Catodoluminescência em cristais de quartzo: implicações petrológicas e metalogenéticas

Cathodoluminescence on quartz crystals: petrologic and metallogenetic implications

Claudio Nery Lamarão[1], Régis Munhoz Krás Borges[1], Gisele Tavares Marques[1]

[1]Universidade Federal do Pará. Belém, Pará, Brasil

Resumo: A microscopia eletrônica de varredura e a catodoluminescência permitem identificar padrões texturais primários e secundários em cristais de quartzo, não identificáveis em microscopia convencional, que possibilitam distinguir diferentes gerações do mineral, mudanças composicionais e processos de alteração. Este trabalho aborda os aspectos morfológicos e texturais de cristais de quartzo de rochas vulcânicas da Província Aurífera do Tapajós, de granitos e greisens das Províncias Estaníferas do Sul do Pará e de Pitinga (Amazonas), e de veios hidrotermais no Grupo Serra Grande, estado do Piauí. Nessas rochas, relacionadas a diferentes ambientes geológicos, foram identificadas feições primárias, como a relativa homogeneidade dos cristais, indícios de reabsorção, crescimentos impedidos, núcleos reliquiares, entre outras. Além destas, os zoneamentos composicionais em cristais euédricos, vênulas nos interstícios dos grãos, fraturas seladas e feições de corrosão marcam o estágio hidrotermal. As características morfológicas e texturais observadas permitem reconstituir a cronologia entre diferentes eventos de alteração hidrotermal e mineralização associada, além de estabelecer as relações entre plútons de uma mesma unidade magmática.

Palavras-chave: Catodoluminescência. Quartzo. Morfologia. Texturas. Alteração hidrotermal.

Abstract: The scanning electron microscopy and cathodoluminescence allow identifying primary and secondary textural patterns in crystals of quartz, not recognizable in conventional microscopy, which allow distinguishing different generations of the mineral, compositional change and alteration processes. This paper discusses the morphological and textural aspects of quartz crystals from volcanic rocks of the Tapajós Gold Province, of the granites and greisens of the tin provinces of South Pará and Pitinga (Amazonas), and hydrothermal veins of Serra Grande Group, state of Piauí. In these rocks, related to different geological environments, primary features were identified, such as the relative homogeneity of the crystals, features of resorption, growth impediment, and relict cores, among others. Besides these, the compositional zoning in euhedral crystals, veinlets in the interstices of the grains, sealed fractures and corrosion features mark the hydrothermal stage. The morphological and textural characteristics observed allow reconstituting the chronology of events between distinct phases of hydrothermal alteration and associated mineralization, besides to establish the relationships between plutons of one same magmatic unit.

Keywords: Cathodoluminescence. Quartz. Morphology. Textures. Hydrothermal alteration.

LAMARÃO, C. N., R. M. K. BORGES & G. T. MARQUES, 2014. Catodoluminescência em cristais de quartzo: implicações petrológicas e metalogenéticas. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais** 9(1): 73-91.
Autor para correspondência: Claudio Nery Lamarão. Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. Av. Augusto Corrêa, 1 – Guamá . Belém, PA, Brasil. CEP 66075-110 (lamarao@ufpa.br).
Recebido em 30/04/2013
Aprovado em 07/03/2014
Responsabilidade editorial: Hilton Tulio Costi

INTRODUÇÃO

A catodoluminescência em microscopia eletrônica de varredura (MEV-CL) permite identificar padrões texturais internos de alguns minerais, entre eles o quartzo, por isso essa técnica tem sido amplamente utilizada no estudo morfológico deste mineral. Feições como forma dos grãos, zoneamentos composicionais e alterações, diferentes gerações de cristais e texturas secundárias, impossíveis de ser observadas em microscopia convencional ou até mesmo por imagens de elétrons retroespalhados (ERE) em microscopia eletrônica de varredura, são visualizadas através de MEV-CL. Tais características podem ser empregadas, por exemplo, para discutir a existência de mistura de magmas ou para correlacionar uma mesma unidade geológica ou fácies petrográfica (D'Lemos *et al*., 1997; Müller *et al*., 2000, 2002). De maneira semelhante, esta técnica permite distinguir cristais de quartzo magmático e hidrotermal apenas com base nas características morfológicas do mineral.

Em decorrência de sua elevada resistência, comparada à de outros minerais formadores de rocha mais facilmente alteráveis (por exemplo, feldspatos), o quartzo é capaz de preservar sua assinatura magmática, sobretudo quando se trata de rochas cristalizadas em ambientes epizonais, o que pode ser monitorado através da análise de elementos-traço em sua estrutura (Müller *et al*., 2000; Ruffini *et al*., 2002).

O objetivo deste estudo é caracterizar e comparar os aspectos morfológicos e texturais de cristais de quartzo magmático e hidrotermal pertencentes a diferentes tipos de rocha formados em ambientes geológicos distintos. Assim, foram utilizados cristais de quartzo de riolitos e ignimbritos da Formação Moraes Almeida, Província Aurífera do Tapajós; do granito especializado Bom Jardim, pertencente à Província Estanífera do Sul do Pará; de corpos de greisens estaníferos alojados no Granito Água Boa, Província Pitinga (AM); e de veios constituídos por opala laranja e quartzo hidrotermal, que seccionam rochas sedimentares do Grupo Serra Grande, em Buriti dos Montes (PI).

Os dados apresentados foram obtidos através de imagens de CL e ERE em cristais de quartzo, onde as características morfológicas e texturais permitiram tecer discussões preliminares, porém relevantes, acerca da história de cristalização e/ou alteração hidrotermal dessas rochas.

ESTUDO DE QUARTZO ATRAVÉS DE CATODOLUMINESCÊNCIA

A CL é a radiação emitida por materiais em um comprimento de onda entre 160-2000 nm em decorrência do seu bombardeamento por elétrons. É comandada por fatores físico-químicos, como temperatura, tensão, estrutura intracristalina, microfraturas, além da substituição e consequente incorporação de elementos-traço na estrutura dos minerais, entre os quais Al, Ti, Na, K, Ca, Fe, Ge (Marshall, 1988; Müller *et al*., 2000; Jacamon & Larsen, 2009). Também pode ser utilizada para estabelecer associações paragenéticas de minerais e rochas, através de zoneamentos composicionais, núcleos herdados ou metamíticos, preenchimento de microfraturas por fases minerais tardias, dissolução, feições de alteração, reabsorção, recristalização, entre outros, em decorrência da alta resolução obtida, fornecendo importantes informações sobre a natureza e a evolução dos líquidos a partir dos quais essas fases minerais cristalizaram (D'Lemos *et al*., 1997; Rusk & Reed, 2002; Larsen *et al*., 2009).

Em adição às interpretações das feições texturais de quartzo reveladas pela CL, análises químicas pontuais através de microssonda eletrônica ou *laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry* (LA - ICP - MS) podem detectar baixas concentrações de elementos-traço (geralmente $<$ 200 ppm) na sua estrutura, fornecendo informações quanto aos processos magmáticos e/ou hidrotermais envolvidos na sua formação, como tipos morfológicos de quartzo, mudanças composicionais nas zonas de crescimento e alterações decorrentes de corrosão, dissolução e substituição, complementando, assim, os estudos morfológicos e auxiliando nas interpretações

petrogenéticas (Müller *et al*., 2000; Ruffini *et al*., 2002; Rusk & Reed, 2002; Landtwing & Pettke, 2005; Wiebe *et al*., 2007; Breiter & Müller, 2009; Jacamon & Larsen, 2009; Larsen *et al*., 2009).

LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS GEOLÓGICOS

PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS

Localizada na porção central do cráton amazônico, a Província Aurífera do Tapajós (Faraco *et al*., 1997) representa uma das maiores províncias metalogenéticas do Pará, abrangendo grande área da província paleoproterozoica Ventuari-Tapajós ou Tapajós-Parima (Santos *et al*., 2000) e Amazônia Central, de idade arqueana (Tassinari & Macambira, 2004). Na Província Aurífera do Tapajós dominam rochas plutônicas e vulcânicas com assinaturas geoquímicas cálcio-alcalina e alcalina (Klein & Vasquez, 2000; Santos *et al*., 2000; Lamarão *et al*., 2002, 2005), com as rochas vulcânicas pertencendo ao Grupo Iriri, do Supergrupo Uatumã (Klein & Vasquez, 2000; Santos *et al*., 2000; Fernandes *et al*., 2006, 2011; Juliani & Fernandes, 2010), ou, mais localmente, à Formação Bom Jardim (Almeida *et al*., 2000). Lamarão *et al*. (2002, 2005) caracterizaram duas sequências vulcânicas temporal e geoquimicamente distintas. A mais antiga, denominada de Formação Vila Riozinho, possui afinidade cálcio-alcalina e idades Pb-Pb em zircão em torno de 2,0 Ga; a sequência mais nova, designada de Formação Moraes Almeida, apresenta caráter alcalino e idades próximas de 1,88 Ga. As relações de contato entre ignimbritos e riolitos da Formação Moraes Almeida não são visíveis. Entretanto, dados geológicos, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos sugerem que tais rochas estão relacionadas a um mesmo evento vulcânico (Lamarão *et al*., 2002).

PROVÍNCIA ESTANÍFERA DO SUL DO PARÁ

Vários corpos graníticos e greisens associados mineralizados a Sn, W, Mo, Ta e Nb afloram nos arredores de São Félix do Xingu, região sul-sudeste do estado do Pará. Tais corpos, representados pelos granitos Antônio Vicente, Velho Guilherme, Mocambo, Serra da Queimada, Benedita, Ubim-Norte, Ubim-Sul e Rio Xingu, com idades de cristalização em torno de 1,88 Ga, foram agrupados na Suíte Intrusiva Velho Guilherme (CPRM/DNPM, 1997; Teixeira *et al*., 2002, 2005) e passaram a constituir a chamada Província Estanífera do Sul do Pará. Lamarão *et al*. (2012) estudaram as características petrográficas, geoquímicas e geocronológicas do Granito Bom Jardim (GBJ), que aflora a sul da cidade de São Félix do Xingu, margem direita do Rio Xingu. Este corpo apresenta forma subcircular e idade de cristalização de 1867 ± 1 Ma, obtida por evaporação de Pb em zircão. É intrusivo em rochas vulcânicas intermediárias a félsicas da Formação Sobreiro, Supergrupo Uatumã, e em arenitos da Formação Triunfo (CPRM/DNPM, 1997). O Granito Bom Jardim é mineralizado a Sn-W(± Nb, Ta) e similar aos demais corpos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, podendo, assim, fazer parte daquela importante suíte granítica (Teixeira *et al*., 2002; Lamarão *et al*., 2012).

PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE PITINGA (AMAZONAS)

A Província Estanífera de Pitinga, situada no nordeste do estado do Amazonas, contém os maiores depósitos primários de Sn do Brasil. Ela está inserida na província Tapajós-Parima, próxima ao limite com a província Amazônia Central (Santos *et al*., 2006). A Província Pitinga também possui importantes depósitos de Nb, Ta, F e Y, o que enfatiza a sua importância no cenário mineral brasileiro. As principais rochas hospedeiras dos depósitos estaníferos na mina Pitinga são os granitos Madeira e Água Boa, de idade paleoproterozoica (Costi *et al*., 2000, 2002, 2009). Os corpos mineralizados a cassiterita magmática, criolita, pirocloro, columbita e zircão estão associados à fácies albita-granito do plúton Madeira (Costi *et al*., 2005, 2009; Bastos Neto *et al*., 2005, 2009), enquanto os corpos de minério estanífero hidrotermal hospedados em greisens e epissienitos sódicos ocorrem associados a diferentes fácies do plúton

Água Boa (Costi *et al*., 2002; Borges *et al*., 2003, 2009; Feio *et al*., 2007, 2011).

GRUPO SERRA GRANDE (PIAUÍ)

As ocorrências de opala laranja estão localizadas no município de Buriti dos Montes (Piauí), a aproximadamente 230 km da capital Teresina. Geologicamente, ocorrem em rochas sedimentares do Grupo Serra Grande, onde intrusões de diabásio da Formação Sardinha constituem soleiras e diques. Esse grupo faz parte da sequência Siluriana da Bacia do Parnaíba e corresponde a um ciclo transgressivo-regressivo completo (Góes & Feijó, 1994). O Grupo Serra Grande, de idade Ordoviciana-Siluriana (Caputo & Lima, 1984), é composto por conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos, e se divide nas formações Ipu, Tianguá e Jaicós. As opalas constituem depósitos primários venulares alojados em arenitos e também cimentando brechas na zona de contato da encaixante com o dique, ou na forma de depósito coluvionar e de paleocanal (Gomes & Costa, 2001). Associados às opalas, localmente encontram-se veios de quartzo hialino, citrino, ametista e calcedônia, além de barita (Gomes & Costa, 2001). Cristais de quartzo hialino ocorrem frequentemente como inclusões nas opalas e como pequenas drusas.

ASPECTOS PETROGRÁFICOS DAS ROCHAS ESTUDADAS

Os ignimbritos da Província Aurífera do Tapajós constituem rochas porfiríticas de coloração vermelho-amarronzada ou marrom-escura, fortemente soldadas e oxidadas, contendo fragmentos vítreos (*glass shards*) recristalizados e estirados. Apresentam textura eutaxítica e são ricos em cristais e fragmentos de cristais (quartzo e feldspato alcalino) com aspecto cristaloclástico e feições de reabsorção, além de fragmentos líticos centimétricos dispersos em matriz felsítica microcristalina. Zircão e opacos são os principais acessórios. Sericita, clorita, carbonatos, argilominerais e, raramente, epidoto são os minerais de alteração mais frequentes. Os riolitos são afaníticos maciços, cinza-amarronzados e isentos de deformação. Localmente, a textura porfirítica é definida por microfenocristais subarredondados de quartzo e feldspato alcalino. O quartzo forma cristais (< 0,5 mm) anédricos a subédricos, porém é mais abundante na matriz. Minerais opacos e zircão são os principais acessórios primários. Clorita, carbonatos, argilominerais, sericita e, mais raramente, epidoto são os principais minerais secundários.

Na Província Estanífera do Sul do Pará, o Granito Bom Jardim (GBJ) é formado por sienogranitos e monzogranitos isotrópicos, rosados a avermelhados, com granulação média a grossa, tendo a biotita como principal fase máfica primária. O anfibólio é encontrado localmente nas rochas monzograníticas. Corpos de greisens aparecem associados às zonas apicais do granito. Sienogranitos e greisens mostram ocorrências expressivas de albita, sericita-muscovita, fluorita e topázio, além de cassiterita, wolframita e columbita, provavelmente relacionados à greisenização da cúpula do GBJ (Lamarão *et al*., 2012). A transição entre as fácies, biotita-monzogranito (BMG), biotita-leucomonzogranito (BLMG) e biotita-sienogranito (BSG), é gradual e comandada principalmente por variações nos conteúdos de minerais máficos e nas razões plagioclásio/feldspato alcalino, as quais tendem a diminuir no sentido BMG-BLMG-BSG. Foram estudados por CL cristais de quartzo das três fácies petrográficas do plúton Bom Jardim.

Na Província Estanífera Pitinga, os greisens estão associados a praticamente todas as fácies do plúton Água Boa. Ocorrem interdigitados com granitos greisenizados em zonas rúpteis, formando níveis contínuos e homogêneos com espessura máxima de 5 m (Borges *et al*., 2003; Feio *et al*., 2007). A rocha encaixante dos greisens é um hornblenda-biotita-álcali feldspato-granito médio a grosso, localmente com textura rapakivi. Os cristais de quartzo normalmente são anédricos, com padrão de fraturamento variável e com dimensões entre 1,5 e 6,0 mm. Os greisens de alta temperatura (400-280 °C) são pretos a cinza-claro, de textura granular média e compostos por

quartzo, topázio, siderofilita e esfalerita, acompanhados por quantidades variáveis de cassiterita, pirita, calcopirita, zircão, fluorita, siderita e Nb-anatásio (Borges *et al*., 2003, 2009). A cassiterita ocorre disseminada, em cristais anédricos a subédricos (> 1 mm), marrom-avermelhados a incolores (Borges *et al*., 2009). Os greisens de baixa temperatura (250-120 °C) apresentam coloração verde-acinzentada escura a verde-clara, textura granular média, e são constituídos essencialmente por quartzo, fengita e clorita, com teores subordinados de cassiterita, pirita, galena, esfalerita, zircão, rutilo, berilo e fluorita. A cassiterita ocorre como agregados de cristais anédricos ou subédricos (0,3-0,7 mm), vermelho-escuros a incolores, irregularmente zonados e seguidamente corroídos (Borges *et al*., 2009).

Os arenitos do Grupo Serra Grande, que ocorrem em Buriti dos Montes e arredores, têm arcabouço fechado e são compostos fundamentalmente de quartzo (quartzo-arenitos), além de raros cristais de microclina. Os acessórios são caulinita, zircão, titanita e opacos. Nos arenitos, os grãos de quartzo são subarredondados a subangulosos, predominantemente monocristalinos e, por vezes, policristalinos. Entretanto, os contatos e a granulação dos grãos de quartzo variam gradativamente em relação à proximidade dos veios mineralizados. Os contatos intercristalinos são irregulares e côncavo-convexos nas porções de granulação fina dos arenitos, e tornam-se retilíneos na transição para os veios, onde os cristais de quartzo são euédricos e de dimensões centimétricas. Alguns desses veios são constituídos por opala laranja, outros por quartzo hialino e em outros coexistem as duas variedades minerais, com opala no centro e quartzo na borda do veio. Marques *et al*. (2012) admitem que tais veios foram originados pela precipitação de fluidos hidrotermais.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foi utilizado um total de 33 lâminas polidas, sendo dez da Província Aurífera do Tapajós, cinco da Província Estanífera do Sul do Pará, treze da Província Estanífera de Pitinga e cinco do Grupo Serra Grande. Utilizou-se o MEV LEO-1430 com mono-catodoluminescência Gatan acoplada para obtenção de imagens de CL e elétrons retroespalhados (ERE), pertencente ao Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA). Metalização com ouro = 30 segundos, corrente do feixe de elétrons = 90 μA, voltagem de aceleração = 10 kV e distância de trabalho = 13 mm foram as condições analíticas empregadas.

RESULTADOS

PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS

Ignimbritos

Os cristais de quartzo (Figura 1), predominantemente anédricos e subarredondados, têm baixa intensidade de luminescência e mostram um denso sistema de fraturas cicatrizadas por quartzo tardio, o que os torna imperceptíveis em imagens por ERE (Figuras 1E-1H). Manchas cinza-escuro, irregulares e pouco luminescentes se desenvolvem sobre os cristais de quartzo, indicando a formação de uma nova geração do mineral (Figuras 1A, 1D). Quartzo neocristalizado pode desenvolver-se sobre cristais primários ou preencher fraturas e cavidades em decorrência de reações de dissolução, precipitação e reequilíbrio entre o quartzo primário, magmático, e fluidos tardi a pós-magmáticos (Müller *et al*., 2002; Larsen *et al*., 2009). Parte dos fenocristais de quartzo apresenta mantos relativamente mais luminescentes, sugerindo modificações na composição do magma gerador (Figuras 1I-1J), enquanto que zoneamentos oscilatórios (Figura 1K) típicos de quartzo magmático ocorrem em raros fenocristais. Em um estágio mais tardio de cristalização, finas bordas irregulares luminescentes se desenvolvem no contato entre os fenocristais de quartzo e a matriz microcristalina (Figuras 1A, 1D, 1G, 1K).

