



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 539

**EVOLUÇÃO MAGMÁTICO-HIDROTERMAL DO GRANITO
MOCAMBO, PROVÍNCIA ESTANÍFERA DO SUL DO PARÁ:
UM ESTUDO MORFOLÓGICO E COMPOSICIONAL DE
QUARTZO E CASSITERITA**

Dissertação apresentada por:

RUBEM SANTA BRÍGIDA BARROS NETO

Orientador: Prof. Dr. Claudio Nery Lamarão (UFPA)

BELÉM

2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

B277e Barros Neto, Rubem Santa Brígida
 Evolução magmática-hidrotermal do granito mocambo, Província Estanífera do Sul do Pará:
 um estudo morfológico de quartzo e cassiterita / Rubem Santa Brígida Barros Neto. — 2018
 xi, 68 f. : il. color

 Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de
 Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2018.
 Orientação: Prof. Dr. Claudio Nery Lamarão

 1. Petrologia. 2. MEV - Catodoluminescência. 3. Quartzo. 4. Alteração hidrotermal. 5.
 Cassiterita. 6. Província Carajás. I. Título.

CDD 552



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**EVOLUÇÃO MAGMÁTICO-HIDROTERMAL DO GRANITO
MOCAMBO, PROVÍNCIA ESTANÍFERA DO SUL DO PARÁ:
UM ESTUDO MORFOLÓGICO E COMPOSICIONAL DE
QUARTZO E CASSITERITA**

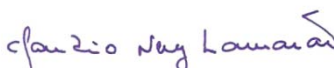
Dissertação apresentada por

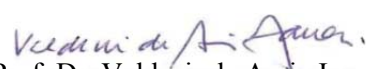
RUBEM SANTA BRÍGIDA BARROS NETO


**Como requisito parcial à obtenção de Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOQUÍMICA
E PETROLOGIA.**

Data de Aprovação: 02 / 10 / 2018

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Claudio Nery Lamarão
(Orientador – UFPA)


Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi
(Membro – USP)


Prof. Dr. Hilton Tulio Costi
(Membro – MPEG)

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho contou com diversas colaborações de forma direta e indireta, que contribuíram ou foram determinantes para a realização e conclusão do mesmo. O Autor deseja expressar seus agradecimentos:

À minha família, em especial a minha mãe, irmãs e ao meu falecido pai, que em vida sempre me incentivou a estudar;

À Jaine Freitas pelo carinho e companheirismo;

Ao meu orientador, professor Claudio Nery Lamarão pelos ensinamentos, orientação e paciência durante toda a realização do trabalho;

À geóloga Gisele Marques pelas análises de MEV-Microsonda, pelos conselhos e amizade e ajuda durante toda a realização do trabalho;

Às técnicas Ana Paula, Vivian, Joelma pela eficiência e profissionalismo;

Aos amigos da sala 6 pelos momentos de descontração, amizade, força e apoio;

À geóloga Joseanna Santos pelos auxílios prestados durante a viagem de campo;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa;

À Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências e ao Programa de Pós-graduação de Geologia e Geoquímica pela estrutura oferecida;

A Deus ou qualquer outra força maior que rege o Universo.

A todos aqueles que de maneira direta ou indireta contribuíram para a realização deste trabalho;

RESUMO

A presente pesquisa abordou os aspectos morfológicos, texturais e composicionais de cristais de quartzo e cassiterita do Granito Mocambo e de corpos de *greisens* associados, pertencentes à Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Carajás, e sua relação com a mineralização estanífera. O estudo foi realizado com auxílio de um microscópio eletrônico de varredura, utilizando imagens de catodoluminescência, análises semiquantitativas por espectroscopia por dispersão de energia e por microsonda eletrônica. Foram estudadas diferentes fácies e rochas greisenizadas do Granito Mocambo, onde foi possível identificar cinco tipos de quartzo, denominados de Qz1, Qz2, Qz3, Qz4 e Qz5. O Qz1 é considerado o tipo precoce, de origem magmática, presente em todas as fácies, sendo menos frequente nos *greisens*. Aparece como fenocristais anédricos a subarredondados luminescentes (cinza claro) com grau de fraturamento variável, bem como cristais finos a médios dispersos na matriz. Núcleos luminescentes com zonamentos claro-escuro alternados ou reabsorvidos são comuns. O Qz2 é posterior ao Qz1 e pouco luminescente (cinza escuro); está presente em todas as fácies, porém é pouco frequente no *greisen*. Ocorre geralmente como manchas irregulares descontínuas ou preenchendo fraturas e veios que seccionam o Qz1, sugerindo processo de intensa substituição. O Qz3 não apresenta luminescência. Ocorre praticamente em todas as fácies preenchendo fraturas que seccionam o Qz1 e Qz2. O Qz4 está presente nas rochas mais evoluídas e intensamente alteradas, no *greisen* e em veios ou cavidades intersticiais, geralmente associado a cristais de cassiterita. Forma cristais euédricos a subédricos médios, pouco fraturados, com zonamento claro-escuro bem definido e espessura variável. O Qz5 ocorre seccionando e formando manchas irregulares sobre o Qz4, associando-se geralmente com wolframita ou wolframita + cassiterita em veios de quartzo. São cristais anédricos, de granulação média a grossa, pouco fraturados e luminescentes. Análises de microsonda eletrônica mostraram que o Qz1 e Qz2 da fácies sienogranito a monzogranito porfirítico (SMGP), apresentaram maiores concentrações de Ti (9 - 104 ppm) e menores de Al (10 - 149 ppm). Cristais de Qz1, Qz2 e Qz3 da fácies alito-álcali feldspato-granito (AAFG) apresentaram conteúdos menores de Ti (5 - 87 ppm), comparados aos valores dos quartzos do SMGP, e valores de Al que chegam a 2065 ppm. Nos Qz1, Qz2 e Qz3 das rochas greisenizadas, o Ti apresentou teores mais baixos (0 e 62 ppm) e o Al conteúdos variáveis (0 - 167 ppm). Nos cristais de Qz4 das rochas greisenizadas mineralizadas em cassiterita, o Ti não ultrapassou 20 ppm, enquanto o Al apresentou enriquecimento acentuado, ultrapassando 3000 ppm. Nos veios de quartzo mineralizados em wolframita ou wolframita + cassiterita,

constituído basicamente por Qz5, as concentrações de Ti e Al apresentaram, baixos valores, com conteúdos máximos de 7 e 77 ppm, respectivamente. A cassiterita é representada por cristais finos a grossos, anédricos a subédricos, associados à clorita, muscovita, fengita e siderofilita nas rochas greisenizadas ou comumente inclusas em cristais de wolframita em veios de quartzo. Apresenta coloração castanho clara a avermelhada e cores de interferência alta. Cristais mais desenvolvidos mostram zonamentos concêntricos. Análises realizadas por ME mostraram que além de Sn, as cassiteritas apresentam concentrações menores de Fe, Ti, W, Nb e traços de Mn. As concentrações de Fe, Nb, Ti e W são maiores nas manchas mais escuras, enquanto o Sn apresenta maior pureza nas partes mais claras dos cristais. Cassiteritas associadas ao Qz5 (hidrotermal), estão muitas vezes inclusas em cristais de wolframitas ou são parcialmente substituídas por estas. O presente estudo mostrou que o quartzo foi um excelente marcador da evolução magmática e das alterações decorrentes dos processos hidrotermais que atuaram no GM, no qual foi possível distinguir uma geração magmática e quatro tipos hidrotermais. As imagens de CL indicam que a mineralização estanífera está presente nas rochas mais evoluídas e alteradas hidrotermalmente, como nas rochas greisenizadas e veios de quartzo, onde a cassiterita está associada ao Qz4 ou Qz5 + wolframita. O Qz5 sugere um possível evento hidrotermal mineralizante de wolframita, posterior ao que originou a cassiterita associada ao Qz4.

Palavras-chave: Província Carajás. MEV – Catodoluminescência. Quartzo. Alteração hidrotermal. Mineralização estanífera. Cassiterita.

ABSTRACT

The present research deals with the morphological, compositional and textural aspects of quartz and cassiterite crystals of the Mocambo Granite (MG) and of associated greisens bodies, belonging to the Velho Guilherme Intrusive Suite, Carajás Province, and its relation with the tin mineralization. The study was performed with the aid of scanning electron microscope (SEM), using catodoluminescence (CL) images, semiquantitative analyzes by energy dispersive spectroscopy (EDS) and by electronic microprobe (EM) analyzes. Different facies and greisenized rocks of the MG were studied and it was possible to identify five types of quartz, called Qz1, Qz2, Qz3, Qz4 and Qz5. The Qz1, considered the most earlier type and of magmatic origin, can be found in all facies, being less frequent in the greisens. It appears as anhedral phenocrysts to luminescent sub-rounded (light gray), with varying degree of fracturing, as well as fine-to medium-grained crystals dispersed in the groundmass. Luminescent nuclei with alternating or reabsorbed alternating light-dark zonations are common. Qz2 is posterior to Qz1 and not luminescent (dark gray); is present in all facies, but is rare in the greisen. It usually occurs as irregular discontinuous stains or filling fractures and shafts that section the Qz1, suggesting a process of intense replacement. The Qz3 does not show luminescence. It occurs in almost all facies filling a fracture that cuts Qz1 and Qz2. The Qz4 is present in the most evolved and intensely altered rocks, in the greisen and in veins or interstitial cavities, usually associated with cassiterite crystals. It is represented by euhedral, medium-grained, slightly fractured crystals, with well-defined light-dark zoning and variable thickness. Qz5 occurs sectioning and forming irregular spots on Qz4, being associated generally with wolframite or wolframite + cassiterite in quartz veins. They are slightly fractured, luminescent, medium-to-coarse grained anhedral crystals. Qz1 and Qz2 from porphyritic syenogranite to monzogranite facies show high Ti concentration (9.5 - 104 ppm) and low Al (10 - 149 ppm). Qz1, Qz2 and Qz3 crystals from the aplitic alkali-feldspar granite facies presented slightly lower Ti contents (5 - 87 ppm) in comparison to SGMP quartz values and Al values that reach 2065 ppm. In the Qz1, Qz2 and Qz3 of the greisenized rocks, the Ti presented lower contents (0.0 and 62 ppm) and variable Al content (0 - 167 ppm). In the Qz4 crystals of the mineralized greisenized rocks in cassiterite, the Ti did not exceed 20 ppm, while Al presented strong enrichment, exceeding 3000 ppm. In the mineralized quartz veins in wolframite or wolframite + cassiterite, consisting mainly of Qz5, the Ti and Al concentrations presented generally low values, with maximum contents of 7 and 77 ppm, respectively. The cassiterite is occur as anhedral to subhedral fine-to coarse-grained crystals, anhedral to

subhedral, associated to chlorite, muscovite, fengite and siderophyllite in greisenized rocks or commonly included in wolframite crystals in quartz veins. Shows light brown to reddish color and high colors of interference. More developed crystals show concentric zoning. Analyzes carried through ME showed that in addition to Sn, cassiterites have lower concentrations of Fe, Ti, W, Nb and Mn traces. The concentrations of Fe, Nb, Ti and W are higher in the darker spots, while Sn shows higher purity in the lighter parts of the crystals. Cassiterites associated with Qz5 (hydrothermal) are often included in wolframite crystals or are partially substituted by it. This study showed that quartz was an excellent marker of the magmatic evolution and late alteration resulting from hydrothermal processes that operated in the Mocambo granite. It was possible to distinguish one magmatic and four hydrothermal types of quartz. The CL images indicate that the tin mineralization is present in the most evolved rocks and hydrothermally altered as in greisenized rocks and quartz veins, where the cassiterite is associated with Qz4 or Qz5 + wolframite. Qz5 suggests a possible mineralizing hydrothermal event of wolframite, subsequent to the origin of the cassiterite associated with Qz4.

Keywords: Carajás Province. SEM- Cathodoluminescence. Quartz. Hydrothermal alteration. Tin mineralization. Cassiterite.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Capítulo 1

Figura 1- Mapa de localização da área de trabalho.	3
Figura 2- Províncias geocronológicas do cráton amazônico.	5
Figura 3- Mapa geológico da Província Carajás.	7
Figura 4- (A) Esboço do cráton amazônico como localização da área de estudo. (B) Mapa geológico simplificado da Província Carajás.	11
FIGURA 5- Mapa geológico do Granito Mocambo.	14
FIGURA 6- Atividade garimpeira nas áreas de domínio do Granito Mocambo.	15
FIGURA 7- Esquema de crescimento de texturas primárias em fenocristal de quartzo magmático.	16
FIGURA 8- Mapa de amostragem.	22

Capítulo 2

FIGURA 1- (A) Esboço do cráton amazônico com a localização da área de estudo. (B) Mapa geológico simplificado da Província Carajás.	30
FIGURA 2- Mapa geológico do Granito Mocambo.	31
FIGURA 3- Composição modal (Diagrama Q-A-P).	32
FIGURA 4- Aspectos texturais macroscópicos e microscópicos do Granito Mocambo.	35
FIGURA 5- Evolução Morfológico-textural de cristais de quartzo e Imagens de MEV-CL.	38
FIGURA 6- Variação composicional de Ti e Al.	40
FIGURA 7- Tipos de quartzo e as concentrações de Ti e Al.	41
FIGURA 8- Aspectos texturais da cassiterita em microscopia óptica.	43
FIGURA 9- Análises químicas pontuais em cristais de cassiterita.	45
FIGURA 10- Mapa composicional de Fe e Ti em cassiterita.	46
FIGURA 11- Esquema de alteração e evolução do quartzo.	47
Figura 12- Diagrama Sn/10 + Ti + W, Nb e Fe + Mn.	50

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO	v
ABSTRACT	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA	1
1.2 LOCALIZAÇÃO	2
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	4
2.1 PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO	4
2.2 DOMÍNIO CANAÃ DOS CARAJÁS (DCC)	6
2.3 DOMÍNIO SAPUCAIA (DS)	8
2.4 DOMÍNIO RIO MARIA (DRM)	9
2.4.1 Suíte Intrusiva Velho Guilherme (SIVG)	10
3 MEV – CL EM CRISTAIS DE QUARTZO	16
4 OBJETIVOS	20
5 MATERIAIS E MÉTODOS	21
5.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	21
5.2 AMOSTRAGEM	21
5.3 REVISÃO PETROGRÁFICA	22
5.4 ESTUDOS DE MEV- ME	23
CAPÍTULO 2 “MAGMATIC-HYDROTHERMAL EVOLUTION OF THE MOCAMBO GRANITE, SOUTH PARÁ TIN PROVINCE: A MORPHOLOGICAL AND COMPOSITIONAL STUDY OF QUARTZ AND CASSITERITE”	24
1 INTRODUCTION	26
2 REGIONAL GEOLOGICAL CONTEXT	28
3 MOCAMBO GRANITE	30
4 PETROGRAPHIC AND COMPOSITIONAL ASPECTS	31
5 METHODOLOGY	36
6 RESULTS	36
6.1 MORPHOLOGICAL-TEXTURAL VARIATION OF QUARTZ	36
6.2 COMPOSITIONAL VARIATION OF QUARTZ CRYSTALS	39
6.3 TEXTURAL AND COMPOSITIONAL VARIATION OF CASSITERITE	43
7 DISCUSSIONS	46

7.1 MORPHOLOGICAL-TEXTURAL VARIATION OF QUARTZ.....	46
7.2 VARIATION IN Ti AND Al CONCENTRATIONS	48
7.3 COMPOSITIONAL VARIATION OF CASSITERITE.....	49
8 CONCLUSIONS.....	50
9 ACKNOWLEDGMENTS	51
CAPÍTULO 3 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	57
REFERÊNCIAS.....	59

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA

Ao longo das últimas décadas, rochas graníticas paleoproterozoicas do cráton Amazônico têm sido objeto de diversos estudos (Almeida *et al.* 2006, Bettencourt & Dall'Agnol 1987, Carvalho 2017, Dall'Agnol *et al.* 1986, Dall'Agnol & Oliveira 2007, Dall'Agnol *et al.* 1993, 1994, 1999a, b, 2005, Lamarão *et al.* 2012, Lima *et al.* 2014, Oliveira *et al.* 2009, 2010, Paiva Jr. *et al.* 2011, Teixeira 1999, Teixeira *et al.* 2002a, b, 2005). Segundo Bettencourt & Dall'Agnol (1987), Costi *et al.* (2002) e Teixeira *et al.* (2002a), entre essas variedades de granitos paleoproterozóicos um grande número é portador de mineralizações de estanho e, por vezes, outros metais raros (W, Nb, Ta, Li, etc.).

Segundo Abreu & Ramos (1974) e Teixeira *et al.* (2002a), na Província Carajás ocorrem diversos corpos graníticos com *greisens* associados comumente mineralizados em estanho. Por apresentarem características petrográficas, geoquímicas e geocronológicas similares, esses granitos foram reunidos em uma única suíte denominada de Suíte Intrusiva Velho Guilherme (SIVG), e passaram a integrar a Província Estanífera do Sul do Pará.

Os corpos da SIVG foram alvo de diversos estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos. Segundo Teixeira (1999), as rochas pertencentes a essa suíte apresentam composições sienograníticas a monzograníticas dominantes, com álcali feldspato-granitos subordinados, todas afetadas por alterações tardi a pós-magmáticas em diferentes intensidades. São rochas peraluminosas a metaluminosas com assinatura geoquímica de ambiente intraplaca, assemelhando-se a típicos granitos tipo-A2 (Eby 1992, Loiselle & Wones 1979, Pearce *et al.* 1984, Whalen *et al.* 1987).

Estudos de quartzo através de microscopia eletrônica de varredura-catodoluminescência (MEV-CL) e microsonda eletrônica (ME) para fins petrológicos e metalogenéticos ainda são raros no cenário nacional. Lamarão *et al.* (2013) estudaram através de MEV-CL os aspectos morfológicos e texturais de cristais de quartzo do Granito Antônio Vicente pertencente a SIVG. Segundo os autores, o quartzo foi um excelente marcador da evolução magmática e das alterações hidrotermais que atuaram nesse maciço. Lamarão *et al.* (2014) utilizaram imagens de MEV-CL para identificar e correlacionar cristais de quartzo de rochas plutônicas e vulcânicas, estabelecer relações cronológicas entre diferentes eventos de mineralização em *greisens* estaníferos e em veios portadores de opala laranja e quartzo, reafirmando a CL como importante ferramenta para estudos petrológicos e metalogenéticos.

Com base no exposto acima, a presente pesquisa abordou os aspectos morfológicos, texturais e composicionais de cristais de quartzo e cassiterita presentes no Granito Mocambo (GM) e em um corpo de *greisen* associado a ele, ambos já estudados sob o ponto de vista petrográfico, geoquímico e geocronológico (Teixeira *et al.* 2002a, 2005). O objetivo principal, além de caracterizar morfológica e quimicamente os cristais de quartzo e cassiterita, é mostrar que cristais de quartzo podem revelar padrões de crescimento, alteração e composição, características essas capazes de fornecer informações petrológicas e metalogenéticas importantes (cf. Breiter *et al.* 2013, 2017, Jacamon & Larsen 2009, Müller *et al.* 2003, 2005).

A presente dissertação é composta por um capítulo introdutório (Capítulo 1), onde são abordados os principais aspectos geológicos da Província Carajás e da SIVG. Neste capítulo são definidos também a problemática, objetivos e materiais e métodos utilizados. Os dados e resultados obtidos são apresentados na forma de um artigo científico (Capítulo 2), intitulado: “*Magmatic-hydrothermal evolution of the Mocambo Granite, South Pará Tin Province: a morphological and compositional study of quartz and cassiterite*”. O artigo foi submetido para publicação no periódico *Mineralogical Magazine*. As conclusões e considerações finais são apresentadas no Capítulo 3, onde são integrados os resultados e interpretações obtidas.

1.2 LOCALIZAÇÃO

O GM está localizado a aproximadamente 30 km a sudeste da cidade de São Félix do Xingu (Figura 1), pertencendo à folha SB-22-Y-B (Folha São Félix do Xingu). O acesso pode ser feito partindo da Região Metropolitana de Belém via “Alça Viária” pela PA-150, até a cidade de Xinguara e, a partir daí, pela PA-279 até a cidade de São Félix do Xingu, percorrendo um total de 1039 km. O acesso à área onde afloram as rochas do GM pode ser feito por vicinais existentes na região.

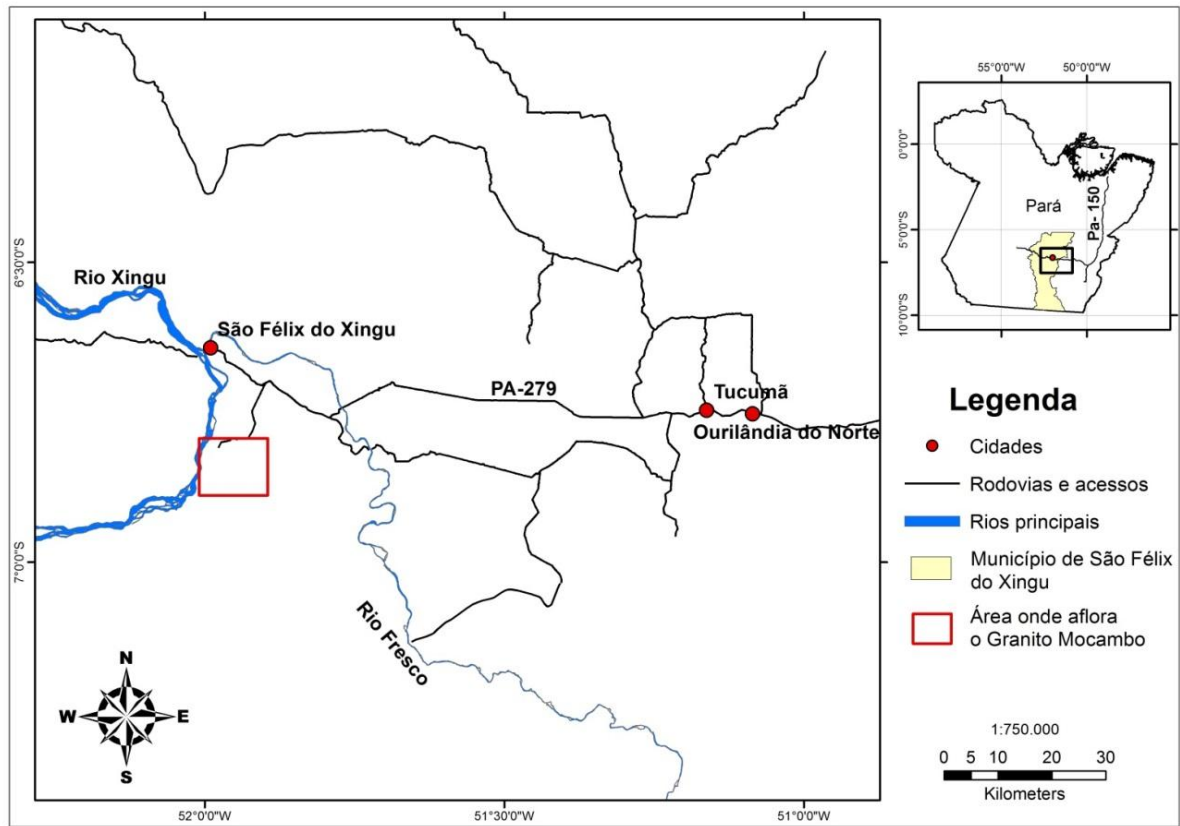


Figura 1- Mapa de localização da área de trabalho.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO

Segundo Tassinari & Macambira (1999, 2004), o Cráton Amazônico é um dos maiores crátons do mundo, ocorrendo no norte da América do sul. Apresenta uma área de 4.500.000 km², abrangendo grande parte do Brasil, Guiana Francesa, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia (Figura 2). É formado, no Brasil, pelos escudos das Guianas e Brasil Central, separados pelas Bacias Paleozoicas do Amazonas e Solimões. É limitado a leste, sul e sudeste pelo Grupo Baixo Araguaia, Grupo Alto Paraguai, Cuiabá e Corumbá, respectivamente, unidades estas formadas durante o Ciclo Orogênico Brasileiro (930-540 Ma, Pimentel & Fuck 1992).

De acordo com a distribuição de idades, tendências estruturais e evidências geofísicas distintas, o Cráton Amazônico pode ser dividido em seis províncias geocronológicas (Tassinari & Macambira 2004). Essas províncias são representadas por um núcleo arqueano e outros paleoproterozoicos e mesoproterozoicos. Segundo esses autores, foram definidas as Províncias: Amazônia Central (>2,5 Ga); Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga); Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga); Rio Negro-Juruena (1,88 - 1,55 Ga); Rondoniana-San Ignacio (1,55-1,3 Ga) e Sunsás (1,3-1,1 Ga).

Nesse trabalho foram abordados apenas os aspectos geológicos regionais da Província Amazônia Central, com ênfase maior para a Província Estanífera do Sul do Pará e SIVG, uma vez que o GM está inserido na mesma.

A Província Amazônia Central constitui a porção arqueana mais antiga e preservada do Cráton Amazônico; corresponde a uma crosta continental com idade > 2,5 Ga não afetada pela orogenia Transamazônica. Ela é separada em dois domínios pela Província Maroni-Itacaiúnas, o Bloco Carajás e o Bloco Roraima (Tassinari & Macambira 2004).

