em ortognaiss Região dos Lagos e sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital e a relação entre os plano axiais das dobras D_2 e D_3 (Pontos SQ-AGGQ-19 e SQ-JANC-10, respectivamente).

Fonte: A autora, 2018.

No restante da área, raras dobras com o mesmo padrão descrito em Ponta Negra foram verificadas, no entanto em um pequeno afloramento de sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital, próximo à região de Jaconé foi descrito dobra associada à fase D_3 com eixo apresentando caimento para NW e superfície plano axial sub-vertical, conforme Figura 45 a seguir.

Figura 42 – Dobra associada à terceira fase de deformação.



Legenda: Dobra F_3 identificada no Ponto SQ-NC-121.

Fonte: A autora, 2018.

O efeito da deformação D_3 na região leste gerou um conjunto de dobras irregulares no gnaiss kinzigítico e no sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital, conforme pode ser observado no Mapa Geológico. No Mapa Estrutural referem-se aos Domínios 5 e 6 (Apêndice C). As dobras do Domínio 5 apresentam em geral superfície axial com direção NE-SW, com dobras assimétricas com vergência para SE, além de dobras simétricas, assemelhando-se a uma estrutura em leque. Nos perfis geológicos E, F e G é possível observar tal variação.

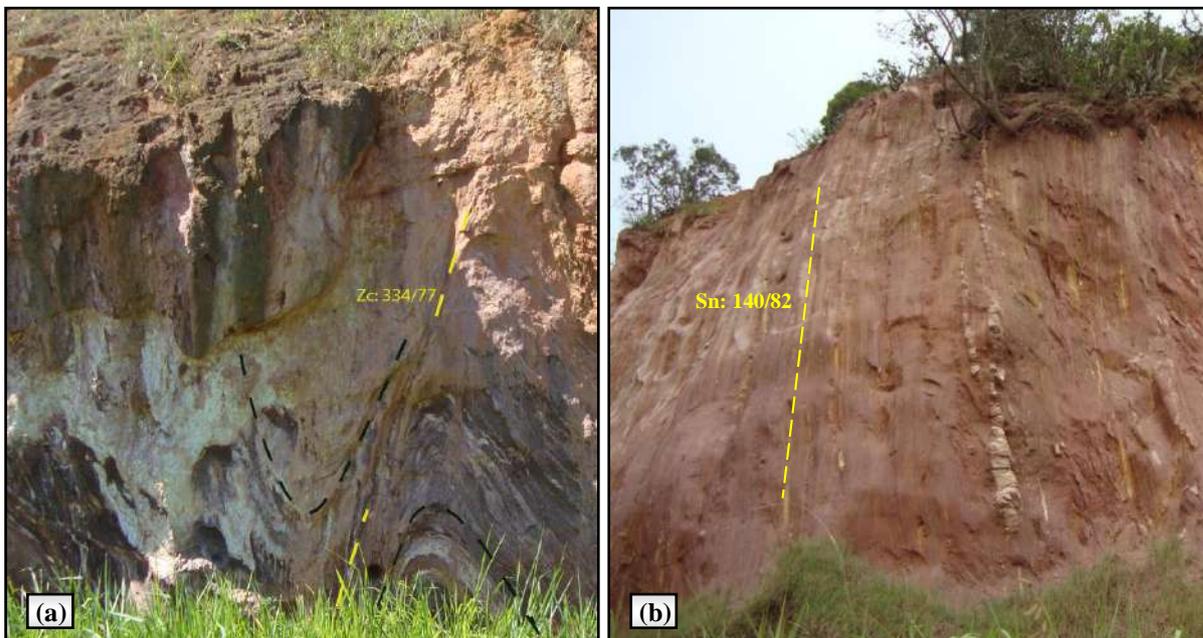
Já no Domínio 6 têm-se dobras com superfície axial com direção NW-SE, e apesar da atitude variável da foliação, os planos em geral apresentam direção de mergulho para SW (plano principal 229/30), de acordo com diagrama estereográfico presente no Mapa Estrutural. Os eixos das dobras e as lineações apresentam sentido de caimento variado, mas com um predomínio para SW e NW (vide Mapa Estrutural).

Com relação à porção oeste, mais precisamente a região que compreende o Domínio 1, o avanço da deformação resultou no estreitamento do gnaiss kinzigítico no contato com as rochas do Complexo Tinguí, onde a foliação passa a apresentar alto ângulo, além do desenvolvimento de dobras com flancos sub-verticais. Acredita-se que esta região está associada a uma zona transpressiva, cuja deformação resultou em zonas de cisalhamento de direção NE-SW, além do empurrão das rochas metassedimentares contra as rochas do Complexo Tinguí (Ponto SQ-JANC-74). As estruturas relacionadas a esse empurrão serão descritas mais adiante.

Dobra de arraste foi identificada nas proximidades de uma zona de cisalhamento, conforme Figura 46 (a). A Figura 46 (b) corresponde ao flanco sub-vertical de antiforme,

associado também a uma zona de cisalhamento, nas proximidades da Lagoa da Barra conforme seções geológicas A e B (Mapa Geológico, Apêndice B).

Figura 43 – Estruturas em zona de cisalhamento.

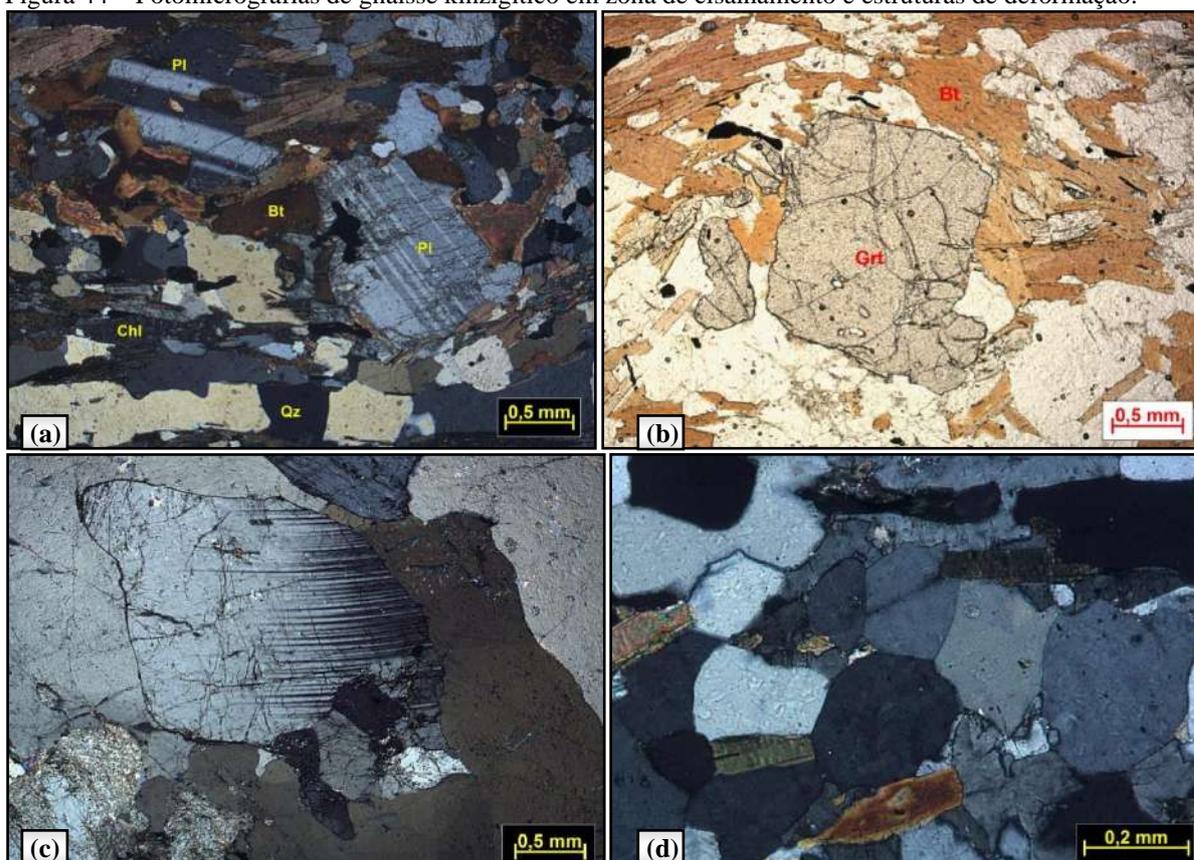


Legenda: Dobra de arraste em zona de cisalhamento (Ponto MR-NC-209); (b) Xistosidade em flanco de dobra sub-vertical com foliação milonítica (Ponto MR-JANC-205).

Fonte: A autora, 2018.

Outras zonas de cisalhamento dúcteis foram identificadas na área, especialmente no gnaiss kinzigítico. Em afloramento dessa unidade ao longo da rodovia Amaral Peixoto (RJ-106), ponto SQ-JANC-20, a foliação principal S_{1+2} apresenta alto ângulo, caracterizada pela ocorrência de porfiroclastos de granada e feldspato, envoltos por cristais de biotita de granulação grossa. Os minerais que compõem a matriz mostram efeitos de recristalização dinâmica como subgrãos e fitas de quartzo, além de cristais de plagioclásio com maclas polissintéticas deformadas (Figuras 47 a, b, c). Destaca-se também a presença de feições de recristalização estática, como contato poligonal entre os grãos (Figura 47 d).

Figura 44 – Fotomicrografias de gnaiss kinzigítico em zona de cisalhamento e estruturas de deformação.

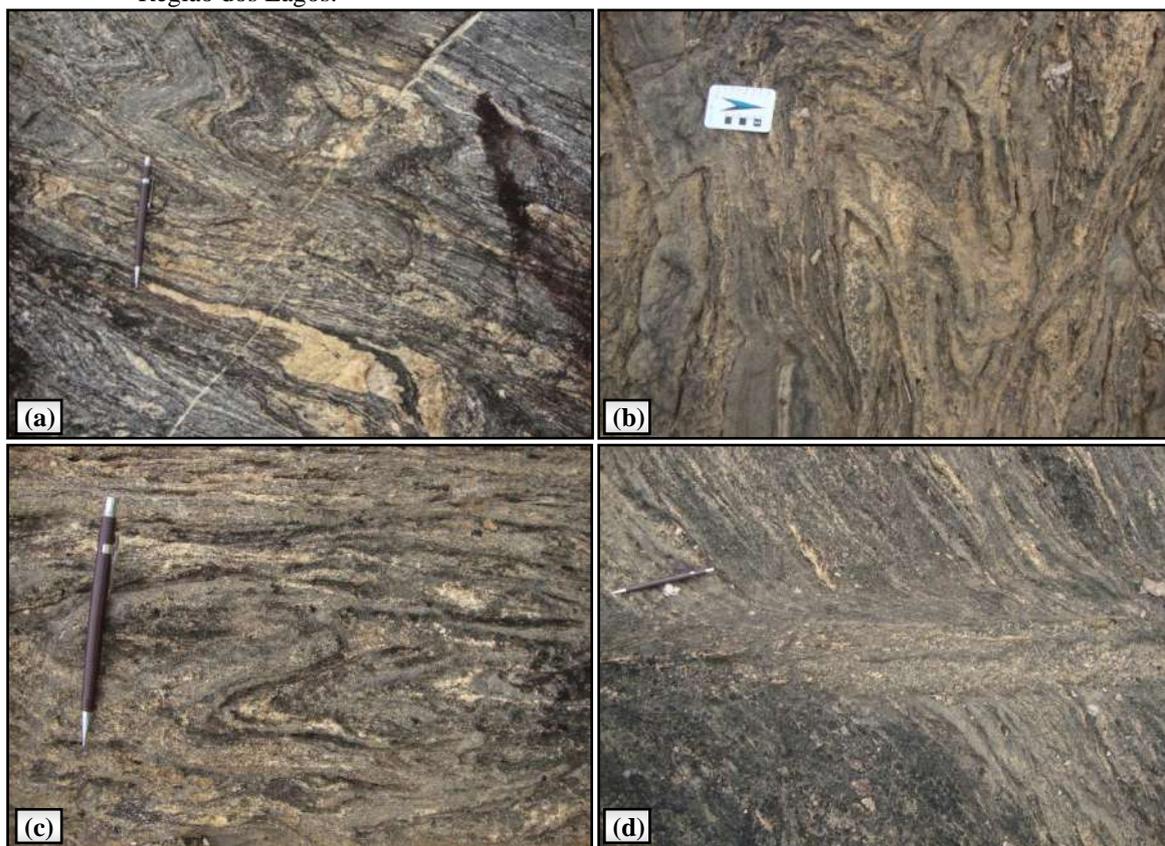


Legenda: (a) Porfiroblastos de plagioclásio e fitas de quartzo, (b) Porfiroblasto de granada envolto por biotita grossa e macla polissintética deformada em plagioclásio (Ponto SQ-JANC-20); (d) Contato poligonal em grãos de quartzo.

Fonte: A autora, 2018.

Nas proximidades de Silva Jardim, próximo ao contato com as rochas do Complexo Região dos Lagos, identificou-se outra zona de cisalhamento de componente dextral em gnaiss kinzigítico, também com orientação NE-SW. Destaca-se a presença de uma série de dobras com assimetria em “z”, cujos eixos apresentam caimento para SW. Sugere-se que essas dobras tenham sido desenvolvidas durante o cisalhamento, visto que não apresentam foliação plano axial característica das dobras F_2 (Figuras 48 a, b, c). Presença de pegmatito intrusivo, afetado por outra zona de zona de cisalhamento, discordante da foliação e com componente de movimentação sinistral (Figura 48 d).

Figura 48 – Zona de cisalhamento em gnaiss kinzigítico próximo ao contato com as rochas do Complexo Região dos Lagos.

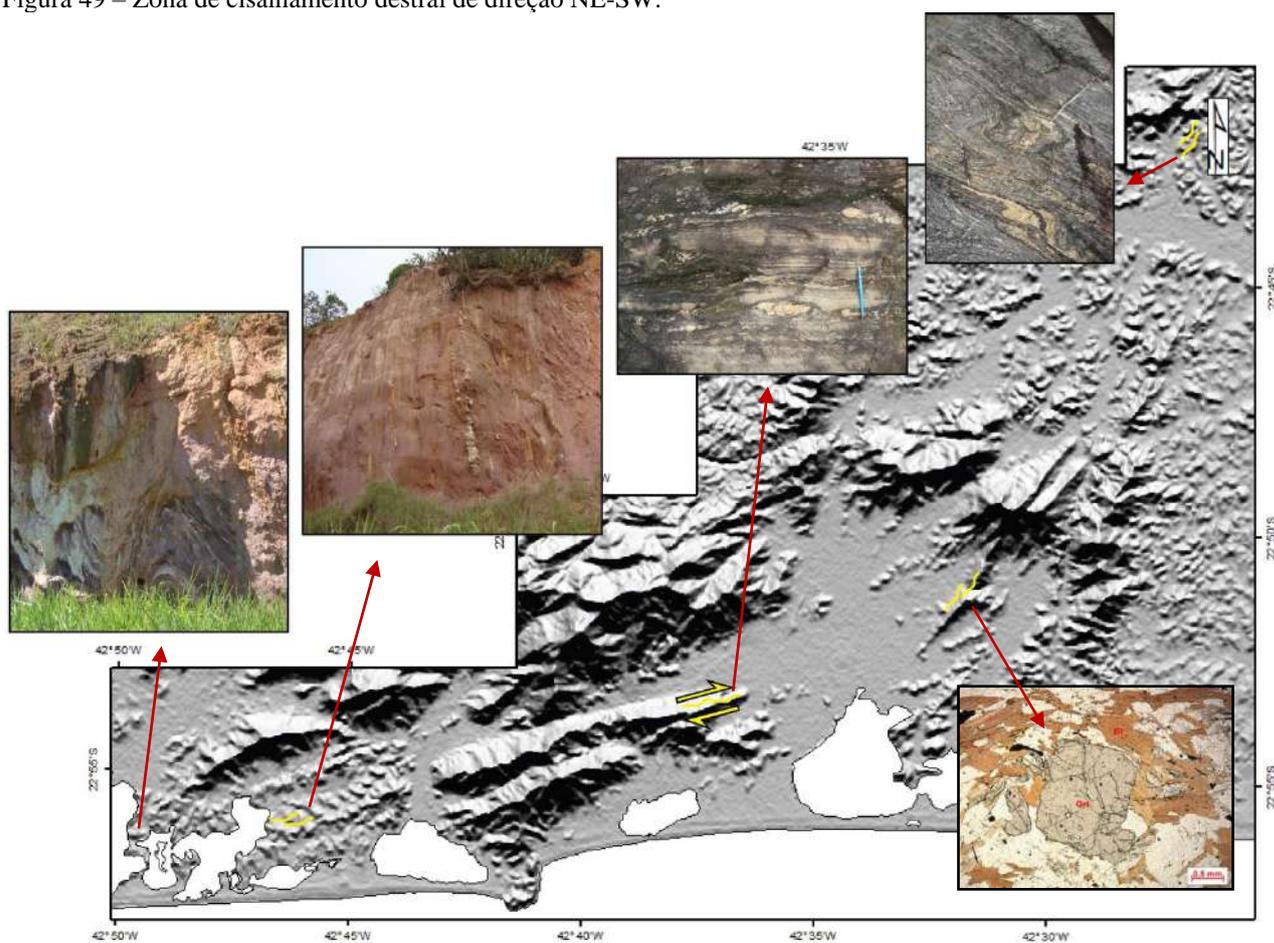


Legenda: (a) Zona de cisalhamento dextral em gnaiss kinzigítico; (b) e (c) Dobras desenvolvidas em zona de cisalhamento cujos planos axiais são paralelos à zona de cisalhamento; (d) Dique pegmatítico cisalhado, Ponto SJ-JANC-83.

Fonte: A autora, 2018.

A Figura 49 a seguir apresenta a imagem de relevo da área com a localização das zonas de cisalhamento identificadas, com destaque para os lineamentos de direção NE-SW marcados principalmente pela Serra do Mato Grosso e pelo Morro dos Pregos (conforme Mapa de Pontos).

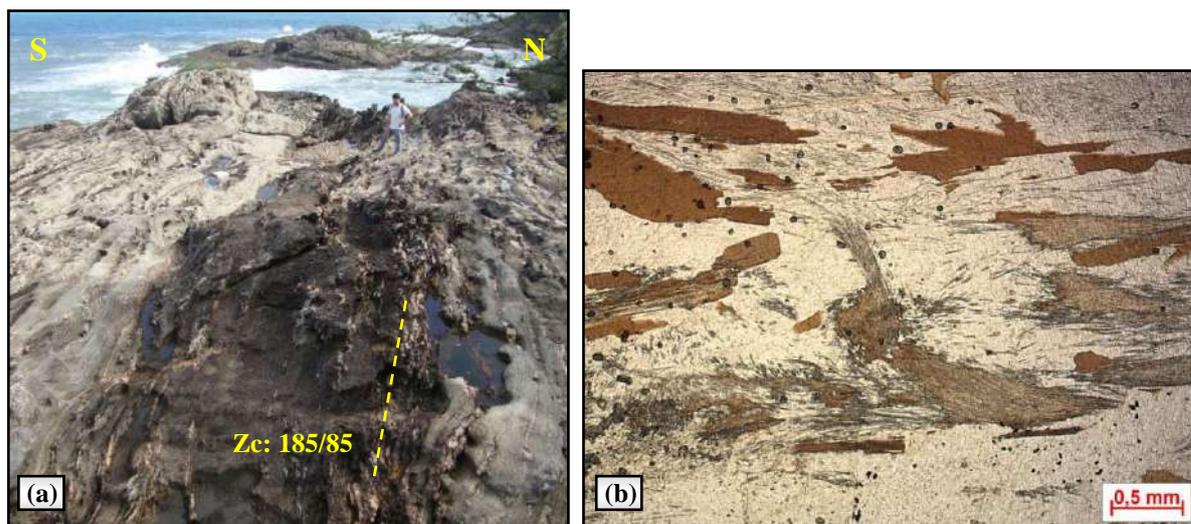
Figura 49 – Zona de cisalhamento destal de direção NE-SW.



Fonte: A autora, 2018.

Em Ponta Negra identificou-se zona de cisalhamento localizada de direção E-W, com desenvolvimento de estruturas do tipo S-C em cristais de sillimanita. Destaca-se o crescimento de sillimanita a partir de biotita durante o desenvolvimento da zona de cisalhamento (Figuras 50 a, b). Em campo essa zona apresenta sentido de movimento destal, ao contrário do que é mostrado na Figura 50 (b) (lâmina não orientada).

Figura 45 – Zona de cisalhamento em Ponta Negra e estrutura S-C.



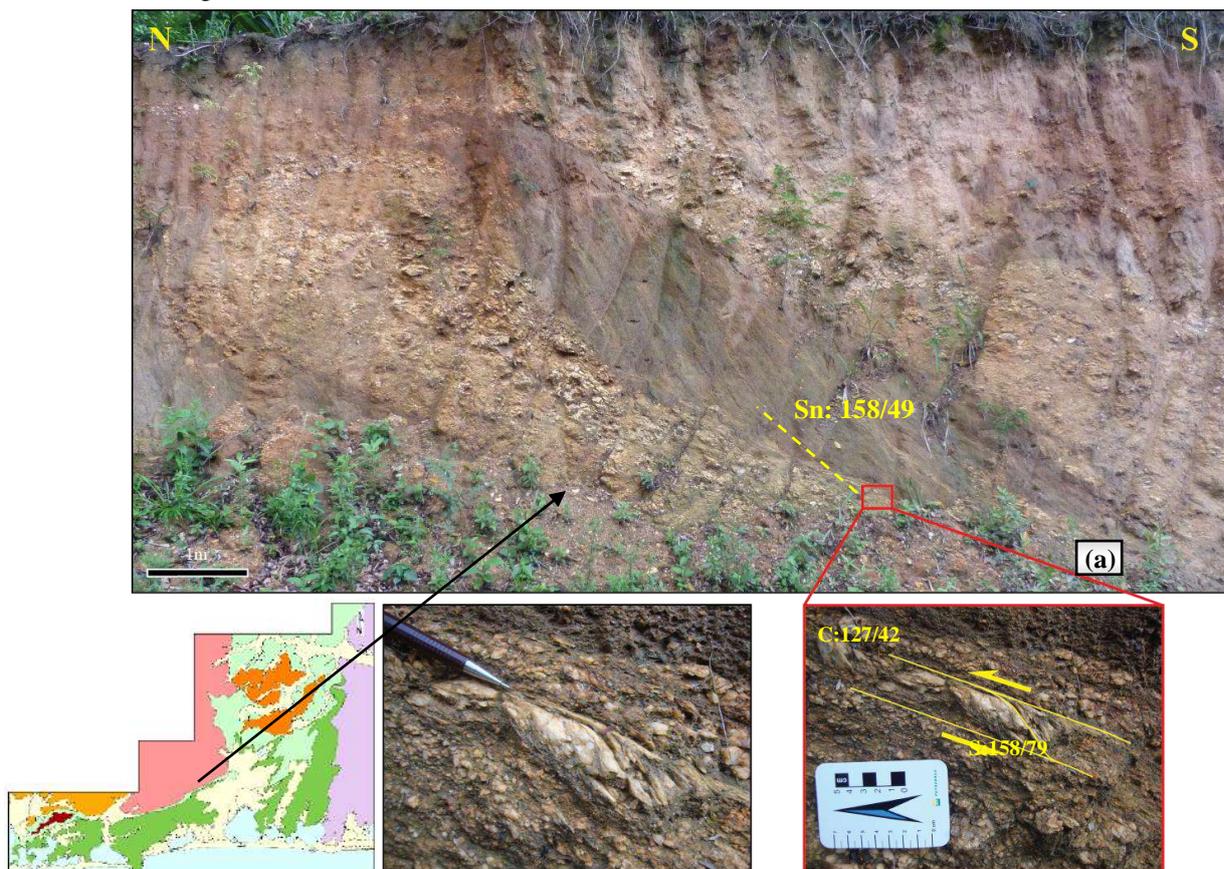
Legenda: (a) Zona de cisalhamento em Ponta Negra (Ponto SQ-NC-MR-43); (b) Desenvolvimento de estrutura S-C em zona de cisalhamento (Ponto SQ-NC-MR-43).

Fonte: A autora, 2018.

Algumas estruturas resultantes do estágio colisional dos metassedimentos contra as rochas do Complexo Tinguí também foram identificadas, fornecendo informações sobre o sentido do movimento. São representadas por estruturas S-C e planos de cavalgamento descritos a seguir.

No contato do gnaiss kinzigítico com o ortognaiss do Complexo Tinguí, próximo a Serra do Tinguí (Ponto SQ-JANC-74), a foliação encontra-se envolta por um enclave de composição diorítica em formato sigmoidal. Nas bordas do pegmatito tem-se a presença de estruturas S-C cujas orientações dos planos C: 127/42 e S: 158/79 são indicativas de sentido de movimento de topo para NW, conforme Figura 51 a seguir.

Figura 46 – Estruturas S-C desenvolvidas nas rochas do Complexo Tinguí próximo ao contato com o gnaiss kinzigítico.

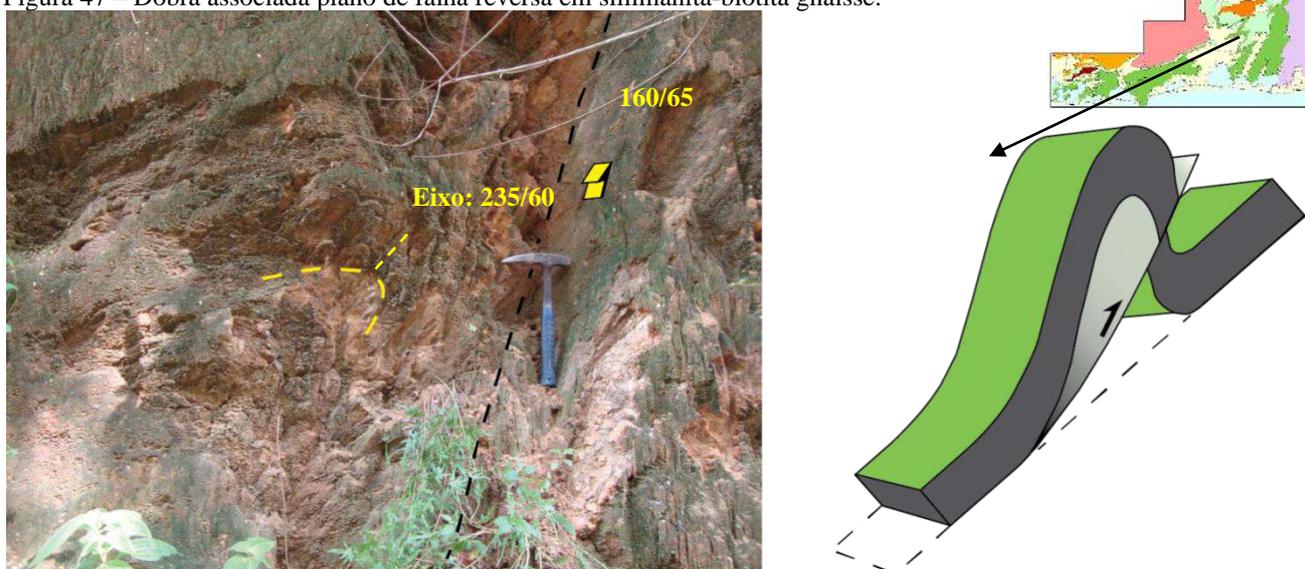


Legenda: (a) Foliação de ortognaiss do Complexo Tinguí envolta por pegmatito deformado em formato sigmoidal; (b) Estrutura S-C indicativa de movimento de topo para NW (Ponto SQ-JANC-74).

Fonte: A autora, 2018.

Na porção central da área, em afloramento de sillimanita-biotita gnaiss (Ponto SQ-NC-110), têm-se a presença de planos de falhas reversas (atitude 160/65) que apresentam dobras com flancos rompidos, vergentes para N-NW. As dobras apresentam eixo com caimento para SW e os planos das falhas possuem direção NE-SW e lineação *down-dip*. Tais planos são preenchidos em geral por corpos pegmatíticos. A Figura 52 apresenta a estrutura descrita com as medidas do plano de falha e o eixo da dobra, além de um desenho esquemático.

Figura 47 – Dobra associada plano de falha reversa em sillimanita-biotita gnaisse.

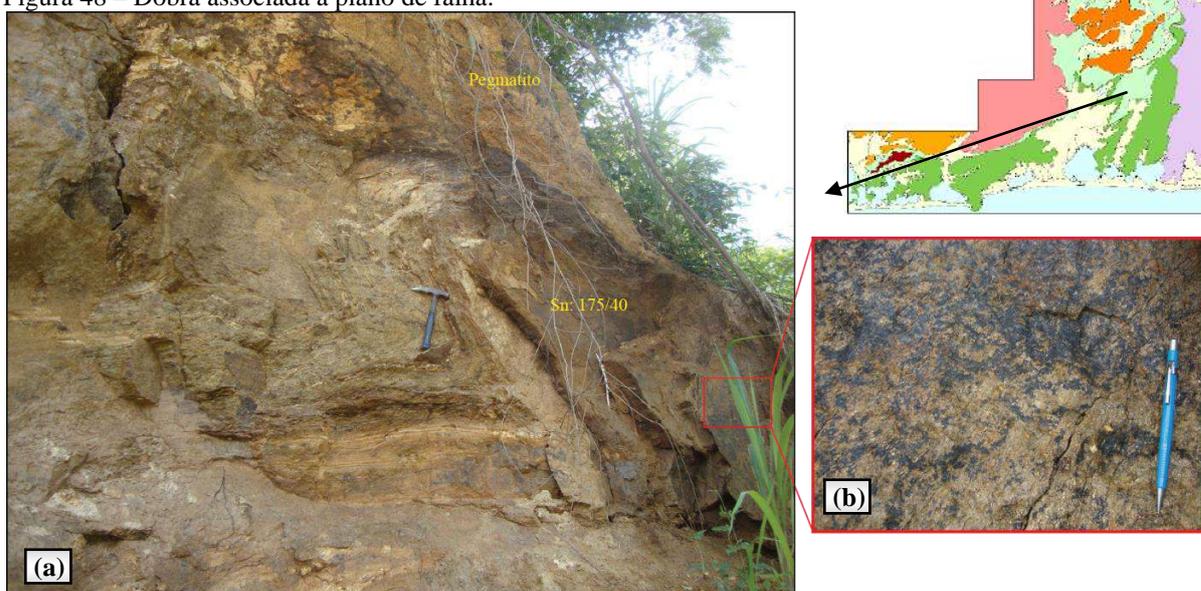


Legenda: Linha tracejada de cor amarela representando charneira e eixo da dobra e linha tracejada de cor preta a superfície de empurrão com respectiva atitude (Ponto SQ-NC-110).

Fonte: A autora, 2018.

Outro exemplo de dobra associada aos planos de falha foi verificado em gnaiss kinzigítico. Trata-se de dobra com assimetria em “s” (visada para direção de caimento do eixo) e eixo com caimento para SE (65/15). O flanco mais inclinado da dobra assemelha-se a uma superfície de falha, com direção aproximadamente E-W (175/40). Destaca-se a presença de *steps* de falha nestes planos e estrias com direção NE-SW (210/40). Presença de pegmatito no flanco rompido da referida dobra, conforme Figura 53 a seguir.

Figura 48 – Dobra associada a plano de falha.

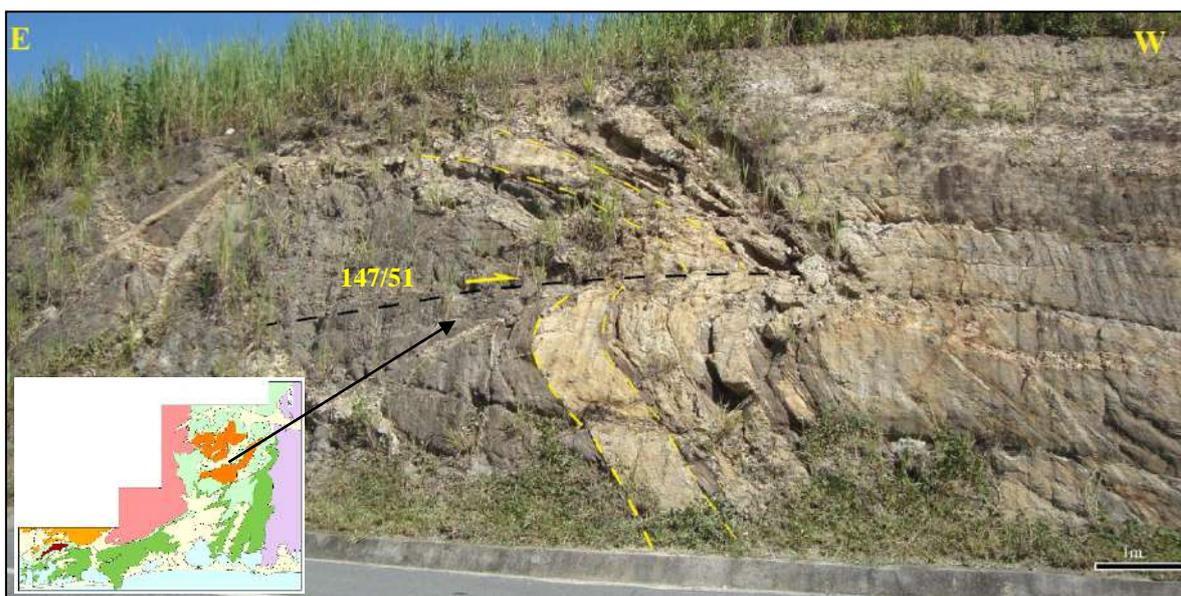


Legenda: (a) Dobra recumbente com flanco associado a plano de falha (Ponto SQ-NC-112); (b) Detalhe de estrias no plano de falha..

