

# CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

**Volume 10**

*Panorama do conhecimento geológico por ocasião do  
14º Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado em Marabá-Pará,  
no período de 27 de setembro a 1º de outubro de 2015.*

## ► ORGANIZADORES

Aline Maria Meiguins de Lima  
Universidade Federal do Pará  
Instituto de Geociências  
Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais  
Faculdade de Geologia

Paulo Sergio de Sousa Gorayeb  
Universidade Federal do Pará  
Instituto de Geociências  
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica



IGc-Instituto de Geociências



Contribuições à geologia da Amazônia - v. 10 : panorama  
do conhecimento geológico por ocasião

M26943

Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte (SBG - Norte)

**2017**

Belém - Pará - Brasil

535.1106  
SG12  
14.2

O trabalho dos editores deste livro consistiu na triagem de artigos submetidos, encaminhamento destes a pelo menos dos revisores, na revisão técnica e editorial, pré-diagração do texto, composição, motivo e layout da capa.

Os conceitos expressos nos artigos são de responsabilidade exclusiva dos autores.

1ª edição - 2017

A edição original desta obra está publicada em português com partes em inglês, pela Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte (SBG-NN), Belém, sob o título "Contribuições à Geologia da Amazônia - Volume 10".

### **Organizadores**

Aline Maria Meiguins de Lima  
Paulo Sergio de Sousa Gorayeb

### **Editado por**

Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte (SBG-NN)  
Av. Dr. Freitas, 3645, Belém-PA, CEP: 66.095-904  
Site: [www.sbggeo.org.br](http://www.sbggeo.org.br) / E-mail: [nucleo-no@sbgeo.org.br](mailto:nucleo-no@sbgeo.org.br)

### **Revisão final**

Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb  
Aline Maria Meiguins de Lima

### **Editoração/Capa**

Osimar R. Araújo

### **Revisão**

Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb

### **Impressão**

Imprensa Oficial do Estado

Contribuições à Geologia da Amazônia – Volume 10 / Organizadores, Aline Maria Meiguins de Lima e Paulo Sergio de Sousa Gorayeb. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2017, Vol. 10; 446p.: il.

Panorama do conhecimento geológico por ocasião do 14º Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado em Marabá, no período de 27 de setembro a 1º de outubro de 2015.

ISBN: 978-85-88692-12-1

1. Geologia - Amazônia, I. Lima, Aline Maria Meiguins de , Gorayeb, Paulo Sergio de Sousa.

CDD: 558.11

CDU: 551 (811)

# O Sistema Hidrotermal do Patrocínio, Província Mineral do Tapajós (PA): petrografia, geoquímica e idades U-Pb

## The Hydrothermal System of Patrocínio, Tapajós Mineral Province (PA): petrography, geochemistry and U-Pb Ages

Lucas Villela Cassini<sup>1</sup>, Caetano Juliani<sup>2</sup>, Diego Felipe Gómez Gutierrez<sup>3</sup>

**RESUMO:** O período de 2,0 a 1,88 Ga é marcado por um intenso magmatismo de afinidade cálcio- alcalina, com significativa relevância metalogenética na porção centro-sul do Cráton Amazônico, mais precisamente na Província Mineral do Tapajós (PMT). Nesse período estão inseridas diversas ocorrências minerais de afinidade magmático-hidrotermal. Na região da Vila do Patrocínio, localizada na porção central da PMT, dominam sieno- e monzogranitos, com monzonitos, sienitos, pórfiros granodioríticos e tonalitos subordinados. As características geoquímicas e petrológicas sugerem que essas rochas são compatíveis com magmatismo sintectônico. Monzonitos são marcados por intensa alteração hidrotermal (cloritização, sericitização e carbonatação) e pela associação pirrotita-pirita ±ouro, indicativa de ambientes reduzidos, com  $fO_2 \leq FMQ$ , e afinidades metalogenéticas com depósitos do tipo pórfiro reduzido. Monzogranitos são as rochas mais importantes do ponto de vista da mineralização, que ocorre preferencialmente nos trechos onde a rocha se encontra afetada por forte alteração potássica. Nesses casos o ouro se associa a veios e vênulas de quartzo-pirita. A ausência de pirrotita nesses litotipos e o domínio de pirita sugere a oxidação do sistema, atingindo  $fO_2$  compatíveis com as dos depósitos do tipo pórfiro ( $\geq FMQ+2$ ), apontando para a mudança no caráter geoquímico dos fluidos. Sienitos tardios pertencentes à série shoshonítica marcam a migração para situações tardi-tectônicas demonstrando a maturidade do arco. A consolidação dos dados aponta para a existência, inicialmente, de um sistema do tipo pórfiro com características reduzidas e reforçam o modelo genético regional de sistemas magmático-hidrotermais relacionados à dinâmica de arcos magmáticos na PMT. A evolução e maturidade do arco são evidenciadas por mudanças nas características geoquímicas, petrológicas e metalogenéticas no sistema hidrotermal.

**PALAVRAS-CHAVE:** Tapajós; Alteração-hidrotermal; Ouro; Arco-magmático; Metalogenia.

**ABSTRACT:** From 2.0 to 1.88 Ga the central south central portion of the Amazonian Craton, more precisely the Tapajós Mineral Province (TMP), was affected by an expressive magmatism of calc-alkaline affinity and important metallogenetic relevance. Many mineral occurrences of magmatic-hydrothermal affinity have been recognized on this interval. The surroundings of the Patrocínio Village, located on the central portion of the TMP, is dominated by syeno- and monzogranites, with subordinated monzonites, syenites, granodioritic porphyries and tonalites. Geochemical and petrologic characteristics indicate that these rocks are compatible with syn- to post-collisional magmatism. Monzonites are characterized by the intense hydrothermal alteration (with formation of chlorite, sericite and carbonate) and by the mineral assemblage pyrrhotite-pyrite ±gold, suggesting reduced environment with  $fO_2 \leq FMQ$  and metallogenetic affinity with reduced porphyry systems. Monzogranites are the most important rocks from the mineralization point of view, which occurs preferentially on the intervals where the lithotype is affected by strong potassic alteration. On these cases gold is hosted on quartz-pyrite veins and veinlets. The absence of pyrrhotite on these lithotypes and the domain of pyrite indicates the oxidation of the system, achieving  $fO_2$  compatible with porphyry deposits ( $\geq FMQ+2$ ), pointing toward a change on the geochemical characteristic of the fluids. Late shoshonitic affinity syenites mark the migration of the tectonic setting to a late-tectonic environment and demonstrate the maturity of the arc. The consolidation of the results suggests the existence of, primarily, a reduced porphyry system, reinforcing the genetic model of arc-related magmatic-hydrothermal systems on the TMP. Arc evolution and maturity are evidenced by changes on the geochemical, petrological and metallogenetic characteristics of the hydrothermal system.

**KEYWORDS:** Tapajós; Hydrothermal-alteration; Gold; Magmatic-arc; Metallogeny.

<sup>1,2,3</sup> Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

<sup>1</sup> Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

<sup>1</sup> [lucascassini72@gmail.com](mailto:lucascassini72@gmail.com), [2cjulianif@gmail.com](mailto:2cjulianif@gmail.com), [3diegomez656@gmail.com](mailto:3diegomez656@gmail.com)

<sup>3</sup> Rua Engenheiro Jorge Oliva, 237, ap. 152a, CEP 04362-060, São Paulo, SP, Brasil

Tel.11 37298121

Cel. 11 981380728



## INTRODUÇÃO

O Cráton Amazônico é constituído por províncias proterozoicas justapostas tectonicamente a antigos núcleos de idade arqueana. Tassinari & Macambira (1999) consideram que sua evolução se deu pela amalgamação de cinturões orogênicos paleoproterozoicos (2,2 a 1,95 Ga) ao redor de um núcleo arqueano formado por microcontinentes independentes. Segundo estes autores parte das províncias Maroni-Itacaiúnas e Rondonia-

na-San Ignácio e toda Província Ventuari-Tapajós e a Província Rio Negro-Juruena formaram-se por acreção de material juvenil, ao passo que parte das duas primeiras províncias e da Província Sunsás se associam ao retrabalhamento de crostas continentais antigas. Posteriormente Santos et al. (2000) propuseram a divisão do cráton em sete províncias, denominadas Amazônia Central, Carajás, Transamazonas, Tapajós-Parima, Rondônia-Juruena, Rio Negro e Sunsás, conforme apresentado na Figura 1.

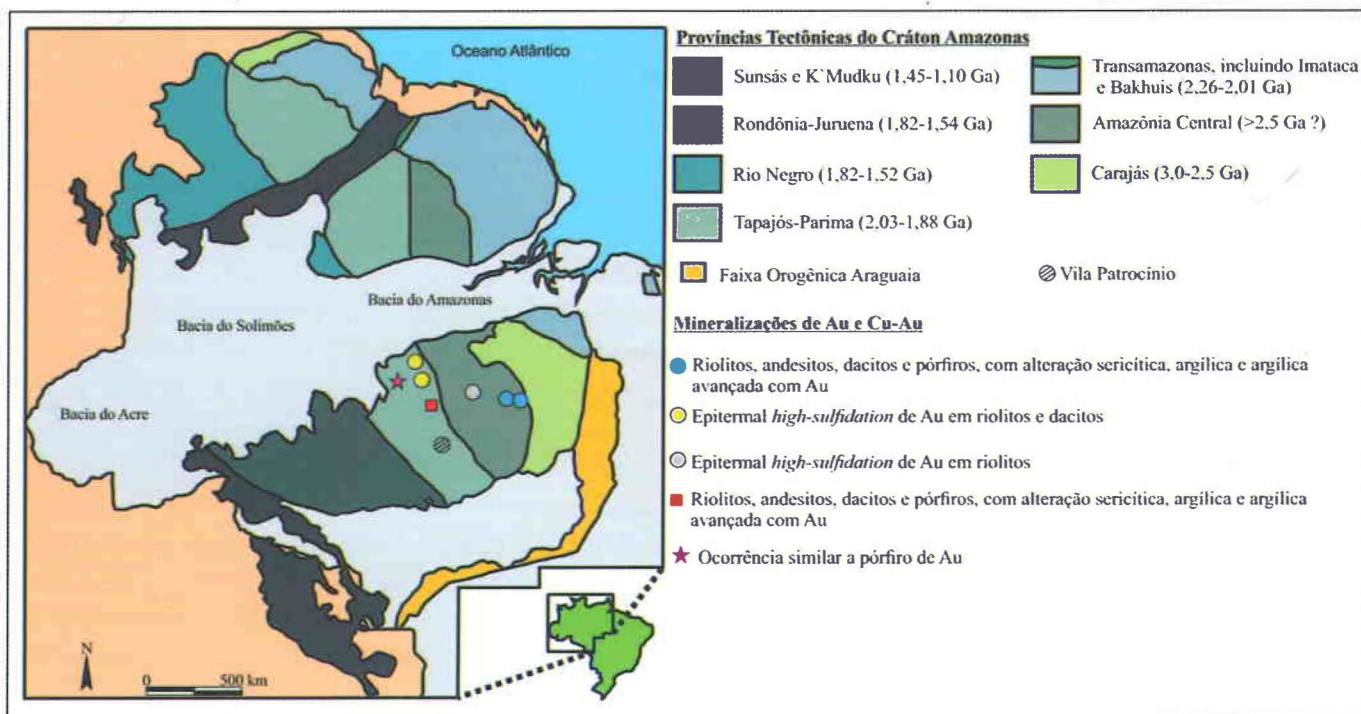


Figura 1 - Mapa do Cráton Amazônico com as províncias geocronológicas propostas por Santos et al. (2000) com os sistemas magmático-hidrotermais relacionados ao magmatismo Uatumã (adaptado de Juliani et al., 2005, 2009).