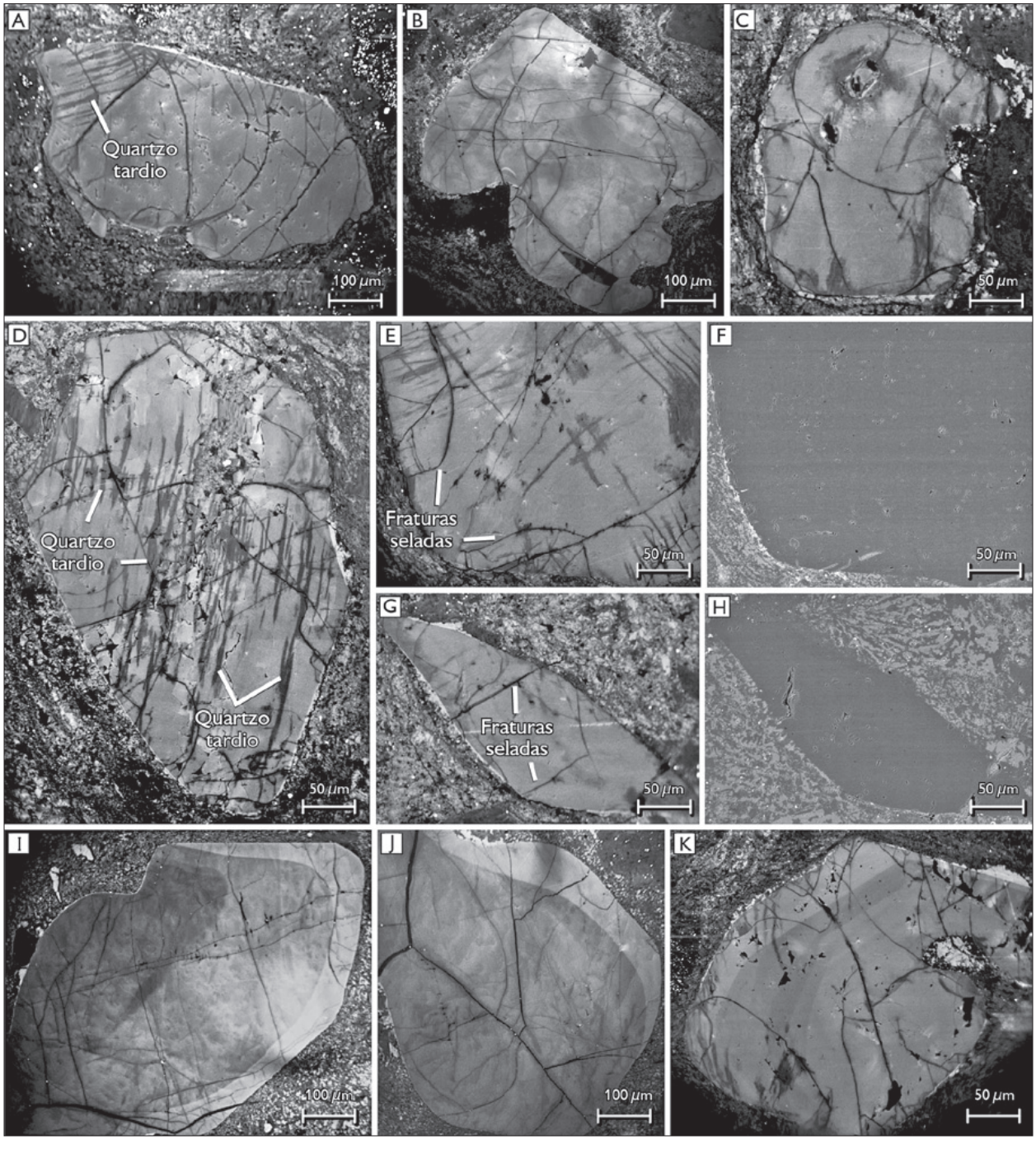

Figura 1. Imagens de CL e ERE de cristais de quartzo anédricos e subarredondados intensamente fraturados e pouco luminescentes de ignimbritos da Formação Moraes Almeida, Província Aurífera do Tapajós. Quartzo tardio (manchas cinza-escuro – A a D) e fraturas seladas (E, F, G, H) se desenvolvem sobre os cristais primários. Cristais com mantos luminescentes (I, J) evidenciam mudanças composicionais no magma. Cristal subédrico com zoneamento oscilatório claro-escuro bem definido (K). Alguns cristais desenvolvem finas bordas irregulares e luminescentes de quartzo tardio no contato com a matriz microcristalina (A, D, G, K). Imagens F e H obtidas por elétrons retroespalhados (ERE); todas as demais obtidas por catodoluminescência (CL).

Riolitos

A morfologia e aspectos texturais dos cristais de quartzo dos riolitos contrastam fortemente com as feições identificadas no quartzo dos ignimbritos. Na Figura 2 (A, B), os dois cristais de quartzo mais desenvolvidos são anédricos e fraturados, mostrando intensidade de luminescência moderada (Qz1) e finas bordas irregulares luminescentes (Qz2) no contato com a matriz. Nos cristais com dimensões intermediárias (Figuras 2C-2D), observam-se núcleos reabsorvidos (subarredondados) de mesma luminescência observada no Qz1, porém menores e com bordas mais desenvolvidas de quartzo luminescente (Qz2). Cristais anédricos de granulação fina (Qz2), dominantes nessas rochas, mostram núcleos reliquiares de Qz1 (Figuras 2E-2F), de tonalidades acinzentadas. As observações sugerem que os cristais mais desenvolvidos e com baixa luminescência (núcleos acinzentados de Qz1) foram os primeiros a cristalizar. Posteriormente, mudanças nas condições termodinâmicas do magma gerador promoveram a reabsorção desses cristais e o estabelecimento de um segundo estágio de nucleação, responsável pela cristalização do quartzo mais luminescente (Qz2). A diferença marcante no padrão de luminescência entre os tipos de cristais de quartzo presentes sugere que o quartzo mais luminescente é, provavelmente, mais enriquecido em Ti. Existe uma forte correlação entre a intensidade de luminescência e a concentração de Ti em quartzo magmático, com as zonas de luminescência mais intensa correspondendo àquelas de maiores concentrações deste elemento (Wiebe *et al*., 2007; Müller *et al*., 2002; Larsen *et al*., 2009).

PROVÍNCIA ESTANÍFERA DO SUL DO PARÁ

Granito Bom Jardim

Os padrões de zoneamento e outras feições texturais identificadas em CL nos cristais de quartzo dos biotita-monzogranitos (BMG), biotita-leucomonzogranitos (BLMG)

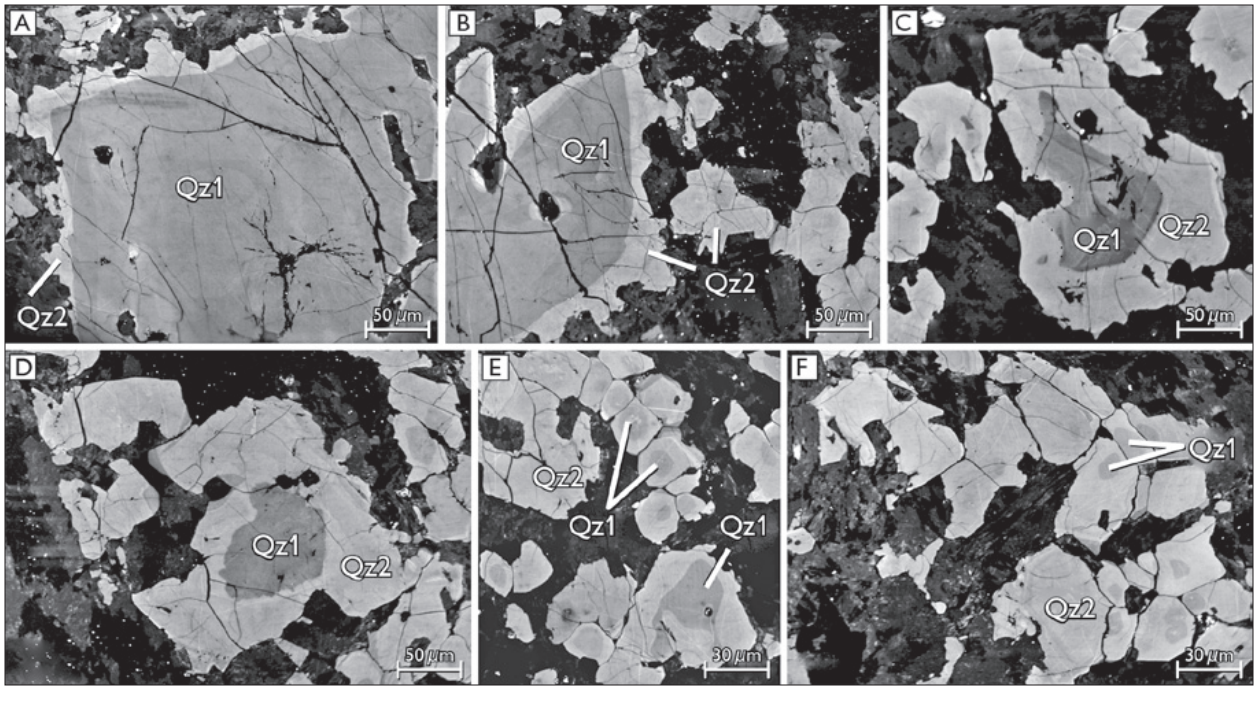

Figura 2. Imagens por CL de cristais de quartzo de riolitos da Formação Moraes Almeida, Província Aurífera do Tapajós. (A, B) Cristais anédricos bem desenvolvidos e pouco luminescentes (Qz1) contendo finas bordas irregulares de quartzo luminescente (Qz2); (C, D) cristais intermediários com núcleos reabsorvidos (Qz1), envoltos por quartzo anédrico luminescente (Qz2); (E, F) cristais anédricos de granulação fina, luminescentes (Qz2), tipo dominante nessas rochas, com núcleos reliquiares de Qz1. Qz = quartzo.