Fonte: A autora, 2018.

Uma zona de cisalhamento de empurrão também foi identificada nas margens da rodovia 124 (Via Lagos) (SQ-NC-135) em gnaiss kinzigítico. Refere-se a um plano de empurrão com direção NE-SW, responsável pela deformação do gnaiss kinzigítico, de corpos de leucogranito, além do Leucognaiss Boa Esperança o qual está em contato. Tal plano apresenta direção NE-SW, e mergulho de médio ângulo para SE, com sentido de movimento reverso para NW, conforme Figura 54 abaixo.

Figura 49 – Plano de empurrão em gnaiss kinzigítico.



Legenda: Linha tracejada de cor preta representando zona de cisalhamento de empurrão com respectiva medida.
 Destaque para corpo de leucogranito rompido delimitado por linha tracejada de cor amarela (Ponto SQ-NC-135).

Fonte: A autora, 2018.

6 GEOCROLOGIA U-PB

Nesta seção são apresentadas as idades U-Pb obtidas utilizando a técnica LA-SF-ICP-MS em grãos detríticos de zircão, referente às unidades de base e topo da sequência metassedimentar. Os objetivos desta abordagem foram obter a idade máxima de deposição dessas unidades, assim como a identificação das idades de metamorfismo e sua possível correlação aos eventos metamórficos e à evolução estrutural da área.

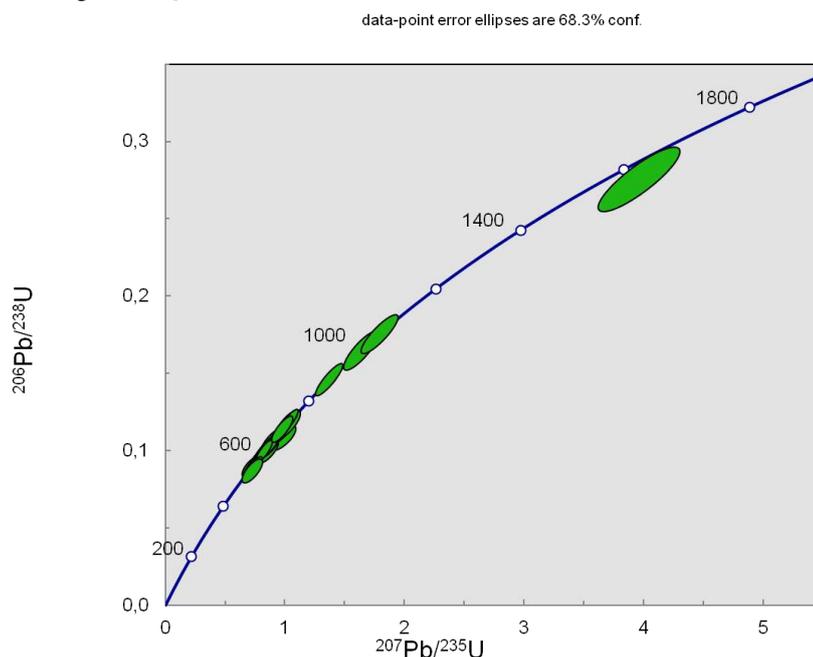
Foram coletadas duas amostras, uma referente ao gnaiss kinzigítico (unidade de base) e outra relacionada ao sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital (unidade de topo). Na Seção 2.4.2 (procedimentos analíticos) foram descritos os critérios adotados para obtenção das idades, considerando a quantidade de Pb comum, os erros individuais das idades, a porcentagem de discordância, além das razões Th/U. Sempre que possível foram analisados núcleo e borda dos grãos, buscando-se assim a obtenção das idades de cristalização e metamorfismo. No Apêndice E encontram-se as tabelas com os resultados obtidos.

6.1 Amostra SQ-JANC-20 – Gnaiss kinzigítico

A amostra do gnaiss kinzigítico foi coletada em afloramento na rodovia Amaral Peixoto (RJ-106) próximo ao vilarejo de Sampaio Correia, aproximadamente 18 km da cidade Saquarema. Refere-se ao ponto homônimo, podendo ser visualizado no Mapa de Pontos (Apêndice A).

Nesta amostra foram datados 117 grãos e, considerando que em alguns grãos foram analisados tanto a borda quanto o núcleo, obteve-se um total de 126 medidas. Para o cálculo das idades foram utilizados somente os dados que se enquadram dentro dos critérios adotados (conforme descrito anteriormente), resultando em um total de 88 análises. Os resultados são apresentados na Tabela 6 (Apêndice E). Ressalta-se que foram utilizadas as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para valores acima de 1000 Ma e as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para valores inferiores a 1000 Ma. No diagrama concórdia Wetherill da Figura 55 a seguir, estão dispostos todos os *spots* selecionados e que apresentaram uma boa consistência analítica.

Figura 50 – Diagrama concórdia Wetherill de todos os grãos de zircão analisados para a amostra do gnaiss kinzigítico SQ-JANC-20.



Fonte: A autora, 2018.

A maioria dos grãos de zircão apresentam formas arredondadas a subarredondadas, e poucos exibem forma de prismas alongados, cujas razões comprimento:largura variam de 2:1 a 5:1. A partir das imagens de catodoluminescência foi possível verificar diferentes tipos de texturas nos grãos, relacionadas tanto ao processo cristalização magmática quanto à superposição do metamorfismo. Os grãos de origem magmática exibem zoneamento oscilatório interno típico, ao contrário dos grãos metamórficos, os quais possuem zoneamento interno irregular, por vezes do tipo convoluto, além de apresentar zonas ou bordas de recristalização. Em relação ao conteúdo e razões de Th e U, ressalta-se que os grãos metamórficos em geral possuem baixas razões, mas alguns com valores não tão baixos como esperado na literatura para zircões metamórficos de alto grau ($<0,1$). A partir das imagens de catodoluminescência das Figuras 56 e 57 foi possível observar os diferentes tipos de grãos de origem ígnea e metamórfica respectivamente, com destaque para variedade das texturas internas presentes nos cristais. Destaca-se na Figura 57 a presença de grãos com núcleos metamórficos, indicando uma possível origem anatética para os mesmos (*spots* sq-375, sq-290 e sq-368).

Figura 51 – Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão e as respectivas idades de cristalização.
(continua)

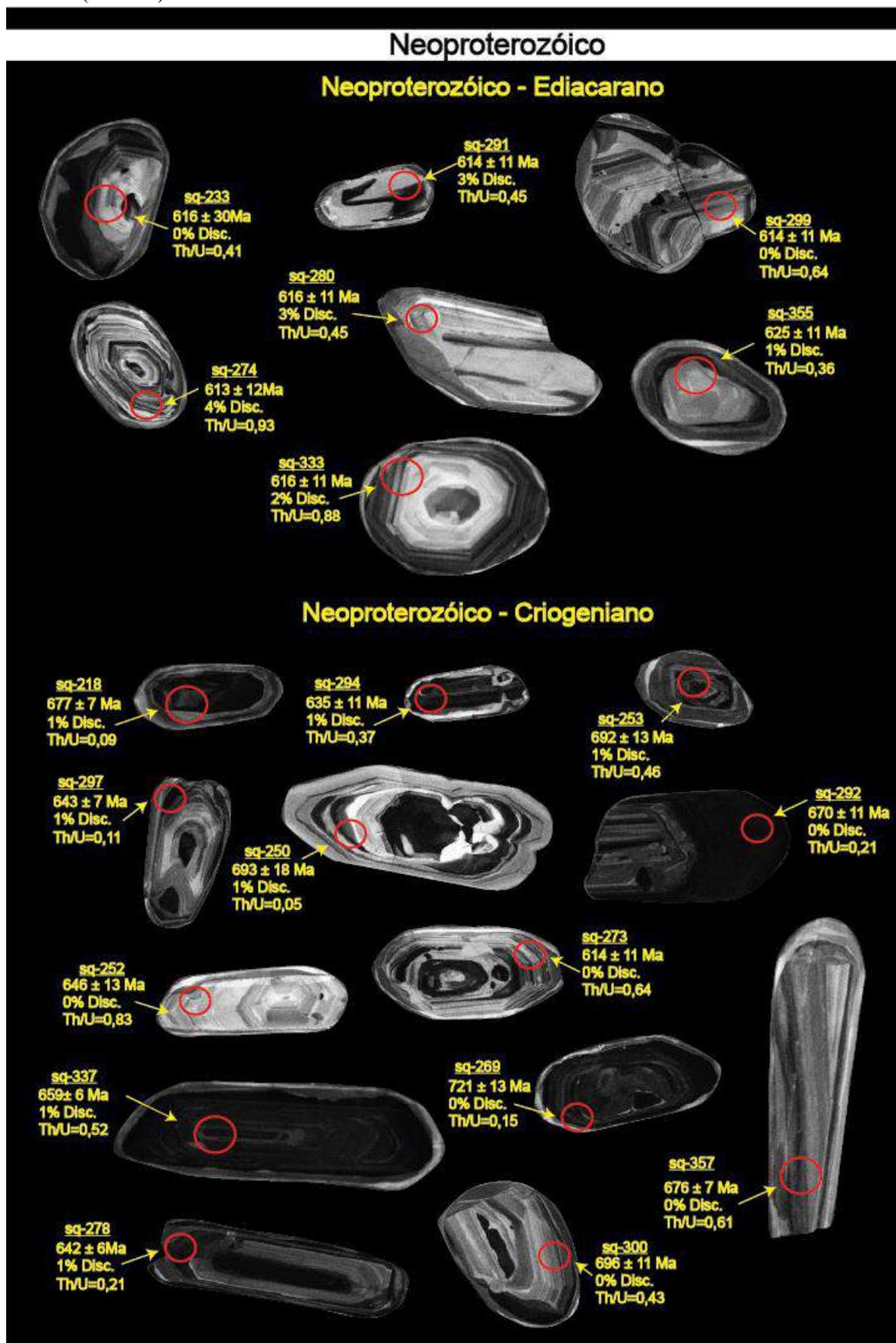
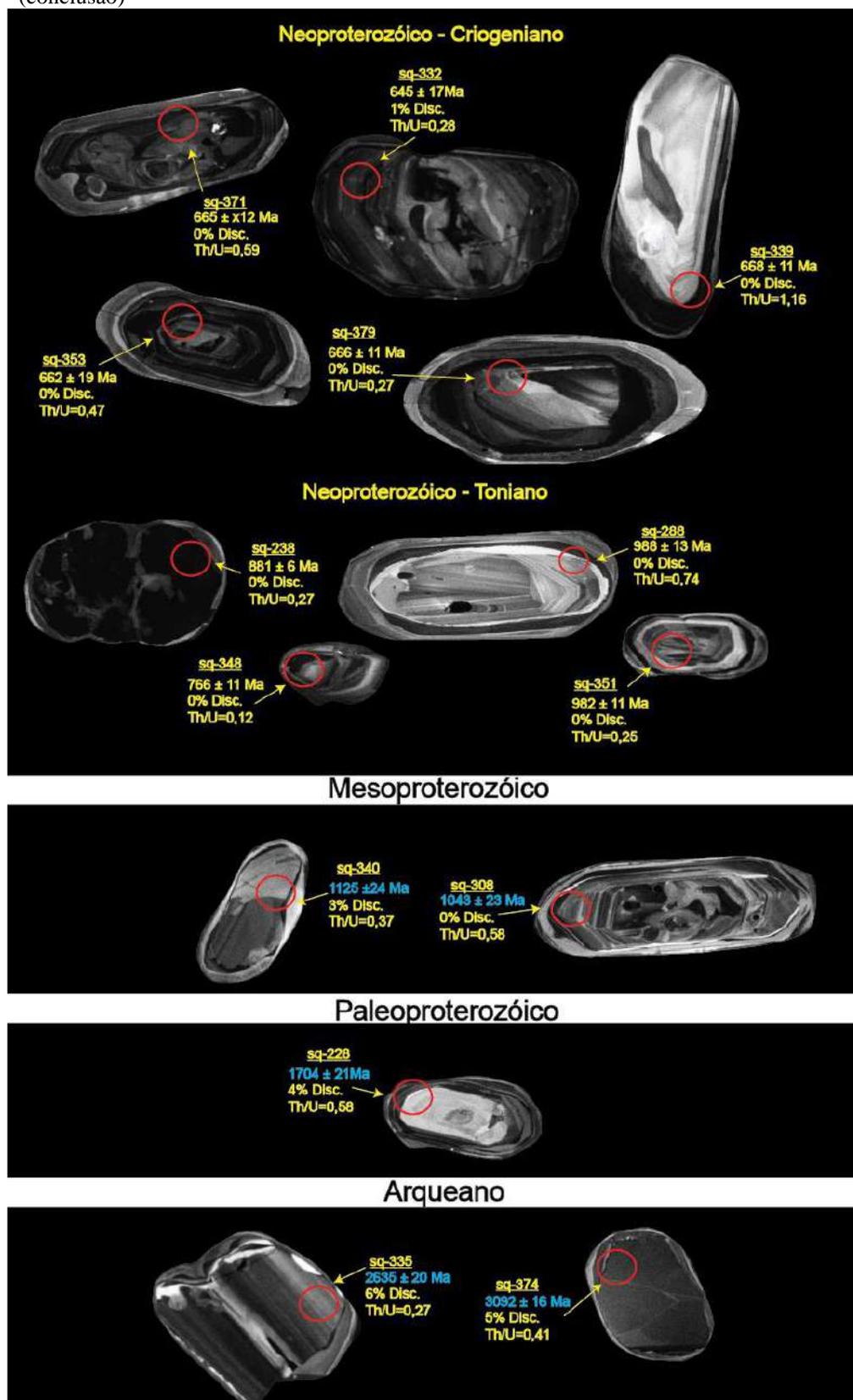


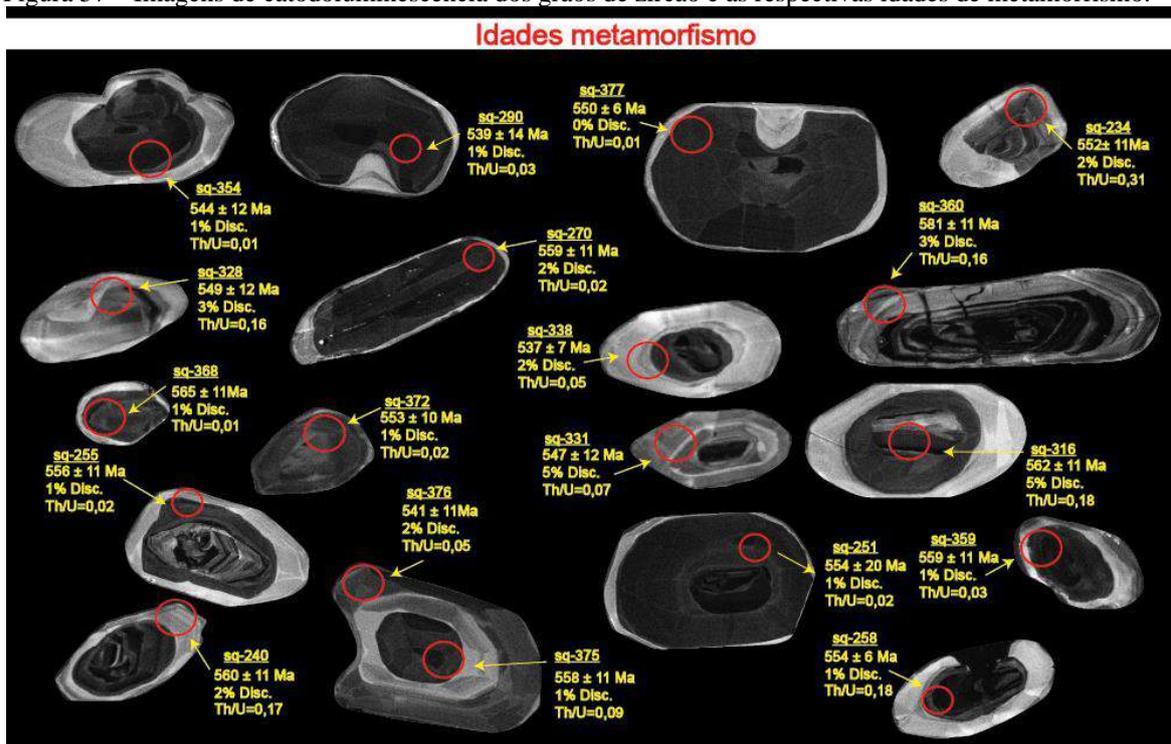
Figura 52 – Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão e as respectivas idades de cristalização (conclusão)



Legenda: Nas imagens encontra-se marcado a localização dos spots analisados (30 μ m), a porcentagem da discordância, a razão Th/U, assim como as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (em azul) e as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (em amarelo) de cada cristal.

Fonte: A autora, 2018.

Figura 57 – Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão e as respectivas idades de metamorfismo.



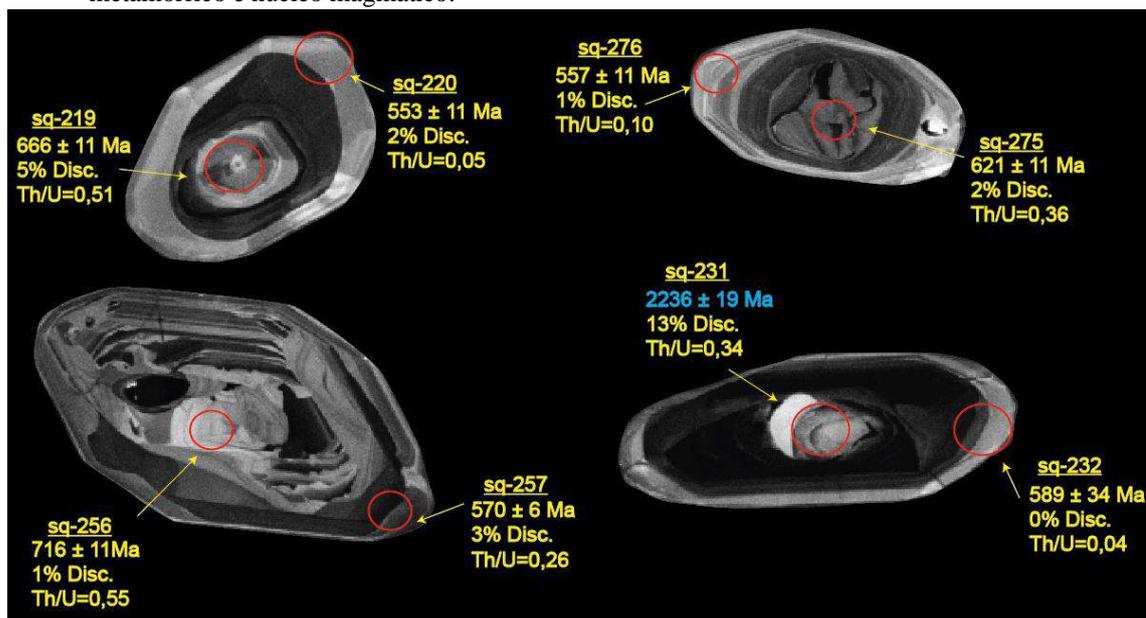
Legenda: Nas imagens encontra-se marcado a localização dos spots analisados (30 μm), a porcentagem da discordância, a razão Th/U, assim como as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de cada cristal.

Fonte: A autora, 2018.

A fim de verificar quais idades estariam relacionadas à cristalização ou metamorfismo, foi feita uma avaliação das razões Th/U de cada *spot*, assim como sua posição em cada grão (borda ou núcleo). Os dados relativos à idade de metamorfismo apresentaram razões Th/U em geral menores que 0,09 (algumas exceções com valores abaixo de 0,2), enquanto que os dados associados à idade de cristalização apresentaram valores entre 0,2 a 1,16, conforme apresentado nas imagens anteriores.

As idades de metamorfismo encontradas variam de 532 a 594 Ma. A Figura 58 a seguir apresenta alguns exemplos de idades de cristalização e metamorfismo obtidas nos *spots* localizados na borda e no núcleo dos grãos, onde é possível verificar uma idade mais jovem de sobrecrecimento metamórfico de 553 ± 11 Ma (*spot* sq-220) e uma idade mais antiga de 589 ± 34 Ma (*spot* sq-232), ambas com baixas razões Th/U.

Figura 58 – Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão com bordas de sobrecrescimento metamórfico e núcleo magmático.



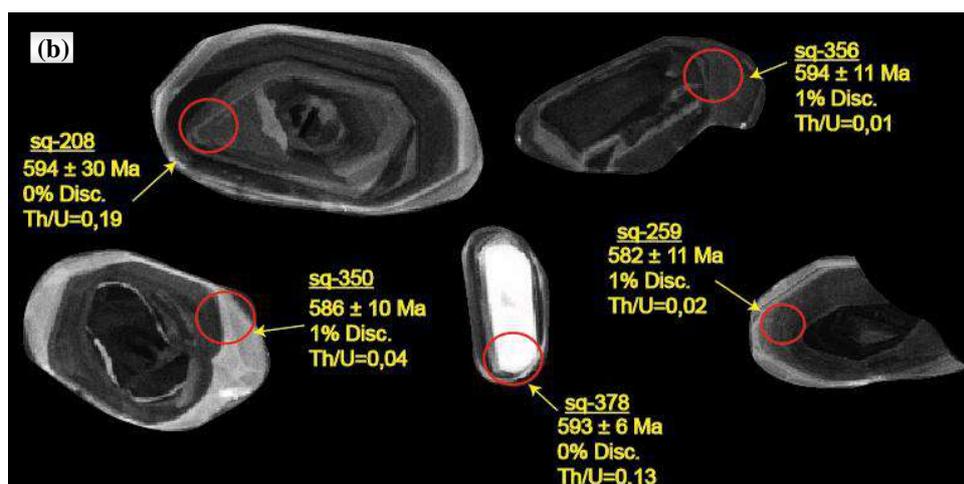
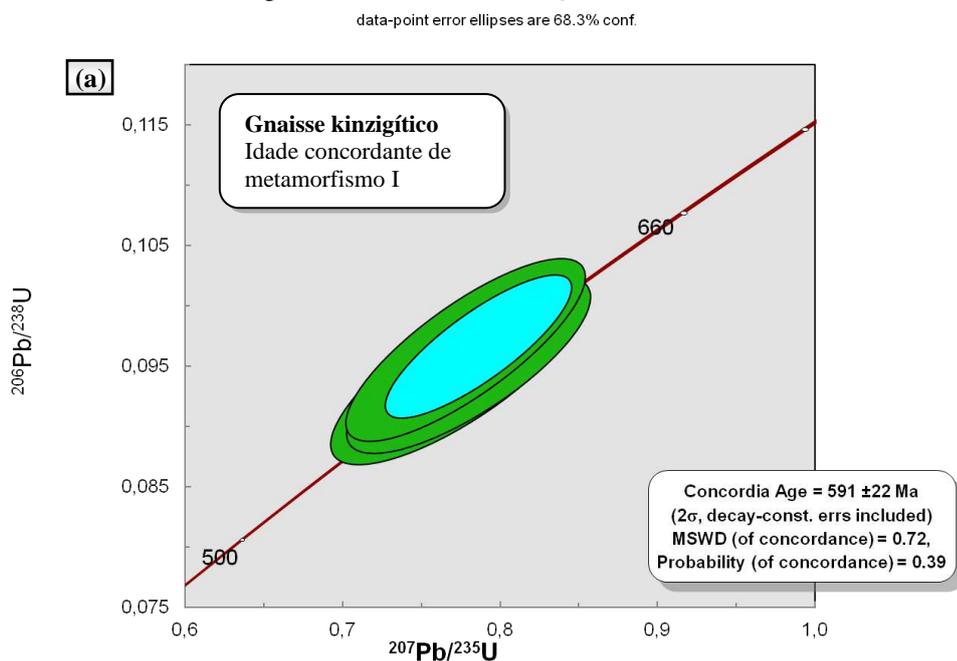
Legenda: Nas imagens encontra-se marcado a localização dos spots analisados (30 μm), a porcentagem da discordância, a razão Th/U, assim como as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (em azul) e as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (em amarelo) de cada cristal. Obs.: O spot sq-231 não foi considerado na análise em função da discordância acima de 10%, mas sua representação é para demonstrar a diferença entre as idades de borda e núcleo.

Fonte: A autora, 2018.

Os dois conjuntos de idades metamórficas encontradas são interpretadas, neste trabalho, como resultantes de dois episódios metamórficos que possivelmente atuaram nessa unidade. Mesmo que não tenha sido encontrado nenhum grão que tivesse as duas idades metamórficas, e que comprovaria de forma mais satisfatória esses dois eventos, os *spots* localizados nas bordas dos grãos com baixas razões Th/U são inegavelmente metamórficos, e tal intervalo entre as idades mais jovens e mais antigas, poderia ser considerado como resultante de dois períodos metamórficos distintos. Sendo assim, optou-se por separar as idades metamórficas em dois conjuntos, cujos dados podem ser visualizados nas Tabelas 7 e 8, presentes no Apêndice E deste documento.

Na Tabela 7 têm-se as idades metamórficas mais antigas, a partir das quais se construiu o diagrama de concórdia Wetherill, obtendo-se uma idade concordante de 591 ± 22 Ma (MSWD = 0,72). A Figura 59 a seguir, apresenta o referido diagrama assim como alguns exemplos de grãos que apresentam o registro do referido metamorfismo.

Figura 53 – Idade concordante do metamorfismo mais antigo em diagrama concórdia Wetherill e imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão, amostra SQ-JANC-20.

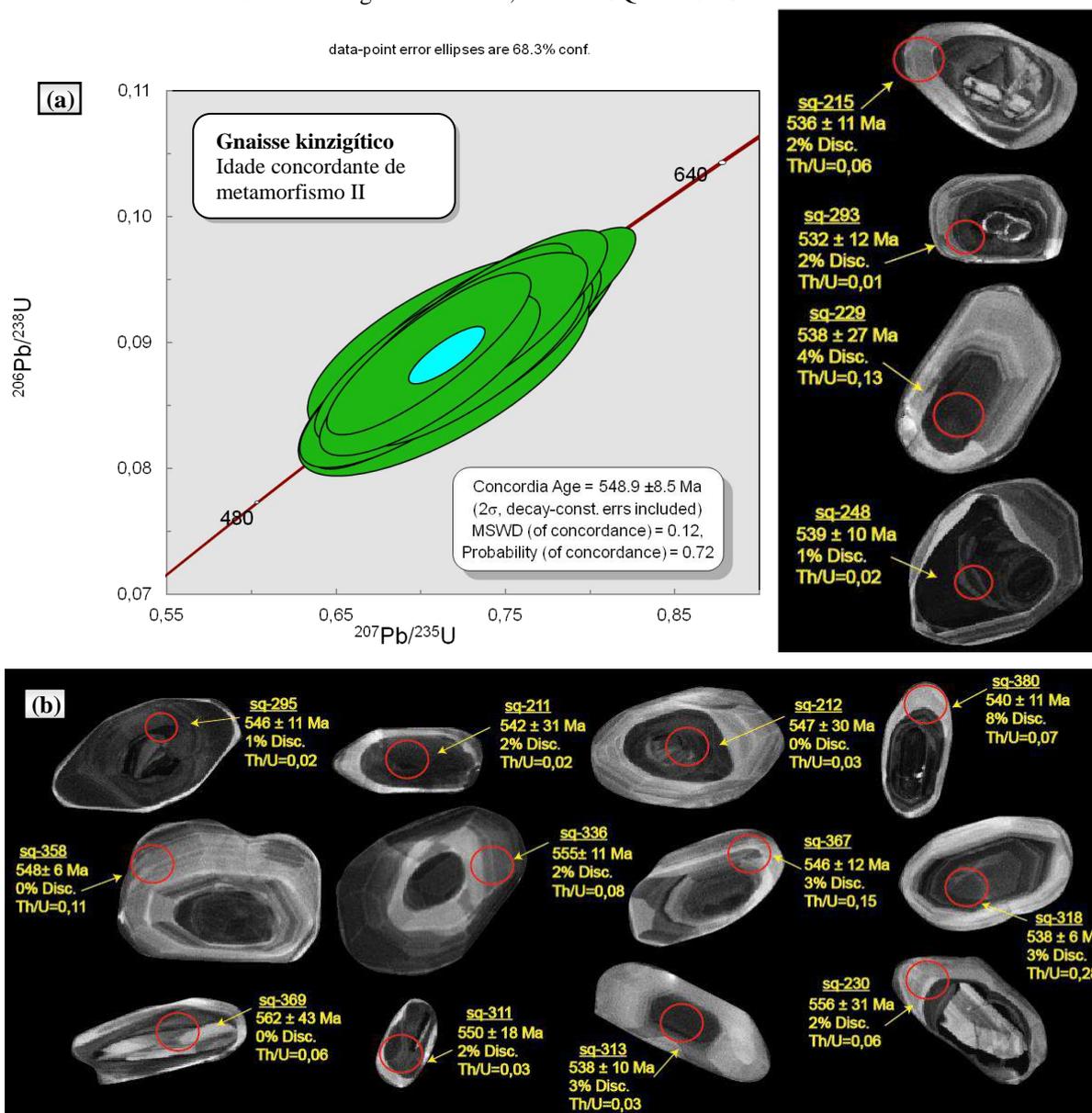


Legenda: (a) Diagrama concórdia Wetherill; (b) Imagens grãos de zircão. Nas imagens encontram-se marcadas a localização dos *spots* analisados (30 μm), assim como as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, a porcentagem de discordância e a razão Th/U de cada cristal.

Fonte: A autora, 2018.

Considerando as idades metamórficas mais jovens, conforme Tabela 8 (Apêndice E), elaborou-se o diagrama de concórdia Wetherill obtendo-se uma idade concordante de 549 ± 9 Ma (MSWD = 0,12). A Figura 60 apresenta o referido diagrama com as imagens dos grãos analisados que resultaram nas idades metamórficas mais jovens.

Figura 54 – Idade concordante do metamorfismo mais jovem em diagrama concórdia Wethrill e imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão, amostra SQ-JANC-20.



Legenda: (a) Diagrama concórdia Wetherill; (b) Imagens grãos de zircão. Nas imagens encontram-se marcadas a localização dos *spots* analisados (30 μm), assim como as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, a porcentagem de discordância e a razão Th/U de cada cristal.