A Província Tapajós-Parima, na concepção mais clássica, é considerada uma sequência de faixas orogênicas acrescidas ao núcleo cratônico da Província Amazônia Central durante o Paleoproterozoico (Santos et al., 2000). Esse ciclo orogênico seria o responsável pela formação dos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú (2011 ± 23 Ma, Santos et al., 2000), Creporizão (1980–1957 Ma, Santos et al., 2001), Tropas (1897 ± 3 Ma, Santos et al., 2004) e Parauari (1885–1877 Ma, Santos et al., 2001). Neste modelo as rochas vulcânicas e plutônicas intraplaca com idades de 1,87 e 1,86 Ga que compõem, respectivamente, o Grupo Iriri e a Suíte Intrusiva Maloquinha comporiam o evento magmático Uatumã. Carneiro et al. (2013; 2014) e Juliani et al. (2014) apresentaram uma outra proposta evolutiva distinta para esta região do cráton, segundo a qual a crosta arqueana que aflora na Província Amazônia Central se estenderia até aproximadamente o rio Tapajós, estando retrabalhada e recoberta na Província Tapajós por rochas formadas

em pelo menos dois arcos magmáticos continentais denominados de Arcos Tapajônicos, formados em evento de subducção de longa duração em regime tectônico fracamente compressivo a, episodicamente, levemente extensional. Ainda segundo esses autores, lineamentos de direção E-W do embasamento arqueano da Província Carajás favorecem a intrusão e o extravasamento de magmas intermediários e félsicos na Província Tapajós.

Tópicos como a extensão, assinatura geoquímica e afinidade geotectônica do magmatismo Uatumã ainda permanecem como não consensuais entre os pesquisadores. Dall'Agnoll et al. (1994), por exemplo, entendem que esse evento magmático apresenta considerável heterogeneidade geoquímica e petrológica e teria se formado em ao menos dois pulsos principais, um há ca. 2,0 Ga e outro há ca. 1,88 Ga. Nesse contexto se insere a Província Mineral do Tapajós (PMT), que engloba parte da província tectônica Tapajós-Parima e parte da Amazônia Central. A compilação dos dados geocro-



nológicos obtidos em rochas da PMT até aqui indicam que as suítes de rochas cálcio-alcálicas (vulcânicas e plutônicas) agrupam-se em três conjuntos de idades: i) de 2,00 a 1,95 Ga; ii) de 1,90 a 1,89 Ga e; iii) de 1,88 a 1,87 Ga. Juliani et al. (2014) consideram que o magmatismo anorogênico formou-se quase que exclusivamente entre 1,88 e 1,87Ga, com a ascensão dos magmas controlada por grandes fraturas crustais orientadas segundo NW-SE e NE-SW. A este episódio atribuem a denominação de Evento Uatumã *stricto sensu*.

O magmatismo associado aos arcos Tapajônicos apresenta importância metalogenética, pois principalmente no período de 1,97 a 1,88 Ga têm sido identificadas diversas ocorrências de ouro, cobre e molibdênio de afinidade magmática-hidrotermal como sistemas epitermais *high-sulfidation* com alunita e pirofilita, *low-sulfidation* com adularia, e do tipo pórfiro (Au-Cu-(Mo)). No entanto, a falta de mapeamentos em escala adequada e de dados geológicos e geofísicos mais robustos não permitem que a evolução tectônica da Província Mineral do Tapajós e do Cráton Amazônico, bem como as características do magmatismo Uatumã *lato sensu* e a gênese das mineralizações em ouro e metais de base nesta região sejam mais confiavelmente estabelecidas.

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área estudada encontra-se inserida na Província Ventuari-Tapajós ou Tapajós-Parima (Tassinari & Macambira, 1999; Santos et al., 2000) onde ocorrem tonalitos e granodioritos cálcio-alcálicos do Complexo Cuiú-Cuiú (2011 ± 23 Ma, Santos et al., 2000), os granitoides, andesitos e basaltos da Suíte Intrusiva Creporizão (1980–1957 Ma, Santos et al., 2001), e os granitoides e vulcânicas félsicas da Suíte Intrusiva Parauari (1885–1877 Ma, Santos et al., 2001). Também são encontrados nessa porção da PMT os litotipos plutônicos de afinidade intraplaca, que variam de monzogranitos a álcali-feldspato granitos, com idades na faixa de 1,88 Ga, atribuídos à Suíte Intrusiva Maloquinha.

A sucessão de rochas vulcânicas cálcio-alcálicas na PMT é principalmente considerada como pertencente ao Grupo Iriri, composto pelas formações Bom Jardim, Salustiano e Aruri, enquanto que a Formação Moraes Almeida e as rochas vulcânicas alcálicas do tipo A comporiam o vulcanismo Uatumã *stricto sensu*

(Lamarão et al., 2002; Juliani et al., 2014). A este evento magmáticos se associariam o granitos do tipo São Jorge mais jovem e os da Suíte Intrusiva Maloquinha. A Formação Bom Jardim é composta predominantemente por andesitos, dacitos, traquiandesitos e latitos, com riolitos, basaltos e rochas piroclásticas associadas, com 1,89 a 1,88 Ga (Almeida et al., 2000; Bahia & Quadros, 2000). Na concepção de Juliani et al. (2005) essa associação representaria a sequência pré-caldeira do magmatismo cálcio-alcálico de arco continental. As formações Salustiano e Aruri representariam a sucessão relacionada à dinâmica da caldeira segundo Juliani et al. (2005). A primeira destas formações é constituída por riolito e rochas piroclásticas de composições riolíticas, riódacíticas e dacíticas de 1,88–1,87 Ga (Santos et al., 2000), pertencentes à série cálcio-alcálica de alto potássio (Bahia & Quadros, 2000). A Formação Aruri é composta por tufo ácidos, ignimbritos, brechas vulcânicas e vulcanoclásticas diversas e representaria a porção mais superficial da sequência vulcânica do Grupo Iriri, com faciologia sugestiva de ambientação pós-caldeira. Sistemas epitermais *high-* e *low-sulfidation* descritos por Nunes et al. (2000), Nunes (2001), Corrêa-Silva et al. (2001), Juliani et al. (2005) e Aguija-Bocanegra (2013), por exemplo, encontram-se hospedados nos litotipos dessa unidade. Lamarão et al. (2002) individualizaram ainda a subunidade Vila Riozinho, que é composta por andesito basáltico, traquito e riolito de ca. 2,0 Ga, pertencentes à série cálcio-alcálica de alto potássio, com gradações à série shoshonítica. Adicionalmente, Tokashiki (2015) descreveu rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de aproximadamente 1,97 Ga, pertencentes à série cálcio-alcálica, às quais se associa um sistema epitermal *low-sulfidation* com gradação para *intermediate-sulfidation*, com minério de caráter polimetálico representado pela associação galena + pirita + calcopirita ± esfalerita ± ouro ± electrum ± prata.

## RESULTADOS

A Vila Patrocínio se localiza na porção central da PMT, a aproximadamente 300 quilômetros ao sul da cidade de Itaituba, nas proximidades das Vilas Creporizão e Creporizinho como ilustrado na Figura 2. O acesso à vila se dá por via terrestre pela rodovia Transgarimpeira, de onde se toma o ramal para o Patrocínio.



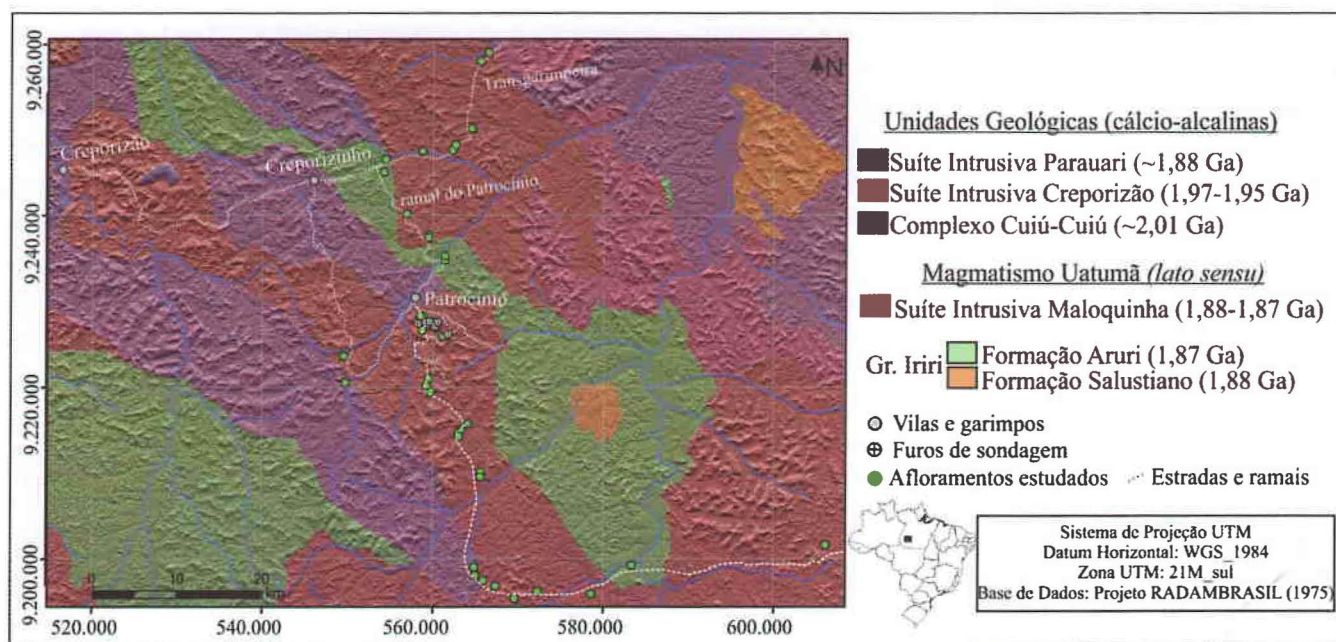


Figura 2 - Mapa geológico com a localização da Vila Patrocínio, incluindo os ramais de acesso e vilarejos nas suas adjacências. Mapa geológico da área, segundo Ferreira et al. (2004), sobre modelo digital de elevação gerado a partir de imagem SRTM. Os afloramentos estudados e as localizações das sondagens diamantadas estão indicados pelos pontos verdes e brancos, respectivamente.

## GEOLOGIA LOCAL

Geomorfologicamente a região é caracterizada por um padrão de relevo pouco acentuado, onde dominam morros e morrotes de baixa declividade que por sua vez estão distribuídos em meio a extensas superfícies aplainadas pela erosão. As principais unidades geológicas que afloram na região da Vila Patrocínio são a suítes intrusivas Creporizão e Parauari (Ferreira et al., 2004). Os afloramentos nas estradas nas proximidades da Vila Patrocínio são formados predominantemente por sieno- e monzogranitos maciços, leucocráticos e porfiríticos. Quase sempre são magnéticos ao imã de mão e não apresentam alteração hidrotermal expressiva ou indícios de mineralização. Menos frequentemente ocorrem granodioritos maciços, leucocráticos, inequigranulares, fracamente magnéticos, por vezes com encraves microgranulares máficos. Localmente foram verificados blocos de restos de migmatitos de altas taxas de fusão em meio aos granitos.

A descrição macroscópica dos testemunhos de sondagem, da mesma forma, mostrou o predomínio de sieno- e monzogranitos, os quais são os principais hospedeiros da mineralização aurífera. O minério é representado por veios e/ou vênulas de quartzo, pirita e, por vezes, ouro visível, que se concentra preferencialmente nos trechos onde as rochas foram fortemente hidrotermalizadas. Subordinadamente estão presentes corpos de monzonitos e de sienitos maciços, porfiríticos,

leucocráticos, magnéticos ou fracamente magnéticos, afetados por alteração hidrotermal em diferentes intensidades. Predomina a alteração potássica, mas zonas de alterações propilitica, sericitica, silicificação, sulfetização e hematitização estão também presentes. Em diversos intervalos verificou-se também alteração carbonática fissural, por vezes também em estilo pervasivo, resultando na obliteração quase total das paragêneses primárias. Diferentemente dos sieno- e monzogranitos, que apresentam apenas pirita, monzonitos e sienitos apresentam pirita e pirrotita disseminadas e, subordinadamente, na forma de veios e vênulas. Por se tratar de testemunhos de sondagem, não foi possível definir a relação espacial dos monzonitos e sienitos com os granitos.