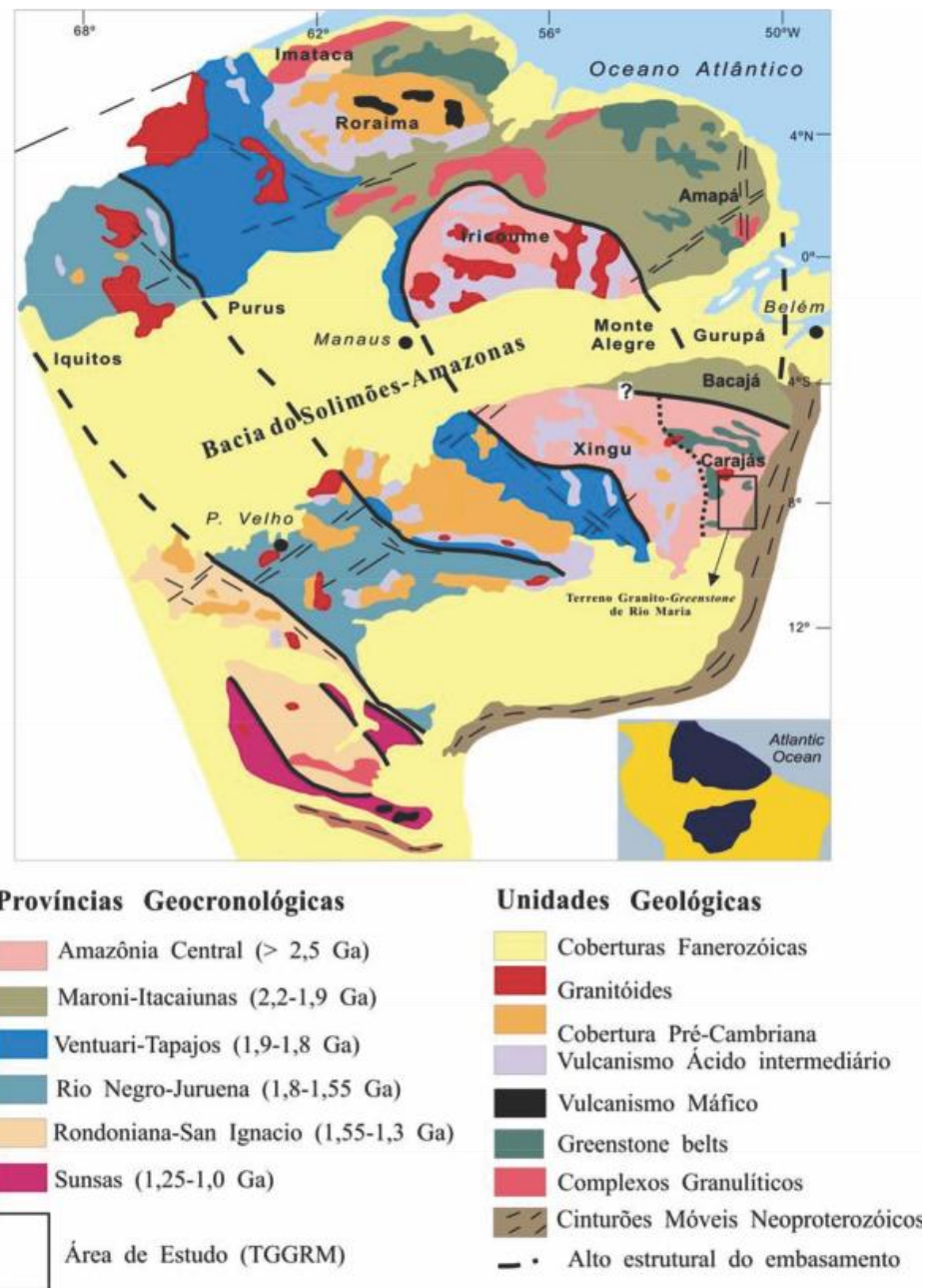


Figura 2- Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira 2004).

Segundo Santos *et al.* (2000), o Bloco Carajás é definido como uma província independente denominada de Província Carajás. Esta província é formada principalmente por unidades arqueanas, com ausência de rochas geradas durante o Ciclo Transamazônico. É limitada a leste, pelo Cinturão neoproterozoico Araguaia a norte, pela província Maroni-Itacaiúnas, a sul e a oeste é parcialmente coberta pelas sequências sedimentares fanerozoicas da Bacia Parecis e pelas rochas vulcânicas paleoproterozoicas do Supergrupo Uatumã (Tassinari & Macambira 2004).

Segundo Dall'Agnol *et al.* (2006), a Província Carajás é dividida em dois grandes domínios, denominados de Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) ou Domínio

Rio Maria (Vasquez *et al.* 2008), com idades entre 2,98 e 2,86 Ga, e Bacia Carajás, com idades de 2,76 a 2,55 Ga.

Segundo Dall’Agnol *et al.* (1997, 2006), a área entre a região de Xinguará e a porção Sul da Bacia Carajás teria sido afetada por eventos magmáticos e tectônicos neoarqueanos que moldaram a Bacia Carajás. Essa região foi denominada informalmente de Domínio de Transição e interpretada como uma possível extensão do Domínio Rio Maria. De acordo com Vasquez *et al.* (2008) a Província Carajás é dividida em apenas dois domínios: Domínio Carajás, a norte, e Domínio Rio Maria, a sul. No entanto, Feio & Dall’Agnol (2012), admitiram a existência de um Subdomínio de Transição situado entre a Bacia Carajás e o Domínio Rio Maria, sugerindo a definição de um novo bloco arqueano distinto do Domínio Rio Maria e Domínio Carajás. Dall’Agnol *et al.* (2013), no entanto, dividiram a área que representava o Subdomínio de Transição em Domínio Sapucaia, ao sul e Domínio Canaã dos Carajás ao norte (Figura 3).

2.2 DOMÍNIO CANAÃ DOS CARAJÁS (DCC)

O DCC (Figura 3) é caracterizado por rochas arqueanas e paleoproterozóicas, onde predominam granitos *stricto sensu* em relação aos TTGs. É composto por gnaisses, migmatitos, granitoides variados, rochas supracrustais e rochas máficas a ultramáficas do Complexo Xingú (Araújo & Maia 1991, Cordeiro & Saueressig 1980, DOCEGEO 1988, Medeiros Filho & Meireles 1985, Silva *et al.* 1974), com idades entre 2,85 e 2,97 Ga (Avelar *et al.* 1999). Estudos mais recentes realizados por Melo *et al.* (2014) sugerem idade de 2,95 Ga para as rochas do Complexo Xingu na área do depósito de Cu do Salobo.

Além das rochas do Complexo Xingu, o DCC apresenta uma grande ocorrência de granitoides formados durante o Mesoarqueano, tais como: 1) Granitoides sódicos representados pelo Tonalito Bacaba, com idade de 3,0 Ga (Moreto *et al.* 2011) e Complexo Tonalítico Campina Verde, apresentando idades entre 2,87 a 2,85 Ga (Feio *et al.* 2013); 2) Associação TTG representada pelo Trondhjemitó Rio Verde, com idade de 2,92 e 2,86 (Feio *et al.* 2013); 3) Granitos potássicos cálcio-alcálicos, representados pelos granitos Serra Dourada, com idade de cristalização de 2,86 Ga (Moreto *et al.* 2011) e 2,83 Ga (Feio *et al.* 2013), Boa Sorte com idade entre 2,85 e 2,89 Ga (Rodrigues *et al.* 2014), Cruzadão com idade de 2,84 Ga e Bom Jesus, com idade de 2,83 Ga (Feio *et al.* 2013).

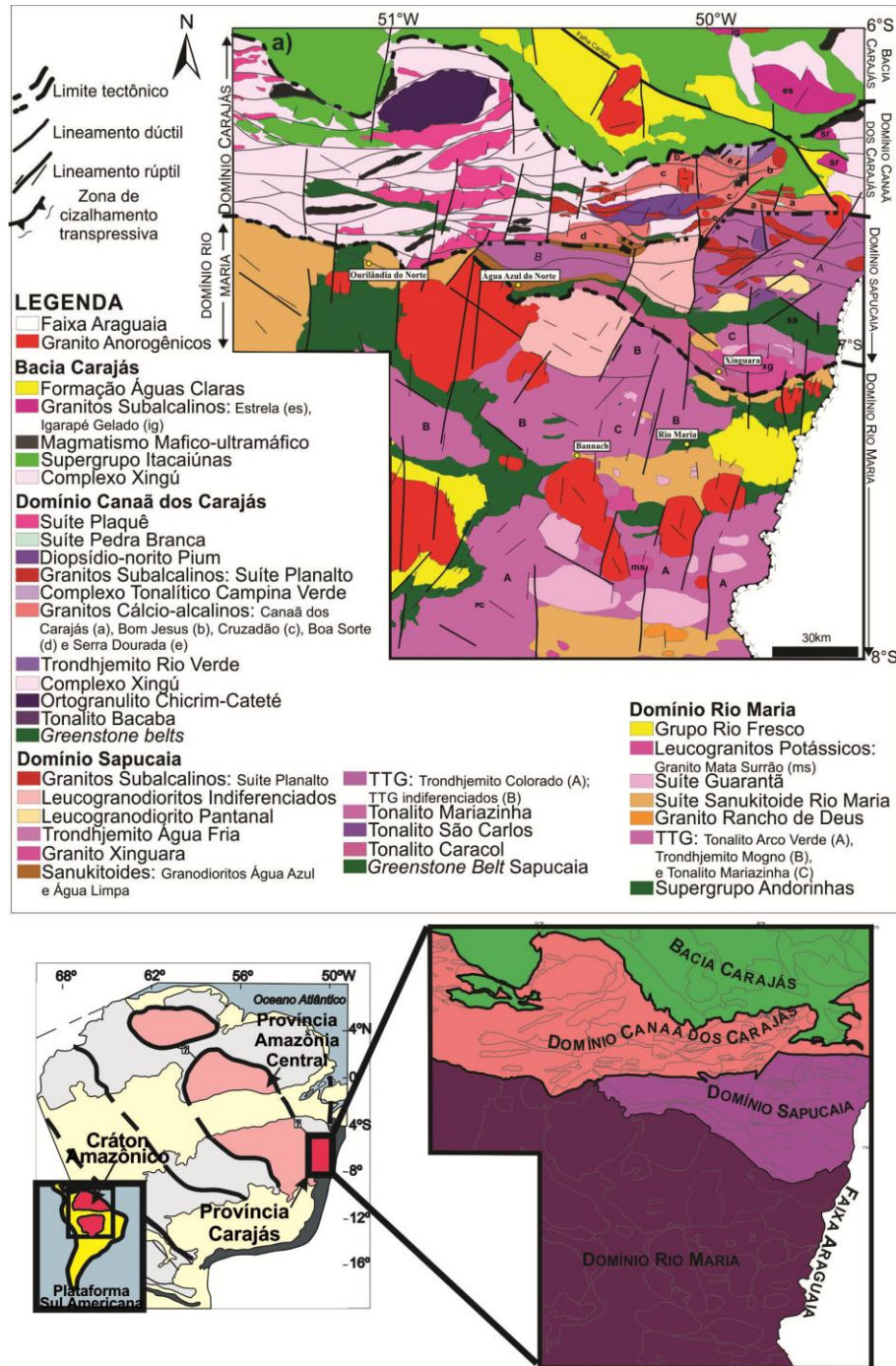


Figura 3- Mapa geológico da Província Carajás. Compilado de Vasquez *et al.* (2008), Oliveira *et al.* (2010), Santos & Oliveira (2012), Gabriel (2012), Feio *et al.* (2013) Dall'Agno *et al.* (2013).

As rochas neoarqueanas são representadas por seqüências metavulcanossedimentares com idade de 2,76 Ga, do Supergrupo Itacaiúnas (Machado *et al.* 1991), máfica-ultramáficas e granitoides variados. As rochas máfica-ultramáficas são representadas pela suíte Cateté (Macambira & Vale 1997), Complexo Intrusivo Luanga (Jorge João *et al.* 1982, Medeiros Filho & Meireles 1985), Gabro Santa Inês (DOCEGEO 1988, Meireles *et al.* 1984, Pinheiro 1997) e Diopsídio-Norito Pium (Ricci & Carvalho 2006, Santos *et al.* 2012, 2013). Os

granitoides são representados por: 1) Granitoides subalcalinos e sintectônicos do Complexo Granítico Estrela, com idade de 2,76 Ga (Barros *et al.* 2001, 2009), Granito Serra do Rabo com idade de 2,74 Ga (Barros *et al.* 2009, Sardinha 2002) e Granito Igarapé Gelado com idade de 2,73 Ga (Barbosa 2004, Barros *et al.* 2009); 2) Granitos tipo A da Suíte Planalto com idades que variam entre 2,74 e 2,71 Ga (Feio *et al.* 2012, Gomes 2003, Huhn *et al.* 1999, Oliveira *et al.* 2010, Sardinha *et al.* 2004); 3) Rochas charnoquíticas datadas de 2,75 Ga (Gabriel *et al.* 2010); 4) Granitoides sódicos de assinatura toleítica da Suíte Pedra Branca (Feio *et al.* 2012), com idade de 2,76 Ga (Sardinha *et al.* 2004) e 2,75 Ga (Feio *et al.* 2013); 5) Granitos potássicos da Suíte Plaquê (Araújo *et al.* 1988, Jorge João & Araújo 1992), com idades em torno de 2,73 Ga (Avelar *et al.* 1999).

No DCC ocorrem, ainda, rochas sedimentares precambrianas da Formação Águas Claras (Nogueira *et al.* 1995) e granitos anorogênicos paleoproterozóicos da Suíte Serra dos Carajás, representados pelos maciços Central, Cigano, Pojuca e Rio Branco (Dall’Agnol *et al.* 2006, Santos *et al.* 2013).

2.3 DOMÍNIO SAPUCAIA (DS)

O DS (Figura 3) é formado por rochas do tipo *greenstone belt*, anfibolitos e granitoides diversos. Os *greenstone belts* são representados por rochas metaultramáficas do Grupo Sapucaia (Costa *et al.* 1994, DOCEGEO 1988, Sousa *et al.* 2014).

De acordo com estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos os granitoides foram divididos em seis grupos: 1) Granitoides sódicos e sanukitoides arqueanos representados pelo Tonalito São Carlos com idades em torno de 2,93 Ga (Silva *et al.* 2014); 2) Associações do tipo TTG, representadas por uma estreita faixa NW-SE do Tonalito Caracol, com idades em torno de 2,93 Ga (Leite *et al.* 2004); rochas afins do Tonalito Mariazinha (Guimarães 2009), com idades em torno de 2,91 Ga (Almeida *et al.* 2011); rochas do Trondhjemitó Colorado com idade em torno de 2,87 (Silva *et al.* 2010, 2014); Trondhjemitó Água Fria apresentando idade de 2,86 Ga (Leite 2001, Leite *et al.* 2004); 3) Granitoides de alto-Mg representados pelas rochas de afinidade sanukitoide Água Azul e Água Limpa, com idades em torno de 2,87 Ga (Gabriel *et al.* 2015, Gabriel & Oliveira 2014), e localmente por rochas do Granodiorito Rio Maria (Leite 2001); 4) Leocogranodioritos-granitos de alto Ba-Sr, representados principalmente pelo Leocogranodiorito Nova Canadá (Santos 2014), com idades em torno de 2,89 Ga (Oliveira *et al.* 2010); 5) Granitos cálcio-alcalinos alto-K representados pelo Granito Xinguara de 2,86 Ga (Almeida *et al.* 2013, Leite *et al.* 2004) e

Leucogranito Velha Canadá com idade em torno de 2,74 Ga (Oliveira *et al.* 2010, Santos 2014); 6) Granitoides subalcalinos sintectônicos descritos na região de Vila Jusara (Silva *et al.* 2014), com termos tonalíticos a granodioríticos.

2.4 DOMÍNIO RIO MARIA (DRM)

O DRM (Vasquez *et al.* 2008) é formado por sequências metavulcanossedimentares do tipo *greenstone belts* e granitoides arqueanos similares a associações tonalíticas trondhjmiticas-granodioríticas (TTGs). Essas rochas são cortadas por granitos anorogênicos paleoproterozoicos e diques associados (Figura 3).

O Supergrupo Andorinhas é a unidade mais antiga do DRM (Macambira 1992, Pimentel & Machado 1994, Souza *et al.* 1997, 2001), sendo constituído por rochas vulcanossedimentares representadas pelas unidades Sapucaia, Lagoa Seca, Babaçú, Seringa, Pedra Preta, entre outras. Essas rochas foram submetidas a metamorfismo de fácies xisto-verde a anfibolito. Apresentam composições predominantemente komatiíticas e basalto-toleíticas, com idades que variam de 2,98 a 2,90 Ga.

Os granitoides arqueanos foram divididos, de acordo com estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, em cinco grupos: 1) Rochas TTGs antigas com idades entre 2,98 e 2,92 Ga, representadas pelo Tonalito Arco Verde, Trondhjemitito Mogno, Complexo Tonalítico Caracol e Tonalito Mariazinha (Almeida *et al.* 2011, Althoff *et al.* 2000, Guimarães *et al.* 2010, Leite *et al.* 2004); 2) Rochas sanukitoides com alto Mg pertencentes ao Granodiorito Rio Maria, com idades em torno de 2,87 Ga (Althoff *et al.* 2000, Leite 2001, Leite *et al.* 2004, Macambira & Lancelot 1996, Oliveira 2006, Oliveira *et al.* 2009); 3) Leucogranodiorito-granitos representado pela Suíte Guarantã, com idades em torno de 2,87 Ga (Almeida *et al.* 2011); 4) Rochas TTGs mais jovens representadas pelo Trondhjemitito Água Fria com idade de 2,86 Ga (Leite *et al.* 2004, Pimentel & Machado 1994); 5) Leucogranitos potássicos de afinidade cálcio-alcálica, representados pelos granitoides Xinguara e Mata Surrão, com idades em torno de 2,86-2,87 Ga (Almeida *et al.* 2011, Leite *et al.* 2004).

Durante o Paleoproterozoico, o Domínio Rio Maria foi palco de extenso magmatismo granítico anorogênico representado pelos corpos graníticos das Suites Jamon (SJ), Serra dos Carajás (SSC) e Velho Guilherme (SIVG) e por diques félsicos a máficos contemporâneos (Almeida *et al.* 2006, Dall'Agnol *et al.* 2005, Oliveira 2001, 2006, Oliveira *et al.* 2009, 2010, Teixeira 1999, Teixeira *et al.* 2002, 2005).

2.4.1 Suíte Intrusiva Velho Guilherme (SIVG)

Os principais depósitos de Sn e W da Província Estanífera do Sul do Pará se associam às rochas graníticas da SIVG, situada nos domínios da Província Carajás (Almeida *et al.* 1981, Teixeira 1999, Teixeira *et al.* 2002a, 2005).

Segundo Teixeira (1999), esta unidade está representada na região de São Felix do Xingu (Figura 4) por diversos corpos intrusivos félsicos, apresentando formas e dimensões variáveis, desde pequenos *stocks* arredondados até grandes batólitos ameboides afetados por processos hidrotermais em diferentes intensidades.

A área de ocorrência dos maciços da SIVG sofreu diversos eventos termo-tectônicos testemunhados por transformações mineralógicas e estruturais impressas em unidades litoestratigráficas arqueanas do Domínio Rio Maria e do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo *et al.* 1988). Nesta área ocorrem, ainda, o Granito Parauarí e rochas vulcânicas paleoproterozoicas intermediárias e félsicas das Formações Sobreiro e Iriri (CPRM/DNPM 1997, Juliani & Fernandes 2010, Teixeira *et al.* 2005).

As rochas graníticas da SIVG são intrusivas em rochas arqueanas do DRM, representadas por sequências metavulcanossedimentares do Grupo Tucumã, do Granodiorito Rio Maria e do Cinturão de Cisalhamento Itacaiunas, além do Granito Parauari e das vulcânicas do Grupo Uatumã (Araújo *et al.* 1988, Medeiros *et al.* 1987, Lafon *et al.* 1991).

As idades geocronológicas desses granitos são similares às de outros granitos anorogênicos da Província Carajás, levando diversos autores a considerar o intervalo entre 1,88 a 1,86 Ga como o de formação da SIVG (Avelar *et al.* 1994, Lafon *et al.* 1995, Machado *et al.* 1991, Rodrigues *et al.* 1992).

Segundo Abreu & Ramos (1974), Dall'Agnol *et al.* (1993), Macambira & Lafon (1995), Teixeira (1999), Teixeira *et al.* (2002) e Lamarão *et al.* (2012), as rochas pertencentes à SIVG estudadas até o momento incluem os granitos Antonio Vicente, Benedita, Ubim/sul, Serra da Queimada, Rio Xingu, Velho Guilherme, Mocambo e Bom Jardim (Figura 4). São rochas peraluminosas a metaluminosas, de composição álcali feldspato-granítica, sienogranítica e, subordinadamente, monzogranítica, afetadas por alterações tardi a pós-magmáticas em diferentes intensidades. Quase sempre hospedam mineralizações de cassiterita, fluorita, topázio, columbita-tantalita, molibdenita e wolframita. Apresentam natureza anorogênica e exibem características geoquímicas de granitos tipo A2 (Whallen *et al.* 1987; Eby 1992).

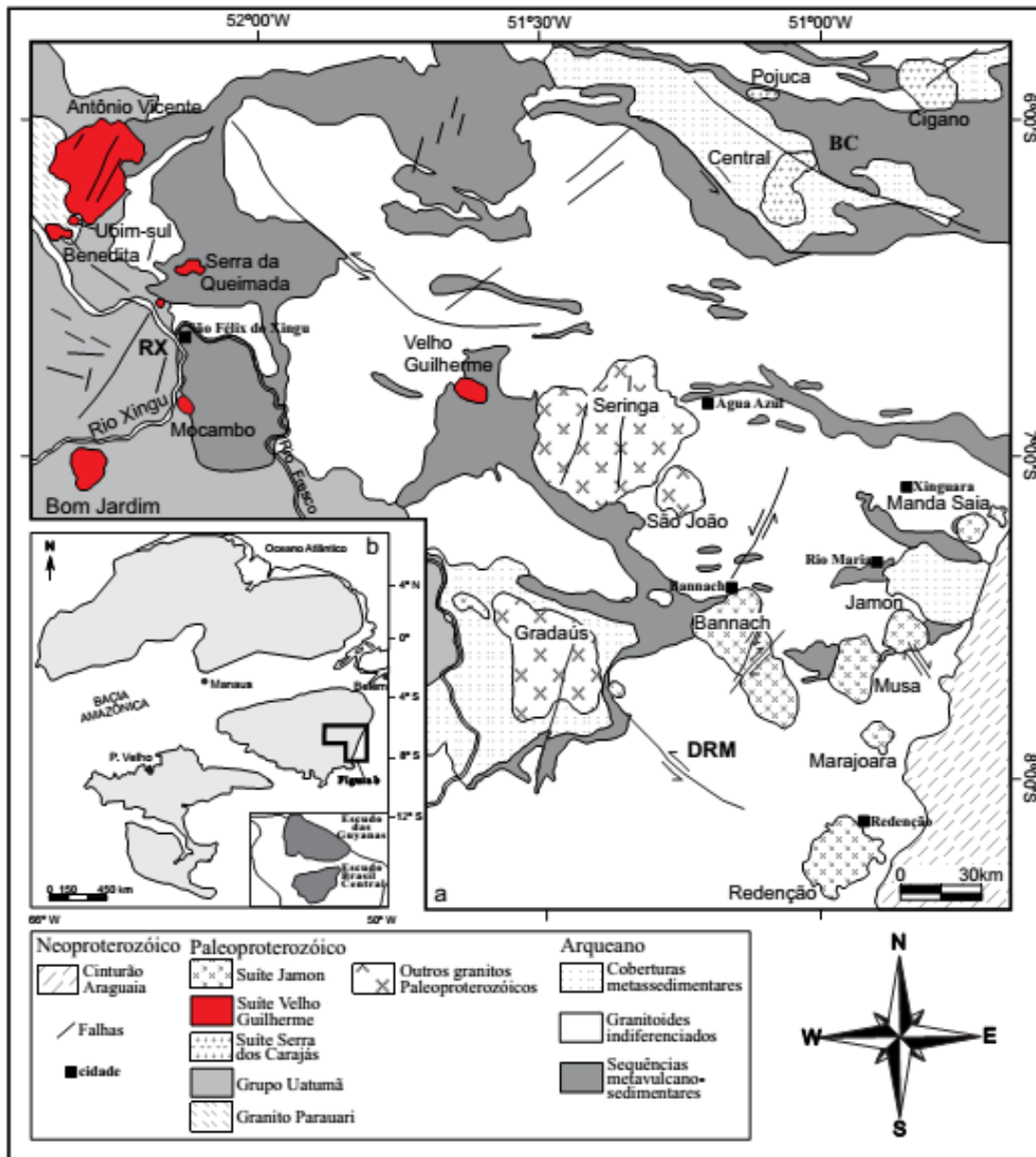


Figura 4- (a) Esboço do Cráton Amazônico com a localização da área de estudo. (b) Mapa geológico simplificado da Província Carajás com a distribuição dos granitos paleoproterozoicos anorogênicos. Em vermelho, corpos graníticos pertencentes à SIVG. DRM=Domínio Rio Maria. BC=Bacia Carajás. RX=Região do Xingu. Modificado de Dall'Agnol *et al.* (2005).

O Granito Antônio Vicente, situado a norte de São Félix do Xingu (Figura 4), possui forma subcircular e é intrusivo a norte e nordeste em rochas do Complexo Xingu, do Grupo São Sebastião e da Formação Sobreiro (Grupo Uatumã). A sudeste e a sul, corta rochas das Formações Sobreiro e Irii (Grupo Uatumã), e a oeste e noroeste, do Granito Parauari (Teixeira 1999, Teixeira *et al.* 2002a). Foram identificados quatro domínios petrográficos (Teixeira 1999): 1) biotita-anfibólio-sienogranito a monzogranito pouco afetado por alterações tardi a pós-magmáticas; 2) anfibólio-biotita-sienogranito; 3) biotita-monzogranito e 4) biotita-sienogranito com ocorrência dos tipos alterados e intensamente alterados.

O Granito Velho Guilherme aflora a sul da cidade de Tucumã, apresenta forma circular e área de exposição de aproximadamente 80 km². É intrusivo em rochas metavulcanossedimentares e metassedimentares do Grupo Tucumã. A noroeste corta rochas pertencentes ao Granodiorito Rio Maria. Estudos petrográficos identificaram três facies: 1) biotita-sienogranito equigranular médio; 2) sienogranito heterogranular e 3) microssienogranitos. Evidências de campo indicam que o biotita-sienogranito equigranular é seccionado pelo sienogranito heterogranular e que esse último é cortado pelos microssienogranitos e veios hidrotermais com epidoto e quartzo. Estão afetados, em diferentes intensidades, por alterações pós-magmáticas (Teixeira 1999, Teixeira *et al.* 2002a).

