



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

O DEPÓSITO DE Au PORTEIRA, PEIXOTO DE
AZEVEDO (MT): GEOLOGIA, PETROLOGIA,
GEOCRONOLOGIA E METALOGÊNESE

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Daniel Richard Pereira de Oliveira

Brasília, DF, maio de 2017.



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

O DEPÓSITO DE Au PORTEIRA, PEIXOTO DE AZEVEDO (MT) - GEOLOGIA, PETROLOGIA, GEOCRONOLOGIA E METALOGÊNESE

Daniel Richard Pereira de Oliveira

Orientadora:

Prof^a. Dr^a. Márcia Abrahão Moura

Banca Examinadora:

Profa Dra. Márcia Abrahão Moura (IG - UnB) – (orientadora)

Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho - (IG - UnB) – (examinador interno)

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier - (IG - Unicamp) – (examinador externo)

Brasília, DF, maio de 2017.

AGRADECIMENTOS

Primeiro agradeço a Deus, pois a ele devemos rezar não para sermos santos e sim para sermos homens. Agradeço a toda minha família pelo apoio, principalmente a meus pais por todo o esforço em prol da minha formação acadêmica.

Agradeço fortemente minha orientadora Márcia Abrahão Moura e digo que sinto enorme prazer em ter a oportunidade de realizar um trabalho científico com exemplar pesquisadora. Agradeço a todos os técnicos e professores responsáveis pelos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Deixo claro que na realização desta pesquisa a competência e dedicação desses profissionais foram fundamentais. Agradeço à geóloga Raisia Fagundes de Figueiredo pelos ensinamentos sobre a vida e a geologia.

Agradeço à empresa Caldeira E Furini ME por ceder acesso irrestrito ao Depósito Porteira. Agradeço também ao Pindaré e ao Tobinha pelas discussões a respeito do depósito. A prática desses dois garimpeiros de Peixoto de Azevedo deixa geólogos impressionados. Agradeço ao Gauchinho, atual proprietário da área, e ao químico responsável pelo depósito, Jorge Araújo Caldeira, pelo apoio técnico nas discussões sobre os processos de recuperação de ouro.

Agradeço a todas as pessoas que conheci nesses últimos dois anos; alegraram minha estada em Brasília. Aos amigos do grupo Fofa Pistola, que por sinal muda de nome todo mês, irmãos que tive o prazer em conhecer durante o mestrado. Aos amigos do grupo Juquieiros, irmãos que fiz ainda durante minha graduação. À galera do TF Almas por não deixar faltar cigarro de palha, meus agradecimentos.

Quero agradecer a quatro pessoas fundamentais na construção deste trabalho: os geólogos Márcinho, Fernanda e Mara e a geógrafa Alcione, tenho muita gratidão pela ajuda, discussões e pela proximidade de vocês com esta pesquisa.

Obrigado a todos,

Daniel Richard Pereira de Oliveira

RESUMO

Neste trabalho foram apresentados dados de petrografia, litogeoquímica, geocronologia, química mineral e geologia isotópica Sm-Nd. O trabalho constitui estudo detalhado e inédito desenvolvido no Depósito de Au Porteira, localizado na porção leste da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) no norte do estado de Mato Grosso, precisamente 2 Km a oeste da cidade de Peixoto de Azevedo. Estima-se que a produção entre os anos de 2010 e 2016 no depósito foi de aproximadamente 450 Kg de Au, o destacando como um dos principais produtores da PAAF. A PAAF está localizada na porção sul do Cráton Amazônico e tem gênese relacionada à evolução de arcos magmáticos no decorrer do Proterozoico. Dependendo do modelo geocronológico adotado, encontra-se no limite entre as províncias geocronológicas Ventuari – Tapajós e Rio Negro – Juruena ou entre as províncias tectônicas Tapajós – Parima e Rondônia – Juruena. Em seu contexto, granitos cálcio-alcálicos, meta a peraluminosos do tipo I, oxidados, hospedam a maioria das mineralizações. Três tipos de depósitos de Au são descritos na PAAF: (1) disseminados, com associação Au \pm Cu semelhantes aos depósitos do tipo ouro-pórfiro; (2) hospedados em veio de quartzo com associação Au \pm Cu e (3) hospedados em veio de quartzo com associação Au \pm metais básicos, relacionados geneticamente a depósitos epitermais de intermediária sulfetação. Os dados gerados neste trabalho permitiram concluir que o Depósito Porteira está hospedado em hornblenda-biotita monzogranito (1982 ± 8 Ma), que faz contato com granitos da Suíte Intrusiva Matupá (1875 ± 13 Ma) e Granito Peixoto. Tais rochas são granitos cálcio-alcálicos e metaluminosos do tipo I, da série da magnetita, gerados em ambiente de arco vulcânico com derivação ou assimilação de rochas crustais ocorridas no decorrer do neoarqueano ao paleoproterozoico, como indicado pelos isótopos de Sm e Nd (TDM entre 2,67 e 2,18 Ga). A química mineral da biotita magmática ratificou a composição cálcio-alcálica desses granitos, enquanto que o anfibólio foi classificado como magnésio-hornblenda e edenita em todas as unidades. Cinco tipos de alteração hidrotermal afetaram o hornblenda-biotita monzogranito: i) metassomatismo potássico incipiente (microclínio + quartzo \pm biotita); ii) Alteração potássica forte (biotita + quartzo + microclínio + pirita + calcopirita \pm rutilo \pm scheelita); iii) Alteração propilítica (epidoto + clorita + quartzo \pm albita \pm sericita \pm carbonato \pm pirita \pm calcopirita \pm rutilo \pm magnetita); v) sericitização (sericita + clorita + quartzo \pm rutilo \pm pirita \pm calcopirita); iv) carbonatação (carbonato \pm epidoto + quartzo).

