



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**ASSINATURA GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE PROTÓLITOS E GRANITOS
PERTENCENTES AO ARCO MAGMÁTICO DE SANTA QUITÉRIA-CE.**

GLÓRIA MARIA SILVA HAMELAK

**FORTALEZA
2015**

GLÓRIA MARIA SILVA HAMELAK

**ASSINATURA GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE PROTÓLITOS E GRANITOS
PERTENCENTES AO ARCO MAGMÁTICO DE SANTA QUITÉRIA-CE.**

Tese apresentada ao Curso de Doutorado em Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geologia.

Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Christiano Magini.

**FORTALEZA
2015**

GLÓRIA MARIA SILVA HAMELAK

**ASSINATURA GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE PROTÓLITOS E GRANITOS
PERTENCENTES AO ARCO MAGMÁTICO DE SANTA QUITÉRIA-CE.**

Tese apresentada ao Curso de Doutorado em Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Aprovada em: 16/11/2015.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Christiano Magini (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Antonio Carlos Galindo
Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN)

Prof. Dra. Tereza Falcão de Oliveira Neri
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Sebastian Gonzalez Chiozza
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca de Ciências e Tecnologia

-
- H186a Hamelak, Glória Maria Silva.
Assinatura geoquímica e isotópica de protólitos e granitos pertencentes ao arco magmático de Santa Quitéria-CE / Glória Maria Silva Hamelak. – 2015.
160 f. : il. color.
- Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Departamento de Geologia, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2015.
Área de Concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.
Orientação: Prof. Dr. Christiano Magini.
1. Geoquímica isotópica. 2. Geoquímica - Ceará. 3. Mapeamento geológico. I. Título.

CDD 551

Dedico a Gilles e Marie.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos órgãos financiadores deste trabalho **CETENE** Convênio **INT/MCT-FACEPE** e **PROCAD** (CAPES) 21/2009 Novas Fronteiras – UFC/UnB/CAPES cujo suporte foi primordial para a realização do mesmo. Estando este último aqui representado pelos professores Dr. Elton Dantas (UnB) e Dr. César Ulisses Veríssimo (UFC).

À Universidade de Aveiro (UA – Portugal) pela realização de análises isotópicas Sm-Nd aqui representada pela técnica Sara Ribeiro.

À Universidade Federal do Ceará (UFC) instituição que mais uma vez propiciou a realização dessa importante etapa em minha vida acadêmica.

À Prefeitura Municipal de Fortaleza pela concessão de licença para estudo e incentivo à qualificação.

Ao orientador e amigo **Dr. Christiano Magini** pela paciência e apoio nas diversas etapas de trabalho.

A todos os professores do DEGEO, que contribuíram direta ou indiretamente para a elaboração da tese, em especial, aos professores: **Dr. José de Araújo Nogueira Neto, Dr. César Ulisses Veríssimo e Dra. Tereza Falcão de Oliveira Neri.**

Aos professores visitantes que trouxeram em sua bagagem importante colaboração no processo de aprendizagem.

Aos funcionários do DEGEO, em especial Antônio Leal Neto e João Benício Cavalcanti Junior.

Aos companheiros de pós-graduação Tereza Falcão, Suely Andrade e Diones Oliveira.

Aos estimados amigos e também geólogos Dra. Martha Noélia Lima, Dra. Leiliane Rufina Pereira de Azevedo e Aginaldo Filho.

A Dra. Magnólia Barbosa grande amiga e sempre incentivadora.

A Madeleine (*in memoriam*): Merci pour ses mots d'encouragement!

A toda minha família pelo estímulo, em especial meus pais Selvita e Manoel (grandes “doutores” da vida).

E como não poderia deixar de ser, a **Deus e seus anjos**, por tudo que me proporcionam!

"I planned each charted course
Each careful step along the byway
Oh, and more, much more than this
I did it my way..."

(Paul Anka)

RESUMO

A relação entre o Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ), Domínio Ceará Central da Província Borborema, e as sequências de rochas metassedimentares marginais ao mesmo, merece atenção quanto ao estabelecimento do arcabouço evolutivo paleogeográfico e geotectônico desta ampla feição. O presente trabalho foi realizado ao longo de 03 (três) perfis transversais ao arco, de maneira a analisar por meio de dados isotópicos e litogeoquímicos a proveniência das rochas metassedimentares acima mencionadas. Engloba litotipos orto e paraderivados pertencentes ao AMSQ, ao Grupo Ceará (Unidades Canindé e Independência) e ao Embasamento policíclico. Inseridos no AMSQ, granitos neoproterozóicos associados a fase tangencial são representados na área de pesquisa por monzogranito e quartzo monzonito. Diagramas multi-elementos assinalam para as ortoderivadas uma forte anomalia negativa de P em todas as amostras, o que pode refletir o fracionamento da apatita. Anomalias negativas de Sr e Ti nos granitos podem ser atribuídas ao fracionamento de plagioclásio e de Nb nos ortognaisses pode ser indicativo de contribuição de fontes crustais no processo magmático. As amostras de proveniência sedimentar incluem litologias predominantemente ácidas tendo como possíveis protólitos folhelhos e grauvacas. Os valores de Eu/Eu^* nestas rochas variam entre 0.38-0.82, semelhante ao padrão do PAAS (Pos-Archean Austrália Share), inferindo derivação crustal a estas. A seu turno, a razão $(Gd/Yb)_N$ com valores entre 1.1 e 1.9 (<2.0), sendo indicativo de derivação de rochas pós-arqueanas. Idades modelo T_{DM} em rocha total com intervalo entre 1.25Ga e 2.41Ga indicam participação de fontes múltiplas na formação dos terrenos neoproterozóicos. Valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos e $\epsilon_{Sr(t)}$ positivos indicam para a maioria das amostras uma marcada participação de fontes metassedimentares e/ou meta-ígneas com longos períodos de residência crustal na gênese destas últimas. Todas as amostras são de derivação continental, cujo grau de retrabalhamento infere a estas, mistura e heterogeneidade das crostas envolvidas durante o Ciclo Brasileiro. Em termos geocronológicos, idades U-Pb em zircão com intervalos entre 2.39 e 623.7Ma obtidas para rochas pertencentes as Unidade Canindé e Independência de 807 Ma sugerem fonte múltipla para a gênese das rochas. Tais características podem ser atribuídas à ocorrência dos diversos eventos geotectônicos regionais e envolvendo a participação de terrenos arqueanos (pouca contribuição); paleoproterozóicos (maior contribuição e com participação de terrenos do tipo TTG); do período de rifteamento 1.7 – 1.8 Ga; uma participação bem marcada do evento Brasileiro e ainda, possível envolvimento de faixa transversal mesoproterozóica. As idades U-Pb em zircão obtidas para as amostras GH001 (2.39Ga) e GH017 (2.15Ga) (Unidade Canindé) permitem sugerir que estas representam “porções” ou “janelas” do embasamento, sugestiva da presença de novas áreas paleoproterozóicas no contexto geológico da área de estudo.

Palavras-Chave: Arco magmático. Geoquímica isotópica. Litoquímica.

ABSTRACT

The relationship between the Santa Quitéria Magmatic Arc - AMSQ, Ceará Central Domain (northern portion of the Borborema Province), and the sequences of marginal metasedimentary rocks to the arc deserves attention on the establishment of paleogeographic and geotectonic framework evolution of this broad feature. The present paper was realized over three (03) sections cross to the arc, in order to analyze through isotopic and lithochemical data the provenance of the above-mentioned metasedimentary rocks. It includes para and orthoderivative lithologies belonging to AMSQ, to Grupo Ceará (Canindé and Independência Units) and to polycyclic basement. Inserted in AMSQ, neoproterozoic granites associated with tangential phase are represented in research by monzogranite and quartz monzonite. Multi-elements diagrams signal on the orthoderivated a strong negative anomaly of P in all samples, which may reflect the fractionation of the apatite. Negative anomalies of Sr and Ti in granites can be attributed to the fractionation of plagioclase and the Nb in orthogneisses may be the indicative of crustal sources contribution to the magmatic process. The samples of sedimentary origin include lithologies predominantly acidic having as possible protolith shales and greywacke. The Eu/Eu^* values in those rocks range from 0.38 to 0.82, similar to the patterns of PAAS (Post-Archean Australia Share), implying in crustal derivation on these. In its turn, the reason $(Gd / Yb)_N$ values between 1.1 and 1.9 (<2.0), being indicative of derivation of post-Archean rocks. Whole-rock Sm-Nd isotopic data gave TDM ages interval between 1.25Ga and 2.41Ga indicate participation from multiple sources in the formation of neoproterozoic land. Negative values of $\epsilon Nd(t)$ and positive values of $\epsilon Sr(t)$ indicate for most of the samples a marked participation of metasedimentary sources and / or meta-igneous with long periods of crustal residence in the genesis of those. All samples are continental derivation, whose degree of reworking inferred to, mixing and heterogeneity of crusts involved during the Brasiliano Cycle. In geochronological terms, ages of U-Pb in zircon with intervals between 2.39 and 623.7Ma obtained from rocks of the Canindé e Independência Units with 807 Ma suggest multiple source for the genesis of the rocks. Such characteristics can be attributed to the occurrence of several regional geotectonic events and involving the participation of Archean terrains (little contribution); paleoproterozoic (greater contribution and participation of TTG land type); the rifting period 1.7 - 1.8 Ga; a marked participation of the Brasiliano event and further possible involvement of mesoproterozoic cross track. The ages of U-Pb in zircon obtained for the samples GH001 (2.39Ga) and GH017 (2.15Ga) (Canindé Unit) allow us to suggest that these represent "parts" or "windows" of the basement, suggestive of the presence of new areas paleoproterozoic in the geological context on the area of study.

Keywords: Magmatic arc. Isotopic geochemistry. Lithochemical.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa de localização e acesso às áreas de pesquisa.....	25
Figura 2.1 – Esboço esquemático de processo colisional envolvendo crosta continental com crosta oceânica resultando na produção de arco magmático na borda do continente e bacias <i>fore</i> , <i>back arc</i> e <i>foreland</i>	31
Figura 2.2 – Cortes esquemáticos das bacias de margem passiva, de tipo simples (Tipo Gabão) e deltaico (Tipo Delta do Niger).....	33
Figura 2.3 – Modelo esquemático de bacia de <i>fore arc</i> e <i>back arc</i> em domínio de subduccção.....	33
Figura 2.4 – Modelo esquemático de evolução de bacia do tipo back arco: (a) magmatismo de arco de ilha, metassomatização de cunha mantélica com produção de magmas de arco por meio de fusão parcial; (b) diápiros sobem do manto astenosférico, atingem a porção inferior do arco e intervêm na formação de magma; (c) formação de bacia marginal com ruptura do arco antigo à medida que se expande.....	34
Figura 3.1 – Província Borborema dentro do contexto do <i>Gondwana</i> Ocidental (modificado de Caby, 1989 e Schobenhau e Campos, 1984).....	39
Figura 3.2 – Domínios geotectônicos da porção setentrional da Província Borborema.....	40
Figura 5.1 - Diagrama composicional QAP com classificação composicional dos granitos.....	59
Figura 6.1 – Diagrama de discriminação de rochas ígneas e sedimentares (Garrels & Mackenzie, 1971).....	84
Figura 6.2 – Diagrama de discriminação elaborado por Werner (1987), que determina a origem ígnea ou sedimentar dos gnaisses.....	84
Figura 6.3 – Diagramas Harker (elementos maiores) para as rochas ortoderivadas.....	86
Figura 6.4 – Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) exibindo para as amostras afinidade cálcio-alcalina.....	87
Figura 6.5 – Diagrama ANK x A/CNK (Shand, 1943) mostrando afinidades peraluminosa e metaluminosa dos litotipos.....	88
Figura 6.6 – Diagramas TAS (Cox <i>et al.</i> , 1979) que mostra natureza de tendência subalcalina/toleítica para a maioria dos litotipos e composição ácida	

predominante.....	88
Figura 6.7 – Diagramas de distribuição do padrão de ETR normalizado pelo condrito de Boynton (1984) para as rochas ortoderivadas. (A – Granitos; B – Metatonalitos; C – Ortognaisses).....	90
Figura 6.8 – Diagrama de multielementos normalizado por condrito de Trompson (1982) para litotipos ortoderivados: A- Granitos; B- Básicas e C- Ortognaisses.....	92
Figura 6.9 – Diagramas geotectônicos: A) Rb vs Y+Nb e B) Nb vs Y (Pearce <i>et al.</i> , 1984). O elipsóide corresponde aos campos de granitos pós-colisionais.....	95
Figura 6.10 – Diagrama de variação multicatiônica R_1 vs R_2 (Batchelor e Bowden, 1985).....	95
Figura 6.11 – Diagrama ACF coloca os protólitos das amostras como folhelhos e grauvacas (Myashiro, 1973).....	96
Figura 6.12 – Diagrama binário de ambiência tectônica TiO_2 vs $FeOt+MgO$ (Coopeland and Condie, 1986).....	97
Figura 6.13 – Diagrama Al_2O_3/SiO_2 vs Fe_2O_3+MgO (Zhang, 1997).....	98
Figura 6.14 – Padrão de distribuição de ETR normalizados pelo PASS(<i>Pós- Archean average Australian sedimentary rock</i>).....	100
Figura 6.15 – Diagrama $(Gd/Yb)_N$ vs Eu/Eu^* (McLennan & Taylor, 1991) no qual as amostras analisadas plotam preferencialmente nos campos de sedimentos pós-arqueanos e sedimentos greenstone arqueano.....	102
Figura 7.1 – Formas características dos grãos de zircão do ortognaisse - GH001.....	104
Figura 7.2 – Histograma de frequência de idades U-Pb em zircão da amostra GH001..	104
Figura 7.3 – Diagrama concórdia onde se visualiza as populações de zircões do ortognaisse. A área maior demarca a cristalização paleoproterozóica, sendo esta retrabalhada ou oriunda de outro pulso, na fase de espessamento crustal e formação dos terrenos tipo TTG.....	105
Figura 7.4 – Formas características dos zircões da amostra GH009.....	106
Figura 7.5 – Diagrama concórdia U-Pb em zircão do Biotita Muscovita Gnaisse com Granada.....	106
Figura 7.6 – Formas características dos zircões da amostra GH017.....	107
Figura 7.7 – Diagrama concórdia U-Pb em zircão do Biotita Gnaisse com idade de	

intercepto de 2158 ± 11 Ma.....	107
Figura 7.8 – Formas características dos zircões da amostra GH018-C.....	108
Figura 7.9 – Histograma de frequência de idades U-Pb em zircão da amostra GH018-C.....	109
Figura 7.10 – Diagrama concórdia onde se visualiza as populações de zircões inferindo a participação de múltipla fonte na gênese da amostra.....	109
Figura 7.11 – Formas características dos zircões da amostra GH008.....	110
Figura 7.12 – Histograma de frequência de idades U-Pb em zircão da amostra GH008.....	111
Figura 7.13 – Diagrama concórdia exibindo o intercepto dos zircões mais jovens.....	112
Figura 7.14 – Diagrama concórdia onde se visualiza as populações de zircões.....	112
Figura 7.15 – Diagrama de correlação isotópica ϵ_{Nd_t} vs ϵ_{Sr_t} de DePaolo & Wasserburg (1976), no qual se observa o predomínio de projeção das amostras no quadrante IV indicando na gênese dessas, a participação de fontes metassedimentares e meta-ígneas com longos tempos de residência crustal.....	121

LISTA DE PRANCHAS

- Prancha 4.1 – Foto 01 – Grãos de feldspato potássico na composição do granito (GH014 - Coordenadas UTM 449658/9604262); Foto 02 – Xenólito do embasamento no granito (GH013- Coordenadas UTM 445968/9586960); Foto 03 – Enclave com grãos maiores de anfibólio no granito (GH014- Coordenadas UTM 449658/9604262); Foto 04 – Contato de granito tardio com gnaiss (GH015-A- Coordenadas UTM 419911/9620942); Foto 05– Aspecto textural do quartzo-monzonito (GH029-B- Coordenadas UTM 384617/9462289)..... 47
- Prancha 4.2 – Foto 01 – Paragnaisse alterado de coloração creme, composto por quartzo, plagioclásio, biotita e muscovita (GH043- Coordenadas UTM 413380/9568126); Foto 02 – Paragnaisse félsico de coloração cinza, com textura média a grossa (GH044- Coordenadas UTM 411894/9567248); Foto 03 – Paragnaisse com granada e grafita (GH008- Coordenadas UTM 456940/9577900); Foto 04: Afloramento de quartzito (GH025- Coordenadas UTM 401013/9443743); Foto 05 – Mármore intercalando com calcissilicática (GH007- Coordenadas UTM 457954/9577922)..... 49
- Prancha 4.3 – Foto 01 – Ortognaisse de composição granodiorítica exibindo dobras subverticalizadas (GH001- Coordenadas UTM 473176/9571594); Foto 02 – Gnaiss com veios pegmatíticos contendo magnetita e granada (GH002-A- Coordenadas UTM 474644/9567324); Foto 03 – Alternância de bandamento composicional do ortognaisse e presença de afrisita (GH002-B- Coordenadas UTM 474621/9567986); Foto 04 – Sigmóide indicando movimento dextral (GH009- Coordenadas UTM 456940/9577900); Foto 05 – Feição estrutural exibindo dobras parasíticas (S, M, Z) (GH017- Coordenadas UTM 405595/9623918).... 51
- Prancha 4.4 – Foto 01 – Ortognaisse migmatítico (GH017- Coordenadas UTM 405595/9623918); Foto 02 —Ortognaisse com porções anfibolíticas e rico em muscovita (GH037- Coordenadas UTM 426109/9562306); Foto 03 – *Augen* gnaiss (GH047- Coordenadas UTM 437776/9558434); Foto 04 – Presença de granada na porção félsica (GH047- Coordenadas UTM 437776/9558434); Foto 05 – Ortognaisse

<p>migmatítico com material mobilizado mais grosso (GH049- Coordenadas UTM 441743/9553916); Foto 06 – Presença de magnetita na porção félsica do ortognaisse (GH049- Coordenadas UTM 441743/9553916).....</p>	52
<p>Prancha 4.5 – Foto 01 – Paragnaisse grosseiro, estratificado (GH032- Coordenadas UTM 431221/9558148); Foto 02 – Paragnaisse estratificado, pouco deformado exibindo textura fina a média (GH033- Coordenadas UTM 429421/9557626; Foto 03 – Sigmóides de material félsico, presença de granada (GH034- Coordenadas UTM 429929/9558712); Foto 04 – <i>Trend</i> de variação de tamanho dos grãos nas bandas composicionais (GH034- Coordenadas UTM 429929/9558712); 04-); Foto 05 – Sillimanita na composição do paragnaisse (GH052- Coordenadas UTM 450457/9552960); Foto 06 – Metatonalito (GH014-A- Coordenadas UTM 449658/9604262).....</p>	55
<p>Prancha 4.6 – Foto 01 – Gnaisse alterado (GH030- Coordenadas UTM 434586/9558680); Foto 02 – Gnaisse com textura mais fina e com bandamento bem definido (GH031- Coordenadas UTM 433516/9558370); Foto 03 – Quartzito de composição homogênea rico em muscovita (GH003- Coordenadas UTM 461538/9575584); Foto 04 – Quartzito (GH018-C- Coordenadas UTM 405321/9618334); Foto 05 – Mármore exibindo finos grãos de grafita (GH005-A- Coordenadas UTM 459053/9576344); Foto 06 – Intercalação mármore/calçissilicática (GH040- Coordenadas UTM 418218/9568600).....</p>	56
<p>Prancha 4.7 – Foto 01 – Ortognaisse migmatítico com bandas félsicas de material mais grosso (GH026- Coordenadas UTM 391912/9446208); Foto 02 – Rocha migmatítica (GH028- Coordenadas UTM 388911/9464410). Foto 03 – ortognaisse alterado com anfibólio em sua composição (GH020- Coordenadas UTM 406407/9437602); Foto 04 – Biotita xisto com composição máfica (GH023- Coordenadas UTM 402857/9439087); Foto 05 – Mármore (GH024- Coordenadas UTM 401009/ 9446420).....</p>	58
<p>Prancha 5.1 – Fotomicrografia 01 – Textura granofírica (GH029-A - Coordenadas</p>	

UTM 384617/9462289) (LO); Fotomicrografia 02 – Percolação de fluídos nos interstícios dos grãos de quartzo, formação de óxidos (GH029-A- Coordenadas UTM 384617/9462289) (LNP); Fotomicrografia 03 – Maclas em xadrez características da microclina (GH013- Coordenadas UTM 445968/9586960) (LO); Fotomicrografia 04- Sausuritização nas bordas do plagioclásio (GH014-C- Coordenadas UTM 449658/9604262) (LO).....

62

Prancha 5.2 – Fotomicrografia 01 – Processo de reação nas bordas do plagioclásio, biotita recristalizando para muscovita e óxido (GH029-A- Coordenadas UTM 384617/9462289) (LO); Fotomicrografia 02 – Muscovita sin-tectônica bordejando os grãos de quartzo (GH019-A- Coordenadas UTM 420015/9432060) (LO); Fotomicrografia 03 – Allanita hexagonal na borda do feldspato (GH015-A- Coordenadas UTM 419911/9620942) (LNP); Fotomicrografia 04 – Grão de zircão incluso na biotita (GH015-A- Coordenadas UTM 419911/9620942) (LNP); Fotomicrografia 05 – Titanita bem formada, biotitas fragmentadas e óxido (GH029-B- Coordenadas UTM 384617/9462289) (LNP) (LO).....

63

Prancha 5.3 – Fotomicrografia 01 – Micas orientadas e desestabilizando para óxidos de ferro (GH043- Coordenadas UTM 413380/9568126) (LO); Fotomicrografia 02 – Percolação de fluídos e formação de óxidos de ferro (vermelho) (GH043- Coordenadas UTM 413380/9568126 (LNP); Fotomicrografia 03 – Intercrescimento biotita/grafita em meio aos grãos de quartzo e plagioclásio (GH008- Coordenadas UTM 456940/9577900) (LO); Fotomicrografia 04 – Lamelas de biotita com intercrescimento de grafita, não há direção preferencial. Observa-se processo de cloritização (GH008- Coordenadas UTM 456940/9577900) (LNP); Fotomicrografia 05 – Grão de zircão incluso no quartzo (GH051-B- Coordenadas UTM 446177/9552948) (LO); Fotomicrografia 06 – Alteração nas bordas do grão de plagioclásio, biotita sin tectônica no entorno indicando possível direção de rotação ou deformação rotacional do mineral (GH050- Coordenadas UTM 40244050/9553268).....

67

- Prancha 5.4 – Fotomicrografia 01 – Grãos de quartzo com processo de dissolução de minerais, percolação de fluídos e formação de óxidos (GH025- Coordenadas UTM 401013/9443743) (LO); Fotomicrografia 02 – Grão de zircão incluído no feldspato (GH025- Coordenadas UTM 401013/9443743) (LO); Fotomicrografia 03 – Grãos de calcita e dolomita (GH007- Coordenadas UTM 457954/9577922) (LO)..... 68
- Prancha 5.5 – Fotomicrografia 01 – percolação de fluídos nos interstícios do quartzo (GH002) (LNP- Coordenadas UTM 474621/9567986); Fotomicrografia 02 – grãos de anfíbólio, plagioclásio e quartzo (GH045- Coordenadas UTM 408549/9567256) (LO); Fotomicrografia 03 – anfíbólio, titanita e opacos (GH045- Coordenadas UTM 408549/9567256)(LNP); anfíbólio, titanita e magnetita; Fotomicrografia 04 – anfíbólio, titanita e magnetita (GH002- Coordenadas UTM 474621/9567986) (LO); Fotomicrografia 05 – titanita como agregada envolta em grãos de magnetita (GH002- Coordenadas UTM 474621/9567986) (LNP)..... 70
- Prancha 5.6 – Fotomicrografia 01 – biotita bordejando o grão de feldspato e grãos de zircão inclusos no quartzo (GH011- B - Coordenadas UTM 454011/9581192) (LO); Fotomicrografia 02 – Mirmequita formada pelo intercrescimento de quartzo e feldspato potássico (GH017- Coordenadas UTM 405595/9623918) (LO); Fotomicrografia 03 – grãos de feldspato bem formados e plagioclásio em processo de saurritização (GH 004- Coordenadas UTM 460290/9576236) (LO); Fotomicrografia 04 – biotitas lamelares e muscovita nas bordas, sendo estas, possível produto de alteração das biotitas (GH001- Coordenadas UTM 473176/9571594) (LNP); Fotomicrografia 05 – textura poiquiloblástica da granada, plagioclásio com alteração nas bordas (GH009- Coordenadas UTM 455820/9578488) (LNP); Fotomicrografia 06 – grão de zircão incluído na biotita, biotita alterando para sillimanita, muscovita como provável alteração da biotita (GH009- Coordenadas UTM 455820/9578488) (LO)..... 73
- Prancha 5.7 – Fotomicrografia 01 – grãos de quartzo e muscovita e resquílios de biotita, percolação de fluídos nas bordas com formação de óxidos

provavelmente devido à desestabilização da biotita (GH004- Coordenadas UTM 461538/9575584) (LNP); Fotomicrografia 02 – grãos de zircão e apatita inclusos no quartzo (GH030- Coordenadas UTM 434586/9558680) (LNP); Fotomicrografia 03 – grão de zircão incluído na biotita a qual está alterando para muscovita (GH039- Coordenadas UTM 421791/9564346); Fotomicrografia 04 – apatita, sillimanita, fluorita (GH018-C- Coordenadas UTM 405321/9618334) (LNP); Fotomicrografia 05 – zircão com halo pleocróico no grão de quartzo e na biotita (GH003- Coordenadas UTM 461538/9575584) (LO).....

78

Prancha 5.8 – Fotomicrografia 01 – anfibólio, ortopiroxênio e opacos (GH014-A- Coordenadas UTM 449658/9604262) (LNP); Fotomicrografia 02 – grãos de calcita e dolomita na composição do mármore com presença de grafita (GH005-A- Coordenadas UTM 459053/9576344) (LNP); Fotomicrografia 03 – processo de alteração no mármore (GH 005-A- Coordenadas UTM 459053/9576344) (LO); Fotomicrografia 04 – ortopiroxênio e anfibólio em meio a outros minerais na composição da calcissilicática (GH005-B- Coordenadas UTM 459053/9576344) (LO).....

79

Prancha 5.9 – Fotomicrografia 01 – grão de anfibólio alterando para biotita (GH020- Coordenadas UTM 406407/9437602) (LO); Fotomicrografia 02 – zircão incluído no quartzo bordejado por óxidos de ferro (GH020- Coordenadas UTM 406407/9437602) (LO); Fotomicrografia 03 – biotitas e muscovitas nas bordas do quartzo (GH023- Coordenadas UTM 402857/9439087) (LO); Fotomicrografia 04 – grão de granada bordejada por biotitas e muscovitas (GH023- Coordenadas UTM 402857/9439087). Fotomicrografia 05 – Biotitas desestabilizando nas bordas, grãos de apatitas inclusas no quartzo e *kink band* de cianita (GH050- Coordenadas UTM 40244050/9553268) (LNP); Fotomicrografia 06 – Alteração de biotitas e grãos de zircões inclusos no quartzo (GH050- Coordenadas UTM 40244050/9553268).....

82

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 – Coordenadas UTM da Área.....	23
Tabela 1.2 – Coordenadas UTM da Área.....	24
Tabela 2.1 – Classificação simplificada de ambientes tectônicos com base na região e natureza da crosta.....	37
Tabela 6.1 – Valores da razão (Gd/Yb) _N nos metassedimentos.....	101
Tabela 7.1 – Resultados obtidos na determinação de idades modelo TDM pelo método Sm/Nd.....	117
Tabela 7.2 – Valores de $\epsilon_{\text{Sr}(t)}$ e $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ obtidos para as rochas pesquisadas e respectivas idades modelo T_{DM}	120

SUMÁRIO

1	CAPÍTULO I.....	22
1.1	Considerações Iniciais.....	22
1.2	Justificativa e Caracterização da Problemática.....	22
1.3	Objetivos.....	22
1.4	Localização da Área e Vias de Acesso.....	23
1.5	Materiais e Métodos.....	26
2	CAPÍTULO II - ESTADO DA ARTE SOBRE AMBIENTES DE ARCO...	30
3	CAPÍTULO III – ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS.....	38
3.1	Província Borborema (PB).....	38
3.2	Domínio Ceará Central (DCC).....	40
3.2.1	<i>Embasamento Policíclico.....</i>	<i>41</i>
3.2.2	<i>Coberturas Metassedimentares Monocíclicas.....</i>	<i>41</i>
3.2.3	<i>Complexo Anatético-Ígneo-Monocíclico (Tamboril – Santa Quitéria).....</i>	<i>42</i>
3.2.4	<i>Granitos Brasilianos.....</i>	<i>42</i>
3.2.5	<i>Molassas Tardi-Brasilianas.....</i>	<i>43</i>
3.3	Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ).....	43
4	CAPÍTULO IV - GEOLOGIA LOCAL.....	45
4.1	Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ).....	45
4.1.1	<i>Monzogranito.....</i>	<i>45</i>
4.1.2	<i>Quartzo monzonito.....</i>	<i>46</i>
4.2	Grupo Ceará – Unidade Independência.....	48
4.2.1	<i>Paragnaisse.....</i>	<i>48</i>
4.2.2	<i>Quartzito.....</i>	<i>48</i>
4.2.3	<i>Mármore.....</i>	<i>48</i>
4.3	Grupo Ceará – Unidade Canindé.....	50
4.3.1	<i>Ortognaisse.....</i>	<i>50</i>
4.3.2	<i>Paragnaisse.....</i>	<i>53</i>
4.3.3	<i>Metatonalito.....</i>	<i>53</i>
4.3.4	<i>Quartzito.....</i>	<i>53</i>
4.3.5	<i>Mármore.....</i>	<i>53</i>
4.3.6	<i>Calcissilicática.....</i>	<i>53</i>
4.4	Complexo Gnáissico-migmatítico – Embasamento.....	57
4.4.1	<i>Ortognaisse.....</i>	<i>57</i>
4.4.2	<i>Xisto.....</i>	<i>57</i>
4.4.3	<i>Mármore.....</i>	<i>57</i>
5	CAPÍTULO V - PETROGRAFIA.....	59
5.1	Arco Magmático de Santa Quitéria.....	59
5.1.1	<i>Monzogranito.....</i>	<i>60</i>
5.1.2	<i>Quartzo monzonito.....</i>	<i>61</i>
5.2	Unidade Independência – Grupo Ceará.....	64
5.2.1	<i>Paragnaisse.....</i>	<i>64</i>
5.2.1.1	<i>Biotita Muscovita Gnaisse.....</i>	<i>64</i>

5.1.2.2	<i>Biotita Granada Gnaissse com Grafita</i>	64
5.2.1.3	<i>Biotita Granada Gnaissse</i>	65
5.2.2	Quartzito	66
5.2.3	Mármore	66
5.3	Unidade Canindé – Grupo Ceará	69
5.3.1	Ortognaisse	69
5.3.1.1	<i>Hornblenda Gnaissse</i>	69
5.3.1.2	<i>Biotita Gnaissse</i>	71
5.3.1.3	<i>Biotita Muscovita Gnaissse com Granada</i>	72
5.3.2	Paragnaisse	74
5.3.2.1	<i>Biotita Granada Muscovita Gnaissse com Sillimanita e cianita</i>	74
5.3.3	Metatonalito	75
5.3.4	Quartzito	75
5.3.5	Mármore	76
5.3.6	Calcissilicática	76
5.4	Complexo gnaissse-migmatítico – Embasamento	80
5.4.1	Ortognaisse	80
5.4.1.1	<i>Hornblenda Granada Biotita Gnaissse</i>	80
5.4.2	Xisto	81
5.4.2.1	<i>Biotita Granada Xisto</i>	81
6	CAPÍTULO VI - GEOQUÍMICA DO ARCO	83
6.1	Considerações iniciais	83
6.2	Discriminação química entre rochas orto e paraderivadas	83
6.3	Rochas de Proveniência Ígnea	85
6.3.1	<i>Elementos Maiores e Traços</i>	85
6.3.2	<i>Elementos Terras Raras</i>	89
6.3.3	<i>Ambiência</i>	94
6.4	Rochas de Proveniência Sedimentar	96
6.4.1	<i>Elementos Maiores e Traços</i>	96
6.4.2	<i>Elementos Terras Raras</i>	99
6.4.3	<i>Ambiência</i>	101
7	CAPÍTULO VII - GEOLOGIA ISOTÓPICA	103
7.1	Introdução	103
7.2	Datações U-Pb pelo método LA –MC- ICP MS	103
7.2.1	Unidade Canindé	103
7.2.1.1	<i>Ortognaisse – GH001</i>	103
7.2.1.2	<i>Ortognaisse (GH009)</i>	105
7.2.1.3	<i>Ortognaisse (GH017)</i>	106
7.2.1.4	<i>Quartzito (GH018-C)</i>	108
7.2.2	Unidade Independência	110
7.2.2.1	<i>Paragnaisse (GH008)</i>	110
7.3	Sm-Nd (T_{DM})	113
7.3.1	Granitos – AMSQ	114
7.3.2	Ortognaises - Grupo Ceará (Unidades Canindé) e Embasamento (GH020) ... 114	114

7.3.3	<i>Paragnaisites - Grupo Ceará (Unidades Canindé e Independência)</i>	114
7.3.4	<i>Quartzitos - Grupo Ceará (Unidades Canindé e Independência)</i>	115
7.4	$\epsilon_{(Sr)}$ vs $\epsilon_{(Nd)}$	119
8	CAPÍTULO VIII - CONCLUSÕES	122
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	125
	APÊNDICE A – Ortoderivadas	133
	APÊNDICE B – Paraderivadas	139
	APÊNDICE C – Ortoderivadas Normalizadas	143
	APÊNDICE D – Paraderivadas Normalizadas	146
	APÊNDICE E – Sm-Nd e U-Pb	150
	APÊNDICE F – Norma_CIPW	152
	APÊNDICE G – Mapa Geológico	159

CAPÍTULO I

1.1 Considerações Iniciais

Este documento visa preencher um dos requisitos exigidos para obtenção do título de Doutor em Geologia, linha de pesquisa na área de Geodinâmica e Recursos Minerais junto ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará (UFC). Corresponde, portanto a uma tese de doutorado, cuja pesquisa abrange dados coletados ao longo de três (03) perfis transversais nas bordas leste e oeste do Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ), Província Borborema, no Estado do Ceará.

O desenvolvimento do trabalho de pesquisa contou em parte com subsídio financeiro do PROCAD (CAPES) 21/2009 Novas Fronteiras – UFC/UnB/CAPES; do Edital nº 03/2011 da Fundação Cearense de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico (FUNCAP) - Programa de Cooperação Internacional e dos Editais FACEPE 06/2011 e 13/2014 - Apoio à Disponibilização da Infraestrutura de Pesquisa do CETENE para Pesquisadores da Região Nordeste - Convênio INT/MCT-FACEPE.

1.2 Justificativa e Caracterização da Problemática

A relação entre o AMSQ, e as sequências de rochas metassedimentares marginais ao mesmo, merece atenção quanto ao estabelecimento do arcabouço evolutivo paleogeográfico e geotectônico desta ampla feição. Neste sentido adquire relevância a obtenção e análise, por meio de dados isotópicos e litogeoquímicos, da proveniência das rochas metassedimentares acima mencionadas, na perspectiva da reconstituição das relações do Arco Magmático de Santa Quitéria e possíveis bacias pretéritas retro e ante arco. Além destes aspectos, adquire importância aspectos como a determinação das idades dos protólitos que contribuíram como fonte das rochas metassedimentares e dos termos graníticos gerados durante a orogênese brasileira/panafricana.

1.3 Objetivos

O objetivo principal desta pesquisa é estabelecer as relações temporais e evolutivas entre as proveniências e respectivas fontes das rochas metassedimentares do Grupo Ceará e dos Granitos Brasileiros que compõem o Arco Magmático de Santa Quitéria (Domínio Ceará Central – Província Borborema).

Como objetivos específicos temos:

- Descrever a litoestratigrafia em três (03) perfis esquemáticos;

- Estabelecer padrões de idade das rochas metassedimentares e granitos;
- Identificar e estabelecer as proveniências das rochas metassedimentares.
- Confeccionar, com base nas análises mencionadas, o modelo evolutivo do arco magmático e as bacias marginais.

1.4 Localização da Área e Vias de Acesso

A área na qual estão inseridos os perfis 01 e 02 situa-se na porção noroeste do Estado do Ceará estando cartografada nas Folhas Canindé, Itapipoca e Irauçuba, com os respectivos índices de nomenclatura SB.24-V.B.III, SA .24-Y.D.II e SA.24-Y.D.V publicadas pela SUDENE na escala de 1:100.000.

A representação da área que engloba estes perfis corresponde a um polígono na diagonal delimitado pelas seguintes coordenadas UTM (Tabela 1.1):

Tabela 1.1 – Coordenadas UTM da Área.

Vértices	Coordenadas UTM	
1	480000	9570000
2	410000	9630000
3	360000	9600000
4	430000	9530000

Fonte: Elaborada pela autora.

O acesso à área dos perfis 01-A e 01-B, partindo-se de Fortaleza, é realizado pela BR-222, até o distrito de Croatá, de onde se segue então pela CE-341 até as proximidades da sede do município de Pentecoste cuja distância à capital do estado é de 91,4 km. A partir deste ponto o perfil é realizado por estradas de revestimento de terra, e algumas rodovias estaduais findando paralelo à BR-402 até as proximidades do município de Amontada.

O acesso aos perfis 02-A e 02-B, por sua vez, partindo-se de Fortaleza, é realizado pela BR-222, até o município de Irauçuba cuja distância à capital do estado é de 154 km, de onde se segue então por estradas de revestimento de terra e rodovias estaduais até o município de General Sampaio.

A área do perfil 03 situa-se na porção centro-oeste do Estado do Ceará estando cartografada nas Folhas Boa Viagem e Tamboril com os respectivos índices de nomenclatura SB.24-V-B-D-II e SB.24-V-B-IV publicadas pela SUDENE na escala de 1:100.000.

O acesso ao perfil 03, partindo-se de Fortaleza, é realizado pela BR020, até o município de Boa Viagem de onde se segue pela CE265 e por estradas de revestimento de terra até o município de Monsenhor Tabosa que dista 284 km do ponto de partida.

A representação da área que engloba este perfil corresponde a um polígono na diagonal delimitado pelas seguintes coordenadas UTM (Tabela 1.2):

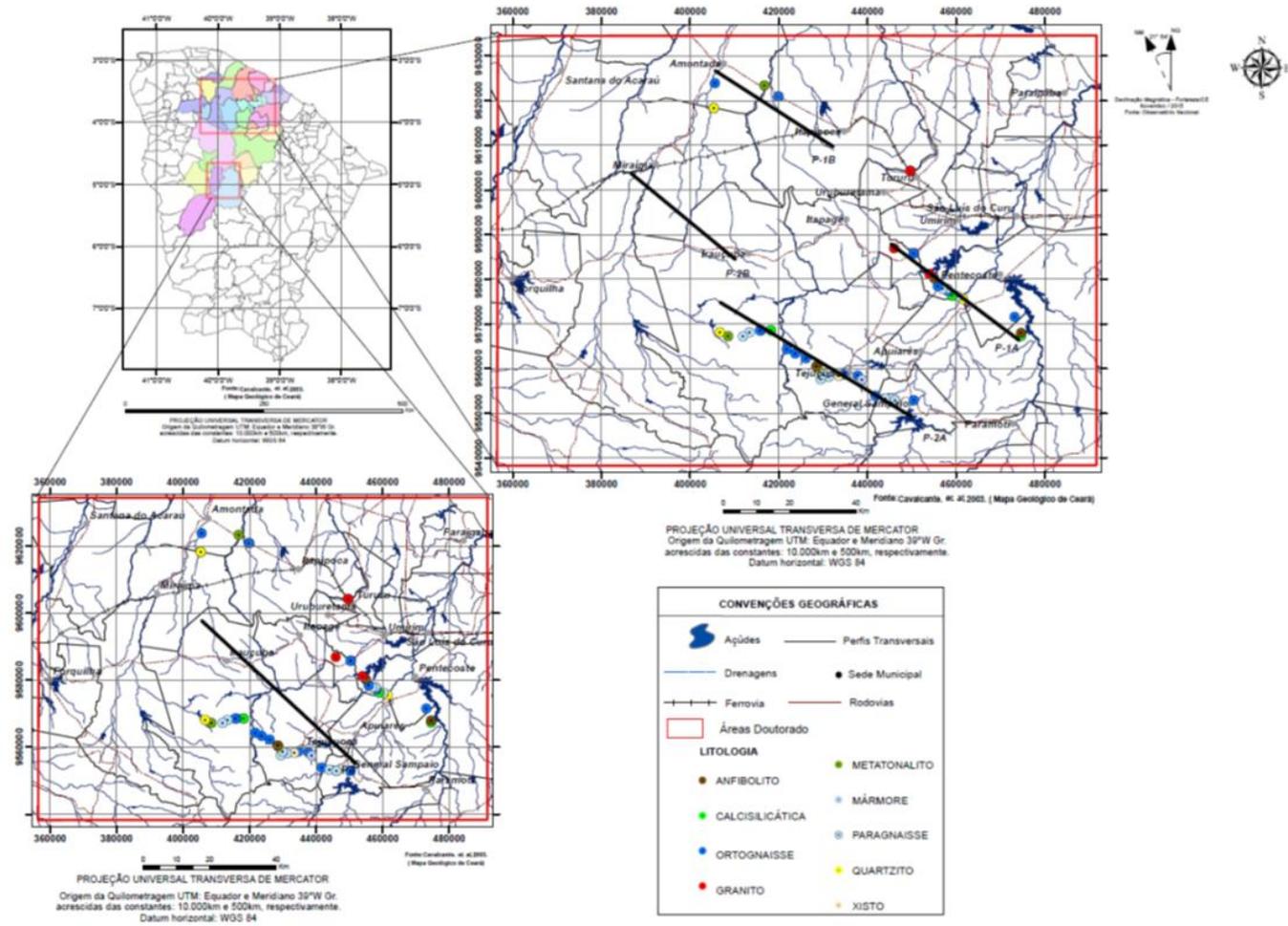
Tabela 1.2 – Coordenadas UTM da Área.

Vértices	Coordenadas UTM	
1	427890	9422580
2	427890	9485200
3	368270	9485200
4	368270	9422580

Fonte: Elaborada pela autora.

Coloca-se que este perfil foi realizado como uma ferramenta de acresção de dados, visto que o mesmo localiza-se em outra extremidade do Arco Magmático de Santa Quitéria, conforme ilustrado abaixo no Mapa de Localização (Figura 1.1 - A e B).

Figura 1.1 – Mapa de localização e acesso às áreas de pesquisa.



Fonte: Elaborada pela autora.

1.5 Materiais e Métodos

A metodologia empregada segue três etapas distintas em seu desenvolvimento, a saber:

1ª – Etapa Inicial

Durante esta etapa foi realizada revisão bibliográfica, assim como a elaboração de resenha de artigos, livros, dissertações e teses que abordassem assuntos relacionados à geologia da região e tema da pesquisa, possibilitando assim um melhor entendimento acerca do arcabouço geológico regional e das técnicas utilizadas para obtenção e tratamento de dados.

Por meio de interpretação de imagens de satélite da região, assim como o tratamento digital destas através do *software* ENVI (versão 3.5) e utilizando como base o Mapa Geológico do Ceará (Cavalcante *et al.*, 2003) foi confeccionado mapa base preliminar através do *software* ArcGis versão 9.2, utilizado nas etapas de campo posteriores.

2ª – Etapa de Aquisição de Dados

Realizada em duas fases, uma de campo e laboratorial, como segue:

Fase de campo

Realização de perfis transversais ao AMSQ, visita e descrição de afloramentos, abordando descrição dos principais litotipos, tomada de atitudes com bússolas do tipo *Brunton* em feições estruturais e contatos litoestratigráficas, seguido de amostragens de rochas voltadas ao estudo petrográfico, de litoquímica e análise isotópica Sm-Nd, Rb-Sr e U-Pb em zircão. As coordenadas geográficas dos afloramentos estudados foram adquiridas com GPS Garmin.

Fase laboratorial

Esta fase se caracterizou pela realização de diversas atividades envolvendo desde a preparação das amostras aos procedimentos analíticos propriamente ditos.

Neste sentido o primeiro momento foi voltado a preparação de amostras, conforme procedimentos para obtenção de análises químicas de rochas, estudos petrográficos e isotópicos (Sm-Nd, Rb-Sr e U-Pb em zircão).

Preparação de lâminas delgadas

Por meio de serras diamantadas e politrizes especiais, foram confeccionadas 41 seções delgadas para estudos petrográficos, as quais foram preparadas em dois laboratórios distintos: Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da Universidade Estadual Paulista (UNESP) em Rio

Claro (SP) e no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (LABLAM). Os estudos petrográficos (microscopia ótica), foram efetuados nos Laboratórios de Microscopia e Petrografia da UFC (Fortaleza–CE).

Geoquímica de rocha total

O procedimento inicial para análises geoquímicas das rochas foi submetê-las ao triturador de mandíbula, seguido do quarteamento e pulverização em moinho oscilante com recipiente de ágata, atingindo então frações de 200 *mesh*. Os procedimentos analíticos de 27 amostras ficaram por conta do AcmeLabs (*Acme Analytical Laboratories* - Canadá. Para tal foram utilizados os métodos 4^a (ICP-ES) e 4B (ICP-MS) expostos no catálogo da empresa. Os elementos maiores foram obtidos por espectrômetro de emissão em plasma indutivamente acoplado (ICP-ES), após fusão utilizando metaborato/tetraborato de lítio e digestão em ácido nítrico diluído, sendo a perda ao fogo (LOI) determinada pela diferença de peso antes e depois do aquecimento a 1000°C por 4 horas. Os elementos traço e terras raras foram analisados por espectrômetro de massa indutivamente acoplado (ICP-MS) após fusão utilizando metaborato/tetraborato de lítio e digestão em ácido nítrico, sendo que para os metais preciosos e base a digestão foi por água régia.

Análises isotópicas Sm-Nd, Rb-Sr e U-Pb

As amostras referentes à análises isotópicas (Sm-Nd e Rb-Sr), vinte e sete (27) no total, foram submetidas ao método inicial descrito para as análises químicas até atingir a fração de 200 *mesh*, e cuja metodologia foi realizada em dois Laboratórios, a saber: Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB) e Laboratório LGA (Laboratório Geral de Análises da Universidade de Aveiro – Portugal).

Determinação de razões isotópicas do sistema Sm-Nd

O processo inicial é calcular o peso, que é de acordo com o total de ppm de Nd contido na amostra da rocha, via análise química, a pesagem é feita em balança de precisão fechada. Adiciona-se então a solução traçadora mista de ¹⁴⁹Sm e ¹⁵⁰Nd. Após a mistura, as amostras são digeridas em cápsula de *Savillex* por meio de sucessivos ataques de ácido fluorídrico (HF), nítrico (HNO₃) e clorídrico (HCl). Depois dessas sucessivas etapas de lixiviação os elementos lantanídeos são separados pelos métodos convencionais através de colunas de troca iônica. Os conteúdos de Sm e Nd são extraídos por meio de colunas de troca catiônicas de Teflon. Os sais de Sm e Nd são depositados em arranjos duplos de filamentos de

rênio. As leituras das razões foram realizadas por ICPMS-LA na UnB e por TIMS (Espectometria de Massa de Ionização Termal) na Universidade de Aveiro. Sendo este último da marca Micromass, Modelo VG Sector 54 e equipado com sistema de detectores Faraday e um detector Daly com sensibilidade de 100 vezes maior que a Faraday.

Determinação de razões isotópicas do sistema Rb-Sr

O ataque químico das amostras foi realizado em recipientes de teflon. Sendo estas submetidas ao ataque de uma mistura ácida (2ml de HF e 1ml de HNO₃), levadas ao aparelho de ultrason por uma hora e evaporadas. Após esta fase adicionou-se uma nova mistura ácida em mesma proporção. A solução foi colocada em placa de aquecimento a 100°C durante 3 dias. Depois de totalmente dissolvidos os ácidos e compostos voláteis de hexafluorossilicatos (SiF₆²⁻) formados são evaporados até a secura. Adiciona-se então 10 ml de HCl 6N e a solução é reservada de um dia para o outro, quando a solução já totalmente evaporada, finda a etapa de digestão química.

Método U-Pb em zircão

Cinco (05) amostras foram preparadas para datação através do método U-Pb em zircão. Tais amostras passaram em um triturador de mandíbulas, seguido de peneiramento até atingir as frações de 80 e 120 *meshs*. Posteriormente foram bateadas, secadas e passadas no *Franz* para a separação dos minerais magnéticos. Seguiu-se o isolamento dos zircões no bromofórmio juntamente com minerais mais pesados. Por fim, a triagem culminou com a separação manual dos zircões com auxílio de lupa binocular. A montagem dos *mounts* e respectiva leitura no ICPMS-LA, modelo *Thermo Finnigan Neptune*, foi realizada no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB).