O Granito Benedita ocorre próximo a borda sul e sudoeste do Granito Antonio Vicente, a aproximadamente 45 km da cidade de São Felix do Xingu. Apresenta forma grosseiramente circular e possui dimensões em torno de 25 km². É intrusivo em rochas correlacionáveis ao Granito Parauarí e em rochas vulcânicas félsicas da Formação Iriri; encontra-se seccionado por um dique correlacionado ao Diabásio Cururu. Apresenta composição alcali feldspato-granito com variações na quantidade de biotita; possui coloração vermelha a rosa esbranquiçada, textura hipidiomórfica heterogranular fina a média (Teixeira 1999).

O Granito Ubim/Sul aflora na borda sudoeste do Granito Antônio Vicente e a nordeste do Granito Benedita. Apresenta forma circular, com dimensões de 4,5 km². É intrusivo em rochas granitoides ao Granito Parauarí e faz contato com rochas vulcânicas félsicas do Grupo Uatumã (Teixeira *op.cit.*). É formado por rochas hololeucocráticas com texturas hipidiomórfica e heterogranular, granulação média a grossa e coloração rosa a rosa esbranquiçada. Segundo Teixeira & Andrade (1992) as fácies presentes são representadas por biotita-sienogranito com clorita e biotita-monzogranito.

O Granito Rio Xingu (Melo 2017, Teixeira 1999) é descrito como um pequeno *stock* de forma aproximadamente circular, apresentando cerca de 1km² e aflorando a 3 km a norte da cidade de São Felix do Xingu. É intrusivo nas rochas vulcânicas andesíticas da Formação Sobreiro, unidade basal do Grupo Uatumã. Apresenta composições sienogranítica e, subordinadamente, alcali feldspato-granítica, de natureza hololeucocrática. Possui textura porfirítica, caracterizada pela presença de fenocristais médios a grossos de quartzo e feldspatos. Apresenta uma matriz heterogranular fina composta basicamente de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio.

O Granito Bom Jardim (Lamarão *et al.* 2012), corresponde a uma intrusão de forma subcircular situada na margem direita do Rio Xingu, a sul da cidade de São Félix do Xingu em uma área de aproximadamente 200 km². Aflora geralmente como blocos ao longo de colinas e drenagens. É intrusivo em rochas andesíticas da Formação Sobreiro e riolíticas da Formação Iriri ou Santa Rosa (Juliani & Fernandes 2010) do Grupo Uatumã. Apresenta composições que variam de monzograníticas a sienograníticas alteradas em diferentes intensidades. Foram identificadas quatro variedades: 1) biotita-monzogranito, 2) biotita-leucomonzogranito, 3) biotita-sienogranito e 4) rochas *greisenizadas*.

O Granito Serra da Queimada (CPRM/DNPM 1997; Pinho 2005), ocorre a aproximadamente 30 km a N-NE da cidade de São Félix do Xingu, apresenta forma elíptica com o diâmetro maior na direção E-W e abrange uma área de 20 km². É intrusivo em rochas supracrustais do Grupo São Félix. Apresenta composições que variam de sienogranito a monzogranito. Com base em estudos mineralógicos e texturais preliminares, foram identificados biotita-monzogranitos e biotita-sienogranitos.

Por fim, o Granito Mocambo (GM), objeto deste trabalho, foi estudado por Teixeira (1999) e Teixeira *et al.* (2002a, 2005). Está situado a 21 km a sudeste da cidade de São Félix do Xingu e é representado por um corpo principal, com forma irregular alongada na direção NW-SE e aproximadamente 7 km², e três satélites menores (Figura 5). O corpo principal é intrusivo discordantemente em rochas metassedimentares e metavulcânicas máficas do Grupo São Félix e em rochas andesíticas da Formação Sobreiro. Dos três corpos menores, dois estão localizados a sudeste do corpo principal, um apresentando formato aproximadamente circular e o outro alongado na direção SE-SW, sendo intrusivos nas rochas metassedimentares e metavulcânicas máficas do Grupo São Félix. O terceiro corpo está localizado a noroeste do corpo principal, apresenta forma circular e é intrusivo em rochas andesíticas da Formação Sobreiro.

O GM é uma cúpula intensamente afetada por alterações pós-magmáticas. Suas rochas resultam da interação do granito original com fluidos residuais ricos em voláteis (Teixeira *et al.* 2002a, 2005). Apresenta composições sienograníticas a monzograníticas com ocorrência local de alcali feldspato-granitos. Com base em estudos petrográficos (Teixeira 1999), foram definidas três fácies: 1) sienogranito a monzogranito-porfirítico, 2) sienogranito com muscovita e 3) aplito-alcali feldspato-granito. Além dessas variedades foi encontrado um corpo de siderofilita-clorita-muscovita-quartzo *greisen* associado a essas rochas.

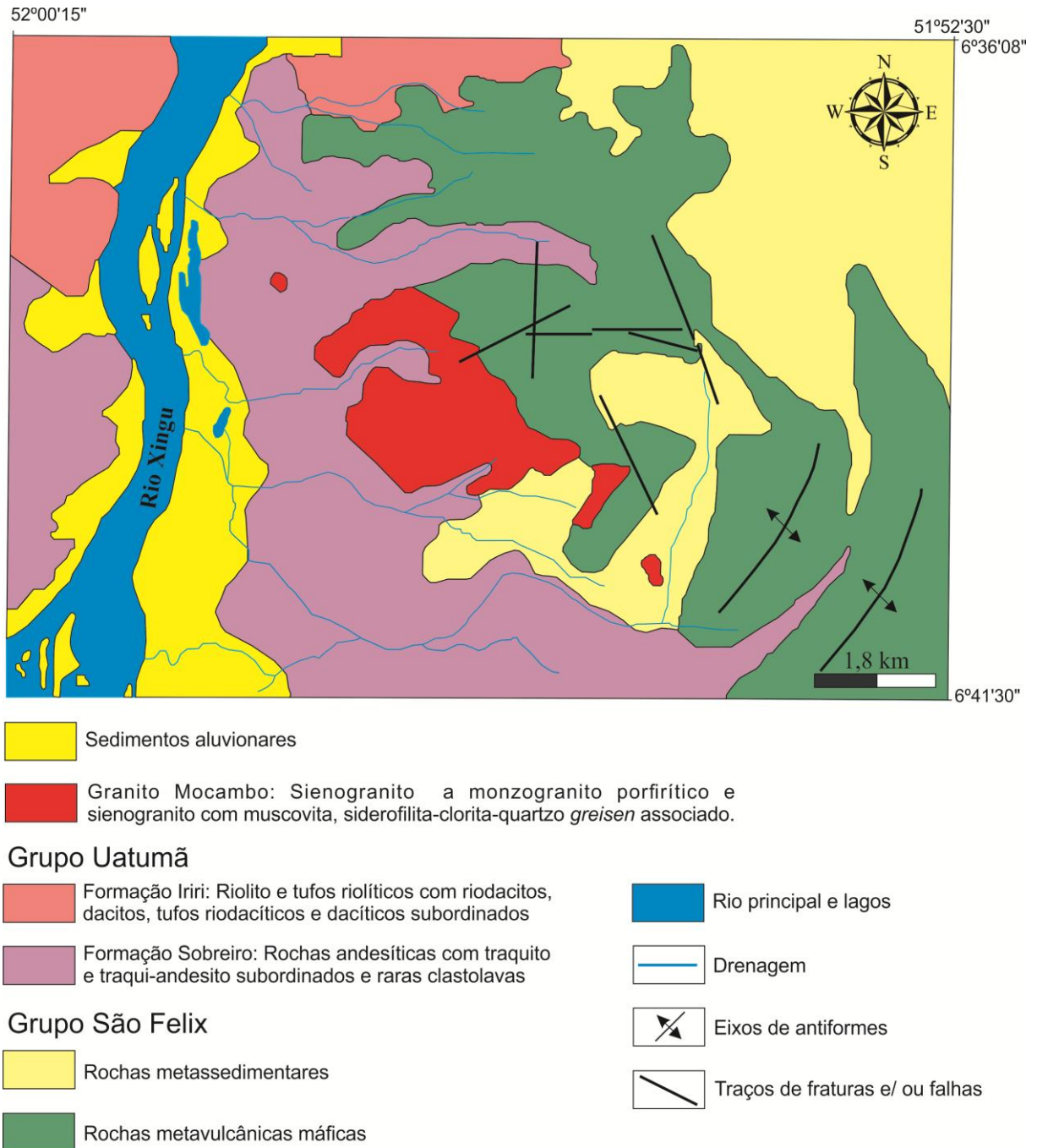


Figura 5- Mapa geológico do Granito Mocambo e rochas adjacentes (Modificado de Teixeira 1999).

Segundo Teixeira *et al.* (2002a), embora apresente concentrações econômicas de estanho, os processos atuantes no estágio pós-magmático no GM e nos outros corpos da Província Estanífera do Sul do Pará não propiciaram a formação de depósitos de classe mundial. A cassiterita presente no GM forma depósitos secundários em *placers*, sendo extraída em garimpos manuais e semi-mecanizados (Figura 6). De acordo com Teixeira (1999), a cristalização fracionada foi o principal processo petrogenético que controlou a evolução do GM e dos demais granitoides da SIVG.

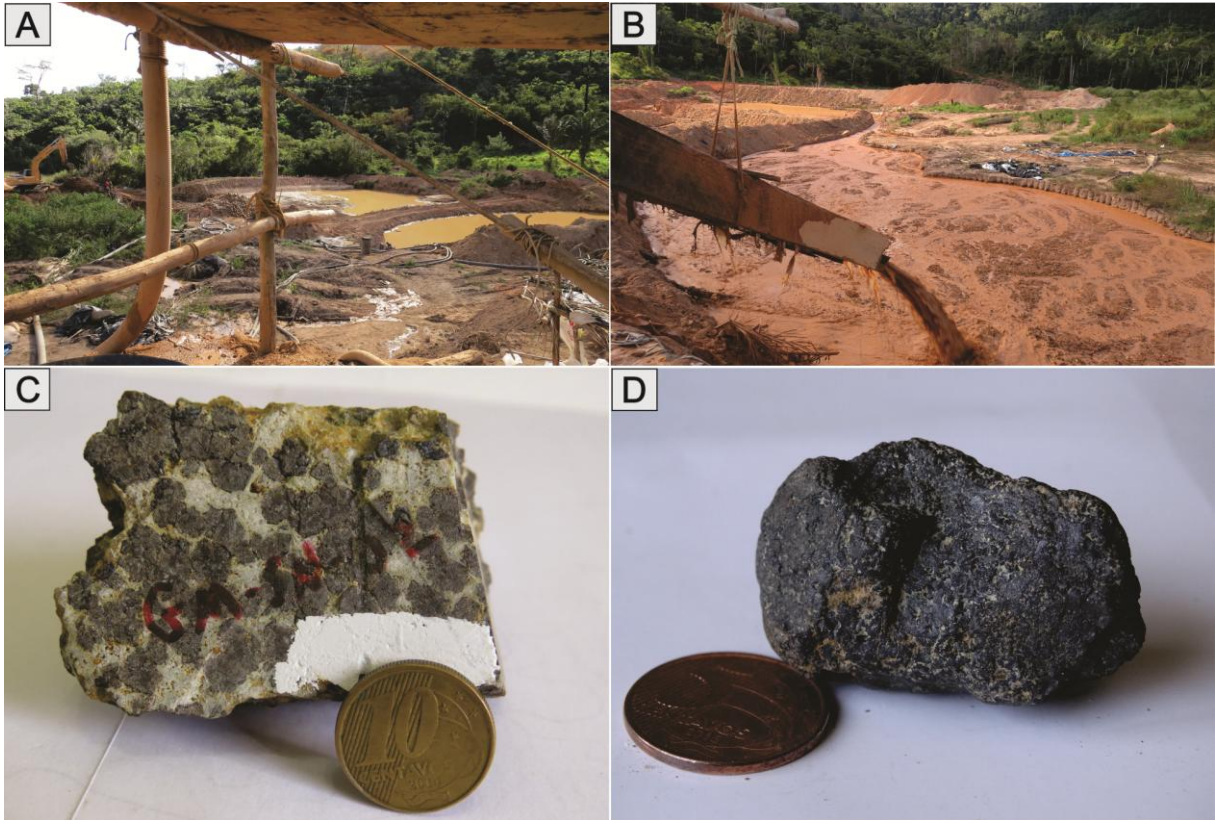


Figura 6- A e B) Atividade garimpeira nas áreas de ocorrência do GM. C) Fragmentos de rochas contendo cassiterita (partes escuras). D) Agregado de cristais de cassiterita.

3 MEV – CL EM CRISTAIS DE QUARTZO

Imagens de MEV-CL em cristais de quartzo são capazes de revelar zonas de crescimento, padrões de alteração, forma dos grãos e diferentes gerações de quartzo não identificáveis por microscopia ótica convencional e imagens de elétrons secundários (ES) e elétrons retroespalhados (ERE).

O primeiro relato sobre CL em cristais de quartzo foi feito por Goldstein (1907). Segundo Müller (2000), durante os últimos 30 anos a utilização de CL em cristais de quartzo tem crescido em extensão e diversidade, com importantes contribuições desta metodologia como ferramenta petrológica (Marshall 1988, Pagel *et al.* 2000, Remond 1977, Remond *et al.* 1992, Smith & Stenstrom 1965).

Müller *et al.* (2000) estudaram cristais de quartzo por CL do granito estanífero Schellerhau, Alemanha, e idealizaram um esquema de 9 texturas primárias que podem se desenvolver em um fenocristal de quartzo magmático (Figura7).

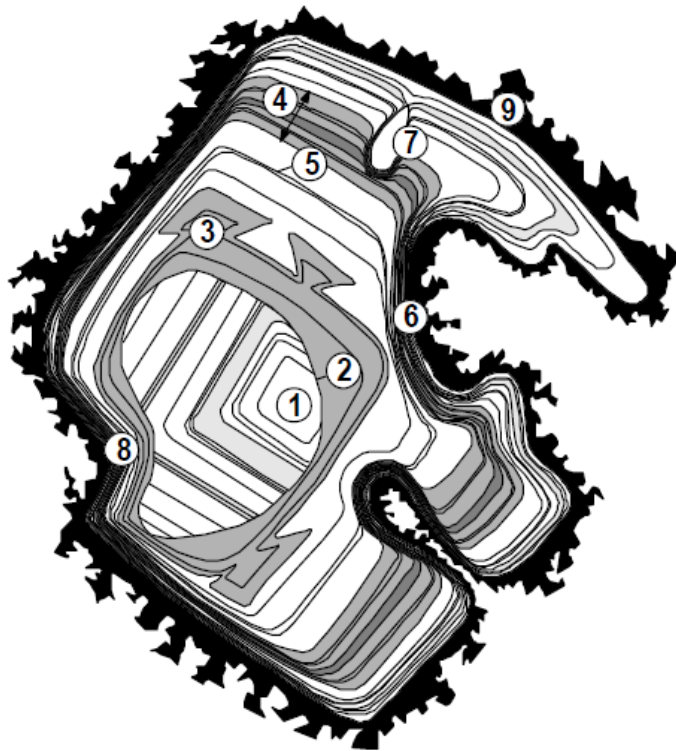


Figura 7- Esquema de crescimento de texturas primárias em fenocristal de quartzo magmático (1 a 5 mm) obtido por MEV-CL (Müller *et al.* 2000): 1- nucleação de quartzo hexagonal- β ou romboédrico- α . 2- superfície de reabsorção. 3- crescimento esquelético. 4- zonamento em degraus (50-1000 μm). 5- zoneamento oscilatório (2-20 μm). 6- crescimento impedido. 7- inclusão (aprisionamento) de fusão ou uma bolha. 8- crescimento impedido causado por fenocristal adjacente. 9- borda anedral de quartzo (final da cristalização).

Além das feições morfológico-texturais observadas por MEV-CL, cristais de quartzo podem incorporar em sua estrutura certos elementos-traço como Ti e Al, considerados ativadores de CL, possibilitando informações quanto aos processos petrogenéticos e hidrotermais envolvidos em sua formação (Breiter & Müller 2009, Breiter *et al.* 2013, 2017, Jacamon & Larsen 2009, Müller *et al.* 2003, 2005 Rusk *et al.* 2008).

Rusk & Reed (2002), utilizando imagens de MEV-CL em veios de quartzo hidrotermal dos depósitos de cobre pórfiro de Butte, Montana, identificaram cristais de quartzo luminescentes com microfraturas e cristais zonados pouco luminescentes, respectivamente associados à molibdenita e à pirita. Essa diferença nas texturas do quartzo foi explicada pela variação da solubilidade de sílica nas diferentes zonas de pressão e temperatura, ocasionadas durante o processo de mineralização.

Rusk *et al.* (2008) estudaram por CL e análises de LA-ICP-MS a relação entre os elementos-traço e as texturas de quartzo hidrotermal de diferentes depósitos minerais. Nos quartzos de baixa temperatura, o Al apresentou comportamento bimodal (<50 ppm e 2000-4000 ppm) e o Ti ficou abaixo do limite de detecção. Naqueles formados a altas temperaturas, entretanto, o Al apresentou teores de 80 a 400 ppm e o Ti de 10 a 170 ppm. No entanto, alguns cristais de quartzo do depósito de Cu pórfiro (alta temperatura) de Grasberg (Indonésia) apresentaram concentrações muito altas de Al (1200 ppm) e Ti (467 ppm).

Jacamon & Larsen (2009) analisaram por MEV-CL e LA-ICP-MS cristais de quartzo do granito charnoquítico Kleivan, Noruega, e demonstraram que a razão Ge/Ti do quartzo pode ser utilizada como índice da evolução magmática de sistemas graníticos, uma vez que Ti e Ge apresentam características compatíveis e incompatíveis, respectivamente. As rochas charnoquíticas apresentaram razões Ge/Ti menores quando comparadas as das rochas mais evoluídas (aplitos). A temperatura de cristalização do quartzo variou de 850 °C durante a formação dos charnockitos, a 645 °C nos aplitos e pegmatitos graníticos, indicando que a evolução de Ti e Ge em cristais de quartzo pode ser usada como um geotermômetro ígneo.

Larsen *et al.* (2009) estudaram as texturas de cristais de quartzo do Granito Drammen, Noruega, cristalizados durante a transição magmático-hidrotermal e identificaram quatro gerações de quartzo originadas a partir da interação de fluidos hidrotermais com o quartzo inalterado.

Breiter *et al.* (2013) analisaram por meio de LA-ICP-MS, cristais de quartzo de granitoides geoquimicamente diferentes do Maciço Bohemian (República Tcheca). Os valores encontrados para o Al (13-1148 ppm) e Ti (0,7-165 ppm) no quartzo magmático desse maciço

excedem aqueles encontrados em quartzos magmáticos publicados mundialmente. O quartzo dos granitos fortemente fracionados difere dos outros granitos menos fracionados no que diz respeito à geoquímica do magma parental e na sequência de cristalização dos minerais. Os autores sugerem também que o teor de Al em cristais de quartzo está relacionado com o teor de água ou flúor presente no sistema durante a cristalização.

Lamarão *et al.* (2013) mostraram que o quartzo foi um excelente marcador da evolução magmática e das alterações hidrotermais que atuaram no Granito Antônio Vicente, Província Estanífera do Sul do Pará, e em *greisens* associados. Cinco tipos de quartzo foram identificados, sendo um magmático e quatro hidrotermais. A mineralização estanífera acompanha as rochas mais evoluídas e alteradas hidrotermalmente e os *greisens*, ocorrendo associada ou inclusa nos quartzos hidrotermais.

Vasyukova *et al.* (2013), por meio de análises de ME-CL, estudaram diferentes texturas em cristais de quartzo de vários depósitos porfiríticos ao redor do mundo. Propuseram que a diversidade dos padrões internos das texturas reflete o histórico da cristalização *in situ*, e os teores de Ti marcam os processos de exsolução que ocorreram durante a cristalização e resfriamento contínuo após a colocação dos magmas.

Lamarão *et al.* (2014) utilizando imagens de MEV-CL, correlacionaram cristais de quartzo de diferentes unidades vulcânicas e plutônicas da Província Aurífera do Tapajós. Os autores estabeleceram, ainda, relações cronológicas entre diferentes eventos de mineralização em *greisens* da Província Estanífera de Pitinga, Amazonas, e em arenitos do Grupo Serra Grande, Bacia do Parnaíba, portadores de veios de opala laranja e quartzo.

Sotero *et al.*, (2015) estudaram cristais de quartzo magmático e hidrotermal do depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, por MEV-CL e estabeleceram uma relação cronológica entre a evolução morfológico-textural do quartzo e os processos de alteração e mineralização da rocha.

Breiter *et al.* (2017), por meio de LA-ICP-MS, analisaram os valores de Al, Ti, Ge/Ti e Al/Ti em quartzos do depósito Cinovec (República Tcheca) e observaram que os valores traços desses elementos em cristais de quartzo refletem o grau de fracionamento do magma parental a partir do qual o quartzo primário cristalizou. Do Biotita Granito ao Zinwaldita Granito mais novo analisados pelos autores, o quartzo mostra aumento dos valores de Al (de 136 - 176 ppm para 240 - 280 ppm), e diminuição dos teores de Ti (de 16-54 a 6-14 ppm). O quartzo dos *greisens* é empobrecido em ambos os elementos medidos (26-59 ppm de Al, 0,5-

1,6 ppm de Ti,), com exceção dos quartzos zonados que preenchem vesículas, que apresentam forte enriquecimento em Al (> 1000 ppm) e Ti muito baixo (< 1 ppm).

4 OBJETIVOS

O presente trabalho teve como objetivo principal descrever e definir um padrão morfológico, textural e composicional dos cristais de quartzo existentes no GM e sua relação com a mineralização estanífera. Entre os objetivos específicos destacam-se:

- Mostrar os tipos de quartzo característicos do estágio magmático-hidrotermal do GM;
- Mostrar as transformações impostas aos mesmos pelos processos hidrotermais que atuaram na SIVG;
- Definir as variações composicionais existentes entre e dentro dos cristais de quartzo magmático e hidrotermal;
- Mostrar a relação entre os tipos de quartzo presentes no GM e a mineralização de estanho;
- Definir as variações composicionais existentes em cristais de cassiterita;
- Mostrar a importância desse tipo de pesquisa como ferramenta auxiliar em estudos petrológicos e metalogenéticos.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 PESQUISA BIBLIOGRAFICA

Consistiu no levantamento bibliográfico referente à geologia da região estudada e trabalhos que utilizaram MEV-CL-ME no estudo de quartzo e mineralizações associadas. Esta etapa se desenvolveu até o final da pesquisa. Foram consultados também, artigos e livros sobre MEV, CL e ME, bem como sobre os aspectos texturais, morfológicos e composicionais de quartzo.

5.2 AMOSTRAGEM

Uma etapa de campo, visando a complementação da amostragem disponível no acervo do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG), foi realizada no período de 04 a 13 de julho de 2016, com coleta de novas amostras do GM e amostras representativas da mineralização de estanho associada. Foram visitados sete novos pontos nas áreas de ocorrência do corpo (Figura 8).

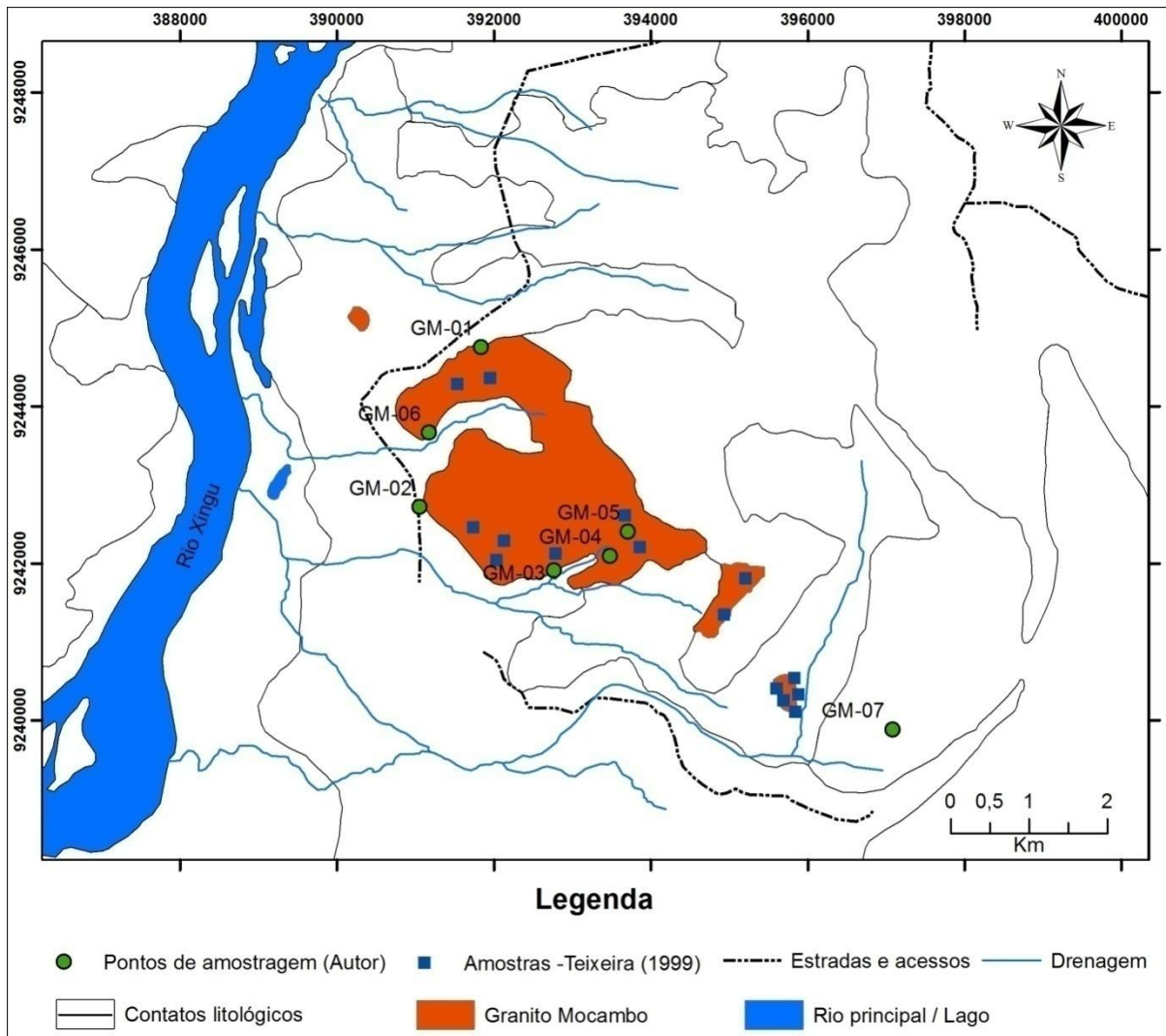


Figura 8- Mapa de amostragem apresentando os pontos visitados durante a viagem de campo do presente trabalho (em verde) e aqueles coletados por Teixeira (1999) (em azul).