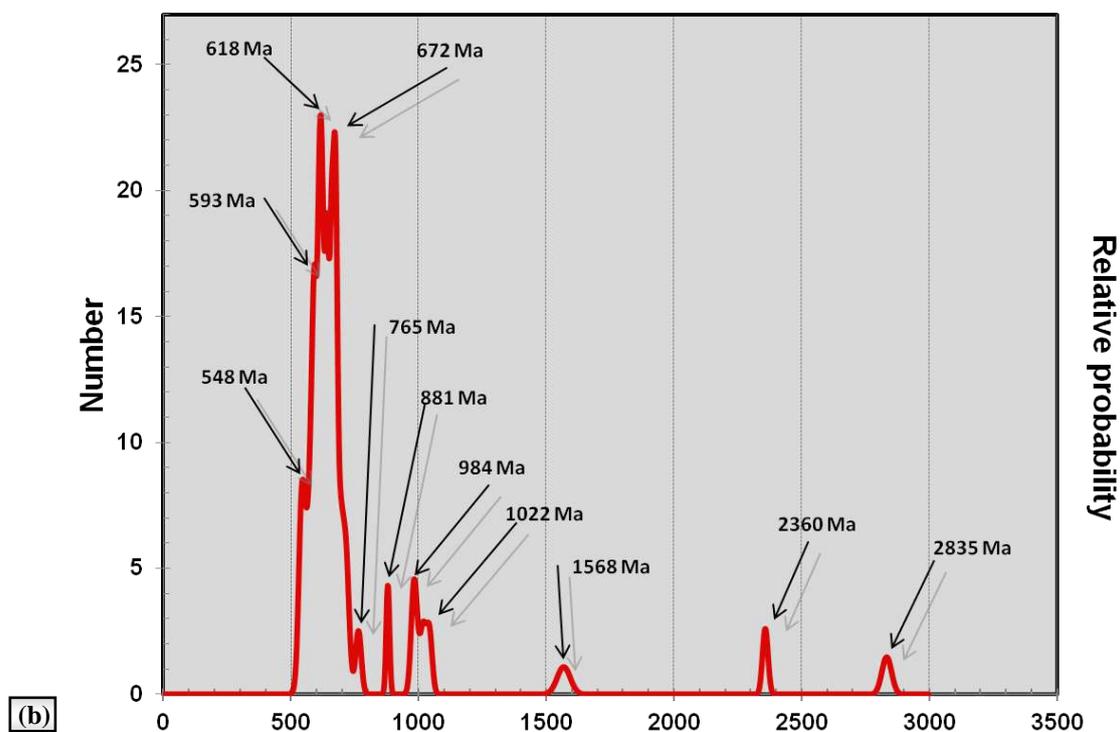
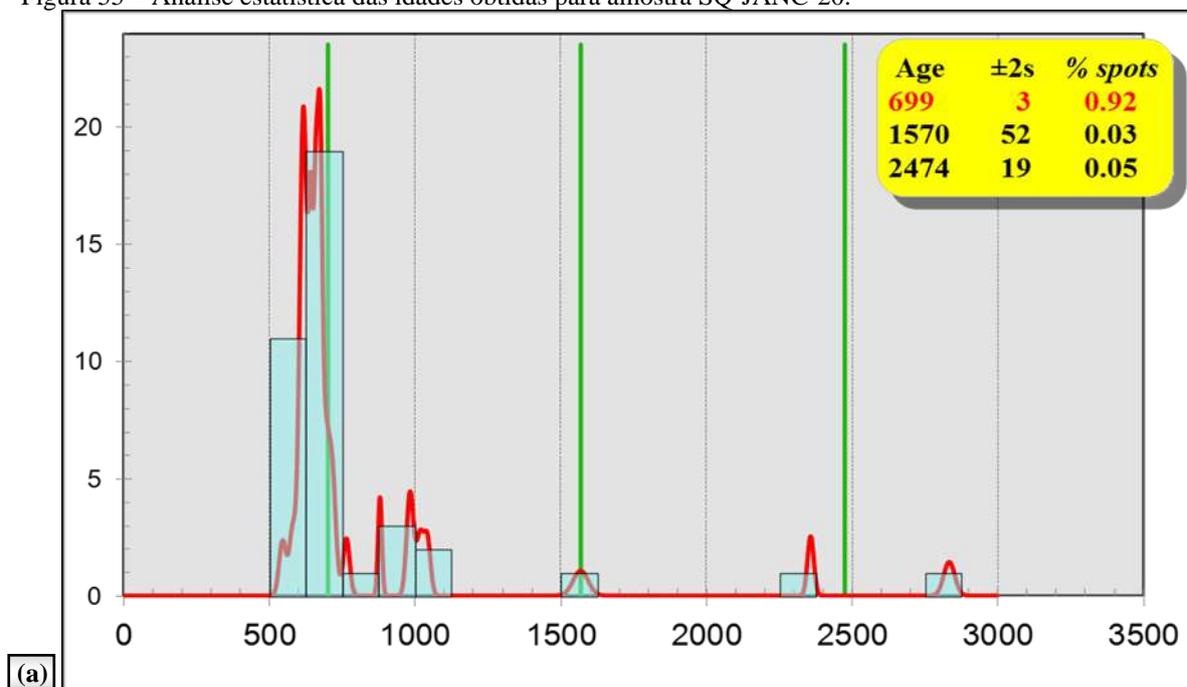
Fonte: A autora, 2018.

Com relação às idades dos grãos detríticos de zircão de origem ígnea, trinta e nove *spots* foram analisados, conforme Tabela 9 (Apêndice E). Estes foram agrupados em três intervalos estatísticos cujas médias da moda e seus respectivos percentuais em relação ao total de análises são: 2474 ± 19 Ma (5% dos *spots*), 1570 ± 52 Ma (3%) e 699 (92%). As Figuras 61 (a) e (b) mostram os respectivos histogramas.

De acordo com essa análise estatística a idade máxima de deposição destes sedimentos pelíticos referente ao gnaiss kinzigítico é 699 ± 3 Ma. No entanto, vale ressaltar

que um grupo de zircões apresentaram idades mais jovens que esta (28% do total), sendo então retrabalhados separadamente na busca de uma idade máxima de sedimentação mais precisa. Sendo assim, calculando-se a média destes valores, obteve-se a idade máxima de sedimentação de 623 ± 6 Ma.

Figura 55 – Análise estatística das idades obtidas para amostra SQ-JANC-20.



Legenda: (a) Histogramas de idades U-Pb de grãos detriticos de zircão com indicação das médias das modas e sua representatividade percentual; (b) Curva de distribuição dos picos de probabilidade.

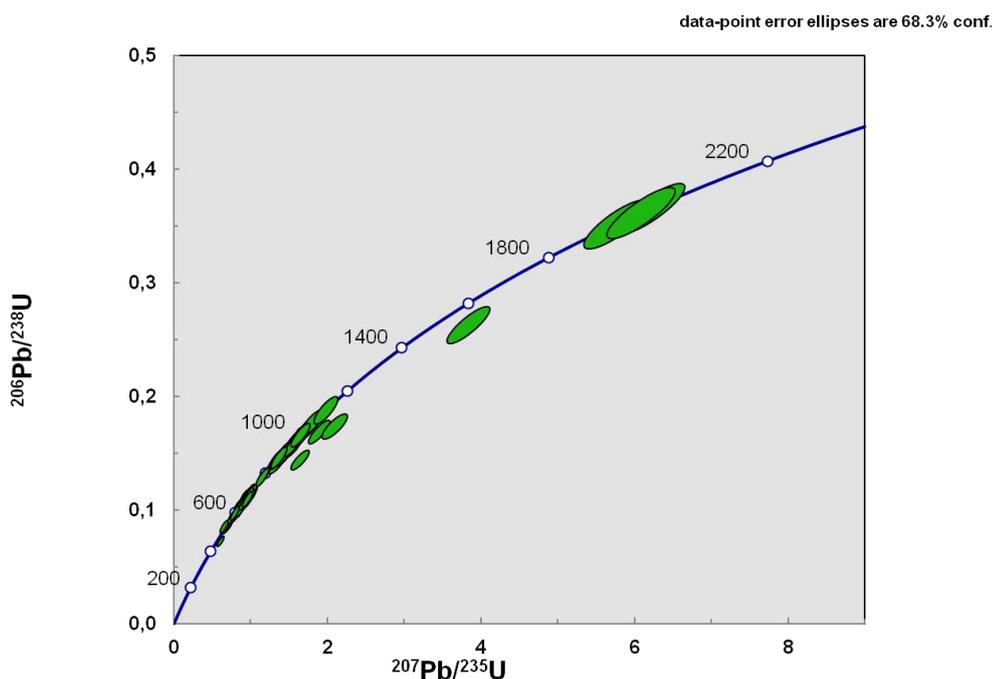
Fonte: A autora, 2018.

6.2 Amostra AA-JANC-23 – Sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital

A amostra AA-JANC-23 refere-se ao sillimanita-biotita gnaiss, coletada na própria Serra do Palmital, a aproximadamente 12 km da cidade de Saquarema, conforme Mapa de Pontos (Apêndice A).

Nesta amostra 175 grãos foram avaliados, e considerando os dados de borda e núcleo de alguns grãos analisados, obteve-se um total de 196 medidas. Dentre os critérios convencionais adotados (quantidade de Pb comum, porcentagem de discordância e erros individuais) somente 111 dados apresentaram uma boa consistência analítica e foram utilizados nos cálculos, conforme Tabela 10 (Apêndice E). Estes estão representados no diagrama de concórdia Wetherill da Figura 62 a seguir.

Figura 56 – Diagrama concórdia Wetherill de todos os grãos de zircão analisados para a amostra do sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital AA-JANC-23.



Fonte: A autora, 2018.

As imagens de catodoluminescência mostram grãos com morfologia variada, desde grãos arredondados a subarredondados, e prismas curtos a alongados, cuja razão comprimento:largura variam de 2:1 a 5:1. Apresentam textura interna variada, desde zoneamento oscilatório interno típico de rochas ígneas, até textura resultante de metamorfismo, como zoneamentos concêntricos irregulares e bordas de recristalização.

Avaliando a posição dos *spots* e suas respectivas razões Th/U, foi possível identificar as idades relacionadas à cristalização magmática e idades metamórficas. A Figura 63 mostra diversas imagens de catodoluminescência de grãos de zircão detrítico ígneos.

Figura 573 – Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão e as respectivas idades de cristalização, amostra AA-JANC-23. (continua)



Figura 58 – Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão e as respectivas idades de cristalização, amostra AA-JANC-23. (continuação)



Figura 59 – Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão e as respectivas idades de cristalização, amostra AA-JANC-23. (conclusão)

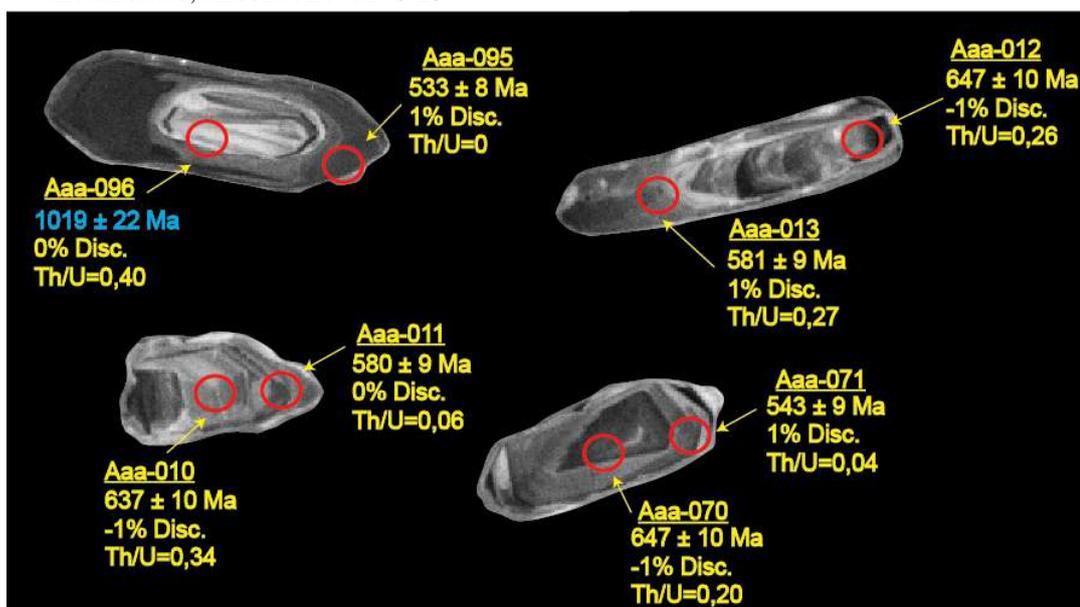


Legenda: Nas imagens encontra-se marcado a localização dos *spots* analisados (30 μm), a porcentagem da discordância, a razão Th/U, assim como as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (em azul) e as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (em amarelo) de cada cristal.

Fonte: A autora, 2018.

Assim como na amostra anterior, foi identificado um intervalo entre as idades metamórficas, cujos valores variam de 594 a 527 Ma. Na Figura 64 a seguir é possível observar grãos com bordas de sobrecrecimento metamórfico de 581 ± 9 Ma (*spot* Aaa-013) e de 533 ± 8 Ma (*spot* Aaa-095), ambos com núcleos ígneos mais antigos preservados.

Figura 60 – Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão com bordas de sobrecrecimento metamórfico, amostra AA-JANC-23.



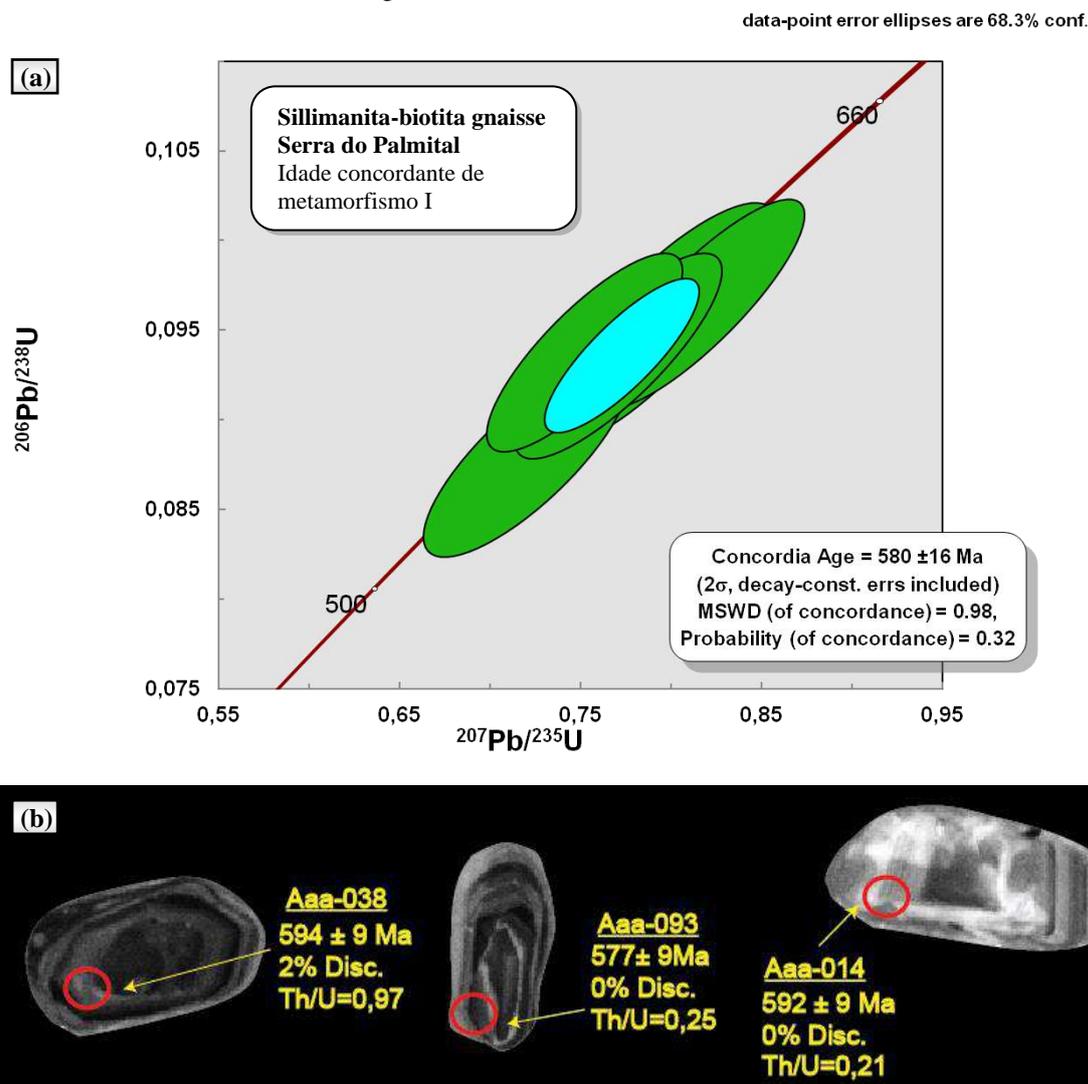
Legenda: Nas imagens encontra-se marcado a localização dos *spots* analisados (30 μ m), a porcentagem da discordância, a razão Th/U, assim como as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (em azul) e as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (em amarelo) de cada cristal.

Fonte: A autora, 2018.

Sendo assim, interpretaram-se tais idades metamórficas como resultantes de dois períodos metamórficos, mesmo que, assim como na amostra anterior, não tenha sido encontrado nenhum grão com as duas bordas de sobrecrecimento metamórfico preservadas. Para as idades metamórficas mais antigas elaborou-se o diagrama de concórdia Wetherill, obtendo-se uma idade concordante de 580 ± 16 (MSWD = 0,98) (Figura 65). A Tabela 11 (Apêndice E) apresenta a relação dos dados utilizados.

Cabe ressaltar que alguns *spots* apresentaram valores elevados da razão Th/U, diferente do que se é esperado para uma idade metamórfica, como pode ser verificado nas imagens dos grãos da Figura 64. No entanto, no caso de zonas granulíticas com elevado grau metamórfico, como na da área estudada, durante o metamorfismo pode haver uma abertura do sistema Th-U, levando a uma re-homogeneização e consequente aumento das razões Th/U.

Figura 65 – Idade concordante do metamorfismo I em diagrama concórdia Wetherill e imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão, amostra AA-JANC-23.

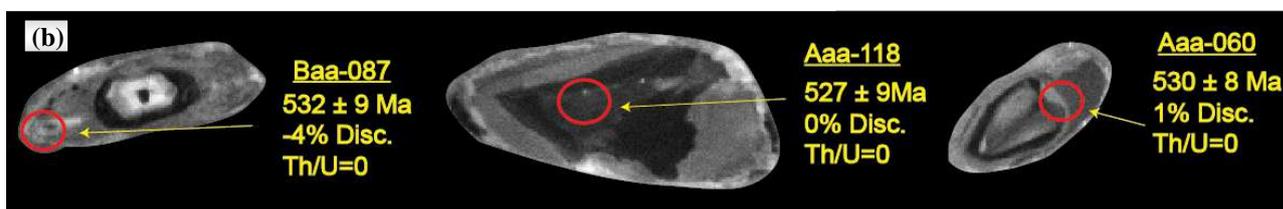
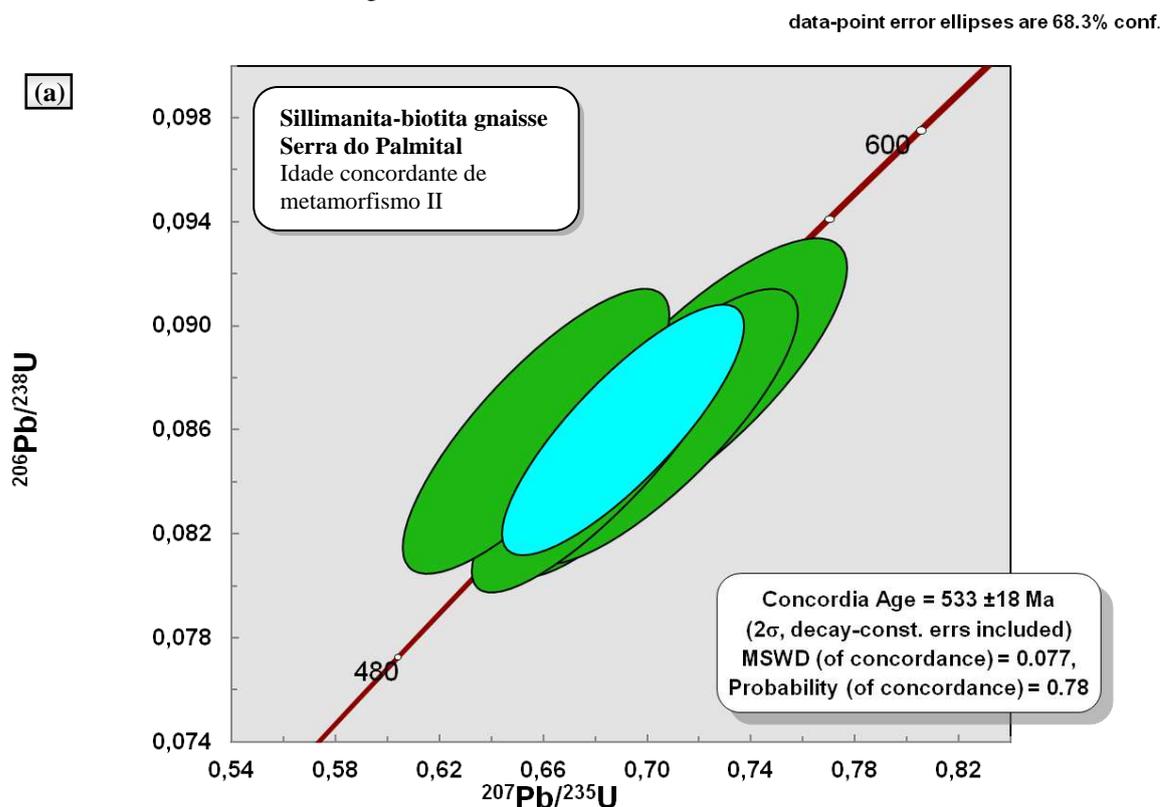


Legenda: (a) Diagrama concórdia Wetherill; (b) Imagens grãos de zircão. Nas imagens encontra-se marcado a localização dos *spots* analisados (30 μ m), a porcentagem da discordância, a razão Th/U e as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de cada cristal.

Fonte: A autora, 2018.

Com relação aos dados relacionados ao metamorfismo mais jovem, estes também foram plotados no diagrama de concórdia Wetherill, os quais forneceram uma idade concordante de 533 ± 18 (MSWD = 0,07), conforme Figura 66 a seguir. A relação dos *spots* utilizados nesta análise encontra-se na Tabela 12 (Apêndice E).

Figura 61– Idade concordante do metamorfismo II em diagrama concórdia Wethwill e imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão, amostra AA-JANC-23.

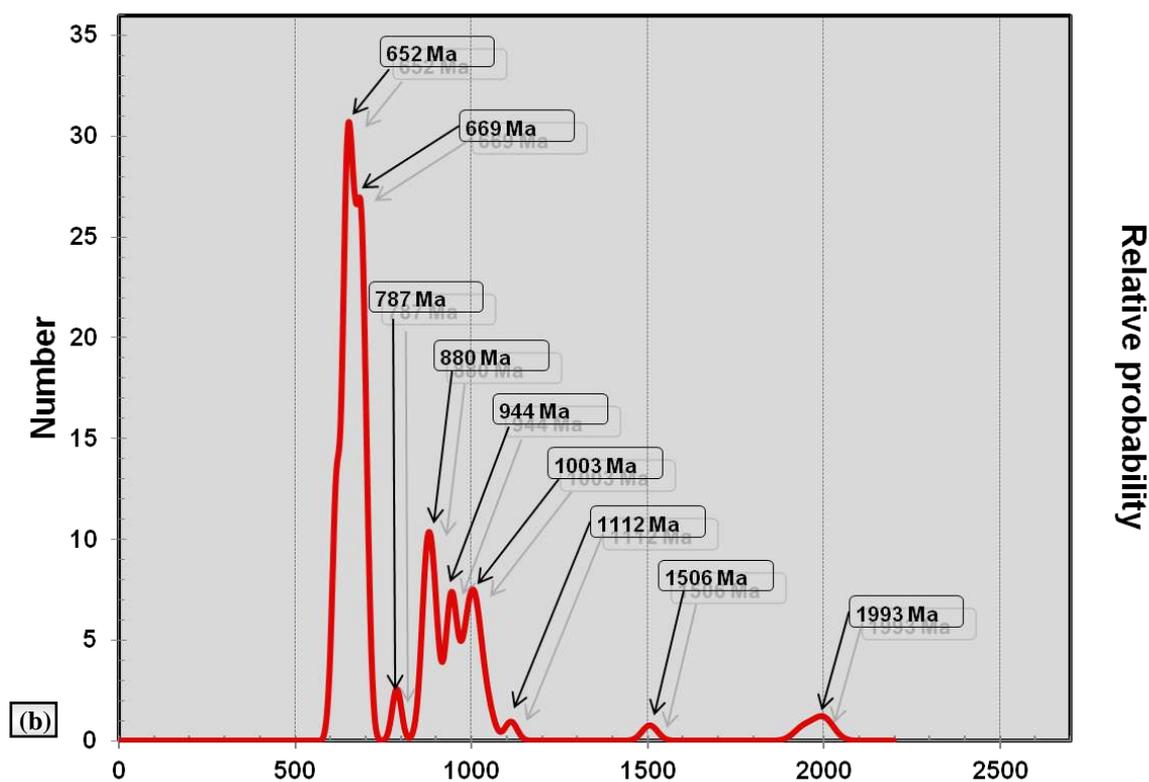
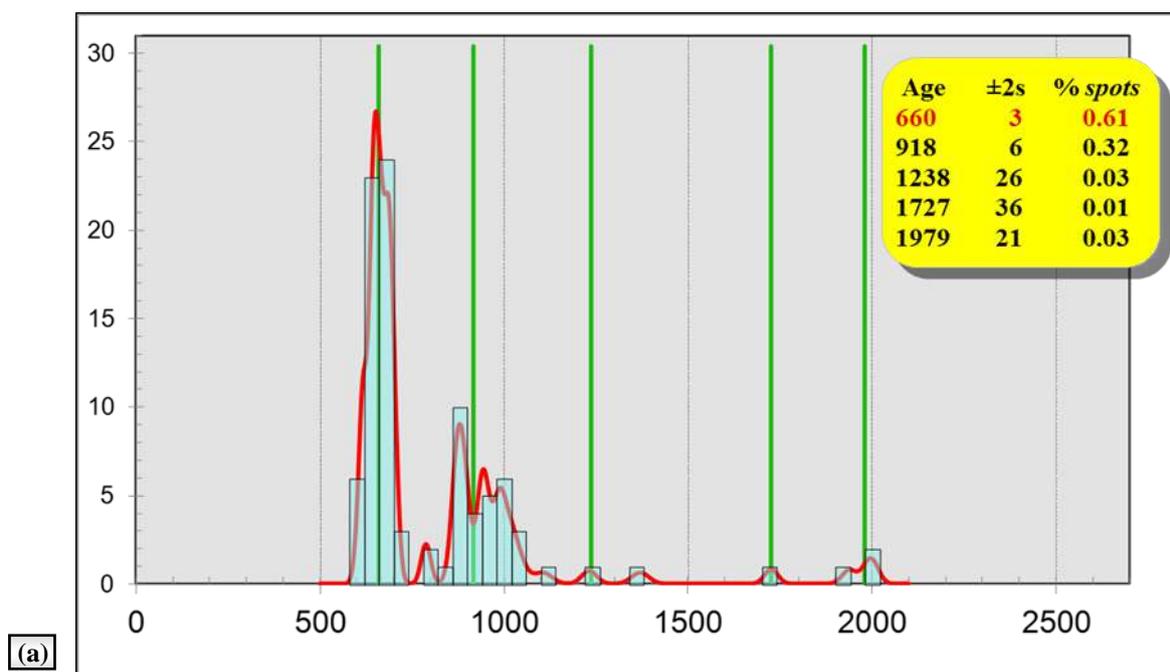


Legenda: (a) Diagrama concórdia Wethwill; (b) Imagens grãos de zircão. Nas imagens encontra-se marcado a localização dos *spots* analisados (30 μm), a porcentagem da discordância, a razão Th/U e as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de cada cristal.

Fonte: A autora, 2018.

Com relação aos grãos detríticos desta amostra, noventa e cinco medidas com boa consistência analítica foram selecionadas e permitiram a separação em cinco intervalos estatísticos, cujas médias das modas e respectivos percentuais em relação ao total de análises são: 1979 ± 21 Ma (3% dos *spots*), 1727 ± 36 Ma (1%), 1238 ± 26 Ma (3%), 918 ± 6 Ma (32%) e 660 ± 3 Ma (61 %) (Figura 67). A partir destes dados, a idade máxima de deposição dos sedimentos relacionados ao sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital é de 660 ± 3 Ma. Considerando que 20% dos grãos apresentaram idades de cristalização mais jovens que 660 Ma, calculou-se a média destes valores a fim de chegar a uma idade máxima de deposição mais precisa. Sendo assim, obteve-se a idade de 630 ± 1 Ma.

Figura 67 – Análise estatística das idades obtidas para amostra AA-JANC-23.



Legenda: (a) Histogramas de idades U-Pb de grãos detríticos de zircão com indicação das médias das modas e sua representatividade percentual; (b) Curva de distribuição dos picos de probabilidade.

Fonte: A autora, 2018.

7 DISCUSSÕES

A análise estrutural realizada e as idades isotópicas obtidas neste trabalho estão relacionadas a quatro questões principais (1) geometria da estrutura responsável pela variação da atitude do contato de empurrão entre o embasamento paleoproterozoico Região dos Lagos e a sequência metassedimentar neoproterozoica, localizados na porção sudoeste do limite entre os terrenos Oriental e Cabo Frio; (2) idade máxima de sedimentação das unidades de base e topo da sequência metassedimentar; (3) idades relacionadas ao metamorfismo regional, associadas às últimas colisões registradas na Faixa Ribeira; (4) contexto tectônico o qual a sequência metassedimentar encontra-se inserida.

7.1 Natureza do contato entre os terrenos Oriental e Cabo Frio

O contato de empurrão entre os metassedimentos e o ortognaisse Região dos Lagos é assunto de debate nos dias atuais e tornou-se foco do presente estudo. Um dos grandes questionamentos levantados na literatura refere-se à polaridade da subducção e ao sentido de empurrão, quando da colisão entre o microcontinente (Microplaca Serra da Prata) e o bloco de Angola, durante a última colisão registrada na Faixa Ribeira, conhecida como Orogênese Búzios (HEILBRON E MACHADO, 2003; SCHMITT, 2001). Diversas interpretações já foram realizadas no tocante a esse assunto, no entanto nenhum trabalho de cunho estrutural mais detalhado na região fora apresentado, e que justificasse de forma mais pertinente tal problemática. Alguns autores consideram o sentido de empurrão para E-NE e o sentido da subducção para oeste (CAPISTRANO et al. 2017; FERNANDES et al. 2015; SCHMITT et al. 2016; SCHMITT et al. 2008a). Segundo Schmitt et al. (2016), a região de Ponta Negra representaria o resultado desta colisão, com as rochas do ortognaisse Região dos Lagos sob as rochas metassedimentares, reflexo da polaridade da subducção para oeste.

Tendo em vista a análise estrutural realizada, foi verificado realmente que as rochas do embasamento do Complexo Região dos Lagos encontram-se abaixo das rochas supracrustais em Ponta Negra, em contato por meio de uma zona de cisalhamento com sentido de movimento de topo para E-NE, conforme afirmado pelos autores supracitados. No entanto, no estudo realizado ao longo deste contato até as proximidades da cidade de Silva Jardim,

verificou-se que todo o conjunto se encontra dobrado e redobrado, e conseqüentemente, a variação do sentido de empurrão está associado à mudança de atitude das camadas, de acordo com a geometria final desenvolvida.

A zona de cisalhamento citada anteriormente, associada ao empurrão do ortognaisse Região dos Lagos sobre o sillimanita-biotita gnaisse Serra do Palmital, mostra um sentido de movimento contrário, pois encontra-se invertida em função da dobra desenvolvida. Na verdade, o que se vê em Ponta Negra é uma estratigrafia invertida, isto é, a relação das unidades antes do dobramento é o embasamento do Complexo Região dos Lagos sobre as unidades metassedimentares. Com isto, o cisalhamento que teria ocorrido antes do dobramento (durante D_1), possuiria sentido de movimento para W-SW, ou contrário do que se vê hoje (E-NE). Apesar do empurrão ser para NW, acredita-se que o sentido de movimento W-SW deste cisalhamento seja uma influência do batólito granítico do Complexo Tinguí durante a colisão. Grande parte das lineações de estiramento identificadas na área também apresentam essa orientação, conforme descrito anteriormente.

Sendo assim, de acordo com os dados apresentados foi possível realizar uma interpretação acerca da cinemática da deformação dúctil. A deformação principal D_1+D_2 foi a responsável pela estruturação da área, sendo a fase D_1 interpretada como o contato tectônico do embasamento paleoproterozoico Região do Lagos com a sequência metassedimentar neoproterozoica, na forma de falhas ou zonas de cisalhamento. A imbricação deste embasamento sobre os metassedimentos também é registrada na região do Cabo de Búzios e de Cabo Frio, onde as rochas do Complexo Região dos Lagos encontram-se sotopostas e em contato concordante com os metassedimentos da Sucessão Búzios, conforme descrito previamente por Heilbron et al. (1982). A Sucessão Búzios não foi estudada neste trabalho, mas conforme descrito no Capítulo 3 (Geologia Regional) esta unidade é descrita como associada à mesma bacia que os metassedimentos aqui avaliados.

Após a colocação do embasamento sobre as rochas metassedimentares, houve uma inversão tectônica, resultante de dobramento, o qual posicionou o ortognaisse do Complexo Região dos Lagos sobre a sequência metassedimentar. O dobramento desse conjunto está relacionado às fases de deformação D_1 e D_2 , cujas estruturas resultantes são: dobras assimétricas, isoclinais e fechadas, variando de reclinadas a inclinadas com caimento, além de lineações de interseção, mineral e de estiramento. Durante esse período uma xistosidade plano axial S_2 foi desenvolvida, cuja interseção com a superfície S_1 resultou em uma lineação de interseção. Tanto os eixos das dobras F_2 , quanto as lineações de interseção, mineral e

estiramento apresentam caimento predominante para W-SW. A vergência das dobras para N-NW indica o sentido de fluxo tectônico.

A xistosidade S_2 ou S_{1+2} é a estrutura mais importante da área, segundo a qual os minerais de pico metamórfico, como cordierita e sillimanita (vide Seção 4.2) encontram-se orientados. O material anatético, representado pelos leucossomas quartzo-feldspáticos foram gerados provavelmente durante a primeira fase de deformação D_1 , pois se encontram dobrados pela fase posterior D_2 .