3ª – Etapa de Tratamento e Interpretação de Dados

Nesta etapa os dados obtidos foram tratados por meio de *softwares* específicos, a saber:

- i) ISOPLOT/EX versão 2.0 (Ludwig, 2001) para os dados isotópicos de Sm/Nd;
- ii) GCDKit 3.00 (Vojtech, Colin e Vojtech, 2006) e Minpet 2.0 (Richard, 2002) para os dados de litoquímica;
- iii) PBDAT (Ludwig, 1993) para cálculo das idades U-Pb em zircão;
- iv) ArcGis 9.3 (*Copyright* © 1995–2014 - *Esri*) para elaboração dos Mapas de Pontos e Geológico.

Após o tratamento os dados foram integrados e dispostos na forma de capítulos, os quais compõem este documento.

CAPÍTULO II - ESTADO DA ARTE SOBRE AMBIENTES DE ARCO

Agregados aos processos colisionais entre placas tectônicas, ocorrem uma série de feições geológicas e associações litológicas características, como as bacias de ante arco, retro arco, fossas e associações de rochas típicas de zonas de subducção como mélanges e ofiolitos.

Dickson (1974) coloca que a evolução de uma bacia sedimentar resulta de uma sucessão bem definida de ambientes tectônicos de placas e da interação destas, cujos efeitos são combinados em contínuo desenvolvimento. A presença desses ambientes é um fator relevante, visto que muitas bacias tendem a ser passíveis de soerguimento, erosão e deformação dentro de cinturões orogênicos antigos e muitas podem até ser destruídas devido aos processos de subducção e colisão continental. Deste modo, a análise de uma paleobacia torna-se bastante complexa.

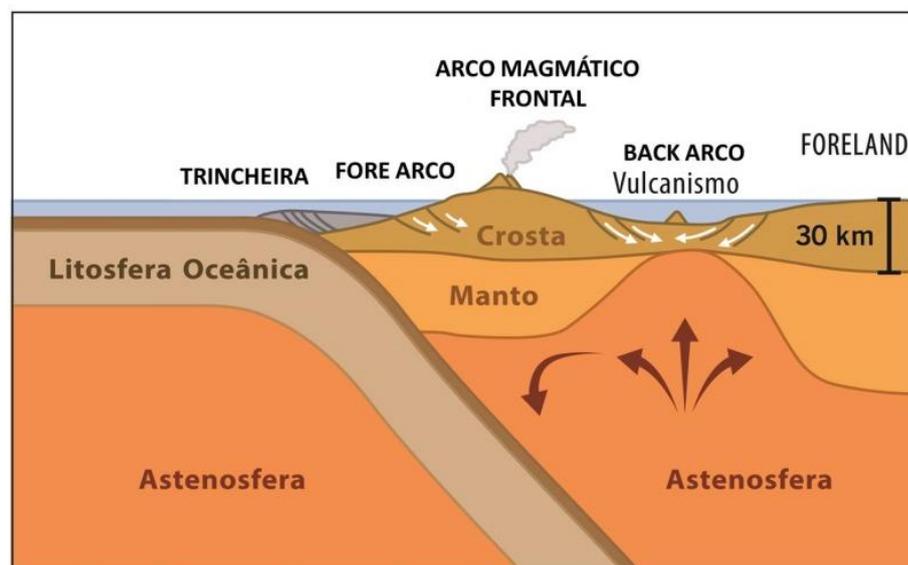
Para Ingersoll (1988) o primeiro passo na identificação de componentes essenciais, que controlam o desenvolvimento de uma bacia é a construção de mapas precisos e secções transversais dos sistemas de placas-tectônicas modernas.

Ambientes orogênicos possuem uma dinâmica complexa no que tange às fontes magmáticas. A zona de convergência tende a introduzir fluidos que modificam a cunha do manto e produzem magmatismo de natureza diferenciada e, por vezes, complexa.

Ambientes de arco de ilha e de arco continental representam margens de placas convergentes e correspondem a alguns dos ambientes tectônicos de rochas discriminadas com base na geoquímica (Myashiro, 1974, Bailey, 1981, Ducea *et al.*, 2015).

A colisão entre uma placa continental e uma oceânica provocaria a subducção desta última sob a placa continental, que a exemplo de arcos de ilhas produzirá um arco magmático na borda do continente cuja composição das rochas vulcânicas (efusivas) varia de andesítica a dacítica e das rochas plutônicas (intrusivas) de diorítica a granodiorítica, acompanhada de deformação e metamorfismo tanto de rochas continentais pré-existentes como de parte das rochas formadas nesse processo (Figura 2.1).

Figura 2.1 – Esboço esquemático de processo colisional envolvendo crosta continental com crosta oceânica resultando na produção de arco magmático na borda do continente e bacias *fore arco*, *back arco* e *foreland*.



Fonte: Modificado de Ducea *et al.*, 2015.

As bacias marginais recebem sedimentação tanto da área continental quanto do arco de ilha e são basicamente de dois tipos: passivas e ativas.

Passivas são essencialmente os receptáculos da mencionada sedimentação, acumulando sequências com milhares de metros de espessura.

Na ativas, além da sedimentação também ocorre geração de nova crosta oceânica o que implica em sua expansão.

Wernick (2004) coloca que a espessa sedimentação de margens continentais passivas será transformada num cinturão metamórfico quando o oceano passar de um estágio de expansão para um estágio de contração e a expressiva sedimentação das bacias marginais pode ser transformada num cinturão metamórfico por vários processos como no caso de uma colisão entre o arco de ilha e o continente que confinam a bacia marginal.

Margem continental ativa

Possui magmatismo semelhante ao de arco de ilhas, porém com predominância das séries cálcio-alcalinas de alto K e shoshoníticas, devido a contaminação crustal. As séries toleíticas e cálcio-alcalinas ocorrem em fase sin-orogênica, a série shoshonítica caracteriza o período tardi-orogênico e alcalina pós-orogênica.

Para Wilson (1989) as rochas de margem continental ativa são ricas em elementos traço quando comparadas às rochas oriundas de arcos de ilha, o que reflete efeitos combinados de derivação de uma fonte mantélica enriquecida e contaminação crustal. Por meio do estudo de elementos traço, é difícil distinguir os fluídos oriundos da zona de subducção e dos oriundos dos processos de contaminação crustal. As rochas de margem continental ativa apresentam altas taxas de Th/Yb, devido a influência da litosfera subcontinental e de K/Rb e Fe/Mg.

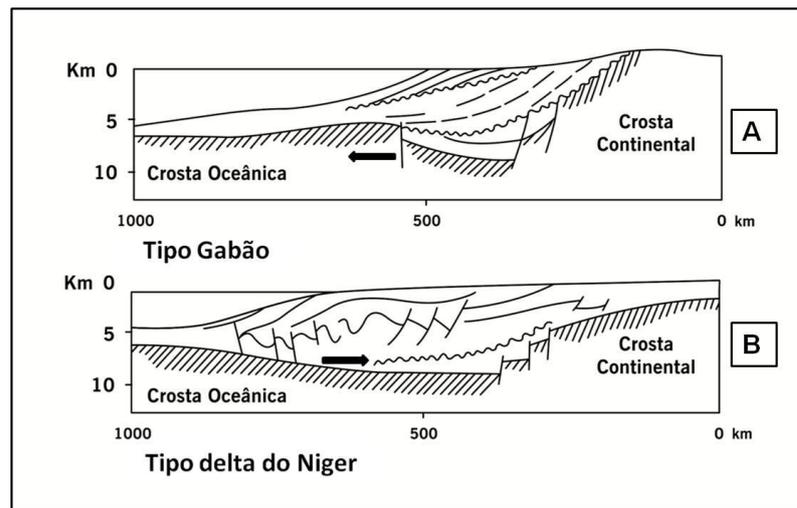
Como exemplo clássico de margem continental ativa pode-se citar a margem do tipo Andina, marcada pela convergência de placas e rochas vulcânicas orogênicas, e mergulho da margem continental. Consequentemente bacias associadas com este tipo de margem têm diversos ambientes geomorfológicos. No entanto, todas as bacias estão associadas com crosta continental (espessa e elevada) implicando na similaridade de sedimentos derivados.

Margem continental passiva

Na margem passiva predomina a tectônica distensional, originando, por exemplo, a atual plataforma marinha brasileira. São estruturadas por falhas normais e indicam uma importante sedimentação. Predominam os magmas toleíticos. São classificadas em dois tipos: margens continentais passivas não vulcânicas e margens continentais passivas vulcânicas.

Margens continentais passivas não vulcânicas são caracterizadas por uma crosta continental formada por sucessão de blocos basculados bordejados por falhas normais (lístricas) para o oceano. A transição oceano-contidente é abrupta e a arquitetura sedimentar respeita a nomenclatura clássica pré, sin e pós rifte (Prosser, 1993) (Figura 2.2-A). A seu turno, margens continentais passivas vulcânicas são caracterizadas por blocos inclinados para o continente e presença de espessa massa vulcânica ao nível da transição oceano-contidente (Figura 2.2-B).

Figura 2.2 – Cortes esquemáticos das bacias de margem passiva, não vulcânica (Tipo Gabão) e vulcânica (Tipo Delta do Niger).

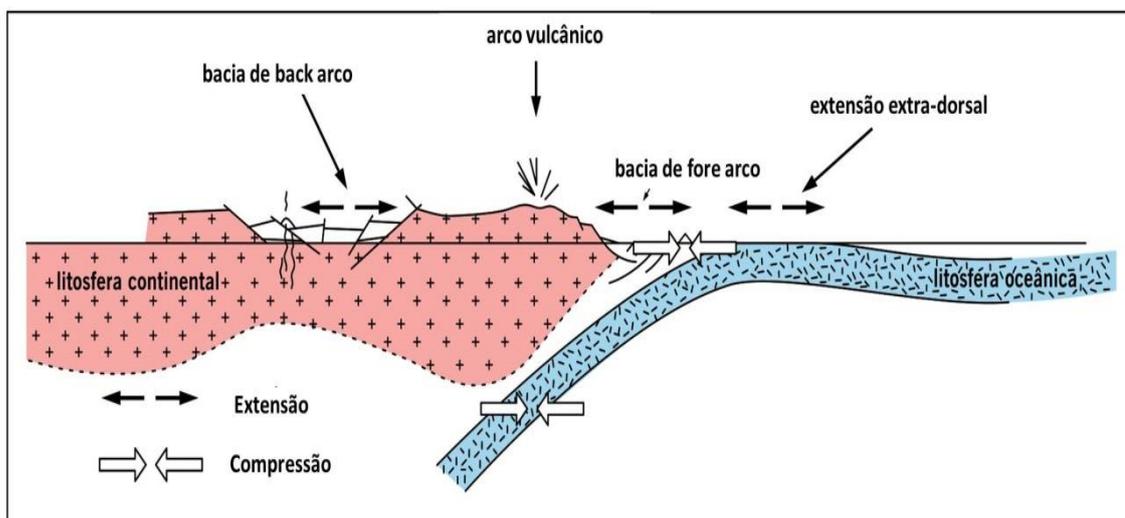


Fonte: Vidal *et al.*, 1975

Bacias do tipo *back arc* ou bacias marginais (insular)

Estas bacias diferem da retro arco pelo seu envolvimento com possível produção da crista oceânica e formação por meio de movimentos extensionais enquanto que a bacia retro arco é formada por subsidência flexural atrás do arco magmático que apresenta cinturão de dobras e empurrões (Busby & Ingersoll, 1995) (Figura 2.3).

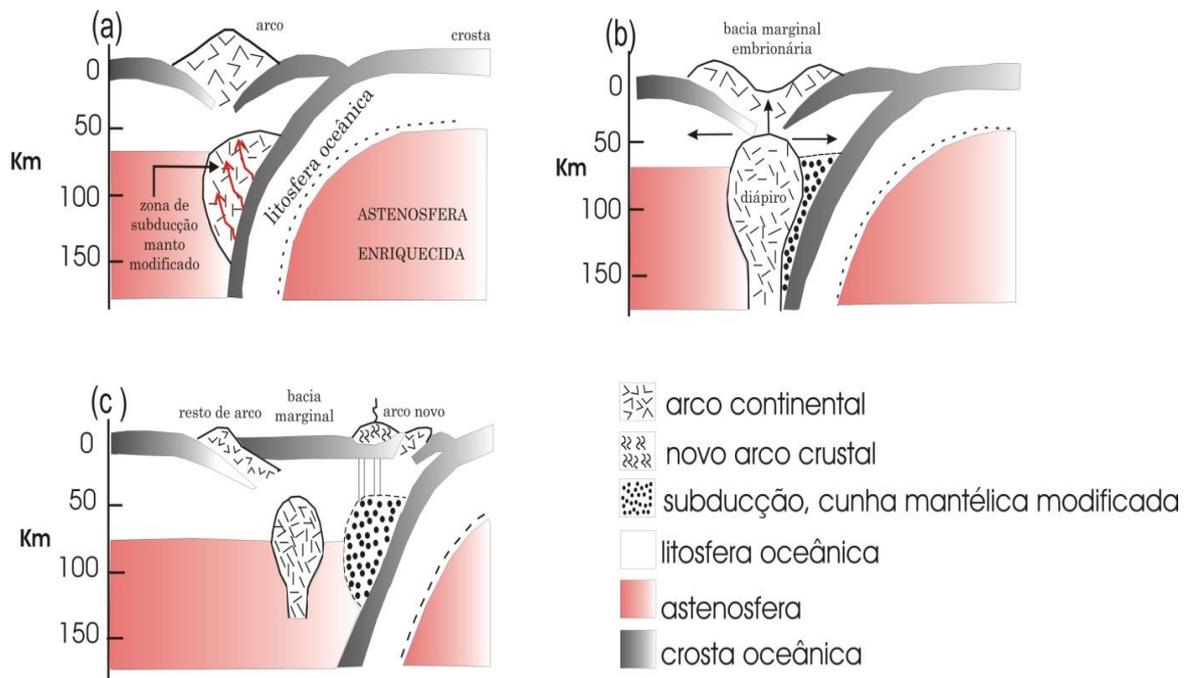
Figura 2.3 – Modelo esquemático de bacia de *fore arc* e *back arc* em domínio de subdução.



Fonte: Vidal *et al.*, 1975.

As bacias de *back arco* ou bacias marginais (Karig, 1971) são semi isoladas ou uma série de bacias localizadas atrás de arcos magmáticos em resposta a subducção em ambiente de arco de ilha ou margem continental ativa. O primeiro estágio de deformação consiste na extensão crustal, devido à compressão exercida pela placa subductada junto à crosta atingida. Esta compressão depende da velocidade e mergulho da placa (Figura 2.4).

Figura 2.4 – Modelo esquemático de evolução de bacia do tipo back arco: (a) magmatismo de arco de ilha, metassomatização de cunha mantélica com produção de magmas de arco por meio de fusão parcial; (b) diápiros sobem do manto astenosférico, atingem a porção inferior do arco e intervêm na formação de magma; (c) formação de bacia marginal com ruptura do arco antigo à medida que se expande.



Fonte: Modificado de Wilson (1989).

A sedimentação é caracterizada pela mistura de assembleias distintas, incluindo ofiolitos, sedimentos de mar profundo, fragmentos vulcânicos, segmentos oriundos de arco magmático e sedimentos cratônicos. Muitos ofiolitos podem estar alojados junto à sequências de *back arco* e podem sofrer obducção no momento do fechamento da bacia (Condie, 1988).

Este processo extensional geralmente ocorre em ambientes intracratônicos devido à formação de crosta oceânica, similar ao que ocorre em ambientes divergentes (Kanamor, 1986). A distensão é favorecida quando o recuo da fossa é mais rápido que a migração da placa superior em direção à fossa (Busby & Ingersoll, 1995, Devey, 1980). O que difere é que

em ambientes compressoriais, existe uma maior interação de fluídos devido à entrada destes na zona de subducção. Isto pode afetar o processo de coesão de magmas, produzindo basaltos com geoquímica diferenciada dos do tipo MORB, ou seja, tradicional para arcos magmáticos (Wilson, 1989).

A composição dos basaltos varia desde toleítica baixo K à subalcalina com alto conteúdo de álcalis, sendo mais comum a ocorrência de rochas de afinidade cálcio-alcalina (Condie, 1988).

Em modelo petrogenético elaborado por Crawford *et al.*, (1981) e Karig (1971) a partir de estudos elaborados em Tonga (Filipinas), a acreção de fluídos se dá a partir da litosfera oceânica subductada que metassomatizam o manto astenosférico, produzindo assim, magmas de composição basáltica típica de arcos magmáticos. Tal processo ocasiona o soerguimento da astenosfera, que aumenta o fluxo térmico na região rifteada, a partir do fluxo térmico e compressão da parte frontal do arco. Ocorre fusão por compressão adiabática produzindo magmas basálticos típicos de bacias *back arco*. A partir deste momento há o começo do rompimento da crosta e formação de assoalho oceânico.

Este processo pode durar muito tempo ao longo de bordas destrutivas, produzindo uma complexa sequência de eventos magmáticos. As rochas apresentam feições petrográficas de interação no meio aquoso como a presença de *pillow* lavas.

Rochas vulcânicas oriundas de bacias *back arco*, apresentam caráter básico, podendo incluir basaltos primitivos (alto teor de Mg) localmente, enriquecimento em elementos alcalinos, com alto teor de alumínio, o que indica envolvimento de subducção (Wilson, 1989).

Em termos de elementos maiores são muito similares aos basaltos toleíticos MORB e OIB. Segundo Wilson (1989) a geoquímica dos elementos traço é muito complexa e quando comparados ao N-MORB, mostram enriquecimento em elementos que possuem cátions de baixa valência, K, Rb, Ba e Sr, provavelmente devido a mobilidade destes elementos nos fluídos da zona de subducção e metassomatismo da crosta subductada. Todavia, se comparado ao MORB enriquecido, ocorre evolução significativa com relação ao K e Sr. Apresenta ainda baixo valores nas razões K/Rb, K/Ba e Zr/Nb e altos nas de Rb/Sr, quando comparados ao N-MORB.

Portanto, os basaltos *back arco* parecem ter mais afinidade com MORB enriquecido (P-MORB) e OIB, gerados por fontes mantélicas menos depletadas. Os fluídos oriundos da zona de subducção costumam influenciar nos estágios iniciais de abertura da bacia e sua influência diminui conforme ele evolui. Estes fluídos também interferem no tipo de

vulcanismo associado, já que quanto maior a quantidade de voláteis em um magma, mais explosiva será a sua manifestação vulcânica podendo ser do tipo piroclástica (Condie, 1988).

Os voláteis tendem a quebrar os polímeros da sílica, diminuindo a sua viscosidade e baixando a sua temperatura de fusão. Assim, rochas de caráter mais félsico são esperadas nos estágios iniciais, seguidas por rochas de composição mais básica na medida em que há espalhamento de assoalho oceânico na bacia (Condie, 1988).

Segundo Wilson (1989) os basaltos derivados de bacias *back arco* apresentam baixa razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ quando comparados ao vulcanismo de arco de ilha. Isto se deve ao enriquecimento dos fluídos nesses elementos na zona de subducção, influenciando na petrogênese dos magmas do arco. Ainda comumente, os basaltos deste tipo de bacia possuem valores baixos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e ϵ_{Nd} .

Os sedimentos destes tipos de bacia variam extremamente e estão sujeitos ao tamanho da bacia e a adjacência de um arco. Próximo do arco, ou ao arco remanescente, normalmente predominam sedimentos vulcanoclásticos, enquanto que em ambientes mais distais há predomínio de sedimentação pelágica.

Bacias do tipo ante arco ou *fore arco*

Estão ligadas a convergência de placas oceânicas e placas oceânica-continental.

Tais bacias são situadas na parte frontal do arco vulcânico, entre este e uma convexidade do fundo oceânico. Desenvolvem-se na própria zona de subducção sobre a crosta oceânica. Os fluxos térmicos são inferiores ao normal, exceto nas proximidades do arco vulcânico. O material sedimentar pode ser afetado por metamorfismo de alta pressão e baixa temperatura, sendo o quadro geotectônico geral de compressão.

O prisma de acreção, ele mesmo em compressão, pode emergir e dar lugar a um arco insular (não vulcânico).

Dickson e Seely (1979), subdividiram as bacias de ante arco em duas: a residual e a construída, entretanto, posteriormente Dickson coloca que ambas ocorrem em conjunto, classificando-a em bacia de ante arco composta.

Há ainda outros dois tipos de bacia de ante arco: bacia acrecionária, ligada a parte da bacia de fossa, como acréscimo de solo oceânico e a bacia de intra-arco, ligada a sedimentação relacionada ao arco magmático em si.

A base sedimentar das bacias de ante arco são exclusivamente marinhas, e normalmente os sedimentos vão se tornando marinhos rasos a não marinhos conforme a evolução da bacia.

Bathia e Crook (1986) com base na região e natureza da crosta elaboram uma classificação que engloba quatro ambientes tectônicos e correlaciona-os com bacias deposicionais dominantes. (Tabela 2.1).

Tabela 2.1 – Classificação simplificada de ambientes tectônicos com base na região e natureza da crosta.

Ambiente tectônico	Bacia deposicional dominante	Natureza da crosta adjacente à bacia	Tipo de proveniência
Arco de ilha oceânico	<i>Fore arc</i> <i>Back arc</i>	Arco de ilha oceânico ou arco de ilha formado parcialmente por crosta continental	Arco magmático não dissecado
Arco de ilha continental	Apical inter arco	Arco de ilha continental ou de margem continental	Orógeno de arco magmático dissecado
Margem continental ativa	Retro arco foreland; bacias marginais; Bacias de mergulho oblíquo (<i>Sags, Pull aparts</i>)	Margem continental, embasamento cristalino	Embasamento soerguido
Margem continental passiva	Principais depósitos centrais pericratônicos no final das margens; Margem continental passiva (miogeclines e planícies abissais)	Crosta continental normal; Crosta continental estendida	Orógenos colisionais e reciclagem; Crátons interiores

Fonte: Modificado de Bathia e Crook (1986).

CAPÍTULO III – ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS

Neste capítulo são abordados aspectos relativos à tectônica, geocronologia e litoestratigrafia, dentro do contexto do arcabouço regional, no qual a área de pesquisa está inserida.

3.1 Província Borborema (PB)

Definida como uma unidade geotectônica estruturada durante o Ciclo Brasileiro, a Província Borborema de Almeida (1977) e Almeida *et al.*, (1981) está localizada na porção oriental da região nordeste da Plataforma Sul-Americana.

Os terrenos que constituem esta Província foram submetidos a atuação de eventos geológicos como magmatismo, tectonismo e eventos termais do Arqueano ao Neoproterozóico.

Em revisão bibliográfica das últimas décadas, para o setor setentrional da Província Borborema, merecem destaque os trabalhos precursores de Brito Neves (1975; 1978); Santos e Brito Neves (1984); Santos *et al.*, (1984); Caby (1985); Caby & Arthaud (1986); Arthaud & Hartman (1986), nos quais foram individualizadas extensas faixas marginais e interiores, desenvolvidas no Ciclo Brasileiro, alternando com maciços gnáissico-migmatito-graníticos, cujas idades radiométricas Rb-Sr, foram atribuídas ao Paleoproterozóico e Arqueano, sendo retrabalhadas no Neoproterozóico.

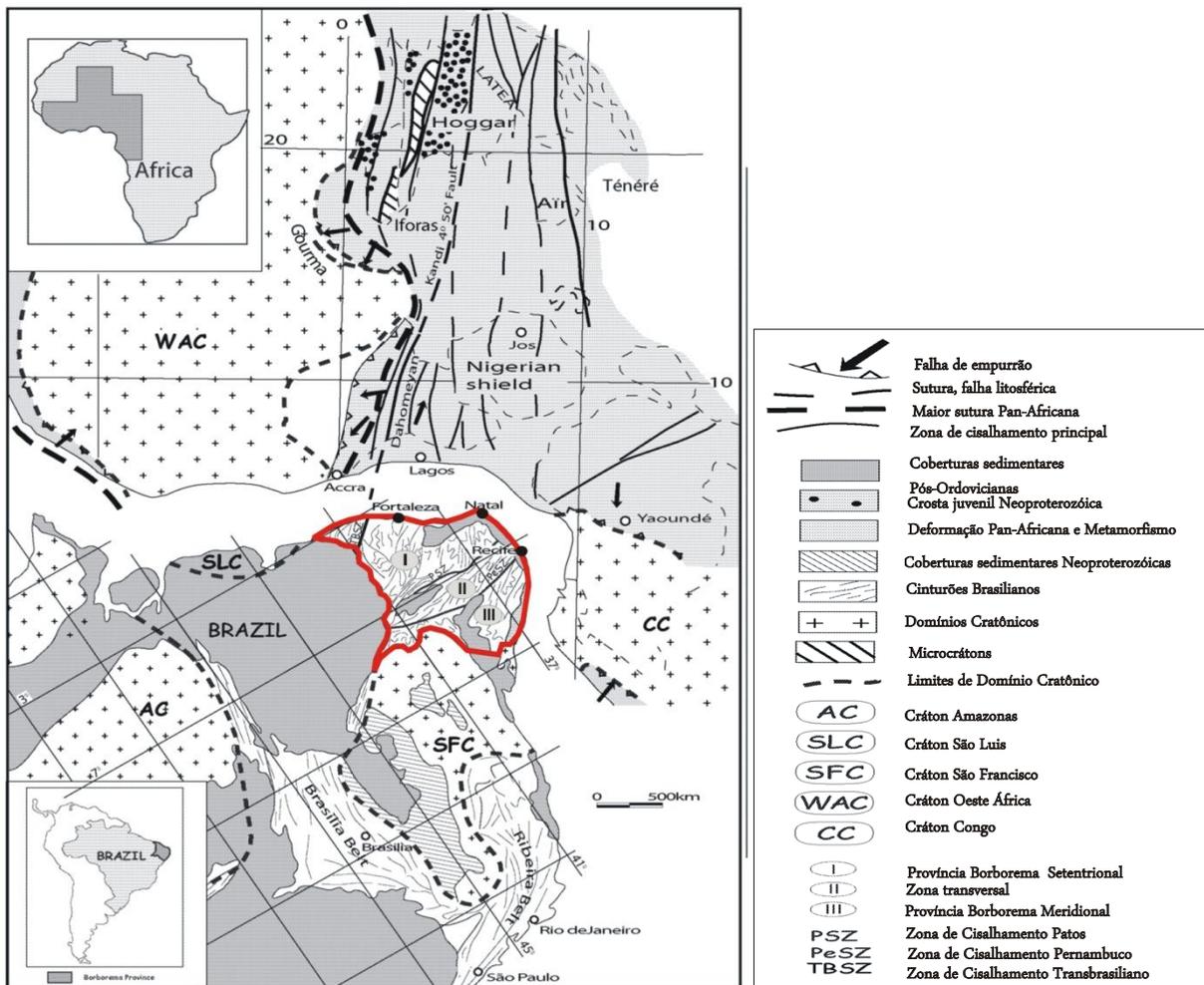
Posteriormente, trabalhos como os de Jardim de Sá *et al.*, (1992); Jardim de Sá (1994); Van Schums *et al.*, (1995); Santos (1995), entre outros, propiciaram uma nova visão, na qual a Província Borborema constitui o produto de aglutinação de diversos terrenos alóctones.

A aglutinação final ocorreu durante a Orogênese Brasileira, resultando na colisão entre os Crátons São Luís/Oeste África e São Francisco/Congo a cerca de 600 Ma.

Segundo Arthaud *et al.*, (2015) esta colisão, responsável pela amálgama final do Continente West Gondwana, ocorreu em dois momentos distintos, o primeiro, um processo colisional frontal (c.a. 610 Ma), parte da Orogênese Oeste Gondwana, resultando no espessamento crustal por empilhamento em *nappes*, e o segundo, caracterizado por colisão oblíqua (c.a. 590 Ma), originando zonas de cisalhamento transcorrentes de direção preferencial NNE-SSW, durante a Orogênese Sergipana.

Este arcabouço foi recortado, posteriormente, por duas mega-transcorrências destras, os Lineamentos Patos e Pernambuco, que dividem esta província em três sub-províncias: Borborema Setentrional, Zona Transversal e Borborema Meridional (Figura 3.1).

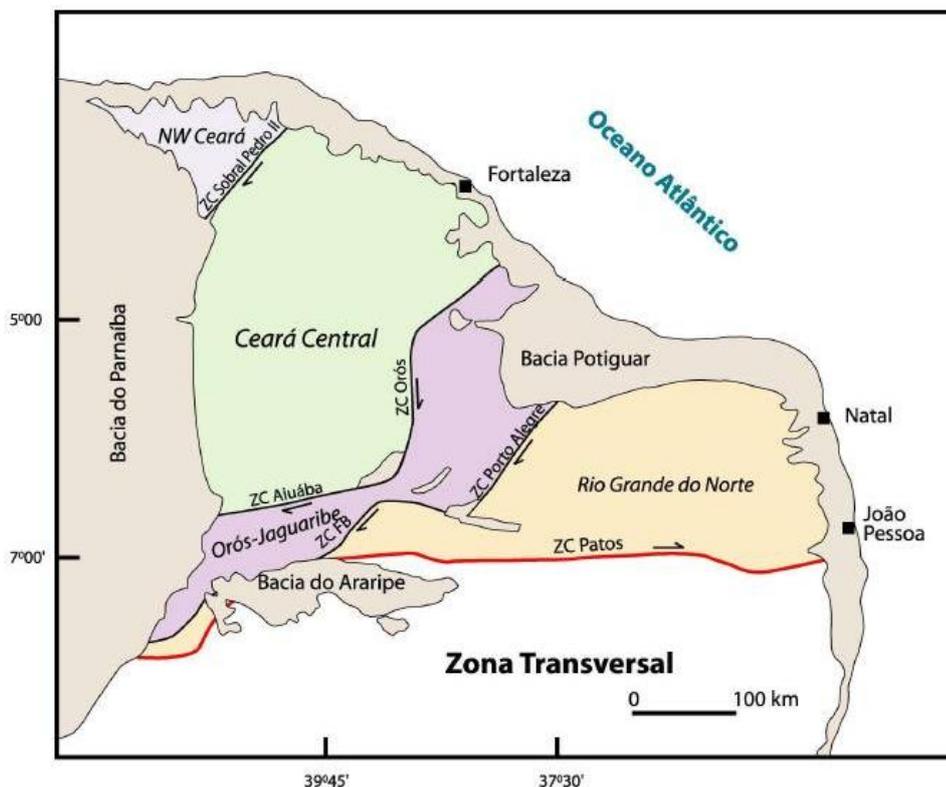
Figura 3.1 – Província Borborema (destaque em vermelho) dentro do contexto do *Gondwana* Ocidental (modificado de Caby, 1989 e Schobenhuis e Campos, 1984).



Fonte: Adaptado de Arthaud *et al.*, 2015.

A sub-província Setentrional, é subdividida de leste para oeste em quatro domínios: Domínio Rio Grande do Norte (DRGN); Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ); Domínio Ceará Central (DCC) e Domínio Noroeste Ceará ou Médio Coreau (Figura 3.2). Os limites entre estes domínios são a Zona de Cisalhamento Patos, Zona de Cisalhamento Porto Alegre, Zona de Cisalhamento Orós (E-O na parte sul, N-S porção intermediária e NE-SW a norte) e a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) de direção NE-SW.

Figura 3.2 – Domínios geotectônicos da porção setentrional da Província Borborema.



Fonte: Arthaud, 2005.

3.2 Domínio Ceará Central (DCC)

O Domínio Ceará Central é um bloco crustal caracterizado por uma tectônica tangencial de baixo ângulo, resultando na ocorrência de estruturas em *nappes* nos setores central e norte, envolvendo embasamento gnáissico e cobertura alóctone (Caby & Arthaud, 1986; Arthaud *et al.*, 1998). Posteriormente a este arranjo tangencial, ocorreu a implantação de inúmeras Zonas de Cisalhamento regionais e continentais onde granitos, arcos magmáticos e bacias molássicas se instalaram sob forte influência destes cisalhamentos. O DCC é delimitado a NW pela zona de cisalhamento Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano), a SE pela zona de cisalhamento Orós e encoberto a SW-W pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba.

Segundo Arthaud (2008) este Domínio é composto por cinco conjuntos, a saber: embasamento policíclico; coberturas metassedimentares monocíclicas; complexo anatético-ígneo monocíclico; granitos brasileiros e molássas tardi-brasilianas.

3.2.1 *Embasamento Policíclico*

Embasamento de idade arqueana/paleoproterozóica, dividida em três unidades.

Complexo Gnáissico-Migmatítico ou Complexo Cruzeta, constituído por gnaisses ortoderivados de composição tonalítica a granítica com ocorrência de boudins de rochas básicas e ultrabásicas assim como restos de formações ferríferas. Tais rochas foram intensamente deformadas e metamorfizadas no Fácies Anfíbolito de alta temperatura. Idades U-Pb entre 2.65 a 3.27 Ga (Fetter, 1999; Silva *et al.*, 2006) e idades modelo Sm-Nd com intervalo entre 2.30 a 3.0 Ga (Fetter, 1999), indicativo de que o complexo engloba rochas arqueanas e paleoproterozóicas. Rochas arqueanas apontam valores $\epsilon_{Nd}(t)$ levemente negativos ou positivos caracterizando rochas juvenis com pouca contaminação crustal.

Suíte Madalena formada por um conjunto de composição tonalítica, intrusivo no Complexo Cruzeta, metamorfizadas no Fácies Anfíbolito de alta temperatura/zona da sillimanita sem fusão parcial. Idades U-Pb de ca. 2.20 Ga (Martins *et al.*, 1998; Fetter, 1999; Martins, 2000; Castro, 2004) e Sm-Nd 2.30 a 2.45 Ga (Martins, 2000; Castro, 2004), com valores $\epsilon_{Nd}(t)$ pouco negativos ou positivos assinalando rochas juvenis com pouca contaminação crustal.

Unidade Algodões corresponde a unidade supracrustal que representa cobertura para o Complexo Cruzeta. Constituída por alternância de rochas anfíbolíticas com leucognaisses, possuem deformação geralmente simples com foliação única, sem transposição e metamorfizadas no Fácies Anfíbolito de alta temperatura/zona da sillimanita sem fusão parcial.

3.2.2 *Coberturas Metassedimentares Monocíclicas*

Denominadas de Grupo Ceará (**G.C.**) compreende diversas unidades distribuídas pelo DCC formadas principalmente por xistos e gnaisses pelíticos ou semi-pelíticos, e ainda em menor proporção por quartzitos, mármore, rochas cálcio-silicáticas e grauvacas, afetadas por metamorfismo de Fácies Anfíbolito Alto, frequentemente migmatizadas e geralmente com foliação de baixo ângulo, verticalizadas nas proximidades das zonas de transcorrências ducteis que recortam o domínio.

Cavalcante *et al.*, (2003) dividem o G.C. em unidades segundo a área geográfica de ocorrência: Independência, Canindé, Arneiroz e Quixeramobim. Os mesmo autores

consideram a Unidade Acopiara independente, embora apresente características semelhantes às demais.

O Grupo Ceará apresenta idades que variam do Neoproterozóico ao Arqueano com maior concentração do Paleoproterozóico. Idades U-Pb SHRIMP em zircões detríticos de várias sequencias metassedimentares da Província Borborema apontam idades entre 850 a 750 Ma sugestivas de episódio magmático associado a fase rifte do embasamento arqueano/paleoproterozóico com posterior abertura de oceano. Idades U-Pb entre 750 e 800Ma fornecidas por ortoanfíbolitos e metariolitos da Unidade independência corroboram para essa interpretação (Fetter *et al.*, 2000. Castro 2004, Arthaud *et al.*, 2007). A seu turno, idades modelo Sm-Nd apontam intervalo entre 1.95 a 2.40 Ga (Fetter, 1999; Santos *et al.*, 2003, 2004; Castro, 2004; Arthaud *et al.*, 2007).

O Grupo Ceará é interpretado como uma sequência de margem passiva associada a abertura de um oceano que teve início em c.a 850Ma. O fechamento desse oceano envolveu essa margem passiva em uma colisão continental responsável por sua deformação e metamorfismo (Arthaud *et al.*, 2007).

3.2.3 Complexo Anatético-Ígneo-Monocíclico (Tamboril – Santa Quitéria)

Formado principalmente por migmatitos (diatexitos e metatexitos) provenientes da fusão parcial de rochas principalmente supracrustais, preservando mega-enclaves de rochas calciossilicáticas e anfíbolitos e sendo ainda intrudidos por grande volume de magmas tonalíticos a graníticos.

Idade U-Pb em zircão varia de 660 e 614 Ma (Fetter *et al.*, 2003; Brito Neves *et al.*, 2003) e com idades modelo T_{DM} geralmente meso a neoproterozóica, com valores de ϵ_{Nd} levemente negativos a positivos. Com base em tais dados assim como em aspectos petrográficos, Fetter *et al.*, (2003) sugerem, para a formação dessa unidade, um ambiente de arco magmático continental.

3.2.4 Granitos Brasileiros

Representam a orogenia Brasileira sendo esta caracterizada por Ferreira *et al.*, (1995) como fase de importantes eventos de plutonismo granítico, podendo ser classificados em: Granitos cedo-colisionais (U-Pb 630 a 620 Ma, com o mais antigo datado no arco magmático com idade de cristalização de 660 Ma (Brito Neves *et al.*, 2003); Granitos sin-colisional com idade de cristalização entre 610/600 Ma e 580/590 Ma (Nogueira, 2004); Granitos tardi-

colisionais (cerca de 580 Ma (Fetter, 1999; Brito Neves *et al.*, 2003) e Granitos pós-orogênicos de idade ordoviciana ca. 470 Ma (Castro, 2004), 460 Ma (Teixeira, 2005).

3.2.5 Molassas Tardi-Brasilianas

Representadas por pequenas bacias transtensionais, controladas pela ativação de algumas tranccorrências dúcteis. Com intervalo de deposição entre 560 e 440 Ma (Parente *et al.*, 2004), podendo ser citadas como exemplo a Bacia do Jaibaras (Almeida, 1998) e Bacia Cococi (Parente *et al.*, 2004b).

3.3 Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ)

O Arco Magmático de Santa Quitéria é formado por grande volume de granitoides de composição diorítica a granodiorítica e idade Neoproterozoica 660 e 614 Ma (Fetter *et al.*, 2003; Brito Neves *et al.*, 2003), que exibem deformação sin a tarde magmática com injeções de magmas mais jovens e menos deformados (Arthaud, 2008) e abundante quantidade de enclaves máficos e restos de metassedimentos. Segundo Nogueira Neto *et al.*, (2003), tais litologias são flanqueadas por metassedimentos de bacias do tipo *fore-arco* e *back-arco*.

Há discussões no que tange a polaridade da zona de subducção que teria originado o AMSQ. Fetter *et al.*, (2003) atribuem polaridade de NW para SE com base na posição atual do AMSQ, em anomalias gravimétricas positivas no extremo NW da PB, considerando ainda que detritos de crosta oceânica e de uma possível sutura estariam encobertos pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba e na descoberta de uma faixa N-S de rochas metamórficas de alto grau na borda oeste do arco (Lesquel *et al.*, 1984; Trompette, 1994; El-Hadj *et al.*, 1997; Santos *et al.*, 2009).

A seu turno, autores como Castro (2004), Garcia & Arthaud (2004), Amaral & Santos (2008) e Amaral (2010) por meio de identificação de rochas de alta pressão na borda leste do arco contribuíram para uma interpretação contrária, com sentido NNW para o fechamento oceânico.

Costa *et al.*, (2010) sugere um modelo *Slab Breakoff* para o magmatismo do arco. Tal modelo pressupõe uma ascensão da astenosfera promovida pela ruptura da crosta oceânica durante a subducção, podendo causar distúrbio no manto litosférico sobrejacente e produzir magmas ricos em K. (Davies & Blanckenhurg, 1995 *caput* Amaral, 2010).

Zincone (2011) apresenta cinco fases magmáticas distintas que se inter-relacionam com a trama tectônica-estrutural sendo duas destas, principais para a evolução do Batólito Santa Quitéria, a saber: A fase magmática Santa Quitéria (FMSQ) com idade superior a 650

Ma, magmatismo pré a sin-empurrão e de caráter máfico, intermediário e félsico e; A fase magmática Tamboril (FMT) com magmatismo tardi empurrão a sin transcorrência e dividida em granitos equigranulares, migmatitos de injeção e diques básicos.

Segundo Ancelmi *et al.*, (2013) os litotipos deste complexo variam de gabro, diorito, tonalito, granodiorito, monzogranito e diatexito e cujos valores de $\epsilon_{Nd(600)}$ entre -13 a + 3.5 e idades de cristalização entre 660 e 614 Ma, interpretadas como um complexo arco magmático continental, denominado de Arco Magmático de Santa Quitéria – AMSQ (Fetter *et al.*, 2003), gerado no ciclo Brasileiro/Pan-africano.

Recentemente, Lira Junior (2014) identificou duas novas associações litológicas: meta-andesitos e escarnitos que corroboram ainda mais com a caracterização de arco magmático, sendo os escarnitos os fluidos finais de percolação no arco, alguns ricos em ferro, apatita e formação de rochas calcissilicáticas.

Em publicação atualizada, de Araújo *et al.*, 2012, mostram que amostras do Complexo Ceará no DCC demonstram um padrão de proveniência heterogênea caracterizada por depósitos exclusivamente compostos por detritos paleoproterozoicos-arqueanos representativo de pequenas bacias com embasamento de crosta siálica dentro do domínio orogênico e depósitos relacionados com o arco com forte componente de origem Criogeniano.

O mesmos autores, por meio de dados geocronológicos U-Pb em zircão detríticos, e cujos resultados indicam uma evolução pluri-metamórfica com idades distintas de ca. 640, 610, 580 e 540 Ma, sugerem que o Complexo Granítico migmatítico Tamboril Santa Quitéria (640-610Ma) teve seu desenvolvimento durante o clímax da orogênese colisional Neoproterozóica na Província Borborema.

CAPÍTULO IV - GEOLOGIA LOCAL

A pesquisa foi realizada em perfis transversais ao arco e optou-se por utilizar a nomenclatura das unidades litoestratigráficas conforme Arthaud *et al.*, 2008. Deste modo, engloba litotipos pertencentes às coberturas metassedimentares (Grupo Ceará), ao Complexo Tamboril Santa Quitéria, aqui denominado AMSQ e ao embasamento. No que tange ao Grupo Ceará, este é representado na pesquisa por rochas das Unidades Canindé e Independência, muito embora não se tenha partilhado esta última em subunidades.

A descrição litológica das rochas que compõem as unidades torna-se elemento básico para a elaboração dessa pesquisa. Logo, este capítulo objetiva tal descrição.

4.1 Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ)

Fetter *et al.* (2003) definem que os protólitos desta unidade foram gerados em ambiente de arco magmático continental com dados isotópicos que apontam as rochas metaplutônicas com mistura de magmas juvenis neoproterozóicos com gnaisses paleoproterozóicos do entorno. Tais granitos representam os últimos estágios de deformação do arco caracterizado pelo aumento progressivo da participação crustal, sobretudo por refusão do material magmático mais precoce.

Na área da pesquisa granitóides sin-colisionais neoproterozóicos, associados à fase tangencial, são representados por monzogranito e quartzo monzonito, os quais foram classificados por meio de análises químicas, com plotagem no diagrama de Streckeisen (1976).

4.1.1 Monzogranito

Este litotipo está disposto nos perfis 01 e 03 (vide Mapa Geológico), tendo sido coletadas 03 amostras (GH013, GH019-A e GH029-A), as quais intrudem rochas do Grupo Ceará, podendo ou não conter xenólitos de rochas máficas. A composição mineralógica corresponde a: quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e muscovita ± granada.

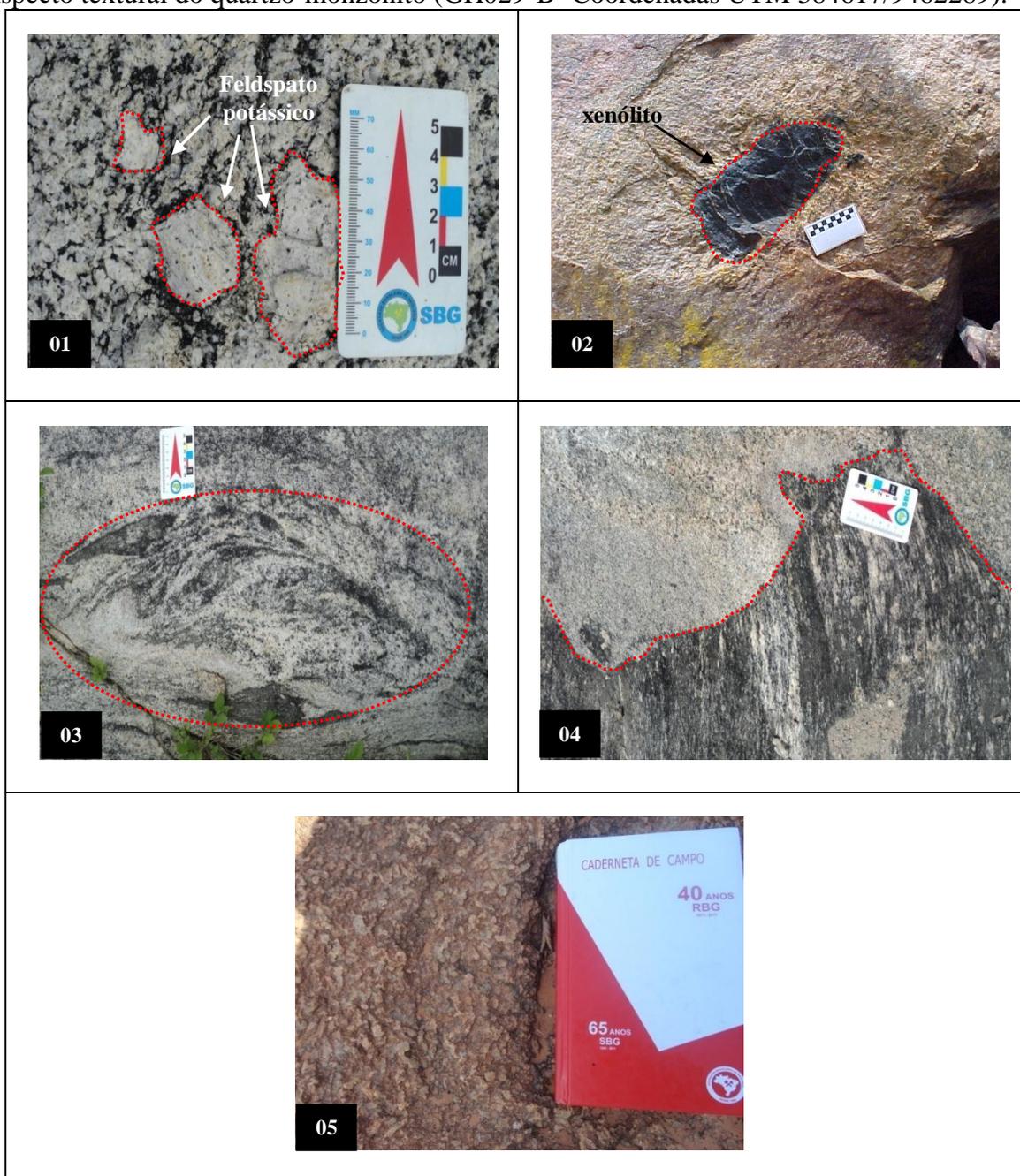
A granulometria dessa rocha varia de média a grossa, podendo ser recortado por diques aplíticos e pegmatíticos. Quanto à coloração há variação de cinza claro a creme, por vezes com maior percentual de feldspato potássico, estes podendo atingir comprimento de até 5 cm (Prancha 4.1 – Foto 01). Pontualmente são observados xenólitos do embasamento no material granítico, assim como contato dessa rocha com ortogneisse da unidade Canindé (Prancha 4.1 – Fotos 02 a 05).

Estruturalmente exhibe foliações 340/80° - 270/30° - 120/35°. A foliação regional principal exhibe direção preferencial NE-SW e mergulhos que variam de 30 a 85° NW.

4.1.2 Quartzo monzonito

Uma amostra do perfil 03 (GH029-B) foi classificada a partir de análise química como quartzo monzonito. Sua composição mineralógica é constituída por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e anfibólio. A granulometria dessa rocha varia de média a grossa e possui coloração creme (Prancha 4.1 – Foto 06). Exhibe textura isotrópica de grão médio a fino e aspecto bastante homogêneo. Aponta, por meio de dados litoquímicos, natureza metaluminosa e subalcalina. O contato com rochas da Unidade Independência se dá de forma brusca.

Prancha 4.1 – Foto 01 – Grãos de feldspato potássico na composição do granito (GH014 - Coordenadas UTM 449658/9604262); Foto 02 – Xenólito do embasamento no granito (GH013- Coordenadas UTM 445968/9586960); Foto 03 – Enclave com grãos maiores de anfibólio no granito (GH014- Coordenadas UTM 449658/9604262); Foto 04 – Contato de granito tardio com gnaíse (GH015-A- Coordenadas UTM 419911/9620942); Foto 05– Aspecto textural do quartzo-monzonito (GH029-B- Coordenadas UTM 384617/9462289).



Fonte: Elaborada pela autora.