A biotita hidrotermal presente na alteração potássica forte é rica em F e Mg e foi classificada como flogopita. A clorita, classificada como clinocloro, apresenta sutis diferenças químicas: enquanto na propilitização é mais rica em FeO, na sericitização é enriquecida em MgO. O minério é constituído predominantemente por ouro + pirita ± calcopirita bandada e disseminada em veio de quartzo (0,40 a 1.5m). O ouro está incluso ou nos planos de clivagem da pirita, em microfraturas e no estado livre. Enquanto o ouro incluso e ou nos planos de clivagem da pirita é mais puro, aquele em fraturas e livre contém mais Ag e chega a ser classificados como *electrun*. Os dados apresentados indicam para o Depósito Porteira processo mineralizante relacionado a sistema magmático hidrotermal desenvolvido no paleoproterozoico. Embora não seja conhecida a idade da mineralização, a idade de cristalização da encaixante pode sugerir que o magmatismo em torno de 1,98 Ma possa ter contribuído com a gênese do ouro no depósito. Por outro lado, intrusões mais recentes (Suíte Intrusiva Matupá e Granito Peixoto), não podem ser descartados como possíveis agentes mineralizantes. Nesse contexto, o Depósito Porteira pode ser classificado como um depósito de ouro em veio de quartzo geneticamente associado a intrusões graníticas calci-alcálicas oxidadas.

Palavras Chave: PAAF, Ouro, Biotita hidrotermal, Litogeoquímica, Isótopos de Sm-Nd, Geocronologia, Química mineral, Ouro em veio de quartzo.

ABSTRACT

In this work, data from petrography, litogeochemistry, geochronology, mineral chemistry and isotopic geology of Sm-Nd were presented. The work is an unprecedented detailed study developed at the Au Porteira Deposit, located in the eastern portion of the Alta Floresta Gold Province (AFGP) in the north of the state of Mato Grosso, more precisely 2 km west of the city of Peixoto de Azevedo. It is estimated that the production in the deposit between the years of 2010 and 2016 was 450 Kg of Au, highlighting him as one of the main producers of AFGP. The AFGP is located in the southern portion of the Amazonian Craton and has genesis related to the evolution of magmatic arches during the Proterozoic. Depending on the geochronological model adopted, it is at the border between the Ventuari-Tapajós and Rio Negro-Juruena geochronological provinces or between the Tapajós-Parima and Rondônia-Juruena tectonic provinces. In their context, calcium-alkaline granites, meta to peraluminous, oxidized of the type I host most of the mineralizations. Three types of Au deposits are described in AFGP: (1) disseminated, with Au ± Cu association similar to gold-porphyrific deposits; (2) hosted in a quartz veins with Au ± Cu association and (3) hosted in a quartz veins with Au association ± basic metals, genetically related to epithermal deposits of intermediate sulfidation. The set of data allowed to concluded that the deposit is hosted in hornblenda-biotite monzogranite (1982 ± 8 Ma), which is in contact with granites of Matupá Intrusive Suite (1875 ± 13 Ma) and Peixoto Granite. These rocks are calc-alkaline and metaluminous granites of type I, of the magnetite-series, generated in a volcanic arc environment with derivation or assimilation of crustal rocks occurring during the neoproterozoic to paleoproterozoic, as indicated by Sm and Nd isotopes (TDM ages Varying from 2.67 to 2.18 Ga). The mineral chemistry of the magmatic biotite, ratified the calci-alkaline composition of these granites, while amphibole were classified as magnesium-hornblende and edenite for the three units. Five types of hydrothermal alterations affected the enclosing rock: i) Incipient potassic metasomatism (microcline + quartz ± biotite); ii) Strong potassium alteration (biotite + quartz + microcline + pyrite + chalcopyrite ± rutile ± scheelite); iii) Prophylactic alteration (epidote + chlorite + quartz ± albite ± sericite ± carbonate ± pyrite ± chalcopyrite ± rutile ± magnetite carbonatation (carbonate + epidote + quartz), and iv) Sericitic alteration (sericite + chlorite + quartz ± rutile ± pyrite ± chalcopyrite) v) Carbonatation (carbonate + epidote + quartz).The hydrothermal biotite present in the

strong potassium alteration is rich in F and Mg and was classified as phlogopite. The chlorite, classified as clinochlore, presents subtle chemical differences. In the prophyllactic alteration zones it is richer in FeO while in sericitic alteration zones it is enriched in MgO. The ore consists predominantly of gold + pyrite ± chalcopyrite (banded and disseminated on quartz veins (0.40 to 1.5m). The gold is included in the pyrite cleavage planes, microfractures or as free gold. Gold in pyrite cleavage planes is purer and when in fractures or as free gold it contains more Ag and can be classified as electrum. The data presented indicates mineralizing process related to the hydrothermal magmatic system developed in the paleoproterozoic era for the Porteira Deposit. Although the mineralization age is not known, the crystallization age of the enclosing rock may suggest that magmatism occurred around 1.98 Ma may have contributed to the genesis of gold in this deposit. On the other hand, more recent intrusions (Matupa Intrusive Suite and Peixoto Granite), cannot be discarded as possible mineralizing agents. In this context, the Porteira Deposit can be classified as a gold quartz vein genetically associated to oxidized calc-alkaline granitic intrusions.

Keywords: AFGP, Gold, Hydrothermal biotite, Lithogeochemistry, Sm-Nd isotopes, Geochronology, Mineral chemistry, Quartz vein gold.