Granodiorito e tonalito maciços, leucocráticos e fracamente magnéticos são as rochas encaixantes dos granitos e dos monzonitos. Comumente são verificados xenólitos destes nos demais litotipos. Essas rochas foram descritas apenas nos testemunhos mais distais das mineralizações e, de modo geral, não apresentam alteração hidrotermal intensa. Rochas sub-vulcânicas ácidas e básicas e aplitos ocorrem como diques nos granitos, sendo comum no contato a presença de veios e vênulas de pirita e quartzo mineralizados em ouro.

Em alguns trechos dos testemunhos de sondagem as rochas apresentam textura cataclástica com fragmentos de megacristais de feldspato potássico e cimentação



por quartzo leitoso. Nas bordas dos veios, próximo aos fragmentos, podem ser vistas relíquias de texturas de *open-and-fill* e drusas de quartzo com intercrescimento de feldspato marrom-avermelhado sugestivo de tratar-se de adulária.

## PETROGRAFIA

Sob microscópio petrográfico os granodioritos caracterizam-se como rochas maciças, leucocráticas e porfíricas, com fenocristais de plagioclásio (Fig. 3A) compostas predominantemente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, anfibólio e titanita, com clorita e clinozoisita hidrotermais. Os fenocristais são subedrais ou eudrais e zonados, com teores de anortita variando de labradorita (An55) a bytownita (An71), o que sugere assimilação ou mistura de magmas félsicos e máficos na sua formação. As porções mais externas dos cristais estão frequentemente saussuritizadas, indicando um zonamento composicional inverso (Fig. 3B e 3C) e, por vezes, ocorrem inclusões e núcleos de feldspato potássico. O feldspato potássico da matriz compõem cristais comumente subedrais ou anedrais, evidenciando fase de cristalização precoce. Como minerais máficos ocorrem hornblenda e biotita geralmente associados e/ou intercrescidos em agregados dispostos entre as demais fases minerais da rocha, conforme evidenciado nas Figuras 3B e 3D.

Os monzo- e sienogranitos são rochas maciças, leucocráticas e porfíricas (Fig. 4A) compostas por feldspato potássico (40% vol.), quartzo (30% vol.), plagioclásio (25% vol.) e biotita (4% vol.), com anfibólio, titanita, allanita e zircão como minerais acidentais (1% vol.) ou acessórios e epidoto, carbonato, sericita e clorita secundários. Os monzogranitos apresentam fenocristais euédricos e anédricos de plagioclásio, comumente com núcleos de feldspato potássico configurando uma textura *rapakivi* (Fig. 4C). Os cristais de plagioclásio estão saussuritizados em intensidades variadas, mas mais intensamente nas porções com maiores teores de anortita (An55–An68), sendo os cristais com composições de andesina (An35) mais límpido. Feldspato potássico ocorre também como megacristais nos monzogranitos, mas são relativamente menos abundantes e apresentam hábitos variando de subédricos a anédricos. Os mine-

rais máficos, de modo geral, ocorrem em aglomerados, onde predomina biotita, por vezes cloritizada. Os cristais de biotita variam de euédrais a anedrais, são fortemente pleocróicos, com cores variando de castanho-avermelhado a esverdeado à medida que se alteram para clorita. Halos de pleocroísmo em cristais de biotita são devidos à pequenas inclusões de zircão. Associam-se à biotita cristais euédricos e subédricos de titanita, minerais opacos e epidoto subedral, além de anfibólio pleocróico verde, anedral e subedral. Cristais euédricos de allanita ocorrem como traço e se associam aos aglomerados de minerais máficos. Quartzo ocorre como cristais finos predominantemente anédricos dispersos na matriz e, localmente, ocorrem como cristais mais grossos. A Figura 4D ilustra uma feição comum em alguns dos monzogranitos, nas quais se nota um cristal de plagioclásio anédrico com bordas corroídas e aspecto turvo sob polarizadores paralelos sendo progressivamente transformado em feldspato potássico, processo indicativo de alteração hidrotermal.

Os sienogranitos são dominados por fenocristais euédricos e subédricos de feldspato potássico, contendo muitas vezes núcleos e inclusões de plagioclásio. Estes, por sua vez, se encontram intensamente saussuritizados e, menos frequentemente, o plagioclásio ocorre como cristais euédricos e subédricos mais grossos. Como mineral máfico ocorre biotita, geralmente associada a minerais opacos, constituindo aglomerados. A biotita se apresenta como cristais subédricos com pleocroísmo variando de marrom-escuro a marrom-claro. A maioria dos cristais se encontra parcial a totalmente cloritizados e entre a biotita ígnea de cor marrom e a clorita forma-se biotita verde. Em algumas amostras foi possível perceber a presença de óxido de ferro associado aos aglomerados de minerais máficos. Esses litotipos foram afetados por alteração hidrotermal em estilos e intensidades variadas. A mais comum é a alteração potássica, que se caracteriza pela substituição do plagioclásio ígneo por feldspato potássico (Fig. 4D), tendo associado a formação de biotita hidrotermal verde ou verde-acastanhado que substitui a biotita ígnea de cor marrom. Nas porções mais distais do alvo, sienogranitos potassificados são cortados por veios de albita + clorita + epidoto, diagnósticos da alteração propilitica, como se observa na Figura 4B.



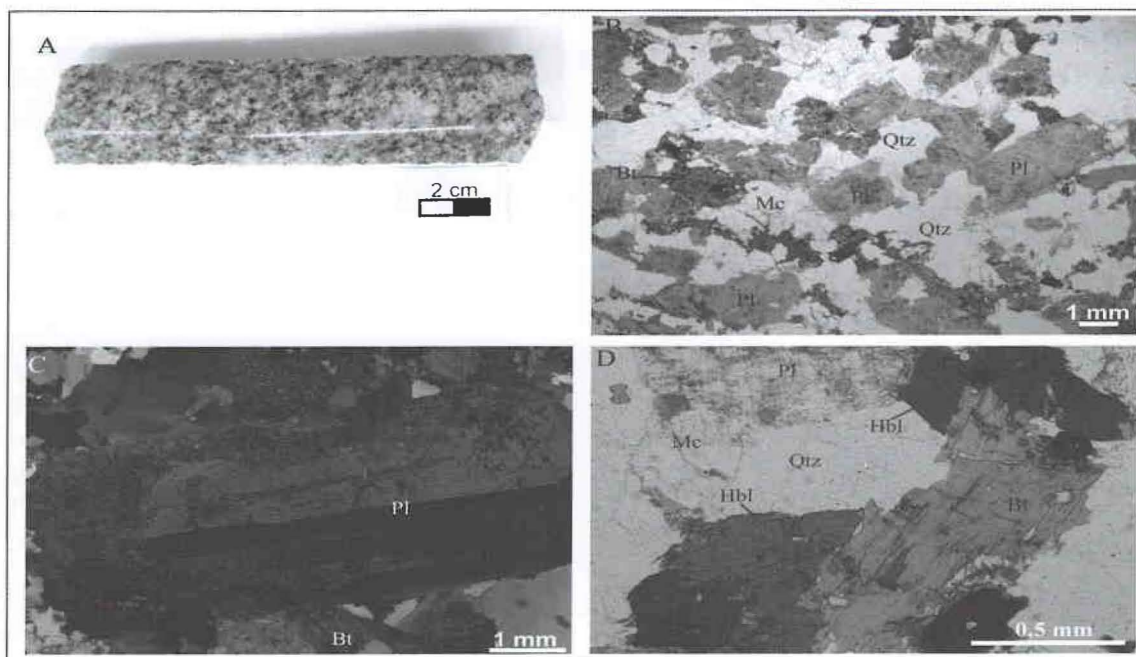


Figura 3 - A) Imagem de testemunho de sondagem de granodiorito porfirítico maciço e leucocrático; B) Aspecto geral da seção delgada da amostra de granodiorito, onde se notam agregados de biotita com hornblenda associada e cristais de plagioclásio saussuritizados, ainda com reliquias de zonamentos composicionais. Fotomicrografia sem o filtro analisador; C) Fenocristal de plagioclásio zonado com borda intensamente saussuritizada. Fotomicrografia com filtro analisador; D) Detalhe de agregado de minerais máficos, com cristais de hornblenda e biotita subedrais. Fotomicrografia sem o filtro analisador. Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo; Bt: biotita; Mc: microclínio; Hbl: hornblenda. Abreviações segundo Kretz (1983) e Siivola & Schmid (2007).

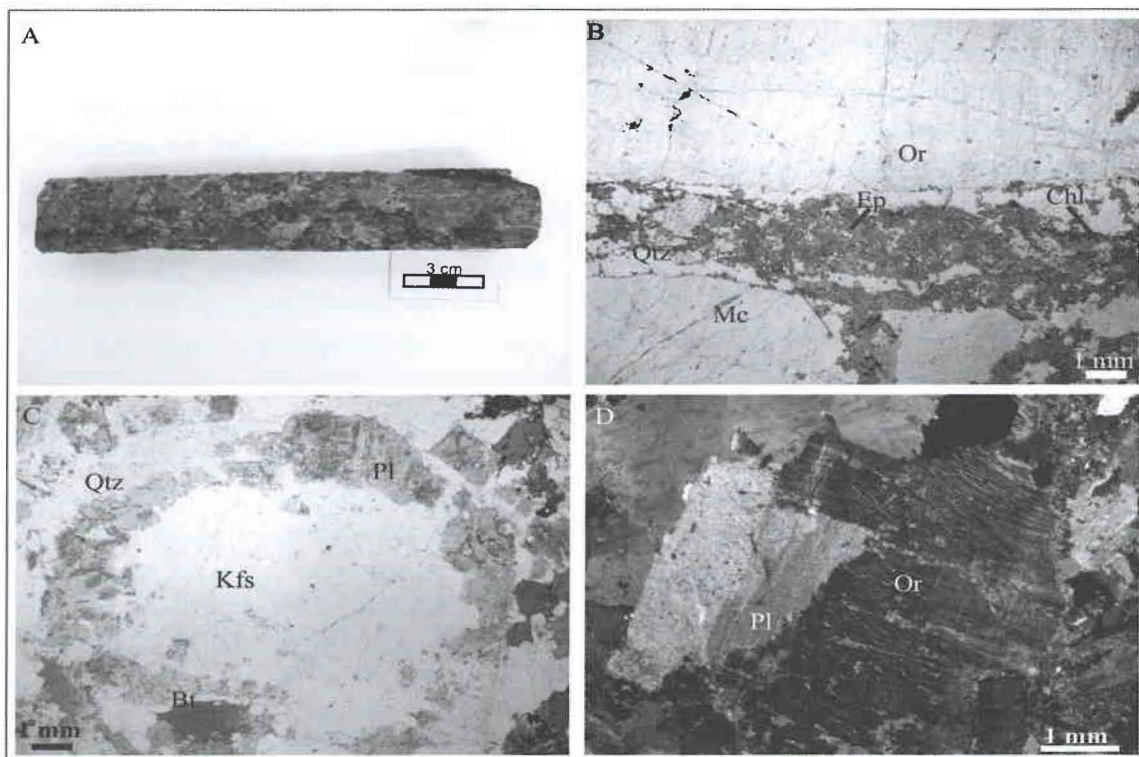


Figura 4 - A) Imagem de testemunho de sondagem do sienogranito porfirítico maciço e leucocrático; B) Seção delgada da amostra em "A" com vênula de aproximadamente três milímetros de espessura composta por clorita, epidoto, quartzo e minerais opacos. Fotomicrografia sem o filtro analisador; C) Aspecto ao microscópio de monzogranito onde se observa plagioclásio parcialmente saussuritizado (de aspecto turvo) ao redor do feldspato potássico em textura rapakivi, aglomerados de minerais máficos e grãos de quartzo (mais límpidos). Fotomicrografia sem o filtro analisador; D) Monzogranito porfirítico com alteração potássica em que plagioclásio primário (porção esquerda da fotomicrografia) é gradativamente substituído por feldspato potássico hidrotermal. Notar a biotita hidrotermal verde a verde-acastanhado associada. Fotomicrografia com o filtro analisador. Or: ortoclásio; Ep: epidoto; Chl: clorita; Qtz: quartzo; Mc: microclínio; Kfs: feldspato potássico. Abreviações segundo Kretz (1983) e Siivola & Schmid (2007).