4.2 Grupo Ceará – Unidade Independência

Unidade constituída por um conjunto litológico composto por sequência de margem passiva do tipo QPC (quartzito-pelito-carbonato) e representada na área de pesquisa por paragnaisse, quartzito, mármore e calcissilicática. Estes litotipos estão dispostos nas bordas do arco intercalando com rochas da Unidade Canindé e do embasamento.

4.2.1 Paragnaisse

No geral sua coloração varia do marrom claro ao cinza claro; granulação média a grossa; intercalações milimétricas de material quartzo-feldspático com níveis micáceos.

Macroscopicamente é constituído por quartzo, micas, plagioclásio, feldspato potássico, granada, grafita e/ou sillimanita. Tal associação é típica de grau metamórfico alto, quando a temperatura foi intensa o suficiente para que a muscovita reacione com o quartzo e forme feldspato potássico e silicato de alumínio, no caso a sillimanita.

A presença de granada geralmente se dá no material mais félsico, sendo que estas possuem diâmetros variados. Localmente sendo recortados por mobilizados tardios pegmatíticos. Por vezes apresenta-se bastante alterado ou com aspecto xistoso (Prancha 4.2 – Fotos 01 a 03).

Este litotipo encontra-se geralmente milonitizado apresentando estruturas de foliação marcadas por minerais félsicos sob a forma de *boudins*. Em termos estruturais a foliação principal segue o trend regional NE/NW e pontualmente a foliação S_{n+1} relacionada a eventos posteriores a S_n gera na rocha estrutura como clivagem de crenulação.

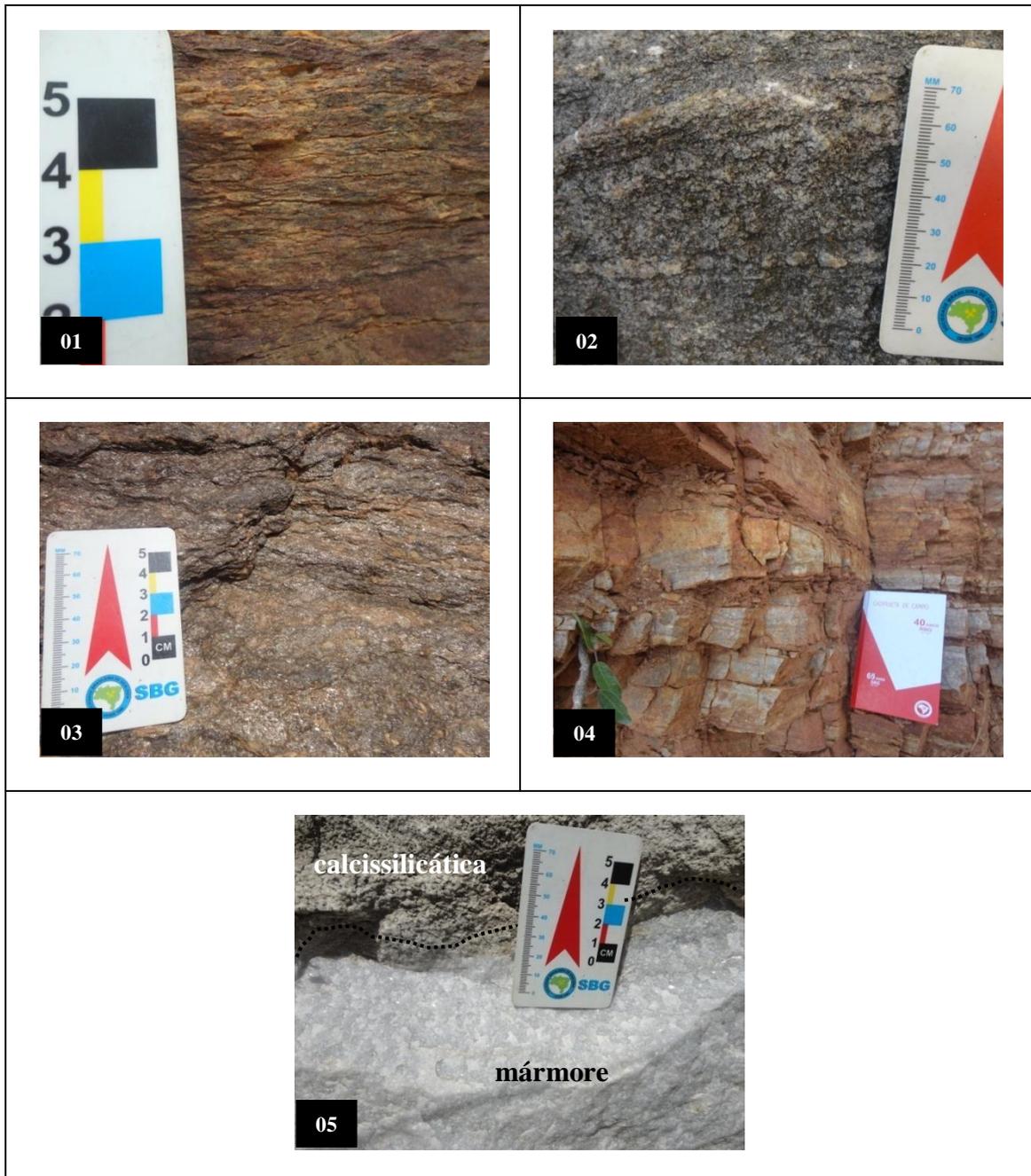
4.2.2 Quartzito

Distribuído sob a forma de lentes descontínuas de dimensões variadas intercalando com paragnaisse e ainda sendo recortado por veios pegmatíticos e/ou bastante fragmentado. Sua coloração varia entre branco a creme. Pontualmente obedece a uma direção orientada e sua granulação varia de média a fina. Estruturalmente aponta foliação 350/45°. (Prancha 4.2 – Foto 04).

4.2.3 Mármore

Localmente afloram em blocos de dimensões métricas a centimétricas intercalados às rochas calcissilicáticas (Prancha 4.2 – Foto 05). Apresenta cor branco-leitosa, estrutura isotrópica a levemente orientada granulação média a grossa, textura sacaroidal. Composto em geral por calcita e/ou dolomita. Estruturalmente assinala *trend* subvertical.

Prancha 4.2 – Foto 01 – Paragnaisse alterado de coloração creme, composto por quartzo, plagioclásio, biotita e muscovita (GH043- Coordenadas UTM 413380/9568126); Foto 02 – Paragnaisse félsico de coloração cinza, com textura média a grossa (GH044- Coordenadas UTM 411894/9567248); Foto 03 – Paragnaisse com granada e grafita (GH008- Coordenadas UTM 456940/9577900); Foto 04: Afloramento de quartzito (GH025- Coordenadas UTM 401013/9443743); Foto 05 – Mármore intercalando com calcissilicática (GH007- Coordenadas UTM 457954/9577922).



Fonte: Elaborada pela autora.

4.3 Grupo Ceará – Unidade Canindé

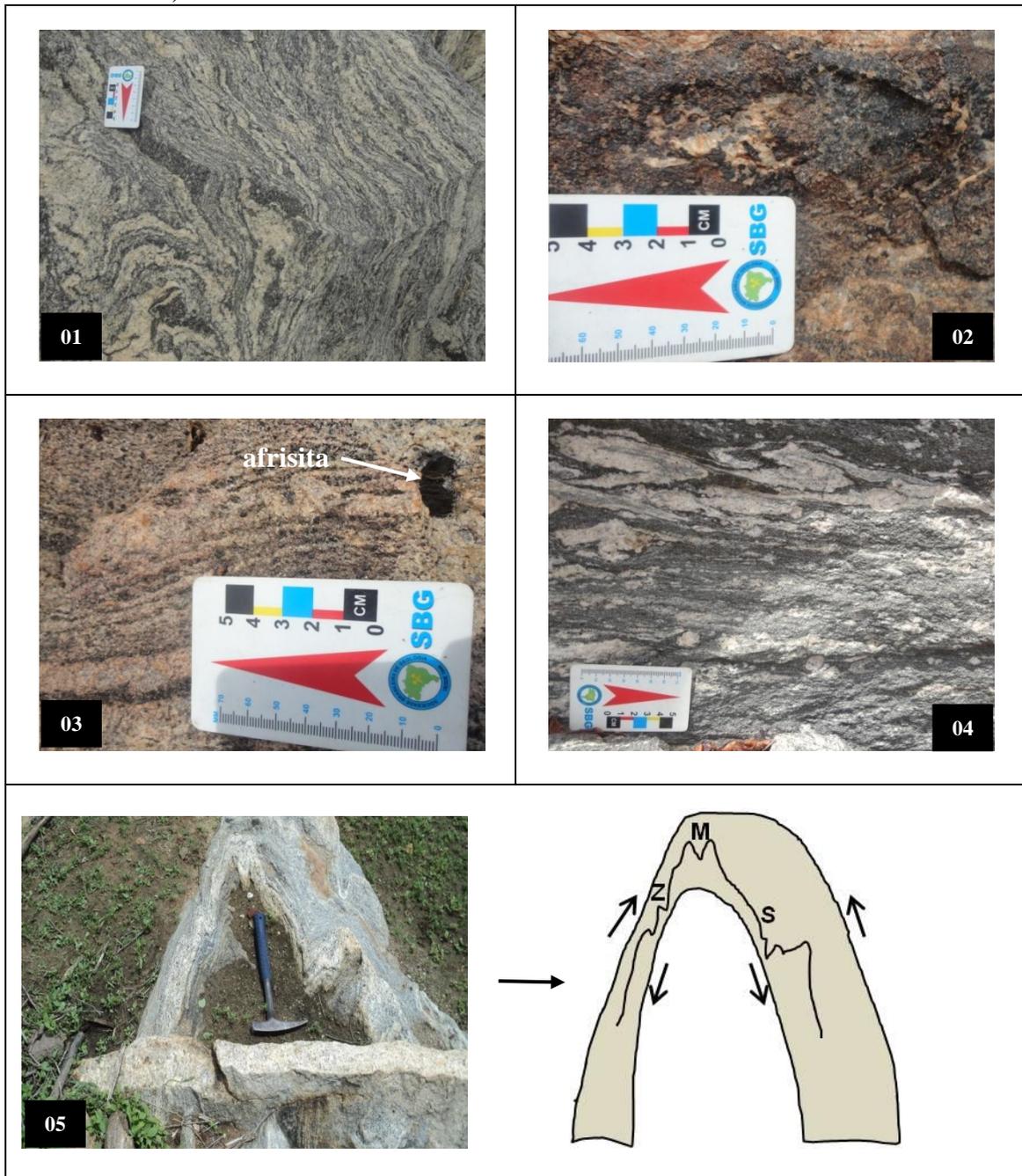
A Unidade Canindé aflora na porção que abrange as extremidades das bordas dos perfis 01 e 02 da área de pesquisa sendo localmente representada por ortognaisse ácido, paragnaisse em níveis distintos de migmatização, rochas metatonalitos, lentes de quartzito, mármore, calcissilicática e xistos. Corresponde a Unidade de pesquisa com maior representação de litotipos.

4.3.1 Ortognaisse

A composição básica é formada por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e muscovita podendo ou não conter granada e/ou anfibólio.

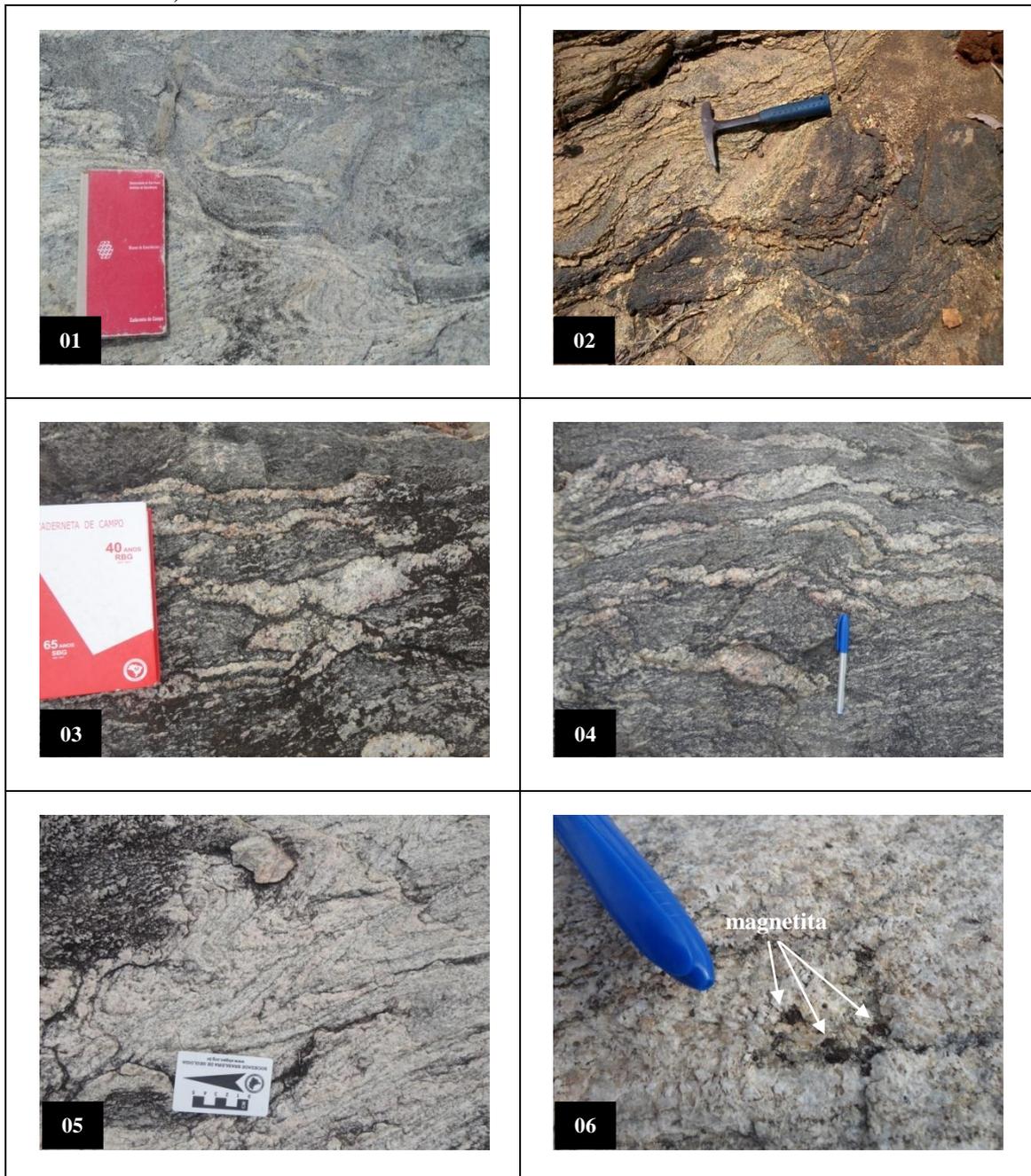
A coloração varia do cinza claro ao marrom claro; granulação fina à média; bandamento composto por alternância de material máfico (biotita e/ou hornblenda) e quartzo-feldspático. Localmente encontra-se migmatizado, sendo observadas dobras subverticais, pitgmáticas e *boudins*. Indicadores de cisalhamento apontam para movimentação dextral. Por vezes é recortado por veios pegmatíticos podendo estes conter magnetita. Há ainda porções mais anatéticas (metatexito). Pontualmente observam-se dobras de arrasto/ou parasitas (S, Z e M) as quais representam pequenas dobras que se desenvolvem ao longo de uma dobra antiformal maior (Pranchas 4.3 e 4.4).

Prancha 4.3 – Foto 01 – Ortognaisse de composição granodiorítica exibindo dobras subverticalizadas (GH001- Coordenadas UTM 473176/9571594); Foto 02 – Gnaise com veios pegmatíticos contendo magnetita e granada (GH002-A- Coordenadas UTM 474644/9567324); Foto 03 – Alternância de bandamento composicional do ortognaisse e presença de afrisita (GH002-B- Coordenadas UTM 474621/9567986); Foto 04 – Sigmóide indicando movimento dextral (GH009- Coordenadas UTM 456940/9577900); Foto 05 – Feição estrutural exibindo dobras parasíticas (S, M, Z) (GH017- Coordenadas UTM 405595/9623918).



Fonte: Elaborada pela autora.

Prancha 4.4 – Foto 01 – Ortognaisse migmatítico (GH017- Coordenadas UTM 405595/9623918); Foto 02 —Ortognaisse com porções anfibolíticas e rico em muscovita (GH037- Coordenadas UTM 426109/9562306); Foto 03 – *Augen* gnaisse (GH047- Coordenadas UTM 437776/9558434); Foto 04 – Presença de granada na porção félsica (GH047- Coordenadas UTM 437776/9558434); Foto 05 – Ortognaisse migmatítico com material mobilizado mais grosso (GH049- Coordenadas UTM 441743/9553916); Foto 06 – Presença de magnetita na porção félsica do ortognaisse (GH049- Coordenadas UTM 441743/9553916).



Fonte: Elaborada pela autora.

4.3.2 Paragnaisse

No geral sua coloração varia do cinza claro ao creme; granulação média a grossa; bandamento caracterizado por intercalações de material máfico e quartzo-feldspático. Por vezes apresenta-se bem orientado. Intercalando com ortognaisses. Composição mineralógica principal é formada por quartzo, plagioclásio, muscovita, granada, feldspato potássico. Podendo ser recortado por veio pegmatítico, exibir sigmóides ou ainda estrutura de *augen* gnaisse (Prancha 4.5 – Fotografias 01 a 05).

4.3.3 Metatonalito

Mostra-se com coloração levemente esverdeada alternando com porções de cor esbranquiçada, granulometria fina à média, fino bandamento composicional e por vezes representada por rocha mais maciça. Assembléia mineralógica principal formada por quartzo, plagioclásio e anfibólio (Prancha 4.5 – Fotografia 06).

4.3.4 Quartzito

Distribuídos em geral sob a forma de elevações ou blocos desagregados. Encontram-se intercalados aos gnaisses e mármore. Sua coloração varia entre branco, creme e rosado e a granulometria varia de média a fina. Localmente aparecem micas desenvolvidas nos planos de foliação caracterizando uma alternância composicional. Por vezes recortado por veios pegmatíticos e/ou bastante fragmentados (Prancha 4.6 – Fotografias 03 e 04). Estruturalmente com foliação 200/43.

4.3.5 Mármore

Apresenta cor branco-leitosa, granulação fina a média, textura sacaroidal e pontualmente intercala com rocha calcissilicática. Localmente a presença de grafita indica a contribuição orgânica (carbônica) (Prancha 4.6 – Fotografias 05 e 06).

4.3.6 Calcissilicática

Segundo Yardley (2004) as rochas calcissilicáticas são rochas metamórficas ricas em silicatos de Ca ou Ca-Mg (zoizita, grossulária, anfibólio e diopsídio) que contêm pouco ou nenhum carbonato e interpretadas como produtos de metamorfismo regional de sedimentos originalmente ricos em carbono. Na área de pesquisa, esta rocha ocorre em níveis descontínuos, milimétricos a métricos, sob a forma de lentes, intercaladas ao paragnaisse e mármore e encaixada segundo a foliação regional. Exibe tonalidade esverdeada de granulação

média a fina com bandamento metamórfico formado pela intercalação de bandas de coloração verde (anfíbólio+piroxênio) e bandas de coloração branca (plagioclásio e quartzo).

Prancha 4.5 – Foto 01 – Paragnaisse grosseiro, estratificado (GH032- Coordenadas UTM 431221/9558148); Foto 02 – Paragnaisse estratificado, pouco deformado exibindo textura fina a média (GH033- Coordenadas UTM 429421/9557626; Foto 03 – Sigmóides de material félsico, presença de granada (GH034- Coordenadas UTM 429929/9558712); Foto 04 – *Trend* de variação de tamanho dos grãos nas bandas composicionais (GH034- Coordenadas UTM 429929/9558712); 04-); Foto 05 – Sillimanita na composição do paragnaisse (GH052- Coordenadas UTM 450457/9552960); Foto 06 – Metatonalito (GH014-A- Coordenadas UTM 449658/9604262).



Fonte: Elaborada pela autora.

Prancha 4.6 – Foto 01 – Gnaiss alterado (GH030- Coordenadas UTM 434586/9558680); Foto 02 – Gnaiss com textura mais fina e com bandamento bem definido (GH031- Coordenadas UTM 433516/9558370); Foto 03 – Quartzito de composição homogênea rico em muscovita (GH003- Coordenadas UTM 461538/9575584); Foto 04 – Quartzito (GH018-C- Coordenadas UTM 405321/9618334); Foto 05 – Mármore exibindo finos grãos de grafita (GH005-A- Coordenadas UTM 459053/9576344); Foto 06 – Intercalação mármore/calçissilicática (GH040- Coordenadas UTM 418218/9568600).



Fonte: Elaborada pela autora.

4.4 Complexo Gnaiss-migmatítico – Embasamento

Embora esta unidade litológica seja constituída por um conjunto bastante diversificado com idades que variam de Neo-arqueanas a Neo-proterozóicas, na área de pesquisa onde foi realizado o perfil 03 foram identificadas as seguintes rochas: ortognaiss, xisto e mármore.

4.4.1 Ortognaiss

Com variação composicional entre tonalítica a granítica, podendo ou não conter *boudins* de rochas máficas ou ainda serem mais preservados da deformação. Assembléia mineralógica principal formada por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, muscovita ± granada ± anfibólio.

A granulometria varia (de modo geral) de fina a grossa, com foliação milimétrica a centimétrica, muito embora ocorram localmente litotipos equigranulares e com textura porfírica com aspecto mais “maciço”. No que tange à coloração, há variação do cinza escuro (mesocráticas) a cinza esbranquiçado (leucocráticas). Pontualmente apresenta-se bastante alterado ou com aspecto xistoso.

Encontram-se geralmente milonitizados ou migmatizados e por vezes recortados por veios pegmatíticos e/ou por mobilizados quartzo-feldspático (Prancha 4.7 – Fotos 01 e 02).

4.4.2 Xisto

Ocorre sob a forma de lentes intercalando com gnaiss e mármore. Coloração que varia de creme a marrom, granulometria fina a média e geralmente bastante alterado. Compostos por quartzo, muscovita, plagioclásio sendo pontualmente observada porção mais básica. (Prancha 4.7 – Fotos 03 a 04).

Estruturalmente com foliações 310°/05°, 300°/38° e 280°/38° concordantes com o *trend* regional.

4.4.3 Mármore

Pontualmente foi observada sequência de mármore de coloração esbranquiçada e aspecto sacaroidal intercalando com o xisto.

Prancha 4.7 – Foto 01 – Ortognaisse migmatítico com bandas félsicas de material mais grosso (GH026- Coordenadas UTM 391912/9446208); Foto 02 – Rocha migmatítica (GH028- Coordenadas UTM 388911/9464410). Foto 03 – ortognaisse alterado com anfibólio em sua composição (GH020- Coordenadas UTM 406407/9437602); Foto 04 – Biotita xisto com composição máfica (GH023- Coordenadas UTM 402857/9439087); Foto 05 – Mármore (GH024- Coordenadas UTM 401009/ 9446420).



Fonte: Elaborada pela autora.

CAPÍTULO V - PETROGRAFIA

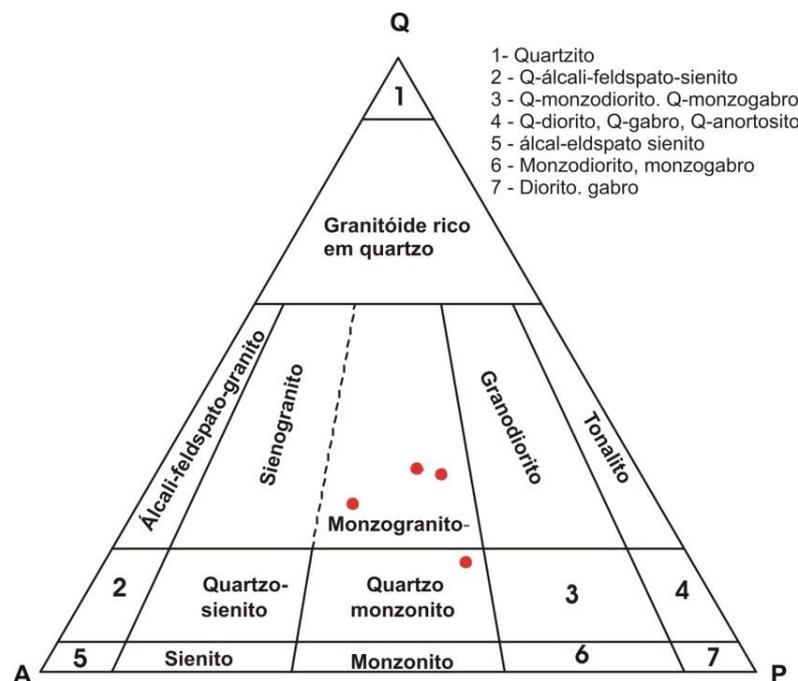
Este capítulo aborda a descrição petrográfica das rochas reconhecidas na área de pesquisa, objetivando obter, através de suas associações minerais, informações sobre a evolução metamórfica local.

As abreviações de minerais utilizadas estão de acordo com Kretz (1994).

5.1 Arco Magmático de Santa Quitéria

Os valores modais dos minerais constituintes dos granitos pertencentes a esta unidade rochas podem ser observados na Tabela 02 – Apêndice A. No diagrama QAP (Streckeisen, 1976) observa-se a classificação petrográfica das amostras, a qual indica uma composição monzogranítica e quartzo monzonítica (Figura 5.1).

Figura 5.1 – Diagrama composicional QAP com classificação composicional dos granitos.



Fonte: Elaborada pela autora.

5.1.1 Monzogranito

Microscopicamente apresenta textura hipidiomórfica e com assembléia mineralógica formada por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, muscovita, granada, apatita, zircão e opacos.

O quartzo (32,5%) na forma de grãos xenomórficos com extinção ondulante. O contato destes com outros grãos de quartzo é serrilhado e côncavo/convexo com outros minerais. Alguns contatos retos podem ocorrer, quando em forma alongada. Contém inclusões de microclínio e de plagioclásio, por vezes em intercrescimento com formação de textura granofírica (Prancha 5.1 – Fotomicrografia 01). Pontualmente são observadas percolações de fluídos nas bordas deste mineral com formação de óxidos (Prancha 5.1 – Fotomicrografia 02).

O feldspato potássico (29%) corresponde ao microclínio, presente em grãos xenomórficos a subdiomórficos, geminados segundo a lei da periclina + albita. Com estruturas em filetes e maclas em chamuscas e por vezes geminados com inclusões de plagioclásio e biotita. Intercrescimento com quartzo formando textura gráfica (mirmequismo) (Prancha 5.1 – Fotomicrografia 03). Possuem contatos côncavos e serrilhados com plagioclásios.

O plagioclásio (27,5%) presente sob a forma de grãos xenomórficos a subdiomórficos, geminados com zoneamento. Contato com feldspato potássico formando intercrescimento mirmequítico. Por vezes alterando para argilominerais e para sericita ou saussuritizados para epidoto e carbonato (Prancha 5.1 – Fotomicrografia 04).

A biotita (5%) em formas lamelares, pleocroísmo castanho-escuro. Contatos retos ou bem alteradas com contatos irregulares. É observada desestabilização para formação de muscovita, titanita e opacos (Prancha 5.2 – Fotomicrografia 01).

A muscovita (3%) bem formada, lamelar e possivelmente representada por duas gerações. Uma de origem primária e a outra como produto de desestabilização de biotita (Prancha 5.2 – Fotomicrografia 02).

Granada, apatita, zircão, epidoto (allanita), titanita e opacos perfazem cerca de 3%. A granada ocorre em grãos subdiomórficos a xenomórficos, contatos retos a serrilhados com os outros cristais. Exibe intenso fraturamento por vezes preenchidos por opacos. A allanita ocorre pontualmente em cristal bem formado como produto de alteração do plagioclásio (Prancha 5.2 – Fotomicrografia 03). A titanita possui contatos retos e geralmente ocorre associada ou inclusa na biotita. O zircão em grãos prismáticos formando halos pleocróicos e incluso na biotita (Prancha 5.2 – Fotomicrografia 04). Apatita geralmente inclusa na biotita. Opacos em grãos xenomórficos e dispersos pela lâmina.

5.1.2 *Quartzo monzonito*

Ao microscópio apresenta textura granoblástica com composição mineralógica formada por quartzo, feldspato potássico (ortoclásio e microclínio), plagioclásio, biotita, hornblenda, apatita, zircão, titanita, epidoto e opacos.

O quartzo (20%) na forma de grãos xenomórficos com extinção ondulante. O contato destes com outros grãos de quartzo é serrilhado e côncavo/convexo com outros minerais.

O feldspato potássico (30%) predominante é o microclínio, presente em grãos xenomórficos a subdiomórficos, geminados segundo a lei da periclina + albita. Estão distribuídos pela rocha em grãos de grandes dimensões, com inclusões de quartzo. Possuem contatos serrilhados por vezes côncavo/convexo e reto.

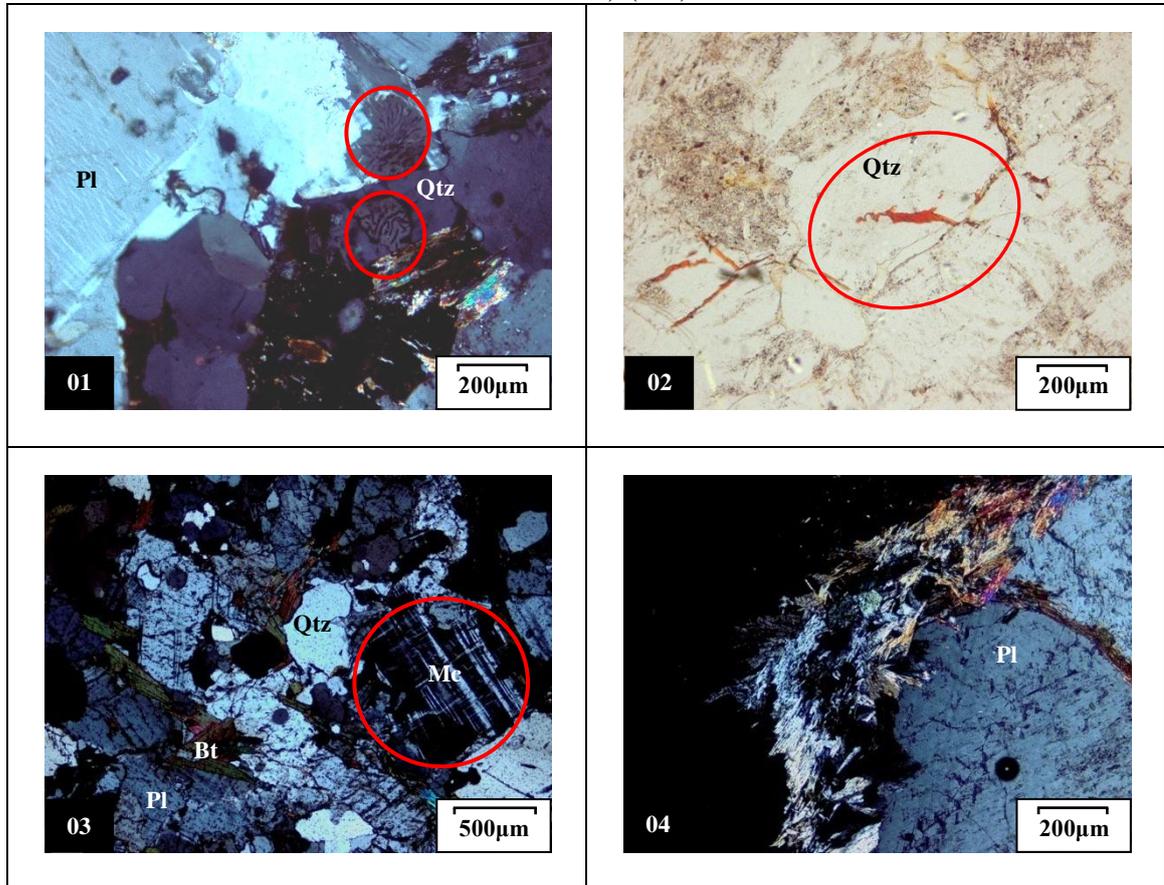
O plagioclásio (20%) presente sob a forma de grãos xenomórficos a subdiomórficos, geminados segundo a Lei da Albita, contatos irregulares a retos.

A biotita (10%) em formas lamelares com contatos retos, pleocroísmo variando sua cor do castanho claro ao escuro e raramente esverdeado. Podem aparecer como inclusões nos plagioclásios, quartzos e feldspatos potássicos e às vezes nota-se como preenchendo micro fraturas na rocha.

A hornblenda (15%) com pleocroísmo amarelo a verde escuro em grãos dispersos pela lâmina em contatos retos a irregulares com biotita, quartzo e plagioclásio. Por vezes em processo de desestabilização.

Apatita, epidoto, zircão e opacos perfazem cerca de 5%. O epidoto em grãos xenomórficos, associado com hornblenda, plagioclásio (sendo resultantes da alteração destes) ou ainda em pequenos cristais, preenchendo microfraturas. O zircão em grãos pequenos 0.01mm na maioria das vezes bem formados, exibindo halos pleocróicos e geralmente inclusos em biotita. Apatita sob a forma de grãos euédricos, ocorrendo geralmente dentro dos plagioclásios. Titanita em grãos hidiomórficos a subdiomórficos, extinção reta, de tamanhos variados e coloração marrom (Prancha 5.2 – Fotomicrografia 05). Opacos em grãos xenomórficos e dispersos pela lâmina.

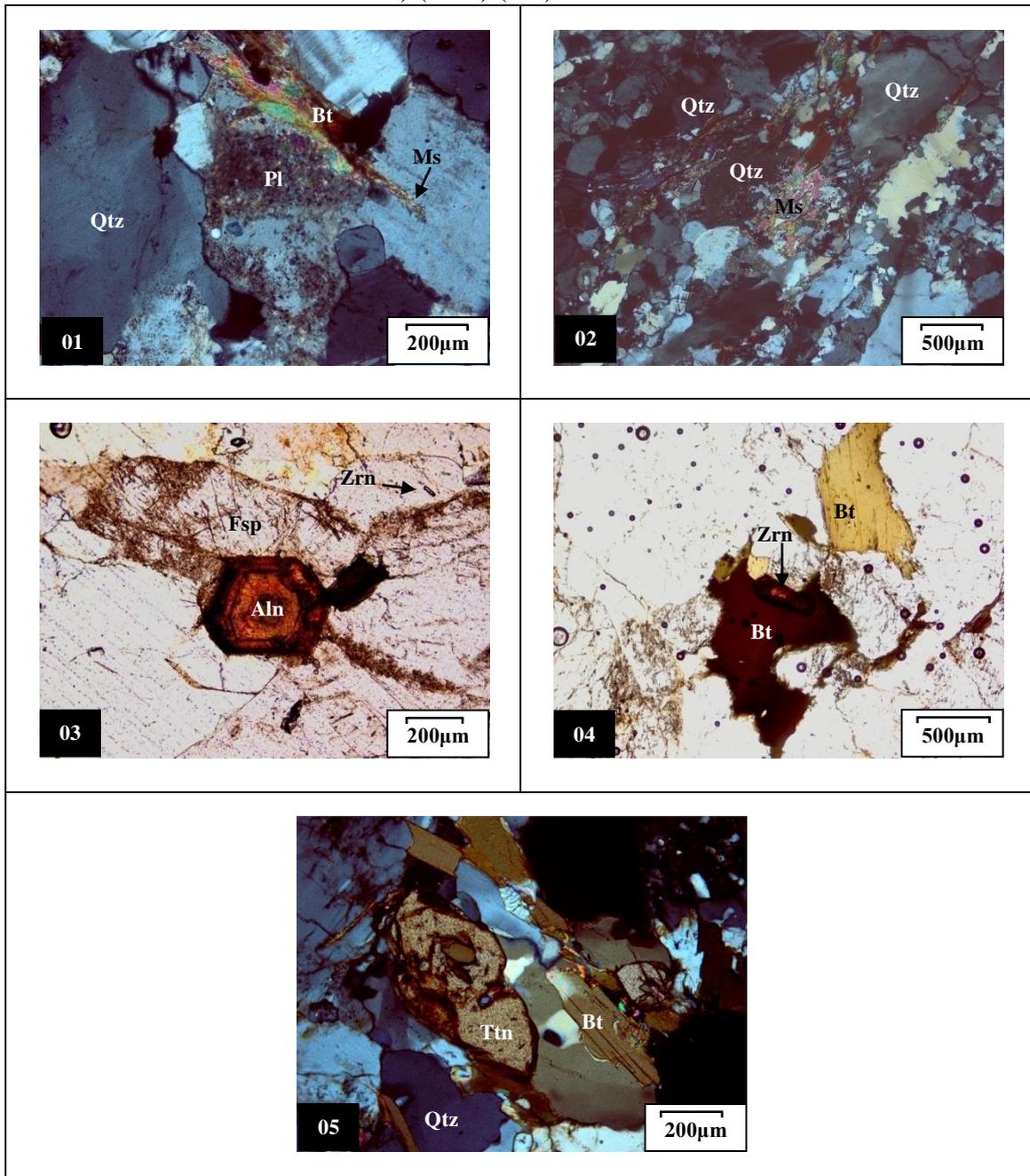
Prancha 5.1 – Fotomicrografia 01 – Textura granofírica (GH029-A - Coordenadas UTM 384617/9462289) (LO); Fotomicrografia 02 – Percolação de fluídos nos interstícios dos grãos de quartzo, formação de óxidos (GH029-A- Coordenadas UTM 384617/9462289) (LNP); Fotomicrografia 03 – Maclas em xadrez características da microclina (GH013- Coordenadas UTM 445968/9586960) (LO); Fotomicrografia 04- Sausurritização nas bordas do plagioclásio (GH014-C- Coordenadas UTM 449658/9604262) (LO).



Fonte: Elaborada pela autora.

Legenda: LNP – Luz Natural Polarizada; LO – Luz Ortoscópica.

Prancha 5.2 – Fotomicrografia 01 – Processo de reação nas bordas do plagioclásio, biotita recristalizando para muscovita e óxido (GH029-A- Coordenadas UTM 384617/9462289) (LO); Fotomicrografia 02 – Muscovita sin-tectônica bordejando os grãos de quartzo (GH019-A- Coordenadas UTM 420015/9432060) (LO); Fotomicrografia 03 – Allanita hexagonal na borda do feldspato (GH015-A- Coordenadas UTM 419911/9620942) (LNP); Fotomicrografia 04 – Grão de zircão incluído na biotita (GH015-A- Coordenadas UTM 419911/9620942) (LNP); Fotomicrografia 05 – Titanita bem formada, biotitas fragmentadas e óxido (GH029-B- Coordenadas UTM 384617/9462289) (LNP) (LO).



Fonte: Elaborada pela autora.

Legenda: LNP – Luz Natural Polarizada; LO – Luz Ortoscópica.

5.2 Unidade Independência – Grupo Ceará

5.2.1 *Paragnaisse*

Microscopicamente classificado como Biotita Muscovita Gnaiss e Biotita Granada Gnaiss e cujas descrições são colocadas a seguir:

5.2.1.1 *Biotita Muscovita Gnaiss*

Microscopicamente possui textura granolepidoblástica a protomilonítica, sendo constituído essencialmente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e muscovita. Como acessórios ocorre granada, apatita, zircão e opacos.

O quartzo (35%) apresenta-se em grãos xenoblásticos a hipidioblásticos, exibindo normalmente extinção ondulante, formando bandas de deformação com grãos estirados. O contato entre os grãos é de forma irregular.

O feldspato potássico (20%) representado por microclinas xenoblástica, com inclusões de pequenos grãos de quartzo e muscovita. O contato entre os grãos apresenta-se de forma irregular.

O plagioclásio (20%) ocorre de forma xenoblástica a hipidioblástica, geminados segundo a Lei da Albita-Carlsbad, em processo de saussuritização e tendo contatos que variam de retos a irregulares entre os grãos.

A biotita (15%) apresenta-se em lamelas orientadas segundo a foliação, exibem coloração predominantemente marrom, mas podem ser encontradas lamelas de cor avermelhadas, ou mostrando ainda início de desestabilização para óxidos e ainda cloritização (Prancha 5.3 – Fotomicrografias 01 e 02).

A muscovita (5%) sempre associada à biotita, sob a forma de lamelas, com sua origem geralmente ligada à alteração metamórfica da biotita.

Os acessórios perfazem cerca de 5% distribuídos em grãos de granada, apatita, zircão e opacos.

5.1.2.2 *Biotita Granada Gnaiss com Grafita*

Possui textura granonematoblástica, sendo constituído essencialmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, granada, grafita e muscovita. Zircão, apatita e opacos como minerais acessórios.

Quartzo (24 %) apresenta grãos xenoblásticos, recristalizados, com extinção ondulante e bandas de recristalização ao longo da foliação, geralmente associados ao plagioclásio,

indicando recristalização com recuperação. Contato côncavo/convexo ou serrilhado e ainda por vezes reto.

O plagioclásio (15 %) com hábito xenoblástico a subdioblástico, por vezes fraturado, com contatos que variam de reto a irregulares, borda de reação com o quartzo. Por vezes alterado, seguindo os traços da geminação ou planos de clivagem, o que caracteriza uma sericitização incipiente.

O feldspato potássico (5%) apresenta hábito de xenoblástico a subdioblástico, com geminação segundo a lei da Albita-Carlsbar.

A biotita (30%) ocorre em lamelas alongadas, sem orientação preferencial. Pleocroísmo varia do castanho claro ao escuro. Aparece ainda mostrando pequenas crenulações, em contatos retos envolvendo grãos de quartzo. Ocorre intercrescimento biotita/grafita. Observa-se ainda processo de cloritização (Prancha 5.3 – Fotomicrografias 03 e 04).

A muscovita (10%) mostra-se alongada, subdioblástico, contato reto com a biotita e ainda como possível produto de alteração desta.

A granada (6 %) apresenta grãos que variam 0,01 mm a 0,10 mm, geralmente fraturados e com inclusões de quartzo.

A grafita (5 %) em intercrescimento com a biotita.

Apatita, zircão e opacos (5%) como acessórios. Apatita como acessórios, bem formados, idioblásticos geralmente como inclusões nos quartzos. Zircão como pequenos grãos euedrais, com halos pleocróicos inclusos no quartzo (Prancha 5.3 – Fotomicrografia 05).

5.2.1.3 *Biotita Granada Gnaiss*

Microscopicamente possui textura granolepidoblástica, sendo constituído essencialmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e granada. Zircão, apatita e opacos como minerais acessórios.

Quartzo (26 %) apresenta grãos xenoblásticos, recristalizados, com extinção ondulante e bandas de recristalização ao longo da foliação, geralmente associados ao plagioclásio, indicando recristalização com recuperação. Contatos côncavos e convexos com biotitas, por vezes reto e serrilhado com plagioclásio.

A biotita (22 %) ocorre em lamelas alongadas, orientadas segundo a foliação. Em contatos retos quando não alteradas e côncavo/convexo quando alterada.

O plagioclásio (21 %) com hábito xenoblástico a subdioblástico, fraturado, com contatos que variam de reto a irregulares. Pontualmente é observada alteração na borda do

plagioclásio indicando possível direção de rotação (deformação rotacional, mineral sin-cinemático) (Prancha 5.3 – Fotomicrografia 06).

O feldspato potássico (15%) apresenta hábitos de xenoblástico a subdioblástico, com geminação segundo as leis de albita-carlsbar. Contatos côncavo/convexo por vezes serrilhado com quartzo e plagioclásio.

A granada (11 %) sob a forma de poiquiloblastos subdioblásticos a hipidioblásticos, fraturados, com inclusões de quartzo, sugerindo sua existência pós-cinemática. Em contatos côncavo/convexo com o quartzo.

Apatita, zircão e opacos (5%) como acessórios. Apatita em pequenos grãos inclusos geralmente no quartzo.

5.2.2 Quartzito

Microscopicamente aponta textura granoblástica sendo constituído por quartzo, muscovita, apatita, zircão e opacos.

Os grãos de quartzo (92 %) apresentam-se subdioblásticos, por vezes seguindo uma direção preferencial de estiramento, mostrando extinção ondulante com bandas de deformação e bandas de recristalização orientadas (Prancha 5.4 – Fotomicrografia 03). Em outros setores da seção exibem mosaico granoblástico. Contatos serrilhados, côncavo/convexos e retos.

A muscovita (5%) ocorre em pequenas quantidades sob a forma de lamelas com clivagem típica e extinção paralela. Contatos em geral retos e serrilhados na parte mais fina (Prancha 5.4 – Fotomicrografia 04).

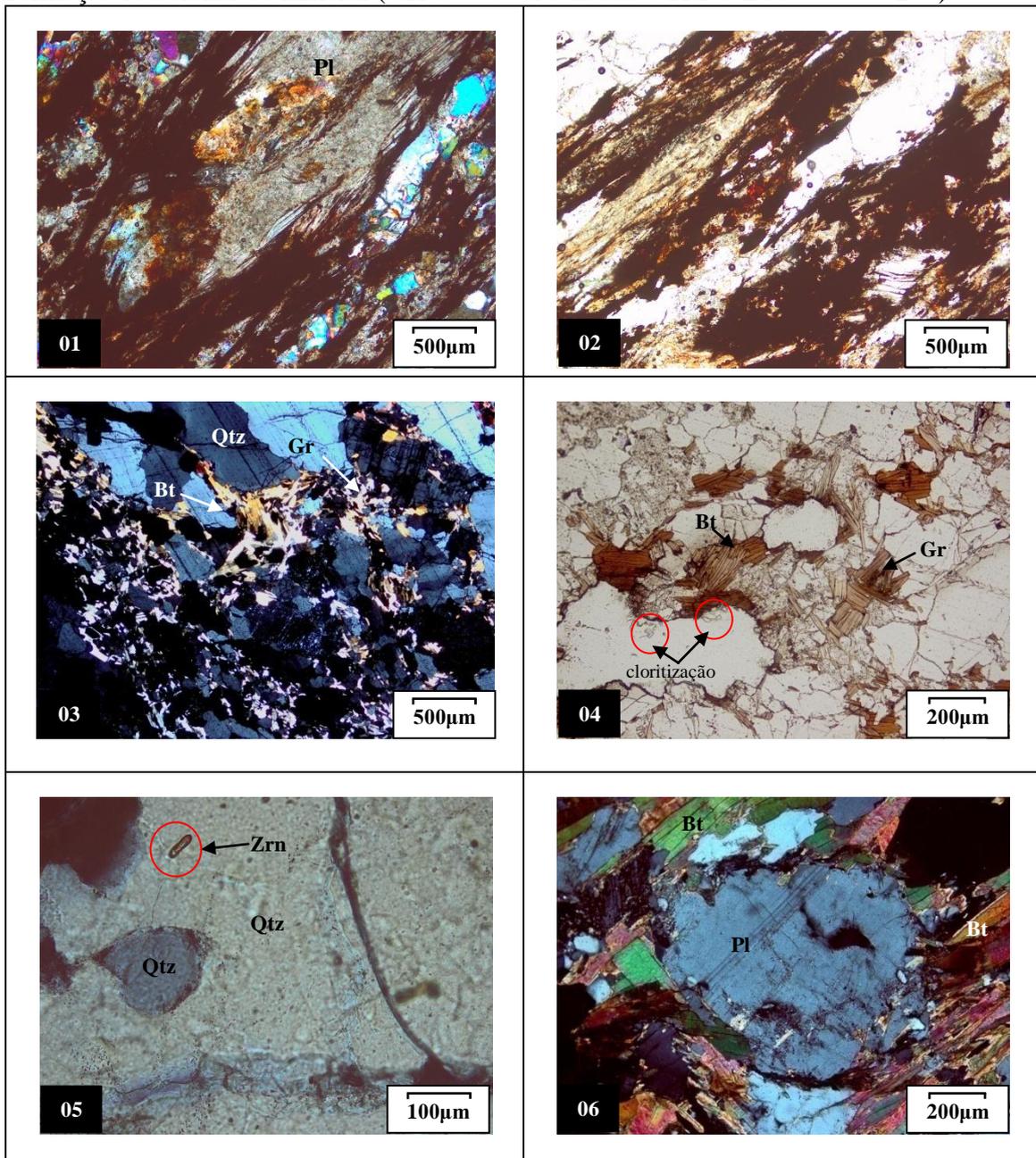
Apatita, zircão e opacos (3%). Zircão em grãos bem formados, com halo pleocróico característico e inclusos no quartzo.

5.2.3 Mármore

Microscopicamente, observa-se um mosaico granoblástico, formado essencialmente por pequenos e médios grãos romboédricos de calcita e dolomita (97%) que ocorrem na forma de grãos xenoblástico a subdioblástico (Prancha 5.4 – Fotomicrografia 05). O contato entre os grãos é reto. A distinção entre estes dois minerais se dá, sobretudo pela forma do grão, sendo que a calcita é em geral anedral enquanto que na dolomita predomina o hábito subeudral.

Os acessórios (aproximadamente 3%), sendo representados por quartzo e zircão (inclusive nestes) e opacos.