SUMÁRIO

Agradecimentos.....	iii
Resumo.....	iv
Abstract.....	vi
INTRODUÇÃO.....	18
APRESENTAÇÃO.....	18
IMPORTÂNCIA DO ESTUDO.....	19
HISTÓRICO DO DEPÓSITO PORTEIRA.....	20
ARTIGO A SER SUBMETIDO A REVISTA ESPECIALIZADA:.....	22
O DEPÓSITO DE AU PORTEIRA, PEIXOTO DE AZEVEDO (MT) - GEOLOGIA, PETROLOGIA, GEOCRONOLOGIA E METALOGÊNESE.....	23
1.INTRODUÇÃO.....	25
1.1 GEOLOGIA REGIONAL.....	27
1.2 GEOLOGIA DO DEPÓSITO.....	31
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	33
3. RESULTADOS.....	35
3.1 PETROGRAFIA DAS ROCHAS GRANÍTICAS.....	35
3.1.1 <i>Biotita granodiorito porfirítico</i>	35
3.1.2 <i>Biotita monzogranito</i>	37
3.1.3 <i>Hornblenda-biotita monzogranito</i>	38
3.2 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS DESENVOLVIDAS SOBRE O HORNBLENDA-BIOTITA MONZOGRANITO.....	41
3.2.1 <i>Potassificação</i>	42
3.2.2 <i>Propilitização</i>	44
3.2.3 <i>Sericitização</i>	44
3.2.4 <i>Carbonatação</i>	45
3.3 QUÍMICA DE MINERAIS MAGMÁTICOS.....	47
3.3.1 <i>Biotita</i>	47
3.3.2 <i>Anfibólio</i>	51
3.4 QUÍMICA DE MINERAIS HIDROTERMAIS.....	54

3.4.1 Biotita	54
3.4.2 Clorita	56
3.5 LITOGEOQUÍMICA	60
3.5.1 Hornblenda-biotita monzogranito, biotita granodiorito e biotita monzogranito 60	
3.5.2 Alterações hidrotermais	67
3.6 GEOCRONOLOGIA U-Pb	68
3.7 GEOLOGIA ISOTÓPICA DE Sm-Nd	71
3.8 MINERALIZAÇÃO	72
4. DISCUSSÕES	78
4.1 O MAGMATISMO GRANÍTICO E O SEU POSICIONAMENTO REGIONAL E GEOTECTÔNICO	78
4.2 EVOLUÇÃO DO SISTEMA HIDROTERMAL NO DEPÓSITO PORTEIRA	80
4.3 MODELO METALOGENÉTICO	83
5. CONCLUSÕES	85
REFERÊNCIAS	86

LISTA DE FIGURAS

- Figura i.** Mapa de localização com a principal via de acesso a Peixoto de Azevedo.....19
- Figura 1.** Posicionamento do setor Leste da PAAF nos modelos evolutivos do Cráton Amazônico. **(A)** de acordo com Tassinari e Macambira (1999). **(B)** de acordo com Santos *et al.* (2006).....27
- Figura 2. A** - Mapa geológico simplificado da porção leste da PAAF, abrangendo as unidades plutono-vulcânicas que ocorrem nas proximidades das cidades de Peixoto de Azevedo e Matupá (Souza *et al.* 2005). **B** - Mapa geológico da porção Leste da PAAF (Assis, 2015).....30
- Figura 3. A** - Mapa geológico mostrando os granitos da região de Peixoto de Azevedo e destacando a área estudada neste trabalho (Silva, 2014). **B** - Mapa geológico detalhado mostrando a encaixante e as litologias aflorantes nas proximidades do Depósito Porteira (Modificado de Silva, 2014). **C** - Seção transversal realizada com base nos furos de sondagem estudados neste trabalho, destacando o veio (N-S) envelopado por halo de alteração sericitica e demais alterações identificadas no depósito.....32
- Figura 4. A** - Feição macroscópica do biotita granodiorito porfiritico, destacando fenocristais de ortoclásio. **B** - Fenocristais de quartzo, oligoclásio zonado e cristais de quartzo submilimétricos nos interstícios das demais fases minerais. **C** - Cristais de oligoclásio sericitizados, quartzo e biotita constituintes da matriz do biotita granodiorito. **D** - Cristais de anfibólio e magnetita inclusos em fenocristal de ortoclásio mesoperitico. **E** - Biotita alterada e parcialmente alterada para clorita, cristais de oligoclásio com aspecto manchado devido a alteração para sericita, epidoto e carbonato, cristal de allanita metamictica, inclusos em ortoclásio. **F** - Cristal milimétrico de anfibólio isolado, parcialmente corroído e com inclusões de magnetita e titanita.....36

Figura 5. **A** - Aspecto de campo do biotita granodiorito cinza-esbranquiçado. **B** - Cristais de quartzo milimétricos com contatos angulosos. **C** - Oligoclásio zonado e quartzo recristalizado com contato arredondado. **D** - Oligoclásio com geminação do tipo *carlsbad*. **E** - Cristais de quartzo e microclínio com inclusões de biotita. **F** - Intercrescimento mimerquitico no contato entre microclínio e oligoclásio. **G** – Cristal de microclínio com inclusões de anfibólio e biotita. **H** - Biotita com contornos regulares e irregulares. **I** - Aglomerado policristalino de anfibólio biotita, titanita e magnetita.....38

Figura 6. **A** - Hornblenda-biotita monzogranito com coloração acinzentada. **B** - Hornblenda-biotita monzogranito com coloração rosada devido a potassificação. **C** – Quartzo secundário preenchendo interstício entre oligoclásio e ortoclásio, o quartzo nesse caso associa-se a potassificação. **D** - Cristal milimétrico de oligoclásio com geminação *albita-carlsbad*. **E** - Cristal milimétrico de oligoclásio com núcleo sericitizado. **F** - Cristais milimétricos de ortoclásio, oligoclásio, biotita e anfibólio. **G** - Ortoclásio alterando-se para microclínio e quartzo secundário formando aglomerados com contatos arredondados. **H** - Biotita magmática esverdeada devido a cloritização, o mineral tem bordas corroidas e inclusões de zircão.....39