Os sienitos, quartzo-sienitos, monzonitos e quartzo-monzonitos são petrograficamente semelhantes, diferindo entre si, em essência, quanto ao conteúdo de plagioclásio e quartzo. São rochas maciças, leucocráticas e porfíricas (Fig. 5A). Os monzonitos e os quartzo-monzonitos são caracterizados pela presença de megacristais eudrais e subedrais de plagioclásio comumente saussuritizados (Fig. 5B) e subedrais de feldspato potássico, ambos totalizando de 70 a 80% vol. nas contagens modais. O quartzo alcança concentrações máximas em torno de 12% vol. Os minerais máficos e opacos se distribuem na matriz e são representados respectivamente por clorita secundária e sulfetos (Fig. 5C e 5D).

Os sienitos e quartzo-sienitos são caracterizados pela presença de megacristais euédricos a anédricos de feldspato potássico, frequentemente com núcleos com cristais de plagioclásio eudrais a subedrais inclusos. O quartzo constitui cristais anédricos ou subédricos distribuídos na matriz da rocha. O índice de cor não passa de 10%, sendo clorita e epidoto secundários os principais minerais máficos.

Tanto os monzonitos quanto os sienitos se encontram comumente afetados por alterações hidrotermais que incluem alteração potássica, carbonatização, sericitização, cloritização e epidotização, tanto no estilo fissural quanto pervasivo (Fig. 5C). Sericitização e cloritização são de caráter tardio e apresentam pirrotita, pirita e, menos frequentemente, calcopirita.

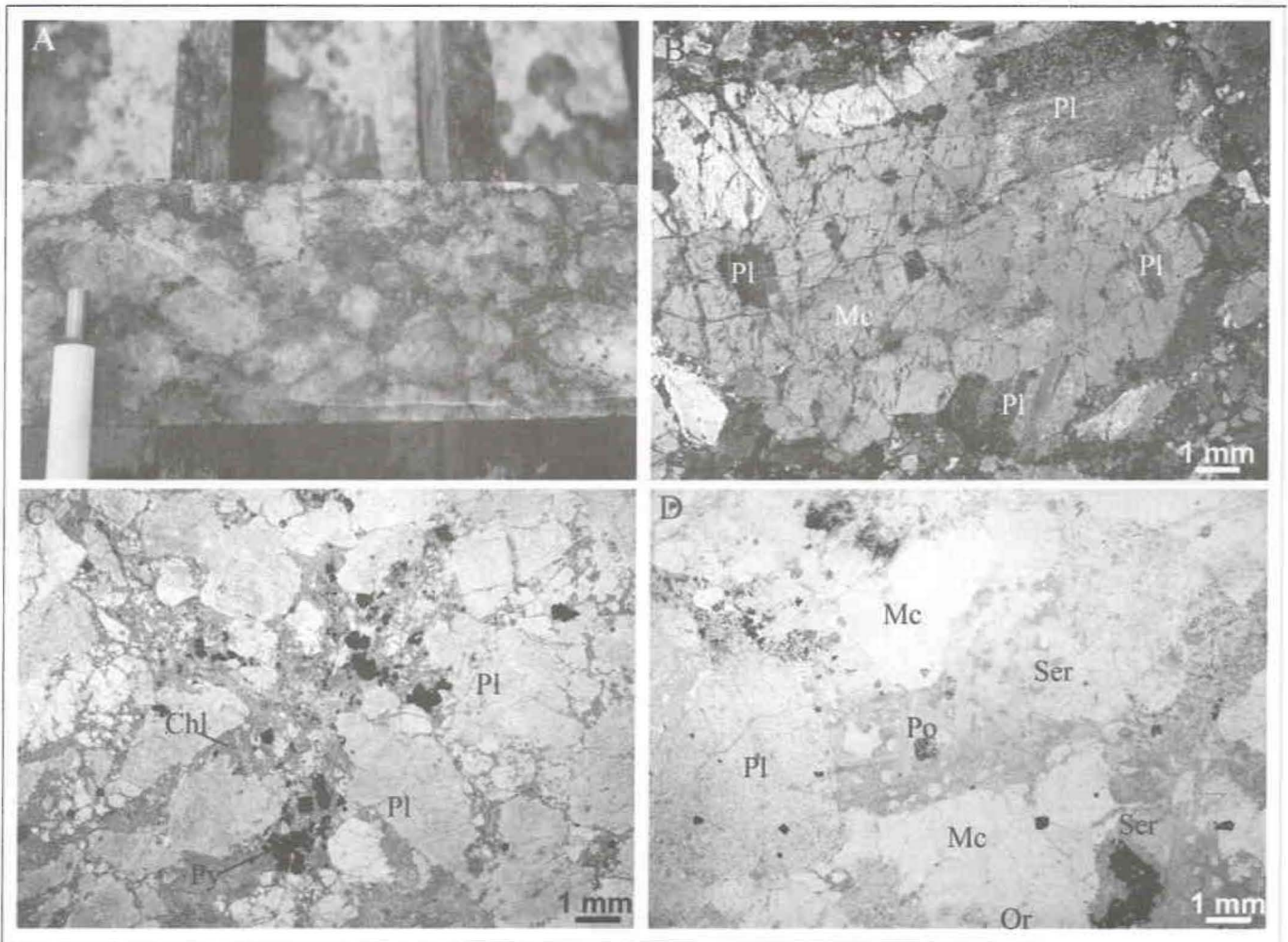


Figura 5 - A) Imagem de testemunho de sondagem de monzonito maciço, porfírico e leucocrático; B) Megacristais de microclínio euédrico com núcleos preservados de plagioclásio levemente saussuritizados. Fotomicrografia sem filtro polarizador; C) Fenocristais de plagioclásio intensamente fraturados e parcialmente saussuritizados, com clorita e pirita na matriz. Fotomicrografia sem filtro polarizador; D) Megacristais de microclínio subedrais englobando cristais subédricos de plagioclásio saussuritizado, com clorita associada. Notar a sericitização do plagioclásio, à qual se associam cristais euédricos de pirrotita. Fotomicrografia sem filtro polarizador. Pl: plagioclásio; Mc: microclínio; Chl: clorita; Py: pirita; Po: pirrotita; Qtz: quartzo; Ser: sericita; Or: ortoclásio. Abreviações segundo Kretz (1983) e Sii-vola & Schmid (2007).



Os pórfiros se caracterizam como rochas maciças e leucocráticas (Fig. 6A) de composições variando entre monzogranítica e granodiorítica e intercrescimentos granofírico relativamente frequentes. São constituídos por fenocristais de plagioclásio (30 a 35% vol.) com até um centímetro de comprimento, quase sempre euedrais, zonados composicionalmente e com núcleos saussuritizados. Apresentam teores de anortita nos núcleos que variam de An57 a An66 (labradorita) e bordas relativamente mais límpidas (Fig. 6C), com composições variando de An07 (albita) a An32 (andesina). Feldspato potássico (25 a 40% vol.) ocorre também como cristais

grossos anedrais e subedrais, comumente apresentando inclusões de plagioclásio saussuritizado nos núcleos. Minerais máficos (10% vol.) formam aglomerados, tendo sido reconhecidos biotita, clorita, hornblenda, epidoto, titanita e opacos (Fig. 6B e 6D). A biotita forma cristais subedrais ou anedrais, apresentam colorações esverdeadas e estão parcialmente cloritizadas. Cristais de titanita euedrais e subedrais e de epidoto anédricos e subédricos ocorrem associados à biotita. Hornblenda constitui cristais anédricos fortemente pleocróicos, com cores verdes. Ocasionalmente ocorrem turmalina e allanita, ambas como cristais euédricos.

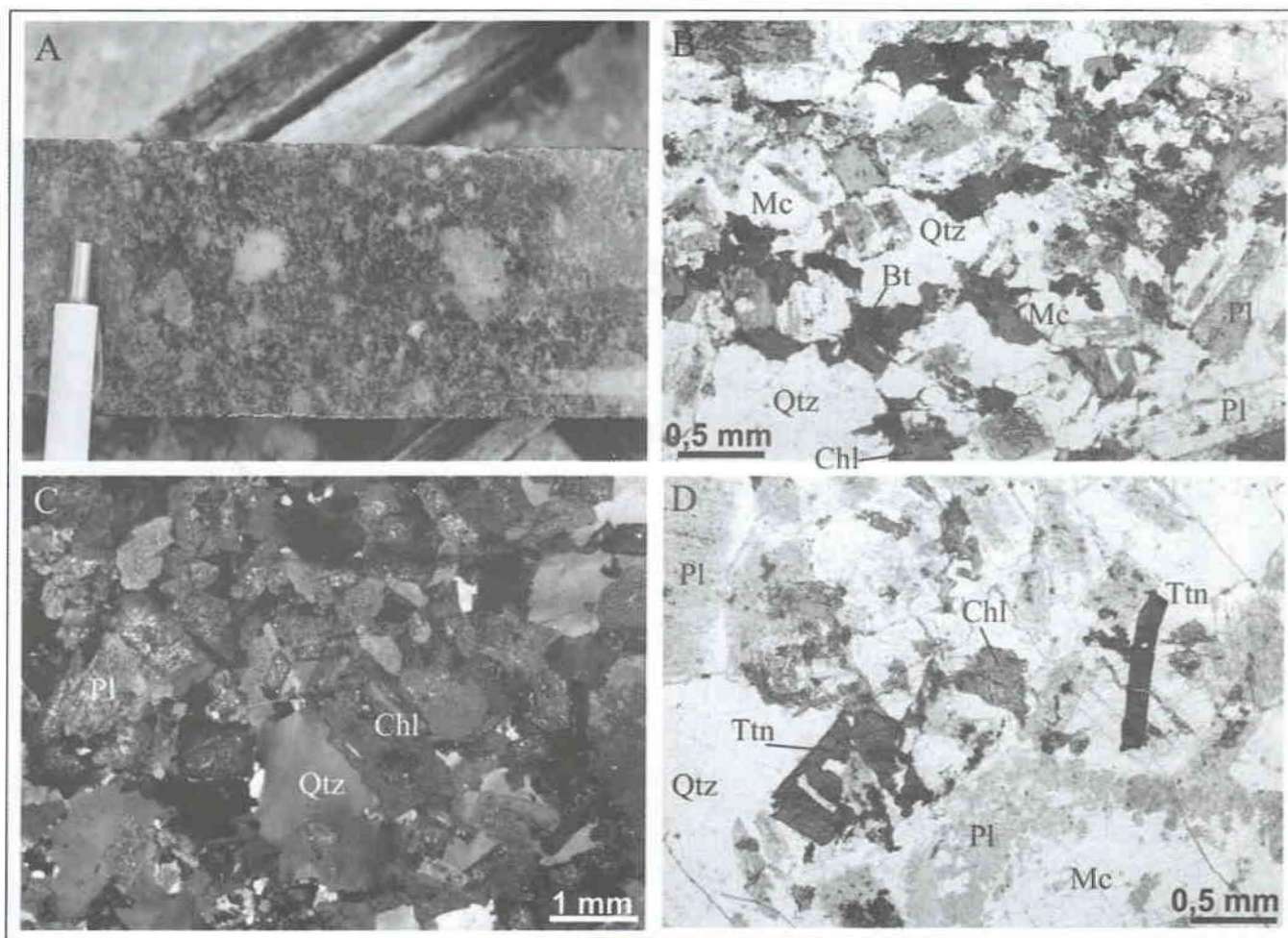


Figura 6 - A) Imagem de testemunho de sondagem de pórfiro monzogranítico leucocrático maciço; B) Fotomicrografia da rocha anterior, com cristais anédricos de quartzo e microclínio e subédricos de plagioclásio e biotita parcialmente cloritizada. Fotomicrografia sem filtro analisador; C) Cristais de plagioclásio euédricos e subédricos, com núcleos saussuritizados, quartzo anedral e clorita. Fotomicrografia com filtro analisador; D) Cristal subedral de microclínio com quartzo e plagioclásio saussuritizado, clorita e titanita euédrica e subédrica. Fotomicrografia sem filtro analisador. Qtz: quartzo; Mc: microclínio; Chl: clorita; Ttn: titanita; Pl: plagioclásio; Bt: biotita. Abreviações segundo Kretz (1983) e Siivola & Schmid (2007).