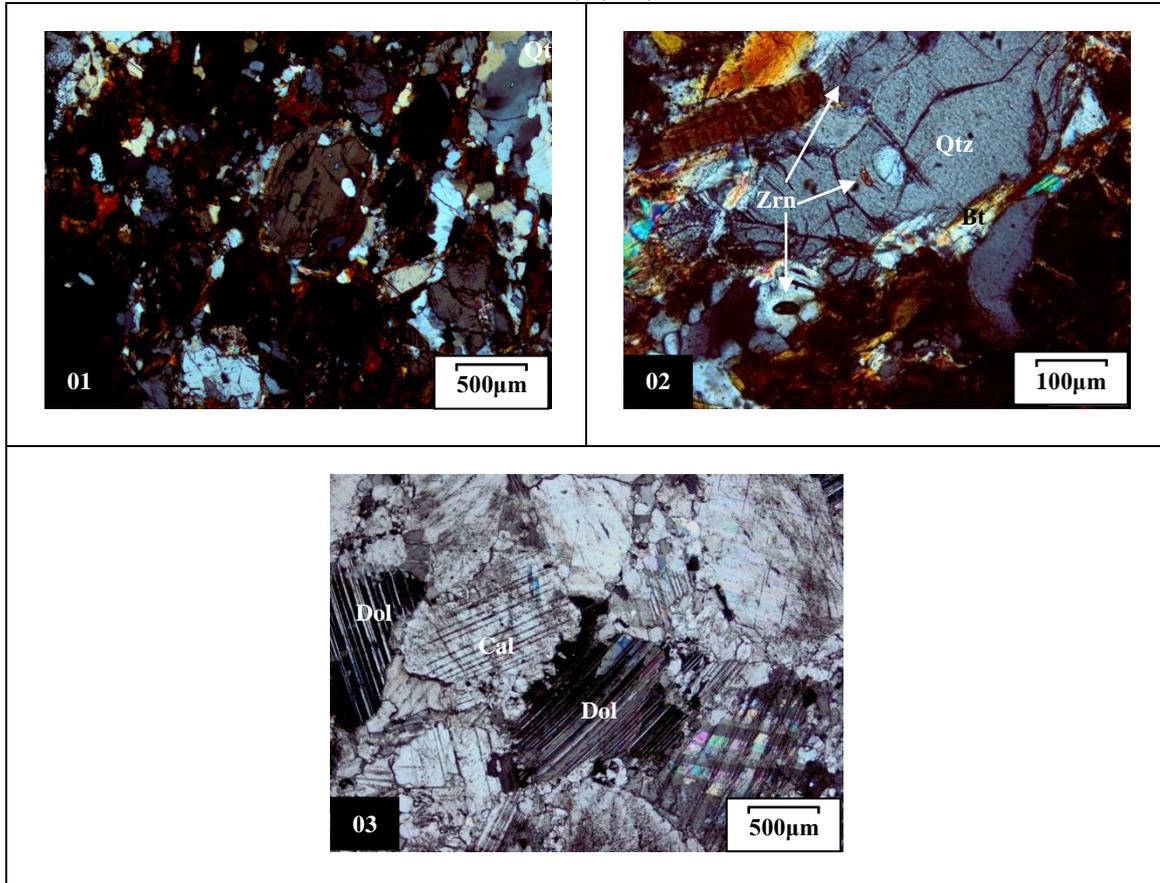
Prancha 5.3 – Fotomicrografia 01 – Micas orientadas e desestabilizando para óxidos de ferro (GH043- Coordenadas UTM 413380/9568126) (LO); Fotomicrografia 02 – Percolação de fluídos e formação de óxidos de ferro (vermelho) (GH043- Coordenadas UTM 413380/9568126) (LNP); Fotomicrografia 03 – Intercrescimento biotita/grafita em meio aos grãos de quartzo e plagioclásio (GH008- Coordenadas UTM 456940/9577900) (LO); Fotomicrografia 04 – Lamelas de biotita com intercrescimento de grafita, não há direção preferencial. Observa-se processo de cloritização (GH008- Coordenadas UTM 456940/9577900) (LNP); Fotomicrografia 05 – Grão de zircão incluído no quartzo (GH051-B- Coordenadas UTM 446177/9552948) (LO); Fotomicrografia 06 – Alteração nas bordas do grão de plagioclásio, biotita sin tectônica no entorno indicando possível direção de rotação ou deformação rotacional do mineral (GH050- Coordenadas UTM 40244050/9553268).



Fonte: Elaborada pela autora.

Legenda: LNP – Luz Natural Polarizada; LO – Luz Ortoscópica.

Prancha 5.4 – Fotomicrografia 01 – Grãos de quartzo com processo de dissolução de minerais, percolação de fluídos e formação de óxidos (GH025- Coordenadas UTM 401013/9443743) (LO); Fotomicrografia 02 – Grão de zircão incluído no feldspato (GH025- Coordenadas UTM 401013/9443743) (LO); Fotomicrografia 03 – Grãos de calcita e dolomita (GH007- Coordenadas UTM 457954/9577922) (LO).



Fonte: Elaborada pela autora.

Legenda: LNP – Luz Natural Polarizada; LO – Luz Ortoscópica.

5.3 Unidade Canindé – Grupo Ceará

5.3.1 *Ortognaisse*

Petrograficamente são classificadas como Hornblenda Gnaiss, Biotita Gnaiss e Biotita Muscovita Gnaiss com Granada.

5.3.1.1 *Hornblenda Gnaiss*

Ao microscópio apresenta textura granoblástica a nematoblástica, sendo constituído mineralogicamente por quartzo, plagioclásio, anfibólio (hornblenda), feldspato potássico e titanita. Como minerais acessórios estão presentes epidoto, apatita, zircão e opacos.

O quartzo (27%) ocorre em grãos xenoblásticos por vezes apresentando extinção ondulante e bandas de deformação, mantendo contato irregular com os outros cristais. Em tais bandas, os grãos desenvolvem formas de *ribbons*. Nas amostras menos deformadas os grãos são suavemente alongados enquanto que nas mais deformadas são orientados. Pontualmente observa-se percolação de fluidos em seus interstícios (Prancha 5.5 – Fotomicrografia 01).

O plagioclásio (22%) apresenta geminação segundo as Leis de Albita e Albita-Carlsbad, hábitos xenoblásticos a subdioblásticos, com extinção ondulante e texturas de intercrescimento (mirmequitas) em geral em contatos côncavo e convexo ou reto com grãos de quartzo e anfibólio (Prancha 5.5 – Fotomicrografia 02).

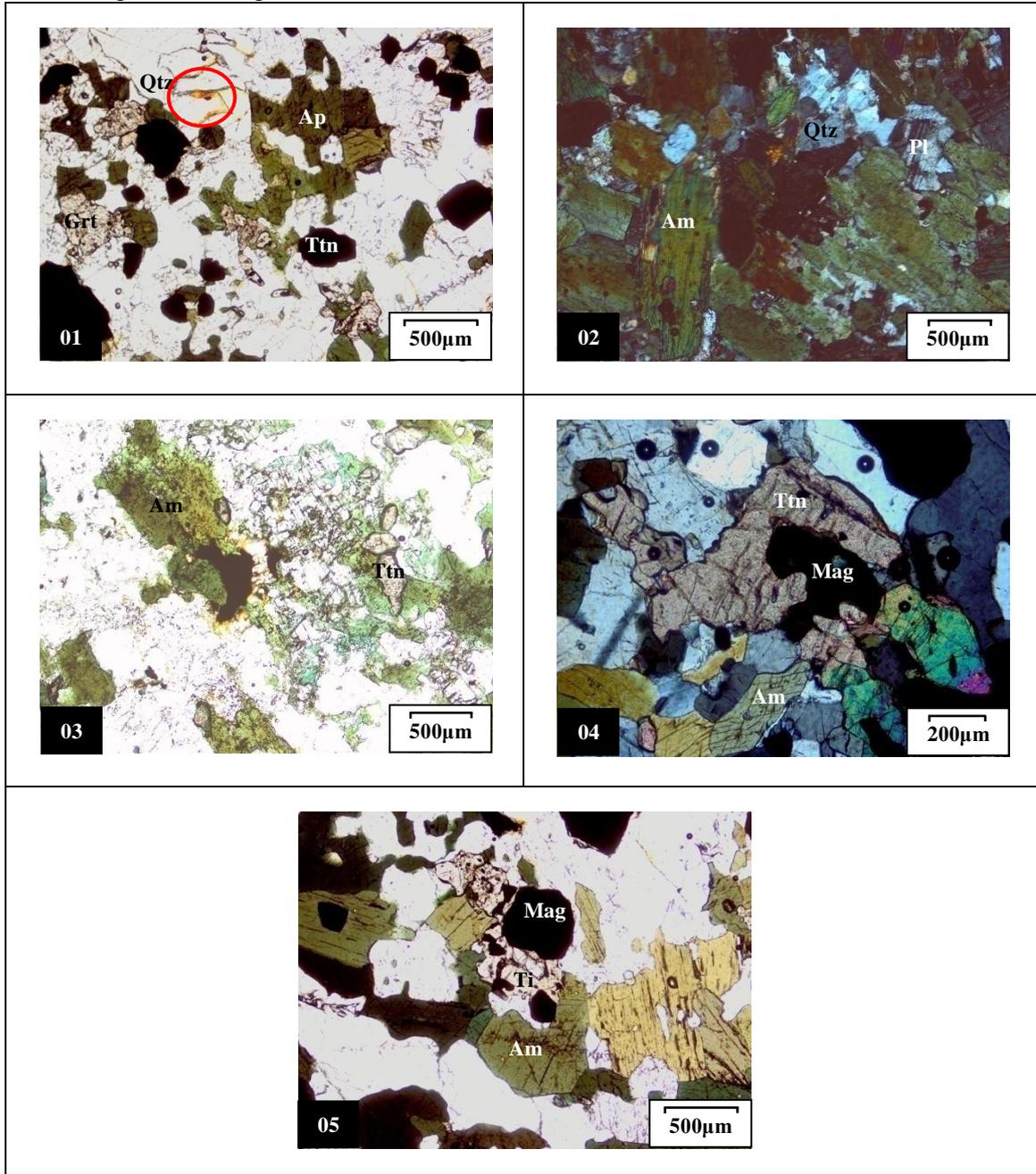
O feldspato potássico (26%) em grãos anédricos com geminação polissintética conforme as leis da Albita-Periclina, pertizados com estruturas em filetes e em chamás e, por vezes, com geminação Carlsbad.

A hornblenda (15%) apresenta grãos estirados, orientados preferencialmente, com pleocroísmo amarelo a verde escuro, por vezes alterando para epidoto, possuem inclusões de apatita e opacos. Associados a grãos de quartzo, plagioclásio, titanita e opacos (Prancha 5.5 – Fotomicrografias 03 e 04).

A titanita (5%) sob a forma de grãos subédricos a anédricos, próximos ou em contato com o anfibólio, podendo ser oriundo deste e por vezes envolvendo grãos de opacos (magnetita) em processo de esfenitização (Prancha 5.5 – Fotomicrografia 05).

Opacos, magnetita, epidoto, apatita e zircão (5%). A magnetita em grãos de hábito característico, por vezes bordejada por titanita. O epidoto em grãos xenoblásticos como produto de alteração do plagioclásio e/ou anfibólio. A apatita em grãos bem formados e geralmente inclusos no quartzo. O zircão com forma característica, halo pleocróico e contido no quartzo. Opacos dispersos pela rocha, postos nos minerais essenciais.

Prancha 5.5 – Fotomicrografia 01 – percolação de fluídos nos interstícios do quartzo (GH002) (LNP- Coordenadas UTM 474621/9567986); Fotomicrografia 02 – grãos de anfibólio, plagioclásio e quartzo (GH045- Coordenadas UTM 408549/9567256) (LO); Fotomicrografia 03 – anfibólio, titanita e opacos (GH045- Coordenadas UTM 408549/9567256)(LNP); anfibólio, titanita e magnetita; Fotomicrografia 04 – anfibólio, titanita e magnetita (GH002- Coordenadas UTM 474621/9567986) (LO); Fotomicrografia 05 – titanita como agregada envolta em grãos de magnetita (GH002- Coordenadas UTM 474621/9567986) (LNP).



Fonte: Elaborada pela autora.

Legenda: LNP – Luz Natural Polarizada; LO – Luz Ortoscópica.

5.3.1.2 Biotita Gnaisse

Sua granulometria varia de fina à média, coloração cinza claro e bandamento composicional orientado por minerais máficos.

Em seção delgada a rocha aponta textura granolepidoblástica sendo constituída essencialmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita. Como acessórios muscovita, apatita, zircão, epidoto, clorita e opacos.

O quartzo (33%), em grãos xenoblásticos por vezes apresentando extinção ondulante e bandas de deformação, recristalizados, mantendo contato irregular com os outros cristais, por vezes sob a forma de *ribbons*. Nas amostras menos deformadas os grãos são suavemente alongados enquanto que nas mais deformadas são mais orientados e com percentual de grãos recristalizados maior, indicativo de que foram submetidos a uma deformação maior. Pontualmente observam-se grãos de zircão inclusos nesse mineral (Prancha 5.6 – Fotomicrografia 01).

O plagioclásio (32%) apresenta hábito idioblástico a subdioblástico, com extinção ondulante, em grãos subeudrais, por vezes estirados, textura em chama em alguns grãos e texturas de intercrescimento (mirmequitas) (Prancha 5.6 – Fotomicrografia 02). Por vezes encontram-se saussuritizados ou em processo de epidotização (Prancha 5.6 – Fotomicrografia 03).

O feldspato potássico (20%) ocorre com hábitos variando de xenoblásticos a subdioblásticos, com contato irregular e maclas em xadrez.

A biotita (10%), no geral ocorre em lamelas orientadas segundo a direção principal (sin-tectônicas), com tamanhos variados, formando foliação que podem envolver grãos de quartzo. O pleocroísmo varia da cor marrom a esverdeado.

A Muscovita (3%) observada sob a forma de lâminas, como produto de alteração da biotita (Prancha 5.6 – Fotomicrografia 04).

Epidoto, apatita, zircão, clorita e opacos perfazem 2% da rocha. O epidoto ocorre como produto de alteração do plagioclásio. Apatita em pequenos grãos inclusos no plagioclásio e quartzo. Zircão em grãos bem formados e ocorrem principalmente como inclusão nos minerais de plagioclásio e quartzo. Clorita como produto de alteração da biotita. Opacos ocorrem distribuídos por toda a seção, associados ao plagioclásio e biotita e por vezes interno a esses.

5.3.1.3 Biotita Muscovita Gnaisse com Granada

Microscopicamente possui textura granolepidoblástica a protomilonítica, sendo constituída essencialmente por: quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e muscovita. Como acessórios ocorre granada, apatita, epidoto, titanita e opacos não identificáveis.

O quartzo (27%) apresenta-se xenoblásticos a hipidioblásticos, exibindo normalmente extinção ondulante, formando bandas de deformação com grãos estirados. O contato entre os grãos é de forma irregular.

O feldspato potássico (18%) representado por microclinas xenoblásticos, com inclusões de pequenos grãos de quartzo e muscovita. O contato entre os grãos apresenta-se de forma irregular.

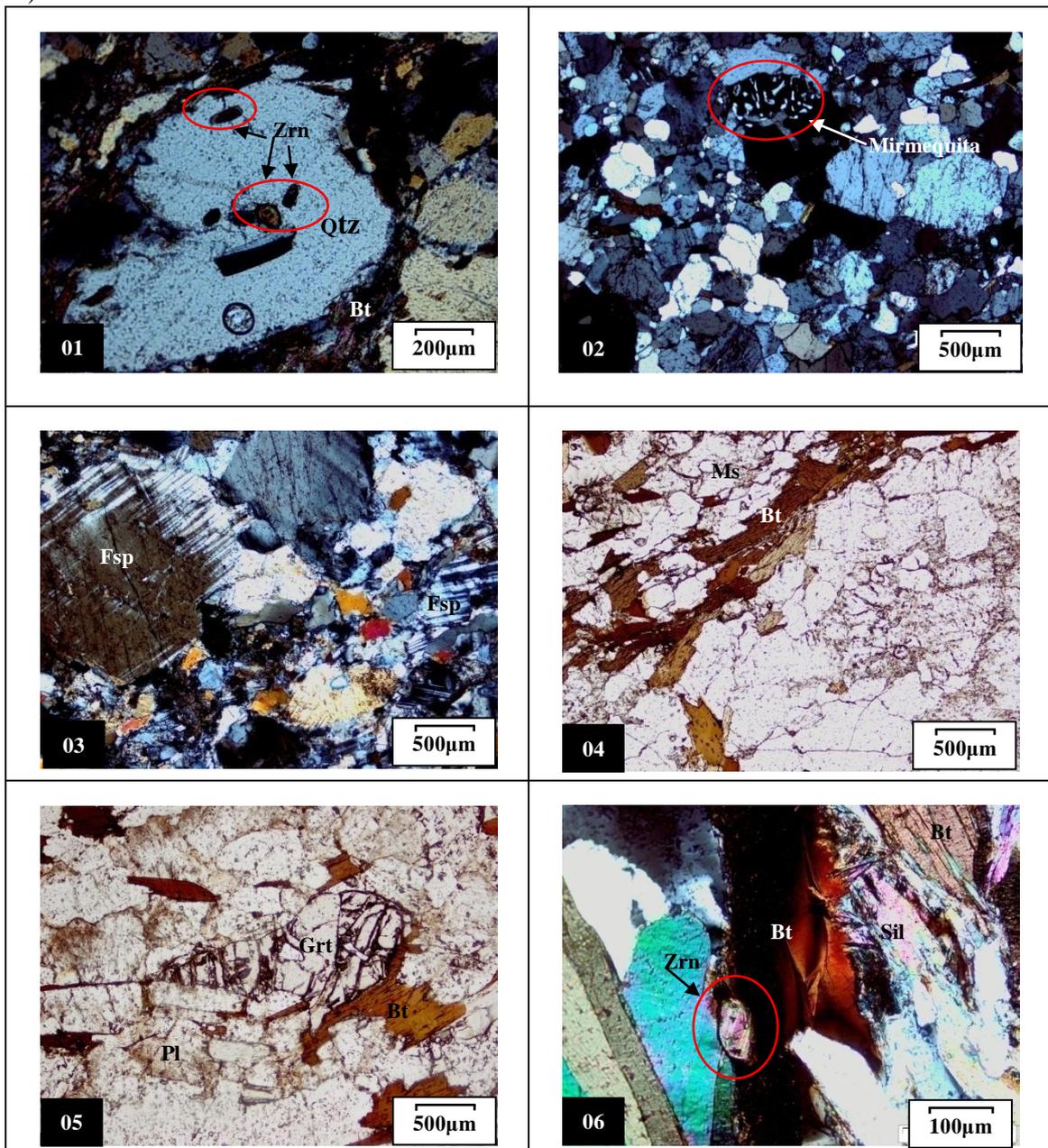
O plagioclásio (31%) ocorre de forma xenoblástica a hipidioblástica e encontram-se geminados segundo a Lei da Albita-Carlsbad, tendo contato que variam de reto a irregular entre os grãos. Pontualmente é observado processo de sausrutização.

A biotita (13%) apresenta-se em lamelas orientadas segundo a foliação, exibem coloração predominantemente marrom, mas podem ser encontradas lamelas de cor avermelhadas, ou mostrando ainda sericitização.

A muscovita (5%) ocorre sempre associada à biotita, sob a forma de lamelas, com sua origem geralmente ligada à alteração metamórfica da biotita.

Granada, apatita, epidoto, titanita zircão e opacos (6 %). A granada apresenta-se sob a forma de poiquiloblóstos subdioblásticos a hipidioblóstos, fraturados, com inclusões de quartzo, sugerindo sua existência ser pós-cinemática (Prancha 5.6 – Fotomicrografia 05 06). A apatita em grãos bem formados e inclusos no quartzo e biotita. Epidoto associados aos grãos de plagioclásio nas porções mais alteradas desses minerais. Titanita comumente associada ou inclusa na biotita. Zircão em grãos prismáticos inclusos na biotita (Prancha 5.6 – Fotomicrografia 06). Opacos dispersos pela rocha.

Prancha 5.6 – Fotomicrografia 01 – biotita bordejando o grão de feldspato e grãos de zircão inclusos no quartzo (GH011- B - Coordenadas UTM 454011/9581192) (LO); Fotomicrografia 02 – Mirmequita formada pelo intercrescimento de quartzo e feldspato potássico (GH017- Coordenadas UTM 405595/9623918) (LO); Fotomicrografia 03 – grãos de feldspato bem formados e plagioclásio em processo de sausrutização (GH 004- Coordenadas UTM 460290/9576236) (LO); Fotomicrografia 04 – biotitas lamelares e muscovita nas bordas, sendo estas, possível produto de alteração das biotitas (GH001- Coordenadas UTM 473176/9571594) (LNP); Fotomicrografia 05 – textura poiquiloblástica da granada, plagioclásio com alteração nas bordas (GH009- Coordenadas UTM 455820/9578488) (LNP); Fotomicrografia 06 – grão de zircão incluído na biotita, biotita alterando para sillimanita, muscovita como provável alteração da biotita (GH009- Coordenadas UTM 455820/9578488) (LO).



Fonte: Elaborada pela autora.

Legenda: LNP – Luz Natural Polarizada; LO – Luz Ortoscópica.

5.3.2 Paragnaisse

5.3.2.1 Biotita Granada Muscovita Gnaisse com Sillimanita e cianita

Ao microscópio aponta textura granolepidoblástica sendo constituído mineralogicamente por quartzo, plagioclásio, feldspato, biotita, granada, muscovita, apatita, sillimanita, cianita, zircão, opacos e óxidos.

O quartzo (28%) em grãos xenoblásticos a subdioblásticos por vezes fraturados, formando *ribbons*, pontualmente apontam extinção ondulante, com inclusões, quase sempre, de biotita, muscovita, apatita e zircões. Fluidos de percolação são pontualmente observados na borda desse mineral podendo ser oriundos da desestabilização da biotita. Observa-se ainda inclusão de zircão e apatitas no quartzo (Prancha 5.7 – Fotomicrografias 01 e 02).

Plagioclásio (22%) com forma xenoblástica a hipidioblástica, mas alongados, prismáticos e por vezes orientados, geminação do tipo albita, com contatos retos ou serrilhados com outros minerais, por vezes alterados, sendo substituído por biotitas e muscovitas, com reações de borda para o centro. Ocorre textura gráfica (mimerquismo) entre esse mineral e o quartzo.

Feldspato potássico (20%) com forma xenoblástica a hipidioblástica, sendo identificados microclina com grãos apresentando geminações característica (maclas em xadrez), o ortoclásio com geminação *carlsbad*, com intercrescimento perítico com o plagioclásio e gráfico com o quartzo. Por vezes alterado em processo de sericitização.

Biotita (15%) lamelares e alongadas formando foliação que por vezes envolve grãos de quartzo. O pleocroísmo varia da cor marrom a esverdeado. Pontualmente observa-se zircão incluso nesse mineral (Prancha 5.7 – Fotomicrografia 03).

A granada (8%) ocorre sob a forma de poiquiloblastos, geralmente fraturadas, com inclusões de quartzo e opacos. Apresentam discretas sombras de pressão e contato irregular com quartzo e feldspato.

A muscovita (5%) em lamelas finas e curtas e parecem ter sua origem da alteração da biotita.

Sillimanita, cianita, apatita, zircão, opacos e óxidos (2%), são acessórios. A sillimanita, quando presente, ocorre em grãos fibrosos. A seu turno, a cianita ocorre pontualmente, em processo de alteração (Prancha 5.7 – Fotomicrografias 04 e 05). Apatita ocorre como prismas geralmente inclusos em feldspatos, plagioclásios e quartzos. Zircão em grãos bem formados inclusos no quartzo e micas (Prancha 5.7 – Fotomicrografia 06). Óxidos

geralmente próximos da biotita, podendo representar produto de alteração destas. Opacos totalizam em torno 3% da rocha.

5.3.3 Metatonalito

Ao microscópio exibem textura granonematoblástica a nematoblástica. A associação mineral principal é composta por anfibólio, plagioclásio, quartzo e biotita. Como minerais acessórios são observados titanita, clinopiroxênio, zircão, granada, apatita, opacos e óxidos.

O quartzo (28%) sob a forma de grãos xenomórficos a subdiomórficos, por vezes recristalizados, apresentando extinção ondulante e bandas de deformação, localmente exibem sombra de pressão e sempre associados ao plagioclásio e anfibólio.

O plagioclásio (26%) apresenta-se sob a forma de agregados de minerais exibindo hábitos subidiomórficos, em sub-grãos e zonados. Geminação do tipo albita e com contatos retos ou serrilhados com outros minerais.

A biotita (27%) no geral ocorre em lamelas com tamanhos variados e em contato com o anfibólio, podendo ser oriunda deste. O pleocroísmo varia da cor marrom a esverdeado.

Anfibólio (10%) representado pela hornblenda, sob a forma de agregados prismáticos ou massas diformes, cujas cores variam do verde claro ao verde escuro. Ou ainda com alteração retromórfica para biotita devido a liberação de potássio presente na hornblenda .

Titanita, clinopiroxênio, zircão, granada, apatita, opacos e óxidos (9%). A titanita em grão sidiomórficos a subiomórficos, extinção reta, por vezes fraturados, em grãos de tamanhos variados. O clinopiroxênio sempre em alteração com óxidos no centro (Plancha 5.8 – Fotomicrografia 01).

Granada poiquiloblástica em pequenos. Apatita bem formada e inclusa no quartzo e biotita. Zircão com halo pleocróico, incluso na biotita e quartzo. Opacos e óxidos dispersos pela rocha.

Tal paragênese mineral e feições texturais são indicativos de que os litotipos foram submetidos a metamorfismo no fácies anfíbolito, com posterior retro-metamorfismo para a fácies xisto-verde.

5.3.4 Quartzito

Apresenta textura granonematoblástica sendo constituído por quartzo, muscovita, sillimanita e opacos.

O quartzo (95%) em grãos subdioblásticos, por vezes seguindo uma direção preferencial de estiramento, apresentando extinção ondulante com bandas de deformação e

bandas de recristalização orientadas. Em outros setores da seção exibem mosaico granoblástico.

Muscovita (3%) ocorre em pequenas quantidades sob a forma de lamelas esparsas, bordejando o quartzo, com clivagem típica e extinção paralela.

Sillimanita, apatita, zircão, opacos e óxidos (2%). A sillimanita apresenta-se em radiais fibrosos ou sob a forma de prismas sem orientação, indicando assim sua origem pós-cinemática.

Zircão bem formado e incluso no quartzo. Óxidos e opacos dispersos pela rocha.

5.3.5 Mármore

Microscopicamente, aponta textura granoblástica, formado essencialmente por pequenos e médios grãos romboédricos de carbonatos: calcita (85%) e dolomita (5%).

Os carbonatos em forma de grãos granulares ou granoblásticos, subeudrais a anedrais. Apresentam dois planos de clivagem e por vezes geminação polissintética (Prancha 5.8 – Fotomicrografia 02).

Grafita (5%) com hábito placoso junto aos carbonatos (Prancha 5.8 – Fotomicrografia 03). O contato entre os minerais é serrilhado.

Os acessórios (c.a. 5%) são representados por quartzo, clorita e opacos não identificáveis.

5.3.6 Calcissilicática

Ao microscópio possui textura granoblástica, sendo composta por anfibólio, diopsídio, plagioclásio, quartzo, epidoto, carbonato, óxidos e opacos (Prancha 5.8 – Fotomicrografia 04).

O anfibólio (54%) hipidiomórfico, com clivagem distinta em duas direções, nas seções basais. Distribuídos por toda a lâmina, em contato com plagioclásio, quartzo e diopsídio (provável fonte destes).

O plagioclásio (18%) em grãos eudricos a subedricos exibem processo de saussuritização e carbonatação associados ao anfibólio e diopsídio.

O epidoto (3%) como produto de alteração do anfibólio e plagioclásio.

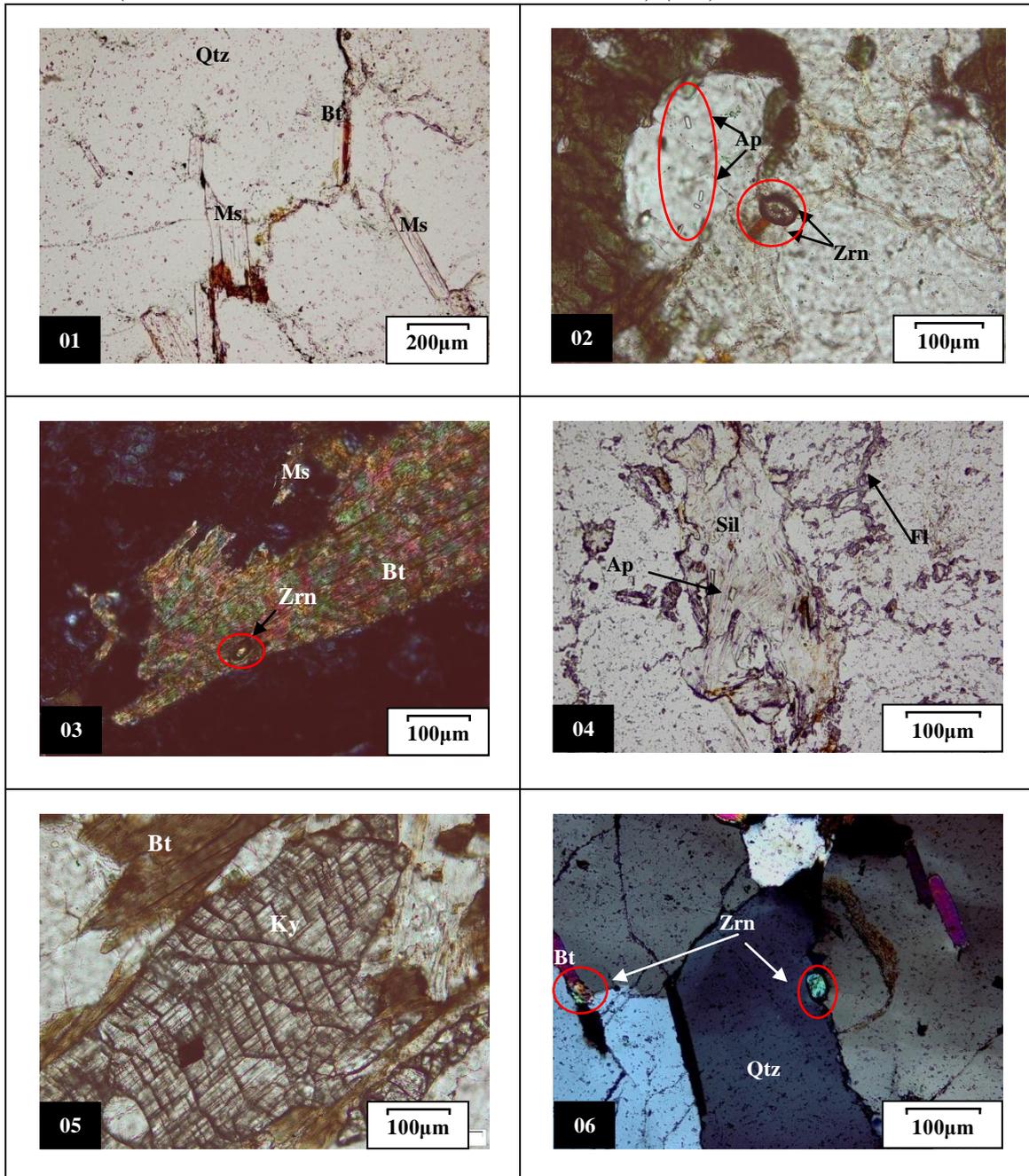
O quartzo (7%) em pequenos grãos com extinção ondulante, bandas de deformação e recristalização com recuperação em sub-cristais.

O carbonato (5%) em pequenos grãos dispersos pela lâmina, em pequena quantidade, nas bordas do plagioclásio sendo produto de alteração destes.

O diopsídio (10%) com clivagem em duas direções, relevo alto, associado aos grãos de plagioclásio, quartzo e anfibólio. Distribuídos pela rocha e possivelmente desestabilizando para anfibólio (hornblenda e actinolita).

Óxidos e opacos (3%) dispersos pela rocha.

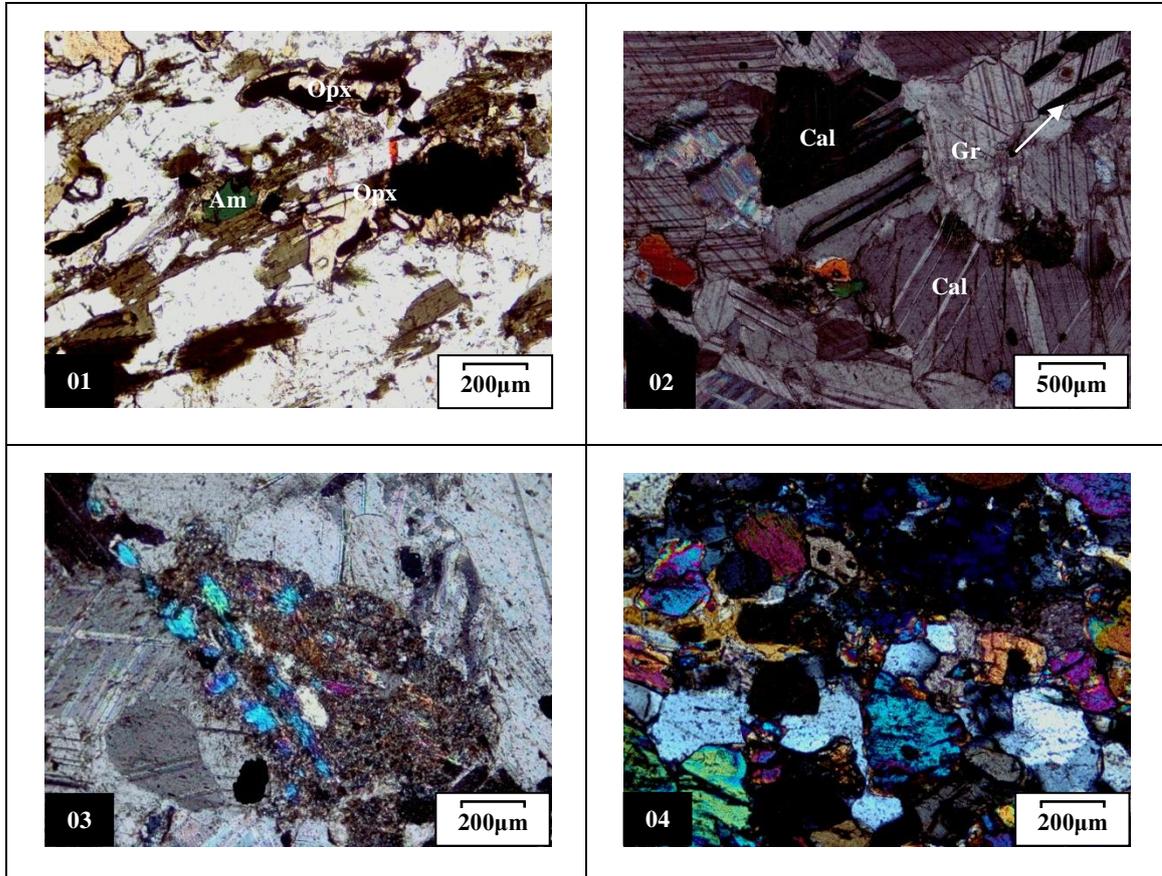
Prancha 5.7 – Fotomicrografia 01 – grãos de quartzo e muscovita e resquícios de biotita, percolação de fluídos nas bordas com formação de óxidos provavelmente devido à desestabilização da biotita (GH004- Coordenadas UTM 461538/9575584) (LNP); Fotomicrografia 02 – grãos de zircão e apatita inclusos no quartzo (GH030- Coordenadas UTM 434586/9558680) (LNP); Fotomicrografia 03 – grão de zircão incluído na biotita a qual está alterando para muscovita (GH039- Coordenadas UTM 421791/9564346); Fotomicrografia 04 – apatita, sillimanita, fluorita (GH018-C- Coordenadas UTM 405321/9618334) (LNP); Fotomicrografia 05 – zircão com halo pleocrômico no grão de quartzo e na biotita (GH003- Coordenadas UTM 461538/9575584) (LO).



Fonte: Elaborada pela autora.

Legenda: LNP – Luz Natural Polarizada; LO – Luz Ortoscópica.

Prancha 5.8 – Fotomicrografia 01 – anfibólio, ortopiroxênio e opacos (GH014-A-Coordenadas UTM 449658/9604262) (LNP); Fotomicrografia 02 – grãos de calcita e dolomita na composição do mármore com presença de grafita (GH005-A- Coordenadas UTM 459053/9576344) (LNP); Fotomicrografia 03 – processo de alteração no mármore (GH 005-A- Coordenadas UTM 459053/9576344) (LO); Fotomicrografia 04 – ortopiroxênio e anfibólio em meio a outros minerais na composição da calcissilicática (GH005-B-Coordenadas UTM 459053/9576344) (LO).



Fonte: Elaborada pela autora.

Legenda: LNP – Luz Natural Polarizada; LO – Luz Ortoscópica.

5.4 Complexo gnaiss-migmatítico – Embasamento

5.4.1 *Ortognaisse*

5.4.1.1 *Hornblenda Granada Biotita Gnaiss*

Possui textura granolepidoblástica, sendo constituído mineralogicamente por quartzo, plagioclásio, feldspato, biotita, anfibólio e granada. Como minerais acessórios estão presentes apatita, titanita, zircão e opacos.

O quartzo (21%) em grãos subdioblásticos a xenoblásticos, exibindo normalmente extinção ondulante, forma também bandas de deformação com grãos mais estirados e exibe contatos irregulares. Pontualmente pode ocorrer com granulação mais fina. Por vezes sendo bordejado por óxido de ferro.

O plagioclásio (13%) apresenta-se em grãos subdioblásticos a xenoblásticos, geminados segundo a lei da Albita. Os contatos variam de retos e irregulares.

A biotita (25%) geralmente em hábitos lamelares cuja cor predominantemente corresponde ao verde claro, sem orientação preferencial e por vezes parece ser produto de desestabilização do anfibólio e ainda alterando para óxido.

Feldspato alcalino (8%) representado pela microclina, em grãos variando de subidiomórficos a xenoblásticos apresentam geminação segunda a lei da albita + periclina (maclas em xadrez).

Anfibólio (19 %) corresponde a hornblenda, com pleocroísmo verde escuro, sem orientação preferencial, em grãos dispersos pela lâmina em contatos retos a irregulares com biotita, quartzo e plagioclásio. Pontualmente alterando para biotita (Prancha 5.9 – Fotomicrografia 01) e bordejado por quartzo retrabalhado.

A granada (14%) ocorre sob a forma de poiquiloblóstos idiomórficos a subidiomórficos, geralmente fraturadas, com inclusões de quartzo e opacos. Apresentam discretas sombras de pressão e contato irregular com quartzo e feldspato.

Zircão, apatita, titanita e opacos (4%). A titanita (<1%) em grãos anedrais, irregulares, como inclusões no anfibólio e ao longo dos planos de clivagem das biotitas sendo resultado da exsolução de Ti destas (fase secundária). O zircão em grãos bem formados e inclusos no quartzo (Prancha 5.10 – Fotomicrografia 02) e biotita. Apatitas com formas regulares. Opacos dispersos pela rocha.

5.4.2 Xisto

5.4.2.1 Biotita Granada Xisto

Microscopicamente aponta textura granolepidoblástica, sendo constituído essencialmente por quartzo, feldspato, plagioclásio, biotita e granada. Zircão, apatita, sillimanita, óxidos e opacos como minerais acessórios.

Quartzo (22%) em grãos xenoblásticos, recristalizados, com extinção ondulante e bandas de recristalização ao longo da foliação, geralmente associados ao plagioclásio, indicando recristalização com recuperação ou ainda em *ribbons*, sendo bordejados por biotita, muscovita e sillimanita (Prancha 5.9 – Fotomicrografia 03) Contatos côncavo e convexo com biotitas, por vezes reto e serrilhado com plagioclásio.

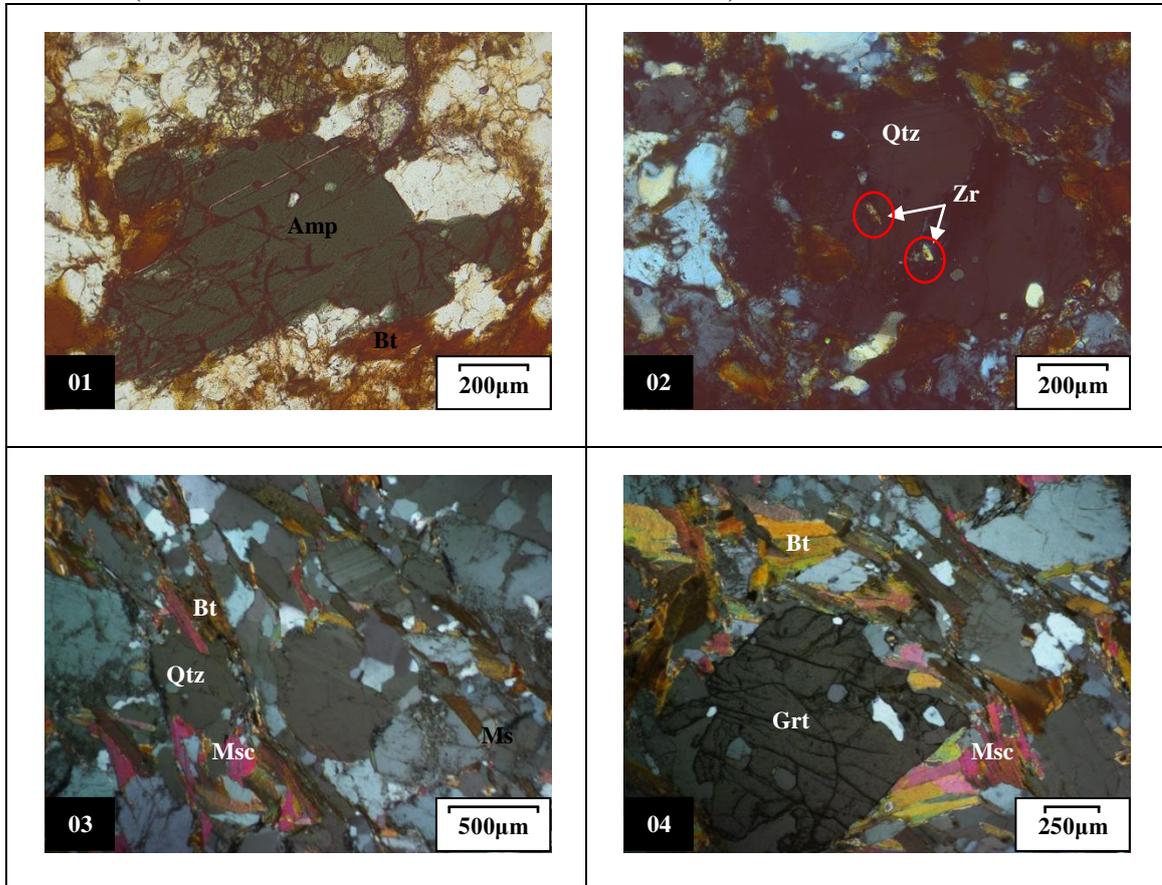
A biotita (26%) ocorre em lamelas alongadas, orientadas segundo a foliação, e envolvendo grãos de quartzo. Em contatos retos quando não alteradas e côncavo/convexo quando alterada.

O plagioclásio (20%) com hábito xenoblástico a subdioblástico, fraturado, com contatos que variam de reto a irregulares. Apresenta geminação Albita e ainda com leve processo de argilização.

O feldspato (18%) com hábitos que variam de xenoblásticos a subdioblásticos, geminação segundo as leis de Albita-Carlsbar. Contatos côncavo/convexo por vezes serrilhado com quartzo e plagioclásio.

A granada (12%) sob a forma de poiquiloblastos subdioblásticos a hipidiomórficos, fraturados, com inclusões de quartzo, sugerindo sua existência pós-cinemática. Em contatos côncavo/convexo com o quartzo e bordejando a biotita (Prancha 5.9 – Fotomicrografia 04). Apatita, sillimanita, zircão, óxidos e opacos (3%) como acessórios. Sillimanita fibrosa, em contato com a biotita e nas bordas do quartzo. Apatita em pequenos grãos inclusos geralmente no quartzo.

Prancha 5.9 – Fotomicrografia 01 – grão de anfibólio alterando para biotita (GH020- Coordenadas UTM 406407/9437602) (LO); Fotomicrografia 02 – zircão incluído no quartzo bordejado por óxidos de ferro (GH020- Coordenadas UTM 406407/9437602) (LO); Fotomicrografia 03 – biotitas e muscovitas nas bordas do quartzo (GH023- Coordenadas UTM 402857/9439087) (LO); Fotomicrografia 04 – grão de granada bordejada por biotitas e muscovitas (GH023- Coordenadas UTM 402857/9439087).



Fonte: Elaborada pela autora.

Legenda: LNP – Luz Natural Polarizada; LO – Luz Ortoscópica.

As paragêneses minerais observadas para as litologias metamórficas aqui estudadas permitem colocar de modo geral, que estas foram metamorfizadas na Fácies Anfibolito média a alta (zonas de compressão, com aumento de temperatura), e, posteriormente, em situações de descompressão, onde a pressão de fluídos foi superior à litostática, reações de hidratação deram origem a associações minerais da fácies xisto-verde, sendo localmente caracterizadas pela desestabilização de minerais como hornblenda e plagioclásio, formação da titanita a partir da exsolução da biotita, assim como pela cristalização de epidoto e clorita.

CAPÍTULO VI - GEOQUÍMICA DO ARCO

6.1 Considerações iniciais

O estudo geoquímico de amostras representativas que afloram na área de pesquisa busca definir as relações entre protólitos, rochas encaixantes e produtos graníticos do arco magmático de Santa Quitéria, dentre elas suas características genéticas, tipo de evolução crustal e herança isotópica que ocorreram durante a Orogenese Brasileira. A composição química de cada unidade litoestratigráfica juntamente com sua mineralogia e os dados geocronológicos e isotópicos, permite montar as informações evolutivas do Arco e suas encaixantes. Os resultados obtidos são apresentados nos Apêndices A e B.

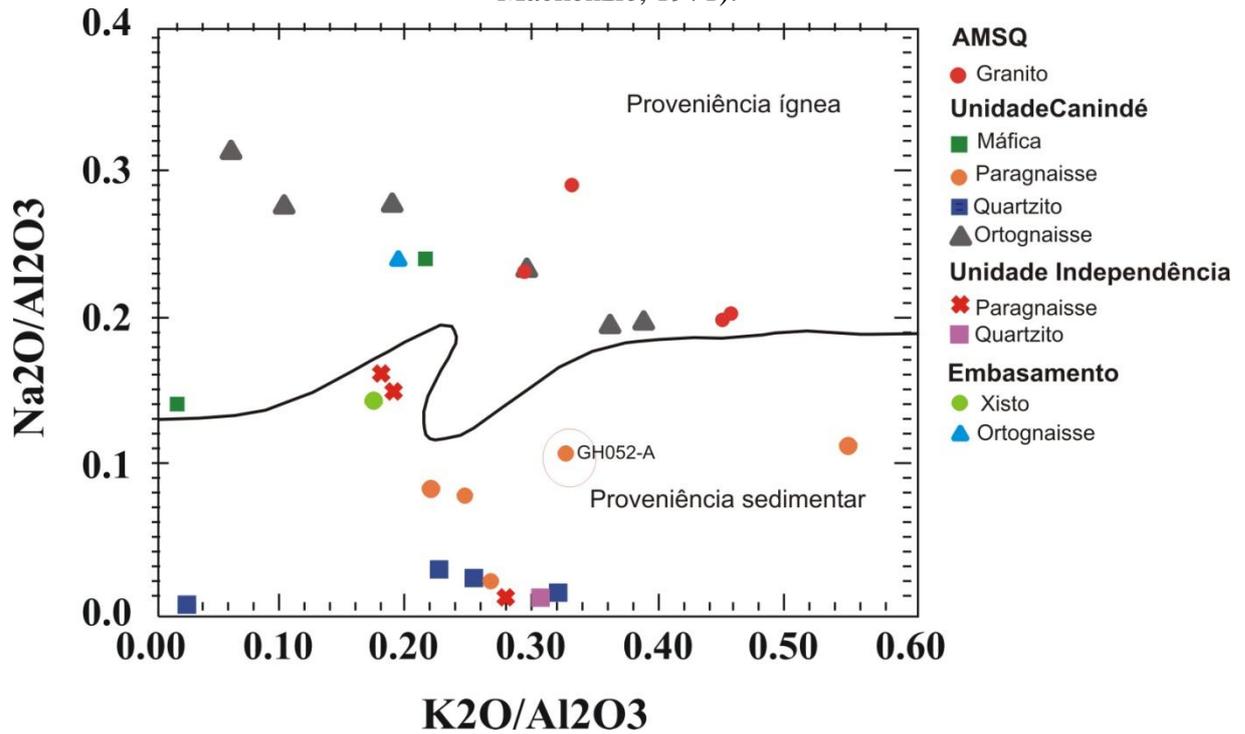
6.2 Discriminação química entre rochas orto e paraderivadas

O diagrama K_2O/Al_2O_3 vs Na_2O/Al_2O_3 (Garrels & Mackenzie, 1971) permite inferir a natureza ígnea ou sedimentar de uma rocha, sobretudo levando em consideração a variação da soda e alumina (Figura 6.1). Deste modo foi atestada origem ígnea para 13 amostras (granitos, ortognaisses e metatonalitos) e sedimentar para 14 amostras (paragnaisses, quartzitos e Oxisto).