Figura 7. **A** - Cristais milimétricos de anfibólio com clivagem basal típica e inclusões de magnetita. **B** - Cristal de anfibólio quebrado e cortado por quartzo + microclínio + biotita. Nota-se que a biotita ocorre principalmente nas bordas do fraturamento, destaca-se também cristal de titanita magmática bordejada por biotita muito fina. **C** - Aglomerado policristalino de anfibólio, titanita e magnetita. **D** - Alanita com discretas fraturas radiais.....41

Figura 8. **A** - Hornblenda-Biotita monzogranito com coloração rosa devido ao processo de alteração potássica incipiente. **B** - Ortoclásio parcialmente substituído por microclínio. **C** - Anfibólio envolto por biotita hidrotermal fina. **D** - Hornblenda-Biotita monzogranito com coloração escura devido a alteração potássica, biotita hidrotermal constitui mais de 50% da rocha. **E** e **F** - Paragênese hidrotermal com biotita + K-feldspato + pirita + epidoto, típica da zona de alteração potássica no hornblenda-biotita

monzogranito. **G** - Vênula de quartzo com bordas de sericita envelopados por halo centimétrico de microclínio, cortando massa de biotita hidrotermal. **H** - Aspecto microscópico da foto G, com destaque para a presença de scheelita. **I** - Vênula sinuosa de sericita + quartzo também cortando a zona de alteração potássica.....43

Figura 9. **A** – Hornblenda-biotita monzogranito com coloração esverdeada sobrepondo-se a coloração rosada, marcando o processo de propilitização. **B** e **C** – Epidoto substituindo K-feldspato, clorita substituindo a biotita, pirita e carbonato da paragênese propilitica. **D** – Aspecto macroscópico da rocha submetida ao processo de sericitização. Nota-se o contato brusco com o veio mineralizado, foliação na encaixante sericitizada e pirita proximo ao contato com o veio. **E** – Sericita, clorita com cor de interferência cinza e rutilo presentes na paragênese hidrotermal da sericitização. **F** – Sericita como pseudomórfica de feldspato e rutilo ainda preservando parcialmente o habito da titanita magmática. **G** – Aglomerado de quartzo com contatos lobados, sericita e pirita presentes sericitização. **H** – Vênula de carbonato + quartzo + epidoto cortando o hornblenda-biotita monzogranito potassificado. **I** – Aspecto microscópico de vênula de carbonato euédrico cortando a encaixante. **J** – cristal de quartzo em paragênese com carbonato da carbonatação.....46

Figura 10. Diagramas utilizados para estabelecer as principais características químicas da biotita magmática nas rochas estudadas. **A** - Diagrama de associação magmática proposto por Abdel-Rahmam (1994) para discriminar biotitas de suítes alcalinas (domínio A), cácio-alcalinas (domínio C) e peraluminosas (domínio P). **B** - diagrama proposto por Nachit (1986) para classificar biotita em diferentes tipos de rochas, onde P corresponde ao campo de biotita primária, R, biotita reequilibrada e S, biotita secundária.....47

Figura 11. A e B - Classificação do anfibólio das rochas estudadas, segundo Leake (1997).....54

Figura 12. Diagramas utilizados para estabelecer as principais características químicas da biotita hidrotermal no hornblenda-biotita monzogranito, comparando-as com a biotita magmática. **A** - diagrama proposto por Nachit (1986) para classificar biotitas em diferentes tipos de rochas, onde P corresponde ao campo de biotitas primárias, R corresponde a biotitas reequilibradas e S a biotitas secundárias. **B** - Diagrama de associação magmática proposto por Abdel-Rahmam (1994) para discriminar biotitas de suítes alcalinas (domínio A), cálcio-alcalinas (domínio C) e peraluminosas (domínio P). **C** - Diagrama Fe/(Fe + Mg) vs Al utilizado para discriminar a composição da biotita hidrotermal e magmática (Deer *et al.* 1992).....55

Figura 13. Diagramas utilizados para estabelecer as principais características químicas da clorita identificada no Depósito Porteira. **A** - Diagrama ternário mostrando a distinção na composição da clorita da propilitização mais rica em FeO e da clorita da sericitização mais enriquecida em MgO. **B** - Diagrama de classificação mostrando a composição dos cristais analisados, plotados no campo de cloritas do tipo clinocloro (ricas em Mg), destacando menores razões Fe/(Fe + Mg) para a clorita da alteração sericitica devido a seus maiores conteúdos em MgO.....60

Figura 14. A - Amostras posicionadas no diagrama de classificação geoquímica TAS (Middlemost, 1994); **B** - Diagrama de classificação geoquímica R1 vs. R2 (De La Roche *et al.* 1980); **C** - Amostras posicionadas no diagrama ISA (Shand, 1943).....64

Figura 15. Amostras posicionadas em diagramas multielementares. **A** - Multielementar de elementos traço normalizados segundo o manto primitivo (McDonough e Sun, 1995). **B** - Multielementar de elementos terras raras normalizados segundo o manto primitivo (McDonough e Sun, 1995). **C** - Multielementar com valores

normalizados a granitos de cadeia de montanha oceânica (Pearce *et al.* 1984).....65

Figura 16. A - Amostras das rochas estudadas plotadas no diagrama de discriminação tectônica de Pearce *et al.* (1984), onde, syn-COLG corresponde ao campo de granitos sin-colisionais, WPG ao campo de granitos intra placa, VAG a granitos de arcos vulcânicos e ORG a granitos de cadeias de montanha oceânica. **B** - Amostras das rochas estudadas plotadas no diagrama de Harris *et al.* (1986), discriminando granitos de arcos vulcânicos (VA), intra-placa (WP), pós-colisionais (Group 3) e sin-colisionais (Group 2).....66