5.3 REVISÃO PETROGRÁFICA

Foi realizada uma revisão da petrografia microscópica utilizando-se lâminas do acervo e aquelas confeccionadas após viagem de campo, abordando os aspectos mineralógicos e texturais. A proporção modal dos minerais foi calculada como auxílio de um contador eletrônico de pontos *Stageledge*, da marca *Endeep*. Posteriormente essas informações foram tratadas no diagrama QAP (Le Maitre *et al.* 2002, Streckeisen 1976). Em seguida, cristais de quartzo foram selecionados e fotografados. Essa etapa, realizada no Laboratório de Microanálises do IG-UFGA, foi de fundamental importância para os estudos morfológico, textural e composicional desse mineral por meio de MEV-CL-ME.

5.4 ESTUDOS DE MEV- ME

Após a revisão petrográfica e seleção de amostras representativas, foi efetuado o imageamento de quartzo por MEV-CL em lâminas e seções polidas, levando em consideração as feições identificadas durante a petrografia e os aspectos morfológicos e texturais de quartzo em artigos de referência nessa temática. Foi utilizado o MEV LEO-ZEISS 1430 com sistema Mono-CL 3 da GATAN do Laboratório de Microanálises do IG-UFPA.

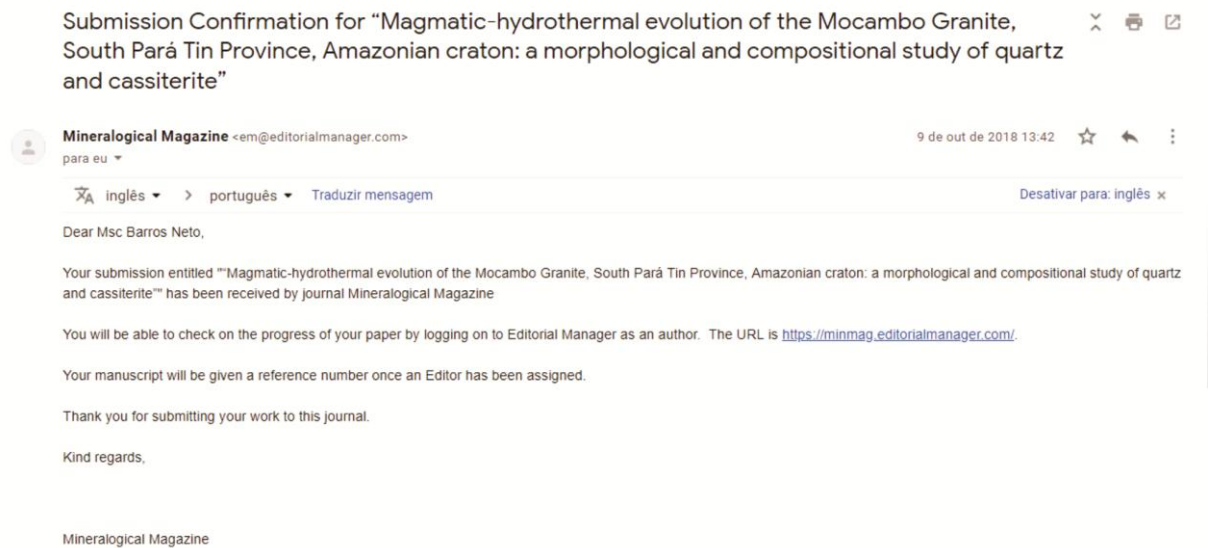
Lâminas e seções polidas foram metalizadas durante 30s com uma fina camada de ouro. As condições de operação para o imageamento de quartzo em CL foram: corrente do feixe de elétrons = 90 μ a, aceleração de voltagem de 10 kV e distância de trabalho de 13 mm.

A etapa seguinte consistiu na realização de análises químicas pontuais por meio de ME em cristais de quartzo com o intuito de identificar variações composicionais relacionadas a zoneamentos, alterações e outras feições previamente identificadas por meio de MEV-CL. Além do quartzo, cristais de cassiterita também foram analisados por mapeamento químico qualitativo e análises químicas pontuais quantitativas no Laboratório de Microanálises do IG-UFPA, através de uma microsonda JEOL, modelo JXA-8230. As condições de operação são apresentadas na Tabela 1. No quartzo, as análises quantitativas envolveram os seguintes elementos, padrões e cristais analisadores: Al – ortoclásio – TAP, Si – SiO₂ – PETJ, Ti – TiO₂ – LIFH. Na cassiterita foram utilizados: Nb – Nb – TAP, Ta – Ta – TAP, Sn – cassiterita – PETJ, Si – SiO₂ – PETJ, Fe – Fe₃O₄ – LIF, Mn – rodonita – LIF, Ti – TiO₂ – PETH, Mo – Mo – PETH, W – W – PETH. Todas as amostras analisadas foram previamente metalizadas com carbono.

Tabela 1- Condições de operação durante as análises.

	Quartzo QNT	Cassiterita QNT	Cassiterita MAP
Voltagem de aceleração constante (kV)	20	15	15
Corrente do feixe de elétrons (nA)	80	20	20
Diâmetro do feixe de elétrons (μ m)	1	5	1
Correção dos efeitos de matriz	Phi-Rho-Z (Armstrong)	ZAF	-
Tempo de contagem no pico (s)	Si: 10 / Al: 800 / Ti: 800	Sn: 10 / Si, Fe, Mn, Ti, Mo, W: 60 / Nb: 80	-
Tempo de contagem no background (s)	Si: 5 / Al: 400 / Ti: 400	Sn: 5 / Si, Fe, Mn, Ti, Mo, W: 30 / Nb: 40	-
Tempo de espera por passo (msec)	-	-	25
Pixels por área (px)	-	-	1550 x 1250
Tamanho do pixel (μ m)	-	-	0.86 x 0.86

CAPÍTULO 2 “MAGMATIC-HYDROTHERMAL EVOLUTION OF THE MOCAMBO GRANITE, SOUTH PARÁ TIN PROVINCE: A MORPHOLOGICAL AND COMPOSITIONAL STUDY OF QUARTZ AND CASSITERITE”



*Rubem Santa Brígida Barros Neto^{a,b}, Claudio Nery Lamarão^{a,b,c}, Gisele Tavares Marques^{a,b,c}, Cristina Valle Pinto-Coelho^d.

a – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará (PPGG-IG-UFPA), Caixa Postal 1611, 66075-100, Belém (PA), Brasil.

b – Group of Research on Granite Petrology (GPPG), IG-UFPA.

c – Microanalysis Laboratory, IG-UFPA.

d – Post-Graduate Geology Program (PPGEO), IG-UFPR.

Emails: rubembarrosnt@gmail.com; lamarao@ufpa.br; gisele.ufpa@gmail.com; cristinavpc@ufpr.br

*Corresponding author.

Abstract: Quartz and cassiterite crystals from granites, greisens and veins of the Mocambo Granite (MG), Carajás Province, were studied using scanning electron microscopy cathodoluminescence (SEM-CL) and electron microprobe (EMP) analysis. Five types of quartz were identified, denominated Qz1 (magmatic), Qz2, Qz3, Qz4 and Qz5 (hydrothermal). In the less evolved rocks, represented by porphyritic syenogranites to monzogranites (PSMG), Qz1 predominates and occurs as luminescent anhedral to subrounded crystals with different degrees of fracturing, as well as fine to medium-grained crystals dispersed in the matrix. Low luminescence Qz2 occurs later than Qz1 and generally as discontinuous irregular spots or filling the fractures and veins that cut through Qz1. Qz3 is black with no luminescence, and results from a continuous alteration, dissolution and recrystallization process, filling the fractures that crosscut Qz1 and Qz2. Predominantly euhedral to subhedral, Qz4 exhibits well-defined zoning and a later alteration and crystallization stage than the previous quartz crystals. It typically occurs in association with cassiterite mineralization in evolved hydrothermalized rocks and in greisen bodies. Found in mineralized veins containing wolframite and smaller amounts of cassiterite, Qz5 is a uniform dark grey color in CL and likely represents the last hydrothermal event, formed by the continuous percolation of fluids that crosscut and consumed Qz4. Qz1 and Qz2 crystals of PSMG display high Ti (9.5 - 104 ppm) and low Al concentrations (10 - 149 ppm). Qz1, Qz2 and Qz3 crystals of aplite-alkali-feldspar-granites (AAFG) exhibit slightly lower Ti levels (5 - 87 ppm) when compared to SMGP quartzes, with Al values reaching 2065 ppm. Qz1, Qz2 and Qz3 from greisenized rocks show lower Ti (0.0 and 62 ppm) and variable Al concentrations (0 - 167 ppm). Qz4 from greisenized rocks mineralized in cassiterite exhibit marked Al enrichment, exceeding 3000 ppm, whereas Ti content was no higher than 20 ppm. In Qz5, present in quartz veins mineralized in wolframite or wolframite + cassiterite, Ti and Al concentrations are generally low, with maximum values of 7 and 77 ppm, respectively. Cassiterite forms fine to coarse-grained anhedral to subhedral crystals associated with chlorite, muscovite, phengite and siderophyllite in greisenized rocks. It is light to reddish brown, with characteristic interference colors, and the more developed crystals exhibit concentric zoning. In addition to Sn, it also contains low levels of Fe, Ti, W, and Nb, and trace amounts of Mn. The dark areas of internal zoning are Fe and Ti-enriched, whereas the light areas are depleted in these elements, with inversely proportional Sn values. Cassiterites associated with Qz5 form inclusions in wolframite crystals or are partially replaced by these crystals, reinforcing the hypothesis that cassiterite and wolframite likely precipitated from late hydrothermal processes at different times.

Keywords: Carajás Province, SEM-CL images quartz textures, hydrothermal alteration, Tin mineralization, cassiterite.

1. INTRODUCTION

Morphological and textural studies of quartz by scanning electron microscopy cathodoluminescence (SEM-CL) and compositional analysis using an electron microprobe (EMPA) and laser ablation inductively coupled plasma mass spectroscopy (LA-ICP-MS) have become important geological tools in identifying different quartz generations from a same magmatic body and revealing the evolution and crystallization conditions of magmas, mixing processes, deformation stages, zoning patterns and intracrystalline defects, as well as detecting and characterizing hydrothermal quartz and its possible relationship with associated mineralizations (D'Lemos *et al.* 1997; Müller *et al.* 2000, 2003, 2005; Rusk & Reed 2002; Rusk *et al.* 2006, 2008; Wiebe *et al.* 2007; Breiter & Müller 2009; Larsen *et al.* 2009; Vasyukova *et al.* 2013; Lamarão *et al.* 2013, 2014; Sotero *et al.* 2015; Breiter *et al.* 2013, 2017).

Rusk & Reed (2002) used SEM-CL images and data on fluid inclusions of hydrothermal quartz veins from the porphyry copper deposits in Butte, Montana, and identified luminescent quartz crystals containing microfractures associated with molybdenite, and low luminescence zoned crystals associated with pyrite. The difference in quartz textures was explained by the variation in silica solubility in the different temperature and pressure zones during mineralization.

Rusk *et al.* (2008) investigated the relationship between the trace elements and textures of hydrothermal quartz from different mineral deposits using cathodoluminescence (CL) and LA-ICP-MS. In low-temperature quartz, Al showed bimodal behavior (<50 ppm and 2000-4000 ppm) and Ti was below the detection limit. In quartz formed at high temperatures, Al and Ti concentrations ranged from 80 to 400 ppm and 10 to 170 ppm, respectively. However, some quartz crystals from the porphyry Cu deposit in Grasberg, Indonesia, displayed very high Al (1200 ppm) and Ti concentrations (467 ppm).

Jacamon & Larsen (2009) analyzed quartz crystals from charnockitic granite in Kleivan, Norway, by SEM-CL and LA-ICP-MS and found that the Ge/Ti ratio of quartz can be used as an indicator of the magmatic evolution of granite systems, since the two chemical elements exhibit compatible and incompatible characteristics, respectively. The charnockites showed lower Ge/Ti ratios when compared to more evolved rocks (aplites). The crystallization temperature of quartz varied from 850 °C during charnockite formation to 645 °C in granitic aplites and pegmatites, indicating that the evolution of Ti and Ge in quartz crystals during magma cooling can be used as a geothermometer for igneous systems.

Larsen *et al.* (2009) studied the texture of quartz crystals in the magmatic-hydrothermal transition of Drammen granite (Norway) and identified four quartz generations that originated from the interaction between hydrothermal fluids and unaltered quartz.

Breiter *et al.* (2013) used LA-ICP-MS to analyze quartz crystals from geochemically different granitoids from the Bohemian Massif (Czech Republic) and found higher Al (13-1148 ppm) and Ti values (0.7-165 ppm) in magmatic quartz than those reported in international studies. Quartz from highly fractionated granites differs from its less fractionated counterparts in terms of the geochemistry of parental magma and the order of mineral crystallization. The authors suggest that the Al content of quartz crystals is related to the amount of water and fluorine present during crystallization.

Lamarão *et al.* (2013) showed that quartz is an excellent marker of the magmatic evolution and hydrothermal changes that acted on Antonio Vicente granite of the Tin Province of Southern Pará state and associated greisens. Five quartz types were identified: one magmatic and four hydrothermal. Tin mineralization is related to more evolved and hydrothermally altered rocks and greisens, occurring in association with or included in hydrothermal quartz.

Vasyukova *et al.* (2013) used SEM-CL to study different quartz textures from several porphyritic deposits around the world. They suggested that the different internal patterns of textures reflect in situ crystallization history, and Ti concentrations demonstrate the exsolution processes that occur during crystallization and continuous cooling after magma emplacement.

Lamarão *et al.* (2014) correlated quartz crystals from different volcanic and plutonic units from the Tapajós Gold Province via SEM-CL images. The authors also established chronological relationships between different mineralization events in greisens of the Pitinga Tin Province (Amazonas state, Brazil), and in sandstones of the Serra Grande Group (Parnaíba Basin, Brazil), which carry veins of orange opal and quartz.

Sotero *et al.* (2015) studied magmatic and hydrothermal quartz from the São Jorge gold deposit in the Tapajós Gold Province by SEM-CL and established a chronological relationship between the morphological and textural evolution of quartz and rock alteration and mineralization processes.

Breiter *et al.* (2017) used LA-ICP-MS to analyze Al, Ti, Ge/Ti and Al/Ti values in quartz from the Cinovec deposit (Czech Republic) and found that levels of these elements in

quartz crystals reflect the degree of fractionation of parental magma from which the primary quartz crystallized. From biotite granite to younger zinnwaldite granite, quartz is characterized by an increase in Al (136 - 176 ppm to 240 - 280 ppm) and Ge content (0.8 – 1.2 to 1.1 – 1.7 ppm) and a decline in Ti values (16-54 to 6-14 ppm). Quartz from greisens is rich in all the elements measured (26-59 ppm of Al, 0.5-1.6 ppm of Ti, 2-13 ppm of Li, 0.8-1.6 ppm of Ge), except for zoned quartz filling vesicles, which is rich in Al (> 1000 ppm) and Li (~ 100 ppm), and contains very low levels of Ti (<1 ppm).

Based on these examples, this study aimed to demonstrate the morphological, textural and compositional evolution of quartz crystals from the Mocambo Granite (MG) and correlate them with the intensity of the hydrothermal alteration and mineralizations present in its different rocks and greisen bodies, in addition to characterizing the morphology and composition of cassiterite crystals.

2. REGIONAL GEOLOGICAL CONTEXT

The Carajás Mineral Province, considered the most preserved Archean nucleus of the Amazonian Craton (Almeida *et al.* 1981), is divided into two large tectonic domains (Santos *et al.* 2003; Vasquez *et al.* 2008): the Mesoarchean Rio Maria Domain, which is the most widely studied, and the Mesoarchean to Neoarchean Carajás Domain, which is less geologically known.

The Rio Maria Domain, where the MG is located, is formed by greenstone belts and Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) associations. These greenstone belts consist of predominantly komatiitic and basaltic-tholeiitic metavolcano-sedimentary sequences of the Andorinhas Supergroup (Pimentel & Machado 1994; Souza *et al.* 1997, 2001). The Archean granitoids were divided into five groups: 1-older TTG rocks aged between 2.98 and 2.92 Ga., represented by the Arco Verde Tonalite, Mogno Trondhjemite, Caracol Tonalitic Complex and Mariazinha Tonalite (Althoff *et al.* 2000; Leite *et al.* 2004; Guimarães *et al.* 2010; Almeida *et al.* 2011); 2- high-Mg sanukitoids represented by Rio Maria granodiorite, with an approximate age of 2.87 Ga (Macambira & Lancelot 1996; Althoff *et al.* 2000; Leite *et al.* 2004; Oliveira *et al.* 2009); 3-leucogranodiorite-granites from the Garantã Suite, at around 2.87 Ga (Almeida *et al.* 2013); 4- younger TTG rocks represented by the Água Fria Trondhjemite, with an age of 2.86 Ga (Pimentel & Machado 1994; Leite *et al.* 2004); 5- potassic leucogranites of calc-alkaline affinity from the Xinguara

and Mata Surrão granitoids, with approximate ages of 2.86-2.87 Ga (Leite *et al.* 2004; Almeida *et al.* 2013).

During the Paleoproterozoic, the Rio Maria Domain underwent extensive anorogenic magmatism (Figure 1), represented by the Jamon (JS), Serra dos Carajás (SCS) and Velho Guilherme Intrusive (VGIS) Suites and contemporary felsic to mafic dykes (Dall’Agnol *et al.* 2005, 2006; Almeida *et al.* 2006; Oliveira *et al.* 2009, 2010). In the São Félix do Xingu region, in the eastern portion of the Rio Maria Domain, anorogenic magmatism is represented by VGIS granites formed by the Antonio Vicente, Benedita, Ubim/sul, Serra da Queimada, Rio Xingu, Velho Guilherme, Bom Jardim and Mocambo plutons, mineralized in cassiterite, fluorite, topaz, columbite-tantalite, molybdenite and wolframite. Alkali feldspar granites and syenogranites predominate, with subordinate peraluminous to metaluminous monzogranites affected by late- to post-magmatic alterations of varying intensities (Dall’Agnol *et al.* 1993; Teixeira *et al.* 2002a, 2005; Lamarão *et al.* 2012).

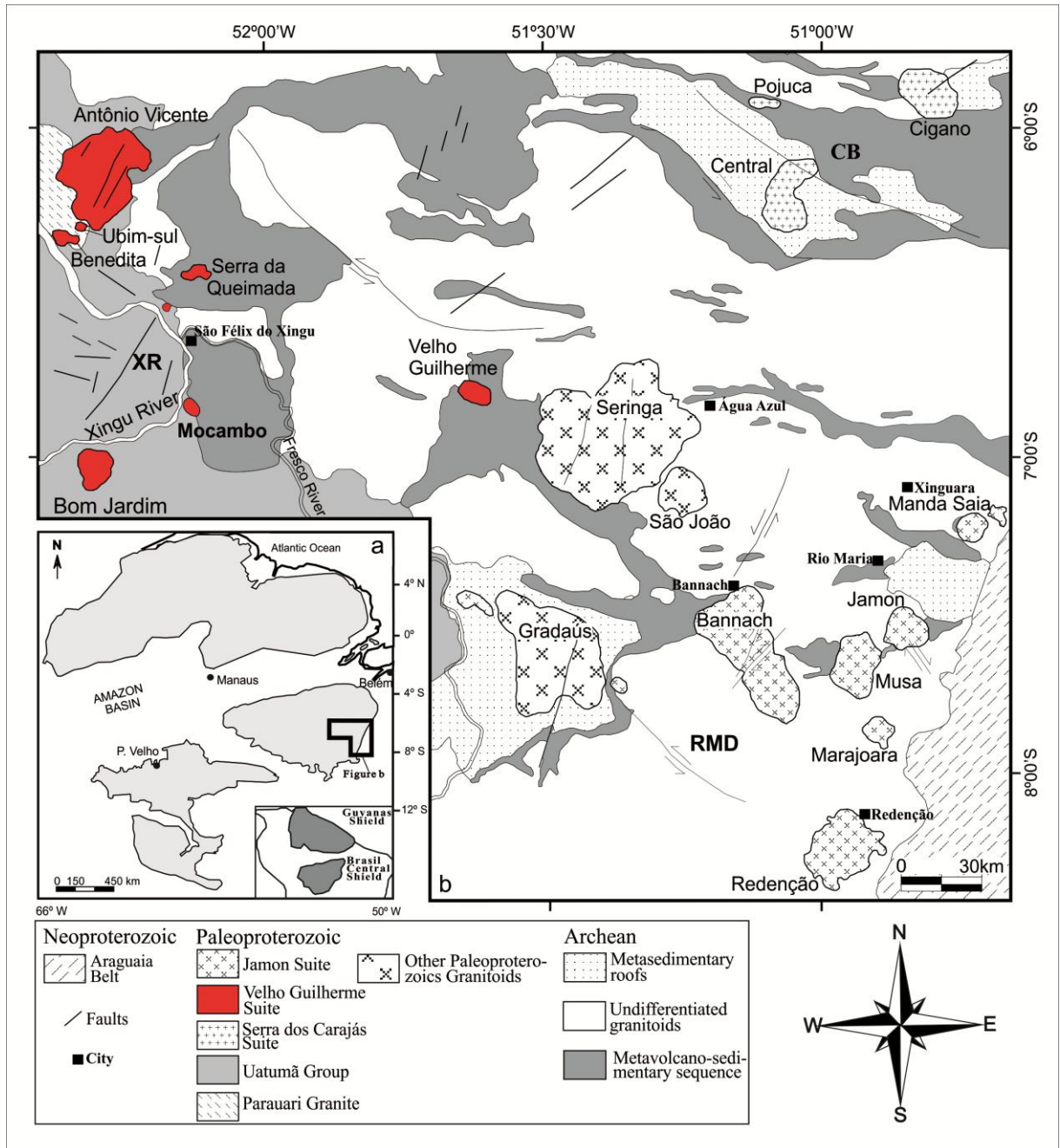


Figure 1- (a) Schematic map of the Amazonian Craton showing the location of the study area. (b) Simplified geological map of the Carajás Province showing the distribution of anorogenic Paleoproterozoic granites. In red are the granite bodies belonging to the VGIS and the location of the Mocambo Granite, the object of this study (in bold type). RMD=Rio Maria Domain. CB=Carajás Basin. XR=Xingu Region. Modified from Dall'Agnol *et al.* (2005).

3. MOCAMBO GRANITE

The Mocambo Granite (MG), is part of the Velho Guilherme Intrusive Suite (VGIS), and is composed of syenogranites to monzogranites, with subordinate alkali feldspar granites. According to Teixeira *et al.* (2005), the MG is a highly fractionated pluton affected by late to post-magmatic processes and contains mineralizations of cassiterite, wolframite, topaz,

fluorite, sphalerite, wolframoixiolite, yttrifluorite and yttrocerite. It consists of a main body and three smaller satellites (Figure 2), and intrudes into mafic metasedimentary and metavolcanic rocks of the São Félix group as well as volcanic rocks of the Sobreiro Formation (Uatumã Group) (Abreu & Ramos 1974; CPRM/DNPM 1997; Juliani & Fernandes 2010). Fractional crystallization was the main petrogenetic process that controlled the evolution of the GM and the remaining VGIS granites (Teixeira 1999).