Optou-se por utilizar, de modo a corroborar com os resultados expostos acima, o diagrama discriminante de elementos maiores MgO/CaO vs P_2O_5/TiO_2 (Werner, 1987), para rochas intermediárias e ácidas, o qual pode auxiliar a distinguir entre orto e paraderivadas (Figura 6.2). Neste diagrama houve inversão de campo na plotagem da amostra GH052-A o que se dá pelos teores de MgO e P_2O_5 da rocha. Considerando tais valores, assim como sua composição mineralógica, colocamos a sua proveniência como ígnea.

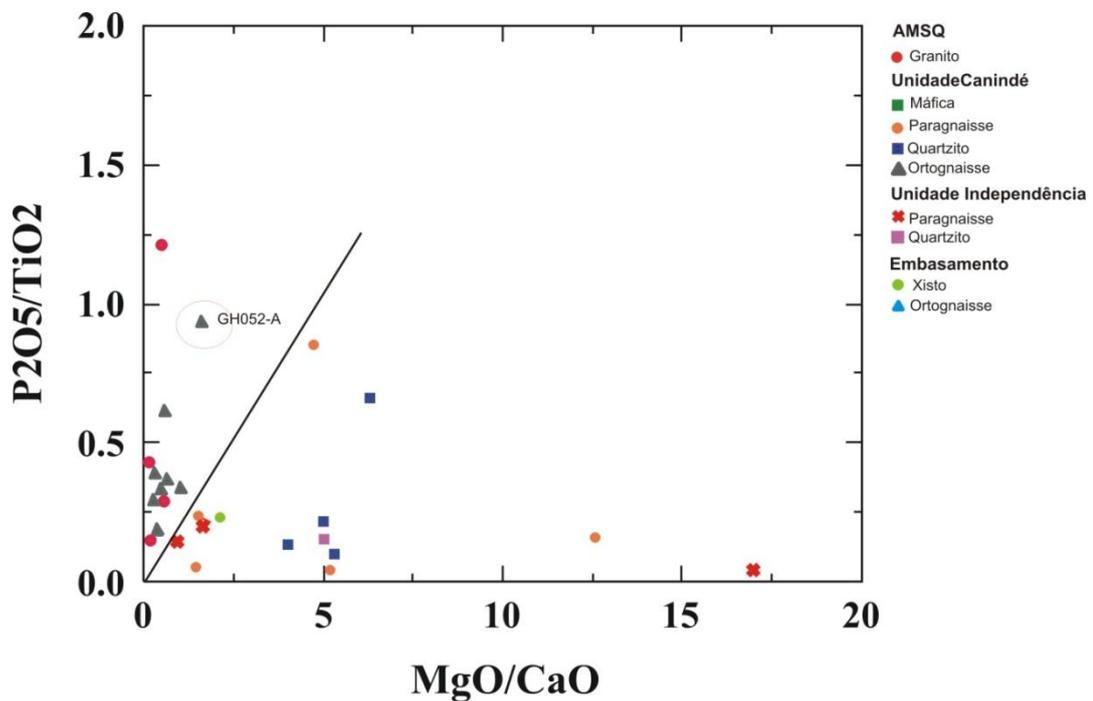
Considerando os resultados expostos no diagrama, optou-se por realizar a descrição geoquímica das amostras na seguinte ordem: primeiro as rochas ortoderivadas e posteriormente as rochas de proveniência sedimentar.

Figura 6.1 – Diagrama de discriminação de rochas ígneas e sedimentares (Garrels & Mackenzie, 1971).



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 6.2 – Diagrama de discriminação elaborado por Werner (1987), que determina a origem ígnea ou sedimentar dos gnaisses.



Fonte: Elaborada pela autora.

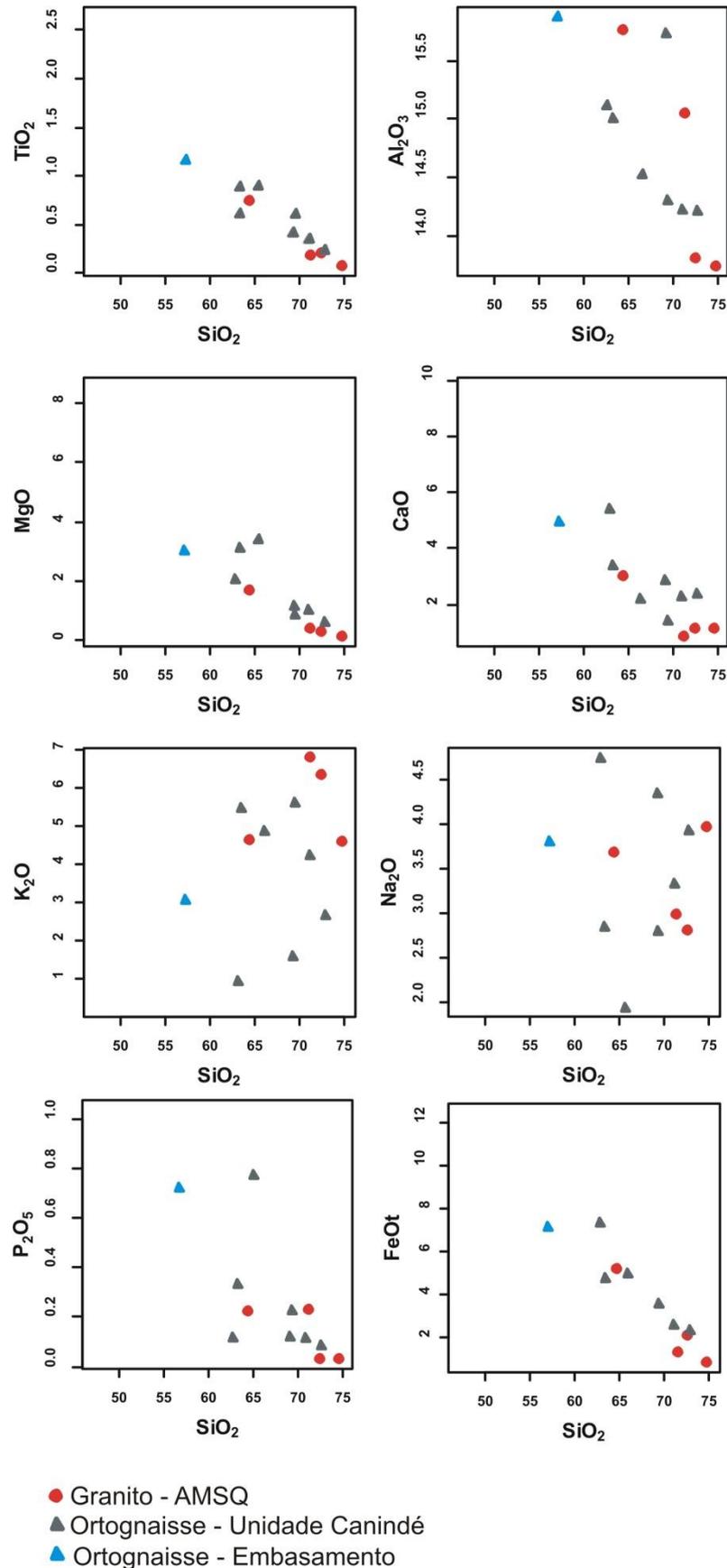
6.3 Rochas de Proveniência Ígnea

6.3.1 Elementos Maiores e Traços

Estão inseridas no campo das rochas de proveniência ígnea amostras pertencentes as seguintes unidades: Embasamento, Unidade Canindé e Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ).

O teor de SiO_2 varia de 57,09% a 72,76% (ortognaisses – Embasamento e Unidade Canindé) e 64,45% a 74,70% (granitos - AMSQ), posicionando para o grupo a presença de rochas intermediárias e ácidas (Vide Apêndice A). Quando analisados em conjunto nos diagramas de Haker's os ortognaisses e granitos apresentam em geral correlação geoquímica negativa de SiO_2 vs TiO_2 , MgO , CaO , Fe_2O_t , o que pode refletir a diminuição dos conteúdos em biotita e fases acessórias (zircão \pm ilmenita \pm rutilo \pm monazita) dos termos mais máficos para os mais leucocráticos. A correlação permanece negativa com SiO_2 vs Al_2O_3 , Na_2O e P_2O_5 o que pode ser justificado pelo predomínio do feldspato potássico sobre o plagioclásio ou decréscimo de minerais ferromagnesianos. Esta correlação torna-se positiva com K_2O para todos os litotipos, indicativo de afinidade crustal (Figura 6.3).

Figura 6.3 – Diagramas Harker (elementos maiores) para as rochas ortoderivadas.



Fonte: Elaborada pela autora.

Considerando o padrão de alcalinidade pelo diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) granitos e ortognaisses apontam afinidade cálcio alcalina (Figura 6.4).

No diagrama A/CNK vs A/NK (Shand, 1943) são discriminados litotipos peraluminosos (séries compressionais) e metaluminos (séries extensionais), os resultados são condizentes com a associação mineralógica das amostras, onde as metaluminosas (granito (GH29-B) e ortognaisses (GH009, GH020, GH030) possuem hornblenda, epidoto e biotita em sua composição e nas peraluminosas observa-se muscovita, biotita e granada (Figura 6.5).

No diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979) os litotipos plotam no campo das subalcalinas/toleíticas com predomínio de rochas de natureza ácida (Figura 6.6).

Figura 6.4 – Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) exibindo para as amostras afinidade cálcio-alcalina.

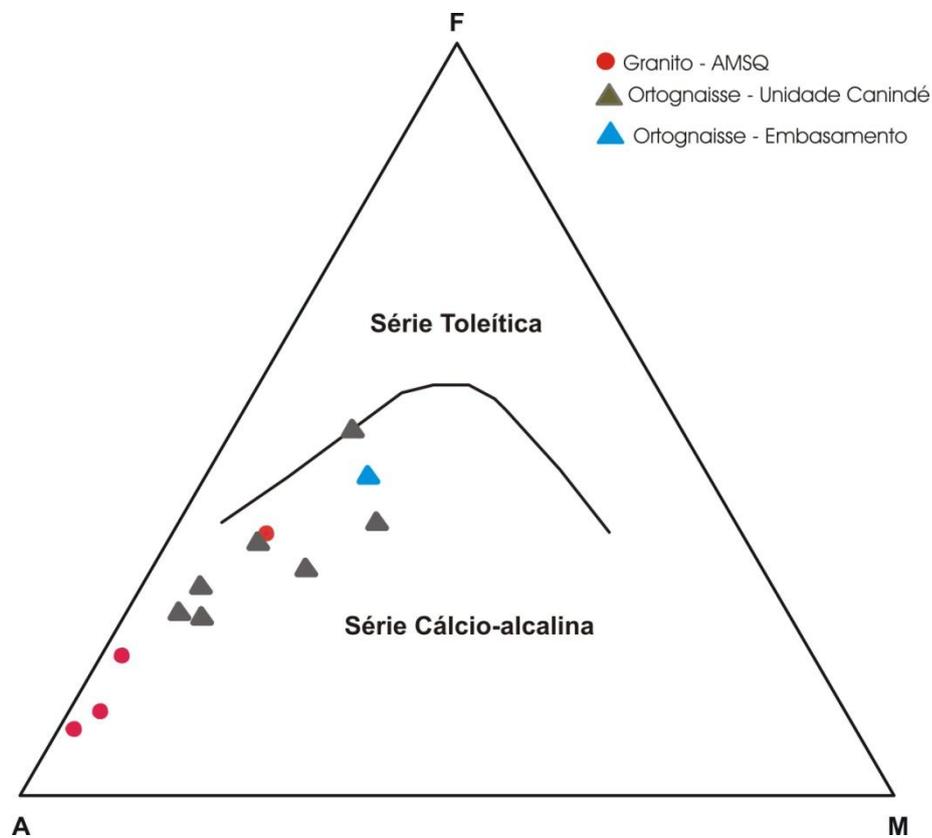
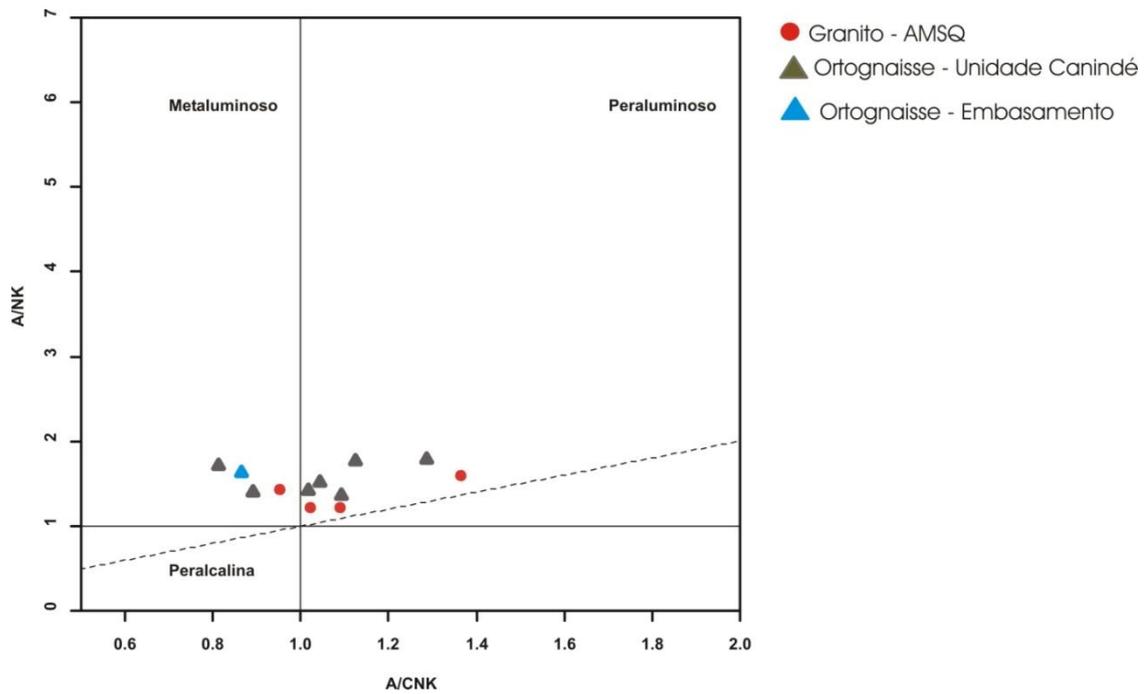
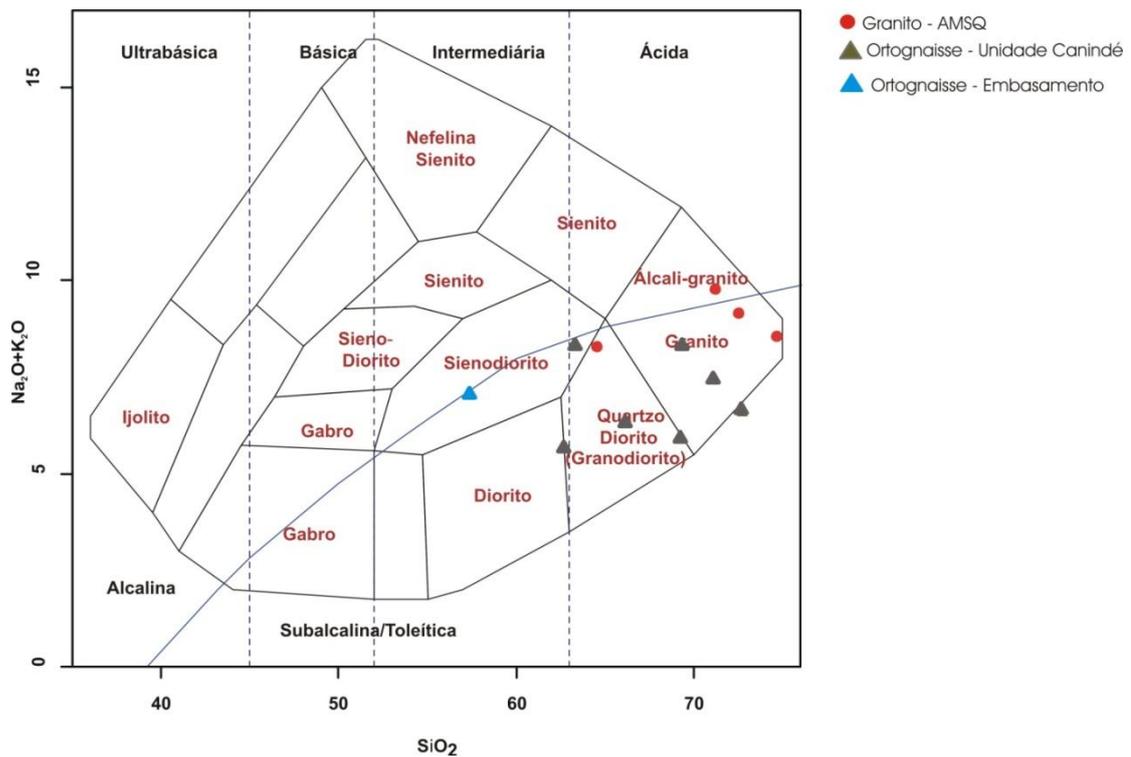


Figura 6.5 – Diagrama ANK x A/CNK (Shand, 1943) mostrando afinidades peraluminosa e metaluminosa dos litotipos.



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 6.6 – Diagramas TAS (Cox *et al.*, 1979) que mostra natureza de tendência subcalina/toleítica para a maioria dos litotipos e composição ácida predominante.



Fonte: Elaborada pela autora.

6.3.2 Elementos Terras Raras

Os padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) das rochas ortoderivadas foram normalizados pelos valores do condrito de Boyton (1984) (Tabela 04 -Apêndice C).

Os litotipos apresentam grau de fracionamento significativo entre os elementos terras raras leves (ETRL) e pesados (ETRP), com valores de La_N/Yb_N que variam de 10,68 a 31,71 nos granitos (AMSQ), de 3,51 a 29,39 nos metatonalitos (Unidade Canindé), 3,09 a 51,54 nos ortognaisses (Unidades Canindé e Embasamento).

A razão Eu/Eu^* representa um importante indicador químico de evolução crustal, diferenciação e interação manto-crosta. Nos granitos esta razão possui valores entre 0,57 - 1,01 nos metatonalitos, de 0,82 -1,12 e para os ortognaisses um intervalo entre 0,36 -1,37. Deste modo, ortognaisses e granitos apontam maior grau de evolução.

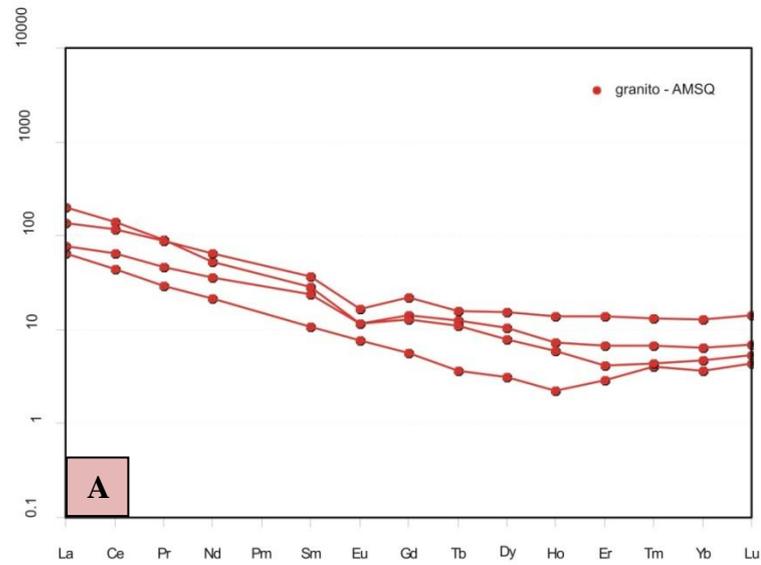
Os granitos apresentam em geral anomalia negativa de Eu indicando fracionamento de plagioclásio durante o processo de cristalização do magma, ou que os magmas de origem têm contribuição de material da porção superior da crosta. Entretanto, a amostra GH029-B, denota comportamento diferenciado com relação a esse mesmo elemento. Tal amostra mostra enriquecimento em ETRP com anomalia positiva de Tm (Figura 6.7 - A).

Os metatonalitos possuem comportamento distintos com relação aos elementos Ce, Eu, Ho, Tm e Yb (ETRL e ETRP). Observa-se que o empobrecimento de Ce é atribuído a influência de minerais como clinopiroxênio e hornblenda durante o processo de fusão parcial da geração de um protólito (Figura 6.7 - B).

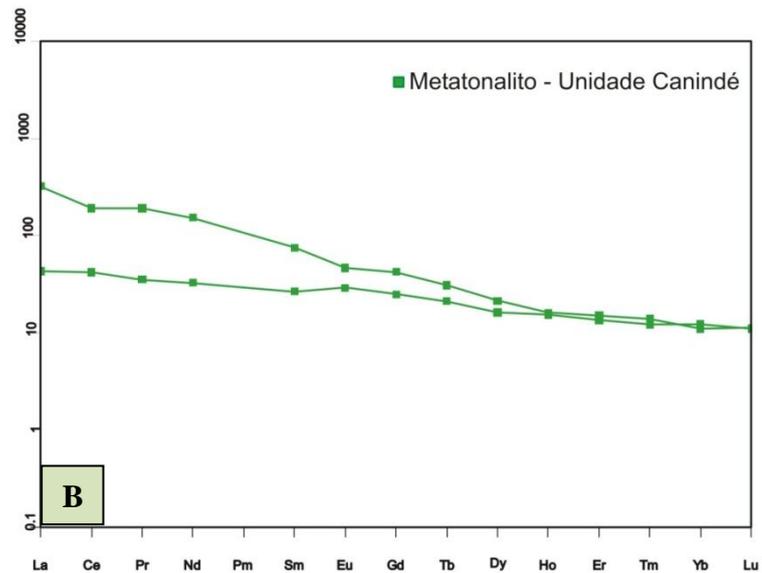
Para os ortognaisses as amostras GH009, GH015-B e GH039 assinalam anomalia negativa de Eu, indicativa do fracionamento de plagioclásio na cristalização do magma. A amostra GH017 aponta suave anomalia positiva de Eu e Er indicativo de que o magma original tenha contribuição de material da porção inferior da crosta e leve anomalia positiva de Ce, Tb e Yb. As amostras GH001, GH020 e GH030 mostram um grau de fracionamento mais tênue e não possuem anomalia de Eu, características sugestivas de padrões de rochas mantélicas (Figura 6.7 - C).

Padrões de ETR paralelos entre amostras do mesmo grupo denotam uma relação de parentesco entre estas, sugestivas de que o fracionamento e/ou assimilação de fases acessórias portadoras de ETR (monazita, apatita, zircão) desempenham papel fundamental durante a evolução magmática. Por outro lado, a descontinuidade dos padrões pode ser atribuída a variações locais nas composições de magmas e/ou material contaminante. Para os granitos e ortognaisses são visualizados estes dois padrões inferindo a estas, a ocorrência de dois pulsos magmáticos distintos.

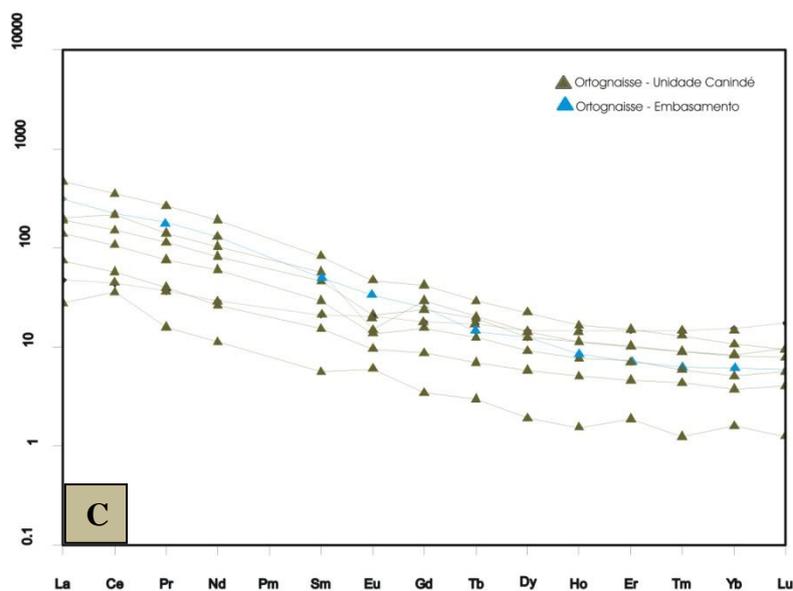
Figura 6.7 – Diagramas de distribuição do padrão de ETR normalizado pelo condrito de Boynton (1984) para as rochas ortoderivadas. (A – Granitos; B – Metatonalitos; C – Ortognaisses).



Fonte: Elaborada pela autora.



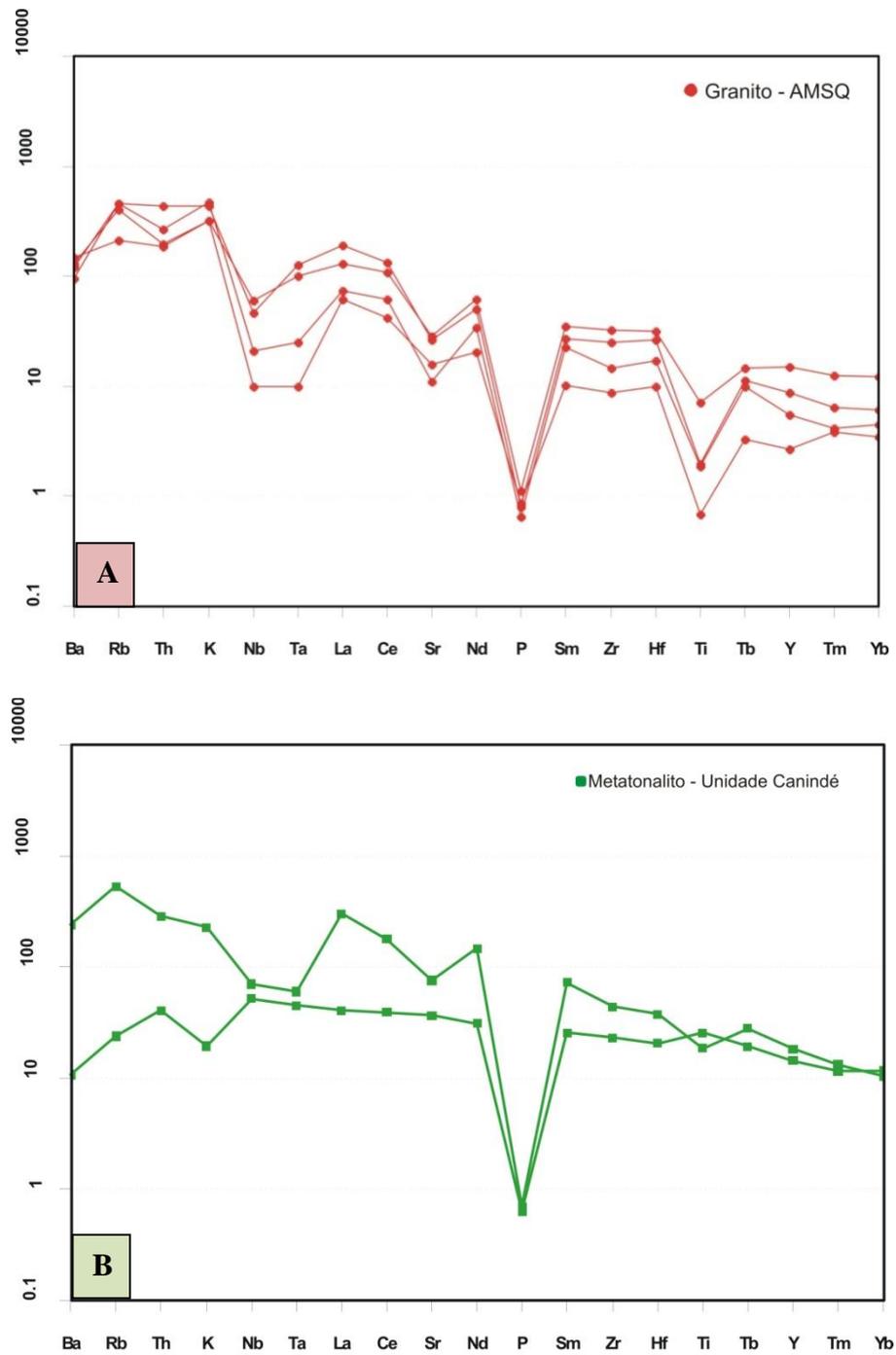
Fonte: Elaborada pela autora.

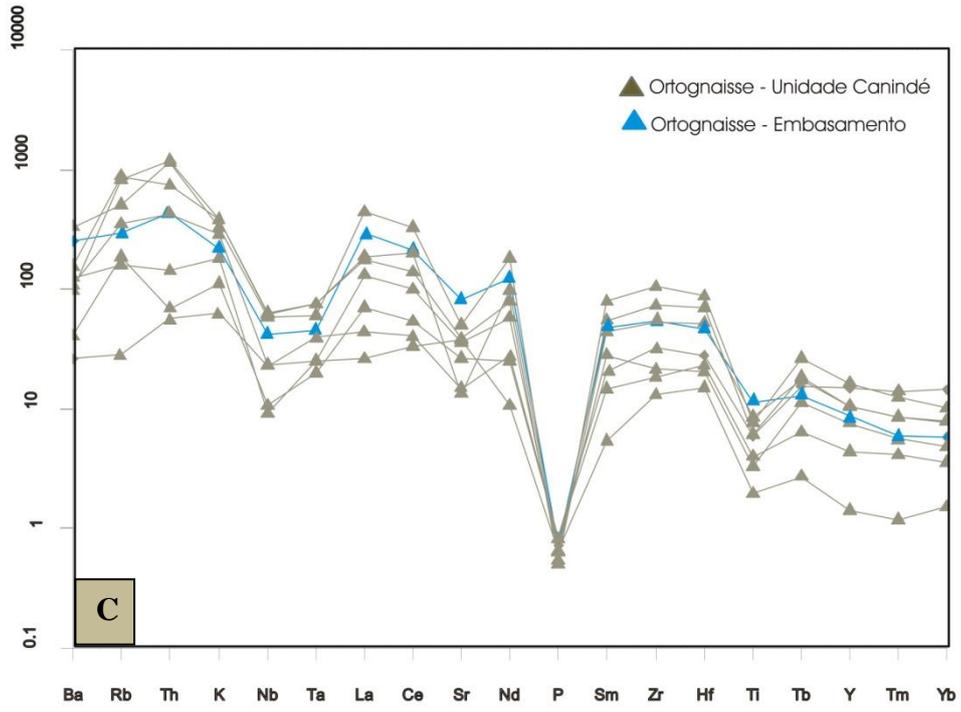


Fonte: Elaborada pela autora.

Diagramas multi-elementos (aranhogramas), normalizados por condrito de Thompson (1982), assinalam para todas as amostras forte anomalia negativa de P o que pode refletir o fracionamento de apatita (Figura 6.8: A, B e C). Nos granitos observa-se também anomalias negativas de Sr e Ti que podem ser atribuídas ao fracionamento do plagioclásio (Figura 6.8: A). O Nb com anomalias negativas nos granitos e ortogneisses, sendo característica de crosta continental podendo ser indicativo de envolvimento crustal no processo magmático (Rolinson, 1993) (Figura 6.8: A e C).

Figura 6.8 – Diagrama de multielementos normalizado por condrito de Trompson (1982) para litotipos ortoderivados: A- Granitos; B- Básicas e C- Ortognaisses.





6.3.3 *Ambiência*

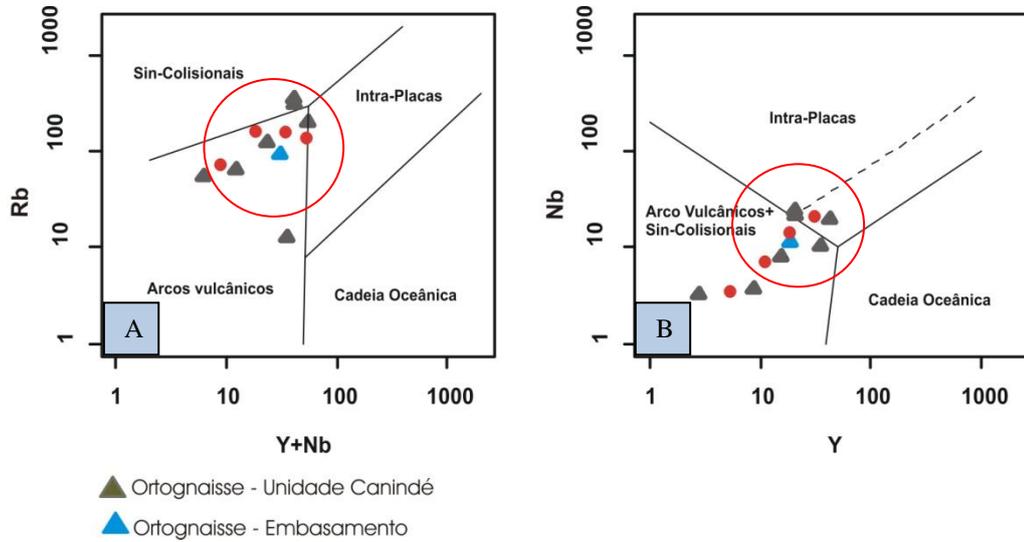
Para caracterização dos ambientes tectônicos foram utilizados os diagramas discriminatórios de Pearce *et al.*, (1984) Rb vs Y+ Nb e Nb vs Y e de Batchelor e Bowden (1985) R_1 vs R_2 cujos resultados são expostos a seguir.

Analisando as proporções de Rb vs Y+Nb e Nb vs Y, granitos e ortognaisses plotam predominantemente no campo dos granitóides pós-colisionais (Figura 6.9-A e B).

No diagrama de variação multicatiônica R_1 vs R_2 cujos parâmetros químicos considerados são $R_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ e $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$, três granitos e cinco ortognaisses plotam no campo dos sin-colisionais. Um granito (GH029-B) plota como tardi-orogênico. Um ortognaisse (GH030) no campo de pré-colisão de placas enquanto que os ortognaisses GH023 e GH009 estão situados no campo do soerguimento pós-colisional. (Figura 6.10).

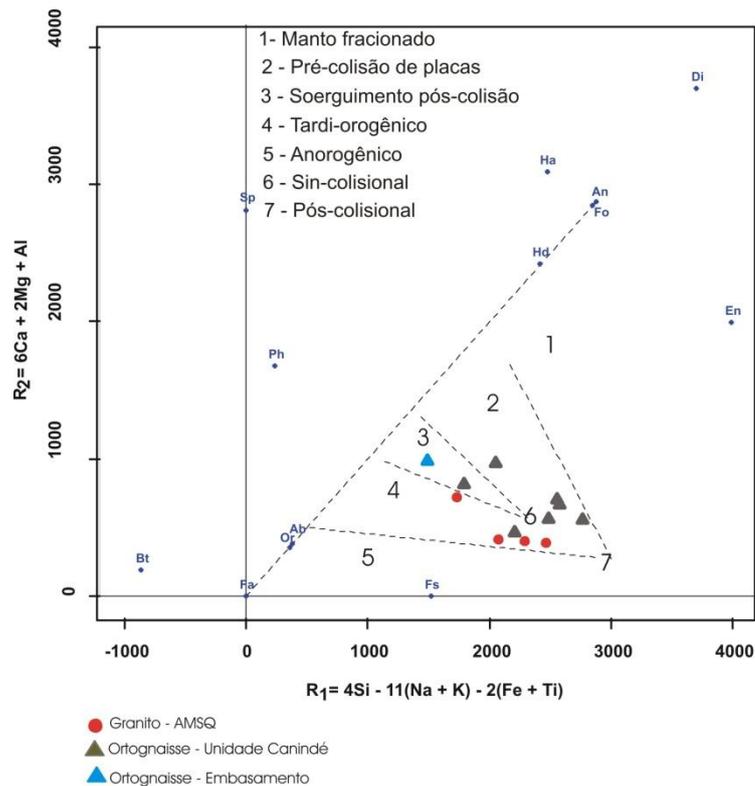
A análise da distribuição dos teores em elementos maiores e traço nas rochas ortoderivadas sugerem que os granitos sejam oriundos de protólitos com fonte ígnea e sedimentar, estando a sua gênese relacionada aos eventos tectônicos regionais.

Figura 6.9 – Diagramas geotectônicos: A) Rb vs Y+Nb e B) Nb vs Y (Pearce *et al.*, 1984). O elipsóide corresponde aos campos de granitos pós-colisionais.



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 6.10 – Diagrama de variação multicatiônica R_1 vs R_2 (Batchelor e Bowden, 1985).



Fonte: Elaborada pela autora.

6.4 Rochas de Proveniência Sedimentar

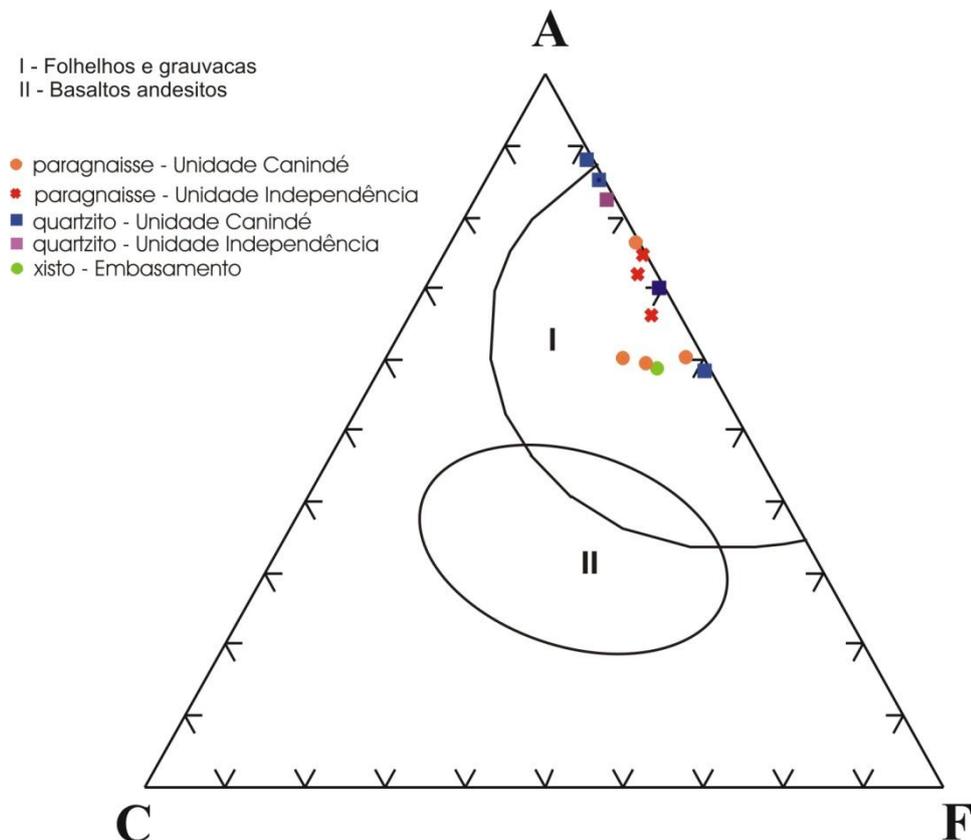
Estão inseridas no campo das rochas de proveniência sedimentar amostras pertencentes às seguintes unidades: Embasamento, Canindé e Independência.

6.4.1 Elementos Maiores e Traços

As amostras de proveniência sedimentar são predominantemente ácidas (SiO_2 acima de 66%), sendo que o xisto GH023 (Embasamento) e paragnaisse GH008, GH051-B (Unidade Independência) possuem características de rochas intermediárias (SiO_2 entre 52 e 66%).

A relação ACF (Myashiro, 1973), onde, $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$; $C = \text{CaO}$ e $F = \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$, possibilita a discriminação da natureza do protólito e situa os todas as amostras como possíveis folhelhos e grauvacas (Figura 6.11).

Figura 6.11 – Diagrama ACF coloca os protólitos das amostras como folhelhos e grauvacas (Myashiro, 1973).

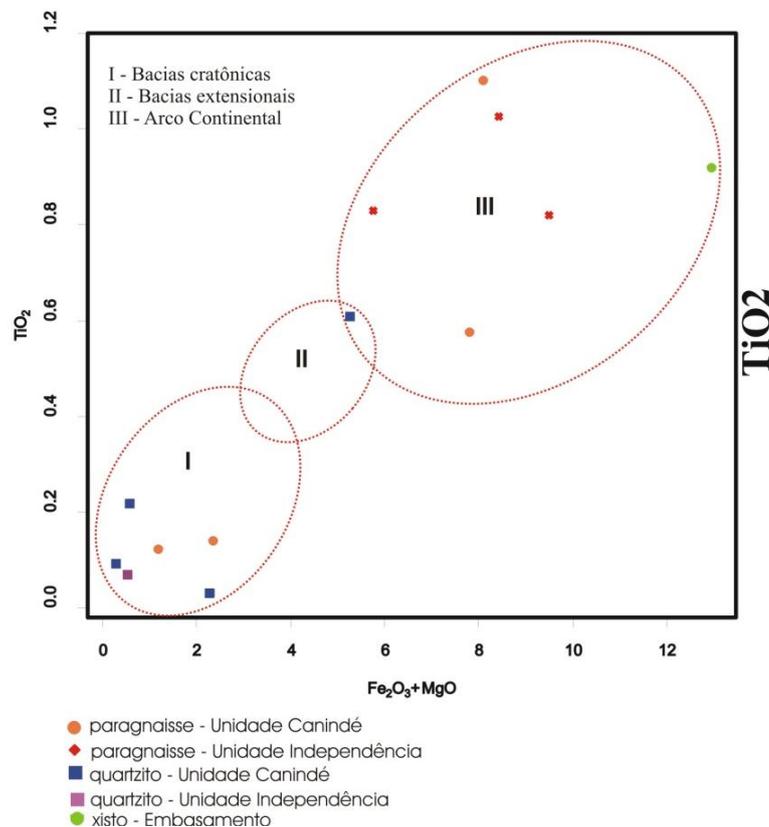


Fonte: Elaborada pela autora.

No diagrama binário de ambiência tectônica TiO_2 vs $FeOt+MgO$ (Copeland and Condie, 1986) as amostras são inseridas em dois campos: arco continental (GH025 – quartzito; GH023 (xisto); GH008, GH050, GH051-B GH043, GH052-B (paragnaisse) e bacia cratônica (GH003, GH018-C, GH046, GH 051-A- quartzitos; GH018-B e; GH033 – paragnaisse) (Figura 6.12).

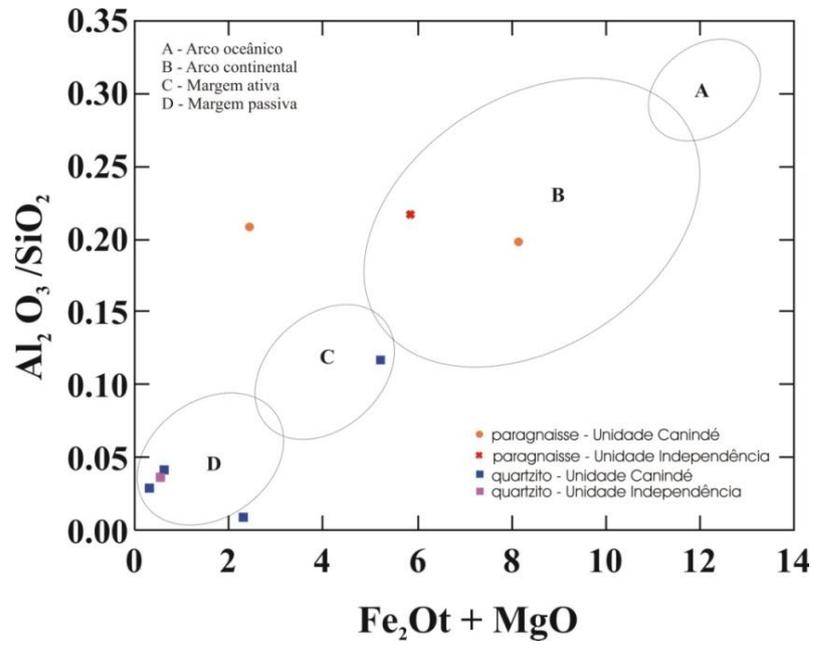
Tais dados são condizentes com o diagrama Al_2O_3/SiO_2 vs Fe_2O_3+MgO (Zhang, 1997) no qual as mesmas amostras plotam no campo de arco continental a exceção de um quartzito (GH025) que é tido aqui como de margem ativa. Do mesmo modo a maioria dos litotipos colocados no gráfico anterior como de bacia cratônica ocupam a área de margem passiva. Um xisto (GH023) plota no campo do arco oceânico, por apresentar teores elevados de Fe_2O_3 (8,87) e MgO (4,07) (Figura 6.13).

Figura 6.12 – Diagrama binário de ambiência tectônica TiO_2 vs $FeOt+MgO$ (Coopeland and Condie, 1986).



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 6.13 – Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ vs $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ (Zhang, 1997).



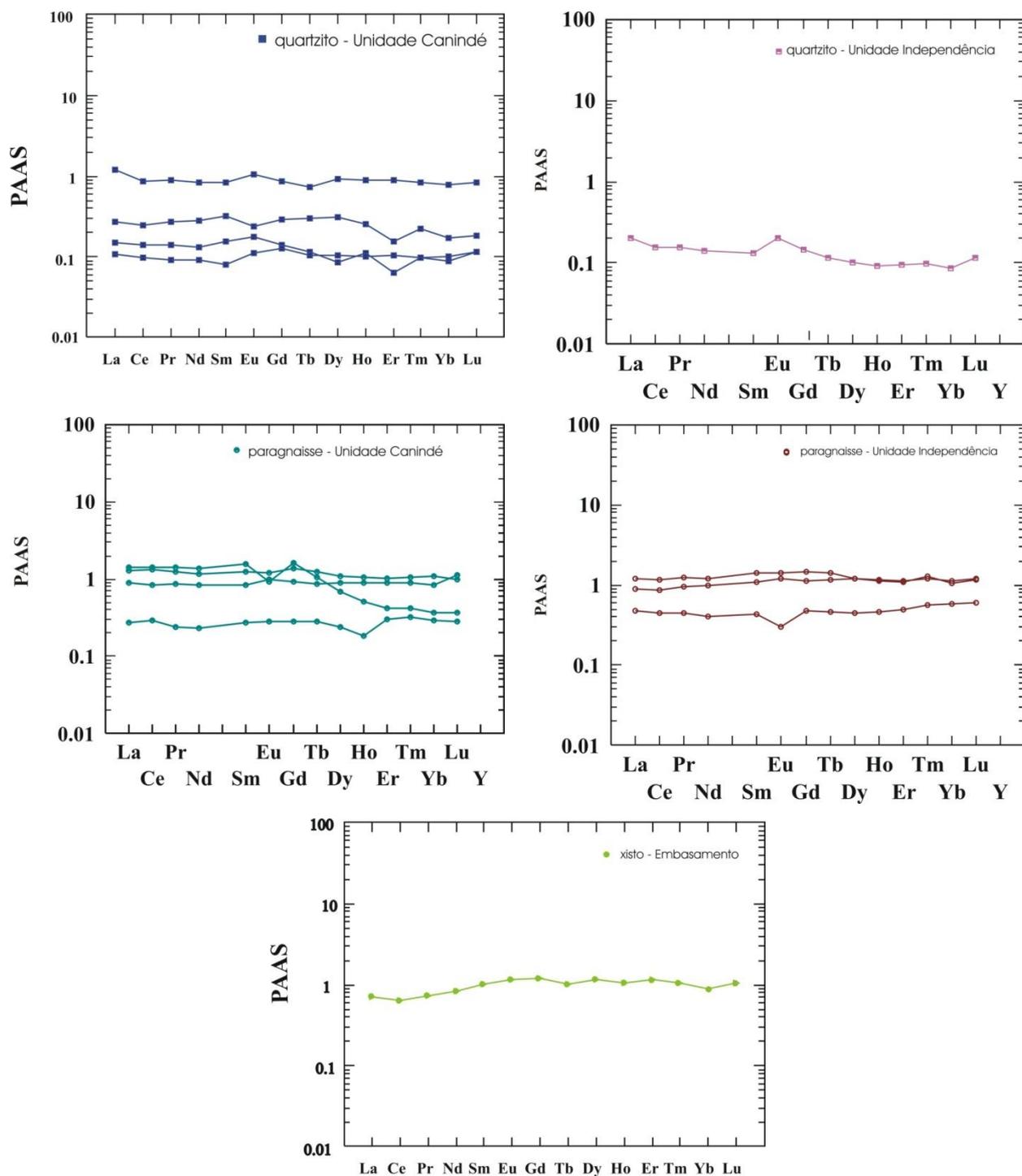
Fonte: Elaborada pela autora.