Figura 17. A - Diagrama multielementar de ETR normalizados segundo o manto primitivo (McDonough e Sun, 1995), com amostras dos diferentes tipos de alteração hidrotermal que afetaram o hornblenda-biotita monzogranito). **B** - com amostras do hornblenda-biotita monzogranito.....68

Figura 18. A, B e C - Imagens Backscattered de zircões representativos do hornblenda-biotita monzogranito. **D, E e F** - Zircão representativos do biotita-monzogranito.....69

Figura 19. A - Diagrama da concórdia para os cristais de zircão analisados no hornblenda-biotita monzogranito. **B** - Para cristais de zircão analisados no biotita-monzogranito.....71

Figura 20. Diagrama de evolução $\epsilon Nd(t)$ Vs. TDM (Ga) para o hornblenda-biotita monzogranito encaixante, seus equivalentes hidrotermais e para o biotita granodiorito que ocorre a oeste do depósito (DePaolo, 1981).....72

Figura 21. A – Veio mineralizado do Depósito Porteira com 1m de espessura, exibindo estrutura maciça e contato brusco com a rocha encaixante sericitizada. **B** – Galeria N-S ao longo do *ore shot*. **C** – Mudança na direção N-S da galeria indicando

mudança na atitude do veio. **D** – Veio mineralizado exibindo padrão anastomosado que engloba porções da encaixante fortemente sericitizada.....73

Figura 22. **A** – Veio de quartzo bandado com pirita. **B** – Veio de quartzo bandado com pirita e calcopirita. **C** – Veio de quartzo com pirita disseminada.....74

Figura 23. **A** – Ouro e calcopirita inclusos em pirita. **B** – Ouro incluído obedecendo microfraturas da pirita. **C** – Ouro em microfraturas da pirita. **D** – Ouro livre no quartzo. **E** – Ouro + Calcopirita inclusos em pirita. **F** – Complexo de Bi + Te incluído em pirita.....75

Figura 24. Esquema da evolução do sistema magmático-hidrotermal no Depósito Porteira. **A** – Proposta de evolução deste trabalho: evolução relacionada à colocação e alteração hidrotermal do hornblenda-biotita monzogranito no Orosiano. **B** e **C**. Propostas alternativas. **B** – Evolução associada à intrusão do biotita monzogranito no Orosiano. **C** – Evolução associada à intrusão do biotita granodiorito no Estateriano.....85

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Tabela com a composição química da biotita do biotita granodiorito.....	48
Tabela 2. Tabela com a composição química da biotita do biotita monzogranito.....	49
Tabela 3. Tabela com a composição química da biotita do hornblenda-biotita monzogranito.....	50
Tabela 4. Tabela com a composição química do anfibólio do biotita granodiorito e do biotita monzogranito.....	52
Tabela 5. Tabela com a composição química do anfibólio do hornblenda-biotita monzogranito.....	53
Tabela 6. Tabela com a composição química da biotita hidrotermal do hornblenda-biotita monzogranito.....	57
Tabela 7. Composição química da clorita da alteração sericitica.....	58
Tabela 8. Composição química da clorita da alteração propilítica.....	59
Tabela 9. Análises litoquímicas das rochas estudadas nesse trabalho. Oxidos estão em %, elementos traço em ppm e Au em ppb.....	62
Tabela 10. Zircões analisados no hornblenda-biotita monzogranito.....	70
Tabela 11. Zircões analisados no biotita monzogranito.....	70

Tabela 12. Dados isotopicos de Sm-Nd para o hornblenda-biotita monzogranito e equivalentes hidrotermais (P20 – 48,60 a P – 07D) e para o biotita granodiorito (P0 - 02 – 11).....	72
Tabela 13. Composição química do ouro identificado no depósito.....	76
Tabela 14. Composição química dos minerais de minério identificados inclusos na pirita.....	76
Tabela 15. Composição química da pirita identificada no Depósito Porteira.....	77
Tabela 16. Composição química da calcopirita identificada no Depósito Porteira.....	77
Tabela 17. Composição química da covelita identificada no Depósito Porteira.....	78
Tabela 18. Sequência paragenética para o hornblenda-biotita monzogranito, alterações e minralização no Depósito Porteira.....	81

INTRODUÇÃO

Apresentação

Com a implantação da rodovia BR-163, também denominada Cuiabá-Santarém, na década de 1970, deu-se a descoberta de ouro em depósitos aluvionares ao longo dos diversos sistemas fluviais que compõem o rio Peixoto de Azevedo. No fim da mesma década, a exploração de Au avançou para níveis profundos, culminando na exploração do minério primário, com o surgimento de centenas de depósitos na região, cujas técnicas e procedimentos de exploração são intrínsecos à atividade garimpeira. Trabalhos acadêmicos juntamente com pesquisas desenvolvidas por empresas estatais e privadas apontam grande potencial para depósitos de pequeno porte nessa região. O Depósito Porteira é uma das várias ocorrências de ouro primário existentes no extremo norte de Mato Grosso, município de Peixoto de Azevedo.

A área deste projeto encontra-se inserida na porção centro-norte do estado de Mato Grosso, a 2,5 km a oeste da cidade de Peixoto de Azevedo, cerca de 700 km da capital Cuiabá. A partir de Cuiabá, o acesso por via terrestre até Peixoto de Azevedo se dá preferencialmente pela BR163, também conhecida como rodovia Cuiabá-Santarém (Figura i). Voos regulares até a cidade de Sinop permitem acesso de forma mais efetiva até a área estudada. A partir de Sinop, o acesso se dá igualmente pela rodovia BR 163, por um percurso de aproximadamente 200 Km.