O encurtamento crustal resultante do avanço do Terreno Cabo Frio contra a as rochas do Terreno Oriental resultou em uma estrutura complexa, associada principalmente ao estágio final da segunda fase de deformação. Neste estágio tardi- D_2 , quando da amalgamação das rochas metassedimentares contra as rochas do Complexo Tinguí, houve um redobramento das estruturas previamente desenvolvidas. A protuberância deste corpo granítico atuou como um anteparo rígido, causando redobramento de uma estrutura antiformal formada nos estágios cedo/sin- D_2 . Os elementos planares e lineares foram rotacionados para uma nova posição, adquirindo uma orientação predominantemente N-S, na porção leste da área e predominantemente E-W na porção SW da área. Sugere-se que as rochas do Complexo Tinguí influenciaram na geometria final quando da colisão entre os dois terrenos. Considerando a idade de 551 Ma do ortognaisse Tinguí, obtida por Martins et al. (2016), este corpo granítico já existira antes da orogênese Búzios, ocorrida em ca. 530 Ma.

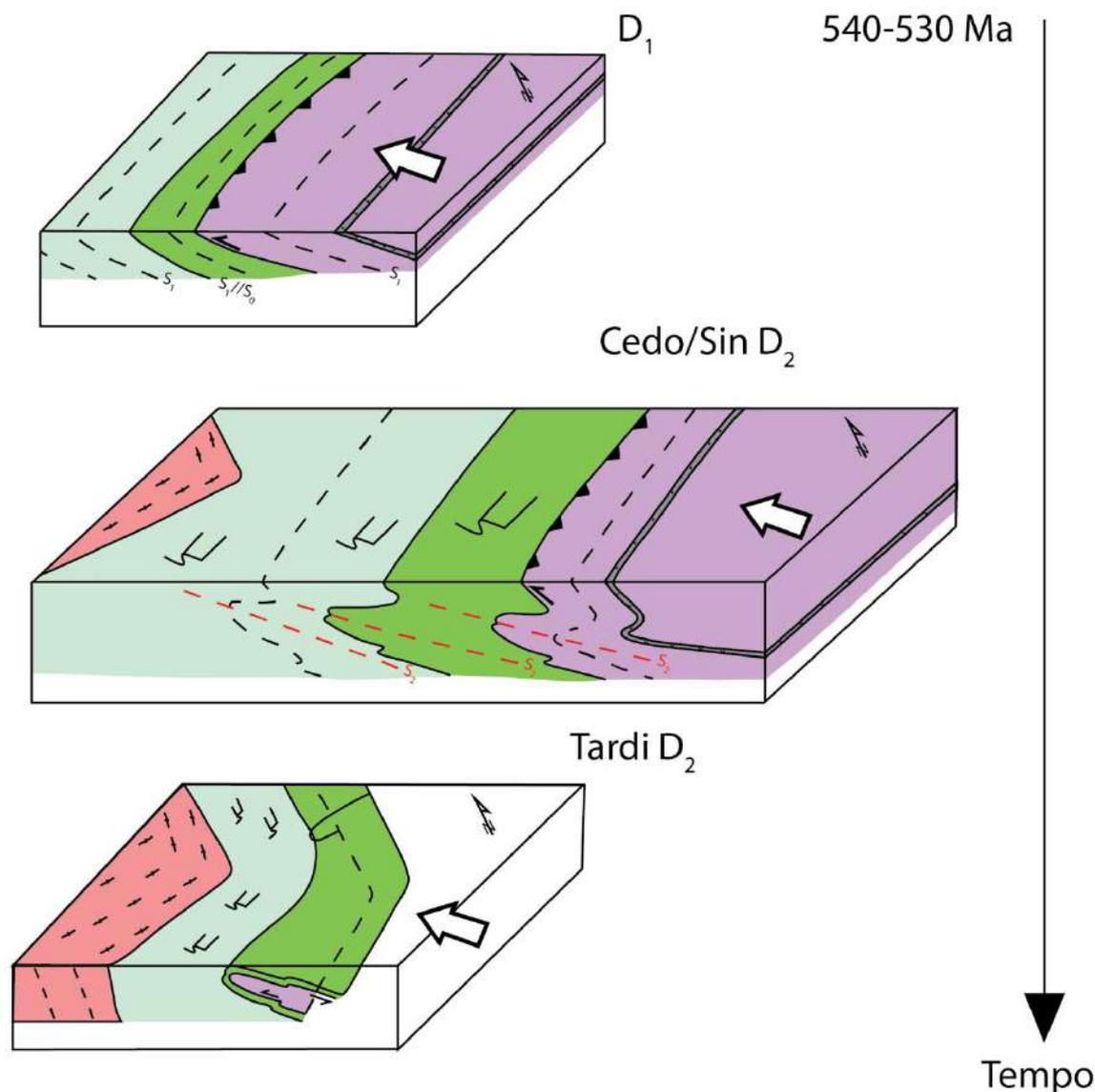
A fase de deformação D_3 ocorreu no mesmo regime compressivo em direção ao batólito do Complexo Tinguí. Em função da geometria resultante da fase anterior e do grande contraste reológico existente entre os materiais, ainda sob condições de alta plasticidade, desenvolveram-se na porção leste da área uma série de dobras irregulares. Estas dobras apresentam vergência predominante para SE, com algumas variações, resultando aproximadamente a uma geometria em leque. Já na porção oeste, esta fase é marcada por uma deformação transpressiva, associada à zona de cisalhamento de alto ângulo de direção NE-SW e de cinemática dextral. Sugere-se a continuação desta zona de cisalhamento até o extremo NE da área, próximo ao contato da unidade metassedimentar com o embasamento Região dos Lagos.

Estruturas do tipo S-C nas rochas do Complexo Tinguí e superfícies de empurrão identificadas na sequência metassedimentar, indicam um contínuo deslocamento com sentido de movimento para NW durante as três fases de deformação.

O desenho esquemático da Figura 68 a seguir apresenta a evolução da deformação principal D_{1+2} , mostrando os estágios D_1 , cedo/sin D_2 e tardi- D_2 , este último responsável pela

estruturação principal da área. Ressalta-se que tal estrutura, associada também à fase posterior D_3 , ocasionou a variação da atitude da superfície de empurrão ao longo de toda sua extensão.

Figura 62 – Desenho esquemático ilustrando a evolução da deformação principal D_{1+2} .



Legenda: Estágios evolutivos da deformação principal com detalhes das estruturas desenvolvidas.

Fonte: A autora, 2018.

A distribuição espacial das fases de deformação já descritas para o Terreno Cabo Frio é bastante heterogênea. Na Seção 3.2.2.4 foi apresentada as diferentes fases de deformação já descritas na literatura, onde tanto Heilbron et al. (1982) quanto Schmitt et al. (2008b) descrevem quatro fases de deformação para o Terreno Cabo Frio. De forma simplificada, Heilbron et al. (1982) consideram a fase D_3 a mais expressiva e responsável pelo desenvolvimento das estruturas maiores e direção principal da xistosidade. As dobras desta fase são apertadas a isoclinais com planos axiais de baixo ângulo (direção NW/SE) e eixos

com direção aproximadamente N-S. Com relação à fase D₄, esta é representada por um dobramento suave a aberto com planos axiais com direção de mergulho para NE e eixos N/NE. Schmitt et al. (2008b) também descrevem a fase de deformação D₃ como associada a dobras apertadas e isoclinais (direções NW-SE e NE-SW) com eixos sub-horizontais, no entanto, em relação à fase D₄ esses autores a relacionam somente à porção SW do Terreno Cabo Frio, desde Silva Jardim a Ponta Negra. Segundo estes, o empurrão entre os terrenos, ocorrido durante a fase D₃, estaria rotacionado em uma direção de mergulho oposta, atribuído a uma zona de cisalhamento de direção NE-SW sub-vertical transpressiva dextral.

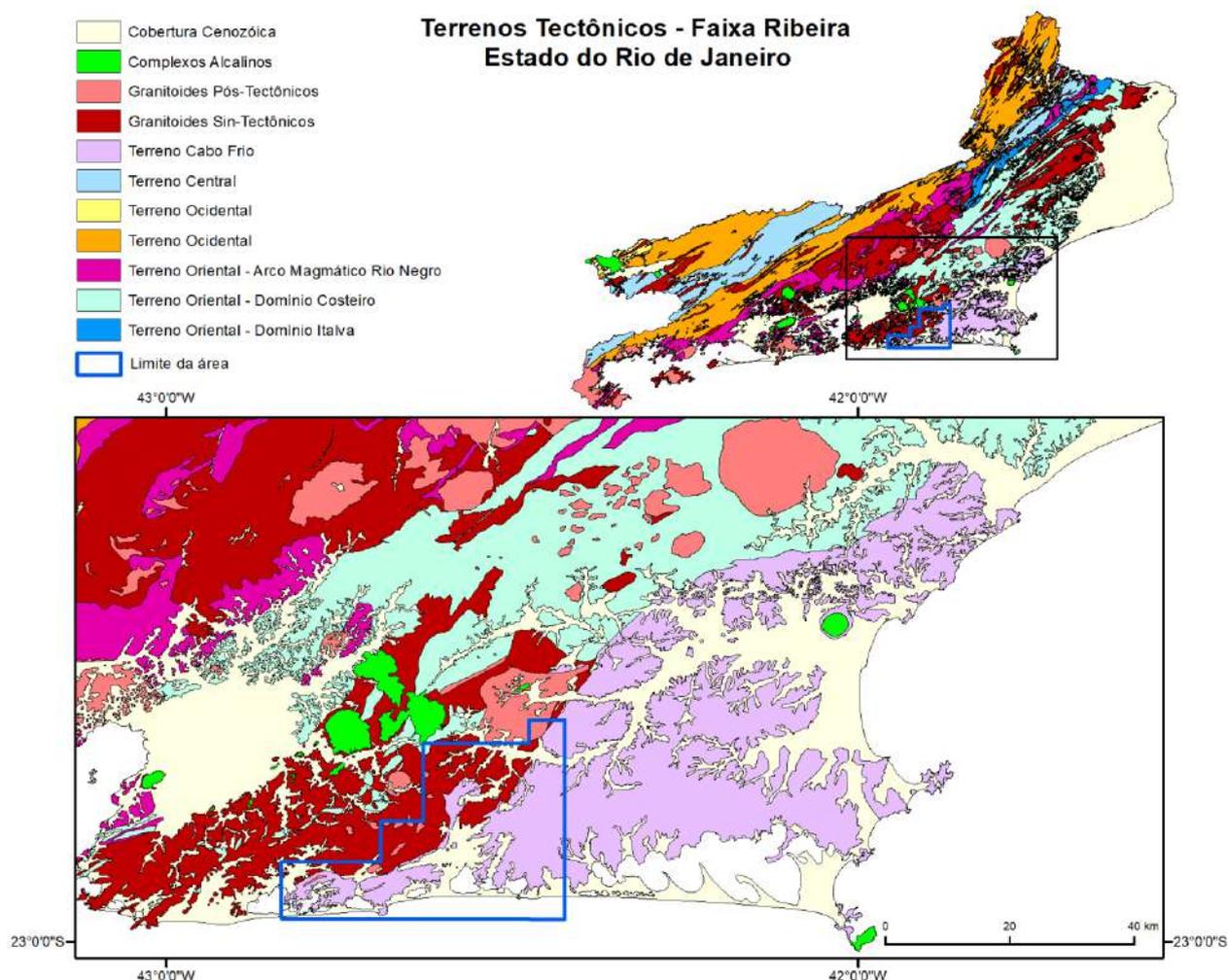
Comparando-se as fases de deformação descritas neste trabalho com a bibliografia, vemos algumas diferenças, visto que a análise realizada focou-se somente na região sudoeste limítrofe dos dois terrenos. No entanto, a fase D₄ de Schmitt et al. (2008b) estaria associada à fase D₂ aqui definida, porém com uma interpretação distinta. A zona de cisalhamento abordada neste trabalho também apresenta direção NE-SW, com mergulho de médio a alto ângulo, desenvolvido possivelmente em resposta aos esforços compressivos em direção NW. Acredita-se que a atitude do empurrão apresenta direção de mergulho oposta em relação às demais regiões em função dos dobramentos descritos, e não necessariamente à zona de cisalhamento NE-SW mencionada pelos autores supracitados.

Além disso, em concordância do que foi discutido previamente sobre o uso do termo fases de deformação, nem sempre é possível identificar o mesmo padrão estrutural em áreas extensas, e em virtude das características específicas da área, as fases de deformação aqui descritas não se correlacionam totalmente com as demais da literatura, quanto às outras regiões do Terreno Cabo Frio.

Ao se analisar todo o contato entre o Terreno Oriental (Domínio Costeiro) e o Terreno Cabo Frio, desde a cidade de Maricá até as proximidades de Macaé, observa-se um predomínio de granitoides sin-tectônicos na porção sul/sudoeste, ao contrário da porção norte/nordeste onde prevalecem as unidades metassedimentares do Domínio Costeiro, conforme mapa dos Terrenos Tectônicos do estado do Rio de Janeiro 1:400.000, Figura 69 a seguir. Ressalta-se que na região N/NE o contato entre os dois terrenos é representado por uma falha de empurrão com mergulho suave para SE, cuja análise estrutural e cinemática mostrou estruturas indicativas de movimentos de topo para NW, de acordo com trabalho realizado por Almeida et al. (2012). Considerando a porção S/SW do referido contato, onde se distribuem os diversos corpos graníticos relacionados ao estágio sin-colisional, ocorre a mudança do sentido de mergulho da falha de empurrão, como discutido no presente trabalho. Acredita-se que a presença destes corpos graníticos poderia ter influenciado de forma distinta

a deformação durante a colisão dos dois terrenos, em função provavelmente de uma resistência mecânica atribuída aos batólitos graníticos mais resistentes, quando do avanço da colagem brasileira.

Figura 63 – Terrenos Tectônicos do Estado do Rio de Janeiro.



Fonte: Modificado de HEILBRON, EIRADO E ALMEIDA (2016).

Ressalta-se que a determinação precisa da polaridade da subducção é tarefa difícil, devido à ausência de crosta oceânica, *melanges* ou outras estruturas característica de margem ativa que apontasse com maior clareza o sentido da subducção. No entanto, a partir do que foi visto e com base em outros trabalhos realizado no Terreno Cabo Frio, acredita-se que o transporte se deu para NW em direção ao cráton do São Francisco.

7.2 Estudo da proveniência sedimentar

A partir do estudo realizado em grãos de zircão detrítico, utilizando a metodologia U-Pb (LA-SF-ICP-MS), nas unidades de base e de topo da sequência sedimentar, foi possível realizar uma avaliação das possíveis áreas fontes dos protólitos sedimentares em questão.

As idades obtidas na amostra referente ao gnaiss kinzigítico indicam fontes diversas para os sedimentos que contribuíram na formação dos protólitos da unidade basal da sequência metassedimentar. As idades obtidas dos grãos de zircão detrítico representam 44% dos dados analisados. Apresentam um predomínio de fontes neoproterozoicas (87% do total), com idades entre 613 e 988 Ma (máximos em 618, 665, 765 e 984 Ma), conforme diagrama de probabilidade relativa da Figura 64 b (Seção 4.4.1). As demais fontes são pouco expressivas, sendo identificados somente dois grãos com idades mesoproterozoicas (1125 e 1043 Ma), um grão paleoproterozoico (1704 Ma) e dois grãos arqueanos (3092 e 2635 Ma).

Com relação ao sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital 89% dos núcleos detríticos ígneos analisados forneceram um predomínio de idades neoproterozoicas (87% do total), variando entre 600 e 992 Ma, com máximos em 652, 669, 787, 880 e 944 Ma, conforme diagrama de probabilidade relativa da Figura 72 (b) (Seção 4.4.2). As fontes mesoproterozoicas representaram 9% do total, com máximos em 1003, 1112 e 1506 Ma, e somente quatro grãos forneceram idades paleoproterozoicas com pico em 1993 Ma. Nenhum zircão arqueano foi identificado na amostra analisada deste litotipo.

Em conformidade ao exposto acima, os grãos de zircão detrítico analisados nas unidades de base e topo da sequência metassedimentar apresentaram idades predominantemente neoproterozoicas, cujas áreas fontes são interpretadas da seguinte forma:

- a) Os grãos que apresentaram idades entre 605-790 Ma são interpretados como provenientes das rochas ígneas relacionadas ao arco magmático Rio Negro, localizado no Domínio Costeiro (Terreno Oriental) (HEILBRON E MACHADO 2003; TUPINAMBÁ et al., 2012);
- b) As idades encontradas que se situam no intervalo entre ca. 860-800 Ma são interpretadas como derivadas do arco magmático Serra da Prata, pertencente ao Domínio Italva (Terreno Oriental) (PEIXOTO et al. 2017);
- c) No caso dos grãos de zircão com idades entre ca. 900-1000 Ma, estes podem estar relacionados a um dos eventos de rifteamento e/ou magmatismo anorogênico relacionado à abertura das bacias do Gondwana

Ocidental. Na Faixa Congo Ocidental este evento é marcado pelo magmatismo anorogênico representado pelos granitos Noqui (999 ± 7 Ma) e rochas vulcânicas associadas, além das rochas vulcânicas bimodais dos grupos Zadiniano e Mayumbiano (930-910 Ma) (PEDROSA-SOARES E ALKMIM 2011).

Com relação às idades mesoproterozoicas obtidas tanto na unidade de base quanto de topo da sequência, cujos máximos apresentam idades em torno de 1000, 1100 e 1500 Ma, são aqui correlacionadas com as rochas localizadas no bloco de Angola. Durante o final do Paleoproterozoico e no Mesoproterozoico ocorreu um amplo magmatismo anorogênico desde a porção NW da Namíbia até a região centro leste de Angola, cujas idades encontradas situam-se no intervalo entre 1760 a 1550 Ma. Dentre estas ocorrências magmáticas, um grupo de granitos leucocráticos apresentou idade de cristalização de 1527 ± 40 Ma (CARVALHO E TASSIRANI, 1992). Além disso, o magmatismo bimodal extensional de idade mesoproterozoica (1400-1100 Ma), incluindo o Complexo Ígneo de Kunene a sudoeste de Angola, também são considerados como possíveis fontes para os sedimentos (PEREIRA et al. 2011).

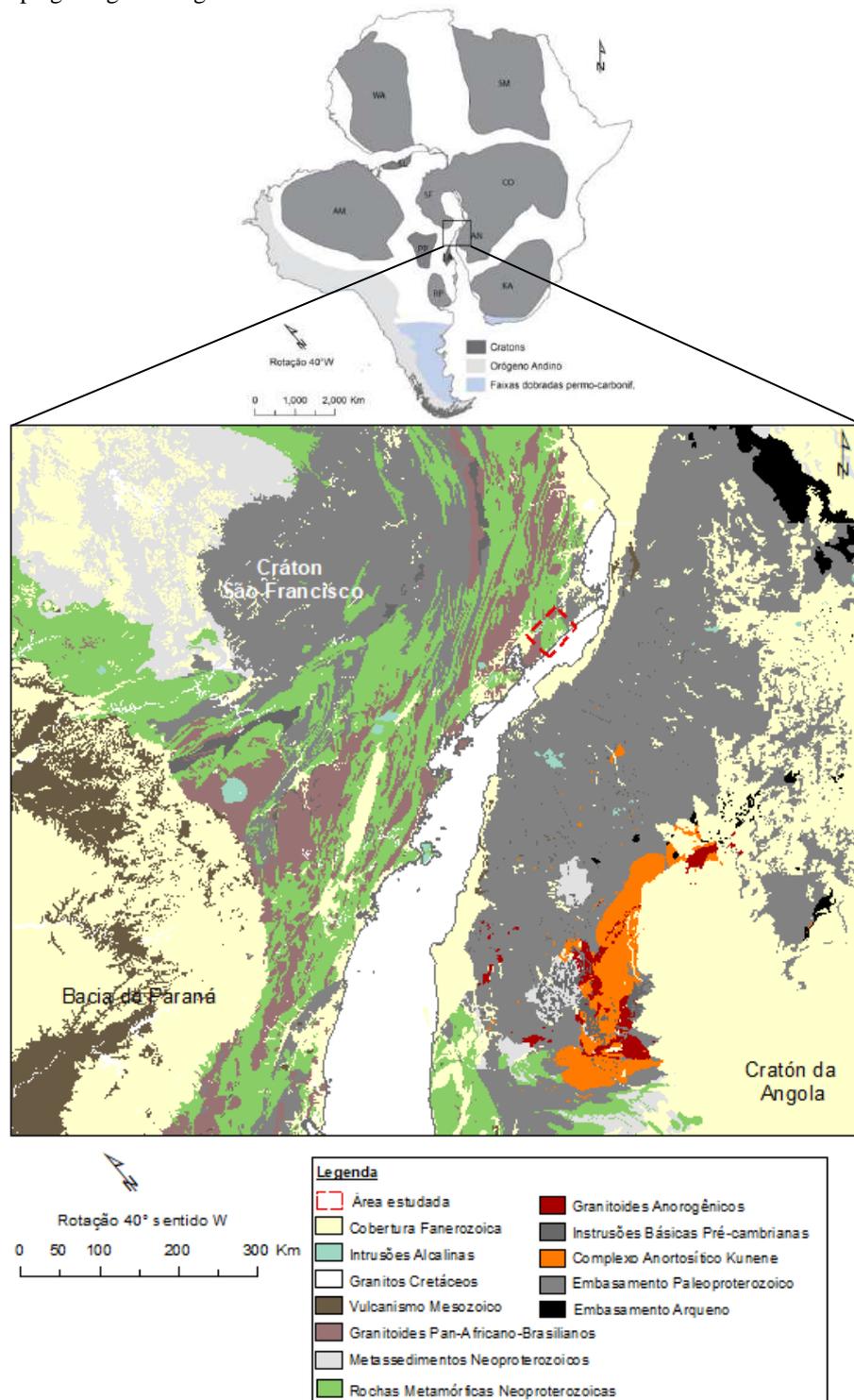
Os grãos de zircão que apresentaram idades paleoproterozoicas compreendidas entre 2 e 1.9 Ga são considerados como provenientes do embasamento paleoproterozoico Região dos Lagos. De acordo com a Tabela 5 apresentada na Seção 3.2.2.5 (Compilação dados geocronológicos Terreno Cabo Frio), datações realizadas no ortognaisse Região dos Lagos revelaram idades neste intervalo (SCHMITT 2001; ZIMBRES et al. 1990). Já as idades encontradas de 1.7 Ga podem estar relacionadas também aos leucogranitos do Cráton de Angola citados anteriormente, conforme idade de 1761 ± 19 Ma obtida por Carvalho et al. (1979).

As duas idades arqueanas identificadas somente nos grãos de zircão da amostra do gnaiss kinzigítico, de 2635 e 3092 Ma, poderiam ter sua proveniência associada à erosão do embasamento do bloco da Angola. Carvalho et al. (2000) obteve idades de aproximadamente 2.6 Ga para um conjunto de rochas granitoides e gnaisses migmatíticos da porção oeste de Angola, assim como idades entre 3.1 e 2.8 Ga obtidas Delhal (1991).

A Figura 70 a seguir mostra o mapa integrado entre o sudeste do Brasil e a África ocidental, modificado de McMaster (2017), no qual é possível localizar as possíveis áreas fonte atribuídas à porção ocidental africana. Destaque para os granitoides anorogênicos e as rochas do Complexo Anortosítico de Kunene, possíveis fontes para os sedimentos

mesoproterozoicos, além da conexão do embasamento paleoproterozoico Região dos Lagos com as rochas do Bloco de Angola.

Figura 64 – Mapa geológico integrado entre sul/sudeste do Brasil e África Ocidental.



Legenda: KA - Kalahari; RP - Rio de La Plata; NA - Angola; LA - Luis Alves; SF - São Francisco; CO - Congo; AM-Amazonas; WA- Oeste Africano; SM – Meta-Craton Sahara; SL – São Luís; PP - Paranapanema
 Fonte: Modificado de MCMASTER (2017).

Com relação à idade máxima de deposição da sequência metassedimentar, ambas as unidades de base e topo apresentaram resultados bastante similares, com a idade de 623 ± 6 Ma para o gnaiss kinzigítico e 630 ± 1 Ma para o sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital. Sendo assim, a partir da interpretação dos dados obtidos, considerou-se a idade máxima de sedimentação da bacia de **623 ± 6 Ma**, a partir da qual se depositaram os protólitos dos gnaisses kinzigito e Serra do Palmital.

7.3 Idades relacionadas ao metamorfismo regional

Com relação às idades de metamorfismo obtidas a amostra do gnaiss kinzigítico apresentou um predomínio de idades metamórficas, com um total de 56% dos *spots* analisados, ao contrário da amostra do sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital com apenas 11%. Tal fato se dera em função do elevado grau de migmatização do primeiro, que resultou em uma série de grãos de zircão metamórficos de origem anatética.

Conforme descrito anteriormente, os dois conjuntos de idades metamórficas identificadas são interpretadas neste trabalho como resultantes de dois eventos metamórficos distintos. Mesmo que não tenham sido identificadas as duas idades metamórficas em um único grão, comprovando assim que as unidades foram submetidas a dois episódios de metamorfismo, considerou-se tal interpretação, pois as duas principais idades identificadas (~ 590 e 530 Ma) são compatíveis com os eventos metamórficos descritos na literatura. A elaboração de um único diagrama de concórdia com todas as idades metamórficas obtidas não teria nenhum significado dentro do contexto geológico/regional em a área se encontra.

As idades metamórficas mais antigas encontradas de 591 ± 22 Ma para o gnaiss kinzigítico e 580 ± 16 Ma para o sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital, são correlacionadas neste trabalho com o estágio sin-colisional do arco Rio Negro. Segundo Heilbron e Machado (2003) este período iniciou-se ca. 600 Ma, caracterizado por intensa migmatização, geração de leucogranitos e seguido por magmatismo calcio-alcálico entre 580-550 Ma. Têm-se como exemplo deste magmatismo o Gnaiss Desengano e o Charnockito Bela Joana, localizados na região noroeste fluminense, com idades entre 580 e 560 Ma, além do gnaiss Facoidal e o batólito Serra dos Órgãos com idades de 560 ± 7 Ma e 569 ± 6 Ma, respectivamente (SILVA et al. 2003; TUPINAMBÁ et al. 2007). Heilbron E Machado (2003) obtiveram uma idade de 578 ± 19 Ma de um batólito porfirítico deformado (*augen* gnaiss)

próximo à cidade de Niterói, além de uma idade de 576 ± 2 Ma referente a um leucognaisse intrusivo em ortognaisse do arco Rio Negro.

Mendes et al. (2006) ao estudar o Granito Itacoatiara, obteve uma idade de cristalização de 570 Ma com metamorfismo de 550 Ma, além do Granito Cassorotiba também avaliado que apresentou uma idade de 553 Ma, interpretada como idade de pico metamórfico. Cabe salientar que o Leucognaisse Boa Esperança, interpretado neste trabalho como resultado da fusão parcial do gnaiss kinzigítico, é descrito na literatura como referente ao Granito Cassorotiba, conforme Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro 1:400.000 (HEILBRON, EIRADO E ALMEIDA, 2016). Avaliando o total de idades metamórficas identificadas no gnaiss kinzigítico, algumas apresentaram valores de ~ 550 Ma, as quais poderiam estar associadas aos granitos anatóticos do tipo S gerados durante o estágio sin-colisional (Leucognaisse Boa Esperança ou Granito Cassorotiba). No entanto, considerando a margem de erro de tais idades, estas se superpõem tanto às idades mais antigas (~ 590 Ma) quanto às mais novas (~ 530 Ma), não podendo ser afirmado com precisão se o Leucognaisse Boa Esperança estaria relacionado ao evento metamórfico de 550 Ma. Desta forma, para uma avaliação mais precisa das idades metamórficas com intervalos tão pequenos, seria necessário métodos analíticos mais precisos, tal como SHRIMP ou TIMS.

Com relação às idades metamórficas mais jovens, obteve-se uma idade concordante de 548 ± 8 Ma para o gnaiss kinzigítico e 533 ± 18 Ma para o sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital. Com relação ao primeiro obteve-se uma variedade maior de valores, conforme Tabela 8 (Apêndice E), com idades entre 560 e 530 Ma, enquanto que o segundo apresentou idades predominantemente na faixa de 530 Ma (Tabela 12, Apêndice E).

Em função disto, sugere-se que a unidade basal (гнаiss kinzigítico) tenha sido afetada mais intensamente pelo metamorfismo sincrônico à colocação dos granitoides sin a pós-colisionais citados anteriormente, relacionado à colisão I, resultado da colisão entre os terrenos Ocidental e Oriental. Ressalta-se que todos estes corpos graníticos associados a esse período apresentam contato intrusivo com a unidade inferior e superior do Grupo São Fidélis (Terreno Oriental).

Já com relação às idades metamórficas de 530 Ma identificadas nas duas unidades, estas são interpretadas como relacionadas à colisão II resultante da acreção do terreno Oriental com o terreno Cabo Frio. Na Tabela 5 apresentada na Seção 3.2.2.5 (Compilação dados geocronológicos Terreno Cabo Frio) é possível verificar as idades metamórficas de ca. 530 Ma registradas tanto nas rochas metassedimentares quanto no ortognaisse Região dos Lagos, resultantes da Orogênese Búzios (SCHMITT, 2001). Além disso, a unidade superior

sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital foi mais afetada pelo metamorfismo de 530 Ma visto que, após o empurrão, posicionou-se em contato direto com o embasamento Região dos Lagos, conforme Mapa Geológico (Apêndice B).

7.4 Contexto tectônico das unidades metassedimentares

Com relação aos trabalhos anteriores realizados nas rochas metassedimentares do Terreno Oriental, referente ao domínio Costeiro (Grupo São Fidélis) e do Terreno Cabo Frio (Sucessões Búzios e Palmital), distintas interpretações foram realizadas quanto à idade máxima de deposição dos sedimentos e o contexto tectônico desta bacia. A Tabela 6 a seguir apresenta os principais resultados da literatura e os dados obtidos neste trabalho, relativo às idades mais novas dos grãos de zircão analisados. Ressaltando que as unidades metassedimentares estudadas (gnaisse kinzigítico e sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital) são descritos na literatura como Sucessão Palmital.

Tabela 6 – Idades dos grãos de zircão mais jovens obtidas nas análises realizadas nas rochas metassedimentares dos terrenos Oriental e Cabo Frio.

Unidade	Idades U-Pb em zircão detrítico	Método	Referência
	Zircão mais novo (Ma)		
São Fidélis Superior	614	U-Pb (ICPMS) em zircão	Lobato et al. (2015)
São Fidélis Superior	604	U-Pb (ICPMS) em zircão	Fernandes et al. (2015)
São Fidélis Inferior	567	U-Pb (ICPMS) em zircão	Fernandes et al. (2015)
Sucessão Palmital	566	U-Pb (ICPMS) em zircão	Fernandes et al. (2015)
Sucessão Palmital	620	U-Pb (SHRIMP) em zircão	Schmitt et al. (2004)
Sucessão Búzios	598	U-Pb (ICPMS) em zircão	Fernandes et al. (2015)
Gnaiss kinzigítico	613	U-Pb (ICPMS) em zircão	O autor (2018)
Sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital	613	U-Pb (ICPMS) em zircão	O autor (2018)

Fonte: FERNANDES et al. (2015); LOBATO et al. (2013); SCHMITT et al. (2004); A autora, 2018.

Fernandes et al. (2015) consideram os metassedimentos do Grupo São Fidélis e das sucessões Búzios e Palmital como pertencentes à mesma bacia, com intervalo de deposição entre 590-550 Ma, a Tabela 5 apresenta as idades dos grãos mais jovens obtidas por esses autores. Segundo estes, tal bacia é interpretada como do tipo *back-arc* em relação ao arco magmático Rio Negro e, com o início da Orogênese Búzios, a Sucessão Palmital representaria um prisma acrescionário e o Grupo São Fidélis uma bacia do tipo *fore-arc*. Capistrano et al.

(2017) ao realizar análise geoquímica e isotópica nos metassedimentos da Sucessão Palmital (Tabela 5 Seção 3.2.2.5) interpretou esta bacia como do tipo *fore-arc*.

Como resultado do presente trabalho a Sucessão Palmital definida por Schmitt (2001), foi subdividida na área de trabalho em duas unidades lito-estratigráficas: gnaiss kinzigítico na base e sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital no topo. Conforme apresentado na Seção 3.2.1 a cobertura metassedimentar representada pelo Grupo São Fidélis é subdividida em unidade inferior, composta por gnaisses kinzigíticos com lentes quartzíticas, rochas calcissilicáticas e anfibolitos, e a unidade superior constituída por sillimanita-granada-biotita gnaiss com lentes de rochas calcissilicáticas, quartzitos e anfibolitos (TUPINAMBÁ et al. 2007).