e biotita-sienogranitos (BSG) são similares. Em geral, os cristais são bem desenvolvidos e apresentam núcleos luminescentes e subarredondados (Figuras 3A-3B, 3D, 3G-3H), às vezes anédricos, os quais são evidências de reabsorção (Figura 3E). A alternância de zonas claras e escuras (Figuras 3A, 3E, 3G) e a presença de fraturas com dimensões variadas, preenchidas por quartzo tardio não luminescente, que, em alguns casos, seccionam todo o cristal, são comuns nos BMG e BSG (Figuras 3A-3C, 3G-3I) e menos frequentes nos BLMG (Figuras 3D-3F). Os aspectos morfológicos similares dos cristais de quartzo que compõem as rochas de diferentes fácies petrográficas, exibindo núcleos

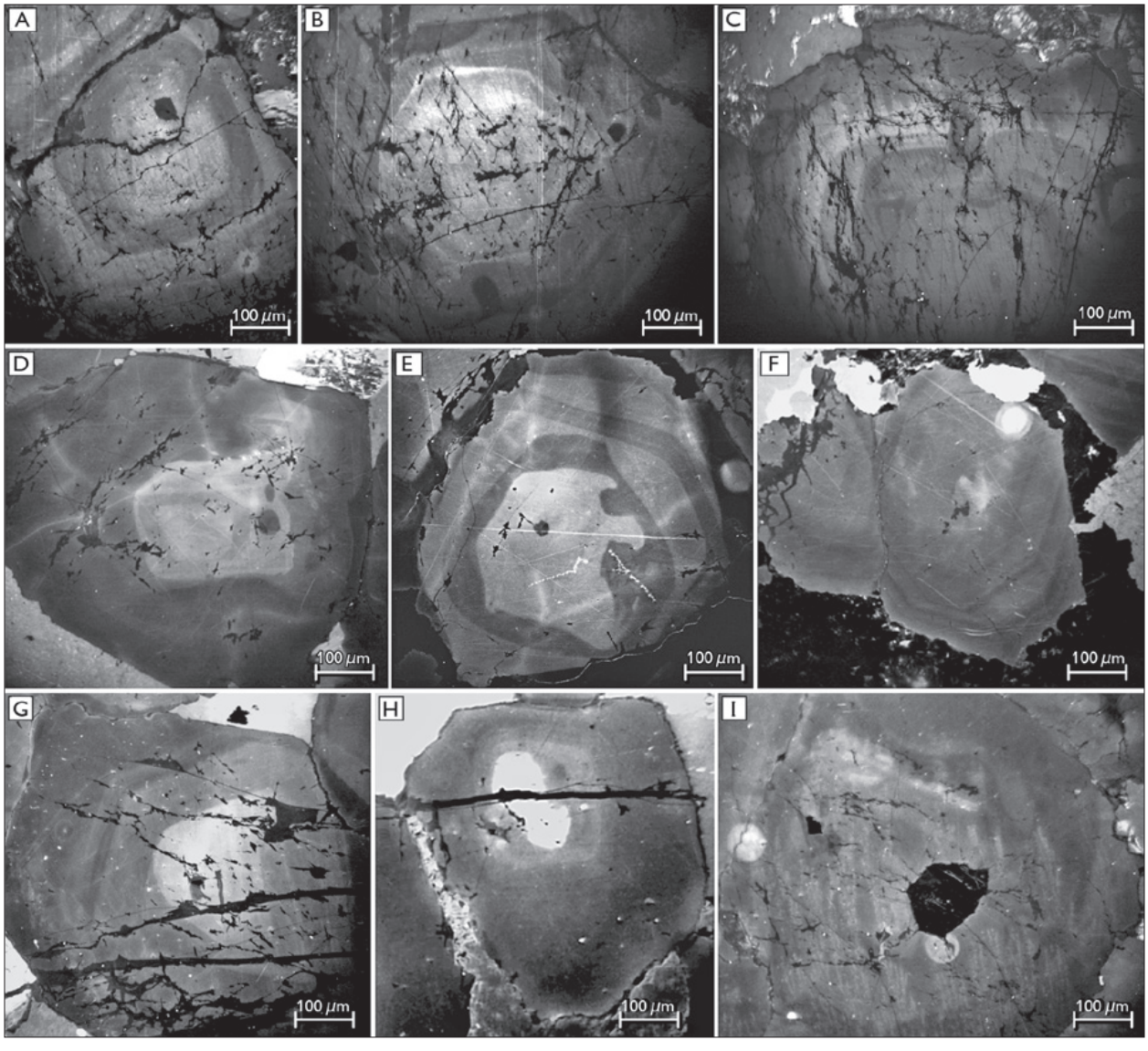

Figura 3. Imagens por CL de cristais de quartzo das diferentes fácies do Granito Bom Jardim, Província Estanífera do sul do Pará. (A, B, D, G, H) Cristais subédricos bem desenvolvidos com núcleos subarredondados e luminescentes. Em (E), cristal de quartzo com núcleo luminescente, fortemente reabsorvido. Em A, B, C, G, H e I, notar intenso padrão de fraturas preenchidas por quartzo tardio, fracamente luminescente. Cristais com núcleos menos luminescentes (C, F) e mais homogêneos (F) sugerem menor variação e complexidade durante a cristalização. A, B, C = Biotita-monzogranito; D, E, F = Biotita-leucomonzogranito; G, H, I = Biotita-sienogranito.

luminescentes e zonas de crescimento claras-escuras alternadas, sugerem origem e história de cristalização comuns para essas rochas (Müller *et al*., 2005). Cristais com núcleos pouco luminescentes e mais homogêneos (Figuras 3C, 3F) podem ser indicativos de pequenas variações composicionais e uma menor complexidade durante o processo de cristalização do GBJ.

PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE PITINGA

Granito encaixante das zonas greisenizadas

Em MEV-CL, os cristais de quartzo apresentam luminescência intensa e homogênea (Qz1; Figura 4A) e seus planos de fratura são comumente preenchidos por quartzo não luminescente (Qz4; Figuras 4A-4E), em nítido contraste de intensidade de CL. O quartzo não luminescente (Qz4) é interpretado como produto da precipitação de um fluido oxidado, de temperatura muito baixa, extremamente diluído, provavelmente de origem meteórica, representando o estágio final do sistema hidrotermal que originou os greisens estaníferos de Pitinga (Borges *et al*., 2009). Cristais de Qz1, remanescentes magmáticos do granito não transformado, extremamente fraturados e substituídos por Qz2 e Qz4, são observados principalmente nos greisens de alta temperatura, mostrando uma feição similar à textura em 'teia de aranha' descrita por Rusk & Reed (2002) (Figura 4B), ou em cristais mais homogêneos, com padrão de fraturamento retangular (Figura 4I). Mais raramente, remanescentes do Qz1 foram registrados nos greisens de baixa temperatura, sobrecrescidos por Qz3 (Figura 4K).

Greisens de alta temperatura

Nestas rochas, foi possível identificar cristais de quartzo magmático (Qz1), que apresentam nítido contraste textural (Figuras 4D-4F, 4I) quando em contato com quartzo hidrotermal (Qz2). O Qz2 ocorre normalmente como cristais anédricos com manchas irregulares, ressaltadas por diferentes tons de cinza (Figuras 4E-4F). Em algumas amostras, forma agregados de grãos euédricos, poligonizados, com contatos retilíneos entre si (Figuras 4H, 4J), ou então ocorrem como cristais euédricos herdados e sobrecrescidos pelo Qz3, nos greisens de baixa temperatura (Figura 4M). Localmente, a formação de Qz2 é dominante, resultando em 'manchas' remanescentes de Qz1, sugerindo um processo de intensa substituição (Figura 4C), conforme descrito por Rusk & Reed (2002). A cassiterita é intersticial ao Qz2 (Figuras 4G, 4J), marcando o estágio mineralizante de alta temperatura do depósito hidrotermal. É importante ressaltar que o Qz2 também é parcialmente substituído pelo Qz4 (Figuras 4C-4G, 4J).

Greisens de baixa temperatura

O quartzo predominante nessas rochas é euédrico, geralmente formando agregados de cristais poligonizados (Qz3), com zoneamento concêntrico nítido, marcado pela superposição de zonas de tênue contraste de intensidade de CL (Figuras 4L-4N). Nestes, seguidamente ocorrem núcleos reabsorvidos (Müller *et al*., 2000), subarredondados, com intensa CL (Qz1), herdados do granito encaixante, envolvidos por zonas de sobrecrescimento euédricas acinzentadas (Figura 4K). Outra situação, menos comum, é representada por cristais euédricos escuros de Qz2, circundados por cristais de Qz3, de mais intensa CL (Figura 4M). Nesse greisen, a cassiterita está em equilíbrio com o Qz3, uma vez que seus cristais apresentam contatos retilíneos (Figura 4O), e representa o estágio mineralizante de baixa temperatura (Borges *et al*., 2009).