6.4.2 Elementos Terras Raras

O padrão de ETRs e anomalia de Eu nos metassedimentos irá fornecer pistas importantes sobre as características da rocha de origem (Taylor e McLennan, 1985). Ainda segundo estes autores, a maioria das rochas sedimentares pós-arqueanas são caracterizadas por depleção em Eu, com excessão das correspondentes ao primeiro ciclo de sedimentos vulcanogênicos depositados em bacias de retro arco e derivadas sobretudo de andesitos. A anomalia de Eu pode ser decorrente de fatores como: soluções hidrotermais precursoras suficientemente oxidantes; ausência de minerais capazes de acomodar Eu^{+2} e contribuição do precipitado hidrotermal com sedimento de origem pelítica (Taylor e McLennan, 1985; McLennan, 1989).

Todas as amostras foram normalizadas em relação ao PAAS (*Pos-Archean Australian Shale*), conforme MacLennan, 1989. Semelhanças de valores $(\text{La}/\text{Yb})_N$ e Eu/Eu^* entre estas em relação ao PAAS indicam que os processos aos quais estas rochas foram submetidas não obliteraram completamente as assinaturas químicas dos seus protólitos.

Figura 6.14 – Padrão de distribuição de ETR normalizados pelo PASS (Pós-Archean average Australian sedimentary rock).



Fonte: Elaborada pela autora.

6.4.3 Ambiência

A razão $(Gd/Yb)_N$ também documenta a natureza de rochas de origem e a composição da crosta continental (Taylor e McLennan, 1985). Crosta arqueana geralmente tem maior razão $(Gd/Yb)_N$, registrando normalmente valores acima de 2.0 em rochas sedimentares, enquanto que as rochas pós-arqueanas têm $(Gd/Yb)_N$ valores comumente entre 1.0 e 2.0 (McLennan, 1989; McLennan e Taylor, 1991). Conforme citado anteriormente, a razão Eu/Eu^* representa um importante indicador químico de evolução crustal, diferenciação e interação manto-crosta.

Os valores destas razões nas amostras dos metassedimentos são exibidos na tabela 6.1.

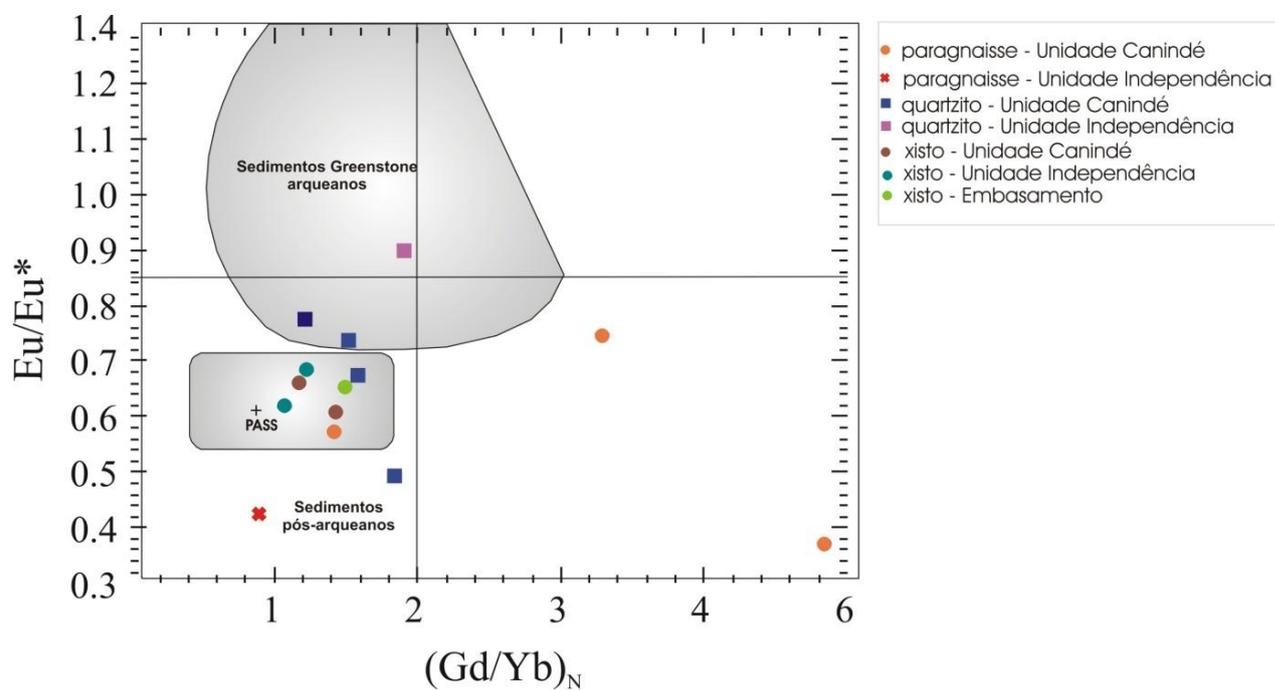
No diagrama 6.15 observa-se o predomínio das razões $(Gd/Yb)_N$ com valores < 2.0 e $Eu/Eu^* < 0.85$, encontrados nos metassedimentos pós-arqueanos de McLennan & Taylor (1991) e McLennan *et al.*, (1995), muito embora três paragnaisse plotem no campo dos sedimentos greenstones arqueanos e outras três fora destes padrões (Figura 6.15). Tal dado colabora para a afirmação de que os metassedimentos analisados são oriundos de múltiplas fontes.

Tabela 6.1 – Valores da razão $(Gd/Yb)_N$ nos metassedimentos.

Amostra	Rocha	Unidade	$(Gd/Yb)_N$	Eu/Eu^*
GH033	Paragnaisse	Canindé	5.8	0.38
GH052-B	Paragnaisse	Canindé	1.7	0.38
GH 008	Paragnaisse	Canindé	1.7	0.64
GH 018-B	Paragnaisse	Canindé	1.3	0.65
GH051-B	Paragnaisse	Canindé	1.4	0.70
GH050	Paragnaisse	Canindé	1.5	0.72
GH043	Paragnaisse	Independência	1.1	0.44
GH 023	Xisto	Cruzeta	1.8	0.69
GH 003	Quartzito	Canindé	2.2	0.51
GH046	Quartzito	Canindé	1.9	0.71
GH 018-C	Quartzito	Canindé	1.8	0.78
GH 025	Quartzito	Canindé	1.5	0.82
GH051-A	Quartzito	Independência	2.3	0.96

Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 6.15 – Diagrama $(Gd/Yb)_N$ vs Eu/Eu^* (McLennan & Taylor, 1991) no qual as amostras analisadas plotam preferencialmente nos campos de sedimentos pós-arqueanos e sedimentos greenstone arqueano.



Fonte: Elaborado pela autora.

CAPÍTULO VII - GEOLOGIA ISOTÓPICA

7.1 Introdução

O presente capítulo aponta dados geocronológicos U-Pb em zircão de 05 amostras, idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 27 amostras e 13 de Rb-Sr obtidas em seções transversais ao AMSQ. Busca, deste modo, determinar as idades dos protólitos que contribuíram como fonte das rochas da sequência e dos granitos gerados durante o Brasileiro.

Os métodos de preparação e análise de tais amostras seguiram procedimentos específicos, conforme já colocado no item 1.5, Materiais e Métodos (Capítulo 1).

7.2 Datações U-Pb pelo método LA –MC- ICP MS

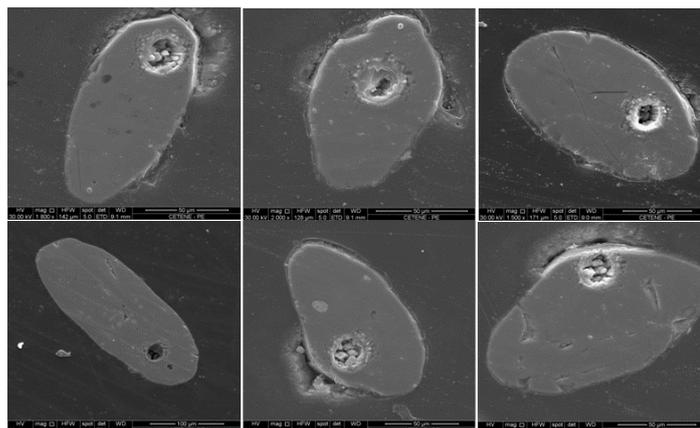
As litologias analisadas para o método U-Pb em zircão correspondem a rochas pertencentes às Unidades Canindé e Independência e os resultados são expostos a seguir.

7.2.1 Unidade Canindé

7.2.1.1 Ortognaisse – GH001

A maioria dos cristais de zircão são incolores ou amarelados, apresentam formas subarredondadas curtas ou alongadas (Figura 7.1) e fornecem idades correspondentes ao paleoproterozóico. No histograma de frequência as idades U-Pb em zircão obtidas indicam a presença de pelo menos três populações distintas (Figura 7.2 e 7.3), com intercepto superior com a concórdia de 2.39 Ga. Esta idade pode ser interpretada como a de cristalização e coloca esta rocha como parte de associação vulcânica do paleoproterozóico antigo. A idade mais jovem obtida foi de 1996 ± 9 Ma e pode ser relacionada ao ciclo orogênico Transamazônico. Deste modo, este litótipo é aqui colocado como sendo representante de porção pertencente a base da sequência, ou seja, ao embasamento.

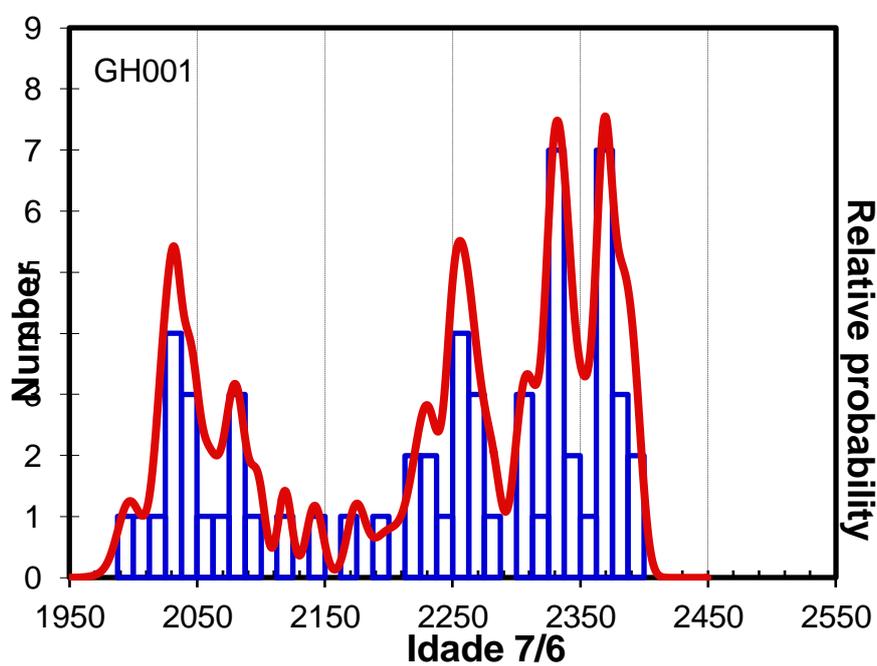
Figura 7.1 – Formas características dos grãos de zircão do ortognaisse - GH001.



GH001

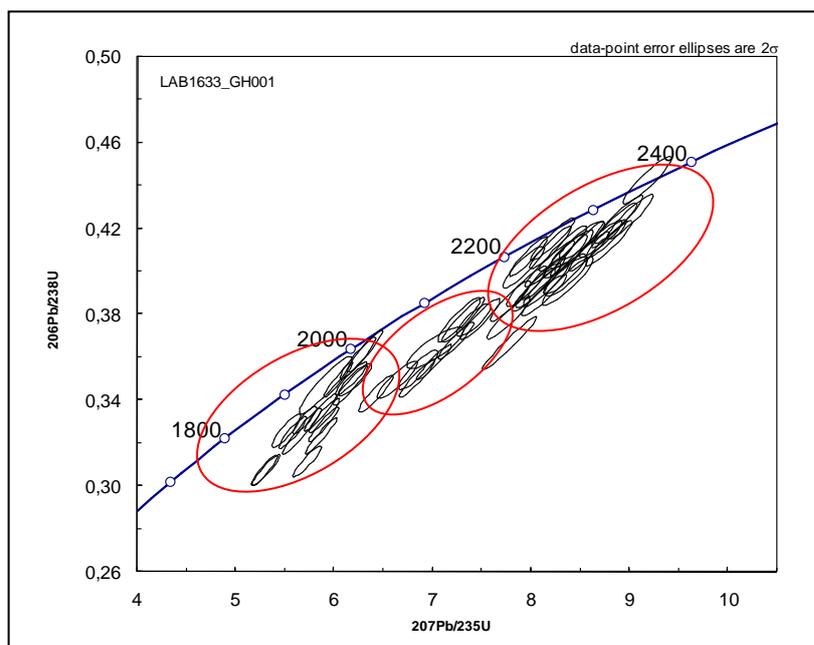
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 7.2 – Histograma de frequência de idades U-Pb em zircão da amostra GH001.



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 7.3 – Diagrama concórdia onde se visualiza as populações de zircões do ortognaisse. A área maior demarca a cristalização paleoproterozóica, sendo esta retrabalhada ou oriunda de outro pulso, na fase de espessamento crustal e formação dos terrenos tipo TTG.

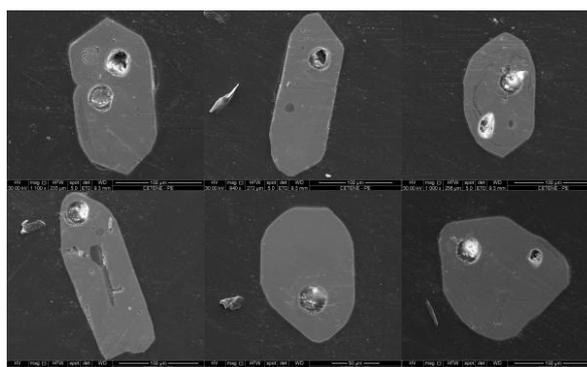


Fonte: Elaborada pela autora.

7.2.1.2 Ortognaisse (GH009)

Os cristais da amostra GH009 variam de incolores a amarelados, apresentam formas arredondadas, subarredondadas curtas, alongadas ou com ainda prismáticas alongadas ou curtas (Figura 7.4) e fornecem idades correspondentes ao neoproterozóico. As idades U-Pb em zircão obtidas indicam a presença de uma população predominante com idade de intercepto de 623.7 Ma. A idade mais jovem obtida, ou seja, a idade máxima foi de 585 ± 18 Ma e a mais antiga de 687 ± 15 Ma (Figuras 7.5 e 7.6). Tais dados inferem a cristalização da rocha como estando relacionada ao evento Brasileiro e concomitante à formação do AMSQ.

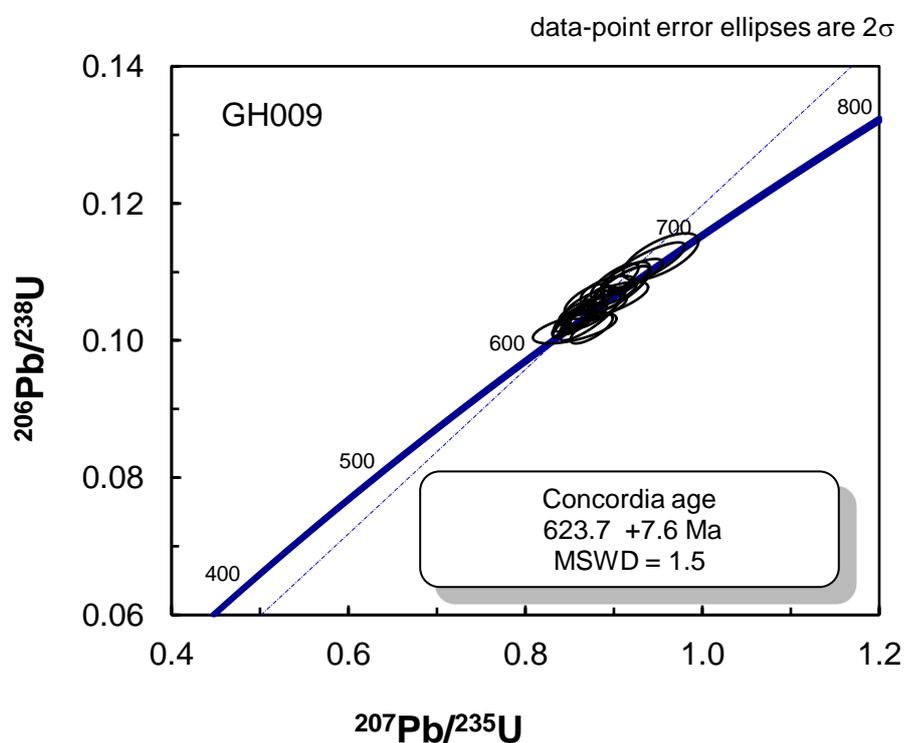
Figura 7.4 – Formas características dos zircões da amostra GH009.



GH009

Fonte: Elaborada pela autora

Figura 7.5 – Diagrama concórdia U-Pb em zircão do Biotita Muscovita Gnaiss com Granada.



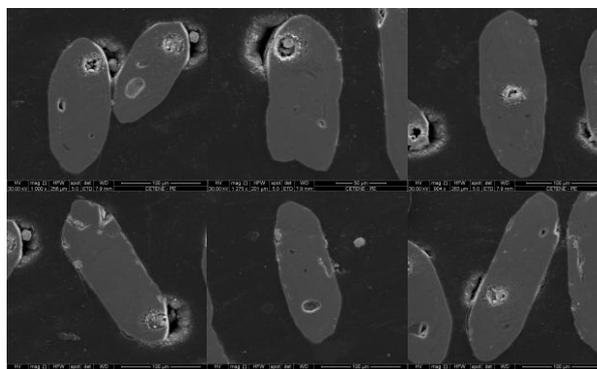
Fonte: Elaborada pela autora.

7.2.1.3 Ortognaisse (GH017)

Nesta amostra a maioria dos cristais de zircão são incolores e apresentam formas subarredondadas a alongadas (Figura 7.7). Estes fornecem idades correspondentes ao paleoproterozóico e indicam a presença de uma população predominante com idade de intercepto de 2150 ± 29 Ma. Esta idade pode ser explicada como a de cristalização e a aloca como parte de associação vulcânica paleoproterozóica. A idade mais jovem obtida foi de 1995

± 16 Ma e a mais antiga de 2185 ± 29 Ma (Figuras 7.11). Assim como na amostra GH001, as idades obtidas são sugestivas de que esta litologia seja parte do embasamento.

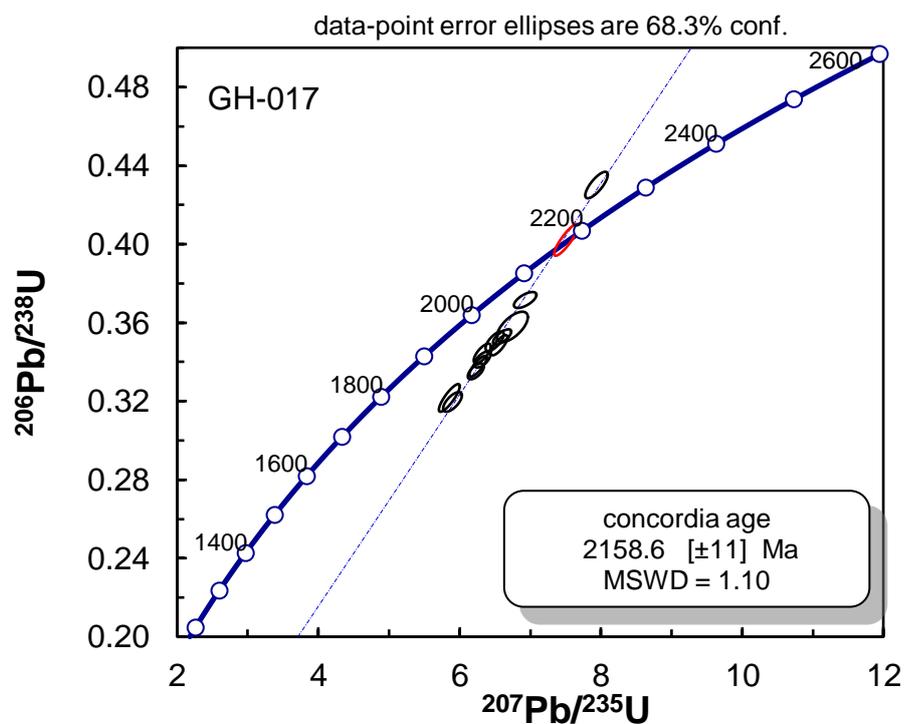
Figura 7.6 – Formas características dos zircões da amostra GH017.



GH017

Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 7.7 – Diagrama concórdia U-Pb em zircão do Biotita Gnaiss com idade de intercepto de 2158 ± 11 Ma.

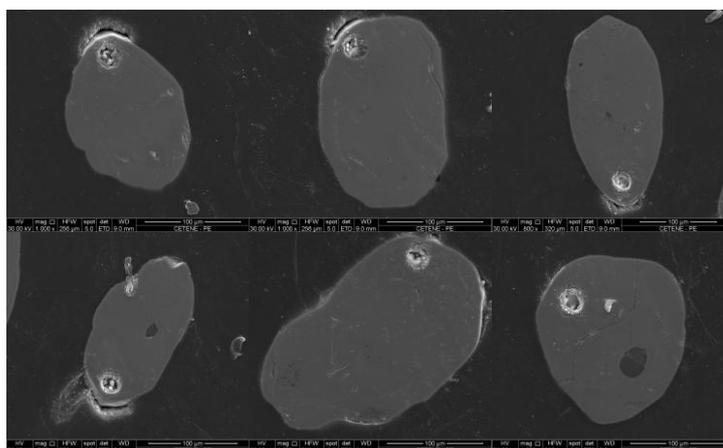


Fonte: Elaborada pela autora.

7.2.1.4 Quartzito (GH018-C)

A maioria dos cristais da amostra GH018-C são incolores ou amarelados e apresentam formas arredondadas, subarredondadas curtas pouco alongadas (detríticos) (Figura 7.8) e fornecem idades correspondentes ao Neoproterozóico, Mesoproterozóico, Paleoproterozóico e Arqueano. No histograma de frequência as idades U-Pb em zircão obtidas indicam a presença de pelo menos quatro populações distintas de zircão (Figura 7.9), com a população predominante com idade entre 700 e 800 Ma (Figura 7.10), correspondente a fase rifte do embasamento arqueano/paleoproterozóico com posterior abertura de oceano. (Fetter *et al.*, 2000; Castro, 2004, Arthaud *et al.*, 2015). A idade mais jovem obtida foi de 601 ± 14 Ma e a mais antiga de 2747 ± 8 Ma. Deste modo, reflete herança de diferentes fontes. Este comportamento denota derivação tanto de rochas do embasamento mais antigo como do próprio arco. A idade mais nova, ou seja, a de cristalização do protólito, como componente herdado de fonte arqueana.

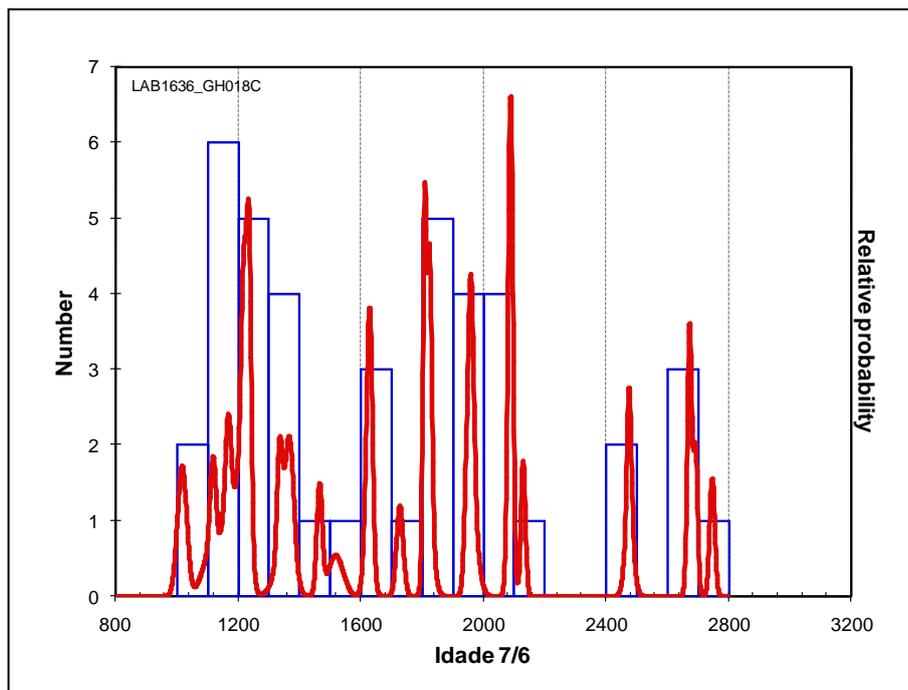
Figura 7.8 – Formas características dos zircões da amostra GH018-C.



GH018-C

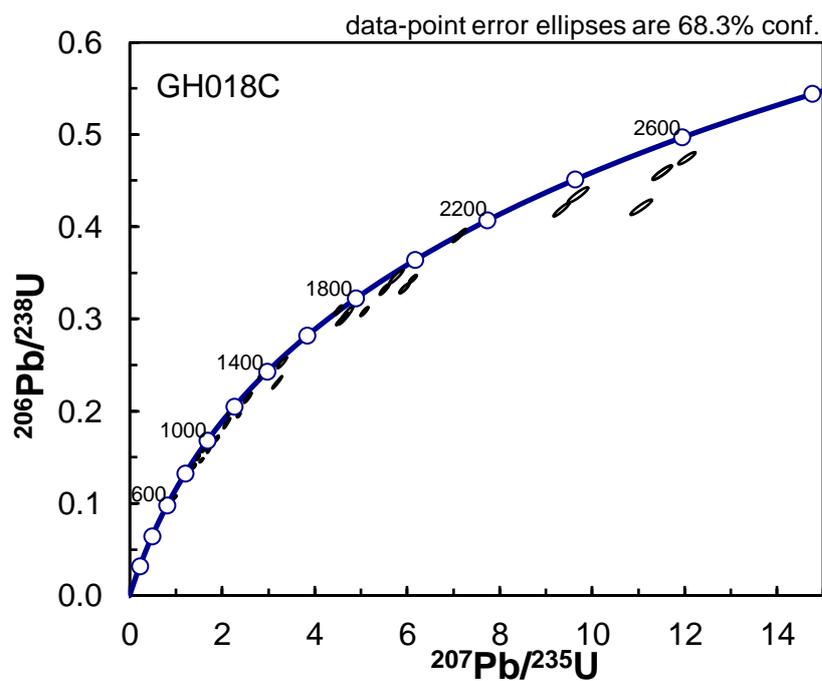
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 7.9 – Histograma de frequência de idades U-Pb em zircão da amostra GH018- C.



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 7.10 – Diagrama concórdia onde se visualiza as populações de zircões inferindo a participação de múltipla fonte na gênese da amostra.



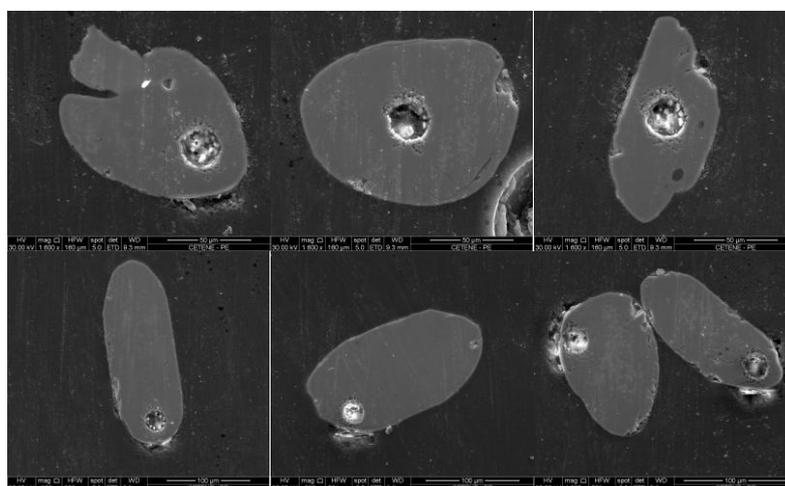
Fonte: Elaborada pela autora.

7.2.2 Unidade Independência

7.2.2.1 Paragnaisse (GH008)

Na amostra GH008 a maioria dos cristais são incolores ou amarelados, apresentam formas arredondadas, subarredondadas curtas ou alongadas (Figura 7.11) e fornecem idades que variam do Mesoproterozóico ao Neoproterozóico. No histograma de frequência as idades U-Pb em zircão obtidas indicam a presença de ao menos cinco populações distintas de zircão (Figura 7.12), tendo a predominante uma idade de intercepto de 807 ± 26 Ma. A idade mais jovem obtida foi de 754 ± 19 Ma e a mais antiga de 1657 ± 9 Ma (Figuras 7.13 e 7.14). Estes dados, assim como a amostra GH018-C, colocam a cristalização da rocha como relacionada ao episódio de rifteamento continental e com componente herdado de fonte Mesoproterozóica.

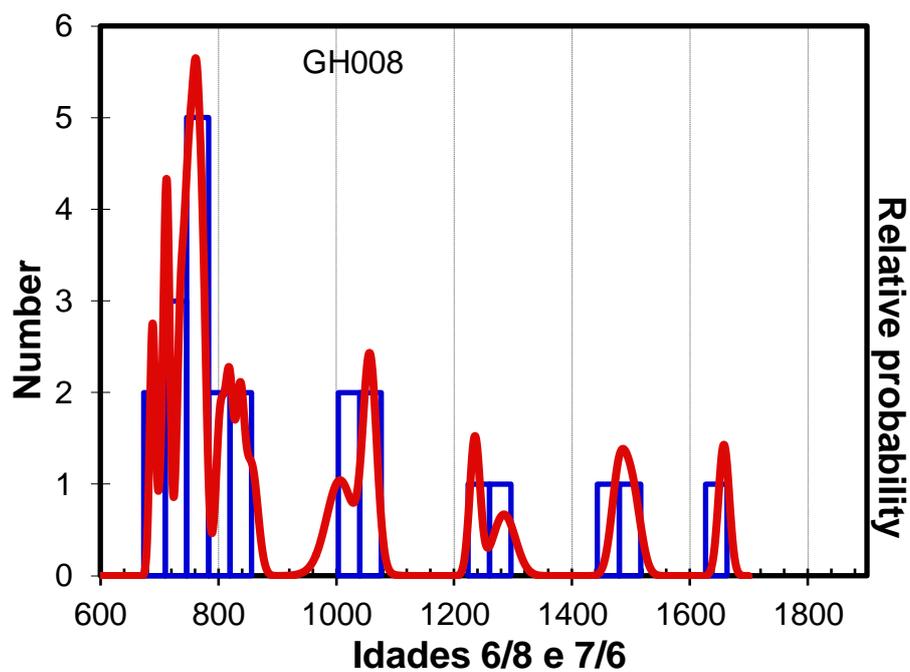
Figura 7.11 – Formas características dos zircões da amostra GH008.



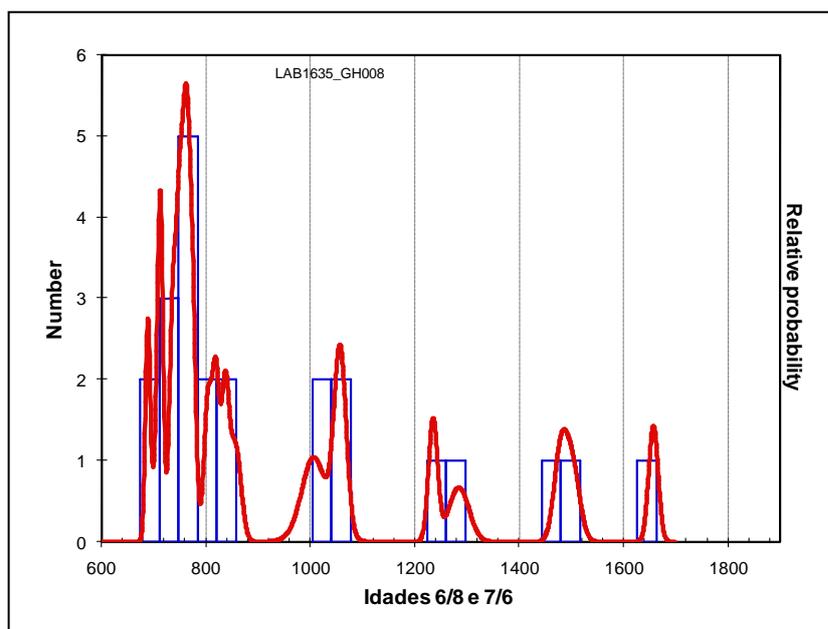
GH008

Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 7.12 – Histograma de frequência de idades U-Pb em zircão da amostra GH008.

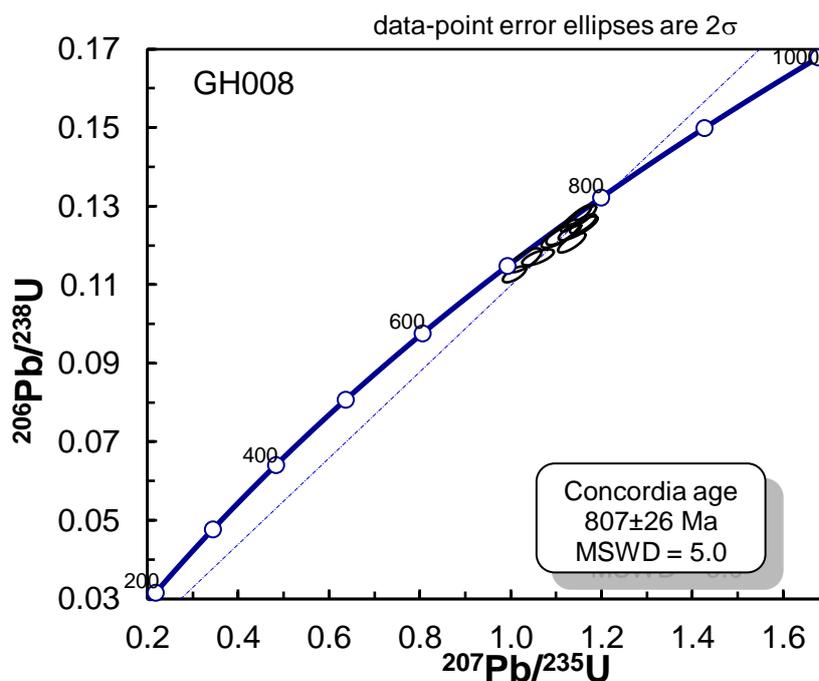


Fonte: Elaborada pela autora.



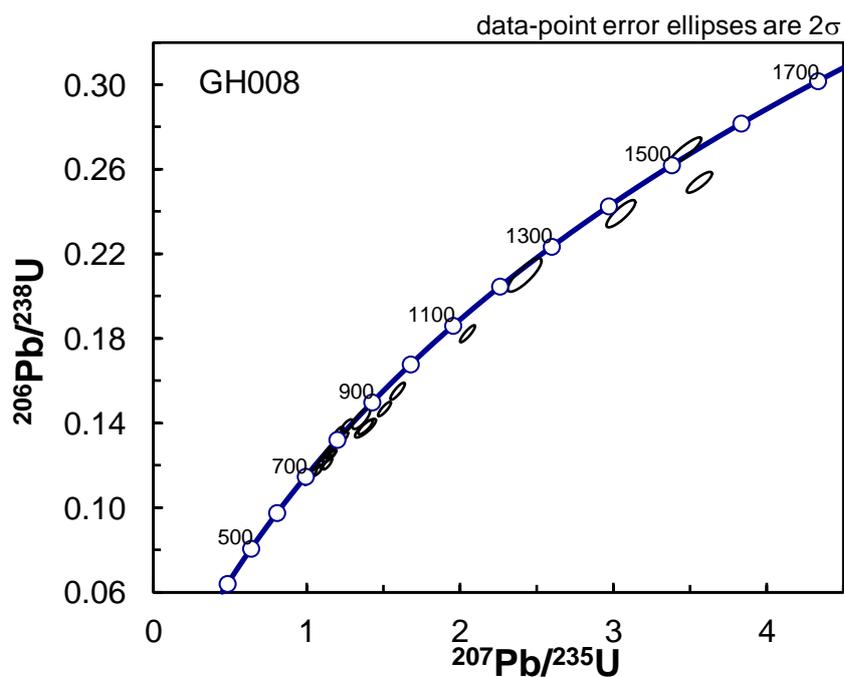
Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 7.13 – Diagrama concórdia exibindo o intercepto dos zircões mais jovens.



Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 7.14 – Diagrama concórdia onde se visualiza as populações de zircões.



Fonte: Elaborada pela autora.

As idades obtidas sugerem fonte múltipla para a gênese das rochas, podendo esta característica ser atribuída à ocorrência dos diversos eventos geotectônicos regionais e envolvendo:

- ✓ terrenos arqueanos (pouca contribuição);
- ✓ paleoproterozóicos (maior contribuição e com participação de terrenos do tipo TTG, conforme exposto por de Araújo *et al*, 2012)
- ✓ o período de rifteamento 1.7 – 1.8 Ga;
- ✓ participação bem marcada do evento Brasiliano e;
- ✓ envolvimento de faixa transversal mesoproterozóica.

7.3 Sm-Nd (T_{DM})

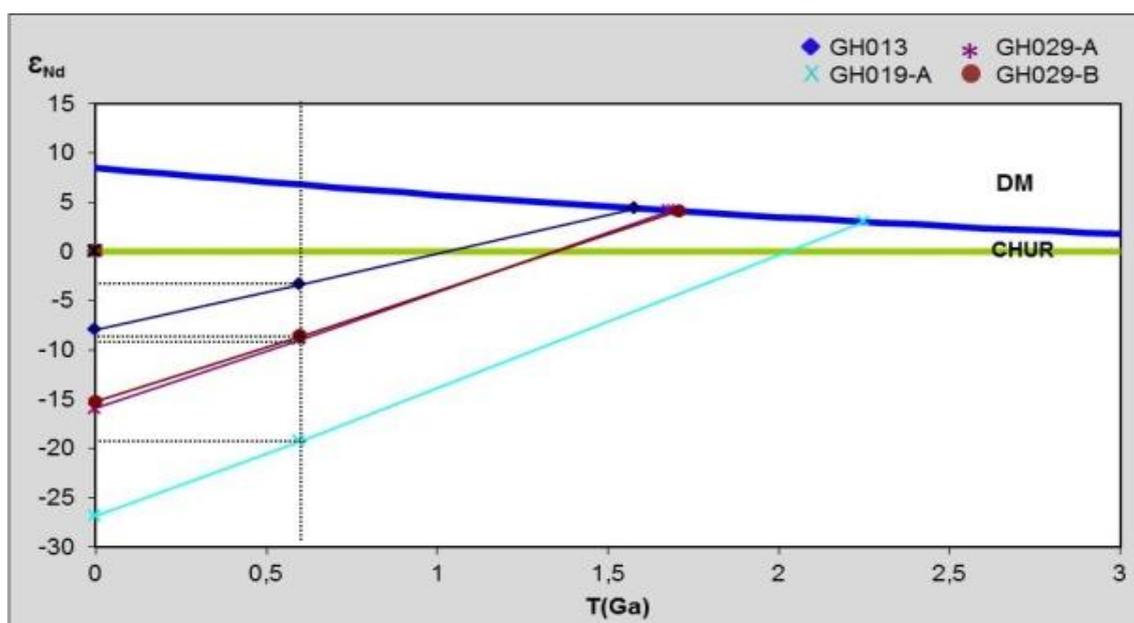
O método geocronológico Sm-Nd fornece informações sobre a natureza da crosta continental formada em determinado tempo geológico e as características isotópicas do manto do qual esta crosta foi derivada.

Conforme a composição isotópica de Nd inicial, a crosta continental pode ser classificada como juvenil (fonte mantélica com valores positivos de ϵ_{Nd} ou evoluída/retrabalhada (derivada pelo menos de parte de crosta enriquecida e apresentando valores ϵ_{Nd} negativos).

Os valores de ϵ_{Nd} foram calculados para a idade de 600 Ma que seria a idade aproximada da orogenia Brasiliana, período de estruturação da Província Borborema. Análises de 27 amostras foram realizadas e o resultado das determinações, suas unidades litológicas, seus valores e respectivos ϵ_{Nd} , vem abaixo discriminados na tabela 7.1.

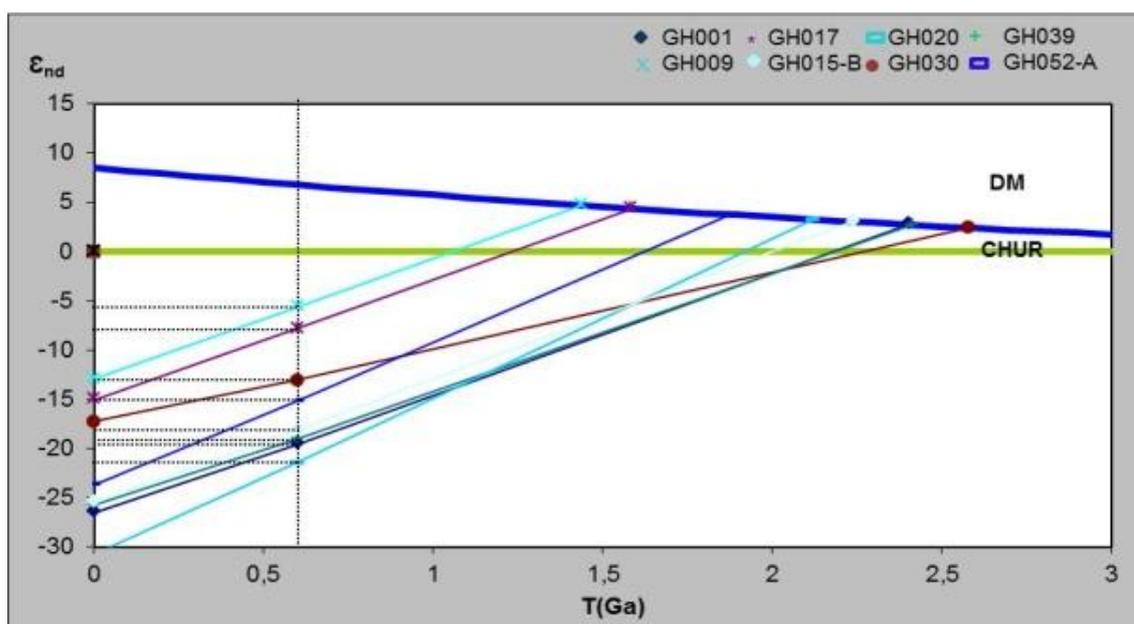
Diagramas de evolução isotópica de Nd foram gerados por unidade e suas respectivas litologias e são expostos a seguir.

7.3.1 Granitos - AMSQ



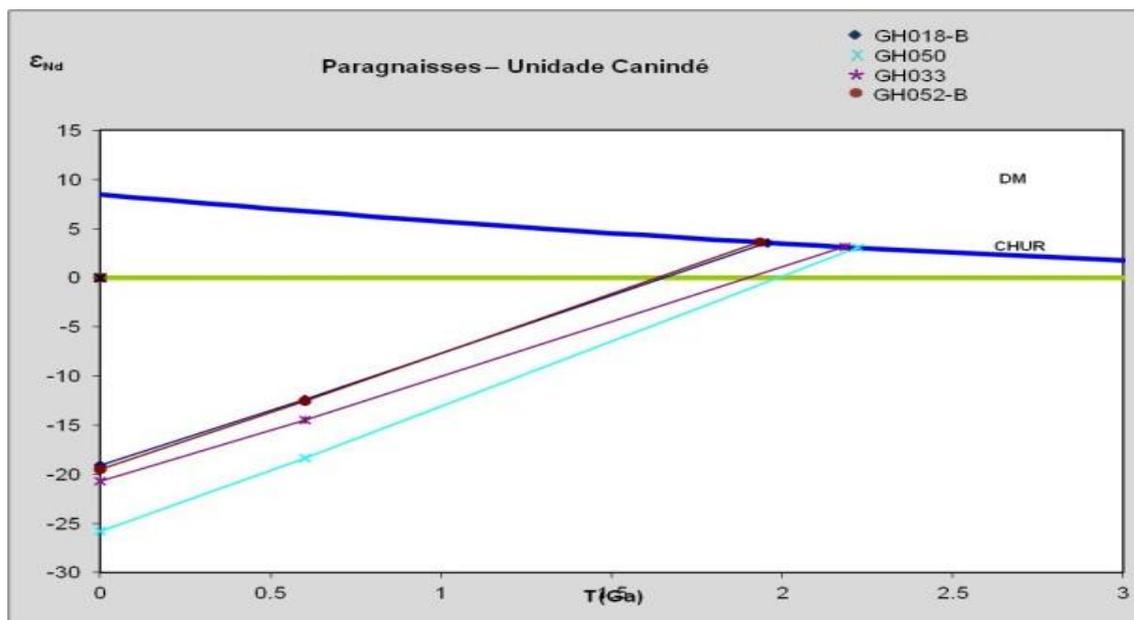
Fonte: Elaborada pela autora.

7.3.2 Ortognaisses - Grupo Ceará (Unidade Canindé) e Embasamento (GH020)

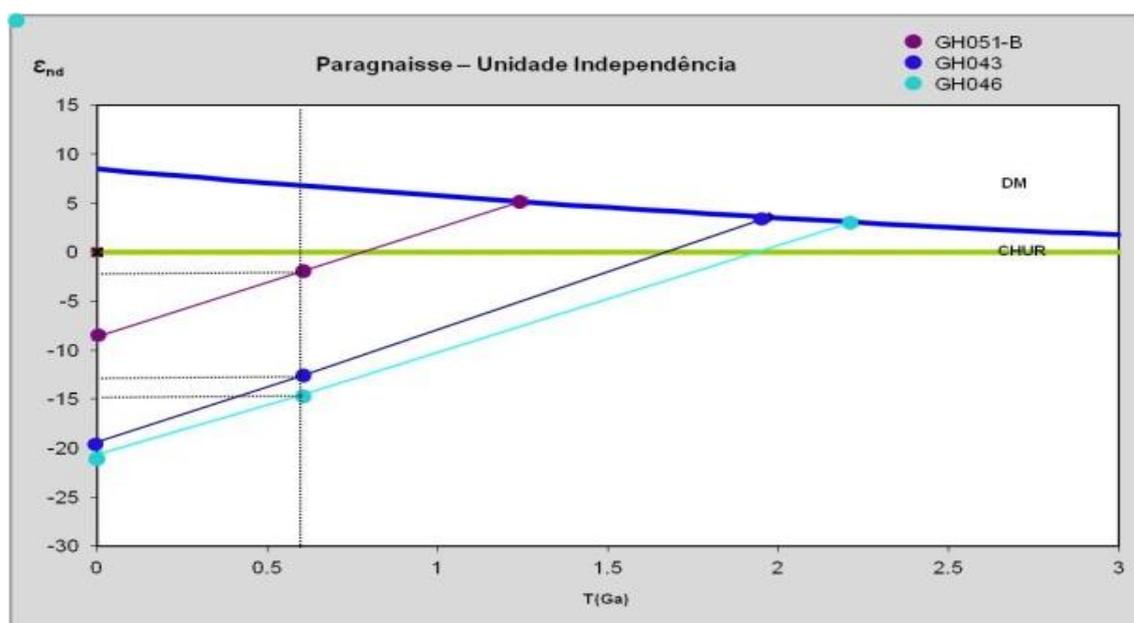


Fonte: Elaborada pela autora.