Considerando a grande semelhança petrográfica entre as unidades descritas neste trabalho e as rochas metassedimentares do Domínio Costeiro, acredita-se que o gnaiss kinzigítico e o sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital representariam a continuação das unidades de base e topo do Grupo São Fidélis. Corroborando com esta hipótese, a idade do zircão mais jovem de 613 Ma muito se aproxima da idade de 614 Ma obtida por Lobato et al. (2015), relativo à unidade superior do Grupo São Fidélis. As idades mais jovens obtidas por Fernandes et al. (2015), relativas à cristalização, variam entre 604 e 566 Ma, conforme Tabela 14. No entanto, dentro do que foi exposto neste trabalho, estas idades foram interpretadas como metamórficas, tendo como base as texturas e razões Th/U obtidas nos grãos de zircão detríticos analisados.

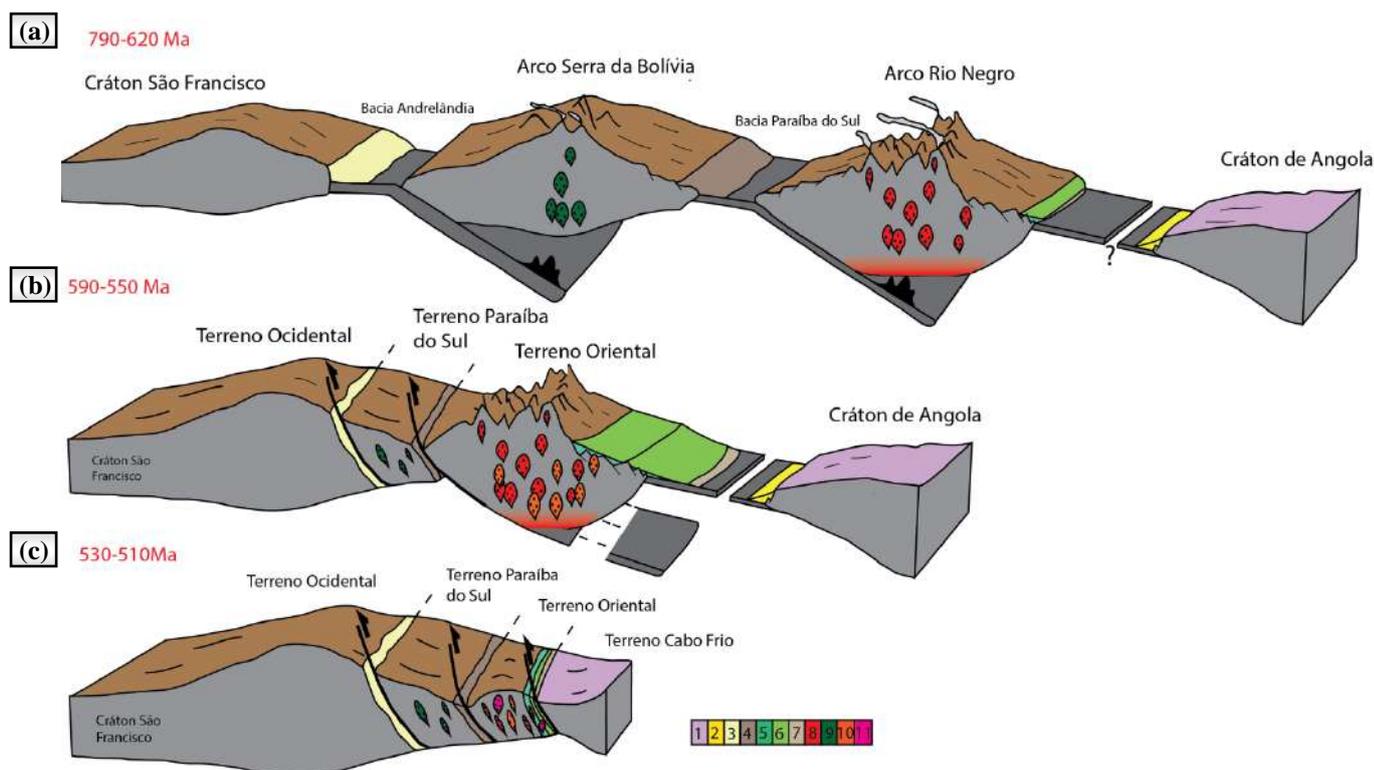
Assim como Lobato et al. (2015), acredita-se que os metassedimentos em estudo teriam se depositado em uma bacia *back-arc* em relação ao arco Rio Negro, conforme descrito por Heilbron & Machado (2003). Lobato et al. (2015) sugeriu a existência de uma discordância regional separando estas unidades, no entanto, dentro do que foi observado em campo e com base nos resultados das análises isotópicas, acredita-se que os metassedimentos estudados foram depositados durante o mesmo período. De acordo com as idades dos grãos de zircão mais jovens, a idade máxima de deposição obtida para as duas unidades foi de 623 ± 6 Ma, onde as idades metamórficas mais antigas de ~ 590 Ma marcam o intervalo de deposição dos sedimentos desta bacia.

Reforçando esta suposição, identificou-se um predomínio de zircões detríticos associados aos arcos magmáticos Serra da Prata e Rio Negro, pertencentes ao Terreno Oriental. Já a minoria dos grãos com idade mesoproterozoica são interpretados como provenientes da porção oeste de Angola, e os paleoproterozoicos são provavelmente oriundos

da erosão das rochas do Complexo Região dos Lagos, conforme já proposto por outros autores (FERNANDES et al. 2015; LOBATO et al. 2015; VALLADARES et al. 2008).

A Figura 71 (a) a seguir é uma representação esquemática da bacia *back-arc* do arco Rio Negro onde provavelmente os metassedimentos, gnaiss kinzigítico e sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital, se depositaram. A Figura 71 (b) representa o estágio sin-colisional do orógeno, com destaque para o magmatismo resultante deste período e que provavelmente metamorfozou as unidades de base e topo da sequência metassedimentar. A Figura 71 (c) mostra o estágio colisional entre os terrenos Oriental e Cabo Frio, além do magmatismo pós-colisional.

Figura 65 – Representação esquemática dos estágios pré (a) e sin-colisional (b) do arco Rio Negro, além da disposição dos metassedimentos gnaiss kinzigítico e Serra do Palmital na bacia *back-arc*. Em (c) o estágio sin-colisional da Orogênese Búzios.



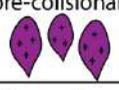
Legenda: 1 – Ortognaiss Complexo Região dos Lagos; 2 – Sedimentos de margem passiva do Cráton de Angola; 3 – Sedimentos da bacia Andrelândia; 4 – Sedimentos da Bacia Paraíba do Sul; 5 – Gnaiss Kinzigítico; 6 – Sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital; 7 – Sucessão Búzios; 8 – Magmatismo pré-colisional Arco Rio Negro; 9 – Magmatismo arco Serra da Bolívia; 10 – Magmatismo sin-colisional Arco Rio Negro; 10 – Magmatismo pós-colisional.

Fonte: Modificado de PEIXOTO et al. 2017.

Considerando os dados da literatura, elaborou-se o desenho esquemático da Figura 72 a seguir que mostra a relação dos eventos metamórficos, fases de deformação e magmatismo que afetaram os terrenos Oriental e Cabo Frio, durante as duas últimas colisões registradas na

Faixa Ribeira, baseado em Heilbron e Machado (2003) e na revisão bibliográfica apresentada na Seção 3.1.

Figura 66 – Relação entre os eventos metamórficos, magmatismo e fases de deformação nos terrenos Oriental e Cabo Frio. Em vermelho as fases de deformação interpretadas neste trabalho.

Idade (Ma)		Terreno Oriental	Metamorfismo	Terreno Cabo Frio
856-838	Magmatismo pré-colisional 	Arco Magmático Serra da Prata		
790-630-620	Magmatismo pré-colisional 	Arco Magmático Rio Negro		Bloco de Angola com intrusões anfibolíticas 
605-590	Magmatismo sin-colisional 	Fase D ₁ Fase D ₂ - Dobras recumbentes	M1	
550-540				
530-520		Fase D ₃ - Dobras normais e reversas Fase D ₁ Fase D ₂ - Dobras isoclinais e reclinadas	M2	Fase D ₁ + D ₂
495-	Magmatismo pós-colisional 	Fase D ₄ Fase D ₃	M3	Fase D ₃ - Dobras recumbentes Fase D ₄

Fonte: HEILBRON et al. (1982); HEILBRON et al. (2000, 2008); HEILBRON E MACHADO (2003); PEIXOTO et al. (2017); TUPINAMBÁ et al. (2012).

Considerando a síntese exposta acima e comparando com os resultados obtidos, têm-se as seguintes afirmações:

- As idades metamórficas obtidas, que se encontram no intervalo entre 590-550 Ma são interpretadas como associadas ao metamorfismo M1 resultante da colisão entre os terrenos Ocidental e Oriental;
- A paragênese mineral associada ao evento M1 ocorre como inclusões minerais no gnaiss kinzigítico. Identificaram-se cristais de biotita orientados, inclusos em grão de cordierita (Figura 21, Sessão 4.2);
- A paragênese mineral cordierita+granada+K-feldspato, referente ao gnaiss kinzigítico, acredita-se estar relacionada ao metamorfismo M2 sob as condições de temperatura entre 750-800°C e pressão de 7 kbar, conforme proposto por Kühn et al. (2004). Segundo Heilbron & Machado (2003) o período entre 540-520 Ma estaria associado ao evento metamórfico M2;

- d) Já com relação às idades metamórficas de ~ 530 Ma, estas são interpretadas como relacionadas a colisão do Terreno Oriental e Cabo Frio, associado ao metamorfismo M3 de Heilbron & Machado (2003). Sugere-se que a paragênese mineral deste evento ocorre sob a forma de simplectitos de biotita e cordierita na borda de cristais de granada (Figura 22, Sessão 4.2). A presença de cordierita poderia indicar um incremento de temperatura durante a colisão II, Orogênese Búzios.

O quadro da Figura 72 também apresenta a relação das fases de deformação já descritas para os terrenos Cabo Frio e Oriental, além das fases de deformação interpretadas no presente trabalho. Considerando o modelo tectônico da Figura 71 apresentada anteriormente, as fases de deformação D₁ e D₂ identificadas no terreno Oriental, foram desenvolvidas durante o estágio sin-colisional do Arco Rio Negro e afetaram, provavelmente, as rochas na frente do arco e as demais associadas ao arco propriamente dito. Já a fase D₃ do terreno Oriental afetou as rochas da bacia back-arc, isto é, as unidades metassedimentares relacionadas ao Grupo São Fidélis, quando do avanço do terreno Cabo frio a partir de 540 Ma. Como as unidades aqui estudadas, gnaiss kinzigítico e sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital, estão relacionadas ao Grupo São Fidélis, é provável que as fases D₁ e D₂ discutidas neste trabalho, sejam correlatas com a Fase D₃ já mencionada pela literatura para o terreno Oriental. Com relação à fase D₃ apontada neste estudo, não se sabe realmente se estaria associada à fase D₄ ou ainda relacionada à fase D₃, referente ao terreno Oriental.

De posse destas informações, percebe-se que o uso do conceito de fases de deformação é muito útil para se estabelecer temporalmente diversos eventos deformacionais que podem afetar determinada área. No entanto, considerando uma região extensa que sofreu o efeito de duas colisões continentais, como é o caso da área de interesse, não necessariamente todas as unidades associadas aquele microcontinente, irá apresentar as mesmas fases de deformação, ou as mesmas relações de superposição.

CONCLUSÃO

Dessa maneira, a partir dos resultados obtidos do mapeamento, análise estrutural e geocronológica da área, acredita-se que a sequência metassedimentar estudada apresenta características pertinentes para que seja considerada como constituinte do Terreno Oriental, Domínio Costeiro.

De acordo com a definição de Howell (1989) sobre terrenos tectonoestratigráficos: “regiões com características geológicas (estruturais, lito-estratigráficas, geocronológicas, paleontológicas e paleomagnéticas) distintas em relação aos domínios adjacentes, delimitados por falhas ou zonas de cisalhamento”, os dados aqui apresentados mostram uma origem para os referidos metassedimentos muito semelhante às das rochas do Grupo São Fidélis, Terreno Oriental. O contato de empurrão do embasamento Região dos Lagos representaria o limite dos dois terrenos, isto é, a zona de sutura. Apesar de haver uma contribuição de sedimentos do embasamento paleoproterozoico Região dos Lagos, a grande maioria absoluta de grãos de origem neoproterozoica e a relação das idades metamórficas atribuídas aos eventos metamórficos do Terreno Oriental, entre 590 e 550 Ma, nos levam a crer que estas unidades estão contextualizadas geologicamente com o microcontinente onde se instalou o arco magmático Rio Negro.

Com relação à análise estrutural realizada no contato entre os dois terrenos, acredita-se que a última colisão ocorrida na Faixa Ribeira esteja relacionada à acreção das rochas do terreno Cabo Frio em direção ao cráton São Francisco, a partir de 540 Ma (Orogênese Búzios). A variação da direção de mergulho da falha de empurrão é atribuída à geometria resultante das três fases de deformação descritas, influenciada principalmente pela presença dos corpos graníticos do estágio sin-colisional do arco Rio Negro. Ressalta-se que tal geometria e sua interpretação é uma hipótese, tendo em vista os dados adquiridos. Em se tratando de uma estrutura tão peculiar, inserida em uma faixa móvel complexa como a Faixa Ribeira, cuja exposição de rochas está associada a níveis crustais muito profundos, supõe-se ser uma primeira análise em vista ao problema levantado.

Algumas questões ainda encontram-se em aberto, como a confirmação mais precisa das idades metamórficas relacionadas ao magmatismo sin ou pós-colisional, sendo necessária a datação dos corpos intrusivos nos metassedimentos (leucogranitos), assim como das rochas resultantes da fusão parcial dos mesmos (Leucognaisse Boa Esperança). Além disso, um

estudo geotermobarométrico nessas unidades traria novas informações do caminho P-T e sua melhor correlação com os eventos metamórficos e as fases de deformação apontadas.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. D.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. D.; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, v.8, n. 1977, p. 363-391, 1977.

ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; TROUW, R. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira belt, Southeastern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1998, Belo Horizonte. Anais.... Belo Horizonte: SBG, 1998.

ALMEIDA, J. C. H.; HEILBRON, M., GONTIJO-PASCUTTI, A., SILVA, T. M. D., TUPINAMBÁ, M., DIOS, F., ... & VALLADARES, C. S. Geologia e recursos minerais da folha Macaé SF. 24-YAI, 2012.

ALMEIDA J.C.H. *Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul*. 2000. 190f. Tese (Doutorado em Geologia) - O Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

BONGIOLO, E. M.; RENAC, C.; TOLEDO PIZA, P. D. A.; SCHMITT, R.; MEXIAS, A. S. Origin of pegmatites and fluids at Ponta Negra (RJ, Brazil) during late-to post-collisional stages of the Gondwana Assembly. *Lithos*, v. 240, p. 259-275, 2016.

BRITO NEVES, B.; CAMPOS NETO, M.; FUCK, R. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, v. 22, n. 3, p. 155-166, 1999.

CAPISTRANO, G. G.; SCHMITT, R.; MEDEIROS, S. R.; FERNANDES, G. L. F. Evidence of a Neoproterozoic active continental margin-Geochemistry and isotope geology of high-grade paragneiss from the Ribeira Orogen, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 77, p. 170-184, 2017.

CARVALHO, H.; FERNANDEZ, A.; VIALETTE, Y. Chronologie absolue du Précambrien du Sud-ouest de l'Angola. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 288, p. 1647-1650, 1979.

CARVALHO, H.; TASSINARI, C.; ALVES, P. H.; GUIMARÃES, F.; SIMÕES, M. C. Geochronological review of the Precambrian in western Angola: links with Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, v. 31, n. 2, p. 383-402, 2000.

CARVALHO, H. & TASSINARI, C. C. Idades do magmatismo granítico da região de Caraculo-Bibala (SW de Angola) e suas implicações na correlação geológica com o Cinturão Ribeira no Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, n. 1, p. 73-81, 1992.

DELHAL, J.; LEDENT, D.; CORDANI, U. G. Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de formations métamorphiques et granitiques du sud-est du Brésil (états de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, v. 92, p. 271-283, 1969.

FERNANDES, G. L. D. F.; SCHMITT, R.; BONGIOLO, E. M.; BASEI, M. A.; MENDES, J. C. Unraveling the tectonic evolution of a Neoproterozoic–Cambrian active margin in the Ribeira Orogen (Se Brazil): U–Pb and Lu–Hf provenance data. *Precambrian Research*, v. 266, p. 337-360, 2015.

FERRARI, A. L.; BRENNER, T. L.; DALCOLMO, M. T. O Pré-Cambriano das Folhas Itaboraí, Maricá, Saquarema e Baía da Guanabara. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 1982, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: SBG, 1982. p. 103-114.

FONSECA, A. C. *Esboço geocronológico da região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro*. 1993. 207 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

GUIDA, A.; MCMASTER, M.; ALMEIDA, J.C.H.; CASTRO, G.M.; 2016, Análise Estrutural usando lineamentos derivados de modelo digital de elevação: Uma comparação entre o terreno Cabo Frio (Brasil) e Benguela (Angola), In: 48º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 48, Porto Alegre, Anais eletrônicos... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2016.

FLEUTY, M. The description of folds. *Proceedings of the Geologists' Association*, v. 75, n. 4, p. 461-492, 1964.

FOSSEN, H. *Geologia estrutural*. 1ª Edição. São Paulo: Oficina dos textos, 2012.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; COIMBRA, A. M. The Ribeira folded belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 5, n. 4, p. 257-266, 1975.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; TASSINARI, C. C. G.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBA, M.; SIGA, O.; TROUW, R. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society*, London, Special Publications, v. 294, n. 1, p. 211-237, 2008.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W. U.; VALERIANO, C. M.; MILANI, E. J.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. *Geophysical Monograph American Geophysical Union*, v. 115, p. 1-32, 2000.

HEILBRON, M.; SIMÕES, L.; ALVES, R.; CHRISPIM, S. J. Geologia do Cabo dos Búzios. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 54, p. 553-562, 1982.

HEILBRON, M.; EIRADO, L. G.; ALMEIDA, J. C. H. (Org). Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro. Escala 1:400.000 Programa Geologia do Brasil (PGB), Mapas Geológicos Estaduais. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belo Horizonte, 2016.

HEILBRON, M; SOARES, A. C. P.; CAMPOS N.; SILVA, L. C.; TROW, R.; JANASI, V. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. D. *Geologia do continente sul-americano: Evolução da obra de*

Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo. Beca Produções Culturais, p. 203-235, 2004.

HEILBRON, M.; DUARTE, B.; NOGUEIRA, J.; The Juiz de Fora granulite complex of the Central Ribeira Belt, SE Brazil: a Paleoproterozoic crustal segment thrust during the Pan-African Orogeny. *Gondwana Research*, v. 1, n. 3-4, p. 373-381, 1998.

HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; VALERIANO, C. M.; ARMSTRONG, R.; EIRADO SIVA, L. G.; MELO, R. S.; MACHADO, N. The Serra da Bolívia complex: The record of a new Neoproterozoic arc-related unit at Ribeira belt. *Precambrian Research*, v. 238, p. 158-175, 2013.

HEILBRON, M. & MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, v. 125, n. 1, p. 87-112, 2003.

HOBBS, B. Structural analysis of the rocks between the Wyangala Batholith and the Copperhanna Thrust, New South Wales. *Journal of the Geological Society of Australia*, v. 12, n. 1, p. 1-24, 1965.

HOLLOCHER, K. *A pictorial guide to metamorphic rocks in the field*. 1^a Edition. London: CRC Press, 2014.

HOWELL, D. G. Tectonics of Suspect Terranes. *Topics in the Earth Sciences*, 4. 1989.

JACKSON, S. E.; PEARSON, N. J.; GRIFFIN, W. L.; BELOUSOVA, E. A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, v. 211, n. 1-2, p. 47-69, 2004.

KOŠLER, J & SYLVESTER, P. Present trends and the future of zircon in geochronology: laser ablation ICPMS. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, v. 53, n. 1, p. 243-275, 2003.

KÜHN, A.; STÜWE, K.; TROUW, R. Metamorphic evolution of the Ribeira Belt: evidence from outcrops in the Rio de Janeiro area, Brazil. *Journal of Petrology*, v. 45, n. 11, p. 2303-2323, 2004.

LANA, C.; FARINA, F.; GERDES, A.; ALKMIM, A.; GONÇALVES, G. O.; JARDIM, A. C. Characterization of zircon reference materials via high precision U–Pb LA-MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, v. 32, n. 10, p. 2011-2023, 2017.

LOBATO, M.; HEILBRON, M.; TORÓS, B.; RAGATKY, D.; DANTAS, E. Provenance of the Neoproterozoic high-grade metasedimentary rocks of the arc-related Oriental Terrane of the Ribeira belt: Implications for Gondwana amalgamation. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 63, p. 260-278, 2015.

LOBATO, M. *Proveniência sedimentar do grupo São Fidélis, terreno Oriental da Faixa Ribeira, com base em dados U-Pb*. Rio de Janeiro, 2004. 132 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.

LUDWIG, K. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley. 2003.

MACKENZIE, W.; DONALDSON, C.; GUILFORD, C. *Atlas of igneous rocks and their textures*. 1ª Edition. Harlow: Longman, 1982.

MARTINS, G. G.; MENDES, J. C.; SCHMITT, R. S.; ARMSTRONG, R.; VALERIANO, C. M. 550–490 Ma pre-to post-collisional shoshonitic rocks in the Ribeira Belt (SE Brazil) and their tectonic significance. *Precambrian Research*, v. 286, p. 352-369, 2016.

MEHNERT, K. Migmatites and the origin of granitic rocks. *Megascopic structures of migmatite*, p. 7-42, 1968.

MENDES, J. C.; SCHMITT, R.; PENHA, H. M.; LUDKA, I. P.; DANTAS, E. L. Calc-alkaline magmatism in a low pressure high temperature Neoproterozoic terrane, SE Brazil: new U-Pb data. In: V SIMPOSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTOPICA, 2006, Punta del Este. Anais... Punta del Este: 2006. p. 123-125.

MCMMASTER, M. *Caracterização e implicações tectônicas do Enxame de Diques da Costa do Esqueleto da região noroeste da Namíbia*. 2017. 121f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.

MORAES, J. *Geologia do granito Silva Jardim (RJ). Implicações na evolução tectônica dos terrenos oriental e Cabo Frio. Rio de Janeiro*. 2009. 76 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

NEVES, B.; NETO, M.; FUCK, R. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, v. 22, n. 3, p. 155-166, 1999.

PASSCHIER, C.; TROUW, R. *Microtectonics*. 2ª Edition. Würzburg: Springer Science & Business Media, 2005.

PEDROSA-SOARES, A.; ALKMIM, F. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen? *Revista Geonomos*, v. 19, n. 2, 2013.

PEIXOTO, C.; HEILBRON, M.; RAGATKY, D.; ARMSTRONG, R.; DANTAS, E.; VALERIANO, C. M.; SIMONETTI, A. Tectonic evolution of the Juvenile Tonian Serra da Prata magmatic arc in the Ribeira belt, SE Brazil: Implications for early west Gondwana amalgamation. *Precambrian Research*, v. 302, p. 221-254, 2017.

PEREIRA, E.; TASSINARI, C. C.; RODRIGUES, J. F.; VAN-DÚNEM, M. V. New data on the deposition age of the volcano-sedimentary Chela Group and its Eburnean basement: implications to post-Eburnean crustal evolution of the SW of Angola. *Comunicações Geológicas*, 2011.

RAMSAY, J. *Folding and fracturing of rocks*. 1ª Edition. Mc Graw Hill Book Company: London, 1967.

REIS, A. P.; NUNES, H. H. R.; CHIAVEGATTO, J. R. S.; LIMA, P. R. A.; ROCHA, R. L. S. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Geologia e Recursos Minerais das Folhas de Cabo Frio e Farol do Cabo. Niterói. DRM. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1980, Salvador. Anais... Salvador: 1980. p. 103-114.

ROSIER, G. F. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha de Minas Gerais, DNPM, Div. Geol. Min., Rio de Janeiro (RJ). Boletim, 222:1-40, 1965.

SCHMITT, R. S. *A orogenia Búzios – caracterização de um evento tectonometamórfico no Domínio Tectônico Cabo Frio – sudeste da Faixa Ribeira. Rio de Janeiro.* 2001. 271 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2001.

SCHMITT, R.; TROUW, R.; MEDEIROS, S. R.; DANTAS, E. L. Age and geotectonic setting of Late Neoproterozoic juvenile mafic gneisses and associated paragneisses from the Ribeira belt (SE Brazil) based on geochemistry and Sm–Nd data — Implications on Gondwana assembly. *Gondwana Research*, v. 13, n. 4, p. 502-515, 2008a.

SCHMITT, R.; TROUW, R.; VAN SCHMUS, W. R.; PASSCHIER, C. W. Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater. *Geological Society*, London, Special Publications, v. 294, n. 1, p. 279-296, 2008b.

SCHMITT, R.; TROUW, R. A.; VAN SCHMUS, W. R.; PIMENTEL, M. M. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, v. 133, n. 1, p. 29-61, 2004.

SCHMITT, R.; TROUW, R.; VAN SCHMUS, W. R.; ARMSTRONG, R.; STANTON, N. S. G. The tectonic significance of the Cabo Frio Tectonic Domain in the SE Brazilian margin: a Paleoproterozoic through Cretaceous saga of a reworked continental margin. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p. 37-66, 2016.

SILVA, L. C. D.; MC NAUGHTON, N. J.; HARTMANN, L. A.; FLETCHER, I. R. Zircon U-Pb SHRIMP dating of the Serra dos Órgãos and Rio de Janeiro gneissic granitic suites: implications for the (560 Ma) Brasiliano/Pan-African collage. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 33, p. 237-244, 2003.

STACEY, J; KRAMERS, IJD. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and planetary science letters*, v. 26, n. 2, p. 207-221, 1975.

TROUW, R.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; ... & ANDREIS, R. R. The central segment of the Ribeira Belt. *Tectonic Evolution of South America*, v. 31, p. 287-310, 2000.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; NOGUEIRA, J. R.; VALLADARES, C., ALMEIDA, J. C. H.; ... & RAGATKY, C. D. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuai. *Revista Geonomos*, v. 15, n. 1, 2007.

- TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; JÚNIOR, R. P.; DIOS, F. B.; MACHADO, N.; ... & ALMEIDA, J. C. H. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro magmatic arc (Ribeira Belt, Brazil): implications for western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, v. 21, n. 2-3, p. 422-438, 2012.
- TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v 30, p.7-11, 2000.
- TURNER, F.; WEISS, L. *Structural analysis of metamorphic tectonites*: New York, McGraw-Hill Book Co., p. 545, 1963.
- VALERIANO, C. M.; MENDES, J. C.; TUPINAMBÁ, M.; BONGIOLO, E.; HEILBRON, M.; JUNHO, M. D. C. B. Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, SE-Brazil: a case of terminal magmatism of a hot orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 269-281, 2016.
- VALERIANO, C.; TUPINAMBÁ, M.; SIMONETTI, A.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; EIRADO, L. G. U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: Terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, n. 4, p. 416-428, 2011.
- VALLADARES, C. S.; MACHADO, N.; HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; GAUTHIER, G. Sedimentary provenance in the central Ribeira belt based on laser-ablation ICPMS 207 Pb/206 Pb zircon ages. *Gondwana Research*, v. 13, n. 4, p. 516-526, 2008.
- VAN ACTHERBERGH, E. Data reduction software for LA-ICP-MS. *Laser Ablation-ICP-mass spectrometry in the earth sciences: principles and applications*, p. 239-243, 2001.
- YARDLEY, B. *An introduction to metamorphic petrology*. 1ª Edition: Pearson Education Limited, Harlow, 1989
- ZIMBRES, E.; KAWASHITA, K.; VAN SCHMUS, W. R. Evidências de um núcleo Transamazônico na região de Cabo Frio, RJ e sua correlação com o cráton de Angola, África. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. Resumos... Natal: 1990. p. 2735-2743.
- WEISS, L.; MCINTYRE, D. Structural geometry of Dalradian rocks at Loch Leven, Scottish Highlands. *The Journal of Geology*, v. 65, n. 6, p. 575-602, 1957.
- WHITNEY, D.; EVANS, B. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, v. 95, n. 1, p. 185-187, 2010.
- WILLIAMS, P. A criticism of the use of style in the study of deformed rocks. *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, n. 11, p. 3283-3296, 1970.

APÊNDICE A – Mapa de Pontos

APÊNDICE B – Mapa Geológico

APÊNDICE C – Mapa Estrutural

APÊNDICE D – Fases de deformação: Conceitos e critérios propostos na literatura

No estudo de áreas deformadas muitos autores têm utilizado determinados critérios para interpretação de estruturas relacionadas a diferentes fases de deformação e que mostram evidências de superposição. O uso de tais critérios tornou-se comum a partir da década de 1960, cujos princípios por trás dessa abordagem foram inicialmente estabelecidos por Weiss e McIntyre (1957) e discutido posteriormente por Turner e Weiss (1963).

Weiss e McIntyre (1957, p. 578) definiram inicialmente três critérios principais:

- (1) Estruturas de estilos similares e com padrões similares de orientação preferencial (não necessariamente com as mesmas direções ou orientação preferencial) são consideradas como pertencentes a mesma geração; (2) estruturas com estilos consistentemente diferentes e com padrões de orientação preferencial diferentes são atribuídas a gerações distintas; e (3) onde estruturas de um estilo e com um padrão de orientação preferencial sobrepõem estruturas de outro estilo e outro padrão de orientação preferencial, estes últimos são considerados como terem sido formados anteriormente.

No entanto, Williams (1970) afirmou que o estilo e a orientação das estruturas não são critérios satisfatórios para separação em diferentes fases de deformação. Em estudo realizado por esse autor na região de Far South Coast, Austrália, comprovou que duas fases de deformação poderiam produzir dobras com mesmo estilo e aproximadamente as mesmas orientações, tendo como base as relações de superposição.

Hobbs (1965) salientou que a construção de uma sequência de fases deformacionais pode ser difícil ou mesmo impossível em áreas onde estilos singulares associados a padrões únicos de orientação preferencial não são desenvolvidos. Os critérios de superposição ainda são válidos em tais áreas, mas o reconhecimento de uma sequência simples de fases distintas de deformação pode não ser possível.

Segundo Passchier e Trouw (2005), para se estabelecer fases de deformação é importante definir conjuntos de estruturas baseadas em critérios confiáveis de superposição, como por exemplo, uma superfície S_n sendo dobrada (dobras D_{n+1}), e não somente em relação ao estilo, orientação, ângulo de abertura das dobras, dentre outras características, os quais são critérios que podem mudar de um afloramento para outro em estruturas da mesma idade. Esses autores apresentaram a seguinte definição para fases de deformação (PASSCHIER E TROUW, 2005 p. 309):

Período de deformação durante o qual um grupo de estruturas tenham se formado, separadas de outras estruturas por critérios de superposição. Fases de deformação sucessivas podem misturar-se ou podem ser separadas por intervalos de tempo com

pouca ou nenhuma deformação, durante o qual condições metamórficas e o campo de *stress* podem ter sido modificados.

Sendo assim, Passchier e Trouw (2005, p. 5) estabeleceram alguns critérios que podem ajudar a determinar se as relações de superposição correspondem a fases de deformação distintas:

(1) Duas estruturas superpostas compostas de diferentes assembléias minerais que representam um “*gap*” no grau metamórfico precisam pertencer a diferentes fases de deformação; (2) Foliações que se superpõem comumente representam fases de deformação diferentes em escala de lâmina, com algumas exceções; (3) Dobras superpostas com superfícies axiais obliquas representam diferentes fases de deformação. Mas cuidado precisa ser tomado em relação a dobras redobradas com eixos paralelos (Tipo III de Ramsay 1967); (4) *Boudins* encurtados são comumente formados pela superposição de duas fases de deformação; (5) Algumas estruturas preservadas em porfiroblastos representam fases de deformação separadas; e (6) Veios intrusivos ou diques podem ser importantes para separar diferentes fases.

Fossen (2012, p. 512) por sua vez, define fase de deformação da seguinte forma:

Uma fase de deformação é um intervalo de tempo em que estruturas são formadas de modo contínuo em uma região, com uma expressão comum, que pode estar ligada a um campo particular de esforços ou de deformação, ou a um padrão cinemático.

Segundo esse autor, entre as décadas de 1960 e 1980, o conceito de fases de deformação foi aplicado com frequência em escala de afloramento ou mesmo de amostra de mão. Este afirma que, atualmente, a maioria dos geólogos estruturalistas assegura que uma fase de deformação deve ter um caráter mais regional, no sentido de que uma mesma relação seja encontrada em vários afloramentos em uma região. No entanto, esse autor reconhece que não há uma definição clara de abrangência regional necessária para que um conjunto de estruturas seja considerado como uma fase de deformação individual.

Desta forma, a interpretação de diferentes fases de deformação em áreas que apresentam evidências de mais de um evento deformacional, precisa ser feita de forma cautelosa, visto que esse termo pode ser usado com base em diferentes critérios e interpretações. Na área onde foi realizado o presente trabalho, estruturas de superposição foram identificadas, e o termo fases de deformação será aqui aplicado seguindo alguns dos critérios citados anteriormente. No entanto, algumas ressalvas serão abordadas, visto que nem sempre foi identificado o mesmo padrão de geometria e orientação das estruturas em toda área. Na Seção 4.3, Capítulo 5, será descrito com maior detalhe o que foi proposto.