Estágios de silicificação e cloritização tardios

Durante esse estágio, deu-se a formação de cristais de quartzo muito escuro, não luminescente (Qz4), que ocorre tanto preenchendo fraturas nos cristais de Qz1 e Qz2 como formando delgadas bordas escuras ao seu redor (Figuras 4D-4F), indicando que o processo de substituição química desenvolveu-se das bordas em direção às porções internas dos cristais, pela infiltração dos fluidos hidrotermais através da rede de fraturas, conforme descrito por Larsen *et al*. (2009). Além disso, tudo indica que o Qz4 também

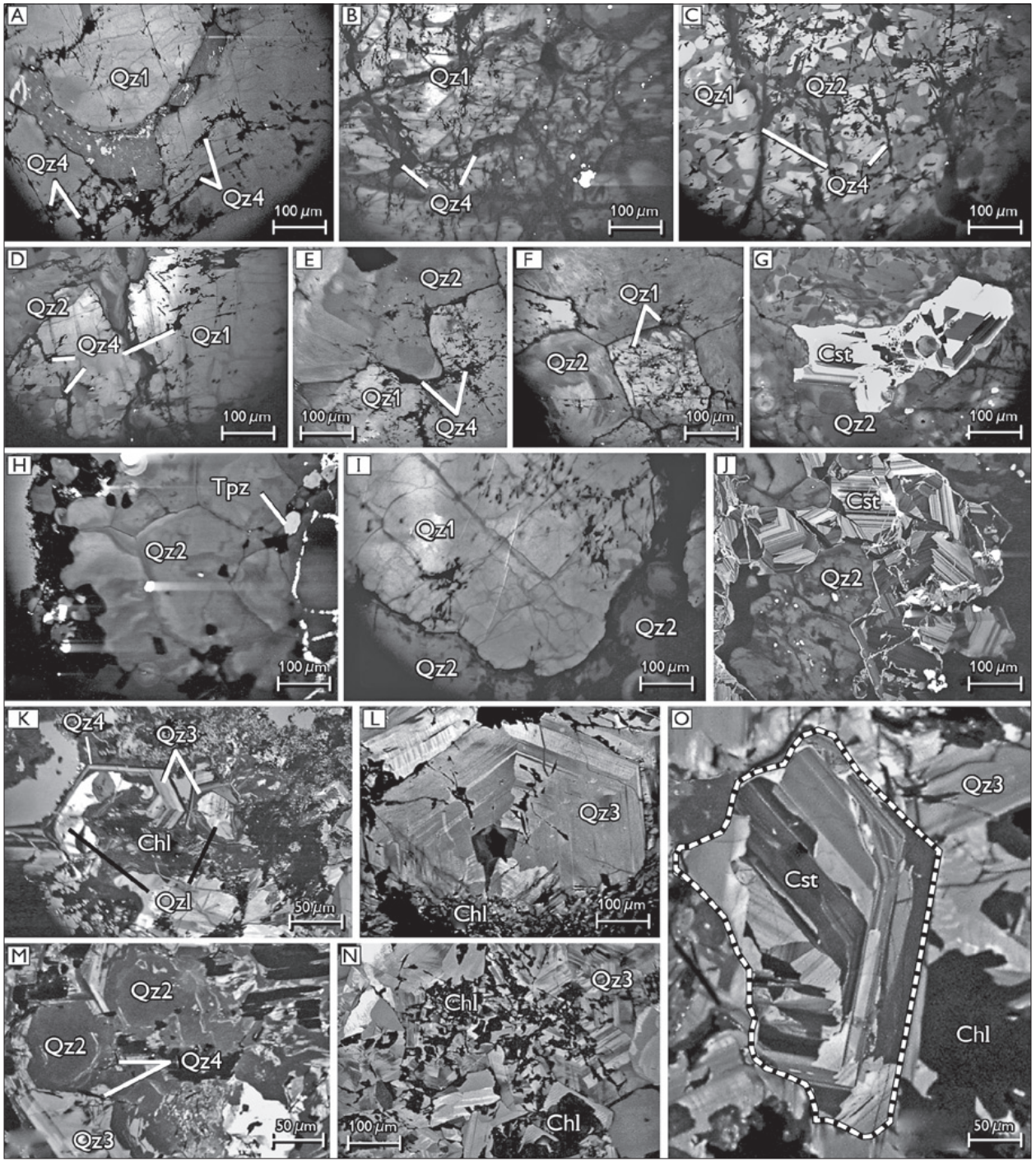

Figura 4. Imagens por catodoluminescência de cristais de quartzo de greisens associados ao plúton Água Boa, Província Estanífera de Pitinga. (A) Granito encaixante dos greisens; (B-J) greisens de alta temperatura; (K-O) greisens de baixa temperatura. Ocorrência de texturas de corrosão de quartzo e preenchimento de cavidades por clorita em K, L e N. Notar a associação de cassiterita de alta temperatura com Qz2 em (J) e de cassiterita de baixa temperatura com Qz3 em (O). Qz1, Qz2, Qz3, Qz4 = cristais de quartzo das gerações 1, 2, 3 e 4; Qz = quartzo; Cst = cassiterita; Tpz = topázio; Chl = clorita.

foi precipitado como zonas escuras ao redor das bordas euédricas do Qz3 nos greisens de baixa temperatura, conforme observado nas Figuras 4K e 4M.

Na grande maioria das amostras dos greisens de baixa temperatura, os cristais de Qz3 (Figuras 4K-4O) apresentam-se corroídos e com cavidades preenchidas por clorita que, juntamente com o Qz4, representam as fases minerais de mais baixa temperatura formadas nesses greisens. Nessas amostras, os agregados lamelares de clorita truncam as zonas de crescimento dos cristais de Qz3, marcando o estágio mais tardio na evolução do sistema hidrotermal envolvido na geração dos depósitos estaníferos de Pitinga.

GRUPO SERRA GRANDE

Nos cristais de quartzo dos veios estudados foram observados cinco padrões morfológicos, que representam três gerações de quartzo formadas durante o desenvolvimento da mineralização. De modo geral, os cristais de quartzo hidrotermal coexistem com os cristais de quartzo detríticos que formam os arenitos encaixantes, substituindo-os gradativamente até o contato brusco com a zona opalina dos veios. Esses cristais de quartzo, seja da mineralização ou da rocha encaixante, apresentam características marcantes em CL. A opala, em contrapartida, não manifesta quaisquer feições texturais em CL, permanecendo extinta. Isso permite diferenciá-los facilmente, o que não é possível em imagens de elétrons secundários (ES) e retroespalhados (ERE) em microscopia eletrônica.

A primeira geração de cristais de quartzo marca um estágio pré-existente às alterações hidrotermais causadas pelo fluido gerador da mineralização. É representada pelo quartzo detrítico que constitui o arenito encaixante (Qz1; Figuras 5A-5E). Esses cristais são anédricos, subarredondados a subangulosos e por vezes fraturados. Em termos de luminescência, são predominantemente homogêneos, alguns com manchas de pouco contraste, mas sem quaisquer zoneamentos. A segunda geração representa o pleno desenvolvimento dos processos hidrotermais impostos às rochas sedimentares do Grupo Serra Grande, desde o primeiro estágio de alteração dos arenitos até o estabelecimento da mineralização em si, destacando-se então dois tipos morfológicos de quartzo, denominados Qz2 e Qz3, além da opala. O Qz2 (Figuras 5A-5E) corresponde aos primeiros efeitos de alteração nos arenitos. São vênulas ou filetes de quartzo hidrotermal (Qz2) fortemente zonado, com várias intensidades de luminescência, que contornam os cristais remanescentes de quartzo detrítico (Qz1), pois se formaram nos interstícios dos grãos pré-existentes.

À medida que se aproximam dos veios, é possível notar que os grãos de quartzo detrítico (Qz1) vão se tornando corroídos e fraturados, e, aos poucos, são substituídos por cristais subédricos, contornados por vênulas mais espessas (Qz2) ou, ainda, com contornos irregulares e reentrâncias (Figuras 5C, 5E) similares às superfícies de reabsorção descritas por Müller *et al*. (2000), que, no entanto, refere-se ao crescimento de cristais magmáticos. Larsen *et al*. (2009) também descrevem o surgimento da primeira alteração de cristais de quartzo magmático a partir do acúmulo de fluidos hidrotermais nas bordas dos mesmos. No caso em questão, os grãos de quartzo detrítico, em contato com os fluidos hidrotermais que atuaram nessa região, podem ter sofrido dissolução parcial ao longo de suas bordas e reabsorção de algumas superfícies, seguidas de sobrecrescimento/recristalização na forma de quartzo hidrotermal. Em outras palavras, esse aspecto sugere que fluidos ricos em sílica se precipitaram entre os grãos de quartzo dos arenitos e, ao mesmo tempo, sobrecresceram aos mesmos, através da dissolução das bordas do Qz1 e imediata reabsorção e formação de Qz2.

Assim, os grãos detríticos (Qz1), antes anédricos e subarredondados, perdem sua forma original à medida que têm seus limites truncados bruscamente por Qz2, que lhes confere contornos angulosos e formas subédricas a euédricas. As vênulas (Qz2) tornam-se gradualmente mais espessas com a proximidade dos veios mineralizados, onde surgem cristais bem desenvolvidos de Qz3, também hidrotermal (Figuras 5G-5K, 5M), euédrico e fortemente zonado. As respectivas zonas, ausentes nas imagens de ERE (Figura 5L), são concêntricas, apresentam intensidades