Os riolitos e traquiandesitos são rochas de colocação tardias em relação às demais anteriormente descritas e ocorrem como diques com espessura de até 13 metros. Os riolitos (Fig. 7A) apresentam granulação fina, textura afanítica, são quase sempre maciços, mas por vezes apresentam orientação por fluxo magmático. Estes litotipos são predominantemente esferulíticos

(Fig. 7C), resultado do processo de cristalização do vidro original da rocha em estado subsolidus. Algumas partes dos riolitos estão intensamente fraturadas, com presença de sericitização nas fissuras (Fig. 7B e 7C). O fraturamento desenvolveu-se preferencialmente nas porções esferulíticas, não sendo observado nas porções microcristalinas, como se nota na porção superior da



Figura 7B, onde predomina sericita e quartzo. Cristais de quartzo com poucos milímetros de diâmetros ou de comprimento comumente apresentam bordas de reação e formas arredondadas devidas à reabsorção magmática, como pode ser observado na Figura 7D. Os espaços vazios, como cavidades miarolíticas e fraturas, encontram-se preenchidos por carbonato, pirita, sericita ou clorita. A Figura 7B mostra uma cavidade miarolítica preenchida por carbonato numa porção da rocha intensamente fraturada. Além disso, vênulas de clorita, quartzo e pirita, como apresentado na Figura 7D, são comuns nesses litotipos.

Os traquiandesitos apresentam granulação fina, textura afanítica, são maciços e mesocráticos (Fig. 8A).

São compostos por plagioclásio (aproximadamente 50% vol.) formando cristais euédricos e subédricos, por vezes saussuritizados, principalmente nos núcleos, como se observa na Figura 8B. Quartzo é ausente ou escasso e, quando presente, forma cristais anédricos e agregados, definindo uma textura glomeroporfírica, como se nota na Figura 8D. Os minerais máficos são representados por titanita (5% vol.), hornblenda (25% vol.), epidoto (5% vol.), biotita (10% vol.) e minerais opacos (5% vol.). Titanita ocorre como cristais euédricos ou subédricos dispersos pela rocha, em distribuição e texturas análogas às dos minerais opacos, cujo hábito sugere ser predominantemente pirita.

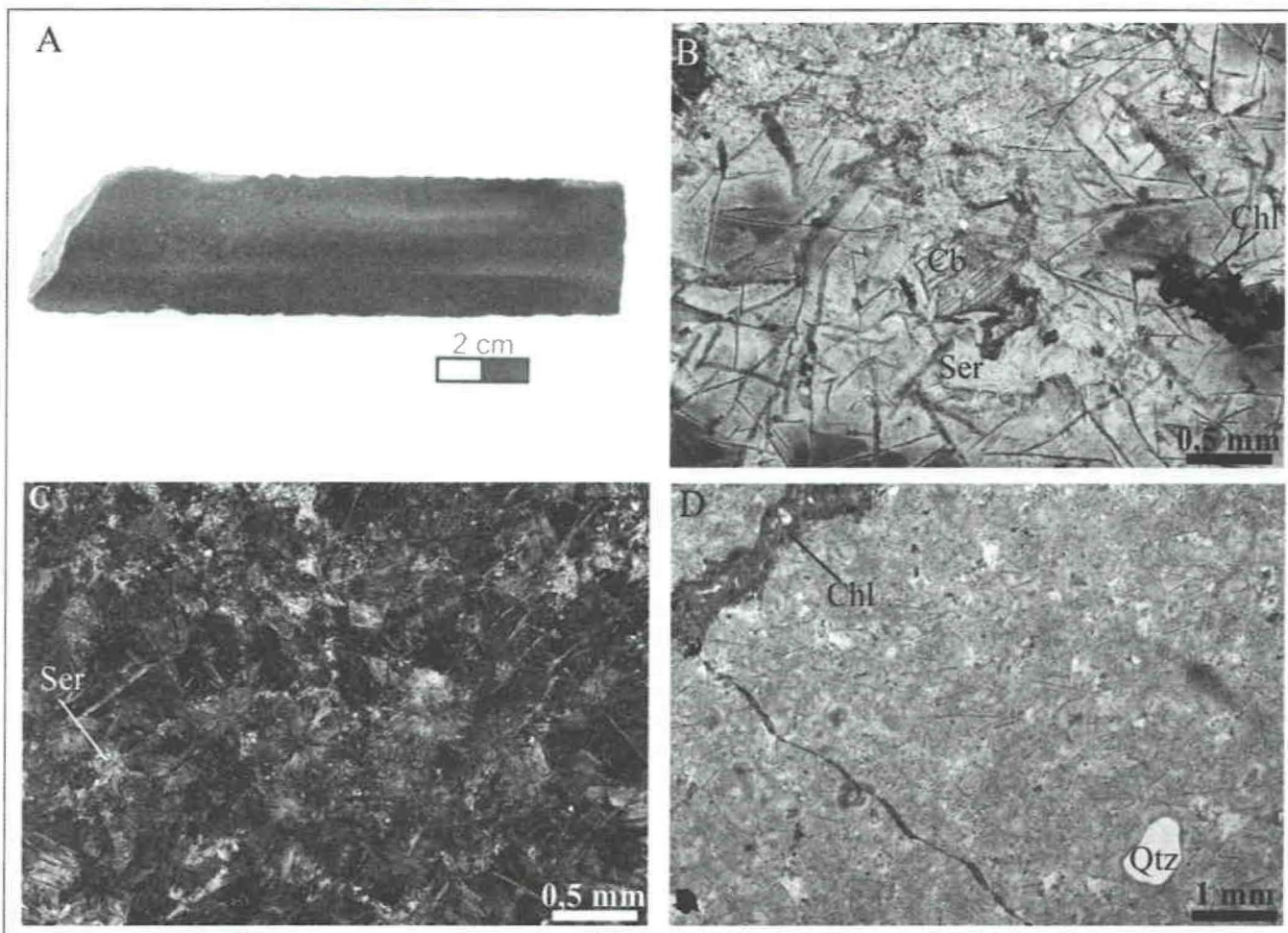


Figura 7 - A) Aspecto macroscópico do riolito fino, maciço e com fraca alteração potássica fissural; B) Cavidade miarolítica preenchida por carbonato. Notar o intenso fraturamento do litotipo com exceção da porção microcristalina localizada na parte superior esquerda da fotomicrografia. Imagem tomada sem o filtro analisador; C) Esferulitos com aproximadamente 0,5 mm de diâmetro, com cristálitos em arranjos radiados e fraturas de resfriamento no material vítreo. Fotomicrografia com filtro analisador; D) Vênula de clorita e quartzo cortando o riolito, com matriz vítrea fraturada. Notar grão arredondado de quartzo com aproximadamente 1 mm de diâmetro, com bordas de reabsorção. Fotomicrografia sem filtro analisador. Fotomicrografia sem o filtro analisador. Chl: clorita; Qtz: quartzo; Cb: carbonato; Ser: sericita. Abreviações segundo Kretz (1983) e Siivola & Schmid (2007).



O anfibólio forma cristais euédricos a subédricos de cores verdes e estão parcialmente substituídos por biotita (Fig. 8C). A biotita apresenta pleocroísmo em tons esverdeados, conforme pode ser visto na Figura

8C. Também como produto da alteração dos anfibólios, mas menos abundante, ocorre epidoto. Vênulas de titanita e leucoxênio são comuns nos traquiandesitos.

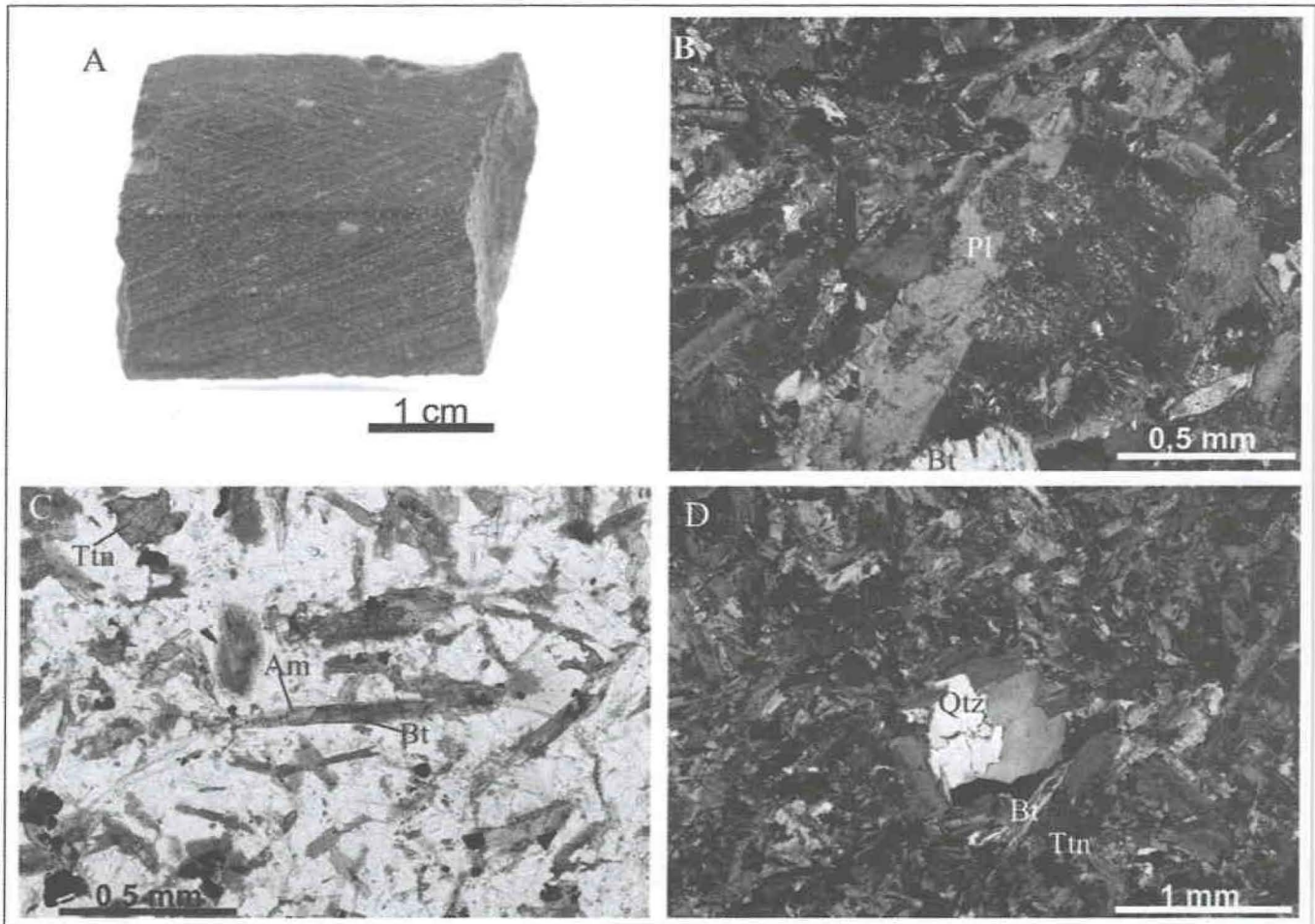


Figura 8 - A) Aspecto macroscópico de um amostra de traquiandesito maciço, fino e afanítico; B) Fotomicrografia do traquiandesito com cristal subedral de plagioclásio com núcleo saussuritizado. Fotomicrografia sem filtro analisador; C) Mesma rocha anterior, com anfibólio primário sendo substituído por biotita secundária com exsolução de minerais opacos. Notar a titanita subédrica na parte superior da micrografia. Fotomicrografia sem filtro analisador; D) Aglomerado de cristais anedrais de quartzo, caracterizando uma textura glomeroporfírica. Fotomicrografia com filtro analisador. Pl: plagioclásio; Bt: biotita; Ttn: titanita; Am: anfibólio; Qtz: quartzo. Abreviações segundo Kretz (1983) e Siivola & Schmid (2007).