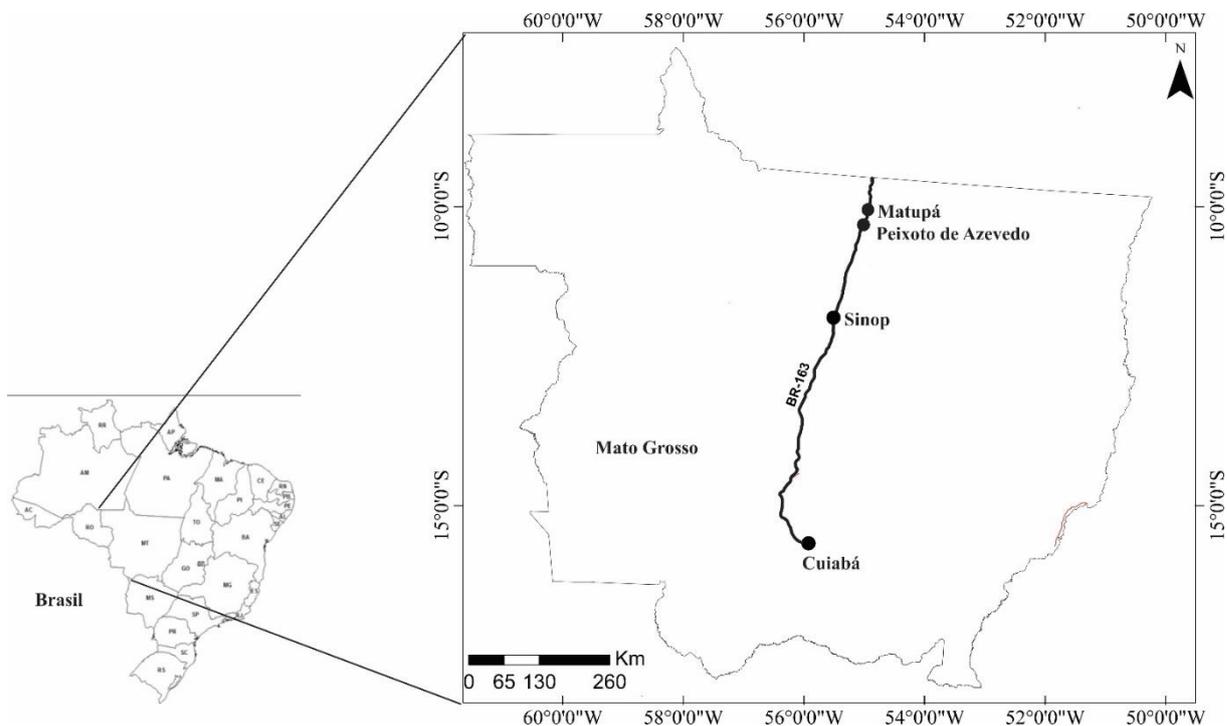


Figura i. Mapa de localização com a principal via de acesso a Peixoto de Azevedo.

Neste contexto, o objetivo deste trabalho é realizar a caracterização geológica do Depósito Porteira, compreender os processos magmáticos e hidrotermais por meio de petrografia, litoquímica e química mineral da rocha encaixante, das alterações hidrotermais e das rochas não mineralizadas que ocorrem nas proximidades do depósito. A pesquisa irá estabelecer idades de cristalização da encaixante e de uma rocha não mineralizada que aflora a leste do depósito para melhor posicionamento no contexto geológico regional. Isótopos de Sm-Nd foram utilizados para compreender os processos magmáticos, discutir possíveis variações isotópicas nos diferentes tipos de alterações hidrotermais, além de posicionar as rochas estudadas no contexto geológico regional. Os dados obtidos permitiram elaborar modelo metalogenético para o depósito.

Importância do estudo

A pesquisa em questão apresenta relevância acadêmica e para a formação do mestrando, conforme especificado a seguir:

- O projeto constitui oportunidade para ampliar o entendimento sobre os depósitos de ouro da região norte de Mato Grosso pelo grupo de pesquisa da

UnB “Granitos e Mineralizações Associadas”, iniciados com a Tese da orientadora (Moura, 1998). Atualmente, os depósitos de ouro da região norte de Mato Grosso vêm também sendo objeto de estudo do grupo de pesquisa em Metalogenia da UNICAMP. Porém, considerando as dimensões da Província Aurífera Alta Floresta, ela ainda carece de estudos detalhados nos depósitos. O depósito Porteira, por ter tipologia aparentemente distinta da descrita para o depósito de Au Serrinha (o primeiro está hospedado em veio de quartzo, enquanto o depósito Serrinha foi classificado como semelhante a depósitos do tipo Au pórfiro; Moura *et al*, 2006), ensejará estudos complementares aos realizados em Serrinha para a caracterização dos diferentes tipos de depósito da Província Aurífera Alta Floresta.

- A pesquisa constitui estudo metalogenético inédito do depósito Porteira, situado em uma das principais regiões produtoras de ouro do Brasil.
- De uma maneira geral, os resultados obtidos serão úteis para o entendimento do contexto geológico e metalogenético da Província Aurífera Alta Floresta, ainda tema de debate na literatura, e para orientar a exploração mineral na Província, uma vez que os resultados poderão ser utilizados para o entendimento dos processos mineralizadores de depósitos semelhantes na região.

Histórico do depósito Porteira

A atividade de mineração no depósito Porteira iniciou-se em 1987, com a lavra realizada em níveis eluvionares. Na década de 90, o avanço com a exploração seguiu para níveis profundos, tendo início a lavra do minério primário. Neste período, a exploração do minério era realizada por meio de 2 shafts de acesso ao veio mineralizado. A atividade perdurou por cerca de 10 anos, enfrentando até mesmo as oscilações no preço do Au entre os anos de 1995 e 2000.