7.3.3 Paragnais - Grupo Ceará (Unidades Canindé e Independência)

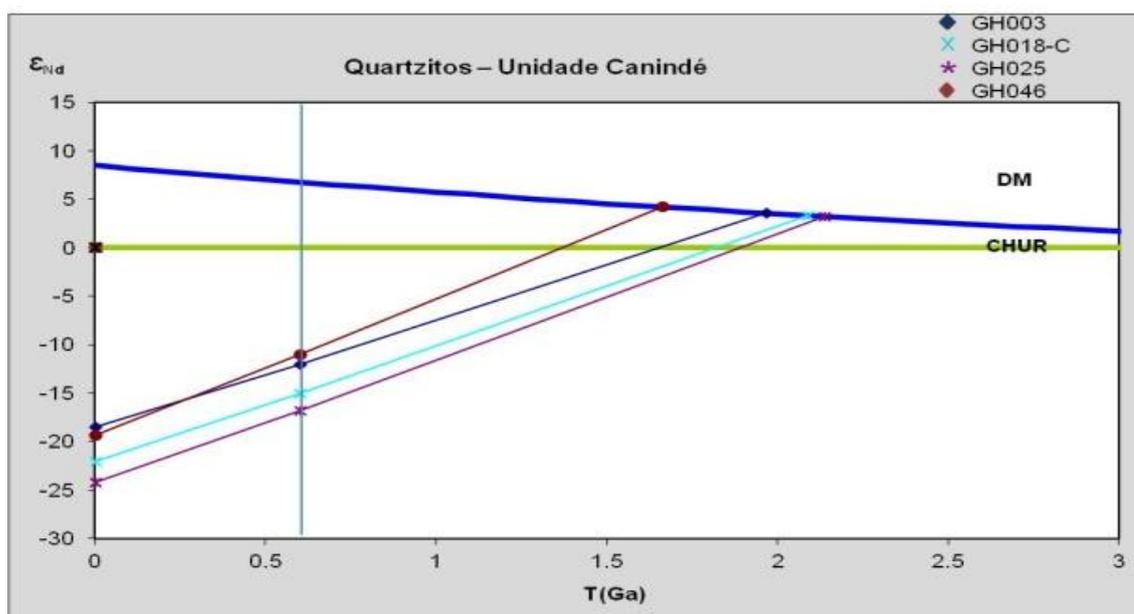


Fonte: Elaborada pela autora.

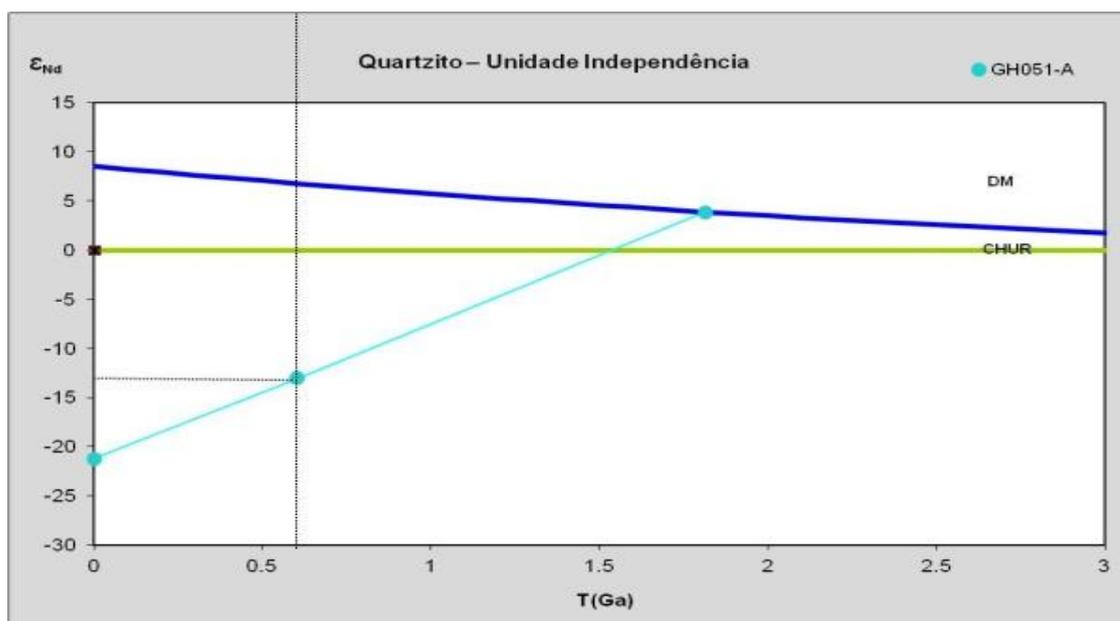


Fonte: Elaborada pela autora.

7.3.4 Quartzitos - Grupo Ceará (Unidades Canindé e Independência)



Fonte: Elaborada pela autora.



Fonte: Elaborada pela autora.

Tabela 7.1 – Resultados obtidos na determinação de idades modelo TDM pelo método

Sm/Nd.

Unidade	Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2 \text{ SE}$	$\epsilon_{(600)}$	T_{DM} (Ga)	Rocha
Canindé	GH001	2.97	15.8	0.106	0.511279	-19.58	2.40	Ortognaisse
Canindé	GH003	1.78	9.5	0.112	0.511690	-12.01	1.97	Quartzito
Canindé	GH009	8.97	49.4	0.106	0.511973	-6.02	1.50	Ortognaisse
Canindé	GH015B	5.70	36.2	0.101	0.511331	-18.18	2.24	Ortognaisse
Canindé	GH017	1.09	6.7	0.102	0.511865	-7.83	1.58	Ortognaisse
Canindé	GH018B	1.53	7.9	0.109	0.511660	-12.37	1.95	Paragnaisse
Canindé	GH018C	0.85	4.5	0.105	0.511506	-15.07	2.09	Quartzito
Canindé	GH030	4.09	17.4	0.142	0.511754	-13.07	2.58	Ortognaisse
Canindé	GH033	8.69	45.7	0.115	0.511576	-14.47	2.18	Paragnaisse
Canindé	GH039	11.09	61.7	0.109	0.511317	-19.07	2.41	Ortognaisse
Canindé	GH046	0.45	3.1	0.088	0.511648	-10.99	1.66	Quartzito
Canindé	GH050	4.70	28.7	0.099	0.511315	-18.34	2.22	Paragnaisse
Canindé	GH052A	16.12	114.4	0.085	0.511424	-15.14	1.87	Ortognaisse
Canindé	GH025	4.64	28.0	0.100	0.511397	-16.82	2.14	Quartzito
Canindé	GH052B	6.96	39.8	0.106	0.511424	-16.75	2.21	Paragnaisse
Independência	GH043	2.43	13.5	0.109	0.511648	-12.60	1.97	Paragnaisse
Independência	GH008	7.81	40.7	0.117	0.511860	-14.55	1.82	Paragnaisse
Independência	GH051A	0.72	4.8	0.091	0.511552	-13.10	1.81	Quartzito
Independência	GH051B	6.11	33.7	0.110	0.512196	-1.98	1.25	Paragnaisse
AMSQ	GH013	4.61	21.3	0.137	0.512231	-3.37	1.58	Granito
AMSQ	GH029A	5.50	31.7	0.105	0.511820	-8.94	1.68	Granito
AMSQ	GH029B	7.12	39.3	0.110	0.511856	-8.62	1.71	Granito
AMSQ	GH019A	12.9	2.07	0.097	0.511260	-19.26	2.25	Granito
Embasamento	GH020	9.70	78.0	0.075	0.511061	-21.46	2.12	Ortognaisse

Fonte: Elaborada pela autora.

Os resultados das determinações isotópicas de Sm-Nd apontam uma ampla variação de idades modelo T_{DM} .

Para os granitos e ortognaisses da Unidade Canindé as idades modelo mostram valores entre 2.40 e 1.28 Ga indicativo de proveniência a partir de área fonte Paleoproterozóica ou ainda, de mistura com fontes mais jovens mesoproterozóicas.

Os granitos com valores $\epsilon_{Nd(600)}$ pouco negativos indicativos de fonte juvenil, ou pelo menos com contribuição de fontes mais juvenis, híbridas, à exceção da amostra GH019 com $\epsilon_{Nd(600)} = -19,26$ e idade modelo T_{DM} 2.25Ga, sugestivo de contribuição a partir de crosta mais antiga. Neste caso os granitos parecem derivar de áreas fontes distintas.

O ortogneisse GH020 (Embasamento) com valores de $\epsilon_{Nd(600)}$ -13,07 e idades modelos T_{DM} de 2.58, sugerindo áreas fontes Paleoproterozóicas.

Os paragneisses da Unidade Canindé com valores de $\epsilon_{Nd(600)}$ entre -12.37 e -18.34 e idades modelo T_{DM} 2.22 a 1.95Ga sugerindo assim, áreas fontes Paleoproterozóicas e a amostras da Unidade Independência com valores de $\epsilon_{Nd(600)}$ entre -1.98 e -14.55 e idades modelo T_{DM} de 2.22 e 1.25Ga, indicando áreas fontes Paleoproterozóicas e Mesoproterozóicas.

Para os quartzitos da Unidade Canindé os valores de $\epsilon_{Nd(600)}$ entre -10.99 e -16.82 e respectivas idades modelo no intervalo de 1.66 e 2.14Ga inferem a este grupo áreas fontes Paleo e Mesoproterozóica. A amostra GH051-A (Unidade Independência) com $\epsilon_{Nd(600)} = -13.10$ e idade modelo $T_{DM} = 1.81$ Ga.

As informações acima expostas indicam participação de fontes múltiplas na formação dos terrenos neoproterozóicos. A granitogênese segue este mesmo padrão, mesmo as porções (fontes) mais antigas (no caso arqueana + juvenil) foram detectadas como é o caso da amostra do Embasamento, evidenciando esta multiplicidade.

7.4 $\epsilon_{(Sr)}$ vs $\epsilon_{(Nd)}$

Isótopos de Sr e Nd podem ser utilizados como indicadores geoquímicos.

O elemento Rb foi sendo sucessivamente extraído do manto e adicionado à crosta durante o processo de diferenciação da Terra, em contrapartida, o Sr ficou mais enriquecido no manto. Com o decaimento do ^{87}Rb para ^{86}Sr as rochas crustais tornaram-se progressivamente mais radiogênicas. Deste modo, razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais elevadas são indicativas de maior contribuição mantélica, enquanto que razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais baixas indicam contribuição crustal. A seu turno, o elemento Sm é menos incompatível nos minerais mantélicos que o elemento Nd. Razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ elevadas são indicativas de maior contribuição de rochas mantélicas e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ baixas de contribuição crustal. Razões $\text{Sm}/\text{Nd} > 0$ indicam magmas de fusão parcial do manto empobrecido, quando essa razão é < 0 mostra a anatexia de protólitos crustais, sendo que, quanto mais negativos forem os valores, mais antiga são as fontes crustais.

Valores positivos de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ e negativos de $\epsilon_{\text{Sr}(t)}$ nas rochas magmáticas indicam uma derivação a partir de reservatórios mantélicos empobrecidos. A inversão desses valores, ou seja, $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ negativos e $\epsilon_{\text{Sr}(t)}$ positivos apontam origem crustal.

O diagrama $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ vs $\epsilon_{\text{Sr}(t)}$ de DePaolo & Wasserburg (1976) foi gerado para alguns litotipos da pesquisa conforme apresentado na Tabela 7.2 e os resultados expostos na Figura 7.15 indicam para a maioria das amostras uma marcada participação de fontes metassedimentares e/ou meta-ígneas com longos períodos de residência crustal na gênese destas rochas. Muito embora, seja também visualizada a participação de fonte mais antiga (embasamento).

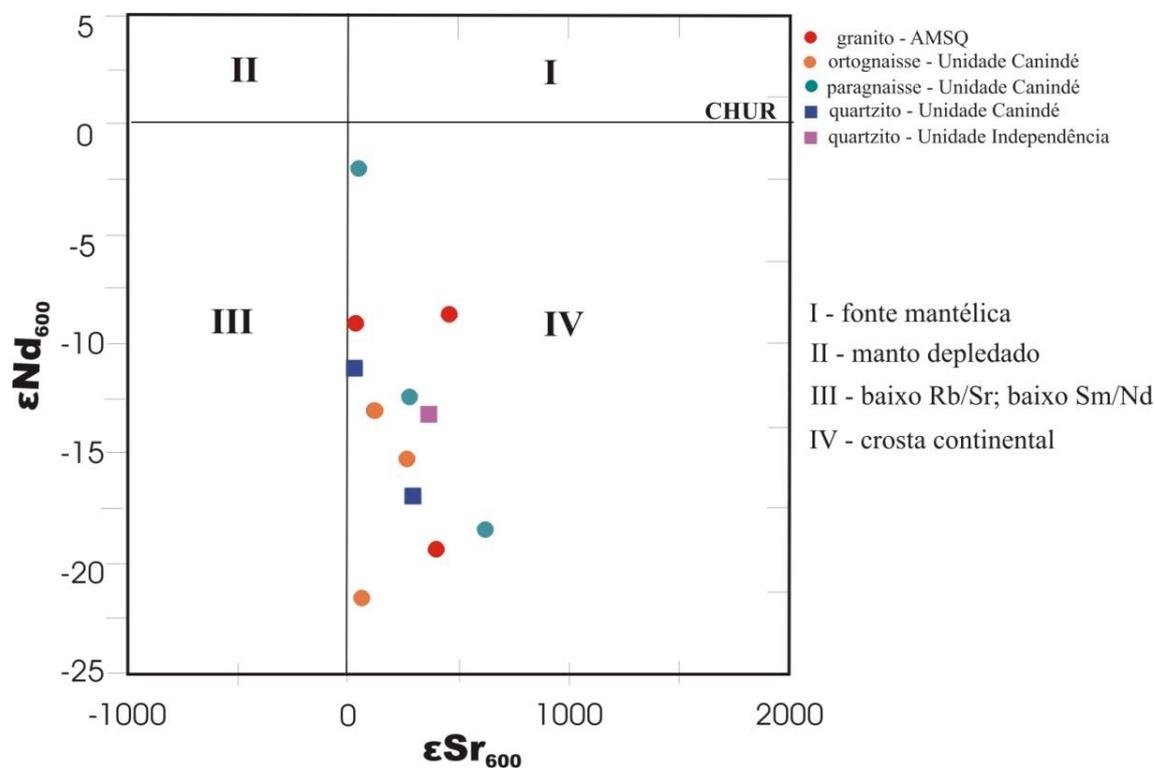
Deste modo, fica evidenciado que todas as amostras são de derivação continental, cujo grau de retrabalhamento infere a estas, mistura e heterogeneidade das crostas envolvidas durante o Ciclo Brasileiro.

Tabela 7.2 – Valores de $\epsilon_{\text{Sr}(t)}$ e $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ obtidos para as rochas pesquisadas e respectivas idades modelo T_{DM} .

Amostra	Rocha	Unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(595)}$	$\epsilon_{\text{Sr}}_{(600)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(600)0}$	$\epsilon_{\text{Nd}}_{(600)}$	T_{DM}
GR19A	Granito	AMSQ	0.7318	398.2355	0.5109	-19.3495	2.26
GR29B	Granito	AMSQ	0.7359	455.4051	0.5114	-8.6686	1.71
GH29A	Granito	AMSQ	0.7058	28.1933	0.5114	-9.0077	1.68
GH030	Ortognaisse	Canindé	0.7119	115.2864	0.5112	-13.1474	2.60
GH 20	Ortognaisse	Cruzeta	0.7072	48.6722	0.5108	-21.5649	2.13
GH052-A	Ortognaisse	Canindé	0.7223	262.7643	0.5111	-15.2439	1.88
GH050	Paragnaisse	Canindé	0.7475	620.5376	0.5109	-18.4313	2.23
GH051-B	Paragnaisse	Canindé	0.7081	61.2456	0.5118	-2.0130	1.25
GH052-B	Paragnaisse	Canindé	0.7247	297.4296	0.5112	-12.6111	1.93
GH046	Quartzito	Canindé	0.7044	7.8591	0.5113	-11.0584	1.66
GH 025	Quartzito	Canindé	0.7245	294.3078	0.5110	-16.9176	2.15
GH51-A	Quartzito	Independência	0.7295	365.6281	0.5112	-13.1731	1.81

Fonte: Elaborada pela autora.

Figura 7.15 – Diagrama de correlação isotópica ϵNd_t vs ϵSr_t de DePaolo & Wasserburg (1976), no qual se observa o predomínio de projeção das amostras no quadrante IV indicando na gênese dessas, a participação de fontes metassedimentares e meta-ígneas com longos tempos de residência crustal.



Fonte: Elaborado pela autora.

CAPÍTULO VIII - CONCLUSÕES

Os estudos permitiram correlacionar as rochas do Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ), com seus protólitos do Grupo Ceará (Unidades Canindé e Independência) e do Embasamento policíclico do Domínio Ceará Central- Província Borborema.

As litologias que compõem a sequência da pesquisa exibem origens orto e paraderivadas. O primeiro grupo é representado por granitos, ortognaisses e metatonalitos. As assinaturas geoquímicas das rochas do AMSQ posicionam os granitóides como sin-colisionais, derivados de crosta continental principalmente, formando, monzogranito, subalcalino e peraluminoso. Uma amostra é tida como quartzo monzonito e possui natureza metaluminosa, subalcalalina. A analogia crustal desses litotipos é mostrada pelo enriquecimento em Ba e K.

Para as litologias da Unidade Canindé, os ortognaisses exibem assinaturas geoquímicas que inferem a existência de dois *trends* evolutivos, um análogo aos granitóides e outro com comportamento diferenciado associado a granitos crustais aluminosos e posicionados no campo do soerguimento pós-colisão. Metatonalitos com assinaturas geoquímicas condizentes com caráter metaluminoso.

O Embasamento é representado por uma amostra de xisto (GH023) situada no campo do soerguimento pós-colisão associados a granitos crustais aluminosos.

A razão Eu/Eu^* dos granitos possui valores entre 0,57 - 1,01, nos metatonalitos de 0,82 - 1,12 e para os ortognaisses um intervalo entre 0,36 - 1,37. Deste modo os ortognaisses e granitos apontam maior grau de evolução.

Diagramas multi-elementos (aranhogramas) assinalam para todas as amostras ortoderivadas uma forte anomalia negativa de P o que pode refletir o fracionamento de apatita em todas as amostras. Observa-se também para as amostras a predominância de anomalia negativa de Sr, Ti e Nb, o que caracteriza a contribuição de fontes crustais e mantélicas, a exceção do metatonalito GH045 que aponta comportamento diferenciado para esses mesmos elementos.

O segundo grupo com amostras de proveniência sedimentar inclui rochas das Unidades Canindé, Independência e Embasamento. As litologias são predominantemente ácidas (SiO_2 acima de 66%) e correspondem a sedimentos variando de semimaturados a maturados. A relação ACF na qual $A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - Na_2O - K_2O$; $C = CaO$ e $F = FeO + MgO + MnO$, (Myashiro, 1973) situa todas as amostras como possíveis folhelhos e grauvacas.

As rochas paraderivadas foram normatizadas em relação ao PAAS (*Pos-Archean Austrália Share*). Os valores de Eu/Eu^* para a maioria das amostras variam entre 0.38-0.82, semelhante aos desse padrão (< 0.85) e inferindo derivação crustal, à exceção da amostra GH051-A (quartzito – Unidade independência) cujo valor é 0.96. A seu turno, a razão $(Gd/Yb)_N$ encontra-se no intervalo entre 1.1 e 1.9 (< 2.0), sendo indicativos de derivação de rochas pós-arqueanas. A correlação desses valores no diagrama binário $(Gd/Yb)_N$ vs Eu/Eu^* (McLennan & Taylor, 1991) coloca a maioria das amostras no campo de sedimentos pós-arqueanos, muito embora 03 (três) quartzitos plotem no campo dos sedimentos Greenstones arqueanos.

De modo geral, as correlações geoquímicas inferem a participação de múltiplas fontes na gênese das rochas orto e paraderivadas. Observa-se o predomínio dessa primeiras na Unidade Canindé e de associações de rochas do tipo QPC (quartzito, xisto, paragnaisse, mármore) na Unidade Independência, sendo estas associações típicas de ambiente plataformal de margem passiva.

Idades modelo T_{DM} em rocha total com intervalo entre 1.25Ga e 2.41 Ga indicam participação de fontes múltiplas na formação dos terrenos neoproterozóicos. A granitogênese segue este mesmo padrão, mesmo as porções (fontes) mais antigas (no caso arqueana + juvenil) foram detectadas como é o caso da amostra do Embasamento, evidenciando esta multiplicidade.

Valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos e $\epsilon_{Sr(t)}$ positivos indicam para a maioria das amostras uma marcada participação de fontes metassedimentares e/ou meta-ígneas com longos períodos de residência crustal na gênese destas últimas. Deste modo, fica evidenciado que todas as amostras são de derivação continental, cujo grau de retrabalhamento infere a estas, mistura e heterogeneidade das crostas envolvidas durante o Ciclo Brasileiro.

Em termos geocronológicos, idades U-Pb em zircão com intervalos entre 2.39 Ga e 623.7Ma obtidas para rochas pertencentes às Unidade Canindé (orto e paraderivadas) e Independência de 807 Ma (paraderivada) sugerem fonte múltipla para a gênese das rochas. Aliada a esses dados as associações mineralógicas nas litologias metamórficas permitem colocar que estas rochas foram submetidas a metamorfismo regional na Fácies Anfibolito média a alta (zonas de compressão, com aumento de temperatura), e, posteriormente, em situações de decompressão na qual reações de hidratação deram origem a associações minerais da Fácies Xisto-Verde, sendo caracterizadas pela desestabilização de minerais como hornblenda e plagioclásio assim como pela cristalização de epidoto e clorita em alguns litótipos.

Estas características podem ser atribuídas à ocorrência dos diversos eventos geotectônicos regionais e envolvendo a participação de terrenos arqueanos (pouca contribuição); paleoproterozóicos (maior contribuição e com participação de terrenos do tipo TTG); do período de rifteamento 1.7 – 1.8 Ga; uma participação bem marcada do evento Brasileiro e ainda, possível envolvimento de faixa transversal mesoproterozóica, como os terrenos PEAL (Pernambuco- Alagoas).

As idades U-Pb em zircão obtidas para as amostras GH001 (2.39Ga) e GH017 (2.15Ga) (ortoderivadas – Unidade Canindé) permitem sugerir que estas representam “porções” ou “janelas” do embasamento, sugestiva da presença de novas áreas Paleoproterozóicas no contexto geológico da área de estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M.; HASUL, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A., Províncias Estruturais brasileiras. In **VIII Simpósio Geologia do Nordeste**, Campina Grande, Atlas p. 363-391, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUL, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A., Brazilian structural province: na introduction, **Earth-Science Reviews**, v. 17, p. 1-29. 1981.
- AMARAL, W. S., SANTOS, T. J. S. Airborne geophysical and tectonics of the Ceará Central Domain, eastern region of the Santa Quitéria magmatic arc, Borborema Province, NE Brazil, **Brazilian Journal of Geophysics**, v. 26, p. 527-542, 2008.
- AMARAL, W. S., **Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema** – Tese de Doutorado – Universidade Estadual de Campinas, p. 274, 2010.
- ANCELMI, M. F., DOS SANTOS, T. J. S., REGINATO, R. A., AMARAL, W. S., MONTEIRO, L. V. S., Geologia da faixa Eclogítica de Forquilha, Domínio Ceará Central, noroeste da Província Borborema., **Brazilian Journal of Geology**, p. 235-252, 3013.
- ARCMAP™. ARCGIS. Licence type: Desktop. Version 9.2: ESRI® Inc., Copyright 1999 CD-ROM, 2006.
- ARTHAUD, M. H., HARTMAN, M. B., A geologia da região de Independência (CE): Um exemplo de tectônica de nappes no Ceará, **Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia**, Goiânia, GO, v. 3, p. 110-119, 1986.
- ARTHAUD, M. H.; VASCONCELOS, A. M., OLIVEIRA, F. V. C., As sequencias metasedimentares do Ceará Central, **Anais do XI Congresso Brasileiro de Geologia**, Belo Horizonte, MG., v.1, p. 16, 1998.
- ARTHAUD, M. H.; VASCONCELOS, A. M.; NOGUEIRA NETO, J. A.; OLIVEIRA, F. V. C.; PARENTE, C. V.; MONIÉ, P.; LIÉGEOIS, J. P.; CABY, R.; FETTER, A. Main Structural Features of Precambrian Domains from Ceará (NE – Brazil), **14th International Conference on Basement Tectonics**, Ouro Preto, MG Brasil p. 84-85, 1998.
- ARTHAUD, M. H.; **Geologia e tectônica do Domínio Ceará Central**. Qualificação ao Doutorado em Geologia, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Brasília (UNB), p. 270, 2005.
- ARTHAUD, M. H., CABY, R., FUCK, R. A., DANTAS, E. L., PARENTE, C. V., Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW África, 2007.
- ARTHAUD, M. H., **Evolução Neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da Sedimentação à Colisão Continental Brasileira**. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade de Brasília (UnB), Brasília 2007. P.170., 2008.

ARTHAUD, M. H., FUCK, R. A., DANTAS, E. L., SANTOS, T. J. S., CABY, R., ARMSTRONG, R., The Neoproterozoic Ceará Group, Ceará Central Domain, NE Brazil: depositional age and provenance of detrital material. New insights from U-Pb and Sm-Nd, Geochronology, **Journal of South American Earth Sciences**, v. 58, p. 223, 2015.

BAILEY, J.C., Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. **Chemical Geology**, v.32, p.139-154, 1981.

BATCHELOR, R. A.; BOWDEN, P. Petrogenetic Interpretation of Granitoid Rocks Series Using Multicationic Parameters, **Chemical Geology**, v. 48, p. 43-55, 1985.

BHATIA, M. T.; CROOK, K. A. W. Trace Element Characteristics of Graywackes and Tectonic Discrimination of Sedimentary Basins, **Contributions to Mineralogy Petrology**, v. 92, p. 181-193, 1986.

BOYNTON, W. R. Geochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: Henderson, P., (Ed.) **Rare Earth Element Geochemistry**. Elsevier, p. 63- 114. 1984.

BRITO NEVES, B. B. **Regionalização Tectônica do Pré Cambriano Nordestino**. 1975. 198 p. Tese (Doutorado em Paleontologia e Estratigrafia), Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 1975.

BRITO NEVES, B. B., A propósito da evolução litoestratigráfica do Pré-cambriano do Nordeste., **Jornal Mineral**(volume Djalma Guimarães), 7, p.19-27., 1978.

BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R.A., CORDANI, U. G. And THOMAZ, A. F., Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil; A case of tectonic heritage. **Journal of Geodynamics**, 1(3-5), v. 1, nº 3, p. 495-510, 1984.

BRITO NEVES, B. B., PASSARELLI, C.R. BASEI, M.A.S. SANTOS, E.J..Idades U-Pb em zircão de alguns granites clássicos da Província Borborema. **Geologia USP: Série Científica**, São Paulo, v. 3, p. 25-138, 2003.

CABY, R. New geodynamic concepts regarding the crustal evolution of the NE Brazil., Abstract Conference Tectonics Geochem. Early to Mid. Proterozoic fold belts. **BMR. Record**.,1985.

CABY, R. & ARTHAUD, M. H. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt, Ceará Northeast Brazil, **Geology**, v. 14; p. 871-874, 1986.

CABY,R., ARTHAUD, M.H., Precambrian terranes of Benim-Nigeria and Northeast Brazil and the late Proterozoic south Atlantic fit. In: Dallmeyer, R.D. ed. Terranes in the circum-Atlantic Paleozoic orogens. **Geolo. Soc. Amer. Spec. Pap.** 230, p. 145-158, 1989.

CASTRO, N. A., **Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taperuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema)**. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Brasil, p. 221, 2004.

CAVALCANTE, J. C.; VASCONCELOS, A. M.; MEDEIROS, M. F.; PAIVA, I. G., GOMES, F.E.M., CAVALCANTE, S.N., CAVALCANTE, J.E., MELO, A.C.R.,DUARTE

NETO, V.C., BENEVIDES, H.C., **Mapa Geológico do Estado do Ceará**, escala 1:500.000, Fortaleza MME/CPRM, 2003.

CAVALCANTE, R., GALINDO, A.C., ALVES DA SILVA, F.C., deSOUZA, R. F., Química mineral e condições de cristalização do Plúton Granítico Balcelona, extremo nordeste da Província Borborema, Nordeste do Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 41(3), p. 257-272, 2004.

CONDIE, K.C., Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance, **Lithos**, v.23, p. 8-18, 1988

COPELAN, D.P., CONDIE, k., Geochemistry and tectonic setting of the lower Proterozoic supracrustal rocks of the Pinal schist, southeastern Arizona. **Geological Society of America Bulletin**, v.97, p. 1512-1520, 1986.

COSTA, F.G., de ARAUJO, C.E.G., VASCONCELOS A.M., PALHETA, E.S.M., JUSTO, A.P., O Complexo Tamboril-Santa Quitéria: Evidências de *Slab Breakoff* durante colisão continental Neoproterozóica, norte da Província Borborema. In: **45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém – PA**, 2010.

COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKURST, R. J. **The Interpretation of Igneous Rocks**, London: George Allen e Unwin Publisher Ltd., p. 450. 1979.

CRAWFORD, A.J., BECCALUVA, L., SERRI, G., Tectono-magmatic evolution of the West Philippine-Mariana region and the origin of boninites, **Earth Planetary Science Letters**, v. 54, p. 346-356, 1981.

DAVIES, J.H., VON BLANCKENBURG, F., Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens., **Earth Planetary Science Letters**, v. 129, p. 85-102, 1995.

De ARAUJO, C.E.G., CORDANI, U.G., BASEI, M.A.S., CASTRO, N.A., U-Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreau Domains, Borborema Province, NE-Brazil: Tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin., **Precambrian Research**, v. 206-207, June, p.36 -51, 2012.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDE CLAUDE, P.; MARCHAL, M. A. Classification of Volcanic and Plutonic Rocks Using $R_1 - R_2$ Diagrams and Major Element Analyses – Its Relationships and Current nomenclature. **Chemical Geology**, v. 29, p. 63-114, 1980.

DePAOLO, D.J., WASSERBURG, G.J., Nd isotopic variations and Petrogenic models., **GRL**, v. 3, p. 249-52, 1976.

DICKINSON, W.R., Plate tectonics and sedimentation., **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists**, Special Publication, v. 22, p. 1-27, 1974.

DICKINSON, W.R., SEELY, D.R., Structure and stratigraphy of forearc regions, **Am. Assoc. Petrology Geol. Bull.**, v.63, p. 2-31, 1979.

DUCEA, M.N., SALEEBY, J.B., BERGANTZ, G., The Architecture, Chemistry and Evolution of Continental Magmatic Arcs. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 43, p. 299-331, 2015

EL-HADJ, T., AFFATON, P., LOUIS, P., SOCOHOU, A., Gravity characteristics of the Pan-African Orogen in Ghana, Togo and Benin (West Africa)., **Journal of African Earth Sciences**, v. 24, p.241-258, 1997.

EVAN, M.E., Test of the dipolar nature of the geomagnetic field throughout Phanerozoic time, **Nature**, v.262, p. 676-677, 1976.

FERREIRA, C.M., NALDRETT, A.J., ASIF, M., Distributin of platinum-group elements in the Niquelândia layered mafc-ultramafic intrusion, Brazil: petrological and metallogenetic implications, **Transactions Inst. Min. Metall.**, v.107 (section B), p.1-22, 1995.

FETTER, A.H., **U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana**, Ph. D. Thesis., Dep. of Geology, Kansas University, p. 164, 1999.

FETTER, A.H., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, T.J.S., ARTHAUD, M.H., NOGUEIRA NETO, J.A., U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent "Atlantica"., **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 102-106, 2000.

FETTER, A.H., SANTOS, T.J.S., VAN SCHMUS, W.R., HACKSPAKER, P.C., BRITO NEVES, B.B., ARTHAUD, M.H., NOGUEIRA NETO, J.A., WERNICK, E., Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana., **Gondwana research**, v. 6, p. 265-273, 2003.

GARCIA, M.G.M., ARTHAUD, M.H., Caracterização de trajetória P-T em *nappes* brasileiras: região de Boa Viagem/Madalena-Ceará Central (NE Brasil), **Revista de Geologia**, Universidade Federal do Ceará, v. 17, p. 173-191, 2004.

GARRELS, R.M., MACKENZIE, F.T., **Evolution of sedimentary rocks.**, Norton, New York, p. 387, 1971.

HERRON, M.M., Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data, **Sed. Petrol.** v. 58, p. 820-829, 1988.

INGERSOLL, R.V.,Tectonics of sedimentary basins, **Geol. Soc. Am. Bull.**, v.100, p. 1704-1719, 1988.

INGERSOLL, R.V., BUSBY, C.J. Tectonics of sedimentary basins, **Blackwell Science**, Cambridge, p. 1-51, 1995.

JARDIM DE SÁ, E. F., J.A., MACEDO, M.H.F., FUCK, R.A., KAWASHITA, K., Terenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton do São Francisco; Ver. Bras. Geoc. v. 22, p. 472- 480, 1992.

JARDIM DE SÁ, E. F. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana.** 803 f. 1994. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de Brasília (UnB), 1994.

JANOŮŠEK, V.; FARROW, C. M.; ERBAN, V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology**, v. 47 (6): p. 1255-1259. 2006.

KARIG, D.E., Origin and development of marginal basins in the western Pacific., **Journal Geophys. Res.** 76, p. 2542-2561, 1971a.

KARIG, D.E., Structural history of the Mariana island arc system., **Geol. Soc. Am. Bull.**, v. 82, p. 323-344, 1971b.

KRETZ, R., **Metamorphic Crystallization**, John Wiley and Sons Ltd., Ghichester, p. 507, 1994.

LA ROCHE, H. Sur L'existence de Plusieurs Facies Geochimiques Dans Les Schistes Paléozoïques des Pyrénées Luchonnaises. **Geologische Rundschau**, v. 55, p. 274-301, 1965.

LA ROCHE, H., *et.al.*, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 and R2 diagram and mapes element analyses. Its relationship with cument nomenclature., **Chemical Geology**, v.29, p. 183-210, 1980.

LESQUER, A., BELTRÃO, J.F., ABREU, F.A.M., Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data., **Tectonophysics**, v. 110, p. 9-26, 1984.

LIRA JÚNIOR, J.A., **Mapeamento geológico e estudo das ocorrências de ferro do tipo Skarn no município de Catunda/CE**, Monografia, Universidade Federal do Ceará, p. 97, 2014.

LUDWIG, K. R. Isoplot- a plotting and regression program for radiogenic isotope data., Verson 2.70, June 9, 1993; revision, **U.S.G.S. Open- File Report**, n. 91-445, p. 1-42, 1993.

LUDWIG, K. R. **User's manual for Isoplot/Ex v. 2.47**: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. BGC Special Publ. 1a, Berkeley, p. 55, 2001b.

LUDWIG, K. R. **User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.0**. A geochronological toolkit for Microsoft Excel Berkeley Geochronology Center Special Publication, v. 4, 2003.

MARTINS, G., OLIVEIRA, E.P., SOUZA FILHO, C.R., LAFON, J.M.. Geochemistry and geochronology of the Algodões sequence, Ceará, NE Brazil: a Paleoproterozóica magmatic arc in the Central Ceará domain of the Borborema Province. **40º Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, p. 28, 1998.

MARTINS, G., **Litogeoquímica e controles geocronológicos da suite metamórfica Algodões-Choró**. Tese de Doutorado UNICAMP, Campinas-SP, p.218, 2000.

McLennan, S.M.; Taylor, S.R. & Kroner, A. Geochemical evolution of Archean shales from South Africa 1. The Swaziland and Pongola Supergroups. **Precambrian Research**, v. 22, p. 93-124. 1983b.

McLENNAN, S. M. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. **Reviews in Mineralogy**, v. 21, p. 169-200. 1989.

McLENNAN, S. M., TAYLOR, S.R., Sedimentary- Rocks and Crustal Evolution- Tectonic Setting and Secular Trends., **Journal of Geology**, v. 99(1), p. 1-21, 1991.

McLENNAN, S.M., TAYLOR, S.R., Geochemical evolution of the continental. **Reviews of Geophysics**, v. 33, p.241-265, 1995.

MIYASHIRO, A. **Metamorphism and Metamorphic Belts**. George Allen e Unwin, Londres, 492 f. 1973.

MIYASHIRO, A., Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. **American Journal of Science**, v. 274, p. 321-355, 1974.

NOGUEIRA, J.F., **Estrutura, Geocronologia e Alojamento dos Batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu - Ceará Central**. Tese de Doutorado, Programa de Pós Graduação em Geociências – Geologia Regional, Rio Claro – SP., p. 119, 2004.

NOGUEIRA NETO, J.A., VLACH, S.R.F., FETTER, A.H. SANTOS, T.J.S., VERÍSSIMO, C.U.V. ARTHAUD, M.H., LIMA, M.N., Química Mineral e Idades (Th/U)-Pb em Monazitas de Rochas Paraderivadas do Complexo de Granja (Noroeste da Província Borborema). In: **IX Congresso Brasileiro de Geoquímica**, Belém, Anais, v. 1, p. 407-409, 2003.

O'CONNOR, J. T. A Classification of Quartz – Rich Based on Feldspar Ratios. **U. S. Geological Survey Professional Paper**, v. 525 – B, p. 79-84, 1965.

PARENTE, C. V., ARTHAUD, M.H., Geologia e tipologia do minério da ocorrência de Cu-Fe associada à sequência metavulcanossedimentar Cachoeirinha, região de Aurora, Ceará, **Revista de Geologia**, UFC, Fortaleza, v. 17, n.2, p. 157-172, 2004.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. C. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, p. 956-983, 1984.

PECCERILLO, R., TAYLOR, S.R., Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, **Contrib. Mineral Petrol.**, v. 58, p. 63-81, 1976.

PROSSER, S., Rift-related linked depositional systems and their seismic expression, In: Williams, G.D., Dobb, A., (Ed.) Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy. **The Geological Society**, Londres, Reino Unido, nº 71, p. 35, 1993.

ROLLINSON, H.R., **Using Geochemical Data: evolution, presentation, interpretation.** British Library Cataloguing-in-Data, p.352, 1993.

RICHARD, L.R. **Minpet for Windows – Version 2.02.** Minpet Geological Software, Québec - Canadá, 1995.

SANTOS, E.J., COUTINHO, M.G.N., COSTA, M.P.A., RAMALHO, R.A., Região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais, In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Asmus, H.E. Eds. **Geologia do Brasil**, Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. DNPM, p. 131-189, 1984.

SANTOS, E. J. **O Complexo Granítico Lagoa das Pedras: Acresção e Colisão na Região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema.** 1995. 219 f. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo (USP), 1995.

SANTOS, T.J.S., SANTOS, A.A., DANTAS, E.L., FUCK, R.A., PARENTE, C.V., Nd isótopos and the provenance of metasediments of the Itataia Group Northwest Borborema Province NE Brazil, In: **IV South American Symposium of Isotope Geology Salvador, Brasil, Short Papers**, p. 286-289, 2003.

SANTOS, T.J.S., DANTAS, E. L., ARTHAUD, M.H., FUCK, R.A., PIMENTEL, M.M., FETTER, A.H. Evidências de crosta juvenil neoproterozóica no Ceará. In: **XLII Congresso Brasileiro de Geologia**, Araxá, Anais Digitais, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 1175, 2004.

SANTOS, E. J., GARCIA, M.G.M., AMARAL, W.S., CABY, R., WERNICK, E., ARTHAUD, M.H., DANTAS, E.L., SANTOSH, M., Relics of eclogite fácies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana., **Gondwana Research**, v. 15, p. 454-470, 2009.

SHAND, S. J. **Eruptive Rocks, Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits With a Chapter on Meteorite.** New York, John Wiley e Sons. 444 f. 1943.

SCHOBHENHAUS, C., CAMPOS, D. A. **A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais.** In: Schobbenhaus, C., Campos D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E., (eds) **Geologia do Brasil**, Ministério das Minas e Energia/Departamento Nacional de Produção Mineral, Brasília, p. 9-53, 1984.

SILVA, M.G, LACERDA FILHO, J.V, BRITO, R.S.C., OLIVEIRA, C.C., MORETON, L.C., MARTINS, E.G., Evidências de um evento orogenético acrescionário paleoproterozóico na Província Rio Apa, Mato Grosso do Sul, In: **XLIII Congresso Brasileiro de Geologia**, Aracaju, Anais, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 296-296, 2006.

STRECKEISEN, A. L. To each Plutonic Rocks its Proper Nama. **Earth Science**, v. 12, p. 1-33, 1976.

TAYLOR, S.R., McLENNAN, S.M., **The continental crust: its composition and evolution**, Blackwell, Oxford, p. 312, 1985.

TEXEIRA, M.L., **Integração de dados aerogeofísicos, geológicos e isotópicos do limite norte do Complexo Tamboril-Santa Quitéria-CE (Província Borborema)**. MSc. Thesis Instituto de Geociências, Brasília, 2005.

THOMPSON, R. N., Magmatism of the British Tertiary Province Scottish. **Journal of Geology**, v. 18, p. 49-107, 1982.

TROMPETTE, R., Geology of western Gondwana, Pan-African/Brasiliano Aggregation of South America and Africa, **A. A. Balkema, Rotterdam**, Brookfield, p. 350, 1994.

VAN SCHMUS, W. R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P.C., FETTER, A.H., KOZUCH, M., DANTAS, E.L., BABINSKI, M., U-Pb and Sm/Nd geochronologic studies the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8(3/4), p. 267- 288, 1995.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P.; BABINSKI, M. U/Pb and Sm/Nd Geochronologic Studies of the Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, p. 267-288, 1995.

VIDAL, P., Géochimie, **Donod** – Paris, p. 60-62, 1998.

VIDAL, J., JOYES, R., VAN VEEN, J., L'exploration petroliere au Gabon et au Congo: Proceedings. **Ninth World Petroleum Congress**, v. 3, p. 149-165, 1975.

WERNER, C.D., Saxonian granulites-igneous or lithoigneous: a contribution to the geochemical diagnosis of the original rock in high-metamorphic complexes. In: Gerstenberger, h. (Ed), Contribution to the geology of Saxonian granulite massif (As'chsches Granulitgebirge), **ZfI-Mitteilungen**, v.133, p. 221-250, 1987.

WERNICK, E. **Rochas Magmáticas – Conceitos Fundamentais e Classificação Modal, Química, Termodinâmica e Tectônica**. Editora UNESP – São Paulo, p. 665, 2004.

WILSON, M., **Igneous Petrogenesis**, A Global Tectonic Approach, London: Unwin.

YARDLEY, B.W.D., **Introdução à petrologia metamórfica**, tradução de Reinhardt Adolfo Fuck, Brasília, Editora Universidade de Brasília, p. 432, 2004.

ZHANG, L.S.M., JIAHONG, W., The origin of the Early Proterozoic Kuandian Complex: Evidence from Geochemistry. **Acta Geologica Sinica**, v.71 Issue 1, p. 15-32, 1997.

ZINCONE, S., **Petrogênese do Batólito Santa Quitéria: implicações ao magmatismo brasileiro na porção norte da Província Borborema, NE do Brasil**. Dissertação de Mestrado, IG – Unicamp, p. 192, 2011.

APÊNDICE A – Ortoderivadas

Tabela 01 - Análise química em Rocha Total dos litótipos ortoderivados.