A mineralização aurífera na região da Vila do Patrocínio é formada por pequenos veios e disseminações em granitos. Os veios e vênulas de quartzo e pirita ou de sulfetos estão sempre hospedados nos granitos. A mineralização de ouro é venular e se concentra nos intervalos onde as rochas

estão afetadas por forte alteração potássica, como exemplificado na Figura 9A. Um outro estilo de mineralização se relaciona com os monzonitos (Fig. 9B) com pirrotita disseminada, sem ou com pouca pirita, em intervalos afetados por intensa alteração carbonática e sericitica.



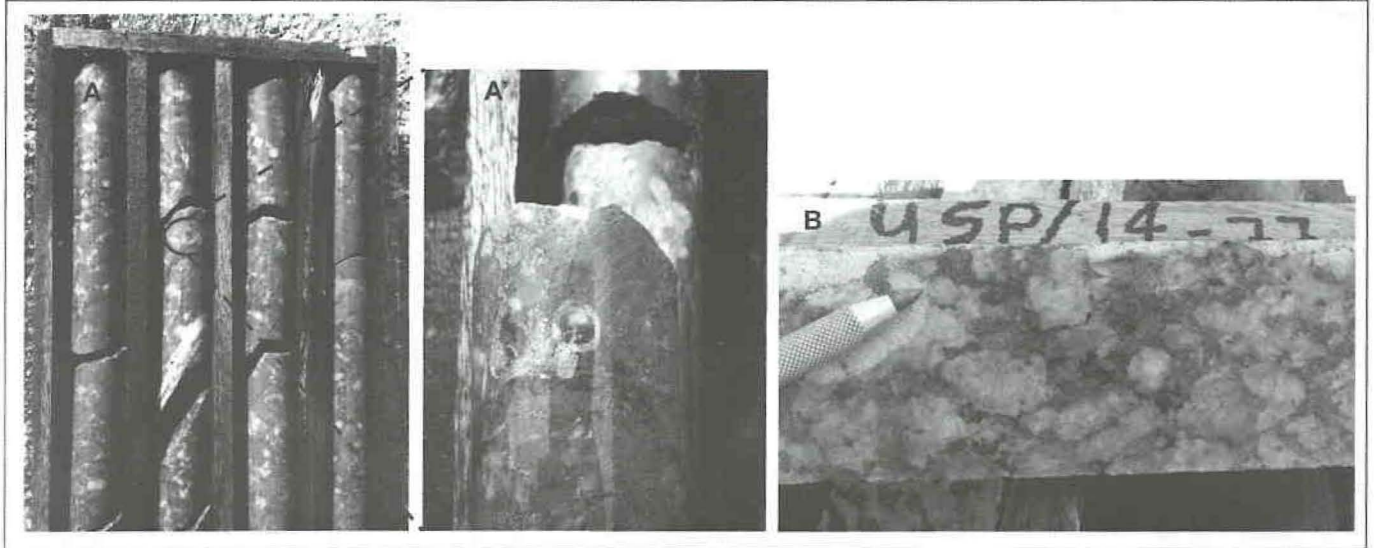


Figura 9 - A e A') Sienogranito maciço, intensamente afetado por alteração potássica, onde ocorrem veios e vênulas de quartzo + pirita com ouro visível destacado no círculo amarelo; B) Sienito porfirítico, leucocrático, mineralizado em ouro, com pirita, pirrotita e carbonato disseminados.

## SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

A susceptibilidade magnética (SM) das rochas foi medida com susceptibilímetro de mão, modelo KT-10 da Terraplus. A Figura 10 apresenta uma síntese dos resultados em formato de *box plot*.

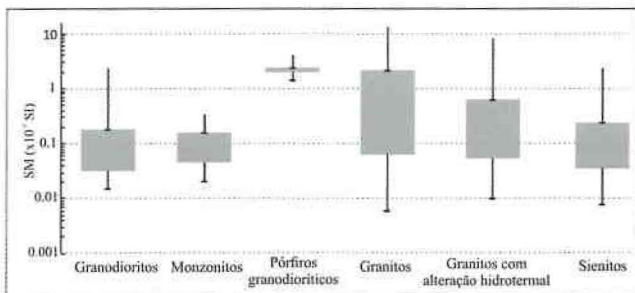


Figura 10 - Valores de susceptibilidade magnética ( $\times 10^{-3}$  SI) medidos para os litotipos intrusivos.

De modo geral, os maiores valores de SM foram verificados para os granitos (monzo- e sienogranitos), que são tipicamente magnéticos ao ímã de mão, com valor médio de  $1,78 \times 10^{-3}$  SI e máximo de  $13,1 \times 10^{-3}$  SI em amostras enriquecidas em magnetita. Para os mesmos litotipos, porém afetados por alteração potássica e/ou sericitica, foram observados resultados ligeiramente menores de SM, que atingem o máximo de  $8,79 \times 10^{-3}$  SI e média de  $0,87 \times 10^{-3}$  SI como se observa na Figura 10. Valores na mesma ordem de grandeza, porém menos dispersos, foram medidos para os pórfiros granodioríticos, que por sua vez apresentam maiores concentrações de minerais ferromagnesianos (até 10% vol.), com SM média de  $1,77 \times 10^{-3}$  SI e valor máximo de  $3,23 \times 10^{-3}$  SI.

Granodioritos, monzonitos e sienitos apresentaram valores de SM equivalentes, sendo que dentre

esses litotipos apenas os dois primeiros apresentaram-se magnéticos, ainda que fracamente, ao ímã de mão. Os granodioritos, que afloram apenas nas partes mais distantes das zonas mineralizadas, apresentaram valor médio de SM de  $0,18 \times 10^{-3}$  SI, sendo as medidas acima de  $1,0 \times 10^{-3}$  SI tratadas como *outliers* e, portanto, não representativas da rocha. Os resultados para os monzonitos, onde foi identificada a ocorrência de pirrotita como mineral traço, apresentaram baixa dispersão e média de  $0,11 \times 10^{-3}$  SI. Já para os sienitos o valor médio de SM foi de  $0,26 \times 10^{-3}$  SI, sendo consideradas *outliers* as medidas acima de  $1,0 \times 10^{-3}$  SI.

A maioria dos resultados adquiridos são inferiores a  $3,0 \times 10^{-3}$  SI que separa os granitos da série da ilmenita dos granitos da série da magnetita (Ishihara, 1977, 1990), fato que permite encaixar a maioria das amostras como pertencentes à série da ilmenita. Apenas algumas medidas adquiridas para os granitos e para os pórfiros granodioríticos encontram-se no campo da série da magnetita.

## LITOGEOQUÍMICA

Foram selecionadas para essa etapa amostras representativas de todos litotipos que ocorrem nos arredores da Vila Patrocínio o mais preservadas possível das alterações hidrotermais. Os resultados indicam, tanto para os litotipos intrusivos quanto para os extrusivos, assinatura compatível com rochas das séries cálcio-alcálicas no diagrama AFM (Fig. 11A) de Irvine & Baragar (1971). Quanto aos índices de saturação em alumínio (ASI) versus álcalis e cálcio (MALI) de Shand



(1943), são classificadas como metaluminosas e peraluminosas (Fig. 10B). No diagrama de  $K_2O$  x  $SiO_2$  de Peccerillo & Taylor (1976) estas rochas são cálcio- alcalinas

de alto potássio, com gradações para a série shoshonítica (Fig. 11C). Entretanto, os sienitos se concentram no campo de rochas da série shoshonítica.

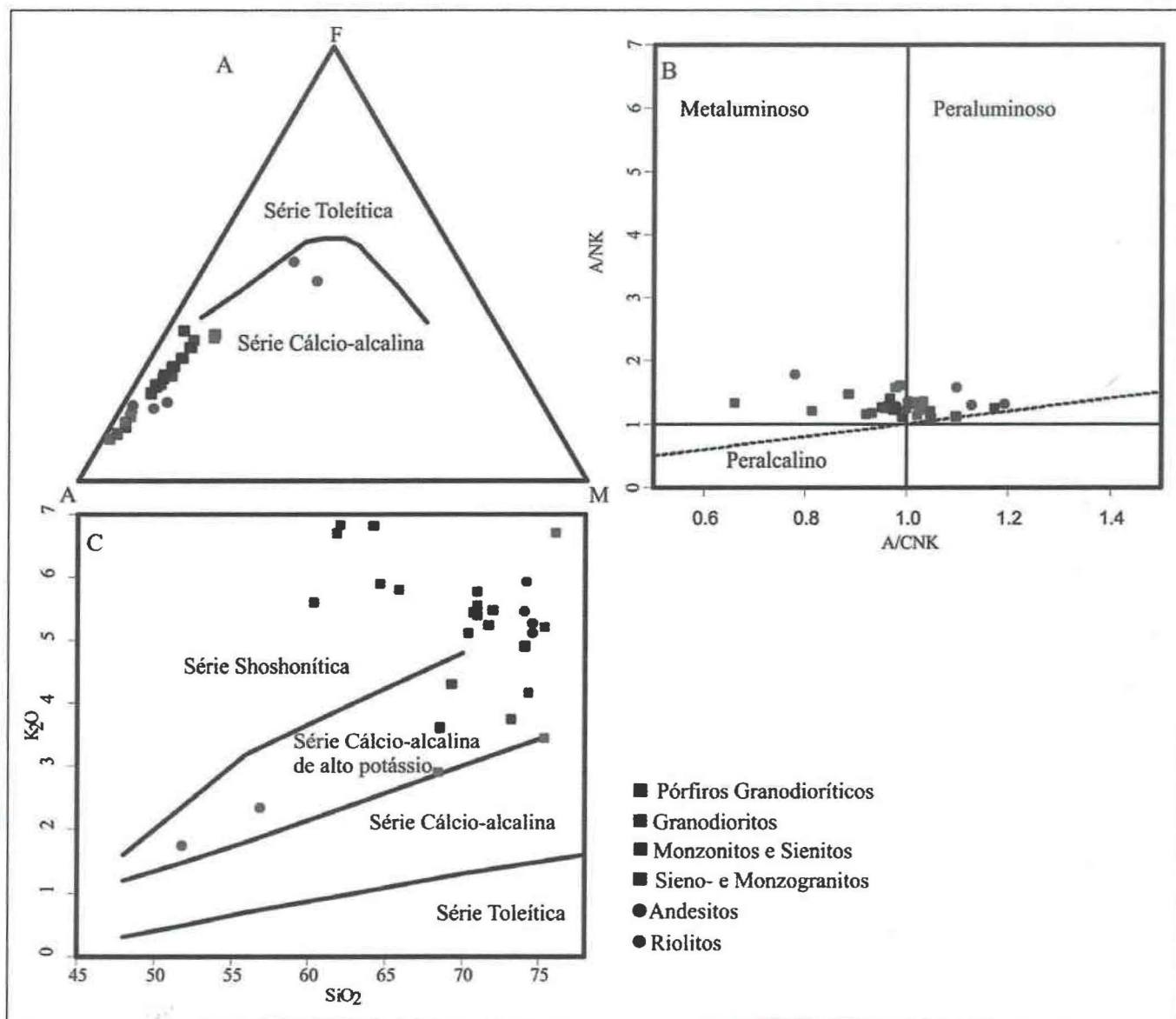


Figura 11 - A) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) classificatório de séries magmáticas, onde  $A = Na_2O + K_2O$ ;  $F = FeO$  e  $M = MgO$ , indicando que as rochas analisadas pertencem à série cálcio-alkalina; B) Diagrama de saturação em alumina  $A/CNK$  x  $A/NK$  de Shand (1943), onde  $A = Al_2O_3$ ,  $C = CaO$ ,  $N = Na_2O$  e  $K = K_2O$ , indicando que as rochas variam de peraluminosas a metaluminosas; C) Diagrama  $K_2O$  x  $SiO_2$  de Peccerillo & Taylor (1976) para classificação das séries magmáticas subalcalinas, onde dominam os litotipos pertencentes à série cálcio-alkalina de alto potássio e à série shoshonítica.