Em 2004, os bons resultados de análises realizadas no rejeito produzido no garímpo permitiriam o início da recuperação do ouro do rejeito por meio do processo de Lixiviação em Pilha por Cianetação. O depósito foi então regulamentado para a

compra, manipulação e estocagem de NaCn, feitos pela empresa Caldeira e Furini ME, atual proprietária da área.

No ano de 2009, a empresa Cougar Brasil Mineração Ltda realizou extensa campanha de sondagem exploratória na área. Nesse mesmo ano, devido a crise no setor mineral brasileiro, a empresa interrompeu as pesquisas na região. As atividades de mineração no depósito foram retomadas em 2010, com a reabertura dos antigos shafts. Entre os anos de 2010 e 2016, a produção no Depósito Porteira foi de aproximadamente 450 Kg de Au, o destacando como um dos principais produtores de ouro primário da Província Aurífera Alta Floresta.

Atualmente, as condições de exploração e tratamento do minério permanecem constantes. A recuperação do ouro ocorre em etapas que envolvem cominuição do minério explorado seguida por amalgamação com mercúrio. O rejeito produzido ainda é processado por meio de lixiviação por cianetação com adsorção em carvão ativado, seguida por dessorção por eletrólise.

ARTIGO A SER SUBMETIDO:

O artigo a seguir será formatado para ser submetido à revista Geologia USP Série Científica.

O DEPÓSITO DE Au PORTEIRA, PEIXOTO DE AZEVEDO (MT) - GEOLOGIA, PETROLOGIA, GEOCRONOLOGIA E METALOGÊNESE

Daniel R. P. de Oliveira^{1*}, Marcia A. Moura²

RESUMO: A Província Aurífera Alta Floresta (PAAF), centro sul do Cráton Amazônico, apresenta grande potencial para depósitos de ouro de pequeno porte. O depósito Porteira é um dos principais produtores de ouro na PAAF, com produção estimada em 450Kg de ouro entre os anos de 2010 e 2016. O depósito está hospedado em hornblenda-biotita monzogranito (1982 ± 8 Ma), que faz contato com granitos da Suíte Intrusiva Matupá (1875 ± 13 Ma) e Granito Peixoto. Tais rochas são granitos cálcio-alcalinos e metaluminosos do tipo I, da série da magnetita, gerados em ambiente de arco vulcânico com derivação ou assimilação de rochas crustais ocorridas no decorrer do neoarqueano ao paleoproterozoico, como indicados pelos isótopos de Sm e Nd (idades TDM variando de 2,67 a 2,18 Ga). A química mineral da biotita magmática, ratificou a composição cálcio-alcalina desses granitos, enquanto que o anfibólio foi classificado como magnésio-hornblenda e edenita em todas as unidades. Cinco tipos de alteração hidrotermal afetaram a encaixante: i) metassomatismo potássico incipiente (microclínio + quartzo \pm biotita); ii) Alteração potássica forte (biotita + quartzo + microclínio + pirita + calcopirita \pm rutilo \pm scheelita); iii) Alteração propilítica (epidoto + clorita + quartzo \pm albita \pm sericita \pm carbonato \pm pirita \pm calcopirita \pm rutilo \pm magnetita; v) sericitização (sericita + clorita + quartzo \pm rutilo \pm pirita \pm calcopirita; iv) carbonatação (carbonato \pm epidoto + quartzo). A biotita hidrotermal presente na alteração potássica forte é rica em F e Mg e foi classificada como flogopita. A clorita, classificada como clinocloro, apresenta sutis diferenças químicas, enquanto na propilitização é mais rica em FeO, na sericitização é enriquecida em MgO. O minério é constituído predominantemente por ouro + pirita \pm calcopirita bandada e disseminada em veio de quartzo (0,40 a 1.5m) com estruturação preferencial N-S e mergulho variando de 60° a 85° para E. O ouro está incluso na pirita, em microfaturas ou em estado livre. Enquanto o ouro incluso na pirita é mais puro, aquele em fraturas e livre contém mais Ag e chega a ser classificados como *electrun*. Os dados apresentados indicam para o Depósito Porteira processo mineralizante relacionado a sistema magmático-hidrotermal desenvolvido no paleoproterozoico. Embora não seja conhecida a idade da mineralização, a idade de cristalização da encaixante pode sugerir que o magmatismo em torno de 1,98 Ma possa ter contribuído com a gênese do ouro no depósito. Por outro lado, intrusões mais recentes (Suíte Intrusiva Matupá e Granito Peixoto) não podem ser descartadas como possíveis agentes mineralizantes. Nesse contexto, o Depósito Porteira pode ser classificado como um depósito de ouro em

PALAVRAS CHAVE: Província Aurífera Alta Floresta, ouro, alteração hidrotermal, geoquímica, geocronologia.