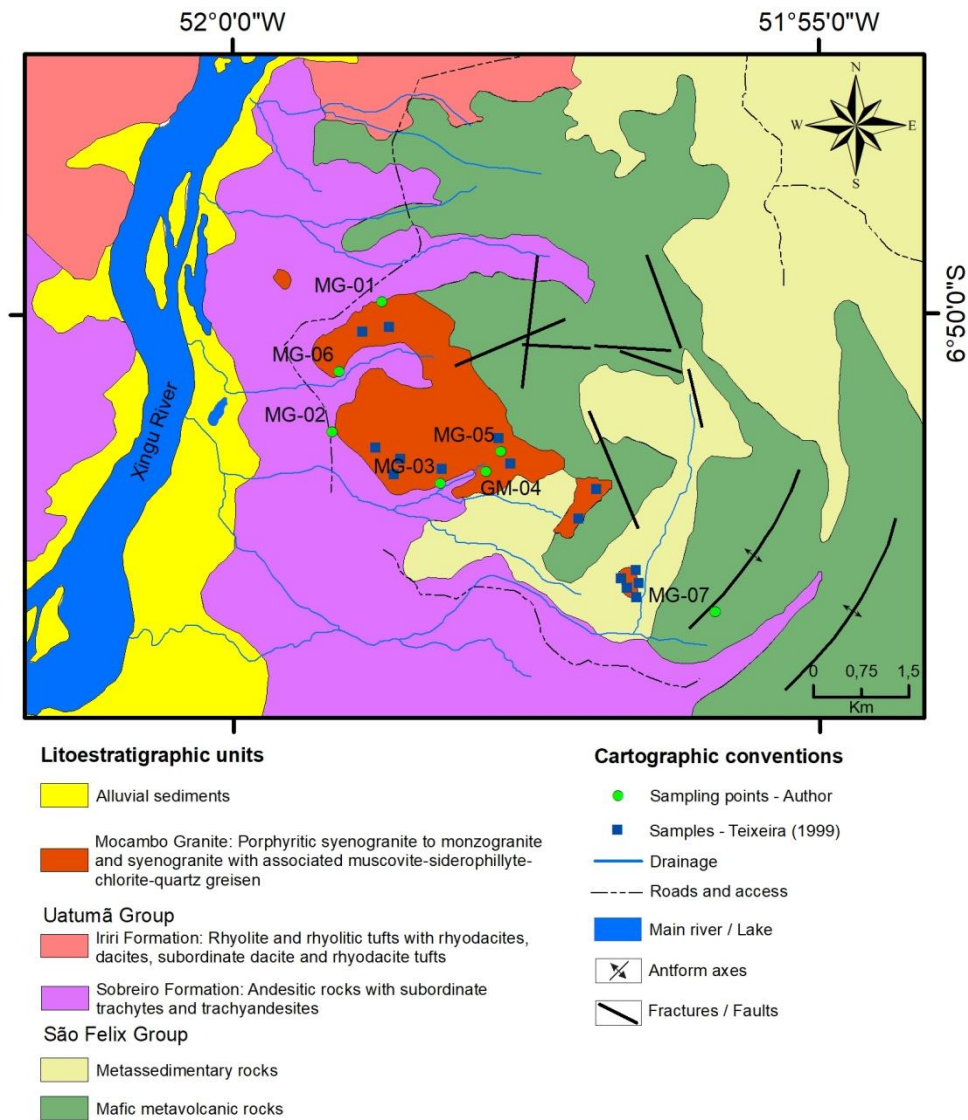


Figure 2- Geological map of the Mocambo Granite and adjacent rocks (modified from Teixeira 1999), showing new sampling points visited during field work and the samples collected by Teixeira (1999).

4. PETROGRAPHIC AND COMPOSITIONAL ASPECTS

Based on petrographic studies (Teixeira 1999), the following facies were identified: 1- Porphyritic syenogranite to monzogranite (PSMG); 2- Muscovite-bearing syenogranite

(MvSG); 3-Aplitic alkali feldspar granite (AAFG), siderophyllite-chlorite-muscovite-quartz greisen body (SCMQGs) associated with these rocks.

The samples corresponding to each facies of the MG were plotted in the QAPF diagram (Figure 3) and their main petrographic characteristics are listed in Table 1. The rocks are predominantly syenogranitic to monzogranitic, with less frequent alkali feldspar granites and to quartz-enriched granitoids.

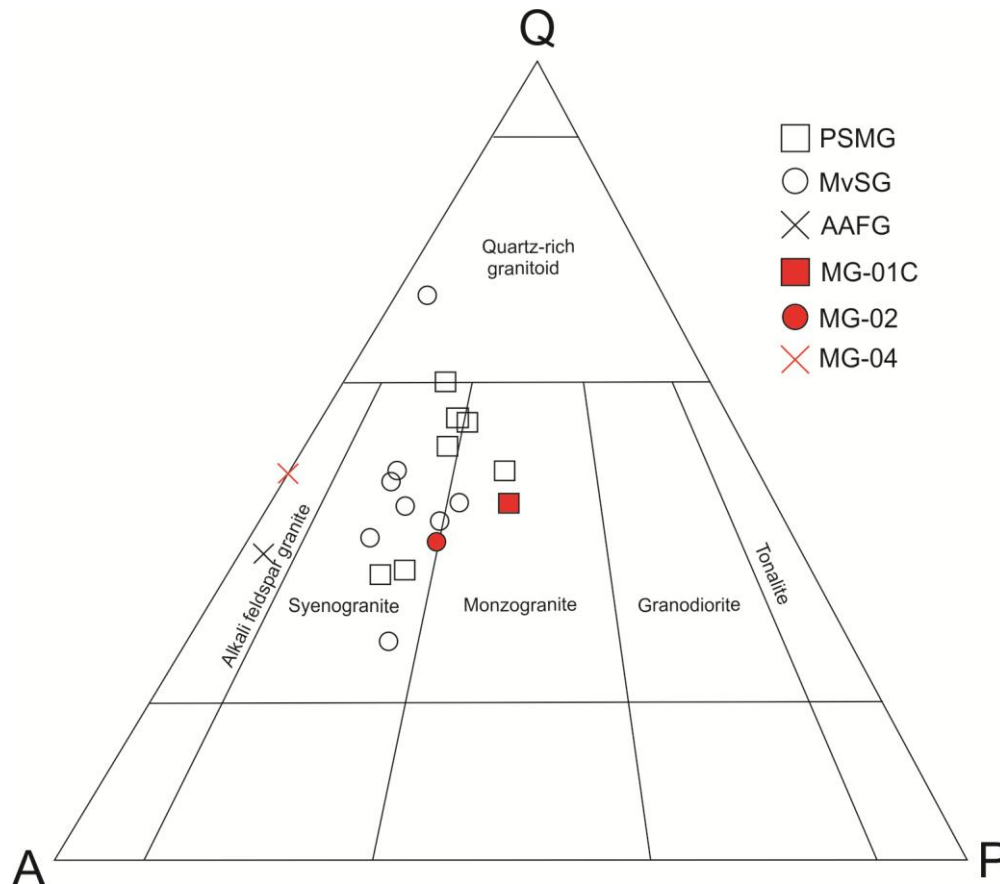


Figure 3- QAPF diagram (Streckeisen 1976) showing the modal composition of the MG samples, with the new samples analyzed highlighted in red. Modified from Teixeira (1999).

The PSMG are pink to whitish grey, hololeucocratic (5-10% mafic), medium-to coarse-grained, with a porphyritic texture and fine to medium-grained matrix (Figure 4A). They are composed primarily of quartz, K-feldspar and oligoclase, with biotite as the main mafic mineral (Figure 4B). K-feldspar and quartz phenocrysts are predominantly subhedral (Figure 4C). The accessory minerals are zircon, monazite, allanite, fluorite and topaz, and secondary minerals include sericite, muscovite, chlorite, fluorite, epitote, topaz, carbonate and K-feldspar associated with the partial replacement of plagioclase, as well as albite and clay minerals associated with the alteration of primary K-feldspar.

The MvSG are whitish grey in color, medium-grained, with hypidiomorphic texture and tend to be equigranular (Figure 4D). They are composed essentially of quartz, Na-oligoclase, K-feldspar, and <1 % biotite (Figure 4E). The accessory phases are represented by zircon, fluorite, monazite, columbite-tantalite, thorite, sphalerite, allanite, topaz and cassiterite, and the secondary minerals are sericite, muscovite, chlorite, topaz and perthitic microcline associated with the replacement of primary plagioclase; albite and clay minerals are related to the alteration of potassium feldspar.

According to Teixeira (1999), AAFG are hololeucocratic, white to greenish grey, medium-grained, and tend to be porphyritic (Figure 4F). Their primary components are quartz and K-feldspar, with zircon, thorite, columbite, sphalerite, fluorite, monazite and allanite. and rutile as accessories. The late to post-magmatic phases are represented by sericite, muscovite and albite. Some local type of AAFG was identified consisting primarily of quartz and sodium plagioclase, with muscovite as the varietal mineral (Figures 4G, H). The secondary minerals are sericite, perthitic K-feldspar and muscovite from the alteration of plagioclase. K-feldspar is rare and represented by clay-rich perthites.

The rocks that form SCMQGs and those exhibiting greisenization vary in color from light to dark greenish grey and are fine to coarse-grained, with a hypidiomorphic heterogranular texture (Figures 4 I, J). They are primarily composed of quartz, muscovite, chlorite, sericite and, in accordance with Teixeira (1999), may also contain siderophyllite (Figures 4L, M). The accessory phases are zircon, monazite, allanite, columbite-tantalite, thorite, sphalerite, aschamalmite ($\text{Pb}_6\text{Bi}_2\text{S}_9$), albite, fluorite and cassiterite, the last also occurring in quartz veins associated with highly altered wolframite and/or replaced by it (Figures 4N, O, P).

Table 1 depicts the mineralogical characteristics and mineralizations present in the facies and variations of MG rocks.

Table 1: Mineralogical characteristics in the main granitic facies and greisens of the MG (modified from Teixeira 1999).

Granitic Fácies	Essential (% modal)	Varietal (% modal)	Acessory	Secondary	Mineralization / occurrence
PSMG	Quartz (25 to 49), plagioclase (9 - 21), K-feldspar (8 - 32)	Biotite (<1 - 3)	Zircon, monazite, columbite- tantalite, allanite,	Sericite, muscovite, chlorite, fluorite, epidote, microcline, albite, topaz, clay minerals	Topaz and fluorite / disseminated
MvSG	Quartz (32 to 50), plagioclase (2 - 17), K-feldspar (6 to 26)	Biotita (<1 - 1)	Zircon, rutile, monazite, fluorite, columbite- tantalite, thorite, allanita, sphalerite, cassiterite	Sericite, muscovite, chlorite, fluorite, carbonate, microcline, albite, topaz, cassiterite, clay minerals	Cassiterite and fluorite/ disseminated
AAFG	Quartz (47) K-feldspar / Albite (30-40)		Zircon, rutile, thorite, columbite, sphalerite, fluorite, monazite, allanite	Sericite, muscovite, perthitic microcline, albite, clay minerals	Absent
SCMQGs and greisenized rocks	Quartz, siderophyllite, muscovite		Zircon, columbite- tantalite, monazite, allanite, thorite, sphalerite, aschamalmite, cassiterite	Sericite, muscovite, fengite, chlorite, siderophyllite, quartz, albite cassiterite	Cassiterite/ disseminated
Quartz veins	Quartz			Sericite, muscovite, fengite, chlorite	Cassiterite and wolframite disseminated

(PSMG)=Porphyritic syenogranite to monzogranite; 2- Muscovite-bearing syenogranite (MvSG); 3-Aplitic alkali feldspar granite (AAFG), siderophyllite-chlorite-muscovite-quartz greisen bodies (SCMQGs).

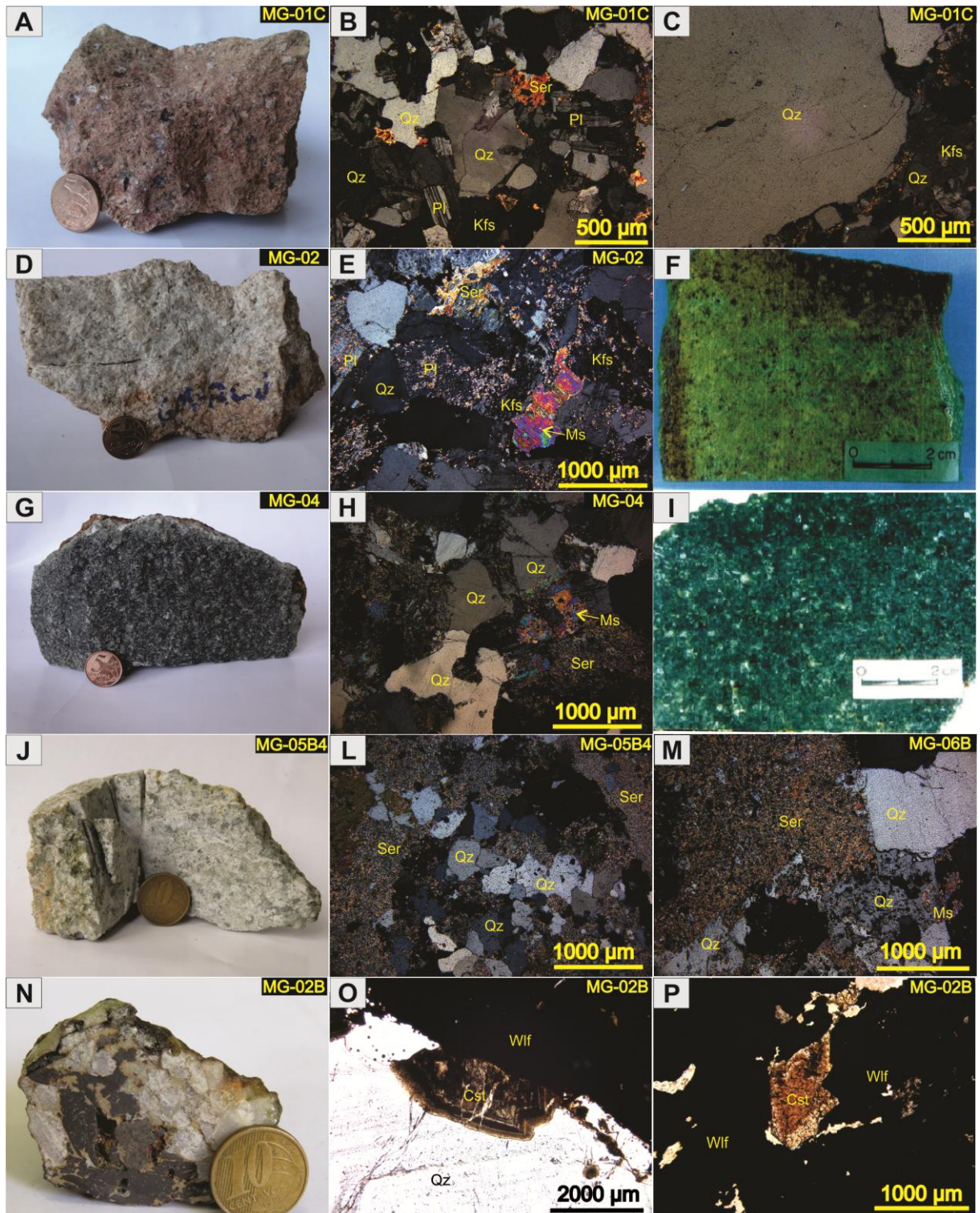


Figure 4- Textural and mineralogical aspects of MG rocks. A, B, C) Porphyritic syenogranite to monzogranite (PSMG) with inequigranular texture (B) and quartz phenocrysts (C). D, E) Muscovite-bearing syenogranite (MvSG) with intense muscovitization and sericitization (E). F) Aplite-alkali-feldspar-granite (AAFG) described by Teixeira (1999). G, H) AAFG variation (G) with intense alteration of albite crystals to sericite and muscovite (H). I) SCMQG described by Teixeira (1999). J, L, M) Greisenized rock (J) showing complete feldspar alteration to sericite (L, M). N) Quartz vein containing wolframite and cassiterite. O) Cassiterite (Cst) partially altered to wolframite (Wif). P) Cassiterite included in a wolframite crystal. O and P parallel polarizer. Acronyms in accordance with Whitney & Evans (2010).

5. METHODOLOGY

Eleven polished sections of the different granitic facies and greisens of the MG were used. The CL images were obtained using a LEO-ZEISS 1430 scanning electron microscope, with a Gatan MonoCL 3 system, under the following conditions: electron beam current = 90 μ A, constant acceleration voltage = 10 KV and working distance = 13 mm. The polished sections were coated 30s with a thin gold film. Quantitative chemical analyses and chemical mapping by wavelength dispersive spectroscopy (WDS) were performed using a JEOL JXA-8230 electron microprobe fitted with 5 WDS spectrometers. The operating conditions are presented in Table 2. The following elements, standards and analyzer crystals were used for quartz: Al – orthoclase – TAP, Si – SiO₂ – PETJ, Ti – TiO₂ – LIFH; and for cassiterite: Nb – Nb – TAP, Ta – Ta – TAP, Sn – cassiterite – PETJ, Si – SiO₂ – PETJ, Fe – Fe₃O₄ – LIF, Mn – rhodonite – LIF, Ti – TiO₂ – PETH, Mo – Mo – PETH, W – W – PETH. All the samples analyzed were previously submitted to carbon-coated.

Table 2- Operating conditions of the electron microprobe (EMP). QNT= quantitative analysis; MAP= mapping.

	Quartz QNT	Cassiterite QNT	Cassiterite MAP
Voltage (kV)	20	15	15
Beam current (nA)	80	20	20
Beam diameter (μ m)	1	5	1
Matrix correction method	Phi-Rho-Z (Armstrong)	ZAF	-
Peak counting time (s)	Si: 10 / Al: 800 / Ti: 800	Sn: 10 / Si, Fe, Mn, Ti, Mo, W: 60 / Nb: 80	-
Background counting time (s)	Si: 5 / Al: 400 / Ti: 400	Sn: 5 / Si, Fe, Mn, Ti, Mo, W: 30 / Nb: 40	-
Dwell time (msec)	-	-	25
Pixels by area (px)	-	-	1550 x 1250
Pixel size (μ m)	-	-	0.86 x 0.86

6. RESULTS

6.1 MORPHOLOGICAL-TEXTURAL VARIATION OF QUARTZ

Based on the morphological and textural aspects analyzed by CL, five types of quartz were identified in the MG rocks and associated greisens:

- Qz1: of magmatic origin and considered the earlier type, it is present in all the facies and is less frequent in mineralized greisen. Occurs as luminescent anhedral to subrounded crystals (light grey) with different degrees of fracturing, as well as fine to medium-grained crystals dispersed in the matrix.

- Qz2: exhibits low luminescence (dark grey) and is later than Qz1; present all the facies, but less frequent in the mineralized greisens. Generally occurs as discontinuous irregular spots or filling the fractures and veins that crosscut Qz1, suggesting intense substitution (Figures 5B, C and D);
- Qz3: Black with no luminescence. Occurs in practically all the facies filling the fractures that crosscut Qz1 and Qz2 (Figures 5C, D). Qz2 and Qz3 originating from the interaction between hydrothermal fluids and magmatic Qz1 (cf. Rusk & Reed 2002; Larsen *et al.* 2009; Lamarão *et al.* 2013, 2014; Sotero *et al.* 2015).
- Qz4: Present in the most evolved and intensely altered rocks, greisen bodies and veins or interstitial cavities, generally associated with cassiterite crystals. It forms medium-grained euhedral to subhedral crystals, with little fractionation, well-defined light to dark zoning and variable thickness (Figures 5E, F, G, H).
- Qz5: Crosscuts Qz4 and forms irregular patches (Figure 5F, G, H), generally associated with wolframite or wolframite + cassiterite in quartz veins. The luminescent anhedral crystals are medium to coarse-grained with little fractionation, reflecting the absence or weak presence of CL activators (Figure 5I).

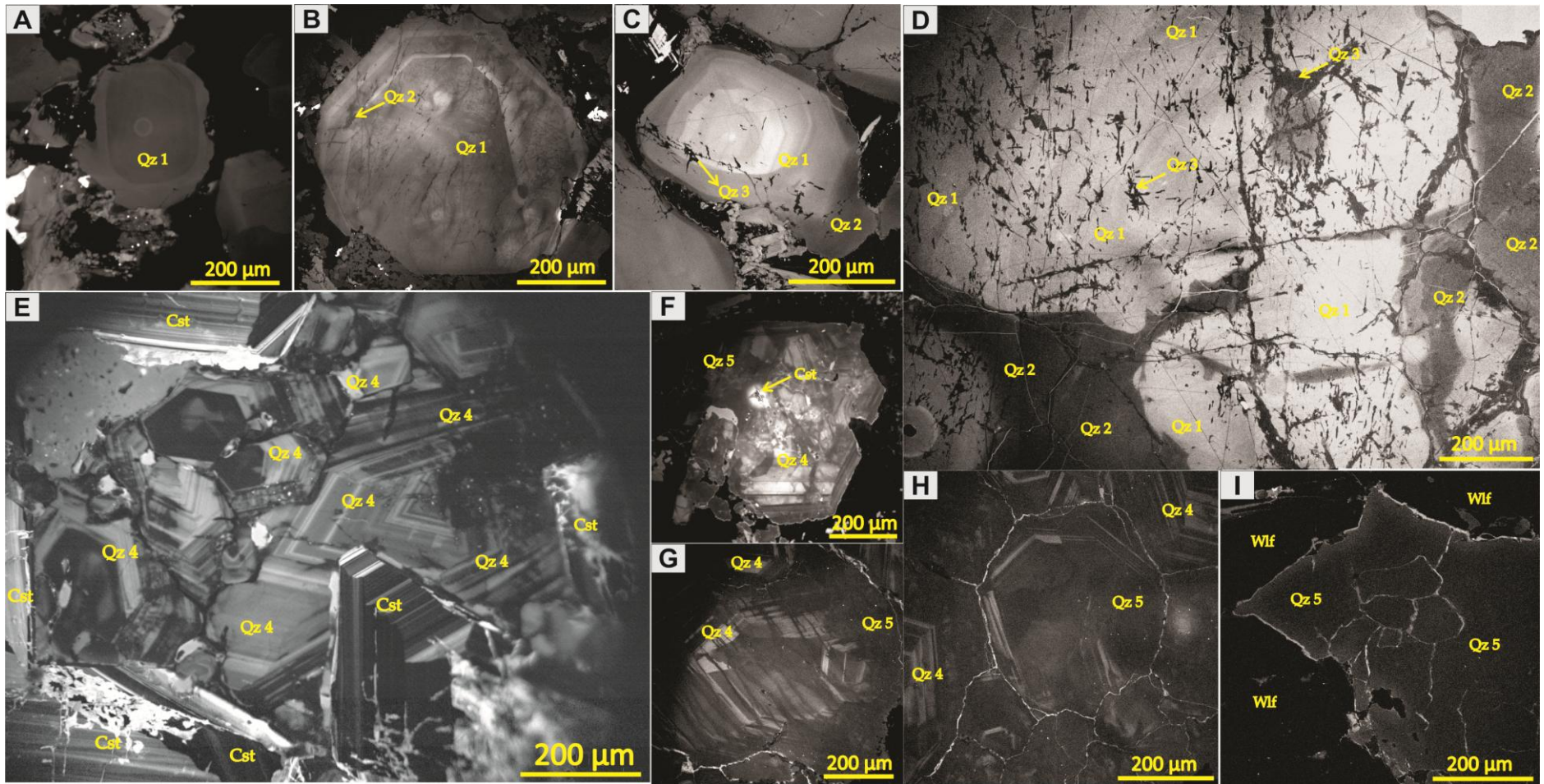


Figure 5- SEM-CL images showing the quartz types and their morphological and textural evolution in the MG. A) magmatic quartz (Qz1) with weak zoning. B) Zoned Qz1 with small spots of Qz2. C) Zoned and luminescent Qz1 reabsorbed by Qz2 and crosscut by Qz3. D) Luminescent Qz1 crosscut by dark grey Qz2; Black Qz3 crosscutting Qz1 and Qz2. E) Hydrothermal euhedral Qz4, with well-defined dark grey zoning associated with cassiterite (Cst). F) Cassiterite associated with Qz4 and Qz5. G, H) Qz5 crosscutting Qz4 (G) or occurring on it as spots. I) Qz5 homogeneous with low luminescence, generally associated with wolframite (Wlf) or wolframite + cassiterite.

6.2 COMPOSITIONAL VARIATION OF QUARTZ CRYSTALS

A total of 146 EMP analyses were performed on quartz crystals from the PSMG, AAFG, greisenized rocks and mineralized veins of the MG (Table 3). Ti, Al, K and Fe were analyzed; however, K and Fe levels were very low and therefore disregarded.

Quartz crystals from less the evolved (PSMG) AAFG and and greisenized rocks (GR) showed higher average Ti and lower Al concentrations when compared to those from greisenized rocks mineralized in cassiterite (GRSn). On the other hand, quartz crystals from veins mineralized in wolframite or wolframite + cassiterite (VWSn) exhibited the lowest Ti and Al levels (Figure 6).

In PSMG quartz crystals, Ti and Al content ranged from 10 to 104 ppm and 11 to 149 ppm, respectively, whereas those from AAFG showed respective Ti and Al concentrations between 5 and 87 ppm and 0 and 604 ppm, with two anomalous Al values that exceeded 2000 ppm. The GR quartz crystals displayed slightly lower Ti concentrations (0 – 62 ppm), with Al ranging from 0 and 168 ppm. Typical Ti levels in GRSn were very low, not exceeding 20 ppm, while Al content was above 500 ppm and even surpassed 3700 ppm. The maximum Ti and Al concentrations in VWSn quartz were 7 and 77 ppm, respectively (Table 3).