APÊNDICE E – Tabelas de dados Geocronológicos

Tabela 7 – Todos os dados analíticos obtidos na amostra SQ-JANC-20, referente ao gnaiss kinzigítico. Em negrito estão os dados descartados. (continua)

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g-1) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios						Age (Ma)					% Disc.		
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s		207Pb/235U	2s
sq-207.b	0,0000	31742	2136	93,44	0,23	2135,92	0,0673	4,90	0,7798	7,12	0,0857	5,17	0,73	847	41	530	29	594	19	11
sq-208.b	0,0000	96267	5748	251,59	0,19	5748,10	0,0597	3,14	0,7794	5,69	0,0965	4,74	0,83	593	27	594	30	594	19	0
sq-209.n	1,0000	117970	6870	340,24	0,01	73,08	0,0582	9,49	0,6871	12,12	0,0874	7,55	0,62	539	83	540	29	540	19	0
sq-210.n	0,0064	404661	63601	292,14	0,23	1514,30	0,1572	2,50	7,5547	5,43	0,3493	4,82	0,89	2425	17	1931	28	2181	19	12
sq-211.n	0,0000	108442	6446	311,65	0,02	6445,79	0,0594	3,24	0,7042	5,95	0,0877	4,99	0,84	583	28	542	31	550	19	2
sq-212.n	0,0000	91685	5378	261,27	0,03	1344,56	0,0587	3,24	0,7007	5,77	0,0885	4,77	0,83	555	28	547	30	548	19	0
sq-213.b	1,8706	40467	2383	117,25	0,07	8,00	0,0589	16,67	0,6916	20,55	0,0870	12,02	0,58	563	145	538	30	543	19	1
sq-214.n	0,0000	92112	6974	259,51	0,38	131,58	0,0757	2,91	0,9194	5,69	0,0895	4,89	0,86	1087	23	553	25	670	18	18
sq-215.b	0,0000	55738	3340	162,10	0,06	371,15	0,0599	3,92	0,7015	6,25	0,0867	4,87	0,78	601	34	536	11	549	10	2
sq-216.n	1,1494	83852	9220	249,59	0,05	23,83	0,1100	6,23	1,2695	10,73	0,0847	8,74	0,81	1799	45	524	11	839	10	38
sq-217.n	1,4045	34544	2135	97,50	0,22	10,41	0,0618	12,39	0,7463	15,56	0,0893	9,42	0,61	667	106	552	6	575	7	4
sq-218.n	0,0797	391584	24458	891,66	0,09	212,68	0,0625	2,83	0,9388	5,83	0,1107	5,10	0,87	690	24	677	7	680	7	1
sq-219.n	0,0000	67295	4429	156,01	0,51	4429,36	0,0658	5,24	0,9722	7,43	0,1088	5,27	0,71	801	44	666	11	697	10	5
sq-220.b	0,0165	80138	4808	225,65	0,05	165,78	0,0600	3,17	0,7258	5,78	0,0896	4,83	0,84	603	27	553	11	563	10	2
sq-227.n	0,2565	78224	7081	109,54	0,29	98,35	0,0905	3,65	2,2328	6,53	0,1801	5,41	0,83	1437	28	1067	13	1196	15	11
sq-228.n	0,0000	69517	7258	63,59	0,58	7257,57	0,1044	2,87	3,9532	5,72	0,2757	4,95	0,86	1704	21	1570	26	1628	18	4
sq-229.n	0,0000	51687	3160	149,86	0,13	51,80	0,0611	3,93	0,7181	6,29	0,0870	4,92	0,78	644	34	538	27	558	19	4
sq-230.b	0,0000	54321	3287	152,17	0,06	3286,96	0,0605	4,38	0,7361	6,71	0,0900	5,08	0,76	622	38	556	31	569	19	2
sq-231.n	0,0000	100744	14179	83,63	0,34	14178,71	0,1407	2,68	5,8798	5,57	0,3038	4,89	0,88	2236	19	1710	30	1960	19	13
sq-232.b	0,0000	182444	10885	480,77	0,04	10884,61	0,0597	2,72	0,7722	5,55	0,0957	4,84	0,87	591	24	589	34	590	20	0
sq-233.n	0,0000	63659	3855	160,05	0,41	3855,19	0,0606	3,80	0,8225	6,17	0,1003	4,86	0,79	624	33	616	30	618	19	0
sq-234.b	0,0000	79156	4741	223,11	0,31	4740,65	0,0599	4,34	0,7238	6,71	0,0895	5,12	0,76	600	38	552	11	562	11	2
sq-235.n	0,0000	42746	3491	104,36	1,03	21,82	0,0817	5,05	1,1480	7,36	0,1033	5,36	0,73	1237	40	634	11	783	10	19
sq-236.b	0,0000	62519	3709	175,55	0,26	3709,25	0,0593	4,05	0,7197	6,55	0,0898	5,15	0,79	579	35	554	10	559	10	1
sq-237.n	0,2005	675707	44184	2666,44	0,01	85,46	0,0654	3,39	0,5612	5,90	0,0639	4,83	0,82	787	28	399	6	462	7	14
sq-238.n	0,0468	548502	37429	944,73	0,27	271,22	0,0682	2,55	1,3625	5,45	0,1464	4,81	0,88	876	21	881	6	879	7	0
sq-239.b	0,0000	92295	5492	259,85	0,09	5492,48	0,0595	4,79	0,7199	7,13	0,0896	5,28	0,74	586	42	553	16	559	21	1
sq-240.b	0,0000	54123	3247	150,39	0,17	3246,84	0,0600	4,71	0,7357	7,23	0,0908	5,49	0,76	603	41	560	11	569	10	2

Tabela 7 – Todos os dados analíticos obtidos na amostra SQ-JANC-20, referente ao gnaiss kinzigítico. Em negrito estão os dados descartados. (continuação)

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g ⁻¹) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios						Age (Ma)					% Disc.		
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s		207Pb/235U	2s
sq-250.n	0,0000	72229	4550	160,39	0,05	4550,43	0,0630	3,21	0,9715	5,87	0,1136	4,92	0,84	708	27	693	18	697	25	1
sq-251.n	0,0000	157605	9357	442,78	0,02	9357,01	0,0594	2,78	0,7198	5,56	0,0898	4,82	0,87	581	24	554	20	559	28	1
sq-252.n	0,0000	28990	1772	69,36	0,83	1771,58	0,0611	4,25	0,8730	6,65	0,1054	5,11	0,77	643	37	646	13	645	12	0
sq-253.n	0,0000	226599	14351	503,99	0,46	14350,51	0,0633	3,47	0,9751	5,85	0,1134	4,70	0,80	719	29	692	13	699	15	1
sq-254.n	0,5145	77211	4795	180,83	0,51	31,54	0,0621	5,37	0,9070	7,60	0,1077	5,38	0,71	678	46	659	10	663	10	1
sq-255.b	0,0000	142207	8440	398,01	0,02	8439,99	0,0594	2,86	0,7223	5,59	0,0901	4,80	0,86	580	25	556	11	561	10	1
sq-256.n	0,0000	32251	2050	69,24	0,55	2050,20	0,0636	4,48	1,0145	6,88	0,1175	5,22	0,76	727	38	716	11	719	10	1
sq-257.b	0,0202	155807	9510	425,15	0,26	271,72	0,0610	2,79	0,7628	5,59	0,0924	4,85	0,87	641	24	570	6	584	7	3
sq-258.n	0,0000	44937	2662	126,19	0,18	2661,62	0,0592	5,66	0,7184	7,80	0,0898	5,38	0,69	576	49	554	6	559	7	1
sq-259.b	0,0000	120578	7284	321,60	0,02	35,88	0,0604	4,30	0,7725	6,88	0,0946	5,37	0,78	618	37	582	11	590	11	1
sq-260.n	0,2468	88687	5270	244,15	0,08	47,48	0,0594	3,74	0,7355	6,30	0,0916	5,07	0,80	583	33	565	11	569	10	1
sq-267.b	1,2283	23386	1357	68,11	0,02	9,43	0,0580	13,02	0,6779	16,03	0,0866	9,35	0,58	531	114	535	11	535	11	0
sq-268.n	0,2855	54492	3532	139,02	0,20	29,19	0,0648	4,38	0,8683	6,72	0,0988	5,10	0,76	768	37	608	11	643	12	6
sq-269.n	0,0000	318187	20135	678,37	0,15	20134,87	0,0633	2,65	1,0170	5,49	0,1183	4,81	0,88	718	22	721	13	720	16	0
sq-270.b	0,0280	149931	8984	417,76	0,02	332,75	0,0599	3,43	0,7328	5,93	0,0905	4,84	0,82	601	30	559	11	567	11	2
sq-271.b	0,0000	49597	2996	139,12	0,15	16,28	0,0604	4,18	0,7337	6,54	0,0899	5,04	0,77	618	36	555	7	567	9	2
sq-272.n	0,1431	182387	11432	420,54	0,23	102,07	0,0627	3,65	0,9302	6,24	0,1094	5,06	0,81	697	31	669	16	676	13	1
sq-273.n	0,0000	102101	6178	257,47	0,64	6178,13	0,0605	3,97	0,8193	6,65	0,1000	5,33	0,80	622	34	614	11	616	12	0
sq-274.n	0,0000	86492	5457	218,81	0,93	5456,78	0,0631	3,41	0,8521	5,88	0,0997	4,79	0,82	711	29	613	12	634	13	4
sq-275.n	0,0000	107216	6639	267,17	0,36	6638,81	0,0619	3,55	0,8490	5,95	0,1012	4,77	0,80	671	30	621	11	632	10	2
sq-276.b	0,0000	64670	3844	180,82	0,10	32,58	0,0594	4,25	0,7242	6,92	0,0902	5,47	0,79	583	37	557	11	562	10	1
sq-277.n	0,9556	55655	5646	154,90	0,07	28,23	0,1014	7,45	1,2523	11,09	0,0906	8,22	0,74	1651	55	559	6	831	7	33
sq-278.n	0,0000	185967	11519	447,48	0,21	11518,80	0,0619	2,78	0,8800	5,55	0,1048	4,80	0,86	672	24	642	6	649	7	1
sq-279.b	0,0000	40886	2424	117,18	0,15	89,77	0,0593	3,88	0,7042	6,31	0,0880	4,97	0,79	577	34	544	11	550	11	1
sq-280.n	0,0000	52107	3252	131,00	0,45	130,08	0,0624	4,37	0,8481	6,65	0,1003	5,02	0,75	688	37	616	11	632	10	3
sq-287.n	0,0910	368716	22541	914,98	0,07	164,53	0,0611	2,72	0,8416	5,58	0,1016	4,87	0,87	644	23	624	12	628	12	1
sq-288.b	0,0000	78960	5679	120,24	0,74	5678,80	0,0719	3,13	1,6271	5,83	0,1656	4,92	0,84	984	25	988	13	987	15	0
sq-289.n	0,3307	139734	12292	221,01	0,11	68,67	0,0880	4,30	1,9189	7,22	0,1594	5,81	0,80	1382	33	954	10	1093	10	13
sq-290.b	0,0000	111559	6607	322,42	0,03	6606,52	0,0592	3,00	0,6975	5,70	0,0873	4,84	0,85	575	26	539	14	546	14	1
sq-291.n	0,0000	97609	6146	246,42	0,45	72,31	0,0630	4,09	0,8523	6,37	0,0999	4,88	0,77	707	35	614	11	634	10	3

Tabela 7 – Todos os dados analíticos obtidos na amostra SQ-JANC-20, referente ao gnaiss kinzigítico. Em negrito estão os dados descartados. (continuação)

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g-1) a	Th/U	206Pb/204Pb	207Pb/206Pb	Isotope ratios					Age (Ma)					%		
								2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s		207Pb/235U	2s
sq-293.b	0,0000	137125	8169	402,15	0,01	8168,54	0,0596	3,11	0,6913	5,67	0,0860	4,74	0,84	588	27	532	12	543	12	2
sq-294.n	0,0000	331089	20528	806,28	0,37	20527,52	0,0620	3,79	0,8702	6,39	0,1036	5,15	0,81	674	32	635	11	644	11	1
sq-295.b	0,0000	141111	8304	402,81	0,02	8304,38	0,0589	2,89	0,7018	5,64	0,0883	4,84	0,86	562	25	546	11	549	10	1
sq-296.b	1,0000	127174	7715	372,18	0,04	167,71	0,0607	9,06	0,7057	12,01	0,0862	7,89	0,66	627	78	533	11	551	10	3
sq-297.n	0,0000	232004	14368	557,56	0,11	99,09	0,0619	2,79	0,8810	5,63	0,1049	4,89	0,87	672	24	643	7	650	8	1
sq-298.b	1,0901	36796	2200	104,02	0,10	12,29	0,0598	10,27	0,7203	13,02	0,0892	8,01	0,61	596	89	551	7	560	8	2
sq-299.n	0,0000	91003	5488	229,53	0,64	914,73	0,0603	3,15	0,8164	5,77	0,1000	4,83	0,84	615	27	614	11	614	11	0
sq-300.n	0,0000	85613	5361	189,46	0,43	51,06	0,0626	3,43	0,9689	5,91	0,1140	4,81	0,81	695	29	696	11	696	10	0
sq-307.n	0,1014	170751	11720	290,37	0,15	165,08	0,0686	2,86	1,3885	5,64	0,1483	4,86	0,86	888	24	891	12	890	12	0
sq-308.n	0,0000	132433	9807	190,18	0,58	91,65	0,0741	2,84	1,7780	5,68	0,1756	4,93	0,87	1043	23	1043	11	1043	11	0
sq-309.b	0,0000	55184	3301	159,80	0,10	3300,56	0,0598	3,51	0,7032	6,04	0,0871	4,91	0,81	597	30	538	11	550	11	2
sq-310.n	0,0000	215257	21285	258,66	0,25	21284,61	0,0989	2,65	2,8462	5,52	0,2099	4,84	0,88	1603	20	1228	12	1372	12	11
sq-311.b	0,0000	142564	8592	403,88	0,03	18,56	0,0603	4,11	0,7247	6,89	0,0890	5,54	0,80	613	35	550	18	562	25	2
sq-312.n	0,0795	199781	20900	258,78	0,37	215,47	0,1046	2,80	2,7932	5,77	0,1947	5,04	0,87	1708	21	1147	12	1358	11	16
sq-313.n	0,0000	72928	4433	211,38	0,03	4432,56	0,0608	5,39	0,7141	7,90	0,0870	5,78	0,73	631	46	538	10	556	11	3
sq-314.b	0,0000	44942	3972	129,26	0,11	17,05	0,0884	3,85	1,0534	6,62	0,0877	5,39	0,81	1391	30	542	12	738	13	27
sq-315.n	0,0000	482888	34179	1182,96	0,16	107,14	0,0708	2,58	0,9896	5,48	0,1029	4,84	0,88	951	21	632	11	706	10	11
sq-316.n	0,0296	220239	13774	609,80	0,18	264,89	0,0625	2,77	0,7704	5,55	0,0911	4,81	0,87	693	24	562	11	589	10	5
sq-317.b	0,2269	60511	3525	174,60	0,11	50,35	0,0582	4,64	0,6869	7,03	0,0874	5,29	0,75	539	41	540	6	540	7	0
sq-318.n	0,0000	93151	5598	269,90	0,28	44,43	0,0601	3,49	0,7062	6,27	0,0870	5,20	0,83	607	30	538	6	551	7	3
sq-319.n	0,0958	35295	2541	59,66	0,19	40,98	0,0720	5,80	1,4658	8,09	0,1492	5,64	0,70	986	47	896	11	923	11	3
sq-320.b	0,3496	55364	3571	164,33	0,24	45,78	0,0645	6,14	0,7405	8,69	0,0850	6,16	0,71	758	52	526	11	571	10	8
sq-327.n	0,0000	129232	7745	375,44	0,01	7744,87	0,0599	3,38	0,7023	6,21	0,0868	5,22	0,84	601	29	537	10	549	10	2
sq-328.b	0,0324	47081	2855	133,56	0,16	86,50	0,0606	4,21	0,7281	6,66	0,0889	5,15	0,77	626	36	549	12	564	12	3
sq-329.n	0,1618	54477	4634	84,53	1,58	44,56	0,0851	3,26	1,8911	6,00	0,1625	5,04	0,84	1317	25	971	10	1083	10	11
sq-330.n	0,2299	147131	8928	409,73	0,16	66,63	0,0607	3,73	0,7426	6,19	0,0906	4,95	0,80	628	32	559	16	573	21	3
sq-331.b	0,0000	76845	4781	219,03	0,07	53,13	0,0622	3,38	0,7440	6,08	0,0885	5,06	0,83	682	29	547	12	573	11	5
sq-332.n	0,0000	287483	17672	689,44	0,28	589,05	0,0615	2,77	0,8762	5,53	0,1052	4,78	0,87	656	24	645	17	647	23	1
sq-333.n	0,0000	68080	4228	171,08	0,88	4228,45	0,0621	4,31	0,8444	6,57	0,1004	4,96	0,76	678	37	616	11	630	11	2
sq-334.b	0,1423	81630	4813	226,62	0,14	62,50	0,0590	4,00	0,7234	6,61	0,0908	5,26	0,80	565	35	560	13	561	12	0
sq-335.n	0,0360	306021	54492	174,66	0,27	429,07	0,1781	3,06	10,8333	6,25	0,4419	5,45	0,87	2635	20	2359	11	2510	10	6
sq-336.b	0,0000	60584	3625	170,02	0,08	3624,74	0,0598	3,34	0,7263	5,95	0,0899	4,93	0,83	597	29	555	11	563	10	2
sq-337.n	0,0170	311277	19395	728,79	0,52	236,53	0,0623	2,73	0,9104	5,61	0,1077	4,90	0,87	685	23	659	6	665	7	1

Tabela 7 – Todos os dados analíticos obtidos na amostra SQ-JANC-20, referente ao gnaiss kinzigítico. Em negrito estão os dados descartados. (conclusão)

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g ⁻¹) a	Th/U	206Pb/204Pb	207Pb/206Pb	Isotope ratios					Age (Ma)					% Disc.		
								2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s		207Pb/235U	2s
sq-339.n	0,0000	32355	2249	74,71	1,16	2249,00	0,0695	5,68	1,0318	8,02	0,1092	5,67	0,71	914	47	668	11	727	10	8
sq-340.n	0,0000	113149	8731	166,67	0,37	114,88	0,0772	2,98	1,8064	5,87	0,1712	5,05	0,86	1125	24	1019	11	1053	10	3
sq-347.b	0,0000	48772	3329	135,17	0,10	3329,18	0,0683	4,03	0,8414	6,71	0,0910	5,36	0,80	876	33	561	12	628	14	11
sq-348.n	0,0117	221420	14322	442,80	0,12	181,29	0,0647	3,09	1,1096	5,83	0,1261	4,95	0,85	764	26	766	11	765	14	0
sq-349.b	0,0000	45873	2964	131,26	0,23	128,88	0,0646	4,22	0,7702	6,87	0,0881	5,42	0,79	762	36	544	12	588	11	8
sq-350.b	0,0000	70027	4242	185,71	0,04	4242,24	0,0606	4,13	0,7793	6,54	0,0951	5,08	0,78	624	36	586	10	594	10	1
sq-351.n	0,0000	136853	9852	209,63	0,25	172,84	0,0720	3,02	1,6191	5,90	0,1646	5,07	0,86	986	25	982	11	983	12	0
sq-352.n	0,1351	56828	3470	167,23	0,08	68,05	0,0611	3,61	0,7066	6,16	0,0857	4,99	0,81	642	31	530	11	552	11	4
sq-353.n	0,0000	265800	16461	619,54	0,47	16460,99	0,0619	3,31	0,9088	5,75	0,1082	4,70	0,82	672	28	662	19	664	20	0
sq-354.b	0,0840	221604	13119	634,75	0,01	184,77	0,0592	2,84	0,7036	5,64	0,0880	4,88	0,86	574	25	544	12	550	15	1
sq-355.n	0,0000	102950	6304	255,12	0,36	6303,63	0,0612	3,18	0,8441	5,80	0,1018	4,84	0,84	647	27	625	11	630	10	1
sq-356.b	0,0000	134402	8076	351,29	0,01	74,78	0,0601	3,95	0,7844	6,54	0,0965	5,21	0,80	607	34	594	11	596	10	1
sq-357.n	0,0000	146765	9127	335,01	0,61	253,54	0,0622	4,26	0,9323	6,82	0,1105	5,33	0,78	681	36	676	7	677	7	0
sq-358.b	0,0000	49581	2907	140,79	0,11	2907,43	0,0586	3,54	0,7030	6,11	0,0888	4,98	0,82	554	31	548	6	549	7	0
sq-359.b	0,0228	180792	10776	503,02	0,03	250,61	0,0596	3,36	0,7299	6,07	0,0906	5,05	0,83	589	29	559	11	565	11	1
sq-360.b	0,0000	135360	8402	361,87	0,16	600,13	0,0621	2,98	0,7923	5,74	0,0943	4,91	0,85	677	25	581	11	601	10	3
sq-367.b	0,0000	54998	3359	156,98	0,15	3359,28	0,0611	3,60	0,7291	6,12	0,0884	4,95	0,81	642	31	546	12	565	12	3
sq-368.n	0,0486	128821	7686	354,49	0,01	156,85	0,0597	3,63	0,7389	6,40	0,0916	5,28	0,82	591	31	565	11	570	11	1
sq-369.n	0,0000	108937	6429	301,39	0,06	918,49	0,0590	3,13	0,7267	5,83	0,0911	4,91	0,84	568	27	562	43	563	24	0
sq-370.b	0,0495	84641	5798	245,84	0,03	92,04	0,0685	3,12	0,8051	5,84	0,0868	4,93	0,84	884	26	537	10	608	10	12
sq-371.n	0,0000	208414	12867	483,40	0,59	6433,74	0,0617	3,12	0,9105	5,66	0,1087	4,72	0,83	665	27	665	12	665	11	0
sq-372.n	0,0279	136451	8084	383,96	0,02	144,35	0,0592	3,26	0,7171	6,06	0,0896	5,11	0,84	576	28	553	10	558	11	1
sq-373.n	0,1117	111564	6591	322,51	0,02	115,62	0,0591	3,68	0,6955	6,49	0,0872	5,34	0,82	570	32	539	14	545	17	1
sq-374.n	0,0000	593271	139929	270,91	0,41	139928,90	0,2359	2,57	17,9444	5,49	0,5523	4,85	0,88	3092	16	2835	19	2988	15	5
sq-375.n	0,0000	88179	5257	245,86	0,09	5257,23	0,0596	4,03	0,7285	6,38	0,0904	4,95	0,78	590	35	558	11	564	10	1
sq-376.b	0,0000	94595	5654	272,73	0,05	5653,94	0,0598	3,72	0,7058	6,10	0,0875	4,83	0,79	595	32	541	11	551	10	2
sq-377.b	0,0000	164039	9611	464,08	0,01	9611,05	0,0586	2,99	0,7051	5,65	0,0891	4,80	0,85	552	26	550	6	551	7	0
sq-378.b	0,0000	60966	3636	159,53	0,13	98,27	0,0596	3,86	0,7775	6,45	0,0964	5,17	0,80	591	33	593	6	593	7	0
sq-379.n	0,0000	152451	9437	353,30	0,27	9436,72	0,0619	2,87	0,9137	5,68	0,1088	4,90	0,86	671	25	666	11	667	10	0
sq-380.b	0,0000	50690	3267	146,30	0,07	297,00	0,0645	3,53	0,7615	6,13	0,0874	5,01	0,82	756	30	540	11	583	10	8

Legenda: As nomenclaturas .b e .n dos spots correspondem às medidas de borda e núcleo, respectivamente.

Fonte: A autora, 2018.

Tabela 8 – Dados analíticos obtidos na amostra SQ-JANC-20, referente às idades metamórficas mais antigas (gneisse kinzigítico).

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g ⁻¹) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios							Age (Ma)					% Disc.	
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U		2s
sq-208	0,0000	96267	5748	251,59	0,19	5748,10	0,0597	3,14	0,7794	5,69	0,0965	4,74	0,83	593	27	594	30	594	19	0
sq-232	0,0000	182444	10885	480,77	0,04	10884,61	0,0597	2,72	0,7722	5,55	0,0957	4,84	0,87	591	24	589	34	590	20	0
sq-259	0,0000	120578	7284	321,60	0,02	35,88	0,0604	4,30	0,7725	6,88	0,0946	5,37	0,78	618	37	582	11	590	11	1
sq-350	0,0000	70027	4242	185,71	0,04	4242,24	0,0606	4,13	0,7793	6,54	0,0951	5,08	0,78	624	36	586	10	594	10	1
sq-378	0,0000	60966	3636	159,53	0,13	98,27	0,0596	3,86	0,7775	6,45	0,0964	5,17	0,80	591	33	593	6	593	7	0

Fonte: A autora, 2018.

Tabela 9 – Dados analíticos obtidos na amostra SQ-JANC-20, referente às idades metamórficas mais jovens (gneisse kinzigítico). (continua)

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g ⁻¹) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios							Age (Ma)					% Disc.	
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U		2s
sq-211	0,0000	108442	6446	311,65	0,02	6445,79	0,0594	3,24	0,7042	5,95	0,0877	4,99	0,84	583	28	542	31	550	19	2
sq-212	0,0000	91685	5378	261,27	0,03	1344,56	0,0587	3,24	0,7007	5,77	0,0885	4,77	0,83	555	28	547	30	548	19	0
sq-215	0,0000	55738	3340	162,10	0,06	371,15	0,0599	3,92	0,7015	6,25	0,0867	4,87	0,78	601	34	536	11	549	10	2
sq-220	0,0165	80138	4808	225,65	0,05	165,78	0,0600	3,17	0,7258	5,78	0,0896	4,83	0,84	603	27	553	11	563	10	2
sq-229	0,0000	51687	3160	149,86	0,13	51,80	0,0611	3,93	0,7181	6,29	0,0870	4,92	0,78	644	34	538	27	558	19	4
sq-230	0,0000	54321	3287	152,17	0,06	3286,96	0,0605	4,38	0,7361	6,71	0,0900	5,08	0,76	622	38	556	31	569	19	2
sq-234	0,0000	79156	4741	223,11	0,31	4740,65	0,0599	4,34	0,7238	6,71	0,0895	5,12	0,76	600	38	552	11	562	11	2
sq-236	0,0000	62519	3709	175,55	0,26	3709,25	0,0593	4,05	0,7197	6,55	0,0898	5,15	0,79	579	35	554	10	559	10	1
sq-239	0,0000	92295	5492	259,85	0,09	5492,48	0,0595	4,79	0,7199	7,13	0,0896	5,28	0,74	586	42	553	16	559	21	1
sq-240	0,0000	54123	3247	150,39	0,17	3246,84	0,0600	4,71	0,7357	7,23	0,0908	5,49	0,76	603	41	560	11	569	10	2
sq-248	0,0641	160790	9532	465,29	0,02	116,24	0,0593	2,88	0,6973	5,60	0,0871	4,81	0,86	577	25	539	10	546	11	1
sq-251	0,0000	157605	9357	442,78	0,02	9357,01	0,0594	2,78	0,7198	5,56	0,0898	4,82	0,87	581	24	554	20	559	28	1
sq-255	0,0000	142207	8440	398,01	0,02	8439,99	0,0594	2,86	0,7223	5,59	0,0901	4,80	0,86	580	25	556	11	561	10	1
sq-257	0,0202	155807	9510	425,15	0,26	271,72	0,0610	2,79	0,7628	5,59	0,0924	4,85	0,87	641	24	570	6	584	7	3
sq-258	0,0000	44937	2662	126,19	0,18	2661,62	0,0592	5,66	0,7184	7,80	0,0898	5,38	0,69	576	49	554	6	559	7	1
sq-270	0,0280	149931	8984	417,76	0,02	332,75	0,0599	3,43	0,7328	5,93	0,0905	4,84	0,82	601	30	559	11	567	11	2
sq-271	0,0000	49597	2996	139,12	0,15	16,28	0,0604	4,18	0,7337	6,54	0,0899	5,04	0,77	618	36	555	7	567	9	2
sq-276	0,0000	64670	3844	180,82	0,10	32,58	0,0594	4,25	0,7242	6,92	0,0902	5,47	0,79	583	37	557	11	562	10	1
sq-279	0,0000	40886	2424	117,18	0,15	89,77	0,0593	3,88	0,7042	6,31	0,0880	4,97	0,79	577	34	544	11	550	11	1

Tabela 9 – Dados analíticos obtidos na amostra SQ-JANC-20, referente às idades metamórficas mais jovens (gneisse kinzigítico). (conclusão)

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g-1) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios							Age (Ma)					% Disc.	
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U		2s
sq-293	0,0000	137125	8169	402,15	0,01	8168,54	0,0596	3,11	0,6913	5,67	0,0860	4,74	0,84	588	27	532	12	543	12	2
sq-295	0,0000	141111	8304	402,81	0,02	8304,38	0,0589	2,89	0,7018	5,64	0,0883	4,84	0,86	562	25	546	11	549	10	1
sq-309	0,0000	55184	3301	159,80	0,10	3300,56	0,0598	3,51	0,7032	6,04	0,0871	4,91	0,81	597	30	538	11	550	11	2
sq-311	0,0000	142564	8592	403,88	0,03	18,56	0,0603	4,11	0,7247	6,89	0,0890	5,54	0,80	613	35	550	18	562	25	2
sq-313	0,0000	72928	4433	211,38	0,03	4432,56	0,0608	5,39	0,7141	7,90	0,0870	5,78	0,73	631	46	538	10	556	11	3
sq-318	0,0000	93151	5598	269,90	0,28	44,43	0,0601	3,49	0,7062	6,27	0,0870	5,20	0,83	607	30	538	6	551	7	3
sq-327	0,0000	129232	7745	375,44	0,01	7744,87	0,0599	3,38	0,7023	6,21	0,0868	5,22	0,84	601	29	537	10	549	10	2
sq-328	0,0324	47081	2855	133,56	0,16	86,50	0,0606	4,21	0,7281	6,66	0,0889	5,15	0,77	626	36	549	12	564	12	3
sq-336	0,0000	60584	3625	170,02	0,08	3624,74	0,0598	3,34	0,7263	5,95	0,0899	4,93	0,83	597	29	555	11	563	10	2
sq-338	0,0307	103444	6167	300,42	0,05	256,98	0,0596	4,20	0,6988	6,61	0,0868	5,10	0,77	590	36	537	7	547	8	2
sq-354	0,0840	221604	13119	634,75	0,01	184,77	0,0592	2,84	0,7036	5,64	0,0880	4,88	0,86	574	25	544	12	550	15	1
sq-358	0,0000	49581	2907	140,79	0,11	2907,43	0,0586	3,54	0,7030	6,11	0,0888	4,98	0,82	554	31	548	6	549	7	0
sq-359	0,0228	180792	10776	503,02	0,03	250,61	0,0596	3,36	0,7299	6,07	0,0906	5,05	0,83	589	29	559	11	565	11	1
sq-367	0,0000	54998	3359	156,98	0,15	3359,28	0,0611	3,60	0,7291	6,12	0,0884	4,95	0,81	642	31	546	12	565	12	3
sq-368	0,0486	128821	7686	354,49	0,01	156,85	0,0597	3,63	0,7389	6,40	0,0916	5,28	0,82	591	31	565	11	570	11	1
sq-369	0,0000	108937	6429	301,39	0,06	918,49	0,0590	3,13	0,7267	5,83	0,0911	4,91	0,84	568	27	562	43	563	24	0
sq-372	0,0279	136451	8084	383,96	0,02	144,35	0,0592	3,26	0,7171	6,06	0,0896	5,11	0,84	576	28	553	10	558	11	1
sq-375	0,0000	88179	5257	245,86	0,09	5257,23	0,0596	4,03	0,7285	6,38	0,0904	4,95	0,78	590	35	558	11	564	10	1
sq-376	0,0000	94595	5654	272,73	0,05	5653,94	0,0598	3,72	0,7058	6,10	0,0875	4,83	0,79	595	32	541	11	551	10	2
sq-377	0,0000	164039	9611	464,08	0,01	9611,05	0,0586	2,99	0,7051	5,65	0,0891	4,80	0,85	552	26	550	6	551	7	0

Fonte: A autora, 2018.