* Elementos maiores (em % de peso) e menores (em ppm)

Amostra	Litologia	Unidade	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	P₂O₅
GH 019	Granito	AMSQ	0.12	1.10	3.97	4.57	0.03
GH 029-A	Granito	AMSQ	0.26	1.15	2.80	6.33	0.03
GH 029-B	Granito	AMSQ	1.68	3.01	3.69	4.63	0.22
GH 013	Granito	AMSQ	0.40	0.85	2.99	6.78	0.23
GH 001	Ortognaisse	Canindé	1.12	2.80	4.34	1.62	0.12
GH 009	Ortognaisse	Canindé	3.04	3.36	2.84	5.49	0.33
GH 014-A	Metatonalito	Canindé	3.71	4.23	3.61	3.27	1.04
GH 015-B	Ortognaisse	Canindé	0.98	2.22	3.33	4.18	0.11
GH 017	Ortognaisse	Canindé	0.58	2.36	3.94	2.64	0.08
GH030	Ortognaisse	Canindé	2.08	5.39	4.76	0.92	0.11
GH039	Ortognaisse	Canindé	0.88	1.36	2.8	5.54	0.23
GH045	Metatonalito	Canindé	8.56	9.76	1.95	0.28	0.28
GH052-A	Ortognaisse	Canindé	3.19	1.94	1.54	4.76	0.73
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	2.99	4.94	3.81	3.14	0.71

Amostra	Litologia	Unidade	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	P₂O₅
GH 019	Granito	AMSQ	0.12	1.10	3.97	4.57	0.03
GH 029-A	Granito	AMSQ	0.26	1.15	2.80	6.33	0.03
GH 029-B	Granito	AMSQ	1.68	3.01	3.69	4.63	0.22
GH 013	Granito	AMSQ	0.40	0.85	2.99	6.78	0.23
GH 001	Ortognaisse	Canindé	1.12	2.80	4.34	1.62	0.12
GH 009	Ortognaisse	Canindé	3.04	3.36	2.84	5.49	0.33
GH 014-A	Metatonalito	Canindé	3.71	4.23	3.61	3.27	1.04
GH 015-B	Ortognaisse	Canindé	0.98	2.22	3.33	4.18	0.11
GH 017	Ortognaisse	Canindé	0.58	2.36	3.94	2.64	0.08
GH030	Ortognaisse	Canindé	2.08	5.39	4.76	0.92	0.11
GH039	Ortognaisse	Canindé	0.88	1.36	2.8	5.54	0.23
GH045	Metatonalito	Canindé	8.56	9.76	1.95	0.28	0.28
GH052-A	Ortognaisse	Canindé	3.19	1.94	1.54	4.76	0.73
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	2.99	4.94	3.81	3.14	0.71

Amostra	Litologia	Unidade	Ni	Co	Zn	Be	Y	Th
GH 019	Granito	AMSQ	48.2	0.6	8	2	5.3	7.8
GH 029-A	Granito	AMSQ	5.1	1.4	18	3	17.5	18.2
GH 029-B	Granito	AMSQ	63.9	9.3	60	6	30.0	8.3
GH 013	Granito	AMSQ	3.6	58.1	35	-	10.9	11.1
GH 001	Ortognaisse	Canindé	6.9	87.1	42	-	8.7	2.9
GH 009	Ortognaisse	Canindé	44.2	44.0	55	4	20.9	31.0
GH 014-A	Metatonalito	Canindé	43.3	45.1	122	2	36.5	12.0
GH 015-B	Ortognaisse	Canindé	6.0	55.2	45	3	15.1	18.0
GH 017	Ortognaisse	Canindé	5.5	79.3	38	-	2.8	6.0
GH030	Ortognaisse	Canindé	31	17.3	34	3	29.8	2.4
GH039	Ortognaisse	Canindé	-	9.8	69	2	21.1	50.3
GH045	Metatonalito	Canindé	339	57.6	13	2	28.5	1.7
GH052-A	Ortognaisse	Canindé	92	16	73	4	32.7	48.1
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	72.3	15.6	83	2	17.4	18.2

Amostra	Litologia	Unidade	Ni	Co	Zn	Be	Y	Th
GH 019	Granito	AMSQ	48.2	0.6	8	2	5.3	7.8
GH 029-A	Granito	AMSQ	5.1	1.4	18	3	17.5	18.2
GH 029-B	Granito	AMSQ	63.9	9.3	60	6	30.0	8.3
GH 013	Granito	AMSQ	3.6	58.1	35	-	10.9	11.1
GH 001	Ortognaisse	Canindé	6.9	87.1	42	-	8.7	2.9
GH 009	Ortognaisse	Canindé	44.2	44.0	55	4	20.9	31.0
GH 014-A	Metatonalito	Canindé	43.3	45.1	122	2	36.5	12.0
GH 015-B	Ortognaisse	Canindé	6.0	55.2	45	3	15.1	18.0
GH 017	Ortognaisse	Canindé	5.5	79.3	38	-	2.8	6.0
GH030	Ortognaisse	Canindé	31	17.3	34	3	29.8	2.4
GH039	Ortognaisse	Canindé	-	9.8	69	2	21.1	50.3
GH045	Metatonalito	Canindé	339	57.6	13	2	28.5	1.7
GH052-A	Ortognaisse	Canindé	92	16	73	4	32.7	48.1
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	72.3	15.6	83	2	17.4	18.2

Amostra	Litologia	Unidade	As	Au	Bi	Cu	Mo	Hf
GH 019	Granito	AMSQ	1.0	10.6	-	2.5	12.8	2.0
GH 029-A	Granito	AMSQ	0.9	7.6	-	12.8	2.2	5.3
GH 029-B	Granito	AMSQ	0.8	8.1	-	9.6	7.1	6.3
GH 013	Granito	AMSQ	-	2.5	-	3.5	-	3.4
GH 001	Ortognaisse	Canindé	-	3.3	-	1.9	-	4.6
GH 009	Ortognaisse	Canindé	2.0	21.7	0.1	17.6	0.7	10.4
GH 014-A	Metatonalito	Canindé	-	2.5	-	17.8	0.1	7.5
GH 015-B	Ortognaisse	Canindé	-	2.2	-	2.1	-	4.1
GH 017	Ortognaisse	Canindé	-	5.6	-	3.7	0.2	3.0
GH030	Ortognaisse	Canindé	-	2.2	-	6.7	1.2	5.6
GH039	Ortognaisse	Canindé	-	2.3	-	13.4	1.5	14.1
GH045	Metatonalito	Canindé	1.5	3.6	-	43.6	0.9	4.1
GH052-A	Ortognaisse	Canindé	-	0.6	-	16.1	1.1	17.6
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	1.3	9.9	-	46.9	4.6	9.2

Amostra	Litologia	Unidade	Pb	Tl	U	V	Ta
GH 019	Granito	AMSQ	3.2	-	1.4	34	0.2
GH 029-A	Granito	AMSQ	8.1	0.1	11.6	40	2.5
GH 029-B	Granito	AMSQ	2.3	0.5	1.6	88	2.0
GH 013	Granito	AMSQ	2.2	0.2	2.1	15	0.5
GH 001	Ortognaisse	Canindé	1.6	0.3	0.1	49	0.4
GH 009	Ortognaisse	Canindé	3.8	1.4	7.6	93	1.5
GH 014-A	Metatonalito	Canindé	2.0	0.8	2.5	144	1.2
GH 015-B	Ortognaisse	Canindé	3.1	0.3	2.1	26	0.5
GH 017	Ortognaisse	Canindé	1.3	0.2	0.2	15	0.5
GH030	Ortognaisse	Canindé	0.4	-	0.7	101	0.8
GH039	Ortognaisse	Canindé	3.5	0.6	6.1	36	1.5
GH045	Metatonalito	Canindé	1.2	-	0.2	264	0.9
GH052-A	Ortognaisse	Canindé	5.4	0.7	7.6	57	1.2
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	4.3	0.6	1.9	101	0.9

Amostra	Litologia	Unidade	Ga	Cs	Sn	Sc	La	Ce
GH 019	Granito	AMSQ	17.0	0.3	-	2	20.2	35.9
GH 029-A	Granito	AMSQ	15.3	1.8	2	1	62.1	114.6
GH 029-B	Granito	AMSQ	18.9	3.6	4	9	42.3	94.2
GH 013	Granito	AMSQ	17.3	2.5	-	3	24.1	53.0
GH 001	Ortognaisse	Canindé	18.5	0.3	-	6	23.1	46.3
GH 009	Ortognaisse	Canindé	19.3	18.7	6	11	58.6	121.0
GH 014-A	Metatonalito	Canindé	21.7	5.2	3	13	99.4	154.1
GH 015-B	Ortognaisse	Canindé	16.7	1.3	-	6	43.2	86.2
GH 017	Ortognaisse	Canindé	15.7	0.9	-	3	8.6	28.8
GH030	Ortognaisse	Canindé	19.7	0.2	2	14	14.6	35.7
GH039	Ortognaisse	Canindé	22.8	2.1	2	7	62	175
GH045	Metatonalito	Canindé	21.8	0.9	2	30	13.3	33.8
GH052-A	Ortognaisse	Canindé	16.5	8.1	2	8	145.5	285.1
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	19.9	2.0	3	12	97.1	181.8

Amostra	Litologia	Unidade	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
GH 019	Granito	AMSQ	3.58	12.9	2.07	0.57	1.45	0.17
GH 029-A	Granito	AMSQ	11.08	31.7	5.50	0.84	3.71	0.59
GH 029-B	Granito	AMSQ	10.68	39.3	7.12	1.22	5.74	0.75
GH 013	Granito	AMSQ	5.67	21.3	4.61	0.86	3.31	0.52
GH 001	Ortognaisse	Canindé	4.84	15.8	2.97	0.70	2.23	0.33
GH 009	Ortognaisse	Canindé	13.89	49.4	8.97	1.54	6.16	0.91
GH 014-A	Metatonalito	Canindé	23.37	92.1	14.70	3.41	10.89	1.46
GH 015-B	Ortognaisse	Canindé	9.25	36.2	5.70	1.00	4.01	0.59
GH 017	Ortognaisse	Canindé	1.93	6.7	1.09	0.44	0.89	0.14
GH030	Ortognaisse	Canindé	4.45	17.4	4.09	1.48	4.58	0.8
GH039	Ortognaisse	Canindé	17.25	61.7	11.09	1.09	7.58	0.96
GH045	Metatonalito	Canindé	4.29	19.5	5.16	2.12	6.44	1
GH052-A	Ortognaisse	Canindé	32.38	114.4	16.12	3.44	10.9	1.38
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	21.90	78.0	9.70	2.44	6.44	0.67

Amostra	Litologia	Unidade	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
GH 019	Granito	AMSQ	1.01	0.16	0.60	0.13	0.75	0.14
GH 029-A	Granito	AMSQ	3.37	0.52	1.40	0.22	1.32	0.22
GH 029-B	Granito	AMSQ	4.96	1.00	2.87	0.43	2.67	0.46
GH 013	Granito	AMSQ	2.52	0.43	0.86	0.14	0.98	0.17
GH 001	Ortognaisse	Canindé	1.87	0.36	0.96	0.14	0.78	0.13
GH 009	Ortognaisse	Canindé	3.99	0.81	2.10	0.29	1.75	0.31
GH 014-A	Metatonalito	Canindé	6.84	1.15	3.14	0.45	2.28	0.36
GH 015-B	Ortognaisse	Canindé	2.92	0.55	1.52	0.19	1.05	0.18
GH 017	Ortognaisse	Canindé	0.61	0.11	0.39	0.04	0.33	0.04
GH030	Ortognaisse	Canindé	4.67	1.04	3.07	0.47	3.18	0.56
GH039	Ortognaisse	Canindé	4.58	0.8	2.14	0.29	1.7	0.25
GH045	Metatonalito	Canindé	5.21	1.1	2.8	0.39	2.55	0.35
GH052-A	Ortognaisse	Canindé	7.15	1.18	3.14	0.42	2.23	0.3
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	3.97	0.61	1.48	0.20	1.27	0.19

APÊNDICE B – Paraderivadas

Amostra	Litologia	Unidade	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃
GH 008	Xisto	Independência	65.92	1.03	15.04	5.44	6.04	11.48	0.09	2.36	2.67	2.28	2.84	0.15	0.009
GH051-B	Xisto	Independência	65.4	0.82	14.43	5.9	6.55	12.45	0.09	2.94	1.99	2.3	2.56	0.12	0.03
GH 025	Quartzito	Independência	80.34	0.61	9.25	4.29	4.77	9.06	0.03	0.47	0.09	0.21	2.36	0.06	0.009
GH051-A	Quartzito	Independência	94.28	0.07	3.43	0.43	0.48	0.91	-	0.05	0.01	0.04	1.05	-	0.042
GH043	Paragnaisse	Independência	69.82	0.83	15.25	4.58	5.09	9.67	0.04	0.68	0.04	0.14	4.25	0.04	0.018
GH 018-B	Xisto	Canindé	92.56	0.13	3.88	0.86	0.96	1.82	0.02	0.25	0.02	0.08	1.01	0.02	0.003
GH050	Xisto	Canindé	77.55	0.58	9.42	4.99	5.54	10.53	0.08	2.33	0.45	0.75	2.32	0.03	0.045
GH 003	Quartzito	Canindé	93.09	0.22	3.82	0.41	0.45	0.86	-	0.16	0.04	0.05	1.22	0.03	0.003
GH 018-C	Quartzito	Canindé	95.04	0.09	2.77	0.23	0.25	0.48	-	0.05	0.01	0.08	0.63	0.02	-
GH046	Quartzito	Canindé	95.84	0.03	0.92	1.9	2.11	4.01	0.02	0.19	0.03	-	0.02	0.02	0.037
GH052-B	Paragnaisse	Canindé	69.86	1.1	13.83	6.07	6.74	12.81	0.08	1.39	0.92	1.11	3.06	0.05	0.032
GH033	Paragnaisse	Canindé	70.85	0.14	14.78	1.32	1.47	2.79	-	0.96	0.2	1.66	8.21	0.12	0.015
GH 023	Xisto	Embasamento	58.60	0.92	17.69	7.98	8.87	16.85	0.11	4.07	2.34	2.54	3.14	0.20	0.019

Amostra	Litologia	Unidade	Ba	Rb	Sr	Zr	Nb	Ni	Co	Zn	Be	Y	Th	As	Au
GH 008	Xisto	Independência	741	134.8	207.6	250.6	18.3	29.8	57.0	73	-	29.4	16.0	0.6	4.4
GH051-B	Xisto	Independência	578	120	203.2	190.7	10.4	38	17.2	90	1	30.1	10.1	0.7	8.2
GH 025	Quartzito	Independência	475	86.1	97.1	315.5	14.2	16.9	4.4	21	-	22.0	9.4	0.9	10.4
GH051-A	Quartzito	Independência	238	28.3	29.8	83.7	2	-	2	-	-	2.5	1.5	-	10.9
GH043	Paragnaisse	Independência	516	166.8	33.1	261.6	15	28	13	27	-	12.1	9.6	0.5	1.7
GH 018-B	Xisto	Canindé	259	69.8	7.3	159.1	2.6	6.4	86.7	12	-	7.3	2.4	-	1.7
GH050	Xisto	Canindé	451	68.9	71.4	170.4	6.9	39	15	44	-	22.6	5.2	-	2.3
GH 003	Quartzito	Canindé	258	36.7	10.6	207.9	5.4	2.8	107.4	4	-	6.1	2.8	-	23.2
GH 018-C	Quartzito	Canindé	66	20.0	8.8	74.3	2.1	1.7	139.9	-	-	2.3	1.2	-	<0.5
GH046	Quartzito	Canindé	21	1.3	1.2	68.6	1.3	-	6.5	21	-	2.6	0.8	1.5	-
GH052-B	Paragnaisse	Canindé	779	115.1	128.9	407.7	16.7	24	16.7	64	2	26.8	16.8	-	-
GH033	Paragnaisse	Canindé	821	199.6	98.3	105.9	5.6	-	3.1	5	-	14.9	34.3	-	4.6
GH 023	Xisto	Embasamento	484	93.0	166.9	163.2	9.0	85.1	21.6	117	1	30.7	6.3	1.5	10.5

Amostra	Litologia	Unidade	Cu	Mo	Hf	Pb	Tl	U	V	Ta	Ga	Cs	Sn	Sc
GH 008	Xisto	Independência	9.9	-	7.4	3.7	0.7	2.2	93	1.2	19.7	4.2	4	14
GH051-B	Xisto	Independência	47.5	1	5.4	4.7	0.6	2.4	119	1	17.7	7.4	2	17
GH 025	Quartzito	Independência	46.9	3.4	8.9	5.0	0.2	1.2	77	1.1	11.6	1.6	2	7
GH051-A	Quartzito	Independência	2.2	3.1	2.1	1.1	-	0.3	12	0.2	4	1.1	-	1
GH043	Paragnaisse	Independência	26.6	0.7	7.5	1.9	0.1	1.6	101	0.8	20.5	3.1	2	15
GH 018-B	Xisto	Canindé	8.2	-	3.7	4.4	0.3	1.1	9	0.4	4.1	7.3	-	2
GH050	Xisto	Canindé	10.3	1.9	4.3	3.2	0.3	0.5	69	0.3	10.6	0.6	-	12
GH 003	Quartzito	Canindé	4.3	0.5	5.3	0.6	-	0.9	14	0.6	5.0	0.6	-	2
GH 018-C	Quartzito	Canindé	1.8	-	2.4	0.8	-	0.4	-	0.5	2.4	0.3	-	1
GH046	Quartzito	Canindé	12.7	3	1.9	0.3	-	0.1	12	0.1	1.6	0.1	-	-
GH052-B	Paragnaisse	Canindé	28	1.6	10.6	5.6	0.5	2.5	103	1.1	18.6	4.7	3	14
GH033	Paragnaisse	Canindé	1.8	1	3.5	2.2	0.2	6.6	19	0.2	21.9	0.6	-	2
GH 023	Xisto	Embasamento	44.4	2.6	4.8	2.8	0.6	2.1	169	0.6	20.2	6.5	4	20

Amostra	Litologia	Unidade	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
GH 008	Xisto	Independência	46.3	92.8	11.03	40.7	7.81	1.53	6.74	1.09	5.67	1.15	3.17	0.48	3.20
GH051-B	Xisto	Independência	33.8	68.6	8.39	33.7	6.11	1.31	5.31	0.89	5.6	1.13	3.15	0.52	3
GH 025	Quartzito	Independência	45.9	67.7	8.00	28.0	4.64	1.15	3.96	0.57	4.25	0.88	2.54	0.34	2.19
GH051-A	Quartzito	Independência	7.8	12.4	1.37	4.8	0.72	0.22	0.68	0.09	0.48	0.09	0.27	0.04	0.24
GH043	Paragnaisse	Independência	18.2	35.7	3.94	13.5	2.43	0.33	2.21	0.36	2.07	0.46	1.4	0.23	1.66
GH 018-B	Xisto	Canindé	10.3	23.5	2.14	7.9	1.53	0.30	1.29	0.22	1.12	0.18	0.85	0.13	0.82
GH050	Xisto	Canindé	34.6	66.5	7.62	28.7	4.7	1.07	4.35	0.66	4.13	0.88	2.57	0.36	2.38
GH 003	Quartzito	Canindé	10.5	19.9	2.40	9.5	1.78	0.26	1.34	0.23	1.45	0.25	0.45	0.09	0.49
GH 018-C	Quartzito	Canindé	5.7	11.3	1.23	4.5	0.85	0.19	0.66	0.09	0.40	0.11	0.18	0.04	0.29
GH046	Quartzito	Canindé	4.1	7.8	0.82	3.1	0.45	0.12	0.59	0.08	0.49	0.1	0.3	0.04	0.25
GH052-B	Paragnaisse	Canindé	48.3	105	11.07	39.8	6.96	1.3	6.37	0.97	5.14	1.06	2.89	0.43	3.03
GH033	Paragnaisse	Canindé	53.5	112.2	12.3	45.7	8.69	1.01	7.51	0.81	3.25	0.51	1.19	0.17	1.04
GH 023	Xisto	Embasamento	26.7	51.3	6.39	27.9	5.65	1.27	5.61	0.80	5.40	1.04	3.29	0.43	2.53

Amostra	Litologia	Unidade	Lu	SiO₂/Al₂O₃	Fe₂O₃/K₂O	(Gd/Yb)N	Eu/Eu*	LOG X	LOG Y
GH 008	Xisto	Independência	0.52	4.38	2.13	1.70	0.64	-0.19382	0.327719
GH051-B	Xisto	Independência	0.51	4.53	2.56	1.43	0.7	-0.1549	0.408001
GH 025	Quartzito	Independência	0.36	8.69	2.02	1.46	0.82	-0.08619	0.305606
GH051-A	Quartzito	Independência	0.05	27.49	0.46	2.29	0.96	-0.01773	-0.33995
GH043	Paragnaisse	Independência	0.26	4.58	1.20	1.07	0.44	-0.35655	0.078329
GH 018-B	Xisto	Canindé	0.12	23.86	0.95	1.27	0.65	-0.18709	-0.02205
GH050	Xisto	Canindé	0.48	8.23	2.39	1.47	0.72	-0.14267	0.378022
GH 003	Quartzito	Canindé	0.08	24.37	0.37	2.21	0.51	-0.29243	-0.43315
GH 018-C	Quartzito	Canindé	0.05	34.31	0.40	1.83	0.78	-0.10791	-0.4014
GH046	Quartzito	Canindé	0.05	104.17	105.50	1.90	0.71	-0.14874	2.023252
GH052-B	Paragnaisse	Canindé	0.42	5.05	2.20	1.70	0.6	-0.22185	0.342938
GH033	Paragnaisse	Canindé	0.16	4.79	0.18	5.82	0.38	-0.42022	-0.74703
GH 023	Xisto	Embasamento	0.46	3.31	2.82	1.79	0.69	-0.16115	0.450994

APÊNDICE C – Ortoderivadas Normalizadas

Amostras	Litologia	Unidade	LaN	CeN	PrN	NdN	SmN	EuN	GdN	TbN	DyN
GH 019	Granito	AMSQ	65,161	44,431	29,344	21,5	10,615	7,755	5,598	3,586	3,137
GH 029B	Granito	AMSQ	136,452	116,584	87,541	65,5	36,513	16,599	22,162	15,823	15,404
GH 013	Granito	AMSQ	77,742	65,594	46,475	35,5	23,641	11,701	12,78	10,97	7,826
GH 029A	Granito	AMSQ	200,323	141,832	90,82	52,833	28,205	11,429	14,324	12,447	10,466
GH 001	Gnaiss	Canindé	74,516	57,302	39,672	26,333	15,231	9,524	8,61	6,962	5,807
GH 009	Gnaiss	Canindé	189,032	149,752	113,852	82,333	46	20,952	23,784	19,198	12,391
GH 015B	Migmatito	Canindé	139,355	106,683	75,82	60,333	29,231	13,605	15,483	12,447	9,068
GH 017	Gnaiss	Canindé	27,742	35,644	15,82	11,167	5,59	5,986	3,436	2,954	1,894
GH039	Gnaiss	Canindé	200	216,584	141,393	102,833	56,872	14,83	29,266	20,253	14,224
GH030	Xisto	Canindé	47,097	44,183	36,475	29	20,974	20,136	17,683	16,878	14,503
GH 014A	Metatonalito	Canindé	320,645	190,718	191,557	153,5	75,385	46,395	42,046	30,802	21,242
GH045	Metatonalito	Canindé	42,903	41,832	35,164	32,5	26,462	28,844	24,865	21,097	16,18
GH 020	Xisto	Embasamento	313,226	225	179,508	130	49,744	33,197	24,865	14,135	12,329

Amostras	Litologia	Unidade	HoN	ErN	TmN	YbN	LuN	Eu_Eu	LaN_YbN	LaN_SmN	CeN_YbN
GH 019	Granito	AMSQ	2,228	2,857	4,012	3,589	4,348	1,006	18,158	6,138	12,381
GH 029B	Granito	AMSQ	13,928	13,667	13,272	12,775	14,286	0,584	10,681	3,737	9,126
GH 013	Granito	AMSQ	5,989	4,095	4,321	4,689	5,28	0,673	16,58	3,288	13,989
GH 029A	Granito	AMSQ	7,242	6,667	6,79	6,316	6,832	0,569	31,718	7,102	22,457
GH 001	Gnaiss	Canindé	5,014	4,571	4,321	3,732	4,037	0,832	19,967	4,892	15,354
GH 009	Gnaiss	Canindé	11,281	10	8,951	8,373	9,627	0,633	22,576	4,109	17,885
GH 015B	Migmatito	Canindé	7,66	7,238	5,864	5,024	5,59	0,64	27,738	4,767	21,235
GH 017	Gnaiss	Canindé	1,532	1,857	1,235	1,579	1,242	1,366	17,57	4,963	22,574
GH039	Gnaiss	Canindé	11,142	10,19	8,951	8,134	7,764	0,364	24,588	3,517	26,627
GH030	Xisto	Canindé	14,485	14,619	14,506	15,215	17,391	1,046	3,095	2,245	2,904
GH 014A	Metatonalito	Canindé	16,017	14,952	13,889	10,909	11,18	0,824	29,392	4,253	17,482
GH045	Metatonalito	Canindé	15,32	13,333	12,037	12,201	10,87	1,124	3,516	1,621	3,429
GH 020	Xisto	Embasamento	8,496	7,048	6,173	6,077	5,901	0,944	51,547	6,297	37,028

Amostras	Litologia	Unidade	CeN_SmN	EuN_YbN	Sum_REE
GH 019	Granito	AMSQ	4,186	2,161	79,63
GH 029B	Granito	AMSQ	3,193	1,299	213,7
GH 013	Granito	AMSQ	2,775	2,495	118,47
GH 029A	Granito	AMSQ	5,029	1,81	237,17
GH 001	Gnaissé	Canindé	3,762	2,552	100,51
GH 009	Gnaissé	Canindé	3,255	2,502	269,72
GH 015B	Migmatito	Canindé	3,65	2,708	192,56
GH 017	Gnaissé	Canindé	6,377	3,791	50,11
GH039	Gnaissé	Canindé	3,808	1,823	346,43
GH030	Xisto	Canindé	2,107	1,323	96,09
GH 014A	Metatonalito	Canindé	2,53	4,253	413,65
GH045	Metatonalito	Canindé	1,581	2,364	98,01
GH 020	Xisto	Embasamento	4,523	5,463	405,77

APÊNDICE D – Paraderivadas Normalizadas

Amostra	Litologia	Unidade	LaN	CeN	PrN	NdN	SmN
GH 008	Xisto	Independência	149,35	114,85	90,41	67,83	40,05
GH051-B	Xisto	Independência	109,03	84,9	68,77	56,17	31,33
GH 025	Quartzito	Independência	148,06	83,79	65,57	46,67	23,79
GH051-A	Quartzito	Independência	25,16	15,35	11,23	8	3,69
GH043	Paragnaisse	Independência	58,71	44,18	32,3	22,5	12,46
GH 018-B	Xisto	Canindé	33,23	29,08	17,54	13,17	7,85
GH050	Xisto	Canindé	111,61	82,3	62,46	47,83	24,1
GH 003	Quartzito	Canindé	33,83	24,63	19,67	15,83	9,13
GH 018-C	Quartzito	Canindé	18,39	13,99	10,08	7,5	4,36
GH046	Quartzito	Canindé	13,23	9,65	6,72	5,17	2,31
GH052-A	Paragnaisse	Canindé	469,35	352,85	265,41	190,67	82,67
GH052-B	Paragnaisse	Canindé	155,81	129,95	90,74	66,33	35,69
GH033	Paragnaisse	Canindé	172,58	138,86	100,82	76,17	44,56
GH 023	Xisto	Embasamento	86,13	63,49	52,38	46,5	28,97

Amostra	Litologia	Unidade	EuN	GdN	TbN	DyN	HoN
GH 008	Xisto	Independência	20,82	26,02	23	17,61	16,02
GH051-B	Xisto	Independência	17,82	20,5	18,78	17,39	15,74
GH 025	Quartzito	Independência	15,65	15,29	12,03	13,2	12,26
GH051-A	Quartzito	Independência	2,99	2,63	1,9	1,49	1,25
GH043	Paragnaisse	Independência	4,49	8,53	7,59	6,43	6,41
GH 018-B	Xisto	Canindé	4,08	4,98	4,64	3,48	2,51
GH050	Xisto	Canindé	14,56	16,8	13,92	12,83	12,26
GH 003	Quartzito	Canindé	3,54	5,17	4,85	4,5	3,48
GH 018-C	Quartzito	Canindé	2,59	2,55	1,9	1,24	1,53
GH046	Quartzito	Canindé	1,63	2,28	1,69	1,52	1,39
GH052-A	Paragnaisse	Canindé	46,8	42,08	29,11	22,2	16,43
GH052-B	Paragnaisse	Canindé	17,69	24,59	20,46	15,96	14,76
GH033	Paragnaisse	Canindé	13,74	29	17,09	10,09	7,1
GH 023	Xisto	Embasamento	17,28	21,66	16,88	16,77	14,48

Amostra	Litologia	Unidade	DyN	HoN	ErN	TmN	YbN
GH 008	Xisto	Independência	17,61	16,02	15,1	14,81	15,31
GH051-B	Xisto	Independência	17,39	15,74	15	16,05	14,35
GH 025	Quartzito	Independência	13,2	12,26	12,1	10,49	10,48
GH051-A	Quartzito	Independência	1,49	1,25	1,29	1,23	1,15
GH043	Paragnaisse	Independência	6,43	6,41	6,67	7,1	7,94
GH 018-B	Xisto	Canindé	3,48	2,51	4,05	4,01	3,92
GH050	Xisto	Canindé	12,83	12,26	12,24	11,11	11,39
GH 003	Quartzito	Canindé	4,5	3,48	2,14	2,78	2,34
GH 018-C	Quartzito	Canindé	1,24	1,53	0,86	1,23	1,39
GH046	Quartzito	Canindé	1,52	1,39	1,43	1,23	1,2
GH052-A	Paragnaisse	Canindé	22,2	16,43	14,95	12,96	10,67
GH052-B	Paragnaisse	Canindé	15,96	14,76	13,76	13,27	14,5
GH033	Paragnaisse	Canindé	10,09	7,1	5,67	5,25	4,98
GH 023	Xisto	Embasamento	16,77	14,48	15,67	13,27	12,11

Amostra	Litologia	Unidade	LuN	Eu/Eu	Gd/Yb
GH 008	Xisto	Independência	16,15	0,64	1,70
GH051-B	Xisto	Independência	15,84	0,7	1,43
GH 025	Quartzito	Independência	11,18	0,82	1,46
GH051-A	Quartzito	Independência	1,55	0,96	2,29
GH043	Paragnaisse	Independência	8,07	0,44	1,07
GH 018-B	Xisto	Canindé	3,73	0,65	1,27
GH050	Xisto	Canindé	14,91	0,72	1,47
GH 003	Quartzito	Canindé	2,48	0,51	2,21
GH 018-C	Quartzito	Canindé	1,55	0,78	1,83
GH046	Quartzito	Canindé	1,55	0,71	1,90
GH052-A	Paragnaisse	Canindé	9,32	0,79	3,94
GH052-B	Paragnaisse	Canindé	13,04	0,6	1,70
GH033	Paragnaisse	Canindé	4,97	0,38	5,82
GH 023	Xisto	Embasamento	14,29	0,69	1,79

Amostra	Litologia	Unidade	LaN/YbN	LaN/SmN	CeN/YbN
GH 008	Xisto	Independência	9,75	3,73	7,5
GH 018-B	Xisto	Canindé	8,47	4,23	7,41
GH 023	Xisto	Embasamento	7,12	2,97	5,24
GH050	Xisto	Canindé	9,8	4,63	7,23
GH051-B	Xisto	Independência	7,6	3,48	5,91
GH 025	Quartzito	Independência	14,13	6,22	8
GH 003	Quartzito	Canindé	14,45	3,71	10,5
GH 018-C	Quartzito	Canindé	13,25	4,22	10,08
GH051-A	Quartzito	Independência	21,91	6,81	13,36
GH046	Quartzito	Canindé	11,06	5,73	8,07
GH043	Paragnaisse	Independência	7,39	4,71	5,56
GH052-A	Paragnaisse	Canindé	43,99	5,68	33,07
GH052-B	Paragnaisse	Canindé	10,75	4,37	8,96
GH033	Paragnaisse	Canindé	34,68	3,87	27,91

Amostra	Litologia	Unidade	CeN/SmN	EuN/YbN	Sum REE
GH 008	Xisto	Independência	2,87	1,36	222,19
GH 018-B	Xisto	Canindé	3,71	1,04	50,4
GH 023	Xisto	Embasamento	2,19	1,43	138,77
GH050	Xisto	Canindé	3,41	1,28	159
GH051-B	Xisto	Independência	2,71	1,24	172,02
GH 025	Quartzito	Independência	3,52	1,49	170,48
GH 003	Quartzito	Canindé	2,7	1,51	48,72
GH 018-C	Quartzito	Canindé	3,21	1,86	25,59
GH051-A	Quartzito	Independência	4,16	2,61	29,25
GH046	Quartzito	Canindé	4,18	1,36	18,29
GH043	Paragnaisse	Independência	3,55	0,57	82,75
GH052-A	Paragnaisse	Canindé	4,27	4,39	623,64
GH052-B	Paragnaisse	Canindé	3,64	1,22	232,74
GH033	Paragnaisse	Canindé	3,12	2,76	248,04

APÊNDICE E – Sm-Nd e U-Pb

Amostra	Latitude	Longitude	Unidade	Litologia	Sm_Nd	U_Pb
GH 001	473176	9571594	Canindé	Gnaisse	2,4	2,4
GH 003	461538	9575584	Canindé	Quartzito	1,97	
GH 008	456940	9577900	Independência	Xisto	1,82	0,807
GH 009	455820	9578488	Canindé	Gnaisse	1,5	0,623
GH 013	445968	9586960	AMSQ	Granito	1,59	
GH 014 -A	449658	9604262	Canindé	Metatonalito	1,49	
GH 015 -B	419911	9620942	Canindé	Migmatito	2,24	
GH 017	405595	9623918	Canindé	Gnaisse	2,25	2,15
GH 018 -B	405321	9618334	Canindé	Xisto	1,96	2
GH 018 -C	405321	9618334	Canindé	Quartzito	2,1	
GH 019	420015	9432060	AMSQ	Granito	2,25	
GH 020	406407	9437602	Embasamento	Xisto	2,12	
GH 023	402857	9439087	Embasamento	Xisto	1,14	
GH 025	401013	9443743	Independência	Quartzito	2,14	
GH 029-A	384617	9462289	AMSQ	Granito	1,68	
GH 029-B	384617	9462289	AMSQ	Granito	1,71	
GH030	434586	9558680	Canindé	Xisto	2,58	
GH033	429421	9557626	Canindé	Gnaisse	2,18	
GH039	421791	9564346	Canindé	Gnaisse	2,41	
GH043	413380	9568126	Independência	Gnaisse	1,97	
GH045	408549	9567256	Canindé	Metatonalito	1,13	
GH046	406686	9568146	Canindé	Quartzito	1,66	
GH050	444050	9553268	Canindé	Xisto	2,22	
GH051-A	446177	9552948	Independência	Quartzito	1,81	
GH051-B	446177	9552948	Independência	Xisto	1,25	
GH052-A	450457	9552960	Canindé	Leucognaisse	1,87	
GH052-B	450457	9552960	Canindé	Gnaisse	1,93	

APÊNDICE F – Norma_CIPW

Amostra	Litologia	Unidade	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	Fe₂O₃	FeOt
GH 019	Granito	AMSQ	74,7	0,07	13,74	0,77	0,85	0,85
GH 029A	Granito	AMSQ	72,53	0,2	13,81	1,91	2,12	2,12
GH 029B	Granito	AMSQ	64,45	0,74	15,77	4,79	5,32	5,32
GH 013	Granito	AMSQ	71,27	0,19	15,06	1,13	1,26	1,26
GH 001	Ortognaisse	Canindé	69,23	0,41	15,74	3,2	3,55	3,55
GH 009	Ortognaisse	Canindé	63,29	0,88	15	4,21	4,68	4,68
GH 015B	Ortognaisse	Canindé	71	0,34	14,22	2,34	2,6	2,6
GH 017	Ortognaisse	Canindé	72,76	0,2	14,21	2,08	2,31	2,31
GH030	Ortognaisse	Canindé	62,77	0,61	15,1	6,6	7,33	7,33
GH039	Ortognaisse	Canindé	69,31	0,63	14,29	3,2	3,55	3,55
GH052A	Ortognaisse	Canindé	65,93	0,79	14,41	4,1	4,56	4,56
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	57,09	1,17	15,88	6,4	7,11	7,11

Amostra	Litologia	Unidade	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	P₂O₅
GH 019	Granito	AMSQ	0,03	0,12	1,1	3,97	4,57	0,03
GH 029A	Granito	AMSQ	0,02	0,26	1,15	2,8	6,33	0,03
GH 029B	Granito	AMSQ	0,1	1,68	3,01	3,69	4,63	0,22
GH 013	Granito	AMSQ	0,02	0,4	0,85	2,99	6,78	0,23
GH 001	Ortognaisse	Canindé	0,07	1,12	2,8	4,34	1,62	0,12
GH 009	Ortognaisse	Canindé	0,07	3,04	3,36	2,84	5,49	0,33
GH 015B	Ortognaisse	Canindé	0,05	0,98	2,22	3,33	4,18	0,11
GH 017	Ortognaisse	Canindé	0,03	0,58	2,36	3,94	2,64	0,08
GH030	Ortognaisse	Canindé	0,12	2,08	5,39	4,76	0,92	0,11
GH039	Ortognaisse	Canindé	0,06	0,88	1,36	2,8	5,54	0,23
GH052A	Ortognaisse	Canindé	0,03	3,19	1,94	1,54	4,76	0,73
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	0,08	2,99	4,94	3,81	3,14	0,71

Amostra	Litologia	Unidade	Cr₂O₃	Ba	Rb	Sr	Zr	Nb
GH 019	Granito	AMSQ	0,004	1025	73,2	183,6	59,5	3,5
GH 029A	Granito	AMSQ	0,003	831	159,5	313,6	172,5	16,1
GH 029B	Granito	AMSQ	0,004	906	141,9	332,7	222,7	21
GH 013	Granito	AMSQ	-	650	160,6	128,5	100,9	7,3
GH 001	Ortognaisse	Canindé	-	280	65,6	310,2	126,2	3,7
GH 009	Ortognaisse	Canindé	0,019	1079	308	454,7	362,1	21,4
GH 015B	Ortognaisse	Canindé	0,002	751	123	423,7	144,8	8,1
GH 017	Ortognaisse	Canindé	-	862	55,5	446,7	89,7	3,2
GH030	Ortognaisse	Canindé	0,014	181	9,9	171,8	219,2	8
GH039	Ortognaisse	Canindé	0,015	673	289,5	156,9	501	22,1
GH052A	Ortognaisse	Canindé	0,038	2288	177,6	591,8	714	20,6
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	0,015	1749	104,6	962,8	372,6	14,8

Amostra	Litologia	Unidade	Ni	Co	Zn	Be	Y	Th
GH 019	Granito	AMSQ	48,2	0,6	8	2	5,3	7,8
GH 029A	Granito	AMSQ	5,1	1,4	18	3	17,5	18,2
GH 029B	Granito	AMSQ	63,9	9,3	60	6	30	8,3
GH 013	Granito	AMSQ	3,6	58,1	35	-	10,9	11,1
GH 001	Ortognaisse	Canindé	6,9	87,1	42	-	8,7	2,9
GH 009	Ortognaisse	Canindé	44,2	44	55	4	20,9	31
GH 015B	Ortognaisse	Canindé	6	55,2	45	3	15,1	18
GH 017	Ortognaisse	Canindé	5,5	79,3	38	-	2,8	6
GH030	Ortognaisse	Canindé	31	17,3	34	3	29,8	2,4
GH039	Ortognaisse	Canindé	-	9,8	69	2	21,1	50,3
GH052A	Ortognaisse	Canindé	92	16	73	4	32,7	48,1
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	72,3	15,6	83	2	17,4	18,2

Amostra	Litologia	Unidade	As	Au	Bi	Cu	Mo	Hf
GH 019	Granito	AMSQ	1	10,6	-	2,5	12,8	2
GH 029A	Granito	AMSQ	0,9	7,6	-	12,8	2,2	5,3
GH 029B	Granito	AMSQ	0,8	8,1	-	9,6	7,1	6,3
GH 013	Granito	AMSQ	-	2,5	-	3,5	-	3,4
GH 001	Ortognaisse	Canindé	-	3,3	-	1,9	-	4,6
GH 009	Ortognaisse	Canindé	2	21,7	0,1	17,6	0,7	10,4
GH 015B	Ortognaisse	Canindé	-	2,2	-	2,1	-	4,1
GH 017	Ortognaisse	Canindé	-	5,6	-	3,7	0,2	3
GH030	Ortognaisse	Canindé	-	2,2	-	6,7	1,2	5,6
GH039	Ortognaisse	Canindé	-	2,3	-	13,4	1,5	14,1
GH052A	Ortognaisse	Canindé	-	0,6	-	16,1	1,1	17,6
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	1,3	9,9	-	46,9	4,6	9,2

Amostra	Litologia	Unidade	Pb	Tl	U	V	Ta
GH 019	Granito	AMSQ	3,2	-	1,4	34	0,2
GH 029A	Granito	AMSQ	8,1	0,1	11,6	40	2,5
GH 029B	Granito	AMSQ	2,3	0,5	1,6	88	2
GH 013	Granito	AMSQ	2,2	0,2	2,1	15	0,5
GH 001	Ortognaisse	Canindé	1,6	0,3	0,1	49	0,4
GH 009	Ortognaisse	Canindé	3,8	1,4	7,6	93	1,5
GH 015B	Ortognaisse	Canindé	3,1	0,3	2,1	26	0,5
GH 017	Ortognaisse	Canindé	1,3	0,2	0,2	15	0,5
GH030	Ortognaisse	Canindé	0,4	-	0,7	101	0,8
GH039	Ortognaisse	Canindé	3,5	0,6	6,1	36	1,5
GH052A	Ortognaisse	Canindé	5,4	0,7	7,6	57	1,2
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	4,3	0,6	1,9	101	0,9

Amostra	Litologia	Unidade	Ga	Cs	Sn	Sc	La	Ce
GH 019	Granito	AMSQ	17	0,3	-	2	20,2	35,9
GH 029A	Granito	AMSQ	15,3	1,8	2	1	62,1	114,6
GH 029B	Granito	AMSQ	18,9	3,6	4	9	42,3	94,2
GH 013	Granito	AMSQ	17,3	2,5	-	3	24,1	53
GH 001	Ortognaisse	Canindé	18,5	0,3	-	6	23,1	46,3
GH 009	Ortognaisse	Canindé	19,3	18,7	6	11	58,6	121
GH 015B	Ortognaisse	Canindé	16,7	1,3	-	6	43,2	86,2
GH 017	Ortognaisse	Canindé	15,7	0,9	-	3	8,6	28,8
GH030	Ortognaisse	Canindé	19,7	0,2	2	14	14,6	35,7
GH039	Ortognaisse	Canindé	22,8	2,1	2	7	62	175
GH052A	Ortognaisse	Canindé	16,5	8,1	2	8	145,5	285,1
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	19,9	2	3	12	97,1	181,8

Amostra	Litologia	Unidade	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
GH 019	Granito	AMSQ	3,58	12,9	2,07	0,57	1,45	0,17
GH 029A	Granito	AMSQ	11,08	31,7	5,5	0,84	3,71	0,59
GH 029B	Granito	AMSQ	10,68	39,3	7,12	1,22	5,74	0,75
GH 013	Granito	AMSQ	5,67	21,3	4,61	0,86	3,31	0,52
GH 001	Ortognaisse	Canindé	4,84	15,8	2,97	0,7	2,23	0,33
GH 009	Ortognaisse	Canindé	13,89	49,4	8,97	1,54	6,16	0,91
GH 015B	Ortognaisse	Canindé	9,25	36,2	5,7	1	4,01	0,59
GH 017	Ortognaisse	Canindé	1,93	6,7	1,09	0,44	0,89	0,14
GH030	Ortognaisse	Canindé	4,45	17,4	4,09	1,48	4,58	0,8
GH039	Ortognaisse	Canindé	17,25	61,7	11,09	1,09	7,58	0,96
GH052A	Ortognaisse	Canindé	32,38	114,4	16,12	3,44	10,9	1,38
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	21,9	78	9,7	2,44	6,44	0,67

Amostra	Litologia	Unidade	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
GH 019	Granito	AMSQ	1,01	0,16	0,6	0,13	0,75	0,14
GH 029A	Granito	AMSQ	3,37	0,52	1,4	0,22	1,32	0,22
GH 029B	Granito	AMSQ	4,96	1	2,87	0,43	2,67	0,46
GH 013	Granito	AMSQ	2,52	0,43	0,86	0,14	0,98	0,17
GH 001	Ortognaisse	Canindé	1,87	0,36	0,96	0,14	0,78	0,13
GH 009	Ortognaisse	Canindé	3,99	0,81	2,1	0,29	1,75	0,31
GH 015B	Ortognaisse	Canindé	2,92	0,55	1,52	0,19	1,05	0,18
GH 017	Ortognaisse	Canindé	0,61	0,11	0,39	0,04	0,33	0,04
GH030	Ortognaisse	Canindé	4,67	1,04	3,07	0,47	3,18	0,56
GH039	Ortognaisse	Canindé	4,58	0,8	2,14	0,29	1,7	0,25
GH052A	Ortognaisse	Canindé	7,15	1,18	3,14	0,42	2,23	0,3
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	3,97	0,61	1,48	0,2	1,27	0,19

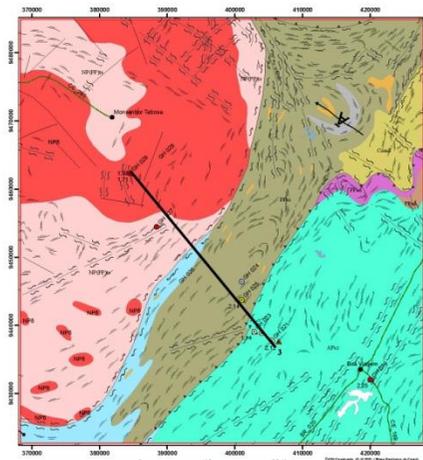
Amostra	Litologia	Unidade	Q	A	P	F	K
GH 019	Granito	AMSQ	32,29	27,77	39,94	0	37936,9
GH 029A	Granito	AMSQ	33,05	30,52	36,43	0	52547,2
GH 029B	Granito	AMSQ	17,93	31,44	50,64	0	38435
GH 013	Granito	AMSQ	27,51	42,69	29,8	0	56282,8
GH 001	Ortognaisse	Canindé	32,76	29,97	37,38	0	13448,1
GH 009	Ortognaisse	Canindé	37,74	37,63	24,63	0	45574,1
GH 015B	Ortognaisse	Canindé	38,22	32,13	29,65	0	34699,4
GH 017	Ortognaisse	Canindé	36,59	33,78	29,62	0	21915,4
GH030	Ortognaisse	Canindé	32,57	28,84	38,59	0	7637,2
GH039	Ortognaisse	Canindé	36,02	34,85	29,12	0	45989,2
GH052A	Ortognaisse	Canindé	39,59	37,5	22,91	0	39514,2
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	37,46	24,88	32,65	0	26066,1

Amostra	Litologia	Unidade	Ti	mg_
GH 019A	Granito	AMSQ	419,65	20,10612424
GH 029A	Granito	AMSQ	1199	17,93996992
GH 029B	Granito	AMSQ	4436,3	36,01738546
GH 013	Granito	AMSQ	1139,05	36,13908405
GH 001	Ortognaisse	Canindé	2457,95	35,99573977
GH 009	Ortognaisse	Canindé	5275,6	53,65917798
GH 015B	Ortognaisse	Canindé	2038,3	40,1878456
GH 017	Ortognaisse	Canindé	1199	30,91908566
GH030	Ortognaisse	Canindé	3656,95	33,59181771
GH039	Ortognaisse	Canindé	3776,85	30,64622451
GH052A	Ortognaisse	Canindé	4736,05	55,49689611
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	7014,15	42,84546355

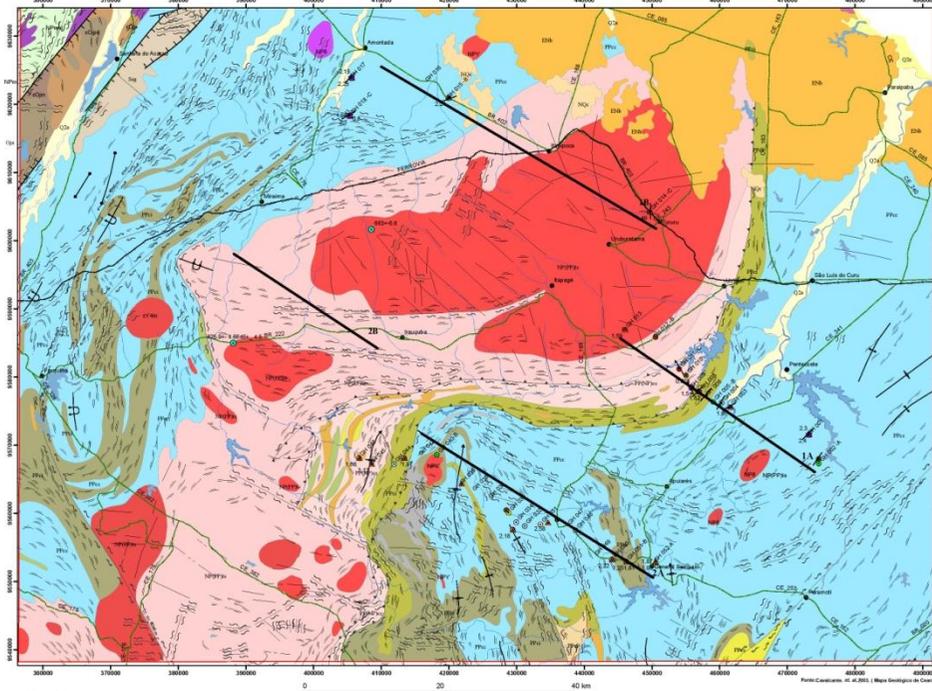
Amostra	Litologia	Unidade	A_NK	A_CNK	K₂O_Na₂O
GH 019A	Granito	AMSQ	1,19709	1,01945	1,1511335
GH 029A	Granito	AMSQ	1,20526	1,01926	2,2607143
GH 029B	Granito	AMSQ	1,42301	0,95258	1,2547425
GH 013	Granito	AMSQ	1,2286	1,09104	2,2675585
GH 001	Ortognaisse	Canindé	1,76988	1,12555	0,3732719
GH 009	Ortognaisse	Canindé	1,41314	0,89692	1,9330986
GH 015B	Ortognaisse	Canindé	1,4216	1,01288	1,2552553
GH 017	Ortognaisse	Canindé	1,52152	1,04253	0,6700508
GH030	Ortognaisse	Canindé	1,71076	0,81066	0,1932773
GH039	Ortognaisse	Canindé	1,34773	1,09286	1,9785714
GH052A	Ortognaisse	Canindé	1,87487	1,28509	3,0909091
GH 020	Ortognaisse	Embasamento	1,64275	0,85153	0,824147

APÊNDICE G – Mapa Geológico

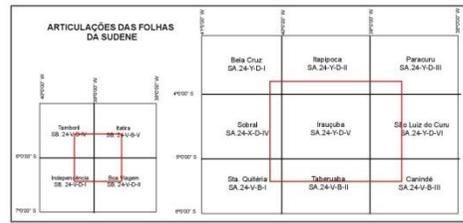
ASSINATURA GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE PROTÓLITOS E GRANITOS PERTENCENTES AO ARCO MAGMÁTICO DE SANTA QUITÉRIA-CE.



CONVENÇÕES GEOLÓGICAS		CONVENÇÕES GEOLÓGICAS ESTRUTURAL	
	Aqueduto		Falha normal
	Drenagem		Fratura
	Rodovia		Zona de cisalhamento contracional
	Área Dourado		Zona de cisalhamento indistintada
	ANFIBÓLITO		Zona de cisalhamento translacional dextral
	MAFICA		Zona de cisalhamento translacional sinistral
	MARMORE		Dique
	CALCICLICÁTICA		Folição
	PARAGNEISSE		Zona de cisalhamento transcorrente contracional
	GNÁISE		
	QUARTZITO		
	XISTO		
	GRANITO		
	Linamento		
	GEOCRONOLOGIA		
	U-Pb de zircão, 2015		
	U-Pb de zircão, 2017		



UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICAS	
	Depósitos Aluviais: Argilas, areias argilosas, quartzozitos, silte. Quilodolomitos conglomeráticos ou são cascalhos argilosos.
	Depósitos Eólicos Libérinos: Areias subarredondadas quartzeas, bem classificadas, pouco coesivas, mais escurecidas com concentrações de minerais pesados.
	Depósitos Eólicos Libérinos 1: Areias de granulação fina a média, raramente silteosas, quartzeas ou quartzeolíticas.
	Sedimentos argilo-arenosos e areia-argilosa, de baixa arenosidade, arenolíticos e arenosos, heterogêneos, de alta colúria local, cascalhos e laterizados na base.
	Incluído: Arenitas argilosas de tonalidade variada com lótos conglomeráticos e nodulos libérinos na base.
	Serra Grande Conglomerados e arenitos, em parte heterogêneos, com intercalações de siltes e folhados.
	Arenitos: Ortoconglomerados grossos e finos, com matriz arenosa.
	Paraguá: Basaltos, andaluzitos, rólitos, gabbros, diabásios e fósforos, com seqüências variadas e associações vulcano-vulcanoclásticas e precambrianas.
	Paraguá: Arenitos siltes e arenosos, folhados e siltes vermelhos, lótos conglomeráticos.
	Messagiú: Ortoconglomerados brechóides, de matriz arenosa-calcárea, com seções de granitos, granitoides, quartzitos, siltes e arenitos.
	Sulite Itrovia: Subalúmina e alúmina, siltearenos, granitoides e seções com presença de fácies equigranular; granulação média a grossa.
	Granitoides diversos: Biotita-granitos, megacríticos, serfios, quartzozitos e granitos porfíricos.
	Granitoides de natureza indistintada: Granitoides coesos, granitoides de granulação média a grossa de composição granítica diversificada, em parte com areias detriticas.
	Sulite Itrovia Tambuí: Santa Quitéria: granitoides coesos e rólitos de granulação média a grossa porfíricos.
	Coão: Muscovita rólitos, em parte com areias e folhados; muscovita-silte rólitos rólitos de provável derivação vulcânica.
	São Joaquim: Quartzitos puros e rólitos, em parte com rólitos siltearenos e ortoclastos, rólitos calcáreos de areias quartzeas, rólitos calcáreos, formações ferríferas e rólitos detriticos de rólitos andios.
	Carijó: Unidade Independente: Xistos: Paragneisses e rólitos aluminosos, incluindo quartzitos, metabasaltos, rólitos calcáreos e, mais raramente, ardóites. Macaonês, paragneisses e ardóites.
	Complexo Ceará: Unidade Caririú: Paragneisses em níveis distintos de metamorfismo progressivo, incluindo ortogneisses ardóites, rólitos metabasálticos, gabbros, diabásios, metabasaltos, metabasálticos quartzitos e metabasálticos. Paragneisses associadas a ardóites, ardóites e quartzitos de granitoides neoproterozoicos, ortoclastos e rólitos, granitoides ou base, em parte, facóides.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

ASSINATURA GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE PROTÓLITOS E GRANITOS PERTENCENTES AO ARCO MAGMÁTICO DE SANTA QUITÉRIA-CE.

Autora: GLÓRIA MARIA SILVA HAMELAK
Orientador: Prof. Dr. Christiano Magalhães