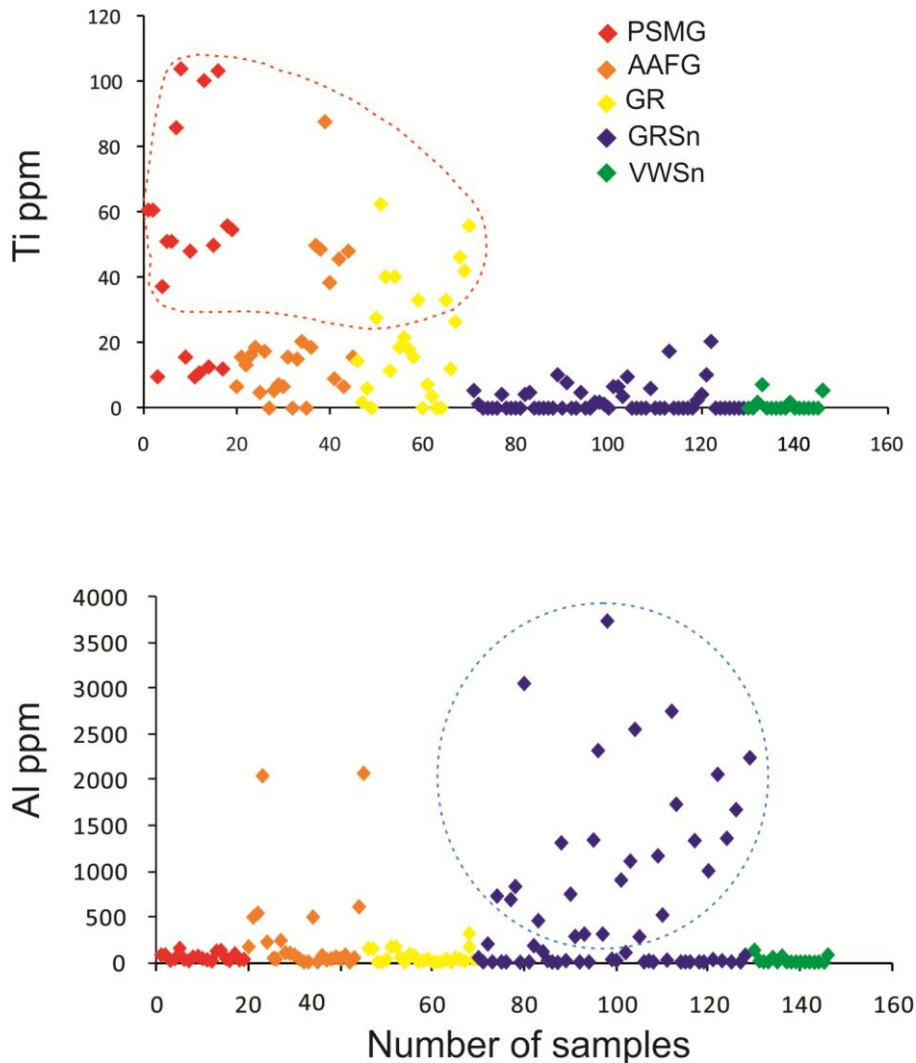


Figure 6- Scatterplot depicting the compositional variation of Ti and Al in quartz crystals from MG rocks. Highlighted are Ti enrichment in quartz from less evolved rocks (red contour) and Al enrichment in quartz from rocks mineralized in cassiterite (blue contour). SMGP – Porphyritic syenogranite to monzogranite. AAFG – Aplite - alkali - feldspar - granite. GR – Greisenized rock. GRSn – Greisenized rock mineralized in cassiterite. VWSn – Veins mineralized in wolframite+cassiterite.

In general, Qz1 showed higher Ti concentrations in relation to other quartz types and varying Al levels, especially in phenocrysts with alternating light and dark zones. There is a clear relationship between luminescent and dark zones with higher Ti and Al concentrations, respectively (Figure 7A). Qz2 displayed fluctuating Al levels (20 to 140 ppm) and a slight decline in Ti content, with a maximum value of 50 ppm (Figure 7B, C). Qz3 is extremely Ti and Al depleted, with values almost always below the limit of detection (Figure 7 C). Al values were elevated and highly variable in Qz4, with very low Al concentrations, although the dark zones were depleted in both these elements, similarly to Qz3 and Qz5 (Figure D). Qz5 was Ti and Al-poor, at times exhibiting slight Al-enrichment, albeit not exceeding 130 ppm (Figure 7 E, F).

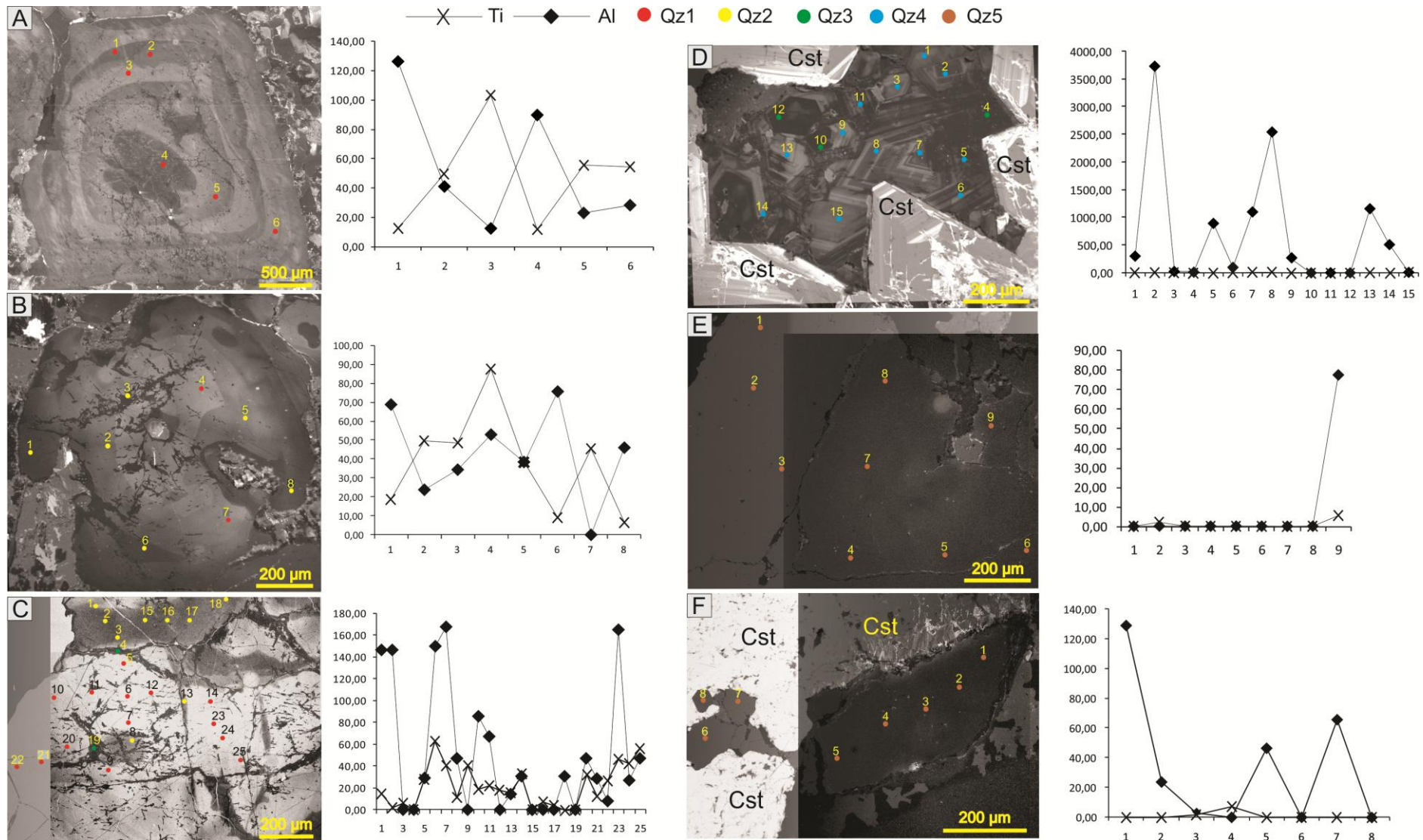


Figure 7- CL images (A and B) and overlapping and backscattered electron (BSE) images (C, D, E and F) showing the relationship between the quartz types and their respective Ti and Al concentrations.

Table 3- Ti and Al concentrations (ppm) in quartz crystals from PSMG (MG-01-C), AAFG (MG-04), GR (MG-05B4), GRSn (MG-SN-03) and VWSn (MG-SN-06).

Amostra	Al ppm	Ti ppm	Amostra	Al ppm	Ti ppm	Amostra	Al ppm	Ti ppm
MG-01-C_1-1	77	61	MG-05-B4_1-6	165	62	MG-SN-03_4-5	897	7
MG-01-C_1-2	77	61	MG-05-B4_1-7	168	40	MG-SN-03_4-6	103	7
MG-01-C_1-3	20	10	MG-05-B4_1-8	47	11	MG-SN-03_4-7	1104	4
MG-01-C_1-4	37	37	MG-05-B4_1-9	nd	40	MG-SN-03_4-8	2547	10
MG-01-C_1-5	149	51	MG-05-B4_1-10	86	19	MG-SN-03_4-9	275	nd
MG-01-C_1-6	29	51	MG-05-B4_1-11	67	22	MG-SN-03_4-10	nd	nd
MG-01-C_2-1	14	86	MG-05-B4_1-12	nd	18	MG-SN-03_4-11	nd	nd
MG-01-C_2-2	46	104	MG-05-B4_1-13	14	16	MG-SN-03_4-12	nd	nd
MG-01-C_2-3	61	16	MG-05-B4_1-14	31	33	MG-SN-03_4-13	1161	6
MG-01-C_2-4	26	48	MG-05-B4_1-15	nd	nd	MG-SN-03_4-14	514	nd
MG-01-C_2-5	24	10	MG-05-B4_1-16	nd	7	MG-SN-03_4-15	20	nd
MG-01-C_2-6	11	11	MG-05-B4_1-17	nd	4	MG-SN-03_5-1	2745	nd
MG-01-C_2-7	118	100	MG-05-B4_1-18	31	nd	MG-SN-03_5-2	1726	17
MG-01-C_3-1	126	13	MG-05-B4_1-19	nd	nd	MG-SN-03_5-3	nd	nd
MG-01-C_3-2	41	50	MG-05-B4_1-20	47	33	MG-SN-03_5-4	nd	nd
MG-01-C_3-3	12	103	MG-05-B4_1-21	29	12	MG-SN-03_5-5	nd	nd
MG-01-C_3-4	89	12	MG-05-B4_1-22	8	26	MG-SN-03_5-6	1329	nd
MG-01-C_3-5	23	56	MG-05-B4_1-23	165	46	MG-SN-03_5-7	nd	nd
MG-01-C_3-6	28	54	MG-05-B4_1-24	27	42	MG-SN-03_5-8	nd	2
MG-04_1-1	166	7	MG-05-B4_1-25	47	56	MG-SN-03_5-9	998	4
MG-04_1-2	491	16	MG-SN-03_1-1	nd	5	MG-SN-03_5-10	27	10
MG-04_1-3	533	13	MG-SN-03_1-2	197	1	MG-SN-03_5-11	2053	20
MG-04_1-4	2037	16	MG-SN-03_1-3	nd	nd	MG-SN-03_5-12	nd	nd
MG-04_1-5	218	19	MG-SN-03_1-4	721	nd	MG-SN-03_5-13	1354	nd
MG-04_2-1	51	5	MG-SN-03_1-5	nd	nd	MG-SN-03_5-14	nd	nd
MG-04_2-2	32	17	MG-SN-03_1-6	nd	nd	MG-SN-03_5-15	1667	nd
MG-04_2-3	234	nd	MG-SN-03_1-7	683	4	MG-SN-03_5-16	nd	nd
MG-04_2-4	102	5	MG-SN-03_1-8	826	nd	MG-SN-03_5-17	73	nd
MG-04_2-5	95	7	MG-SN-03_2-1	nd	nd	MG-SN-03_5-18	2235	nd
MG-04_2-6	74	7	MG-SN-03_2-2	3090	nd	MG-SN-06_1-1	129	nd
MG-04_3-1	35	16	MG-SN-03_2-3	nd	nd	MG-SN-06_1-2	24	nd
MG-04_3-2	nd	nd	MG-SN-03_2-4	178	4	MG-SN-06_1-3	4	2
MG-04_3-3	nd	15	MG-SN-03_2-5	452	5	MG-SN-06_1-4	nd	7
MG-04_3-4	492	20	MG-SN-03_2-6	112	nd	MG-SN-06_1-5	47	nd
MG-04_3-5	nd	nd	MG-SN-03_2-7	16	nd	MG-SN-06_1-6	nd	nd
MG-04_4-1	69	19	MG-SN-03_2-8	nd	nd	MG-SN-06_1-7	66	nd
MG-04_4-2	24	50	MG-SN-03_3-1	nd	nd	MG-SN-06_1-8	nd	nd
MG-04_4-3	34	49	MG-SN-03_3-2	1304	nd	MG-SN-06_2-1	nd	nd
MG-04_4-4	53	87	MG-SN-03_3-3	14	10	MG-SN-06_2-2	nd	2
MG-04_4-5	38	38	MG-SN-03_3-4	743	nd	MG-SN-06_2-3	nd	nd
MG-04_4-6	76	9	MG-SN-03_3-5	279	8	MG-SN-06_2-4	nd	nd
MG-04_4-7	nd	45	MG-SN-03_3-6	nd	nd	MG-SN-06_2-5	nd	nd
MG-04_4-8	46	7	MG-SN-03_3-7	305	nd	MG-SN-06_2-6	nd	nd
MG-04_5-1	604	48	MG-SN-03_3-8	nd	8	MG-SN-06_2-7	nd	nd
MG-04_5-2	2065	16	MG-SN-03_3-9	1335	nd	MG-SN-06_2-8	nd	nd
MG-05-B4_1-1	147	14	MG-SN-03_3-10	2314	nd	MG-SN-06_2-9	77	5
MG-05-B4_1-2	147	2	MG-SN-03_4-1	305	2			
MG-05-B4_1-3	nd	6	MG-SN-03_4-2	3733	2			
MG-05-B4_1-4	nd	nd	MG-SN-03_4-3	29	1			
MG-05-B4_1-5	29	28	MG-SN-03_4-4	16	nd			

SMGP - Porphyritic syenogranite to monzogranite; AAFG=aplitic-alkali-feldspar-granite; GR=Greisenized rock; GRSn=Cassiterite-bearing greisenized rock. VWSn=Cassiterite-bearing quartz vein. nd= not detected.

6.3 TEXTURAL AND COMPOSITIONAL VARIATION OF CASSITERITE

Cassiterite is a common phase in the greisenized rocks and quartz veins studied here. It forms fine to coarse-grained anhedral to subhedral crystals associated with chlorite, muscovite, phengite (Fernandes *et al.* 2006) and siderophyllite (Figure 8) or is typically included in wolframite crystals and quartz veins. Its colours varies from light to dark or reddish brown, often with characteristic interference colors. More developed crystals are common in greisenized rocks, with well-defined concentric zoning. By contrast, cassiterite crystals in veins associated with wolframite are frequently more fragmented, with no zoning.

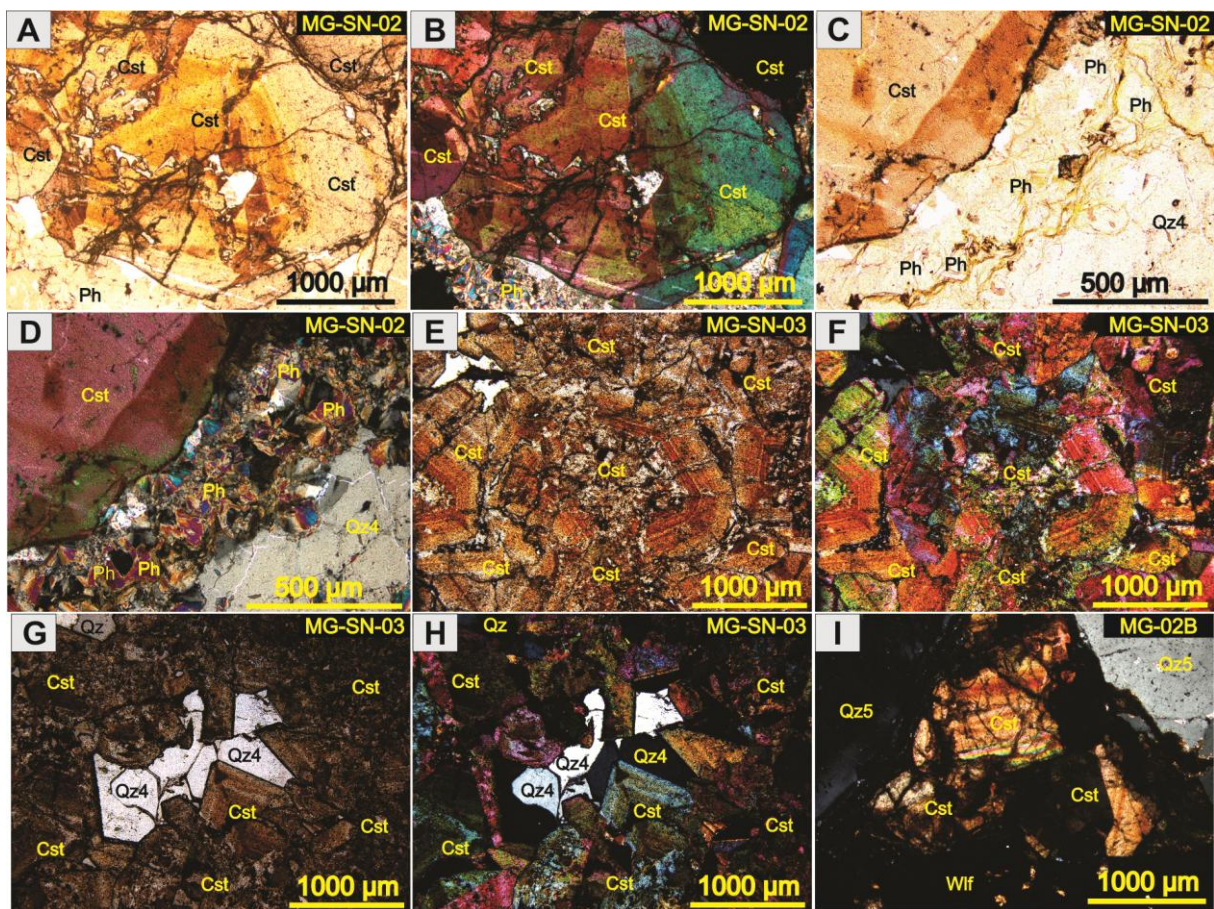


Figure 8- Textural aspects of cassiterite (Cst) under an optical microscope. parallel polarizer- A, C, E and G. Crossed polarizer – B, D, F, H and I. A and B) Light brown, slightly zoned twinned crystals associated with phengite (Ph). C and D- Light brown cassiterite associated with phengite and Qz4. E and F) Dark brown, zoned cassiterite concentrate, with high interference colors. G and H)- Zoned cassiterite concentrates associated with Qz4 in the interstices. I) Fractured and altered cassiterite associated with Qz5 and wolframite (Wlf).

In addition to Sn, levels of Fe, Ti, Nb and W were analyzed in the cassiterite crystals, with no significant variation in mean values, except for Ti, which showed slight enrichment in samples without wolframite. W and Fe enrichment was slightly higher in cassiterite associated with wolframite-bearing quartz veins, and mean Nb levels showed no significant

variation. The mean Sn concentration was around 98.5 %, with the highest values observed in sample GM-SN-02 (average of 99.1%). The Mn, Mo and Ta levels were close to zero (Table 4).

Table 4- Mean values for cassiterite analyses (per sample). Oxides in wt % and elements in atoms per formula unit (apfu), calculated based on 2 oxygen atoms per formula unit. The samples in which wolframite is associated with cassiterite are shown in bold. FeO* = total iron. nd= not detected.

	MG-2-A1	MG-2-B1	MG-2-B2	MG-SN-6	MG-SN-2	MG-SN-3	MG-SN-5
SiO ₂	0,012	0,007	0,017	0,013	0,008	0,006	0,006
SnO ₂	98,447	98,689	99,122	98,189	99,187	98,494	98,695
TiO ₂	0,027	0,070	0,013	0,014	0,080	0,508	0,973
FeO *	0,374	0,596	0,457	0,689	0,367	0,292	0,312
Nb ₂ O ₅	0,100	0,118	0,093	0,102	nd	0,269	nd
WO ₃	0,270	0,421	0,092	0,265	0,019	0,075	0,073
MnO	0,007	0,012	0,010	0,012	0,004	0,003	0,006
MoO ₃	0,001	0,002	0,001	nd	0,002	0,000	nd
Ta ₂ O ₅	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	99,238	99,914	99,805	99,284	99,667	99,647	100,065
Si	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sn	0,991	0,986	0,992	0,988	0,994	0,983	0,978
Ti	0,001	0,001	nd	nd	0,002	0,010	0,018
Fe ²⁺	0,008	0,012	0,010	0,015	0,008	0,006	0,006
Nb	0,001	0,001	0,001	0,001	nd	0,003	nd
W	0,002	0,003	0,001	0,002	nd	nd	nd
Mn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Mo	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	1,003	1,005	1,004	1,006	1,004	1,002	1,003

A comparison of the cassiterite crystal regions analyzed by EMP under parallel polarizer demonstrates that the light brown zones exhibit higher Sn and lower Ti, W and Nb concentrations than the dark brown and orange zones. The dark brown zones and fractures are W-enriched (Figure 9). Compositional maps, also obtained by EMP analysis of zoned cassiterite, indicate that Ti and Fe distribution accompanies zoning in these crystals (Figure 10).

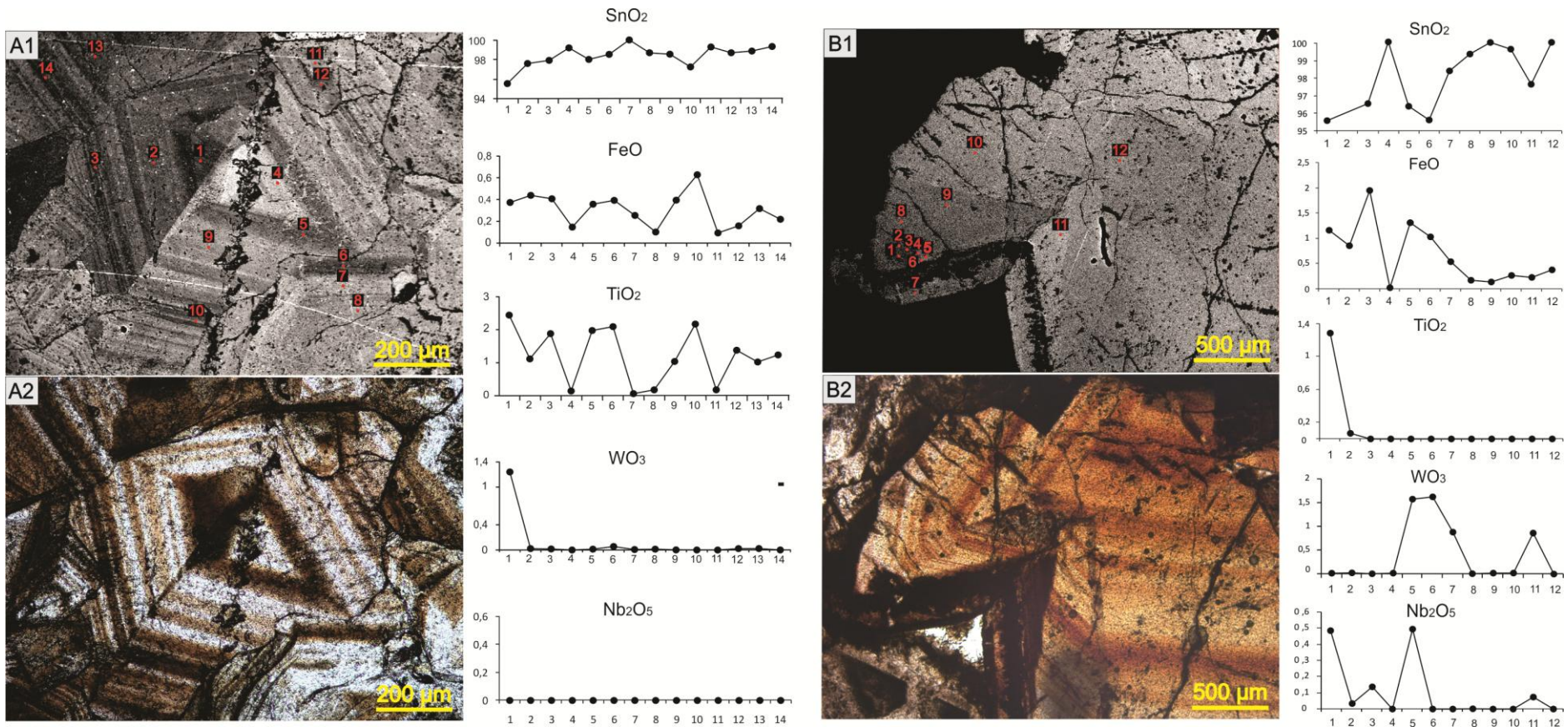


Figure 9- MAP analyses of cassiterite crystals. (A1 and B1) BSE images with their respective parallel polarizer images (A2 and B2), showing the compositional variation of the different zones.

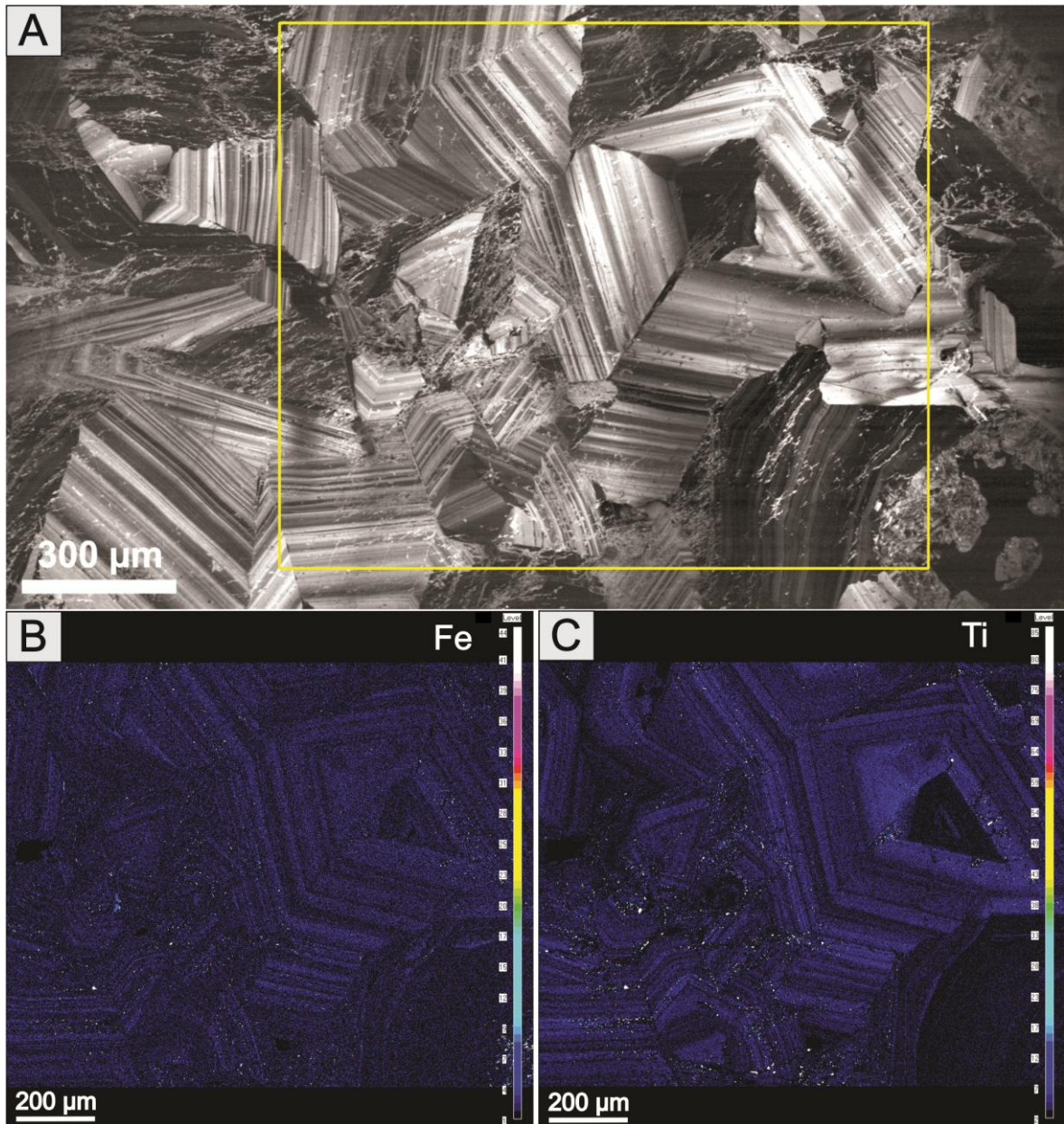


Figure 10- Qualitative compositional map of zoned cassiterite crystals. A) CL image of cassiterite concentrate with the mapped area outlined. B) Compositional map for Fe. C) Compositional map for Ti. The light colored zones are enriched and dark zones are depleted.