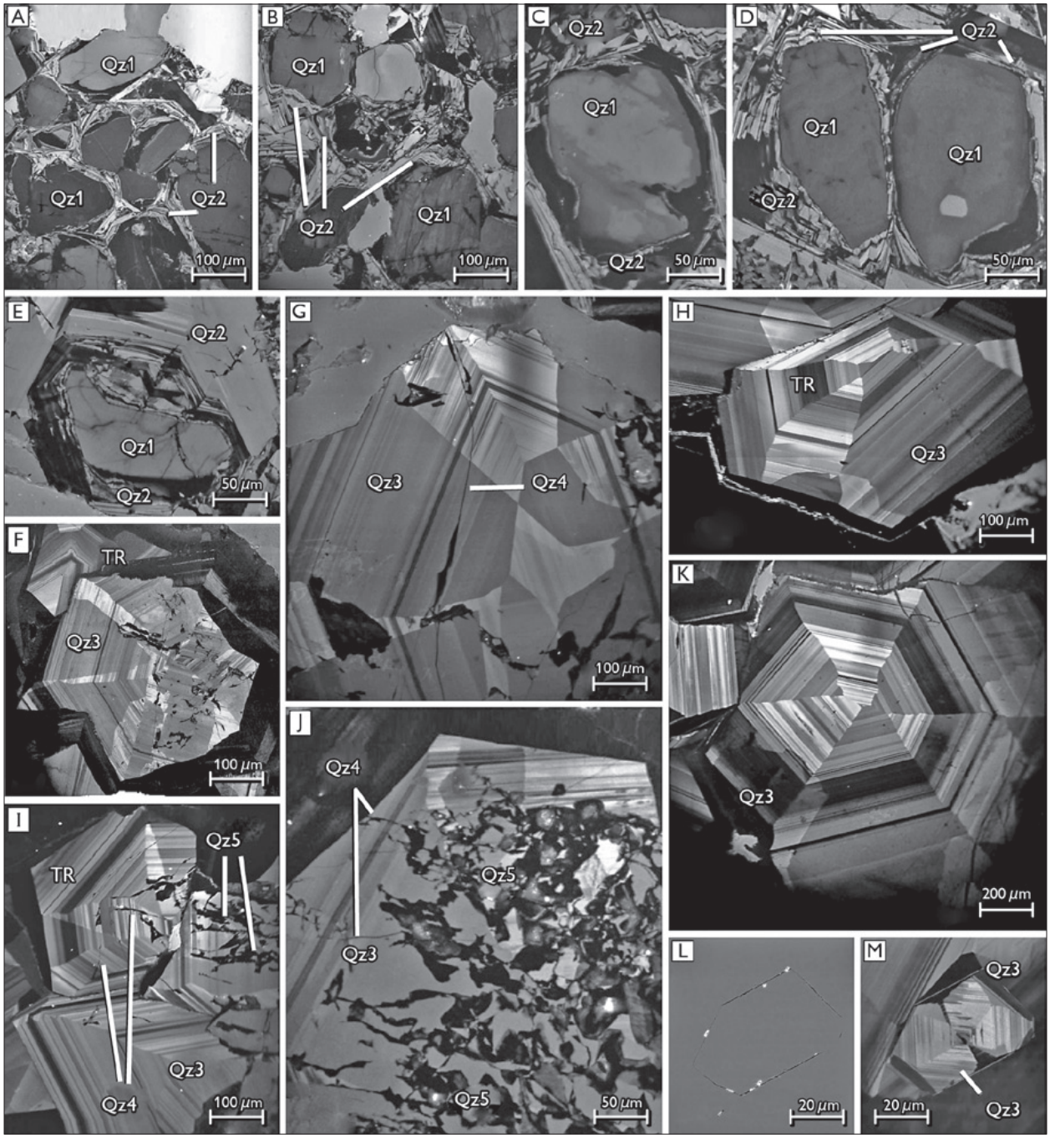

Figura 5. Cristais de quartzo em imagens por catodoluminescência evidenciando diferentes etapas de formação da mineralização. (A-E) Cristais anédricos a subarredondados, que constituem o arcabouço arenítico (Qz1), contornados por filetes de quartzo hidrotermal (Qz2), que começam a se desenvolver em volta dos grãos detríticos, conferindo-lhes aspecto subédrico (D, E); (F, G, H, K) cristais euédricos bem desenvolvidos de quartzo hidrotermal (Qz3), exibindo intenso zoneamento concêntrico; (I, J) quartzo hidrotermal (Qz3) cujo zoneamento é interrompido por fraturas preenchidas por quartzo tardio com aspecto escuro (Qz4) e texturas de dissolução ou corrosão (Qz5); (L, M) quartzo hidrotermal zonado (Qz3) em imagens por ERE (L) e CL (M), das quais a primeira não permite visualizar seu zoneamento composicional. Notar em (F) (H) e (I), as possíveis terminações romboédricas (TR) dos cristais de quartzo. Qz = quartzo.

de luminescência variável e aparecem dispostas segundo a simetria trigonal dos cristais na seção perpendicular ao eixo cristalográfico C. Na seção longitudinal (paralela ao eixo C), a disposição dessas zonas denota a possível terminação romboédrica dos cristais de quartzo (Figuras 5F, 5H-5I). Entretanto, essa feição é mais restrita e difícil de ser visualizada, em virtude dos diferentes ângulos de corte dos cristais para confecção das lâminas polidas. Esses grandes cristais de quartzo hidrotermal (Qz3) constituem as bordas dos veios, associados às opalas, e, portanto, representam a mineralização propriamente dita.

Parte desses cristais de Qz3 apresenta fraturas preenchidas ou seladas por quartzo tardio, totalmente escuro (Qz4; Figuras 5G, 5I-5J), sem zoneamentos ou luminescência, as quais interrompem o zoneamento dos cristais neoformados (Qz3) e, portanto, são posteriores aos demais, conforme já demonstrado por diversos autores, a exemplo de Müller *et al*. (2000) e Larsen *et al*. (2009). De maneira semelhante, é possível observar texturas de dissolução ou corrosão (Qz5; Figuras 5I-5J) truncando o zoneamento dos cristais de Qz3. Essas texturas, definidas como Qz5, seriam desenvolvidas a partir da dissolução parcial do Qz3, em porções com acúmulo de fraturas preenchidas (Qz4), seguida da mistura entre os fluidos resultantes e posterior reabsorção/recristalização como Qz5. Larsen *et al*. (2009) associaram feições de corrosão à infiltração de fluidos hidrotermais por meio de fraturas, configurando a geração mais nova do mineral, cristalizando no último estágio de alteração. Dessa forma, os tipos morfológicos Qz4 e Qz5 seriam resultantes de processos hidrotermais tardios, que representam o estágio final de desenvolvimento da mineralização, e, portanto, pertencem à terceira geração de quartzo identificada através das imagens de MEV-CL.

DISCUSSÕES

A utilização da catodoluminescência em microscopia eletrônica de varredura exerce um papel fundamental como ferramenta de apoio a estudos petrológicos e metalogenéticos, pois as texturas reveladas por essa técnica permitem caracterizar as morfologias e texturas dos cristais de quartzo, mesmo que eles se tenham formado a partir de processos geológicos diferentes. A eficiência da CL na identificação de diferentes tipos de quartzo tem importância ressaltada quando são considerados sistemas geológicos distintos, como foi abordado neste trabalho, onde foram identificadas diversas gerações do mineral, independentemente de estas estarem vinculadas ao ambiente magmático, sedimentar ou hidrotermal. Além de interpretações genéticas, o estudo morfológico-textural de cristais de quartzo em CL pode auxiliar na determinação da cronologia relativa entre os estágios de formação de depósitos minerais, uma vez que as relações morfológicas e de contato entre as diversas fases minerais podem ser interpretadas com maior riqueza de detalhes e acurácia, especialmente quando se trata do quartzo, que é um mineral relativamente estável e, portanto, capaz de registrar e preservar vários processos em sua estrutura (Rusk *et al*., 2006, 2008).

FEIÇÕES PRIMÁRIAS: AMBIENTES MAGMÁTICO E SEDIMENTAR

Quando as rochas sofrem alterações hidrotermais, como nos casos aqui estudados, é importante estabelecer as texturas primárias (de origem magmática ou sedimentar) e aquelas decorrentes de processos tardios em relação à sua gênese. A morfologia dos cristais é um parâmetro comumente observado. Nos arenitos do Grupo Serra Grande, por exemplo, pode-se distinguir facilmente os grãos de quartzo detrítico, que compõem a rocha hospedeira da mineralização, dos cristais de quartzo hidrotermal que se concentram nos veios. Os primeiros, de origem sedimentar, são anédricos, subarredondados a subangulosos, por vezes fraturados e de luminescência homogênea (Qz1). Por sua vez, os cristais de quartzo hidrotermal (Qz2 e Qz3) são euédricos e extremamente zonados, com alternância de zonas com diferentes intensidades de luminescência, umas mais claras e outras mais escuras.

No caso das rochas relacionadas ao plúton Água Boa, da Província Estanífera de Pitinga, o quartzo magmático (Qz1) é homogêneo, fraturado e apresenta forte luminescência, muito provavelmente em função da presença de ativadores de CL, como o Ti, em sua composição química (Wiebe *et al*., 2007; Müller *et al*., 2002). A ausência de zonas com contrastes de intensidade de CL sugere que a sua cristalização ocorreu a partir de um líquido magmático sob condições de pressão e temperatura uniformes, sem variações composicionais marcantes (Bottinga *et al*., 1966). O seu padrão de fraturamento, por vezes muito intenso, atesta o condicionamento rúptil do nível crustal no qual o plúton se alojou.

As semelhanças morfológicas entre os cristais de quartzo permitem correlacionar unidades geológicas análogas, bem como auxiliam a delinear a evolução da cristalização de um corpo magmático ao longo de suas fácies petrográficas. No Granito Bom Jardim, região de São Félix do Xingu, a similaridade entre os padrões de zoneamento apresentados pelos cristais de quartzo pertencentes a diferentes fácies do corpo granítico sugere uma mesma origem e história de cristalização para o plúton. Esse padrão morfológico, segundo o qual cristais de quartzo com núcleos anédricos luminescentes são manteados por zonas mais escuras, evidencia mudanças composicionais durante a cristalização.

As morfologias distintas dos cristais de quartzo de ignimbritos e riolitos da região de Vila Riozinho, na Província Tapajós, contrapõem-se aos estudos anteriores que consideram essas rochas como pertencentes ao mesmo evento vulcânico. Nos ignimbritos, os cristais de quartzo são dominantemente homogêneos, pouco luminescentes e com uma densa rede de microfraturas quase sempre preenchidas por quartzo tardio (fraturas seladas). Esses cristais também apresentam baías, que representam crescimentos impedidos por bolhas de gases ou gotas de magma ricas em fluidos que se mantêm na superfície do cristal (Müller *et al*., 2003, 2005). O padrão morfológico anédrico e fortemente subarredondado, associado à presença de baías preenchidas por matriz microcristalina, é consistente com feições de reabsorção (Larsen *et al*., 2009). Além disso, a grande quantidade de fragmentos de cristais e o elevado grau de fraturamento observado nos cristais de quartzo são condizentes com atividade vulcânica explosiva associada à origem dessas rochas (Lamarão *et al*., 2002).

A formação dos riolitos pode ser relacionada a dois estágios principais de cristalização, segundo a morfologia dos cristais de quartzo. O estágio mais precoce seria representado por raros fenocristais com núcleo cinza e pouco luminescente (Qz1). Em contraste com tais feições, cristais anédricos e luminescentes (Qz2), que se desenvolveram circundando esses fenocristais, representariam o segundo e dominante estágio de cristalização. Neste estágio mais avançado do derrame, a primeira geração de cristais tende a desaparecer ou ocorrer localmente como núcleos subarredondados reliquiares, em contraste marcante com a fase explosiva desse vulcanismo, evidenciada pelas texturas dos cristais de quartzo dos ignimbritos.

ESTÁGIOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

Muitos depósitos de minério hidrotermal são formados por veios de quartzo contendo sulfetos e óxidos que se precipitam a partir de fluidos, apresentando diferente composição, temperatura, pressão, pH, fS_2 e fO_2. As condições de formação desses depósitos normalmente são estimadas a partir de estudos de inclusões fluidas, aprisionadas em diferentes gerações de quartzo. Esses estudos demonstram que as diversas populações de inclusões fluidas são formadas a partir de múltiplos eventos geológicos superpostos, que envolvem eventos de fraturamento, dissolução e precipitação (Rusk & Reed, 2002).

Os greisens da Província de Pitinga também apresentam um condicionamento similar, em que os fluidos mineralizantes circularam através de uma complexa rede de fraturamentos formada em um ambiente de crosta rasa e rúptil. Nesse contexto, a evolução do sistema hidrotermal, através de processos de separação de fases, mistura de

fluidos, diluição, oxidação e resfriamento (Borges *et al*., 2009), levou à formação de diferentes tipos morfológicos e texturais de quartzo, em resposta às mudanças nas condições físico-químicas dos fluidos envolvidos na sua formação. Os greisens de alta temperatura, formados sob a influência de fluidos aquo-carbônicos ácidos e ricos em F (Borges *et al*., 2009), deram origem a cristais de quartzo anédricos de baixa luminescência (Qz2), nitidamente contrastante com o quartzo magmático, de alta luminescência (Qz1), rico em ativadores de CL, provavelmente Ti (Wiebe *et al*., 2007; Müller *et al*., 2002). A presença de cristais reliquiares de Qz1 nestes greisens demonstra que o fluido hidrotermal esteve, pelo menos em parte, em equilíbrio com o quartzo magmático.

No ambiente de formação dos greisens de baixa temperatura, a superposição de diferentes estágios hidrotermais propiciou a precipitação de cristais euédricos de Qz3 nas bordas de cristais de Qz1 e Qz2, que ocorrem como núcleos remanescentes de estágios mais precoces. O Qz3 foi precipitado a partir de fluidos aquosos e diluídos, altamente oxidados e com altas concentrações de Fe, Pb, Cu e Sn. A deposição ocorreu através do preenchimento de espaços (cavidades) gerados pela circulação de grandes quantidades de fluidos (alta razão fluido/rocha), dando origem aos cristais euédricos poligonizados (Borges *et al*., 2009). A ocorrência de núcleos herdados de Qz1, corroídos e reabsorvidos, em contato direto com o Qz3, sugere que o quartzo magmático foi em parte preservado da ação dos fluidos hidrotermais de alta temperatura, provavelmente em função do caráter menos pervasivo do que aquele registrado nos processos de mais baixa temperatura. A formação de zonas de crescimento bem definidas sugere que a precipitação do Qz3 ocorreu em um ambiente de flutuação composicional. O baixo contraste entre as intensidades de luminescência nessas zonas indica que a variação composicional deste fluido foi reduzida.

Conforme demonstrado por Marques *et al*. (2012), a atividade hidrotermal que deu origem às opalas laranja de Buriti dos Montes é atestada pela abundância de inclusões sólidas, seus arranjos, relações de contato, conteúdo mineralógico e composição química. A interpretação de uma origem hidrotermal para o sistema é reforçada pela presença de cristais de quartzo hialino inclusos na opala e em contato direto nos veios de mineralização. Apesar do contraste em relação às rochas hospedeiras da mineralização, nesse caso arenitos, o sistema hidrotermal que atuou nessas rochas deixou nos cristais de quartzo feições texturais similares àquelas exibidas nos greisens da Província de Pitinga, de origem magmática-hidrotermal.

Os tipos morfológicos de quartzo observados na transição entre arenitos e veios hidrotermais revelam a intensa migração de fluidos através de porosidade intersticial de cristais de quartzo detrítico (Qz1), que constituem o arcabouço dos arenitos hospedeiros da mineralização. As vênulas (Qz2) formadas em volta desses cristais tornam-se mais espessas nas proximidades dos veios e, assim, dão origem a grandes cristais de quartzo hidrotermal (Qz3). A gradação das vênulas de Qz2 para os cristais de Qz3 ressalta duas etapas subsequentes de alteração hidrotermal, das quais a última, onde se forma o Qz3, representa o ápice da ação dos fluidos e sua deposição. Esses cristais (Qz3) são euédricos e fortemente zonados, de maneira semelhante ao Qz3 dos greisens de Pitinga. Entretanto, nessas zonas concêntricas, observa-se mais facilmente o alto contraste entre as diferentes intensidades de CL, certamente produzidas por mudanças físico-químicas nos fluidos hidrotermais (Rusk & Reed, 2002).

PROCESSOS DE SILICIFICAÇÃO TARDIA

As fraturas seladas (Qz4) e feições de corrosão (Qz5) observadas nos cristais de quartzo hidrotermal de Buriti dos Montes refletem a ação de fluidos tardios, constituindo texturas de origem secundária, ou seja, posteriores à mineralização. Nos greisens de Pitinga, durante os estágios hidrotermais tardios, fluidos aquosos oxidados, altamente diluídos e de baixa temperatura precipitaram o Qz4 em

fraturas e ao longo das bordas dos cristais de Qz1 e Qz2. Ressalta-se que o sistema de fraturas através do qual circularam os fluidos hidrotermais que deram origem à substituição do Qz1 pelo Qz2 foi o mesmo utilizado para a circulação e precipitação do fluido que originou o Qz4. Nos greisens de baixa temperatura, os cristais de Qz3 apresentam texturas de corrosão e preenchimento por clorita, produzindo feições muito semelhantes às descritas anteriormente. Nesse caso, análises de espectrometria por dispersão de energia (EDS) foram fundamentais para comprovar que esta feição foi produzida por clorita, e não quartzo, como nas amostras de Buriti dos Montes.

CRONOLOGIA RELATIVA DE EVENTOS

Com o auxílio das imagens por CL, é possível reconstituir a cronologia relativa dos eventos responsáveis pelas mineralizações, com base nas morfologias e texturas desenvolvidas em cristais de quartzo. Nesse contexto, cinco tipos de quartzo foram identificados nas amostras provenientes de Buriti dos Montes, podendo ser classificados em três gerações do mineral, de acordo com a sua morfologia. O Qz1 representa a primeira geração do mineral, de natureza detrítica, que constitui o arcabouço dos arenitos que hospedam a mineralização. Os Qz2 e Qz3 corespondem ao evento hidrotermal que deu origem aos veios mineralizados em opala e quartzo, enquanto Qz4 e Qz5 remetem a uma terceira fase de alteração, posterior à formação da mineralização, pois se constituem em feições de alteração dos demais tipos de quartzo, assim indicando a atuação de fluidos hidrotermais tardios.

Nos greisens da Província Estanífera de Pitinga, além de feições similares às descritas anteriormente, como as fraturas seladas e corrosão, que demonstram processos tardios impostos aos greisens instalados no plúton Água Boa, a cassiterita é um importante marcador cronológico de eventos por apresentar variedades morfológicas distintas, assim como os cristais de quartzo. As relações de contato entre a cassiterita e diferentes tipos morfológicos de quartzo demonstram que ela foi depositada em, pelo menos, dois eventos de mineralização ao longo da atividade hidrotermal. Nos greisens de alta temperatura, a cassiterita ocorre em equilíbrio com o Qz2, enquanto que, nos greisens de baixa temperatura, a cassiterita apresenta contatos retilíneos com o Qz3, o que comprova a sua precipitação a baixas temperaturas e, provavelmente, com composição distinta da cassiterita precoce (contemporânea ao Qz2).

Mesmo em condições magmáticas sem a imposição de eventos hidrotermais, as imagens por CL ajudam a estabelecer ordens ou fases de cristalização de um corpo, como revelam os cristais de quartzo dos riolitos da região de Vila Riozinho, onde a mudança na intensidade de luminescência dos cristais remete a flutuações composicionais do magma, expressas de maneira mais restrita nos ignimbritos dessa região.

CONCLUSÕES

O estudo morfológico e textural por MEV-CL de cristais de quartzo de ignimbritos e riolitos da Formação Moraes Almeida e do Granito Bom Jardim permitiu identificar e relacionar cristais de suas unidades magmáticas correspondentes, independente de suas origens vulcânica ou plutônica. A CL também é extremamente útil no estudo de processos hidrotermais, uma vez que o quartzo é uma fase estável e relativamente pouco reativa que geralmente preserva sua história geológica, ao contrário da maioria dos minerais hidrotermais que sofrem reações retrógradas, as quais obscurecem sua história físico-química. Nesse sentido, foi possível estabelecer relações cronológicas entre diferentes eventos de mineralização nos greisens da Província Estanífera de Pitinga e nos arenitos do Grupo Serra Grande, portadores de veios de opala laranja e quartzo, fornecendo excelentes subsídios para pesquisas metalogenéticas e reafirmando o uso de MEV-CL como uma importante ferramenta petrológica-metalogenética.

AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPA), pelo suporte técnico e laboratorial;

ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsa de mestrado ao terceiro autor; aos pesquisadores e alunos do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) e do Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada (GMGA) da UFPA. Este trabalho é uma contribuição para o Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (INCT GEOCIAM) (CNPq/MCT/FAPESPA – Processo n. 573733/2008-2).

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, M. E., M. F. L. BRITO, A. L. FERREIRA & M. A. S. MONTEIRO, 2000. **Projeto especial Província Mineral do Tapajós**: geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21V-D). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. CPRM, Brasília. 1 CD-ROM.

BASTOS NETO, A. C., V. P. PEREIRA, E. F. LIMA, J. M. T. M. FERRON, O. R. R. MINUZZI, M. PRADO, L. H. RONCHI, J. A. A. FLORES, J. C. FRANTZ, A. C. PIRES, R. PIEROSAN, R. HOFF, N. F. BOTELHO, S. B. ROLIM, F. ROCHA & L. ULMANN, 2005. A jazida de criolita da Mina Pitinga (Amazonas). In: O. J. MARINI, B. W. RAMOS & E. T. QUEIROZ (Eds.): **Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia**: 477-552. DNPM/CT-Mineral/ADIMB, Brasília.