Tabela 10 – Dados analíticos obtidos na amostra SQ-JANC-20, referente às idades de cristalização (gneisse kinzigítico). (continua)

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g-1) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios							Age (Ma)					% Disc.	
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U		2s
sq-218	0,0797	391584	24458	891,66	0,09	212,68	0,0625	2,83	0,9388	5,83	0,1107	5,10	0,87	690	24	677	7	680	7	1
sq-219	0,0000	67295	4429	156,01	0,51	4429,36	0,0658	5,24	0,9722	7,43	0,1088	5,27	0,71	801	44	666	11	697	10	5

Tabela 10 – Dados analíticos obtidos na amostra SQ-JANC-20, referente às idades de cristalização (gnaisse kinzigítico). (continuação)

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g ⁻¹) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios							Age (Ma)					% Disc.	
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U		2s
sq-233	0,0000	63659	3855	160,05	0,41	3855,19	0,0606	3,80	0,8225	6,17	0,1003	4,86	0,79	624	33	616	30	618	19	0
sq-238	0,0468	548502	37429	944,73	0,27	271,22	0,0682	2,55	1,3625	5,45	0,1464	4,81	0,88	876	21	881	6	879	7	0
sq-250	0,0000	72229	4550	160,39	0,05	4550,43	0,0630	3,21	0,9715	5,87	0,1136	4,92	0,84	708	27	693	18	697	25	1
sq-252	0,0000	28990	1772	69,36	0,83	1771,58	0,0611	4,25	0,8730	6,65	0,1054	5,11	0,77	643	37	646	13	645	12	0
sq-253	0,0000	226599	14351	503,99	0,46	14350,51	0,0633	3,47	0,9751	5,85	0,1134	4,70	0,80	719	29	692	13	699	15	1
sq-256	0,0000	32251	2050	69,24	0,55	2050,20	0,0636	4,48	1,0145	6,88	0,1175	5,22	0,76	727	38	716	11	719	10	1
sq-269	0,0000	318187	20135	678,37	0,15	20134,87	0,0633	2,65	1,0170	5,49	0,1183	4,81	0,88	718	22	721	13	720	16	0
sq-273	0,0000	102101	6178	257,47	0,64	6178,13	0,0605	3,97	0,8193	6,65	0,1000	5,33	0,80	622	34	614	11	616	12	0
sq-274	0,0000	86492	5457	218,81	0,93	5456,78	0,0631	3,41	0,8521	5,88	0,0997	4,79	0,82	711	29	613	12	634	13	4
sq-275	0,0000	107216	6639	267,17	0,36	6638,81	0,0619	3,55	0,8490	5,95	0,1012	4,77	0,80	671	30	621	11	632	10	2
sq-278	0,0000	185967	11519	447,48	0,21	11518,80	0,0619	2,78	0,8800	5,55	0,1048	4,80	0,86	672	24	642	6	649	7	1
sq-280	0,0000	52107	3252	131,00	0,45	130,08	0,0624	4,37	0,8481	6,65	0,1003	5,02	0,75	688	37	616	11	632	10	3
sq-288	0,0000	78960	5679	120,24	0,74	5678,80	0,0719	3,13	1,6271	5,83	0,1656	4,92	0,84	984	25	988	13	987	15	0
sq-291	0,0000	97609	6146	246,42	0,45	72,31	0,0630	4,09	0,8523	6,37	0,0999	4,88	0,77	707	35	614	11	634	10	3
sq-292	0,0749	399865	24625	920,21	0,21	216,01	0,0616	2,79	0,9155	5,46	0,1096	4,69	0,86	660	24	670	11	668	13	0
sq-294	0,0000	331089	20528	806,28	0,37	20527,52	0,0620	3,79	0,8702	6,39	0,1036	5,15	0,81	674	32	635	11	644	11	1
sq-297	0,0000	232004	14368	557,56	0,11	99,09	0,0619	2,79	0,8810	5,63	0,1049	4,89	0,87	672	24	643	7	650	8	1
sq-299	0,0000	91003	5488	229,53	0,64	914,73	0,0603	3,15	0,8164	5,77	0,1000	4,83	0,84	615	27	614	11	614	11	0
sq-300	0,0000	85613	5361	189,46	0,43	51,06	0,0626	3,43	0,9689	5,91	0,1140	4,81	0,81	695	29	696	11	696	10	0
sq-308	0,0000	132433	9807	190,18	0,58	91,65	0,0741	2,84	1,7780	5,68	0,1756	4,93	0,87	1043	23	1043	11	1043	11	0
sq-331	0,0000	76845	4781	219,03	0,07	53,13	0,0622	3,38	0,7440	6,08	0,0885	5,06	0,83	682	29	547	12	573	11	5
sq-332	0,0000	287483	17672	689,44	0,28	589,05	0,0615	2,77	0,8762	5,53	0,1052	4,78	0,87	656	24	645	17	647	23	1
sq-333	0,0000	68080	4228	171,08	0,88	4228,45	0,0621	4,31	0,8444	6,57	0,1004	4,96	0,76	678	37	616	11	630	11	2
sq-335	0,0360	306021	54492	174,66	0,27	429,07	0,1781	3,06	10,8333	6,25	0,4419	5,45	0,87	2635	20	2359	11	2510	10	6
sq-337	0,0170	311277	19395	728,79	0,52	236,53	0,0623	2,73	0,9104	5,61	0,1077	4,90	0,87	685	23	659	6	665	7	1
sq-339	0,0000	32355	2249	74,71	1,16	2249,00	0,0695	5,68	1,0318	8,02	0,1092	5,67	0,71	914	47	668	11	727	10	8
sq-340	0,0000	113149	8731	166,67	0,37	114,88	0,0772	2,98	1,8064	5,87	0,1712	5,05	0,86	1125	24	1019	11	1053	10	3
sq-348	0,0117	221420	14322	442,80	0,12	181,29	0,0647	3,09	1,1096	5,83	0,1261	4,95	0,85	764	26	766	11	765	14	0
sq-351	0,0000	136853	9852	209,63	0,25	172,84	0,0720	3,02	1,6191	5,90	0,1646	5,07	0,86	986	25	982	11	983	12	0
sq-353	0,0000	265800	16461	619,54	0,47	16460,99	0,0619	3,31	0,9088	5,75	0,1082	4,70	0,82	672	28	662	19	664	20	0
sq-355	0,0000	102950	6304	255,12	0,36	6303,63	0,0612	3,18	0,8441	5,80	0,1018	4,84	0,84	647	27	625	11	630	10	1

Tabela 10 – Dados analíticos obtidos na amostra SQ-JANC-20, referente às idades de cristalização (gnaisse kinzigítico). (conclusão)

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g-1) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios							Age (Ma)					Disc.	%
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U		
sq-360	0,0000	135360	8402	361,87	0,16	600,13	0,0621	2,98	0,7923	5,74	0,0943	4,91	0,85	677	25	581	11	601	10	3
sq-371	0,0000	208414	12867	483,40	0,59	6433,74	0,0617	3,12	0,9105	5,66	0,1087	4,72	0,83	665	27	665	12	665	11	0
sq-374	0,0000	593271	139929	270,91	0,41	139928,90	0,2359	2,57	17,9444	5,49	0,5523	4,85	0,88	3092	16	2835	19	2988	15	5
sq-379	0,0000	152451	9437	353,30	0,27	9436,72	0,0619	2,87	0,9137	5,68	0,1088	4,90	0,86	671	25	666	11	667	10	0

Fonte: A autora, 2018.

Tabela 11 – Todos os dados analíticos obtidos na amostra AA-JANC-23 sillimanita-biotita gnaisse Serra do Palmital. Em negrito estão os dados descartados. (continua)

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g-1) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios							Age (Ma)					Disc.	%	
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U			2s
Aaa-007.n	0,0000	105496	6598	57,51	0,28	6597,72	0,0625	5,08	0,9760	6,62	0,1132	4,25	0,64	693	43	691	11	692	13	0	
Aaa-008.b	0,1260	704531	75550	139,64	0,36	176,93	0,1072	2,59	4,6032	4,83	0,3113	4,08	0,84	1753	19	1747	25	1750	16	-1	
Aaa-009.n	0,0000	221512	16046	83,70	0,30	16046,33	0,0724	2,80	1,6311	4,88	0,1633	4,00	0,82	998	23	975	15	982	12	0	
Aaa-010.n	0,0000	451047	27203	267,96	0,34	27202,64	0,0603	2,90	0,8637	4,92	0,1039	3,97	0,81	615	25	637	10	632	9	-1	
Aaa-011.b	0,0000	657110	39275	431,07	0,06	124,68	0,0598	2,51	0,7752	4,70	0,0941	3,97	0,85	595	22	580	9	583	8	0	
Aaa-012.n	0,0000	475653	29062	278,03	0,26	4843,73	0,0611	2,66	0,8894	4,77	0,1056	3,95	0,83	643	23	647	10	646	9	-1	
Aaa-013.b	0,0000	791211	47900	518,01	0,27	47899,91	0,0605	2,56	0,7867	4,72	0,0943	3,96	0,84	623	22	581	9	589	9	1	
Aaa-014.n	0,0000	287639	17310	184,46	0,21	129,18	0,0602	2,87	0,7984	4,95	0,0962	4,03	0,82	610	25	592	9	596	9	0	
Aaa-015.b	0,2635	394440	24084	230,45	0,40	51,24	0,0611	3,43	0,8892	5,37	0,1056	4,14	0,77	641	29	647	10	646	10	-1	
Aaa-016.n	1,0000	857158	53166	503,85	0,24	2311,58	0,0620	8,51	0,8978	10,52	0,1050	6,17	0,59	675	73	644	15	651	21	1	
Aaa-017.n	#VALOR!	#VALOR!	224	#VALOR!	#VALOR!	224,16	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#####	#NÚM!	#NÚM!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!
Aaa-018.n	0,0000	2358463	147569	1367,27	0,06	3883,40	0,0626	2,52	0,9183	4,70	0,1064	3,97	0,84	694	21	652	10	661	9	1	
Aaa-019.b	0,0164	1960556	289291	2601,07	0,05	970,78	0,1476	2,41	0,9463	4,59	0,0465	3,91	0,85	2318	17	293	5	676	9	56	
Aaa-020.n	0,7819	159333	9928	85,92	0,46	15,68	0,0623	7,05	0,9831	8,79	0,1144	5,25	0,60	685	60	698	14	695	18	-1	
Aaa-027.b	1,0000	89884	6143	39,53	0,40	60,82	0,0683	8,15	1,3223	9,83	0,1403	5,49	0,56	879	67	846	18	856	23	1	
Aaa-028.n	0,0000	632928	52375	270,77	0,21	107,77	0,0828	2,72	1,6457	4,82	0,1442	3,98	0,83	1263	21	869	13	988	12	12	
Aaa-029.n	1,0000	1514755	93914	890,05	0,07	201,97	0,0620	8,42	0,8977	10,42	0,1050	6,14	0,59	674	72	644	15	651	20	1	
Aaa-030.b	0,0000	931718	59760	498,55	0,24	59760,39	0,0641	2,65	1,0199	4,80	0,1153	4,00	0,83	746	22	704	11	714	10	1	

Tabela 11 – Todos os dados analíticos obtidos na amostra AA-JANC-23 sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital. Em negrito estão os dados descartados. (continuação)

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g-1) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios							Age (Ma)						Disc.	%
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U	2s		
Aaa-032.n	0,0000	124870	8923	46,87	0,33	8923,21	0,0715	3,11	1,6197	5,17	0,1644	4,12	0,80	971	25	981	15	978	13	-1	
Aaa-033.b	0,0000	12634	1166	7,23	0,00	1166,37	0,0923	6,63	1,3717	8,60	0,1078	5,47	0,64	1474	50	660	14	877	21	24	
Aaa-034.n	0,0000	2581484	346822	637,57	0,05	4954,61	0,1344	2,38	4,6282	4,63	0,2498	3,97	0,86	2156	17	1438	21	1754	16	17	
Aaa-035.b	0,0000	2534708	190635	1937,09	0,24	190635,39	0,0752	2,43	0,8373	4,64	0,0807	3,95	0,85	1074	19	501	8	618	9	19	
Aaa-036.n	0,0472	1780944	112378	1010,55	0,78	280,94	0,0631	2,64	0,9462	4,78	0,1088	3,98	0,83	712	22	665	10	676	10	1	
Aaa-037.n	18,7180	2793	1443	0,10	0,00	2,96	0,5167	24,17	124,0931	53,22	1,7417	47,42	0,89	4290	142	6502	833	4903	241	-34	
Aaa-038.b	0,0000	2359934	144853	1509,05	0,97	71,78	0,0614	2,44	0,8167	4,66	0,0965	3,97	0,85	653	21	594	9	606	9	2	
Aaa-039.n	1,0000	5923	844	3,18	0,01	4,26	0,1424	11,33	2,2598	15,02	0,1151	9,85	0,66	2257	78	702	27	1200	43	41	
Aaa-040.n	0,0000	589859	41502	228,36	0,49	217,29	0,0704	2,59	1,5463	4,75	0,1594	3,98	0,84	939	21	953	14	949	12	-1	
Aaa-047.b	0,1842	1372551	371468	4899,01	3,69	272,94	0,2706	2,41	0,6451	7,00	0,0173	6,57	0,94	3310	15	110	3	505	11	78	
Aaa-048.n	0,0565	1339173	82286	827,77	0,20	154,67	0,0614	2,48	0,8458	4,75	0,0998	4,04	0,85	655	21	613	10	622	9	1	
Aaa-049.n	0,0528	775671	48058	453,78	0,21	146,97	0,0620	2,54	0,9011	4,75	0,1055	4,01	0,85	673	22	646	10	652	9	1	
Aaa-050.b	0,2196	297540	18475	182,91	0,48	61,38	0,0621	3,23	0,8594	5,33	0,1004	4,25	0,80	677	28	617	10	630	10	2	
Aaa-051.b	1,0000	1353827	79380	988,11	0,08	398,89	0,0586	8,88	0,6835	11,32	0,0845	7,03	0,62	554	77	523	14	529	19	1	
Aaa-052.n	0,0000	461781	28344	270,98	0,36	28344,12	0,0614	2,93	0,8899	4,97	0,1052	4,02	0,81	653	25	645	10	646	10	0	
Aaa-053.b	0,0000	3554	2299	0,01	1,02	2299,37	0,6470	6,04	1959,6613	339,32	21,9679	339,27	1,00	4617	35	20204	#VALORI	7698	#VALORI	-163	
Aaa-054.n	1,0000	101744	6350	62,08	0,16	32,24	0,0624	9,20	0,8703	11,23	0,1011	6,44	0,57	688	79	621	16	636	22	2	
Aaa-055.n	0,0731	1702511	644491	1103,49	0,06	1193,50	0,3786	2,35	4,9692	4,63	0,0952	3,99	0,86	3826	14	586	9	1814	16	67	
Aaa-056.n	0,0000	808543	443001	5818,10	2,55	443000,71	0,5479	2,53	0,6478	4,74	0,0086	4,01	0,85	4376	15	55	1	507	8	89	
Aaa-057.b	0,1196	1364700	83951	835,16	0,23	124,74	0,0615	2,62	0,8553	4,81	0,1008	4,04	0,84	657	23	619	10	628	9	1	
Aaa-058.n	0,0421	1300433	78331	753,76	0,40	268,26	0,0602	2,47	0,8842	4,72	0,1065	4,02	0,85	612	21	652	10	643	9	-2	
Aaa-059.n	0,0000	442486	27598	238,25	0,05	27597,85	0,0624	2,53	0,9856	4,75	0,1146	4,03	0,85	687	22	699	11	696	10	-1	
Aaa-060.b	0,0000	632348	37321	455,70	0,00	91,47	0,0590	2,50	0,6968	4,78	0,0856	4,07	0,85	568	22	530	8	537	8	1	
Aaa-067.b	#VALORI	#VALORI	668	#VALORI	#VALORI	2,27	#VALORI	#VALORI	#VALORI	#VALORI	#VALORI	#VALORI	#####	#NÚMI	#NÚMI	#VALORI	#VALORI	#VALORI	#VALORI	#VALORI	#VALORI
Aaa-068.n	0,0000	566283	38915	240,83	0,22	97,53	0,0687	2,66	1,3748	4,82	0,1451	4,03	0,83	890	22	873	13	878	11	0	
Aaa-069.n	1,0000	848084	59878	331,94	0,34	1618,32	0,0706	7,54	1,5348	9,08	0,1577	5,06	0,56	946	62	944	18	944	23	0	
Aaa-070.n	0,0000	433636	26317	253,64	0,20	26317,37	0,0607	2,68	0,8828	4,86	0,1055	4,05	0,83	628	23	647	10	642	9	-1	
Aaa-071.b	0,0000	473639	28163	332,55	0,04	28162,57	0,0595	3,15	0,7205	5,20	0,0879	4,14	0,80	584	27	543	9	551	9	1	
Aaa-072.n	0,0083	2008798	142512	783,60	0,04	498,30	0,0709	2,43	1,5474	4,69	0,1582	4,01	0,85	956	20	947	14	949	12	0	
Aaa-073.b	0,0000	1439462	87562	862,27	0,18	595,66	0,0608	2,51	0,8640	4,72	0,1030	4,00	0,85	633	22	632	10	632	9	0	
Aaa-074.n	0,0000	2050016	127244	1127,38	0,14	3976,39	0,0621	2,58	0,9603	4,74	0,1122	3,98	0,84	677	22	686	11	683	10	-1	
Aaa-075.n	0,0000	913310	55949	523,15	0,10	55949,37	0,0613	2,49	0,9099	4,76	0,1077	4,06	0,85	648	21	660	10	657	9	-1	
Aaa-076.n	0,0015	645206	40073	354,02	0,28	445,26	0,0621	2,94	0,9631	5,12	0,1125	4,19	0,82	678	25	687	11	685	10	-1	
Aaa-077.b	0,0000	479219	29985	293,99	0,32	29984,73	0,0626	2,56	0,8678	4,79	0,1006	4,05	0,85	694	22	618	10	634	9	2	

Tabela 11– Todos os dados analíticos obtidos na amostra AA-JANC-23 sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital. Em negrito estão os dados descartados. (continuação)

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g-1) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios							Age (Ma)						%
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U	2s	
Aaa-079.n	0,0000	408809	29700	148,36	0,60	144,17	0,0727	2,48	1,7033	4,77	0,1700	4,07	0,85	1004	20	1012	16	1010	12	-1
Aaa-080.n	0,0000	358466	25236	140,97	0,40	25236,01	0,0704	2,66	1,5231	4,86	0,1569	4,07	0,84	940	22	940	14	940	12	0
Aaa-087.b	1,0000	1658193	102272	906,50	0,12	4261,34	0,0617	8,46	0,9599	10,34	0,1129	5,94	0,57	663	73	689	16	683	21	-1
Aaa-088.n	1,0000	999174	62043	551,61	0,09	324,83	0,0621	8,43	0,9570	10,33	0,1118	5,97	0,58	677	72	683	16	682	21	-1
Aaa-089.n	0,0132	465957	28415	274,28	0,26	88,25	0,0610	2,63	0,8814	4,85	0,1048	4,08	0,84	639	23	643	10	642	9	-1
Aaa-090.b	1,0000	1272889	79417	710,02	0,10	364,30	0,0624	8,38	0,9517	10,32	0,1106	6,03	0,58	688	72	676	16	679	21	0
Aaa-091.n	0,0194	1267858	78706	673,65	0,11	255,54	0,0621	2,54	0,9941	4,86	0,1161	4,15	0,85	677	22	708	11	701	10	-1
Aaa-092.b	0,0793	1832581	125267	780,11	0,31	169,28	0,0684	2,55	1,3662	4,78	0,1450	4,04	0,85	879	21	873	13	875	11	0
Aaa-093.b	0,0441	2162282	129226	1425,62	0,25	230,76	0,0598	2,74	0,7712	4,89	0,0936	4,05	0,83	595	24	577	9	580	9	0
Aaa-094.n	1,0000	654419	40890	359,10	0,04	17,29	0,0625	8,40	0,9688	10,30	0,1125	5,96	0,58	691	72	687	16	688	21	0
Aaa-095.b	0,0394	655314	38917	469,45	0,00	163,52	0,0594	2,88	0,7053	4,97	0,0861	4,05	0,82	581	25	533	8	542	8	1
Aaa-096.n	0,0000	278190	20358	101,15	0,40	20357,94	0,0732	2,77	1,7124	4,98	0,1697	4,14	0,83	1019	22	1011	16	1013	13	0
Aaa-097.b	0,1496	651894	41171	328,74	0,11	89,31	0,0632	3,12	1,0655	5,18	0,1224	4,14	0,80	713	27	744	12	737	11	-1
Aaa-098.n	0,2478	1598680	117818	1155,01	0,22	69,63	0,0737	3,02	0,8679	5,23	0,0854	4,27	0,82	1033	24	528	9	634	10	16
Aaa-099.n	0,0000	2833	1677	0,01	2,17	1677,42	0,5921	8,15	2263,7514	586,19	27,7289	586,13	1,00	4489	47	21646	#VALOR!	7844	#VALOR!	-177
Aaa-100.n	0,0000	1091768	67602	599,62	0,14	450,68	0,0619	2,46	0,9592	4,75	0,1124	4,07	0,86	671	21	686	11	683	10	-1
Aaa-107.n	0,0000	155037	9725	84,58	0,17	9725,47	0,0627	3,03	0,9783	5,19	0,1131	4,21	0,81	699	26	691	11	693	11	0
Aaa-108.n	0,0989	646297	39889	373,95	0,16	103,34	0,0617	2,79	0,9076	4,98	0,1066	4,12	0,83	664	24	653	10	656	10	0
Aaa-109.n	0,0119	2517731	712483	352,13	0,14	1754,89	0,2830	2,36	17,2152	4,72	0,4412	4,09	0,87	3379	15	2356	33	2947	18	19
Aaa-110.n	0,0794	2461701	218868	2843,21	0,05	233,34	0,0889	2,43	0,6550	4,78	0,0534	4,11	0,86	1402	19	336	5	512	8	34
Aaa-111.n	0,0618	1335319	81191	812,98	0,11	213,66	0,0608	2,52	0,8497	4,84	0,1014	4,13	0,85	632	22	622	10	624	9	0
Aaa-112.n	0,0000	496170	30643	275,25	0,40	30643,46	0,0618	2,95	0,9472	5,20	0,1112	4,28	0,82	666	25	680	11	677	10	-1
Aaa-113.n	0,0000	366700	23161	203,17	0,23	23160,77	0,0632	2,77	0,9699	4,99	0,1114	4,15	0,83	714	24	681	11	688	10	1
Aaa-114.n	1,0000	179505	12291	77,00	0,29	132,16	0,0685	7,99	1,3581	9,67	0,1439	5,44	0,56	883	66	866	18	871	23	0
Aaa-115.n	0,0000	63471	4320	27,52	0,52	13,09	0,0681	3,97	1,3358	5,99	0,1423	4,49	0,75	871	33	858	15	861	14	0
Aaa-116.b	1,0000	229147	14630	114,62	0,23	56,71	0,0638	8,48	1,0860	10,26	0,1234	5,77	0,56	737	72	750	17	747	22	-1
Aaa-117.n	2,4808	209968	38104	91,93	0,08	4,02	0,1815	7,65	3,5266	12,35	0,1409	9,70	0,78	2666	51	850	31	1533	40	44
Aaa-118.n	0,0000	638709	37186	462,94	0,00	37185,64	0,0582	2,58	0,6834	4,89	0,0851	4,15	0,85	538	23	527	9	529	8	0
Aaa-119.b	#DIV/0!	0	0	0,00	#DIV/0!	0,00	#DIV/0!	#DIV/0!	#DIV/0!	#DIV/0!	#DIV/0!	#DIV/0!	#DIV/0!	#NÚM!	#NÚM!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!
Aaa-120.n	0,8821	287546	30969	156,30	0,32	17,03	0,1077	4,86	1,6858	7,45	0,1135	5,64	0,76	1761	36	693	15	1003	19	31
Aaa-127.b	0,0995	624597	39198	339,89	0,13	74,38	0,0628	2,67	0,9812	4,96	0,1134	4,18	0,84	700	23	692	11	694	10	0
Aaa-128.n	0,0000	585733	44533	415,06	0,50	218,30	0,0760	2,76	0,9129	5,00	0,0871	4,17	0,83	1096	22	538	9	659	10	18
Aaa-129.n	0,0000	637250	46755	230,38	0,37	46755,03	0,0734	2,69	1,7267	4,94	0,1707	4,14	0,84	1024	22	1016	16	1019	13	0
Aaa-130.b	0,1884	668601	41809	337,74	0,03	91,29	0,0625	2,97	1,0532	5,18	0,1222	4,25	0,82	692	25	743	12	730	11	-2

Tabela 11– Todos os dados analíticos obtidos na amostra AA-JANC-23 sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital. Em negrito estão os dados descartados. (continuação)

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U ($\mu\text{g g}^{-1}$) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios						Age (Ma)						% Disc.		
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U		2s	
Aaa-132.n	0,2406	397201	24896	211,96	0,26	25,20	0,0627	3,36	0,9993	5,44	0,1156	4,29	0,79	697	29	705	12	703	11	-1	
Aaa-133.n	0,0000	204484	12549	120,59	0,18	12549,18	0,0614	2,97	0,8854	5,17	0,1046	4,22	0,82	652	26	642	10	644	10	0	
Aaa-134.n	0,0000	581510	35327	329,99	0,33	35326,73	0,0608	2,67	0,9108	4,94	0,1087	4,16	0,84	630	23	665	11	658	10	-2	
Aaa-135.b	0,1296	936624	57977	518,67	0,19	103,72	0,0619	2,68	0,9510	4,97	0,1114	4,18	0,84	671	23	681	11	679	10	-1	
Aaa-136.n	0,2558	1168568	1092555	15293,44	0,97	615,52	0,9350	2,42	0,6078	27,08	0,0047	26,97	1,00	5143	14	30	3	482	43	94	
Aaa-137.n	0,0000	370602	22911	217,54	0,41	22910,62	0,0618	2,83	0,8961	5,07	0,1051	4,20	0,83	668	24	644	10	650	10	0	
Aaa-138.n	0,0000	1372501	83764	844,63	0,42	83763,74	0,0610	2,91	0,8438	5,08	0,1003	4,16	0,82	640	25	616	10	621	10	0	
Aaa-139.b	0,0000	438683	55020	246,43	0,17	23,02	0,1254	2,51	1,8996	4,86	0,1099	4,16	0,86	2035	18	672	11	1081	13	37	
Aaa-140.n	1,0000	252217	15527	152,80	0,11	21,13	0,0616	8,60	0,8646	10,72	0,1019	6,39	0,60	659	74	625	16	633	21	1	
Baa-007.b	0,1188	22410	1292	13,26	0,00	20,19	0,0577	9,38	0,7303	10,62	0,0919	4,99	0,47	517	82	566	11	557	19	-2	
Baa-008.n	0,0000	265621	19072	90,73	0,39	443,53	0,0718	2,92	1,5756	4,98	0,1592	4,04	0,81	980	24	952	14	961	13	1	
Baa-009.n	0,0000	2457051	266172	1417,98	0,05	266172,33	0,1083	2,42	1,4070	4,58	0,0942	3,88	0,85	1772	18	580	9	892	11	35	
Baa-010.b	1,0000	1283098	114007	284,35	0,49	160,57	0,0889	6,14	3,0051	7,54	0,2453	4,38	0,58	1401	47	1414	22	1409	23	-1	
Baa-011.n	0,0000	484024	28165	280,57	0,01	28165,36	0,0582	2,71	0,7524	4,75	0,0938	3,90	0,82	537	24	578	9	570	8	-2	
Baa-012.b	0,2721	853153	100168	133,04	0,31	109,95	0,1174	2,65	5,6435	4,74	0,3486	3,93	0,83	1917	19	1928	26	1923	17	-1	
Baa-013.n	0,7484	1247028	1076139	1505,03	0,05	273,90	0,8630	2,40	5,3594	9,42	0,0450	9,11	0,97	5029	14	284	10	1878	33	85	
Baa-014.n	1,0000	1489834	91697	768,29	0,26	314,03	0,0615	8,48	0,8946	10,44	0,1054	6,09	0,58	658	73	646	15	649	20	0	
Baa-015.n	#DIV/0!	0	0	0,00	#DIV/0!	0,00	#DIV/0!	#DIV/0!	#DIV/0!	#DIV/0!	#DIV/0!	#DIV/0!	#DIV/0!	#NÚM!	#NÚM!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!
Baa-016.b	0,0413	826208	53566	342,76	0,05	309,63	0,0648	2,53	1,1713	4,67	0,1310	3,93	0,84	769	21	794	12	787	10	-1	
Baa-017.n	#DIV/0!	0	0	0,00	#DIV/0!	0,00	#DIV/0!	#DIV/0!	#DIV/0!	#DIV/0!	#DIV/0!	#DIV/0!	#DIV/0!	#NÚM!	#NÚM!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!
Baa-018.b	0,0000	530553	31812	285,46	0,11	31811,96	0,0600	2,63	0,8353	4,75	0,1010	3,96	0,83	602	23	620	9	617	9	-1	
Baa-019.n	6,8313	7401	4634	0,03	1,71	4,16	0,6262	7,15	1372,4899	137,63	15,8961	137,44	1,00	4570	41	18225	4699	7336	811	-149	
Baa-020.n	0,0659	1673135	117995	609,16	0,09	134,70	0,0705	2,59	1,4519	4,72	0,1493	3,94	0,84	944	21	897	13	911	11	1	
Baa-027.b	0,1973	1411739	1019025	888,26	0,01	718,64	0,7218	2,41	8,5987	4,71	0,0864	4,05	0,86	4775	14	534	8	2296	17	77	
Baa-028.n	0,2884	398291	24837	214,13	0,41	33,38	0,0624	3,86	0,8694	5,77	0,1011	4,29	0,74	686	33	621	10	635	11	2	
Baa-029.n	0,0000	142525	10447	44,80	0,50	10447,08	0,0733	3,27	1,7477	5,26	0,1729	4,12	0,78	1022	27	1028	16	1026	14	-1	
Baa-030.n	#VALOR!	#VALOR!	0	#VALOR!	#VALOR!	0,00	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#####	#NÚM!	#NÚM!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!	#VALOR!
Baa-031.n	0,0000	1444842	87110	756,44	0,11	87109,52	0,0603	2,45	0,8631	4,65	0,1038	3,95	0,85	614	21	637	10	632	9	-1	
Baa-032.n	0,0624	1133349	71662	543,01	0,14	238,08	0,0632	2,54	0,9892	4,68	0,1135	3,93	0,84	716	22	693	10	698	10	1	
Baa-033.n	0,0959	834518	58410	305,57	0,03	93,46	0,0700	2,77	1,4327	4,81	0,1485	3,94	0,82	928	23	892	13	903	12	1	
Baa-034.n	0,0000	713722	88038	106,22	0,32	590,86	0,1234	2,45	6,2123	4,66	0,3653	3,96	0,85	2005	17	2007	28	2006	16	-1	
Baa-035.b	0,1361	706020	50355	244,11	0,04	61,26	0,0713	2,63	1,5462	4,77	0,1572	3,98	0,83	967	21	941	14	949	12	0	
Baa-036.b	0,0000	455537	30963	170,41	0,25	260,19	0,0680	2,57	1,3619	4,74	0,1453	3,98	0,84	868	21	875	13	873	11	-1	
Baa-037.b	0,0000	583198	36893	290,93	0,07	723,39	0,0633	2,73	0,9505	4,80	0,1090	3,95	0,82	717	23	667	10	678	10	1	

Tabela 11– Todos os dados analíticos obtidos na amostra AA-JANC-23 sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital. Em negrito estão os dados descartados. (continuação)