7. DISCUSSIONS

7.1 MORPHOLOGICAL-TEXTURAL VARIATION OF QUARTZ

The CL images made it possible to identify 5 different types of quartz in the MG as well as the chronological order of the magmatic-hydrothermal processes involved in its evolution.

At the onset of hydrothermal processes, deuteric fluids percolated through the rocks of the MG, interacting with the magmatic luminescent Qz1 and forming dark grey Qz2,

primarily along the edges of the magmatic crystals (Figure 11, stage 1), changing their chemical composition. This gave rise to the darker colored Qz3, which fills the fractures in Qz1 and, occasionally, Qz2 (Figure 11, stage 2). These alteration, dissolution and recrystallization processes were also described in previous studies (cf. Rusk & Reed 2002; Larsen *et al.* 2009; Lamarão *et al.* 2013, 2014, Sotero *et al.* 2015). Qz4 represents a later alteration and crystallization stage than the other quartz types (Figure 11, stage 3) and is commonly associated with cassiterite mineralization in evolved and hydrothermal rocks and the greisen body. The Qz4 crystals are predominantly euhedral to subhedral, with the well-defined light to dark-colored zoning typical of hydrothermal origins (cf. Rusk & Reed 2002; Rusk *et al.* 2008; Lamarão *et al.* 2013, 2014; Sotero *et al.* 2015; Breiter *et al.* 2017). Qz5 represents the last hydrothermal event, formed by the continuous percolation of fluids that crosscut and consumed Qz4 (Figure 11, stage 4). It is homogeneous with largely dark coloring and present in veins mineralized in wolframite, which may contain a small amount of cassiterite. Additionally, the constant presence of cassiterite inclusions in the wolframite and partial cassiterite alteration to wolframite (see Figures 4O, P) suggest that wolframite is younger than cassiterite and that Qz 5, the wolframite host, is therefore the youngest quartz type.

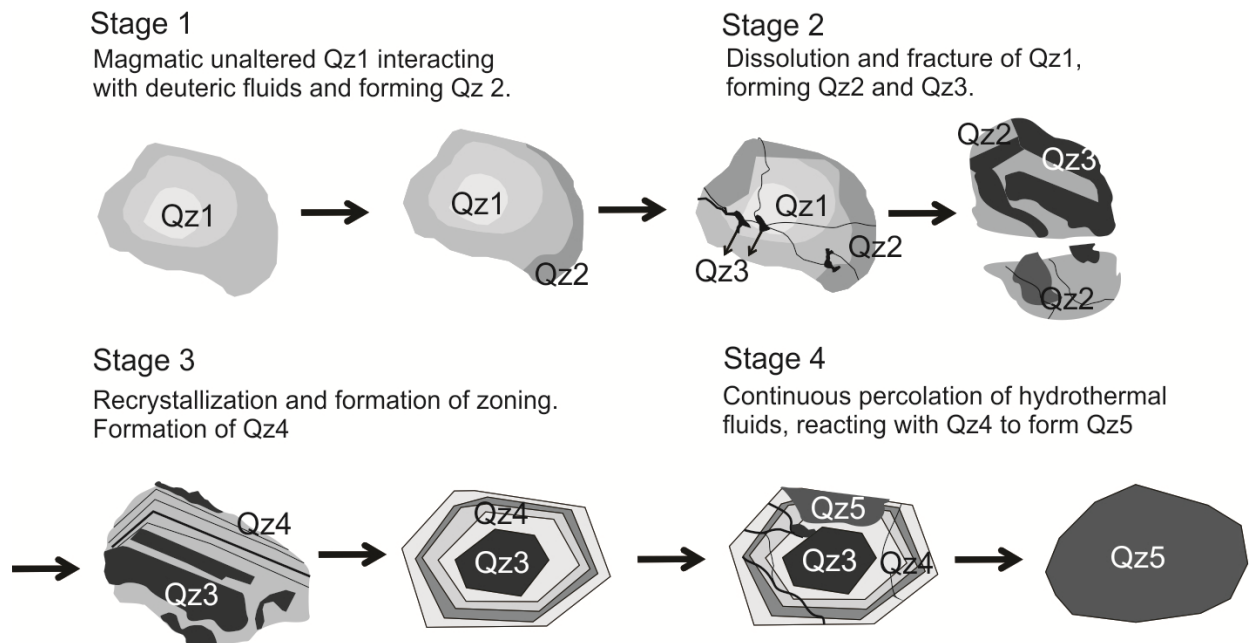


Figure 11- Schematic diagram of quartz evolution in CL images. Stage 1 – Magmatic luminescent Qz1 reacts with hydrothermal fluids and forms darker Qz2, which typically occurs along the edges of Qz1. Stage 2 – Dissolution and fracture of Qz1, with the fractures filled by dark-colored Qz3 and intense formation of Qz2 and Qz3. Stage 3 – Continued hydrothermal alteration, recrystallization and formation of zoned Qz4 crystals. Stage 4 – Continuous percolation of hydrothermal fluids, reacting with and consuming Qz4 to form dark grey Qz5.

7.2 VARIATION IN Ti AND Al CONCENTRATIONS

The difference in Ti and Al concentrations in the quartz types reflects the petrogenetic and hydrothermal processes involved in their formation. Several studies (Rusk *et al.* 2006, 2008; Larsen *et al.* 2009; Breiter *et al.* 2017) have shown that the intensity of quartz luminescence is directly related to its Ti concentration and crystallization temperature. Quartz formed at high temperatures tend to be Ti-enriched and display greater luminescence, whereas low-temperature quartz tends to be Ti-depleted and less luminescent. In the MG samples, the highest Ti levels (10 to 104 ppm) were found in Qz1 (magmatic) from PSMG, formed at higher temperatures. At low temperatures, and based on the action of hydrothermal fluids, Qz1 becomes Ti-depleted and replaced by low-temperature Qz2, Qz3, Qz4 and Qz5. The Al content varied from 11 to 149 ppm for PSMG quartz and 0 to 604 ppm for AAFG, with two analyses providing values > 2000 ppm (Table 2). In greisen mineralized in cassiterite, quartz crystals showed significant Al enrichment, with some values > 3000 ppm, where Ti was < 20 ppm (Table 2). The lowest Al and Ti concentrations were recorded in quartz veins containing wolframite (Table 3).

Breiter *et al.* (2013) studied magmatic quartz crystals from Variscan granites with different geochemical signatures and found that quartz from the highly fractionated and mineralized A- and S-type granites were Al-rich and Ti-poor in relation to quartz from other granite types. Quartz Al concentrations increased as a function of water and fluorine levels (Breiter *et al.* 2013), and were also governed by the aluminum saturation index of the magma. As such, Al remains constant during the crystallization of metaluminous magma and increases under peraluminous conditions (Jacamon & Larsen 2009).

The Ti and Al concentrations in magmatic quartz from the MG reflect their availability in intraplate parental magma with considerable crustal contributions (Teixeira *et al.* 2005). The Al and Ti values in zoned quartz and quartz mineralized in cassiterite from the MG are consistent with those described by Rusk *et al.* (2008) in low-temperature hydrothermal deposits (100° to 300° C), where Al levels were high and Ti below the limit of detection. According to Rusk *et al.* (2008), the Al content of hydrothermal quartz reflects its solubility in hydrothermal fluids, which is highly dependent on pH, and fluctuation can result in sulfide mineralization. The Al and Ti concentrations in typically hydrothermal Qz4 from the MG is also similar to those reported in quartz crystals from vesicles in the greisens and veins of the Cinovec deposit (Czech Republic), which show significant Al enrichment and low Ti levels (Breiter *et al.* 2017).

Variations in Al content seem to be more complex in the MG, since Qz4 is Al-rich while Qz3 and Qz5 are depleted in this element. The compositional similarities between Qz3 and Qz5 suggest they may have been formed by chemically similar hydrothermal fluids.

7.3 COMPOSITIONAL VARIATION OF CASSITERITE

The Sn, Fe_{total}, Ti, Nb and W concentrations in cassiterite crystals varied according to the color of the zone analyzed.

The values obtained are consistent with those found in zoned cassiterite from other deposits (Costi *et al.* 2000; Souza & Botelho 2009), where lighter zones are more Sn-enriched. As reported by Möller *et al.* (1988), Neiva (1996), and Murciego *et al.* (1997), the entry of Fe, Ti, Nb and W into the cassiterite structure can be summarized by the following equations: $2\text{Sn}^{4+} + \text{O}^{2-} \leftrightarrow \text{Ti}^{4+} + \text{Fe}^{3+} + \text{OH}^-$ e $3(\text{Sn}, \text{Ti})^{4+} \leftrightarrow 2(\text{Nb}, \text{Ta})^{5+} + \text{Fe}^{2+}$, where the coupled substitution of Sn by Fe and Ti, and Sn and Ti by Nb and Ta occurs. In turn, W may participate in Sn and Fe substitution, forming molecular wolframite represented by the equation $2(\text{Sn}, \text{Ti})^{4+} \leftrightarrow \text{W}^{6+} + \text{Fe}^{2+}$. The low Mn levels found in MG samples may also have entered the cassiterite structure along with Fe.

Happala (1997) and Costi *et al.* (2000) demonstrated the relationship between Nb₂O₅, Ta₂O₅, FeO and TiO₂ concentrations and cassiterite formation, indicating that magmatic or high-temperature cassiterite is rich in Nb₂O₅ + Ta₂O₅ and FeO, whereas low-temperature hydrothermal cassiterite is TiO₂ enriched.

Souza & Botelho (2009) studied the chemical composition and oxygen isotopes of cassiterite and wolframites from greisens of the Bom Futuro Sn deposit (Rondônia state, Brazil). The results indicated that cassiterite contained Sn, Nb, Ta, Fe, Ti and W; the isotopic data demonstrated that both cassiterite and wolframite precipitated in magmatic hydrothermal fluid at 420 to 460 °C.

The Sn+Ti+W – Nb – Fe+Mn diagram (Figure 12) shows the varying concentrations in MG cassiterite. Cassiterite in the quartz veins and greisens of the MG showed fluctuating Ti, W and Fe levels, with low Nb content and Ta values below the limit of detection, suggesting that a magmatic origin is unlikely. Moreover, the slight Ti and W enrichment and association of cassiterite with both Qz4 and Qz5 indicates that the origin of the material is probably hydrothermal.

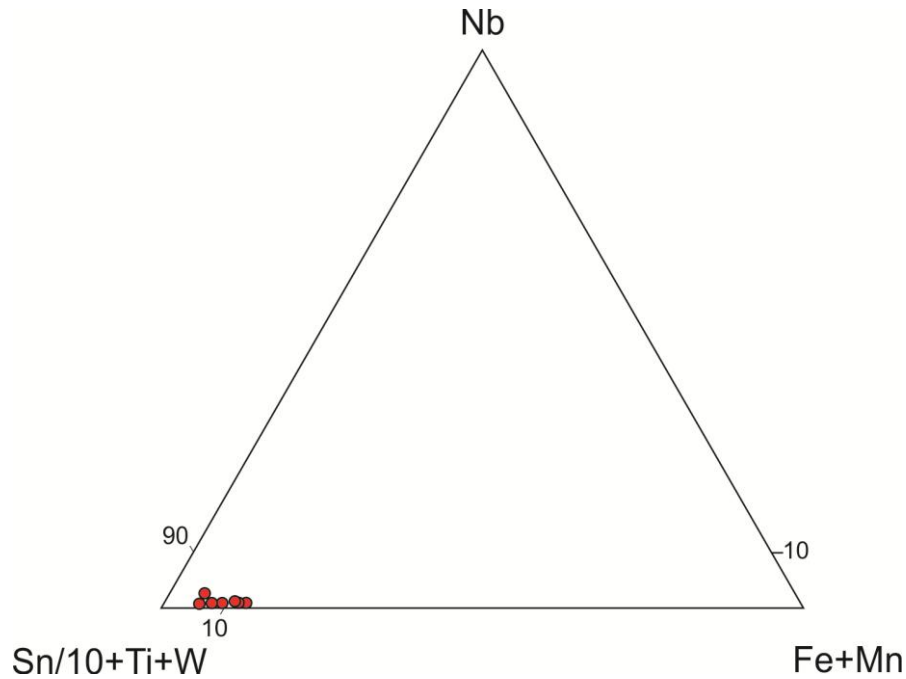


Figure 12- Composition of MG cassiterites in terms of Sn/10+Ti+W, Nb and Fe+Mn (apfu), calculated using the values from Table 3.

8. CONCLUSIONS

The rocks comprising the MG are the result of interaction between the original granite and volatile-rich residual fluids, responsible for late to post-magmatic alterations of different intensities. Morphological and compositional analyses demonstrated that quartz is an excellent marker of the magmatic evolution and alteration caused by the hydrothermal process at play in the MG, where one magmatic (Qz1) and four hydrothermal quartzes (Qz2, Qz3, Qz4 and Qz5) were identified.

The highest Ti concentrations were observed in Qz1, particularly in less evolved rocks. As the alteration processes intensified, transforming Qz1 into the other quartz types, Ti levels declined to below the limit of detection in Qz3, Qz4 and Qz5. Al concentrations varied in the oldest quartz types (Qz1 and Qz2), with the lowest values found in Qz3 and Qz5 and considerable enrichment in Qz4, present in the interstices of cassiterite concentrates in greisenized rocks.

The CL images indicate that tin mineralization occurs in the most evolved and hydrothermally altered rocks, such as greisenized rocks and quartz veins, where cassiterite is associated with Qz4 or Qz5 + wolframite. The images of Qz5 suggest the presence of a mineralizing hydrothermal event in wolframite after the event that gave rise to the cassiterite, predominantly associated with Qz4.

In addition to Sn, cassiterites exhibited lower Fe, Ti, W, and Nb concentrations and trace amounts of Mn; Ta was below the limit of detection. Fe, Nb, Ti and W levels were higher in the dark zones, whereas Sn content was highest in the lightest parts of the crystals. The dark areas of internal zoning in the most developed crystals were Fe and Ti-enriched, whereas the light areas were depleted in these elements, with inversely proportional Sn values. These elements (Fe, Nb, Ti and W) replaced Sn and entered the cassiterite structure through coupled substitutions.

Cassiterites associated with Qz5 often occur as inclusions in wolframite crystals or partially replaced by them, reinforcing the hypothesis that wolframite precipitation likely occurred through later hydrothermal processes than those that formed cassiterite.

9. ACKNOWLEDGMENTS

The authors are grateful to the reviewers and regional editor for their comments and suggestions, the National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for the master's scholarship awarded to the first author and the PQ-2 CNL research grant (Process 305701/2014-2) for the second author, the UFPA Geosciences Institute, and the Granitoid Petrology Research Group (GPPG). This study is a contribution to the MCTI/CNPQ/Universal Research Project (Process 458941/2014-0) and the Amazônia Geosciences Institute-GEOCIAM (INCT-CNPq/MCT/FAPESPA-Proc. 573733/2008-2)

REFERÊNCIAS

- Abreu F.A.M, & Ramos C.R. 1974. Estanho do Sul do Pará. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 28, Porto Alegre, Anais, **5**:11-23.
- Almeida F.F.M, Hasui Y, De Brito Neves B.B, Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Sciencies. Review*. **17**:1-29.
- Almeida J.A.C, Dall’Agnol R, Oliveira D.C. 2006. Geologia petrografia e geoquímica do Granito anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**:282-295.
- Almeida J.A.C, Dall’Agnol R, Oliveira M.A, Macambira M.J.B, Pimentel, M.M, Rämö, O.T, Guimarães, F.V, Leite, A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **120**:211-221.
- Almeida J.A.C, Dall’Agnol R, Leite A. A. S. 2013. Geochemistry and zircongchronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **42**:103-126.
- Althoff F.J, Barbey P, Boullier A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, **104**:187-206.
- Breiter K. & Müller A. 2009. Evolution of rare-metal granitic magmas documented by quartz chemistry. *European Journal of Mineralogy*, **21**:335-346.
- Breiter K, Ackerman L, Svojtka M, Müller A. 2013. Behavior of trace elements in quartz from plutons of different geochemical signature: A case study from the Bohemian Massif, Czech Republic. *Lithos*, **175-176**:54-67.
- Breiter K, Ďurišová J, Dosbaba M. 2017. Quartz chemistry – A step to understanding magmatic-hydrothermal processes in ore-bearing granites: Cínovec/Zinnwald Sn-W-Li deposit, Central Europe. *Ore Geology Reviews*, **90**: 25-35.
- Costi H.T., Horbe A.M.C., Borges R.M.K, Dall’Agnol R, Rossi A, Sighnolfi G. 2000. Mineral chemistry of cassiterites from Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. **30**(4): 775-782.
- CPRM/DNPM. 1997. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB-22-Y-B. Estado do Pará. Brasília. 344p.
- Dall’Agnol R, Teixeira N.P, Magalhães M.S. 1993. Diagnostic features of the Tin-specialized anorogenic granites of the Eastern Amazonian Region. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, **65**(1):33-50.
- Dall’Agnol R, Teixeira N.P, Ramo O.T, Moura C.A.V. Macambira M.J.B, Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, **80**:101-129.

- Dall'Agnol R, Oliveira M. A, Almeida J.A.C, Althoff F.J, Leite A.A.S, Oliveira D.C, Barros C.E.M. 2006. Arquean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian Craton. In: *Symposium on Magmatism, Crustal evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton*. Belém, PRONEX-UFFPA/SBG-NO, p 97-150.
- D'Lemos R.S, Kearsley A.T, Pembroke J.W, Watt G.R, Wright P. 1997. Complex quartz growth histories in granite revealed by scanning cathodoluminescence techniques. *Geological Magazine*, **134**:549-552.
- Fernandes, C.M.D, Teixeira, N.P, Borges, R.M.K, Bettencourt J.S. 2006. Química mineral da muscovita de rochas graníticas e greisens da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*. **36**: 26-33.
- Guimarães F.G.V, Dall'agnol R, Oliveira M.A, Almeida J.A.C. 2010. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do Trondhjemitó Mogno e Tonalito Mariázinha, Terreno Granito-Greenstone mesoarqueano de Rio Maria, SE do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **40**(2):196-211.
- Happala I. 1997. Magmatic and postmagmatic processes in tin-mineralized granites: topaz-bearing leucogranite in the Eurajoki Rapakivi Granite stock, Finland. *Journal of Petrology*. **12**:1645-1659.
- Jacamon F. & Larsen R.B. 2009. Trace element evolution of quartz in the charnockitic Kleivan granite, SW-Norway: The Ge/Ti ratio of quartz as an index of igneous differentiation. *Lithos*, **107**:281-291.
- Juliani C. & Fernandes C.M.D. 2010. Well-preserved late paleoproterozoic volcanic centers in the São Felix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **191**(3-4):167-79.
- Lamarão C.N, Pinho S.C.C, Junior A.L.P, Toro M.A.G. 2012. Mineralogy and geochemistry of the Paleoproterozoic, tin-mineralized Bom Jardim Granite of the Velho Guilherme Suite, eastern Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Science*, **38**:159-173.
- Lamarão C.N, Rocha K.K.N, Marques G.T, Borges R.M.K. 2013. Quartzó e zircão como marcadores da evolução magmático hidrotermal do Granito Antônio Vicente, Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Carajás. *Revista do Instituto de Geociências –USP, São Paulo*, **13**(2):4-68.
- Lamarão C.N, Silva J.S, Borges R.M.K, Dall'Agnol R. 2014. Morphological and compositional variations of zircon and their metallogenetic implications: the example of the Jamon, Serra dos Carajás and Velho Guilherme suites, Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology*, **44**(1):105-120.
- Larsen R.B, Jacamon F, Kronz A. 2009. Trace element chemistry and textures of quartz during the magmatic hydrothermal transition of Oslo Rift granites. *Mineralogical Magazine*, **37**(4):691-707.
- Leite A.A.S, Dall'Agnol R, Macambira M.J.B, Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*. **34**:447-458.

- Macambira M.J.B. & Lancelot J. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **38** (12):1134-1142.
- Möller P, Dulski P, Szacki W, Malow G, Riedel E. 1988. Substitution of tin in cassiterite by tantalum, niobium, tungsten, iron and manganese. *Geochimica et Cosmochimic Acta*, **52**:1497-1503.
- Müller A, Seltaman R, Behr H.J. 2000. Application of cathodoluminescence to magmatic quartz in a tin granite-case study from the Schellerhau granite Complex, Eastern Erzgebirge, Germany. *Mineralium Deposita*, **35**:169-18.
- Müller A, René M, Behr H.J, Kronz A. 2003. Trace elements and cathodoluminescence in igneous quartz in topaz granites from the Hub Stock (Slavkovský Les Mts., Czech republic). *Mineralogy and Petrology*, **79**:167-191.
- Müller A, Breiter K, Seltmann R, Pécskay Z. 2005. Quartz and feldspar zoning in the eastern Erzgebirge volcano-plutonic complex (Germany, Czech Republic): evidence of multiple magma mixing. *Lithos*, **80**:201-227.
- Murciego A, Sanchez A.G, Dusauso Y, Pozas J.M.M, Ruck R. 1997. Geochemistry and EPR of cassiterites from the Iberian Hercynian Massif. *Mineralogical Magazine*, **61**:357-365.
- Neiva A.M.R. 1996. Geochemistry of cassiterite and its inclusions and exsolution products from tin and tungsten deposits in Portugal. *Canadian Mineralogist*, **34**:745-768.
- Oliveira M.A, Dall'Agnol R, Althoff F.J, Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:146-160.
- Oliveira D.C, Santos P.J.L, Gabriel E.O, Rodrigues D.S, Faresin A.C, Silva M.L.T, Sousa S.D, Santos R.V, Silva A.C, Souza M.C, Santos R.D, Macambira M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, Belém (PA), CD-rom.
- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos granito greenstone de Rio Maria, Pará. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38. Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos. Camboriú, SBG, p. 390-391.
- Rusk B.G. & Reed M.H. 2002. Scanning electron microscope - cathodoluminescence analysis of quartz reveals complex growth histories in veins from the Butte porphyry copper deposit, Montana. *Geology*, **30**(8):727-730.
- Rusk B.G, Reed M.H, Dilles J.H, Kenti A.J.R. 2006. Intensity of quartz cathodoluminescence and trace-element content in quartz from the porphyry copper deposit at Butte, Montana. *American Mineralogist*, **91**:1300-1312.
- Rusk B.G, Lowers H.A, Reed M.H. 2008. Trace elements in hydrothermal quartz: Relationships to cathodoluminescent textures and insights into vein formation. *Geology*, **36**(7):547-550.

- Santos J.O.S. 2003. Geotectonica dos escudos da Guiana e Brasil Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, il. p.169-226
- Sotero A. M, Lamarão C.N, Marques G.T, Rodrigues P.R.S. 2015. Quartzo magmático e hidrotermal do depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Pará: petrografia, microscopia eletrônica de varredura-catodoluminescência e implicações metalogenéticas. *Brazilian Journal of Geology*, **45**(4):591-607.
- Souza V.S. & Botelho N.F. 2009. Composição química e isótopos de oxigênio em cassiterita e wolframita nos greisens do albita granito Palanqueta, depósito de estanho de Bom Futuro (RO). *Revista Brasileira de Geociência*, **39** (4):695-704
- Souza Z.S, Dall’Agnol R, Oliveira C.G, Huhn S.R.B. 1997. Geochemistry and petrogenesis of metavolcanic rocks from Archean greenstone belts: Rio Maria region (Southeast Pará, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **27**:169-180.
- Souza Z.S, Potrel H, Lafon J.M, Althoff F.J, Pimentel, M.M, Dall’Agnol, R, Oliveira, C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes of the Identidade belt, na archaean Greenstone belt of the Rio Maria region (Carajas Province, Brazil): implications for the archaean geodynamic evolution of the Amazonian craton. *Precambrian research*, **109**:293-315.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.* **12**:1-33.
- Teixeira N.P. & Dall’Agnol R. (1991). Geologia e petrografia do maciço granítico Antônio Vicente, região de São Félix do Xingu/PA. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra*, **3**:45-73
- Teixeira N.P. 1999. *Contribuição ao estudo das rochas granitoides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará*. Instituto de Geociências, USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 508p.
- Teixeira N.P, Bettencourt J.S, Moura C.A.V, Dall’Agnol R, Macambira E.M.B. 2002a. Archean crustal sources for paleoproterozoic tin granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, **119**(1-4):2257-2275.
- Teixeira N.P, Bettencourt J.S, Dall’Agnol R, Moura C.A.V, Fernandes C.M.D, Pinho S.C.C. 2005. Geoquímica dos granitos paleoproterozóicos da Suíte Granítica Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**: 217-226.
- Vasquez M. L, Rosa-Costa L.T, Silva C.M.G, Ricci P.S.F, Barbosa J.P.O, Klein E. L, Lopes E.C.S, Macambira E.M.B, Chaves C.L, Carvalho J.M.A, Oliveira J.G. F, Anjos G.C, Silva H.R. 2008. Unidades Litoestratigráficas. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará*. Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Organizadores: Vasquez, M. L. & Rosa-Costa, L. T. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- Vasyukova O.V, Kamenetsky V.S, Goemann K, Davidson P. 2013. Diversity of primary CL textures in quartz from porphyry environments: implication for origin of quartz eyes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **166**:1253-1268.

Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95**:185-187.

Wiebe R.A, Wark D.A, Hawkins D.P. 2007. Insights from quartz cathodoluminescence zoning into crystallization of the Vinalhaven granite, coastal Maine. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **154**:439-453.

CAPÍTULO 3 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Granito Mocambo é representado por um plúton principal de aproximadamente 7 km² e três satélites menores, intrusivos em rochas metassedimentares e metavulcânica máficas do Grupo São Félix e em rochas andesíticas da Formação Sobreiro. Apresentam composições sienograníticas a monzograníticas com alcali feldspato-granitos subordinados. Três fácies petrográficas foram identificadas: 1- Sienogranito a monzogranito porfirítico (SMGP); 2- Sienogranito com muscovita (SGMv); 3- Aplito-álcali feldspato-granito (AAFG), além de um Siderofilita-clorita-muscovita-quartzo *greisen* (SCMQGs) e rochas greisenizadas associadas.

As rochas que compõem o GM resultam da interação do granito original com fluidos residuais ricos em voláteis, responsáveis por alterações tardi a pós-magmáticas em diferentes intensidades. O estudo morfológico e composicional do quartzo mostrou que este mineral foi um excelente marcador da evolução magmática e das alterações decorrentes dos processos hidrotermais que atuaram no GM, no qual foi possível distinguir uma geração de quartzo magmático (Qz1) e quatro tipos hidrotermais (Qz2, Qz3, Qz4 e Qz5).

A partir dos resultados foi possível concluir que os cristais de quartzo das rochas menos evoluídas (SMGP), representados pela predominância do Qz1, apresentaram maiores concentrações de Ti e, a medida em que os processos de alterações se intensificaram e transformaram o Qz1 nos demais tipos, as concentrações de Ti se empobreceram até ficarem abaixo do limite de detecção no Qz3, Qz4 e Qz5. As concentrações de Al variaram nos tipos mais precoces (Qz1 e Qz2), apresentaram as mais baixas concentrações no Qz3 e Qz5 e se enriquecem fortemente no Qz4, presente em intrerstícios de concentrados de cassiterita de rochas greisenizadas.

As imagens de CL indicaram que a mineralização estanífera está presente nas rochas mais evoluídas e alteradas hidrotermalmente, onde a cassiterita está associada ao Qz4 ou Qz5 + wolframita. O Qz5 sugere um possível evento hidrotermal mineralizante de wolframita posterior ao que deu origem à cassiterita associada ao Qz4. Essa interpretação é devido a sua relação textural com o Qz4, ocorrendo muitas vezes como manchas ou intersectando este. As cassiteritas apresentaram concentrações de Sn, Fe, Ti, W, Nb e traços de Mn, enquanto o Ta ficou abaixo do limite de detecção. As concentrações de Fe, Nb, Ti e W são mais elevadas nas zonas escuras e o Sn apresenta uma maior concentração nas partes mais claras dos cristais. Os zonamentos internos apresentaram enriquecimento principalmente de Fe e Ti nas zonas escuras e empobrecimento destes nas zonas claras, com valores inversamente proporcionais

para o Sn. Tais elementos (Fe, Nb, Ti e W) substituem o Sn e entram na estrutura da cassiterita através de substituições acopladas.

As cassiteritas associadas ao Qz5 ocorrem, muitas vezes, como inclusões em cristais de wolframitas, reforçando a hipótese de que a precipitação da wolframita provavelmente ocorreu a partir de processos hidrotermais posteriores aos que originaram a cassiterita. Apesar das evidências observadas neste estudo, seria interessante a realização de estudos futuros envolvendo isótopos de oxigênio e inclusões fuidas, os quais poderiam complementar as informações que foram apresentadas no presente trabalho.

REFERÊNCIAS

- Abreu F.A.M. & Ramos C.R. 1974. Estanho do Sul do Pará. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 28, Porto Alegre, *Anais...*, v. 5, p.11-23.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. de., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.* **17**:1-29.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Oliveira D.C. 2006. Geologia petrografia e geoquímica do Granito anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**:282-295.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **120** : 211-221.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Leite A. A. S. 2013. Geochemistry and zircongchronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **42**:103-126.
- Althoff F.J., Barbey P., Boullier A.M. 2000. 2.8–3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, **104**:187-206.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação da Serra dos Carajás. *In: SBG, Congresso Latinoamericano de Geologia*, 7, Belém, *Anais...*, v.1, p. 324-338.
- Araújo O.J.B. & Maia R. G. N. 1991. *Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A*. Relatório Final. CPRM, Rio de Janeiro, 136p.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Scheller T., Araújo O.J.B., Macambira E.M.B. 1994. Geocronologia Pb-Pb por evaporação de zircões e Rb-Sr em rocha total do Granito Seringa, Província Mineral de Carajás. *In: 38º SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. Boletim de Resumos*, v.2, p. 387-388.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Jr F. C., Macambira E. M. B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29** (4): 453-460.
- Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Krimski R., Macambira M.J.B. 2001. Pb-Pb and zircon ages of Archean syntectonic granites of the Carajás metallogenic province, Northern Brazil. *In: Servicio Nacional de Geologia Y Minería, Simpósio Sudamericano de Geologia Isotópica*, 3, *Resumos Expandidos*, Pucon, Chile, 1 CD-ROM.
- Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Macambira M. J. B., Barbey P., Boullier A. M. 2009. Structure, petrology, geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the Synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type Granites from the Carajás Metallogenic Province, Northern Brazil. *Canadian Mineralogist*, **47**:1423-1440.

- Barbosa J.P.O. 2004. *Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitoides da região do Igarapé Gelado, Norte da Província Mineral de Carajás*. MS Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 96p.
- Bettencourt J.S., Dall'Agnol R. 1987. The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. *In: Intern. Symp. Granites and Assoc. Mineraliz., Salvador, Excursion Guides*, p.49-87.
- Breiter K. & Müller A. 2009. Evolution of rare-metal granitic magmas documented by quartz chemistry. *European Journal of Mineralogy*, **21**:335-346.
- Breiter K., Ackerman L., Svojtka M., Müller A. 2013. Behavior of trace elements in quartz from plutons of different geochemical signature: a case study from the Bohemian Massif, Czech Republic. *Lithos*, **175-176**: 54-67.
- Breiter K., Ďurišová J., Dosbaba M. 2017. Quartz chemistry – a step to understanding magmatic-hydrothermal processes in ore-bearing granites: Cínovec/Zinnwald Sn-W-Li deposit, Central Europe. *Ore Geology Reviews*, **90**: 25-35
- Carvalho T.A. 2017. *Petrografia geoquímica e suscetibilidade magnética do Granito Gradaús, Província Carajas, SE do Pará*. DS Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, xi, 61p.
- Cordeiro A.C. & Saueressig R. 1980. Serra das Andorinhas: Geologia e Principais ocorrências de Ouro. *In: 31º SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, Resumos...*, Boletim 2, p.344.
- Costa J.B.S., Araújo O.J.B, Jorge João X. S., Maia R., Macambira E. M. B., Vale A. G., Santos A., Pena Filho J.I.C., Neves A. P. 1994. Panorama tectono-estrutural da região sudeste do Estado do Pará. *In: 4º SBG, Simpósio Geologia da Amazônia, Resumos*, Belém, p.314-317.
- CPRM/DNPM. 1997. *São Felix do Xingu. Folha SB-22-Y-B. Estado do Pará*. Brasília, DF, 344p. (Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil).
- Dall'Agnol R., Vieira E.A.P., Sá C.A.S., Medeiros H., Gastal M.C.P., Teixeira N.P. 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitoides da porção sul da Amazônia Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**:11-23.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Magalhães M.S. 1993. Diagnostic features of the Tin-specialized anorogenic granites of the Eastern Amazonian region. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, **65**(1): 33-50.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Magalhães M.S. 1994. The anorogenic leucogranites of the eastern Amazonian region: an example of tin-mineralized granites of the rapakivi series. *In: Anortosites, Rapakivi Granites and Related Rocks, International Geological Correlation Programme, Joint meeting IGCP Nos 290 and 315, Program and Abstracts*. McGill University, Montreal, p.2.

Dall'Agnol R., Souza Z.S., Althoff F.J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge João X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador. *Excursion Guide*....Salvador: ISGAM, 1997. p.135-161.

Dall'Agnol R., Costi H.T., Leite A.A.S., Magalhães M.S., Teixeira N.P., 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, **95**:9-39.

Dall'Agnol R., Rämö O.T., Magalhães M.S., Macambira M.J.B., 1999b. Petrology of the anorogenic, oxidized Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, **46**:431-462.

Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Ramo O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic Rapakivi A-Type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, **80**:101-129.

Dall'Agnol R., Oliveira M. A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian Craton. In: *Symposium on Magmatism, Crustal evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton*. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, p 97-150.

Dall'Agnol R. & Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**(3-4):215-233.

Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E. O, Feio G.R.L., Lamarão C.N, Althoff F. J., Santos P. A., Teixeira M. F. B., Silva A. C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás – Pará. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 13, Belém (PA), 1 CD-rom.

DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais, Anexo aos anais, CVRD, Belém, p.11-59.

Eby G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**(7):641-644.

Feio G.R.L. & Dall'Agnol R. 2012. Geochemistry and petrogenesis of the Mesoarchean granites from the Canaã dos Carajás area, Carajás Province, Brazil: Implications for the origin of Archean granites. *Lithos*, **154**:33-52.

Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Gomes A. C. B., Sardinha A.S., Oliveira D.C., Santos R.D., Santos P.A. 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian Craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, **151**:57-73.

Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E. L., Macambira M. J. B., Santos J.O.S., Althoff F.J. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: implication for crustal evolution of the Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **227**:157-185.

Gabriel E.O. & Oliveira D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais* **9**(3):533- 564.

Gabriel E.O., Oliveira D.C., Galarza M.A., Santos M.S. 2015. Geocronologia e aspectos estruturais dos sanukitoides Mesoarqueanos da área de Água Azul do Norte: Implicações para a história evolutiva da porção sul do Domínio Carajás. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 14, Marabá (PA), 1 CD-rom.

Goldstein E. 1907: *Über das Auftreten roten Phosphoreszenzlichtes an Geissler'schen Röhren: Bericht der Deutschen Physikalischen Gesellschaft*, 598-605.

Gomes A.C.B. 2003. *Geologia, Petrografia e Geoquímica dos Granitoides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará*. Dissertação (Mestrado), Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 160p.

Guimarães F.V. 2009. *Geologia, Petrografia e Geoquímica do Trondhjemito Mogno e rochas arqueanas associadas, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria - SE do Pará*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 102 p.

Guimarães F.G.V., Dall'agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C. 2010. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do Trondhjemito Mogno e Tonalito Mariazinha, Terreno Granito-Greenstone mesoarqueano de Rio Maria, SE do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **40**(2): 196-211.

Huhn S.B., Macambira M.J.B., Dall'Agnol, R. 1999. Geologia e Geocronologia Pb/Pb do granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás – PA. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6. Manaus, Anais, SBG. (1). p. 463-466.

Jacamon F. & Larsen R B. Larsen*. 2009. Trace element evolution of quartz in the charnockitic Kleivan granite, SW-Norway: The Ge/Ti ratio of quartz as an index of igneous differentiation. *Lithos*, **107**:281-291.

Jorge João X.S., Neves A.P., Leal J.W.L. 1982. Ouro da Serra Pelada: aspectos da geologia e garimpage. In: SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1, Anais, Belém, v.2, p.52-62.

Jorge João X.S. & Araújo J.B. 1992. Magmatismo granítico sin-cisalhamento Itacaiúnas no SW do Estado do Pará. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, Resumos expandidos, São Paulo, v.2, p.36-38.

Juliani C. & Fernandes C.M.D. 2010. Well-preserved late paleoproterozoic volcanic centers in the São Felix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **191**(3-4):167-79.

- Lafon J.M., Pereira E.D., Macambira E.M.B., Vale A.G., Barradas J.A.S. 1991. Geocronologia Rb-Sr da região de São Felix do Xingu. Resultados preliminares. In: SBG, *Sympósio de Geologia da Amazônia*, 3, Belém, Anais, 1:21-35.
- Lafon J.M., Rodrigues E., Macambira E.M.B., Pereira E.D. 1995. Magmatisme anarogénique du Protérozoïque Inférieur dans la région de São Felix do Xingu-Tucumã (Amazonie Orientale, Brésil). *Nouvelles données géochronologiques. C.R. Acad. Sci. Paris*, **320**:937-944.
- Lamarão C.N., Pinho S.C.C., Junior A.L.P., Toro M.A.G. 2012. Mineralogy and geochemistry of the Paleoproterozoic, tin-mineralized Bom Jardim Granite of the Velho Guilherme Suite, eastern Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Science*, **38**:159-173.
- Lamarão C.N., Rocha K.K.N., Marques G.T., Borges R.M.K. 2013. Quartzo e zircão como marcadores da evolução magmático hidrotermal do Granito Antônio Vicente, Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Carajás. *Revista do Instituto de Geociências –USP*, São Paulo, **13**(2):4-68.
- Lamarão C.N., Silva J.S., Borges R.M.K., Dall’Agnol R. 2014. Morphological and compositional variations of zircon and their metallogenetic implications: the example of the Jamon, Serra dos Carajás and Velho Guilherme suites, Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology*, **44**(1):105-120.
- Larsen R.B., Jacamon F., Kronz A. 2009. Trace element chemistry and textures of quartz during the magmatic hydrothermal transition of Oslo Rift granites. *Mineralogical Magazine*, **37**(4):691-707.
- Leite A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. Tese de Doutorado. Programa de Pós- Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 130p.
- Leite A.A.S., Dall’Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*. **34**:447-458.
- Lima P.H.A., Lamarão C.N., Santos M.J.P. 2014. Petrografia, geoquímica e suscetibilidade magnética do granito Paleoproterozoico São João, sudeste do Cráton Amazônico, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, **9**(1):47-72.
- Loiselle M.C. & Wones D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society American Abstract Program*, 11, 468.
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará*, DNPM/CPRM, Brasília, 384p.
- Macambira M.J.B. 1992. *Chronologie U/Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans l’Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajas*, Brésil. Montpellier, Université Montpellier II-France. (Tese de Doutorado), 212 p.
- Macambira M.J.B. & LAFON J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi*, (7): 263-288.

- Macambira M.J.B. & Lancelot J. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **38** (12):1134-1142.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindemayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**:329-354
- Marshall D.J. 1988. *Cathodoluminescence of geological materials*. Winchester/Mass: Allen and Unwin.
- Medeiros Filho C.A. & Meireles E.M. 1985. Dados preliminares sobre a ocorrência de cromita na área de Luanga. In: SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2, Atas, Belém, v.3, p.1488-1499.
- Medeiros H., Gastal M.C.P., Dall'Agnol R., Souza Z.S. 1987. *Geology of the Rio Maria area (Eastern Amazonian region – Brazil): an example of Archean granite-greenstone terrane intruded by anorogenic granites of Middle Proterozoic age*. In: IUGS-Unesco, *Final Meeting of 204- IGCP Project, Carajás, Extended Abstract*, pp.97-109.
- Meireles E.M., Hirata W.K., Amaral A.F., Medeiros Filho C.A., Gato W.C. 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Pará. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Anais, Rio de Janeiro, v.5, p.2164-2174.
- Melo G.H.C., Monteiro L.V.S., Xavier R. P., Santiago E.B.S. 2014. Geocronologia UPb e uma nova perspectiva sobre a evolução do depósito IOCG de classe mundial Salobo, Província Carajás, Brasil. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 47, Anais... Salvador, SBG. CDrom.
- Melo L.M.C. 2017. *Estudo de cristais de zircão do granito Rio Xingu, Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Carajás, por MEV-EDS e suas implicações metalogenéticas*. Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. Trabalho de curso, 56 p.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C. R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita* **46**:789-811.
- Müller A. 2000. Cathodoluminescence and characterisation of defect structures in quartz with applications to the study of granitic rocks. Ph.D. Thesis, University Göttingen, 230 pp.
- Müller A., Seltaman., R, Behr H.J. 2000. Application of cathodoluminescence to magmatic quartz in a tin granite-case study from the Schellerhau granite Complex, Eastern Erzgebirge, Germany. *Mineralium Deposita*, **35**:169-18.
- Müller A., René M., Behr H.J., Kronz A. 2003. Trace elements and cathodoluminescence in igneous quartz in topaz granites from the Hub Stock (Slavkovský Les Mts., Czech republic). *Mineralogy and Petrology*, **79**:167-191.
- Müller A., Breiter K., Seltmann R., Pécskay Z. 2005. *Quartz and feldspar zoning in the eastern Erzgebirge volcano-plutonic complex (Germany, Czech Republic): evidence of multiple magma mixing*. *Lithos*, **80**:201-227.

- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. Redescrição e redefinição. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**:177-197.
- Oliveira D.C. 2001. *Geologia, geoquímica e petrologia magnética do Granito Paleoproterozóico Redenção, SE do Cráton Amazônico*. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 207p.
- Oliveira D.C. 2006. *Modelos de evolução e colocação dos granitos Paleoproterozoicos da suíte Jamon, SE do cráton Amazônico*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, UFPA, 179p.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:146-160.
- Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, Belém (PA), 1 CD-rom.
- Pagel M., Barbin V., Blanc P, and Ohmenstetter D. 2000, *Cathodoluminescence in geosciences*: New York, Springer, 514 p.
- Paiva Júnior A.L., Lamarão C.N., Lima P.H.A. 2011. Geologia, petrografia e geoquímica do batólito Seringa, Província Carajás, SSE do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **41**(2):185-202.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., TINDLEA G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**(4):956-983.
- Pimentel M. & Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology*, **20**(4):375-379.
- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos granito greenstone de Rio Maria, Pará. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38. Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos. Camboriú, SBG, p. 390-391.
- Pinheiro R.V.L. 1997. *Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike-Slip System, Amazon, Brazil*. Tese -University of Durham, Durham, Inglaterra, 408p.
- Pinho S.C.C. 2005. *Petrografia e Geocronologia da Borda ENE do Granito Serra da Queimada e da borda SE do Granito Bom Jardim, Província Estanífera do Sul do Pará*. Centro de Geociências. UFPA- Belém. TCC. 41 p.
- Remond G. 1977. *Applications of cathodoluminescence in mineralogy*. J. Luminescence, **15/2**: 121-155.
- Remond G., Cesbron F., Chapoulie R., Ohnenstetter D., Rouques-Carmes C., Schvoerer M. 1992. *Cathodoluminescence applied to the microcharacterization of mineral materials: a present status in experimentation and interpretation*. Scanning Microsc., **6/1**: 23-69.

- Ricci P.S.F. & Carvalho M. A. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deep-seated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. *In: RBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, Boletim de Resumos Expandidos, Belém, CDrom.
- Rodrigues E., Lafon J.M., Scheller T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: Primeiros resultados. *SBG. Congresso Brasileiro de Geologia*, 32, São Paulo, Anais, vol 1, p. 183-184.
- Rodrigues D.S., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2014. Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Mesoarqueano Boa Sorte, município de Água Azul do Norte, Pará – Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 9(3):597-633.
- Rusk B.G. & Reed M.H. 2002. Scanning electron microscope - cathodoluminescence analysis of quartz reveals complex growth histories in veins from the Butte porphyry copper deposit, Montana. *Geology*, 30(8):727-730.
- Rusk B.G., Reed M.H., Dilles J.H., Kenti A.J.R. 2006. Intensity of quartz cathodoluminescence and trace-element content in quartz from the porphyry copper deposit at Butte, Montana. *American Mineralogist*, 91:1300-1312.
- Rusk B.G., Lowers H.A., Reed M.H. 2008. Trace elements in hydrothermal quartz: Relationships to cathodoluminescent textures and insights into vein formation. *The Geological Society of America*, 36(7):547-550.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3:453-488.
- Santos M.J.P., Lamarão C.N., Lima P.H.A., Galarza M.A., Mesquita J.C.L. 2013. Granitoides arqueanos da região de Água Azul do Norte, Província Carajás, sudeste do estado do Pará: petrografia, geoquímica e geocronologia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, 8(3): 325-354.
- Santos M.S., Oliveira D.C., Gabriel E.O. 2014. Geologia, petrografia e aspectos estruturais dos granitoides arqueanos da porção noroeste de Água Azul do Norte (PA) – Província Carajás. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 47, Anais... Salvador, SBG. CDrom.
- Santos P.A., Feio G.R.L., Dall’Agnol R., Costi H.T., Lamarão C.N., Galarza M.A. 2013. Petrography, magnetic susceptibility and geochemistry of the Rio Branco Granite, Carajas Province, southeast of Pará, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1):2-15.
- Santos P.A., Teixeira M.F.B., Dall’Agnol R., Guimarães A.V. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, 8(3):257-290.
- Santos P.J.L. 2014. *Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucograníticas e TTG arqueanos da área de Nova Canadá (PA) – Domínio Carajás*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 123p.

Santos R.D., Galarza M.A., Oliveira D.C. 2012. Caracterização Geoquímica, Geocronológica e Isotópica do Diopsídio-Norito Pium - Província Carajás, *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 46, Santos-SP, CDrom.

Sardinha A.S. 2002. *Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 118p.

Sardinha A.S., Dall'Agnol R., Gomes A.C.B., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 42, cd rom.

Silva A.C., Dall'Agnol R., Guimarães F.V., Oliveira D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica de Associações Tonalíticas e Trondhjemíticas Arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 9(1):13-46.

Silva A.C., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Individualização e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu, região de Vila Jussara, município de Água Azul do Norte - PA, Província Mineral de Carajás. *In: CBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, CDrom.

Silva G.C., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. *Geologia das Folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins*. Belém, DNPM, v.4, p.1 143.

Smith J.V. & Stenstrom R.C. 1965. Electron-excited luminescence as a petrologic tool. *Journal of Geology*, 73:627-635.

Sotero A. M., Lamarão C.N., Marques G.T., Rodrigues P.R.S. 2015. Quartzo magmático e hidrotermal do depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Pará: petrografia, microscopia eletrônica de varredura-catodoluminescência e implicações metalogenéticas. *Brazilian Journal of Geology*, 45(4): 591-607.

Sousa S.D., Monteiro L.V.S., Oliveira D.C., Juliani C., Delinardo M.A.S., Moreto C.P. N. 2014. O *Greenstone Belt* Sapucaia, Província Carajás: Evidências de platôs oceânicos vinculados a plumas mantélicas. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 47, Anais... Salvador, SBG. 1 CDrom.

Souza Z.S., Dall'Agnol R., Oliveira C.G., Huhn S.R.B. 1997. Geochemistry and petrogenesis of metavolcanic rocks from Archean greenstone belts: Rio Maria region (Southeast Pará, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 27:169-180.

Souza Z.S., Potrel H., Lafon J.M., Althoff F.J, Pimentel, M.M, Dall'Agnol R, Oliveira C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes of the Identidade belt, na archaean Greenstone belt of the Rio Maria region (Carajas Province, Brazil): implications for the archaean geodynamic evolution of the Amazonian craton. *Precambrian research*, 109:293-315.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes*, 22:174-182.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. *Evolução tectônica do Cráton Amazônico*. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. de (Org.). *Geologia do continente sul americano: evolução da obra de F.F.M. de Almeida*. Beca, São Paulo, p. 471–486.

Teixeira N.P. & Andrade W.L.G. 1992. Caracterização Petrográfica dos stocks graníticos Benedita e Ubim/Sul. Região de São Felix do Xingu/ PA. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências da Terra*, **4**:3-33.

Teixeira N.P. 1999. *Contribuição ao estudo das rochas granitoides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará*. Instituto de Geociências, USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 508p.

Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Moura C.A.V., Dall’Agnol R., Macambira E.M.B. 2002a. Archean crustal sources for paleoproterozoic tin granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, **119**(1-4):2257-2275.

Teixeira N.P., Bello R.M.S., Bettencourt J.S. 2002b. Inclusões fluidas do maciço Antônio Vicente, Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(1):135-146.

Teixeira N.P., Bettencourt, J.S., Dall’Agnol R., Moura C.A.V., Fernandes C.M.D., Pinho S.C.C. 2005. Geoquímica dos granitos paleoproterozóicos da Suíte Granítica Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**: 217-226.

Vasquez M. L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Ricci P.S.F., Barbosa J.P.O., Klein E. L., Lopes E.C.S., Macambira E.M.B., Chaves C.L., Carvalho J.M.A., Oliveira J.G. F, Anjos G.C., Silva H.R. 2008. Unidades Litoestratigráficas. In: Vasquez M. L. & Rosa-Costa L. T. (Org.). *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará*. Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém, CPRM.

Vasyukova O.V., Kamenetsky V.S., Goemann K., Davidson P. 2013. Diversity of primary CL textures in quartz from porphyry environments: implication for origin of quartz eyes. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **166**:1253-1268.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **95**:407-419.