Os elementos traço foram utilizados para a elaboração de diagramas de ambientação tectônica (Fig. 12), segundo proposta de Pearce et al. (1984). Os granitoides têm composições químicas que se posicionam principalmente nos campos de granitos de arco vulcânico (VAG) e de granitos sin-colisionais (syn-COLG), com poucas amostras no campo de granitos intraplaca (WPG). Tendência semelhante foi observada para os

sienitos e monzonitos, no entanto, esses litotipos têm composições mais compatíveis com granitos formados em ambiente intraplaca. As amostras de granodiorito e de pórfiro granodiorítico se concentram nos campos granitos sin-colisionais e de arco vulcânico. No diagrama de  $Ta$  x  $Yb$  as amostras de pórfiro granodiorítico encontram-se no limite entre os campos de granitos sin-colisionais e intraplaca.



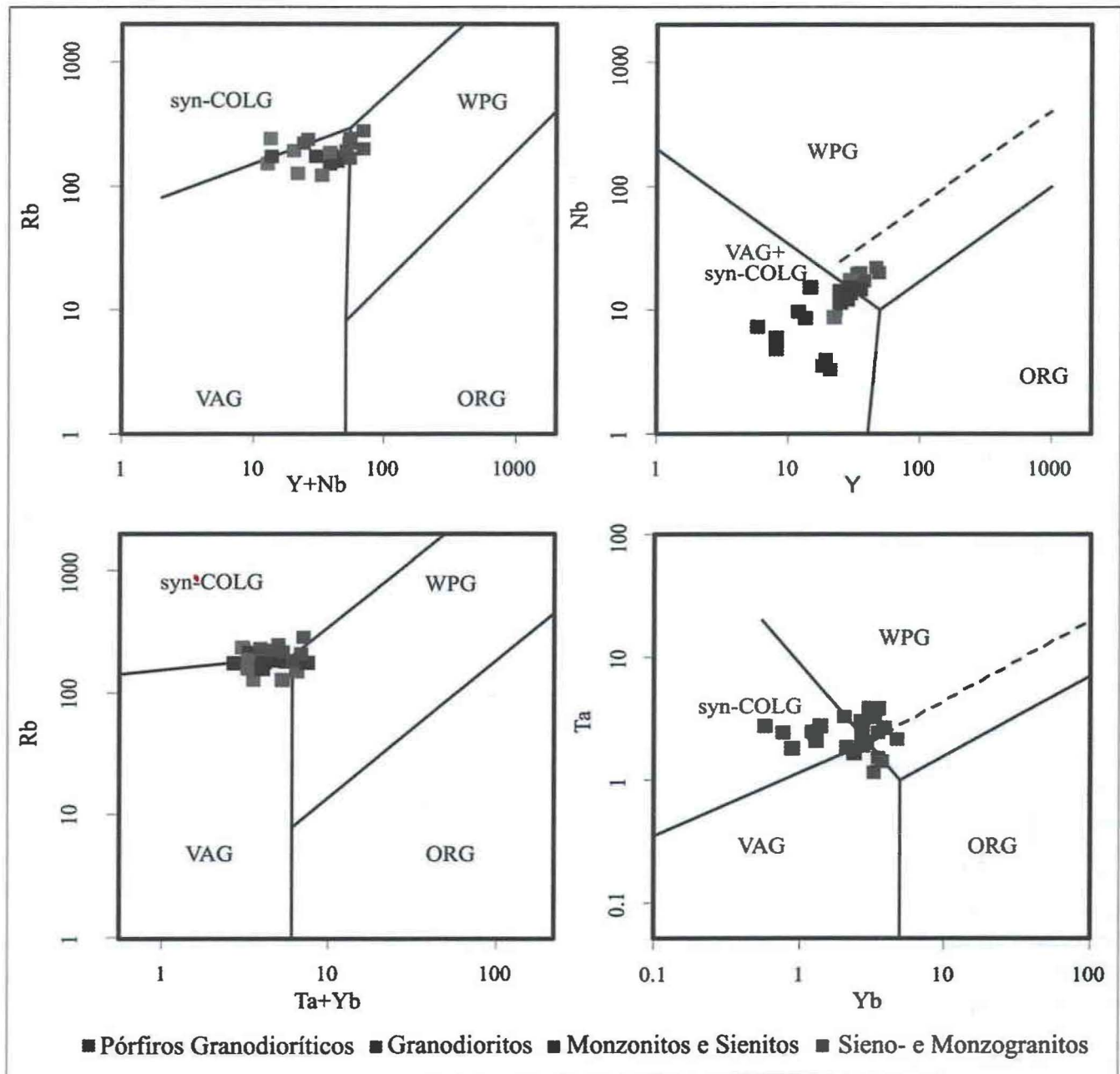


Figura 12 - Diagramas de discriminação tectônica para rochas graníticas segundo Pearce et al. (1984). Syn-COLG: granitos sin- colisionais; VAG: granitos de arco-vulcânico; WPG: granitos intra-placa; ORG: granitos de cadeia oceânica

## GEOCRONOLOGIA

Análises geocronológicas U-Pb em zircão em amostras representativas de cada um DDD litotipos, foram feitas em equipamento SHRIMP-IIe/MC do Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. A preparação das amostras seguiu as rotinas estabelecidas pelo laboratório, com a britagem inicial das amostras, seguida pela moagem do britado e peneiramento para fração granulométrica entre 0,150 e 0,060 mm. Posteriormente os minerais mais e menos densos foram separados em mesa vibratória e as frações mais e menos magnéticas dos concentrados de minerais densos, após

a secagem, foram separadas em separador magnético do tipo Frantz. Depois de separados os minerais mais fortemente magnéticos, o material remanescente foi encaminhado para separação com bromofórmio ( $d = 2,89 \text{ g/cm}^3$ ) e iodeto de metileno ( $d = 3,32 \text{ g/cm}^3$ ). Após o tratamento com líquidos densos os concentrados com zircão foram colocados em placa de Petri e, com o auxílio de lupa, foi feita a catação com pinça dos minerais para a posterior preparação dos mounts. Com o uso de imagens de catodoluminescência foram selecionados os melhores grãos para serem analisados, evitando-se aqueles que apresentavam fraturas, metamictização e inclusões. Foram obtidas idades no intervalo de ca. 1,99 Ga a ca. 1,95 Ga, como pode ser visto na Figura 13.



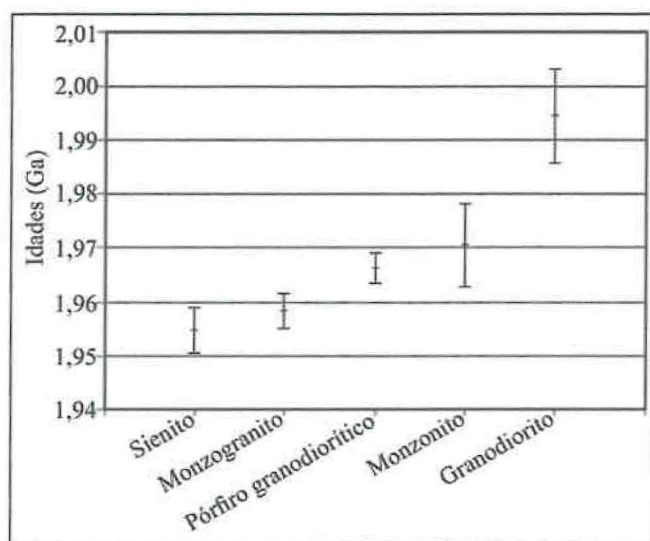


Figura 13 - Síntese dos resultados de geocronologia U-Pb em zircão. A extensão das barras ilustra a margem de erro de cada uma das idades obtidas.

## DISCUSSÃO

Os dados mostram que na região da Vila Patrocínio predominam sienito e monzogranitos maciços, leucocráticos, predominantemente magnéticos. Monzonitos, sienitos, pórfiros e granodioritos ocorrem em menor volume. Tanto sienitos quanto monzonitos são maciços, leucocráticos, inequigranulares e apresentam sulfetos disseminados (pirita e pirrotita). Os granodioritos foram identificados apenas nas sondagens mais distantes da zona mineralizada e regionalmente e os pórfiros granodioríticos maciços, leucocráticos também são de ocorrência mais restrita.

A mineralogia primária dos granitos e granodioritos, com biotita e anfibólio, indica formação a partir de magmas hidratados. Adicionalmente, os valores de susceptibilidade magnética para os granitos sugerem magmas relativamente oxidados próximos do limite entre a série da ilmenita e a série da magnetita de Ishihara (1977). Cabe ressaltar que magmas com  $fO_2$  maior que a do tampão Ni-NiO e relativamente hidratados (teores maiores que 2% de  $H_2O$  em peso) são característicos de rochas de arco magmático (e.g. Richards, 2011, Sobolev & Chaussidon, 1996). Complementarmente, os diques de aplito identificados nos testemunhos de sondagem, sugerem que os magmas continham teores relativamente altos de fluidos que, à medida que o magma ascendeu pela crosta, foram sendo exsolvidos, resultando nas alterações hidrotermais associadas à mineralização em ouro.

As manifestações vulcânicas são representadas por diques de traquiandesitos e de riolitos. Ambas as rochas são afaníticas e variam de maciças a levemente foliadas. Os riolitos são comumente esferulíticos e têm a matriz

intensamente fraturada. A presença de esferulitos e de cavidades miarolíticas atesta o caráter epizonal e tardio para a intrusão desses corpos. Espaços vazios, incluindo as cavidades miarolíticas, fraturas e fissuras foram usualmente preenchidas por calcita, sericita, clorita, pirita e quartzo devido à percolação de fluidos hidrotermais. O contato dos diques de riolito e andesito com as rochas encaixantes é marcado pela presença de veios e vênulas de quartzo, pirita e, comumente, ouro, fato que aponta para um estilo de mineralização próprio e inerente às rochas sub-vulcânicas.

A alteração hidrotermal afetou principalmente os granitos, sienitos e monzonitos, em intensidades e estilos distintos. Predomina a alteração potássica, à qual preferencialmente se associa a mineralização, e que foi responsável pela substituição do plagioclásio ígneo das rochas por feldspato potássico secundário e pela cristalização de biotita esverdeada a partir da biotita e/ou da hornblenda ígneas. O feldspato hidrotermal por vezes forma cristais grossos tendendo a euédricos, frequentemente apresentando fissuras e relíquias de plagioclásio, especialmente no núcleo. A forte cor vermelha dos feldspatos hidrotermais, diferentemente dos típicos feldspatos róseos ou cinza-rosados em pórfiros (Boone, 1969), foi explicada por Juliani et al. (2015), como decorrência dos elevados teores de ferro nas rochas, que resulta na cristalização mais abundante de microcristais de hematita a partir do  $Fe^{3+}$  que substitui o  $Al^{3+}$  no plagioclásio ígneo. Também ficou constatada a diminuição da susceptibilidade magnética dos litotipos afetados pela alteração potássica e/ou sericitica, ambas responsáveis pela destruição da magnetita proporcionalmente à intensidade da alteração.

A paragéneses clorita + epidoto + albita, típica da alteração propilitica, foi observada em veios e vênulas nos monzogranitos apenas nas porções distais do alvo, sendo caracterizada como estéril do ponto de vista de mineralização aurífera. A alteração carbonática está intrinsecamente relacionada aos monzonitos e comumente apresenta pirrotita euédrica disseminada em detrimento de pirita, sugerindo fluidos com menores  $fO_2$ ,  $fS_2$  e relativamente enriquecidos em  $CO_2$ , quando comparados aos fluidos magmáticos de sistemas oxidados. Este padrão geoquímico e mineralógico se assemelha aos observados nos Intrusion Related Gold Systems (Lang & Baker, 2001), que se associam a intrusões com estado de oxidação relativamente reduzido, magmas subalcalinos, metaluminosos, do tipo I, tipicamente encontradas em zonas de subducção. De fato, ocorrências minerais com características semelhantes foram descritas na PMT por Juliani et al. (2002), Borges et al. (2009) e por Villas et al. (2013), respectivamente para o Granito Batalha, depósito de ouro São Jorge e para o depósito aurífero Tocantinzinho. Entretanto, a intensa e expres-



siva alteração hidrotermal identificada nos monzonitos do Patrocínio não se assemelha ao que é verificado nos depósitos do tipo IRGS, mas sim à sistemas do tipo pórfiro ricos em ouro, de características reduzidas, os quais não apresentam magnetita (Rowins, 2000), também denominados *gold only porphyries*. Os pulsos magmáticos subsequentes geraram os granitos, que por sua vez, apresentam valores de SM mais elevados e compatíveis com os granitos da série da magnetita (Ishihara, 1977), sugerindo o aumento na fO<sub>2</sub> do magma e, consequentemente, a evolução do arco magmático.