BASTOS NETO, A. C., V. P. PEREIRA, L. H. RONCHI, E. F. LIMA & J. C. FRANTZ, 2009. The world-class Sn, Nb, Ta, F (Y, REE, Li) deposit and the massive cryolite associated with the albite-enriched facies of the Madeira A-type Granite, Pitinga mining district, Amazonas state, Brazil. **The Canadian Mineralogist** 47(6): 1329-1357.

BORGES, R. M. K., R. DALL'AGNOL & H. T. COSTI, 2003. Geologia, petrografia e química mineral das micas dos greisens estaníferos associados ao plúton Água Boa, Pitinga (AM). **Revista Brasileira de Geociências** 33(1): 51-62.

BORGES, R. M. K., R. N. N. VILLAS, K. FUZIKAWA, R. DALL'AGNOL & M. A. PIMENTA, 2009. Phase separation, fluid mixing, and origin of the greisens and potassic episyenite associated with the Água Boa pluton, Pitinga tin province, Amazonian Craton, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 27(2-3): 161-183.

BOTTINGA, Y., A. KUDO & D. WEILL, 1966. Some observations on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase. **The American Mineralogist** 51(5-6): 792-806.

BREITER, K. & A. MÜLLER, 2009. Evolution of rare-metal granitic magmas documented by quartz chemistry. **European Journal of Mineralogy** 21(2): 335-346.

CAPUTO, M. V. & E. C. LIMA, 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande – Bacia do Parnaíba. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 33(2): 740-759.

COSTI, H. T., R. DALL'AGNOL & C. A. V. MOURA, 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. **International Geology Review** 42(9): 832-849.

COSTI, H. T., R. DALL'AGNOL, R. M. K. BORGES, O. R. R. MINUZZI & J. T. TEIXEIRA, 2002. Tin-bearing sodic episyenites associated with the Proterozoic, A-Type Água Boa granite, Pitinga Mine, Amazonian Craton, Brazil. **Gondwana Research** 5(2): 435-451.

COSTI, H. T., R. M. K. BORGES & R. DALL'AGNOL, 2005. Depósitos de estanho da mina Pitinga, Estado do Amazonas. In: O. J. MARINI, B. W. RAMOS & E. T. QUEIROZ (Eds.): **Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia**: 391-475. DNPM/CT-Mineral/ADIMB, Brasília.

COSTI, H. T., R. DALL'AGNOL, M. PICHAVANT & O. T. RÄMÖ, 2009. The peralkaline tin-mineralized Madeira cryolite albite-rich granite of Pitinga, Amazonian Craton, Brazil: petrography, mineralogy and crystallization processes. **The Canadian Mineralogist** 47(6): 1301-1327.

D'LEMOS, R. S., A. T. KEARSLEY, J. W. PEMBROKE, G. R. WATT & P. WRIGHT, 1997. Complex quartz growth histories in granite revealed by scanning cathodoluminescence techniques. **Geological Magazine** 134(4): 549-552.

FARACO, M. T. L., J. M. A. CARVALHO & E. L. KLEIN, 1997. Carta metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: M. L. COSTA & R. S. ANGÉLICA (Eds.): **Contribuições à Geologia da Amazônia**: 1: 423-437. SBG-NO, Belém.

FEIO, G. R. L., R. DALL'AGNOL & R. M. K. BORGES, 2007. Greisens associados ao topázio-granito do plúton Água Boa, província estanífera de Pitinga: petrografia e balanço de massa. **Revista Brasileira de Geociências** 37(3): 607-624.

FEIO, G. R. L., R. DALL'AGNOL, R. M. K. BORGES, H. T. COSTI & C. N. LAMARÃO, 2011. Mineralogia dos greisens da área de Grota Rica, plúton Água Boa, Pitinga, Amazonas. **Revista Brasileira de Geociências** 41(3): 436-446.

FERNANDES, C. M. D., C. N. LAMARÃO & N. P. TEIXEIRA, 2006. O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. **Revista Brasileira de Geociências** 36(3): 523-534.

FERNANDES, C. M. D., C. JULIANI, L. V. S. MONTEIRO, B. LAGLER & C. M. E. MISAS, 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? **Journal of South American Earth Sciences** 32(4): 351-368.

GÓES, A. M. O. & F. J. FEIJÓ, 1994. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás** 8(1): 57-67.

GOMES, E. R. & M. L. COSTA, 2001. Inclusões sólidas na opala laranja de Buriti dos Montes, Piauí. **Anais do Simpósio de Geologia do Nordeste** 19: 214.

JACAMON, F. & 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(3-4): 281-291.

JULIANI, C. & C. M. D. FERNANDES, 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research** 191(3-4): 167-179.

KLEIN, E. L. & M. L. VASQUEZ, 2000. **Projeto especial Província Mineral do Tapajós**: geologia e recursos minerais da folha SB.21-Z-A, Vila Riozinho, Estado do Pará, escala 1:250.000. Nota explicativa. CPRM, Belém. 1 CD-ROM.

LAMARÃO, C. N., R. DALL'AGNOL, J.-M. LAFON & E. F. LIMA, 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research** 119(1-4): 189-223.

LAMARÃO, C. N., R. DALL'AGNOL & M. M. PIMENTEL, 2005. Nd Isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. **Journal of South American Earth Sciences** 18(3-4): 277-292.

LAMARÃO, C. N., S. C. C. PINHO, A. L. PAIVA JÚNIOR & M. A. GALARZA, 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 Sciences** 38: 159-173.

LANDTWING, M. R. & T. PETTKE, 2005. Relationships between SEM-cathodoluminescence response and trace-element composition of hydrothermal vein quartz. **American Mineralogist** 90: 122-131.

LARSEN, R. B., F. JACAMON & A. KRONZ, 2009. Trace element chemistry and textures of quartz during the magmatic hydrothermal transition of Oslo Rift granites. **Mineralogical Magazine** 73(4): 691-707.

MARQUES, G. T., M. L. COSTA & E. R. GOMES, 2012. As fascinantes inclusões sólidas das opalas laranja de Buriti dos Montes (PI). **Diamond News** 37: 45-52.

MARSHALL, D. J., 1988. Cathodoluminescence of geological materials. **Geological Journal** 26(4): 1-146.

MÜLLER, A., R. SELTMANN & H.-J. BEHR, 2000. Application of cathodoluminescence to magmatic quartz in a tin granite: case study from the Schellerhau Granite Complex, Eastern Erzgebirge, Germany. **Mineralium Deposita** 35(2-3): 169-189.

MÜLLER, A., A. KRONZ & K. BREITER, 2002. Trace elements and growth pattern in quartz: a fingerprint of the evolution of the subvolcanic Podlesí Granite System (Krušné hory Mts., Czech Republic). **Bulletin of Czech Geological Survey** 77(2): 135-145.

MÜLLER, A., M. RENÉ, H. J. BEHR & A. KRONZ, 2003. Trace elements and cathodoluminescence of igneous quartz in topaz granites from the Hub Stock (Slavkovský Les Mts., Czech republic). **Mineralogy and Petrology** 79(3-4): 167-191.

MÜLLER, A., K. BREITER, R. SELTMANN & Z. PÉCSKAY, 2005. Quartz and feldspar zoning in the eastern Erzgebirge volcano-plutonic complex (Germany, Czech Republic): evidence of multiple magma mixing. **Lithos** 80(1-4): 201-227.

RUFFINI, R., A. BORGHI, R. COSSIO, F. OLMI & G. VAGGELLI, 2002. Volcanic quartz growth zoning identified by cathodoluminescence and EPMA studies. **Mikrochimica Acta** 139(1-4): 151-158.

RUSK, B. G. & M. H. REED, 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., M. H. REED, J. H. DILLES & A. J. R. KENT, 2006. Intensity of quartz cathodoluminescence and trace-element content in quartz from the porphyry copper deposit at Butte, Montana. **American Mineralogist** 91(8): 1300-1312.

RUSK, B. G., H. A. LOWERS & M. H. REED, 2008. Trace elements in hydrothermal quartz: relationships to cathodoluminescent textures and insights into vein formation. **Geology** 36(7): 547-550.

SANTOS, J. O. S., L. A. HARTMANN, H. E. GAUDETTE, D. I. GROVES, N. J. MCNAUGHTON & I. R. FLETCHER, 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Research** 3(4): 453-488.

SANTOS, J. O. S., L. A. HARTMANN, M. S. G. FARIA, S. R. RIKER, M. M. SOUZA, M. E. ALMEIDA & N. J. MCNAUGHTON, 2006. A compartimentação do cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. **Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia** 9: 1 CD-ROM.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL (CPRM) & DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL (DNPM), 1997. **Relatório final do Projeto especial mapas de recursos minerais, de solo e de vegetação para a área do Projeto Grande Carajás – subprograma mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais**. Folha São Félix do Xingu-SB-22-Y-B. CPRM, Belém.

TASSINARI, C. C. G. & M. J. B. MACAMBIRA, 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: V. MANTESSO-NETO, A. BARTORELLI, C. D. R. CARNEIRO & B. B. BRITO-NEVES (Eds.): **Geologia do continente sul-americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida: 471-486. BECA, São Paulo.

TEIXEIRA, N. P., J. S. BETTENCOURT, C. A. V. MOURA, R. DALL'AGNOL & E. M. B. MACAMBIRA, 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. **Precambrian Research** 119(1-4): 257-275.

TEIXEIRA, N. P., J. S. BETTENCOURT, R. DALL'AGNOL, C. A. V. MOURA, C. M. D. FERNANDES & S. C. C. PINHO, 2005. Geoquímica dos granitos paleoproterozóicos da Suíte Granítica Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. **Revista Brasileira de Geociências** 35(2): 217-226.

WIEBE, R. A., D. A. WARK & D. P. HAWKINS, 2007. Insights from quartz cathodoluminescence zoning into crystallization of the Vinalhaven granite, coastal Maine. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 154(4): 439-453.