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U ($\mu\text{g g}^{-1}$) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios						Age (Ma)						% Disc.	
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U		2s
Baa-039.n	1,2446	403467	51579	165,94	0,05	23,65	0,1278	5,56	2,3297	8,26	0,1322	6,11	0,74	2068	39	800	19	1221	24	34
Baa-040.n	0,0169	1074140	67520	517,76	0,23	710,73	0,0629	2,47	0,9775	4,65	0,1128	3,94	0,85	703	21	689	10	692	9	0
Baa-047.n	0,0000	493301	35355	161,19	0,75	113,32	0,0717	2,69	1,6440	4,88	0,1664	4,07	0,83	977	22	992	15	987	12	-1
Baa-048.n	0,3071	688838	54224	374,17	0,23	59,92	0,0787	3,33	1,0862	5,39	0,1001	4,23	0,79	1165	26	615	10	747	12	17
Baa-049.b	0,0000	813635	56466	298,36	0,17	1201,41	0,0694	2,67	1,4185	4,84	0,1482	4,03	0,83	911	22	891	14	897	12	0
Baa-050.n	0,0000	234972	16761	82,23	0,29	16760,55	0,0713	3,75	1,5278	5,70	0,1553	4,29	0,75	967	31	931	15	942	14	1
Baa-051.n	0,0636	1859142	120823	782,44	0,18	217,31	0,0650	2,51	1,1574	4,68	0,1292	3,95	0,84	774	21	783	12	781	10	-1
Baa-052.b	8,5006	30151	15695	5,13	0,00	15,79	0,5205	8,83	22,9384	16,57	0,3196	14,02	0,85	4300	52	1788	89	3224	67	44
Baa-053.n	0,0643	1325957	94692	460,97	0,06	183,16	0,0714	2,46	1,5397	4,68	0,1564	3,99	0,85	969	20	937	14	946	12	1
Baa-054.n	0,0000	347996	21137	180,83	0,33	469,72	0,0607	2,68	0,8761	4,83	0,1046	4,02	0,83	630	23	641	10	639	9	-1
Baa-055.n	3,8927	7499	5783	0,01	0,69	7,03	0,7712	5,30	2981,2615	233,64	28,0365	233,58	1,00	4869	30	21715	15008	8124	2764	-168
Baa-056.b	0,0000	1038026	63143	517,44	0,05	447,82	0,0608	2,47	0,9146	4,69	0,1091	3,99	0,85	633	21	667	10	660	9	-1
Baa-057.n	0,0774	1657601	104414	842,41	0,27	191,59	0,0630	2,50	0,9290	4,71	0,1070	3,99	0,85	708	21	655	10	667	9	2
Baa-058.n	0,1124	1556393	94724	829,69	0,29	110,40	0,0609	2,67	0,8557	4,82	0,1020	4,01	0,83	634	23	626	10	628	9	0
Baa-059.n	0,0000	640829	40500	301,00	0,15	152,26	0,0632	2,65	1,0085	4,81	0,1157	4,01	0,83	715	23	706	11	708	10	0
Baa-060.n	0,0594	1814759	115749	897,80	0,13	219,22	0,0638	2,47	0,9663	4,68	0,1099	3,97	0,85	734	21	672	10	687	9	2
Baa-067.n	0,0000	849922	54692	425,92	0,26	325,55	0,0644	2,49	0,9625	4,72	0,1085	4,01	0,85	753	21	664	10	685	9	3
Baa-068.b	0,0000	494743	33974	178,48	0,31	33974,00	0,0687	2,62	1,4267	4,81	0,1507	4,03	0,84	889	22	905	14	900	12	-1
Baa-069.n	0,1755	228235	13720	120,95	0,33	72,59	0,0601	3,18	0,8502	5,22	0,1026	4,13	0,79	608	28	629	10	625	10	-1
Baa-070.b	1,0000	410432	25279	204,41	0,23	428,45	0,0616	8,54	0,9269	10,47	0,1092	6,06	0,58	660	73	668	16	666	21	-1
Baa-071.n	0,0000	577035	35897	285,45	0,35	35897,35	0,0622	2,57	0,9426	4,76	0,1099	4,00	0,84	681	22	672	10	674	9	0
Baa-072.n	0,3994	599615	38557	278,22	0,26	10,40	0,0643	4,31	1,0387	6,12	0,1172	4,35	0,71	752	36	714	12	723	13	1
Baa-073.n	0,0000	19089	2251	9,55	0,00	150,09	0,1179	6,30	1,7679	8,27	0,1087	5,36	0,65	1925	45	665	14	1034	22	35
Baa-074.n	0,0000	556843	33522	303,64	0,66	33521,95	0,0602	2,66	0,8275	4,82	0,0997	4,02	0,83	611	23	613	9	612	9	0
Baa-075.b	0,0041	2451685	171733	2720,16	0,03	392,98	0,0700	2,50	0,4732	4,66	0,0490	3,93	0,84	930	21	308	5	393	6	21
Baa-076.n	0,0000	441524	26778	223,31	0,41	43,54	0,0607	3,38	0,8988	5,34	0,1075	4,14	0,77	627	29	658	10	651	10	-1
Baa-077.n	0,0000	1398493	85336	1043,90	0,28	85336,04	0,0610	2,66	0,6127	4,81	0,0728	4,00	0,83	640	23	453	7	485	8	6
Baa-078.n	0,0743	643515	39791	320,49	0,17	109,92	0,0618	2,66	0,9306	4,84	0,1092	4,04	0,84	668	23	668	10	668	10	0
Baa-079.n	0,0000	1113848	69916	541,40	0,24	69916,24	0,0628	2,51	0,9679	4,74	0,1118	4,02	0,85	700	21	683	11	687	10	0
Baa-080.n	1,0000	2369146	145589	3050,78	0,16	1223,43	0,0615	8,53	0,3577	15,02	0,0422	12,37	0,82	655	73	267	13	310	16	14
Baa-087.b	0,0000	498106	27630	314,99	0,00	76,96	0,0555	2,97	0,6575	5,14	0,0860	4,20	0,82	431	27	532	9	513	8	-4
Baa-088.b	0,0000	67971	4146	35,31	0,37	4146,23	0,0610	5,33	0,8801	6,90	0,1046	4,39	0,64	639	46	642	11	641	13	0
Baa-089.n	0,0000	490541	39950	157,79	0,38	61,37	0,0814	2,58	1,8977	4,81	0,1690	4,06	0,84	1232	20	1007	15	1080	13	6
Baa-090.n	0,0000	1068223	126905	165,23	0,45	126904,89	0,1188	2,67	5,7567	4,84	0,3514	4,04	0,83	1938	19	1941	27	1940	17	-1

Tabela 11– Todos os dados analíticos obtidos na amostra AA-JANC-23 sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital. Em negrito estão os dados descartados. (continuação)

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U ($\mu\text{g g}^{-1}$) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios						Age (Ma)						% Disc.	
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U		2s
Baa-092.n	0,0020	1051774	65524	506,13	0,29	343,06	0,0623	2,65	0,9704	4,82	0,1130	4,02	0,84	684	23	690	11	689	10	0
Baa-093.n	0,0000	144188	9986	53,03	0,26	43,61	0,0693	3,32	1,4115	5,34	0,1478	4,18	0,78	906	27	889	14	894	13	0
Baa-094.b	1,0000	221269	14960	82,70	0,48	103,17	0,0676	8,06	1,3559	9,68	0,1455	5,36	0,55	857	67	875	18	870	23	-1
Baa-095.n	0,2938	2133404	182402	667,09	0,27	81,72	0,0855	3,07	2,0495	5,21	0,1739	4,21	0,81	1327	24	1033	16	1132	14	8
Baa-096.n	0,0000	564340	34899	287,68	0,51	211,51	0,0618	2,59	0,9093	4,83	0,1066	4,08	0,84	669	22	653	10	657	9	0
Baa-097.n	0,0000	1033305	62463	525,67	0,23	62463,29	0,0605	2,77	0,8906	4,92	0,1069	4,07	0,83	620	24	654	10	647	10	-1
Baa-098.n	0,0000	569873	35566	308,27	0,50	248,71	0,0624	2,80	0,8647	4,91	0,1005	4,03	0,82	688	24	617	10	633	9	2
Baa-099.b	0,0000	502947	32163	244,51	0,25	226,50	0,0640	2,74	0,9860	4,90	0,1118	4,07	0,83	740	23	683	11	697	10	2
Baa-100.n	0,0000	212342	15711	65,04	0,33	15711,18	0,0740	3,18	1,8107	5,22	0,1775	4,15	0,79	1041	26	1053	16	1049	14	-1
Baa-107.n	0,0000	1979300	209212	408,69	0,28	516,57	0,1057	2,46	3,8369	4,74	0,2633	4,05	0,85	1727	18	1507	22	1601	15	5
Baa-108.n	0,0900	1135669	70949	575,08	0,53	163,86	0,0625	2,62	0,9247	4,84	0,1074	4,07	0,84	690	22	657	10	665	10	1
Baa-109.n	0,0000	1721475	107403	826,38	0,12	107402,83	0,0624	2,60	0,9742	4,82	0,1132	4,06	0,84	688	22	692	11	691	10	0
Baa-110.n	0,0000	1854138	132385	639,74	0,04	132385,45	0,0714	2,56	1,5511	4,79	0,1576	4,05	0,85	969	21	943	14	951	12	0
Baa-111.b	0,0376	2210636	492433	669,87	0,10	1478,78	0,2228	2,47	5,5100	4,74	0,1794	4,05	0,85	3001	16	1064	16	1902	16	44
Baa-112.n	0,2710	1029074	545265	6460,88	2,48	374,75	0,5299	2,49	0,6326	16,17	0,0087	15,98	0,99	4327	15	56	4	498	26	89
Baa-113.n	0,6143	193831	14061	60,66	0,15	28,99	0,0725	5,11	1,7375	6,81	0,1737	4,51	0,66	1001	42	1033	17	1023	18	-1
Baa-114.b	0,0161	1010603	109188	272,55	0,18	966,27	0,1080	2,50	3,0027	4,78	0,2016	4,07	0,85	1767	18	1184	18	1408	15	16
Baa-115.b	0,1468	803852	50504	391,21	0,04	11,87	0,0628	3,02	0,9676	5,11	0,1117	4,12	0,81	702	26	683	11	687	10	0
Baa-116.n	1,0000	269799	15994	152,77	0,00	69,84	0,0593	8,98	0,7847	11,14	0,0960	6,59	0,59	577	78	591	15	588	20	-1
Baa-117.n	0,0000	1663104	203032	250,07	1,05	203031,74	0,1221	2,56	6,0855	4,85	0,3615	4,11	0,85	1987	18	1989	28	1988	17	-1
Baa-118.b	7,4644	49716	35325	0,13	0,00	9,74	0,7105	6,21	2049,7397	31,87	20,9224	31,26	0,98	4752	36	19903	820	7743	138	-158
Baa-119.n	0,0000	343974	30084	107,61	0,39	509,90	0,0875	3,06	2,0954	5,16	0,1738	4,15	0,81	1371	24	1033	16	1147	14	10
Baa-120.n	0,0000	7037	1583	2,20	0,00	20,30	0,2250	9,12	5,4026	12,42	0,1742	8,43	0,68	3017	59	1035	33	1885	44	45
Baa-127.n	0,0000	1017222	69059	377,14	0,31	418,54	0,0679	2,76	1,3725	5,04	0,1466	4,21	0,84	865	23	882	14	877	12	-1
Baa-128.n	0,1211	551628	35217	254,90	0,28	100,91	0,0638	3,16	1,0356	5,32	0,1176	4,27	0,80	736	27	717	12	722	11	0
Baa-129.b	0,2126	1621833	351610	4078,56	0,00	254,97	0,2168	2,54	0,6462	6,86	0,0216	6,37	0,93	2957	16	138	4	506	11	73
Baa-130.n	0,0000	2367528	160234	1808,47	0,10	160234,30	0,0677	2,66	0,6641	4,94	0,0712	4,17	0,84	859	22	443	7	517	8	14
Baa-131.n	0,0000	518013	32883	255,67	0,87	32883,47	0,0635	2,64	0,9640	4,90	0,1101	4,13	0,84	724	22	674	11	685	10	1
Baa-132.n	0,0000	1038631	61632	578,46	0,22	419,27	0,0593	2,82	0,7986	5,02	0,0976	4,15	0,83	580	25	600	10	596	9	-1
Baa-133.n	0,2244	1552173	356060	3765,63	4,00	216,06	0,2294	2,64	0,7087	7,00	0,0224	6,48	0,93	3048	17	143	4	544	12	74
Baa-134.b	0,2329	746741	73219	145,13	0,20	87,17	0,0981	2,93	3,7814	5,07	0,2797	4,14	0,82	1587	22	1590	24	1589	16	-1
Baa-135.b	0,0023	1356246	438749	3450,10	0,04	7436,43	0,3235	2,70	0,9532	4,96	0,0214	4,16	0,84	3587	17	136	2	680	10	80
Baa-136.n	0,0000	812729	58638	266,14	0,21	58638,40	0,0722	2,67	1,6514	4,92	0,1660	4,14	0,84	990	22	990	15	990	13	0
Baa-137.n	1,0000	1978343	118664	1073,35	0,11	905,83	0,0600	8,78	0,8286	10,89	0,1002	6,44	0,59	603	76	616	15	613	20	-1

Tabela 11 – Todos os dados analíticos obtidos na amostra AA-JANC-23 sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital. Em negrito estão os dados descartados. (conclusão)

Grain Spot	<i>f</i> -206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g ⁻¹) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios						Age (Ma)						% Disc.	
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U		2s
Baa-139.b	0,8414	1374445	444858	4470,26	9,20	82,56	0,3237	3,00	0,7459	25,40	0,0167	25,22	0,99	3587	18	107	11	566	45	81
Baa-140.b	0,0000	365238	27926	105,43	0,52	114,92	0,0765	3,01	1,9853	5,23	0,1883	4,28	0,82	1107	24	1112	18	1111	14	-1

Legenda: As nomenclaturas .b e .n dos *spots* correspondem às medidas de borda e núcleo, respectivamente.

Fonte: A autora, 2018.

Tabela 12 – Dados analíticos obtidos na amostra AA-JANC-23, referente às idades metamórficas mais antigas (sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital).

Grain Spot	<i>f</i> -206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g ⁻¹) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios						Age (Ma)						% Disc.	
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U		2s
Aaa-011	0,0000	657110	39275	431,07	0,06	124,68	0,0598	2,51	0,7752	4,70	0,0941	3,97	0,85	595	22	580	9	583	8	0
Aaa-013	0,0000	791211	47900	518,01	0,27	47899,91	0,0605	2,56	0,7867	4,72	0,0943	3,96	0,84	623	22	581	9	589	9	1
Aaa-014	0,0000	287639	17310	184,46	0,21	129,18	0,0602	2,87	0,7984	4,95	0,0962	4,03	0,82	610	25	592	9	596	9	0
Aaa-038	0,0000	2359934	144853	1509,05	0,97	71,78	0,0614	2,44	0,8167	4,66	0,0965	3,97	0,85	653	21	594	9	606	9	2
Aaa-071	0,0000	473639	28163	332,55	0,04	28162,57	0,0595	3,15	0,7205	5,20	0,0879	4,14	0,80	584	27	543	9	551	9	1
Aaa-093	0,0441	2162282	129226	1425,62	0,25	230,76	0,0598	2,74	0,7712	4,89	0,0936	4,05	0,83	595	24	577	9	580	9	0
Baa-011	0,0000	484024	28165	280,57	0,01	28165,36	0,0582	2,71	0,7524	4,75	0,0938	3,90	0,82	537	24	578	9	570	8	-2

Fonte: A autora, 2018.

Tabela 13 – Dados analíticos obtidos na amostra AA-JANC-23, referente às idades metamórficas mais jovens (sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital).

Grain Spot	<i>f</i> -206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g ⁻¹) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios						Age (Ma)						% Disc.	
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U		2s
Aaa-060	0,0000	632348	37321	455,70	0,00	91,47	0,0590	2,50	0,6968	4,78	0,0856	4,07	0,85	568	22	530	8	537	8	1
Aaa-071	0,0000	473639	28163	332,55	0,04	28162,57	0,0595	3,15	0,7205	5,20	0,0879	4,14	0,80	584	27	543	9	551	9	1
Aaa-095	0,0394	655314	38917	469,45	0,00	163,52	0,0594	2,88	0,7053	4,97	0,0861	4,05	0,82	581	25	533	8	542	8	1
Aaa-118	0,0000	638709	37186	462,94	0,00	37185,64	0,0582	2,58	0,6834	4,89	0,0851	4,15	0,85	538	23	527	9	529	8	0
Baa-087	0,0000	498106	27630	314,99	0,00	76,96	0,0555	2,97	0,6575	5,14	0,0860	4,20	0,82	431	27	532	9	513	8	-4

Fonte: A autora, 2018.

Tabela 14– Dados analíticos obtidos na amostra AA-JANC-23, referente às idades de cristalização (sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital). (continua)

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g-1) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios						Age (Ma)					% Disc.		
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s		207Pb/235U	2s
Aaa-007	0,0000	105496	6598	57,51	0,28	6597,72	0,0625	5,08	0,9760	6,62	0,1132	4,25	0,64	693	43	691	11	692	13	0
Aaa-009	0,0000	221512	16046	83,70	0,30	16046,33	0,0724	2,80	1,6311	4,88	0,1633	4,00	0,82	998	23	975	15	982	12	0
Aaa-010	0,0000	451047	27203	267,96	0,34	27202,64	0,0603	2,90	0,8637	4,92	0,1039	3,97	0,81	615	25	637	10	632	9	-1
Aaa-012	0,0000	475653	29062	278,03	0,26	4843,73	0,0611	2,66	0,8894	4,77	0,1056	3,95	0,83	643	23	647	10	646	9	-1
Aaa-018	0,0000	2358463	147569	1367,27	0,06	3883,40	0,0626	2,52	0,9183	4,70	0,1064	3,97	0,84	694	21	652	10	661	9	1
Aaa-028	0,0000	632928	52375	270,77	0,21	107,77	0,0828	2,72	1,6457	4,82	0,1442	3,98	0,83	1263	21	869	13	988	12	12
Aaa-030	0,0000	931718	59760	498,55	0,24	59760,39	0,0641	2,65	1,0199	4,80	0,1153	4,00	0,83	746	22	704	11	714	10	1
Aaa-031	0,0000	136910	9373	58,15	0,31	9372,86	0,0685	3,65	1,3715	5,69	0,1453	4,36	0,77	883	30	875	15	877	14	0
Aaa-032	0,0000	124870	8923	46,87	0,33	8923,21	0,0715	3,11	1,6197	5,17	0,1644	4,12	0,80	971	25	981	15	978	13	-1
Aaa-036	0,0472	1780944	112378	1010,55	0,78	280,94	0,0631	2,64	0,9462	4,78	0,1088	3,98	0,83	712	22	665	10	676	10	1
Aaa-040	0,0000	589859	41502	228,36	0,49	217,29	0,0704	2,59	1,5463	4,75	0,1594	3,98	0,84	939	21	953	14	949	12	-1
Aaa-048	0,0565	1339173	82286	827,77	0,20	154,67	0,0614	2,48	0,8458	4,75	0,0998	4,04	0,85	655	21	613	10	622	9	1
Aaa-049	0,0528	775671	48058	453,78	0,21	146,97	0,0620	2,54	0,9011	4,75	0,1055	4,01	0,85	673	22	646	10	652	9	1
Aaa-052	0,0000	461781	28344	270,98	0,36	28344,12	0,0614	2,93	0,8899	4,97	0,1052	4,02	0,81	653	25	645	10	646	10	0
Aaa-058	0,0421	1300433	78331	753,76	0,40	268,26	0,0602	2,47	0,8842	4,72	0,1065	4,02	0,85	612	21	652	10	643	9	-2
Aaa-059	0,0000	442486	27598	238,25	0,05	27597,85	0,0624	2,53	0,9856	4,75	0,1146	4,03	0,85	687	22	699	11	696	10	-1
Aaa-068	0,0000	566283	38915	240,83	0,22	97,53	0,0687	2,66	1,3748	4,82	0,1451	4,03	0,83	890	22	873	13	878	11	0
Aaa-070	0,0000	433636	26317	253,64	0,20	26317,37	0,0607	2,68	0,8828	4,86	0,1055	4,05	0,83	628	23	647	10	642	9	-1
Aaa-072	0,0083	2008798	142512	783,60	0,04	498,30	0,0709	2,43	1,5474	4,69	0,1582	4,01	0,85	956	20	947	14	949	12	0
Aaa-073	0,0000	1439462	87562	862,27	0,18	595,66	0,0608	2,51	0,8640	4,72	0,1030	4,00	0,85	633	22	632	10	632	9	0
Aaa-074	0,0000	2050016	127244	1127,38	0,14	3976,39	0,0621	2,58	0,9603	4,74	0,1122	3,98	0,84	677	22	686	11	683	10	-1
Aaa-075	0,0000	913310	55949	523,15	0,10	55949,37	0,0613	2,49	0,9099	4,76	0,1077	4,06	0,85	648	21	660	10	657	9	-1
Aaa-076	0,0015	645206	40073	354,02	0,28	445,26	0,0621	2,94	0,9631	5,12	0,1125	4,19	0,82	678	25	687	11	685	10	-1
Aaa-077	0,0000	479219	29985	293,99	0,32	29984,73	0,0626	2,56	0,8678	4,79	0,1006	4,05	0,85	694	22	618	10	634	9	2
Aaa-078	0,0000	547005	34308	302,49	0,43	34308,15	0,0627	2,79	0,9650	4,92	0,1116	4,05	0,82	699	24	682	11	686	10	0
Aaa-079	0,0000	408809	29700	148,36	0,60	144,17	0,0727	2,48	1,7033	4,77	0,1700	4,07	0,85	1004	20	1012	16	1010	12	-1
Aaa-080	0,0000	358466	25236	140,97	0,40	25236,01	0,0704	2,66	1,5231	4,86	0,1569	4,07	0,84	940	22	940	14	940	12	0
Aaa-089	0,0132	465957	28415	274,28	0,26	88,25	0,0610	2,63	0,8814	4,85	0,1048	4,08	0,84	639	23	643	10	642	9	-1
Aaa-091	0,0194	1267858	78706	673,65	0,11	255,54	0,0621	2,54	0,9941	4,86	0,1161	4,15	0,85	677	22	708	11	701	10	-1
Aaa-092	0,0793	1832581	125267	780,11	0,31	169,28	0,0684	2,55	1,3662	4,78	0,1450	4,04	0,85	879	21	873	13	875	11	0
Aaa-096	0,0000	278190	20358	101,15	0,40	20357,94	0,0732	2,77	1,7124	4,98	0,1697	4,14	0,83	1019	22	1011	16	1013	13	0
Aaa-100	0,0000	1091768	67602	599,62	0,14	450,68	0,0619	2,46	0,9592	4,75	0,1124	4,07	0,86	671	21	686	11	683	10	-1
Aaa-107	0,0000	155037	9725	84,58	0,17	9725,47	0,0627	3,03	0,9783	5,19	0,1131	4,21	0,81	699	26	691	11	693	11	0

Tabela 14 – Dados analíticos obtidos na amostra AA-JANC-23, referente às idades de cristalização (sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital). (continuação)

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g-1) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios						Age (Ma)					% Disc.		
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s		207Pb/235U	2s
Aaa-111	0,0618	1335319	81191	812,98	0,11	213,66	0,0608	2,52	0,8497	4,84	0,1014	4,13	0,85	632	22	622	10	624	9	0
Aaa-112	0,0000	496170	30643	275,25	0,40	30643,46	0,0618	2,95	0,9472	5,20	0,1112	4,28	0,82	666	25	680	11	677	10	-1
Aaa-113	0,0000	366700	23161	203,17	0,23	23160,77	0,0632	2,77	0,9699	4,99	0,1114	4,15	0,83	714	24	681	11	688	10	1
Aaa-115	0,0000	63471	4320	27,52	0,52	13,09	0,0681	3,97	1,3358	5,99	0,1423	4,49	0,75	871	33	858	15	861	14	0
Aaa-129	0,0000	637250	46755	230,38	0,37	46755,03	0,0734	2,69	1,7267	4,94	0,1707	4,14	0,84	1024	22	1016	16	1019	13	0
Aaa-131	0,0000	862658	53761	466,24	0,24	53760,85	0,0623	2,57	0,9811	4,86	0,1142	4,13	0,85	685	22	697	11	694	10	-1
Aaa-133	0,0000	204484	12549	120,59	0,18	12549,18	0,0614	2,97	0,8854	5,17	0,1046	4,22	0,82	652	26	642	10	644	10	0
Aaa-134	0,0000	581510	35327	329,99	0,33	35326,73	0,0608	2,67	0,9108	4,94	0,1087	4,16	0,84	630	23	665	11	658	10	-2
Aaa-137	0,0000	370602	22911	217,54	0,41	22910,62	0,0618	2,83	0,8961	5,07	0,1051	4,20	0,83	668	24	644	10	650	10	0
Aaa-138	0,0000	1372501	83764	844,63	0,42	83763,74	0,0610	2,91	0,8438	5,08	0,1003	4,16	0,82	640	25	616	10	621	10	0
Baa-008	0,0000	265621	19072	90,73	0,39	443,53	0,0718	2,92	1,5756	4,98	0,1592	4,04	0,81	980	24	952	14	961	13	1
Baa-016	0,0413	826208	53566	342,76	0,05	309,63	0,0648	2,53	1,1713	4,67	0,1310	3,93	0,84	769	21	794	12	787	10	-1
Baa-018	0,0000	530553	31812	285,46	0,11	31811,96	0,0600	2,63	0,8353	4,75	0,1010	3,96	0,83	602	23	620	9	617	9	-1
Baa-020	0,0659	1673135	117995	609,16	0,09	134,70	0,0705	2,59	1,4519	4,72	0,1493	3,94	0,84	944	21	897	13	911	11	1
Baa-029	0,0000	142525	10447	44,80	0,50	10447,08	0,0733	3,27	1,7477	5,26	0,1729	4,12	0,78	1022	27	1028	16	1026	14	-1
Baa-031	0,0000	1444842	87110	756,44	0,11	87109,52	0,0603	2,45	0,8631	4,65	0,1038	3,95	0,85	614	21	637	10	632	9	-1
Baa-032	0,0624	1133349	71662	543,01	0,14	238,08	0,0632	2,54	0,9892	4,68	0,1135	3,93	0,84	716	22	693	10	698	10	1
Baa-033	0,0959	834518	58410	305,57	0,03	93,46	0,0700	2,77	1,4327	4,81	0,1485	3,94	0,82	928	23	892	13	903	12	1
Baa-034	0,0000	713722	88038	106,22	0,32	590,86	0,1234	2,45	6,2123	4,66	0,3653	3,96	0,85	2005	17	2007	28	2006	16	-1
Baa-036	0,0000	455537	30963	170,41	0,25	260,19	0,0680	2,57	1,3619	4,74	0,1453	3,98	0,84	868	21	875	13	873	11	-1
Baa-037	0,0000	583198	36893	290,93	0,07	723,39	0,0633	2,73	0,9505	4,80	0,1090	3,95	0,82	717	23	667	10	678	10	1
Baa-038	0,0000	847010	61417	274,38	0,17	346,99	0,0725	2,52	1,6777	4,68	0,1678	3,95	0,84	1000	20	1000	15	1000	12	0
Baa-040	0,0169	1074140	67520	517,76	0,23	710,73	0,0629	2,47	0,9775	4,65	0,1128	3,94	0,85	703	21	689	10	692	9	0
Baa-047	0,0000	493301	35355	161,19	0,75	113,32	0,0717	2,69	1,6440	4,88	0,1664	4,07	0,83	977	22	992	15	987	12	-1
Baa-049	0,0000	813635	56466	298,36	0,17	1201,41	0,0694	2,67	1,4185	4,84	0,1482	4,03	0,83	911	22	891	14	897	12	0
Baa-050	0,0000	234972	16761	82,23	0,29	16760,55	0,0713	3,75	1,5278	5,70	0,1553	4,29	0,75	967	31	931	15	942	14	1
Baa-051	0,0636	1859142	120823	782,44	0,18	217,31	0,0650	2,51	1,1574	4,68	0,1292	3,95	0,84	774	21	783	12	781	10	-1
Baa-053	0,0643	1325957	94692	460,97	0,06	183,16	0,0714	2,46	1,5397	4,68	0,1564	3,99	0,85	969	20	937	14	946	12	1
Baa-054	0,0000	347996	21137	180,83	0,33	469,72	0,0607	2,68	0,8761	4,83	0,1046	4,02	0,83	630	23	641	10	639	9	-1
Baa-056	0,0000	1038026	63143	517,44	0,05	447,82	0,0608	2,47	0,9146	4,69	0,1091	3,99	0,85	633	21	667	10	660	9	-1
Baa-057	0,0774	1657601	104414	842,41	0,27	191,59	0,0630	2,50	0,9290	4,71	0,1070	3,99	0,85	708	21	655	10	667	9	2
Baa-059	0,0000	640829	40500	301,00	0,15	152,26	0,0632	2,65	1,0085	4,81	0,1157	4,01	0,83	715	23	706	11	708	10	0
Baa-060	0,0594	1814759	115749	897,80	0,13	219,22	0,0638	2,47	0,9663	4,68	0,1099	3,97	0,85	734	21	672	10	687	9	2

Tabela 14– Dados analíticos obtidos na amostra AA-JANC-23, referente às idades de cristalização (sillimanita-biotita gnaiss Serra do Palmital). (conclusão)

Grain Spot	f-206c	207Pb (CPS)	206Pb (CPS)	U (µg g-1) a	Th/U	206Pb/204Pb	Isotope ratios						Age (Ma)					% Disc.		
							207Pb/206Pb	2s (%)	207Pb/235U	2s (%)	206Pb/238U	2s (%)	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s		207Pb/235U	2s
Baa-068	0,0000	494743	33974	178,48	0,31	33974,00	0,0687	2,62	1,4267	4,81	0,1507	4,03	0,84	889	22	905	14	900	12	-1
Baa-071	0,0000	577035	35897	285,45	0,35	35897,35	0,0622	2,57	0,9426	4,76	0,1099	4,00	0,84	681	22	672	10	674	9	0
Baa-074	0,0000	556843	33522	303,64	0,66	33521,95	0,0602	2,66	0,8275	4,82	0,0997	4,02	0,83	611	23	613	9	612	9	0
Baa-076	0,0000	441524	26778	223,31	0,41	43,54	0,0607	3,38	0,8988	5,34	0,1075	4,14	0,77	627	29	658	10	651	10	-1
Baa-078	0,0743	643515	39791	320,49	0,17	109,92	0,0618	2,66	0,9306	4,84	0,1092	4,04	0,84	668	23	668	10	668	10	0
Baa-079	0,0000	1113848	69916	541,40	0,24	69916,24	0,0628	2,51	0,9679	4,74	0,1118	4,02	0,85	700	21	683	11	687	10	0
Baa-088	0,0000	67971	4146	35,31	0,37	4146,23	0,0610	5,33	0,8801	6,90	0,1046	4,39	0,64	639	46	642	11	641	13	0
Baa-089	0,0000	490541	39950	157,79	0,38	61,37	0,0814	2,58	1,8977	4,81	0,1690	4,06	0,84	1232	20	1007	15	1080	13	6
Baa-090	0,0000	1068223	126905	165,23	0,45	126904,89	0,1188	2,67	5,7567	4,84	0,3514	4,04	0,83	1938	19	1941	27	1940	17	-1
Baa-092	0,0020	1051774	65524	506,13	0,29	343,06	0,0623	2,65	0,9704	4,82	0,1130	4,02	0,84	684	23	690	11	689	10	0
Baa-093	0,0000	144188	9986	53,03	0,26	43,61	0,0693	3,32	1,4115	5,34	0,1478	4,18	0,78	906	27	889	14	894	13	0
Baa-096	0,0000	564340	34899	287,68	0,51	211,51	0,0618	2,59	0,9093	4,83	0,1066	4,08	0,84	669	22	653	10	657	9	0
Baa-097	0,0000	1033305	62463	525,67	0,23	62463,29	0,0605	2,77	0,8906	4,92	0,1069	4,07	0,83	620	24	654	10	647	10	-1
Baa-098	0,0000	569873	35566	308,27	0,50	248,71	0,0624	2,80	0,8647	4,91	0,1005	4,03	0,82	688	24	617	10	633	9	2
Baa-099	0,0000	502947	32163	244,51	0,25	226,50	0,0640	2,74	0,9860	4,90	0,1118	4,07	0,83	740	23	683	11	697	10	2
Baa-100	0,0000	212342	15711	65,04	0,33	15711,18	0,0740	3,18	1,8107	5,22	0,1775	4,15	0,79	1041	26	1053	16	1049	14	-1
Baa-107	0,0000	1979300	209212	408,69	0,28	516,57	0,1057	2,46	3,8369	4,74	0,2633	4,05	0,85	1727	18	1507	22	1601	15	5
Baa-108	0,0900	1135669	70949	575,08	0,53	163,86	0,0625	2,62	0,9247	4,84	0,1074	4,07	0,84	690	22	657	10	665	10	1
Baa-109	0,0000	1721475	107403	826,38	0,12	107402,83	0,0624	2,60	0,9742	4,82	0,1132	4,06	0,84	688	22	692	11	691	10	0
Baa-110	0,0000	1854138	132385	639,74	0,04	132385,45	0,0714	2,56	1,5511	4,79	0,1576	4,05	0,85	969	21	943	14	951	12	0
Baa-117	0,0000	1663104	203032	250,07	1,05	203031,74	0,1221	2,56	6,0855	4,85	0,3615	4,11	0,85	1987	18	1989	28	1988	17	-1
Baa-119	0,0000	343974	30084	107,61	0,39	509,90	0,0875	3,06	2,0954	5,16	0,1738	4,15	0,81	1371	24	1033	16	1147	14	10
Baa-127	0,0000	1017222	69059	377,14	0,31	418,54	0,0679	2,76	1,3725	5,04	0,1466	4,21	0,84	865	23	882	14	877	12	-1
Baa-131	0,0000	518013	32883	255,67	0,87	32883,47	0,0635	2,64	0,9640	4,90	0,1101	4,13	0,84	724	22	674	11	685	10	1
Baa-132	0,0000	1038631	61632	578,46	0,22	419,27	0,0593	2,82	0,7986	5,02	0,0976	4,15	0,83	580	25	600	10	596	9	-1
Baa-136	0,0000	812729	58638	266,14	0,21	58638,40	0,0722	2,67	1,6514	4,92	0,1660	4,14	0,84	990	22	990	15	990	13	0
Baa-140	0,0000	365238	27926	105,43	0,52	114,92	0,0765	3,01	1,9853	5,23	0,1883	4,28	0,82	1107	24	1112	18	1111	14	-1

Fonte: A autora, 2018.