As rochas no Patrocínio, tanto as plutônicas quanto as vulcânicas, seguem o trend evolutivo da série cálcio-alcálica e são classificadas como peraluminosas ou metaluminosas. No diagrama de K<sub>2</sub>O x SiO<sub>2</sub> de Pecceirillo & Taylor (1976) é possível perceber que os granodioritos, monzogranitos, andesitos e riolitos pertencem predominantemente à série cálcio-alcálica de alto potássio, enquanto que sienitos estão agrupados no campo da série shoshonítica. Algumas amostras de granito por vezes se encontram no campo da série shoshonítica, fato que ocorre em função da alteração hidrotermal. Da mesma forma, monzonitos inclusos na série shoshonítica e o relativo enriquecimento em potássio de uma das amostras de granodiorito e de pórfiro granodiorítico também são feições atribuídas à alteração hidrotermal.

Os dados geocronológicos apontam para a evolução do arco magmático, que se processou no intervalo de 1,99 a 1,95 Ga. O período de 1,99 Ga é marcado na área pela colocação de granodioritos cálcio-alcálicos e o de 1,95 Ga por sienitos da série shoshonítica. Essas idades são compatíveis com as do arco Creporizão (Santos et al., 2001) ou com o Arco Tapajônico I proposto por Juliani et al. (2013). Nos diagramas de Pearce et al. (1984), os sienitos se distribuem nos campos de granitos intraplaca e sin-colisionais, sugerindo que a colocação dessas rochas se deu em situações tectônicas pós-colisionais ou até mesmo anorogênicas.

A presença de pequenos cristais avermelhados de feldspato potássico que se assemelham quanto ao hábito à adularia na sua variação “felsobanya”, dispersos em zona brechada, é sugestiva da superposição de um sistema epitermal *low-sulfidation* tardio na região. Segundo Pirajno (2009), esses depósitos se formam tipicamente a baixas profundidades (em torno de 1 km), por ação de fluidos meteóricos de baixa salinidade (1–2% em peso de NaCl eq.), com mineralizações de Au e Ag disseminadas, em veios e em vênulas, onde adularia é um mineral diagnóstico. As ocorrências de sistemas epitermais *low-sulfidation* descritas por Dreher et al. (1998) e Aguija-Bocanegra (2013), por exemplo, com presença de adularia no primeiro e adularia e sericita com sobreposição de um pórfiro no segundo, reforçam o modelo metalogenético de sistemas magmático-hidrotermais

análogos aos observados nos Andes e na costa oeste da América Central e Norte, para essa região da PMT.

## CONCLUSÕES

1. Na região da Vila Patrocínio se observam granodioritos e monzonitos e intrusões de corpos de sienogranitos, monzogranitos, pórfiro granodiorítico e sienitos, a maioria afetada por alteração hidrotermal, predominantemente a potássica, à qual se associam vênulas e veios de quartzo e pirita ± calcopirita mineralizados em Au. Sericitização e alteração propilitica (clorita + epidoto + albita) se superpõem ao evento de alteração potássica. Carbonatação foi descrita apenas nos monzonitos mineralizados.

2. Um estilo de mineralização aurífera está associado aos diques de riolito e de traquiandesitos intrusivos nas rochas graníticas de 1,95 Ga. A falta de datação destas rochas não permite correlações com os eventos magmáticos e com as mineralizações magmáticas-hidrotermais na Província Mineral do Tapajós. A suas características geoquímicas, entretanto, são sugestivas de possíveis correlações com o vulcanismo Iriri.

3. As análises geoquímicas de elementos maiores permitem agrupar os litotipos nas séries cálcio-alcálica de alto potássio e shoshonítica, metaluminosas e peraluminosas.

4. A geocronologia U-Pb em zircão, juntamente com as características petrológicas e geoquímicas das rochas, sugere a atuação de um sistema hidrotermal ligeiramente diacrônico na região do Patrocínio, que inicialmente se associa às rochas monzoníticas de características reduzidas e, posteriormente, às intrusões graníticas mais oxidadas.

5. O conjunto de resultados aponta para a evolução do sistema hidrotermal concomitante à evolução geotectônica da porção central da PMT no período entre 1,99 e 1,95 Ga, sugerindo a mudança de ambiente de arco-magmático pleno para situações tardi-tectônicas.

## AGRADECIMENTOS

Os autores gostariam de agradecer a empresa Belo Sun Mining pelo auxílio nas atividades de campo e pelo fornecimento dos testemunhos de sondagem, CT-Mineral/MCT/CNPq (Processo: 550342/ 2011-7), INCT-Geociam (Processo: 573733/2008-2) - MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRÁS pelo auxílio financeiro, à CAPES pela concessão de bolsa de mestrado ao autor principal e SEG (*Society of Economic Geologists*) pelos recursos para as análises geocronológicas.



## REFERÊNCIAS

- Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. PROMIN Tapajós, CPRM, Brasília, Brazil (CD-ROM).
- Aguja-Bocanegra M.A. 2013. Mineralizações epitermal low-sulfidation e do tipo pórfiro superpostas associadas ao magmatismo félsico de 1,88 Ga na parte norte da Província Mineral do Tapajós (PA). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 235 p.
- Bahia R.B.C., Quadros M.L.E.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB.21-X-C). Estado do Pará. Escala 1:250.000. PROMIN Tapajós, CPRM, Brasília, Brazil (CD-ROM). Boone, G.M. 1969. Origin of clouded feldspars: petrologic contrasts in a granitic porphyry intrusion. *Am. J. Sci.*, 267: 633-668.
- Borges R.M.K., Dall'agnol R., Lamarão C.N., Figueiredo M.A.B.M., Leite A.A. Da S., Barros C.E. De M., Costi H.T. 2009. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 39(2), p. 375-393.
- Carneiro C.C., Carreiro-Araujo S., Juliani C., Crósta A.P., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D. 2013. Arcabouço Crustal do Cráton Amazonas: Uma abordagem a partir de dados gravimétricos e magnetométricos. In: XIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Brasil, CD-ROM.
- Carneiro C.C., Carreiro-Araujo S., Juliani C., Crósta A.P., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D. 2014. Arcabouço Crustal da Região Sul do Cráton Amazonas. Evidências Geofísicas e Implicações Tectônicas. In: XLVII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, CD-ROM.
- Corrêa-Silva R.H., Juliani C., Bettencourt J.S., Nunes C.M.D., Almeida T.I.R. 2001. Caracterização de um sistema epitermal low-sulfidation (ou adularia-sericita) hospedado em vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri na Província Aurífera do Tapajó, PA. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. Resumos, Belém. [CD-ROM].
- Coutinho M.G. 2008. Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG. Evolução Tectono-Geológica e Modelo de Mineralização de Ouro. CPRM, v.1, 299-326.
- Dall'agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anarogenic magmatism in the central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, 50, 113-138.
- Dreher A.M., Vlach S.R.F., Martini E.S.L. 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós mineral province, Pará state, northern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 397-404.
- Ferreira A.L., Rizzotto G.J., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Oliveira M.A. 2004. Folha SB.21- Tapajós. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. de. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.
- Ishihara S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rock. *Min. Geol.*, v. 27, p. 930-941.
- Ishihara S. 1990. The inner zone batholith VS. Outer zone batholith of Japan: evaluation from their magnetic susceptibility. *The University Museum, the University of Tokyo, Nature and culture*, No. 2, 21-34.
- Juliani C., Carneiro C.C., Carreiro-Araujo S.A., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Crósta A.P. 2013b. Estruturação dos arcos magmáticos paleoproterozóicos na porção sul do Cráton Amazônico: Implicações Geotectônicas e Metalogenéticas. In: XIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, CD-ROM.
- Juliani C., Carneiro C. De C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Crósta A.P., Carreiro-Araujo S.A., Echeverri-Misas C.M., Tokashiki C.C., Aguja-Bocanegra M.A. 2014. Arcos Magmáticos Continentais paleoproterozóicos superpostos na porção sul do Cráton Amazônico. In: XLVII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, CD-ROM.
- Juliani C., Corrêa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Nunes C.M.D. 2002. The Batalha Au-Granite System-Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implication. *Precambrian Research*, v. 119, p. 225-256.



- Juliani C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Echeverri-Misas C.M., Lagler B. 2009. Possível zonamento metalogenético associado ao evento vulcano-plutônico de -2,0 a 1,88 Ga na parte sul do Cráton Amazônico. In: II Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, CD-ROM.
- Juliani C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S. 2015. Características da Subducção, Paleoclima e Eventos Erosivos Paleoproterozóicos (2,1 – 1,88 Ga) e Seus Efeitos na Estruturação da Parte Sul do Cráton Amazônico. In: 14º Simpósio de Geologia da Amazônia, Marabá, PA, Brasil, CD-ROM.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Correa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Neto A.A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology* 215(1-4): 95-125.
- Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 68, 277-279. doi:10.1016/0016-7037(83)90220-X.
- Lamarão C.N., Dall'agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 119(1-4), p. 189-223.
- Lang J.R., Baker T. 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 477-489.
- Nunes C.M.D. 2001. Caracterização de um sistema epitermal high-sulfidation paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Pará. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Nunes C.M.D., Juliani C., Corrêa-Silva R.H., Bettencourt J.S., Jacobi P. 2000. Paleoproterozoic quartz-alunite epithermal gold mineralization from Tapajós (Brazil), In: International Geological Congress, 31. Abstracts, Rio de Janeiro, Brazil. [CD-ROM]
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Peccerillo A., Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63-81.
- Pirajno F. 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. Springer-Verlag, New-York, 1273p.
- Richards J.P. 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geol. Rev.* 40, 1-26. doi:10.1016/j.oregeorev.2011.05.006
- Rowins S.M. 2000. Reduced porphyry copper-gold deposits: A new variation on an old theme. *Geology*, v. 28, p. 491-494.
- Santos D.B., Fernandes P.E.C.A., Dreher A.M., Cunha F.B., Basei M.A.S., Teixeira J.B.G., 1975. Geologia-Folha SB.21 Tapajós, Projeto RADAM, Levantamento de recursos naturais 7, DNPM, Rio de Janeiro, p. 15-99.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., Mcnaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 278-299.
- 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 mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4): 453-488.
- Santos J.O.S., Van Breemen O, Groves D., Hartmann L.A., Almeida M., Mcnaughton N.J., Fletcher I. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 131: 73-109.
- Shand S.J. 1943. The Eruptive rocks. John Wiley, New York, 444 p.
- Siivola, J., Schmid, R. 2007. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: List of Mineral Abbreviations. Web version 01.02.07. ([http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper\\_12.pdf](http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_12.pdf)) IUGS Commission on the Systematics in Petrology. 1-14.
- Sobolev A., Chaussidon M. 1996. H<sub>2</sub>O concentrations in primary melts from suprasubduction zones and mid-ocean ridges: implications for H<sub>2</sub>O storage and recycling in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 137, p. 45-55.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes*, 22(3): 174-182.
- Tokashiki C. 2015. Mineralizações Low- e Intermediate-Sulfidation de Ouro e de Metais de Base em Domos de Riolito Paleoproterozóicos na Porção Sul da Província Mineral do Tapajós. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 188 p.
- Villas R.N., Santiago E.S.B. Castilho M.P. 2013. Contexto geológico, estudos isotópicos (C, O e Pb) e associação metálica do depósito aurífero Tocantinzinho, domínio Tapajós, Província Tapajós-Parima. *Revista de Geologia-USP, Série Científica*, v. 13, p. 1-20.