ABSTRACT: The Alta Floresta Gold Province (AFGP), located in the southern-center portion of the Amazon Craton, has great potential for small gold deposits. The Porteira Gold Deposit is one of the main gold producers in AFGP with an estimated production of 400 Kg of gold between 2010 and 2016. The deposit is hosted in hornblenda-biotite monzogranite (1982 ± 8 Ma), which is in contact with granites of the Matupá Intrusive Suite (1875 ± 13 Ma) and Peixoto Granite. These rocks are calc-alkaline and metaluminous granites of I type, of the magnetite-series, generated in a volcanic arc environment with derivation or assimilation of crustal rocks, occurring during the neoproterozoic to paleoproterozoic, as indicated by Sm-Nd isotopes (TDM ages varying from 2.67 to 2.18 Ga). The mineral chemistry of the magmatic biotite is coherent with the calc-alkaline composition of these granites, while amphibole was classified as magnesium-hornblende and edenite for the three units. Five types of hydrothermal alterations affected the hornblenda-biotite monzogranite: i) incipient potassic metasomatism (microcline + quartz \pm biotite); ii) strong potassic alteration (biotite + quartz + microcline + pyrite + chalcopyrite \pm rutile \pm scheelite); iii) propylitic alteration (epidote + chlorite + quartz \pm albite \pm sericite \pm carbonate \pm pyrite \pm chalcopyrite \pm rutile \pm magnetite carbonation (carbonate + epidote + quartz), and iv) sericitic alteration (sericite + chlorite + quartz \pm rutile \pm pyrite \pm chalcopyrite) v) carbonatization (carbonate + epidote + quartz). The hydrothermal biotite present in the strong potassic alteration is rich in F and Mg and was classified as phlogopite. The chlorite, classified as clinoclinochlore, presents subtle chemical differences. In the propylitic alteration zones it is richer in FeO while in sericitic alteration zones it is enriched in MgO. The ore consists predominantly of gold + pyrite \pm chalcopyrite banded and disseminated on quartz veins (0.40 to 1.5m) with preferential orientation N-S and plunge varying from 60° to 85° to E. Gold is included in pyrite, or as microfractures in pyrite or as free gold. Gold included in pyrite is purer and, when in fractures or as free gold, it contains more Ag and can be classified as electrum. The data presented indicates mineralizing process related to a hydrothermal magmatic system developed in the Paleoproterozoic. Although the mineralization age is not known, the crystallization age of the enclosing rock may suggest that the granitic magmatism that occurred around 1.98 Ma may have contributed to the genesis of gold in this deposit. On the other hand, more recent intrusions (Matupá Intrusive Suite and Peixoto Granite) cannot be discharged as possible mineralizing agents. In this context, the Porteira deposit can be classified as a gold quartz vein deposit genetically associated to oxidized calc-alkaline granitic intrusions.

KEYWORDS: Alta Floresta Gold Province, gold, hydrothermal alteration, geochemistry, geochronology.

1.INTRODUÇÃO

Veios de quartzo são evidências indiretas da atuação de um fluido hidrotermal nas rochas que os hospedam, representam o fluido em seu estado mais preservado desde o momento de separação da fonte, ou seja, é no veio que se encontram os principais indícios sobre a origem e evolução do fluido. Esse estilo de mineralização é constituído geralmente por uma combinação entre *infill* e alteração da hospedeira, cujo *infill* seria o espaço ocupado pelo veio em zonas de dilatação resultantes de falhamentos, compressão hidráulica, entre outros (Taylor, 2009).

Abordagens precursoras sobre depósitos de ouro em veios de quartzo provém de trabalhos realizados tanto em terrenos antigos quanto recentes. Aqueles associados a *greenstone belts* arqueanos, foram responsáveis pela origem do termo *archean lode gold deposits* (Colvine *et al.* 1984). Já os associados a rochas fanerozoicas foram responsáveis pela classificação genética baseada na profundidade e origem do fluido mineralizante, utilizando-se os termos *epithermal*, *mesothermal* e *hipothermal* (Lindgren, 1933; Panteleyev, 1986).

A revisão de trabalhos mais recentes, onde veios ou vênulas de quartzo constituem o estilo principal da mineralização, apontam para quatro principais modelos genéticos de depósitos, sendo eles: depósitos de ouro do tipo *Gold-rich porphyry* (Sillitoe, 2000; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010), *Epithermal gold deposits* (Taylor, 2007), *Orogenic gold deposits* (Groves *et al.* 1998; Goldfarb *et al.* 2015) e *Intrusion related gold systems* ou *Reduced intrusion related gold systems* (Sillitoe *et al.* 1998; Lang e Baker, 2001; Hart, 2007).

O Cráton Amazônico, ocupa na plataforma Sul-Americana uma área de aproximadamente 4,4 milhões de Km² (Hasui *et al.* 2012). Este cráton comporta importantes províncias metalogenéticas, (Bettencourt *et al.* 2016), nas quais, veios mineralizados com ouro são importantes fonte do metal. Trabalhos pioneiros (Amaral, 1974; Almeida *et al.* 1977; Issler, 1977; Cordani *et al.* 1979; Hasui *et al.* 1984), apresentam as primeiras compartimentações e modelos geotectônicos evolutivos para este cráton. Trabalhos mais recentes (Tassinari, 1996; Tassinari e Macambira, 1999, 2004; Cordani e Teixeira, 2007; Cordani *et al.* 2009; Santos, 2003; Santos *et al.* 2000, 2006), apresntam as configurações atualmente discutidas (Fig. 1).

No limite Sul deste cráton encontra-se a província metalogenética denominada Província Aurífera Alta Floresta (PAAF) (Lacerda Filho *et al.* 2004). Três principais

tipos de depósitos são descritos na PAAF: **(1)** disseminados, com associação Au ± Cu semelhantes aos depósitos do tipo ouro-pórfiro (Moura, 1998; Moura *et al.* 2006; Silva e Abram, 2008; Assis 2011; Rodrigues, 2012; Serrato, 2014); **(2)** hospedados em veio de quartzo com associação Au ± Cu (Paes de Barros 1994, 2007; Silva e Abram, 2008; Miguel Jr. 2011; Trevisan 2015), e (3) hospedados em veio de quartzo com associação Au ± metais básicos, relacionados geneticamente a depósitos epitermais de intermediária sulfetação, (Assis, 2011, 2015; Trevisan, 2015). Todos eles, em sua maioria, encaixados em granítos cálcio-alcálicos do tipo I, oxidados, metaluminosos a levemente peraluminosos.

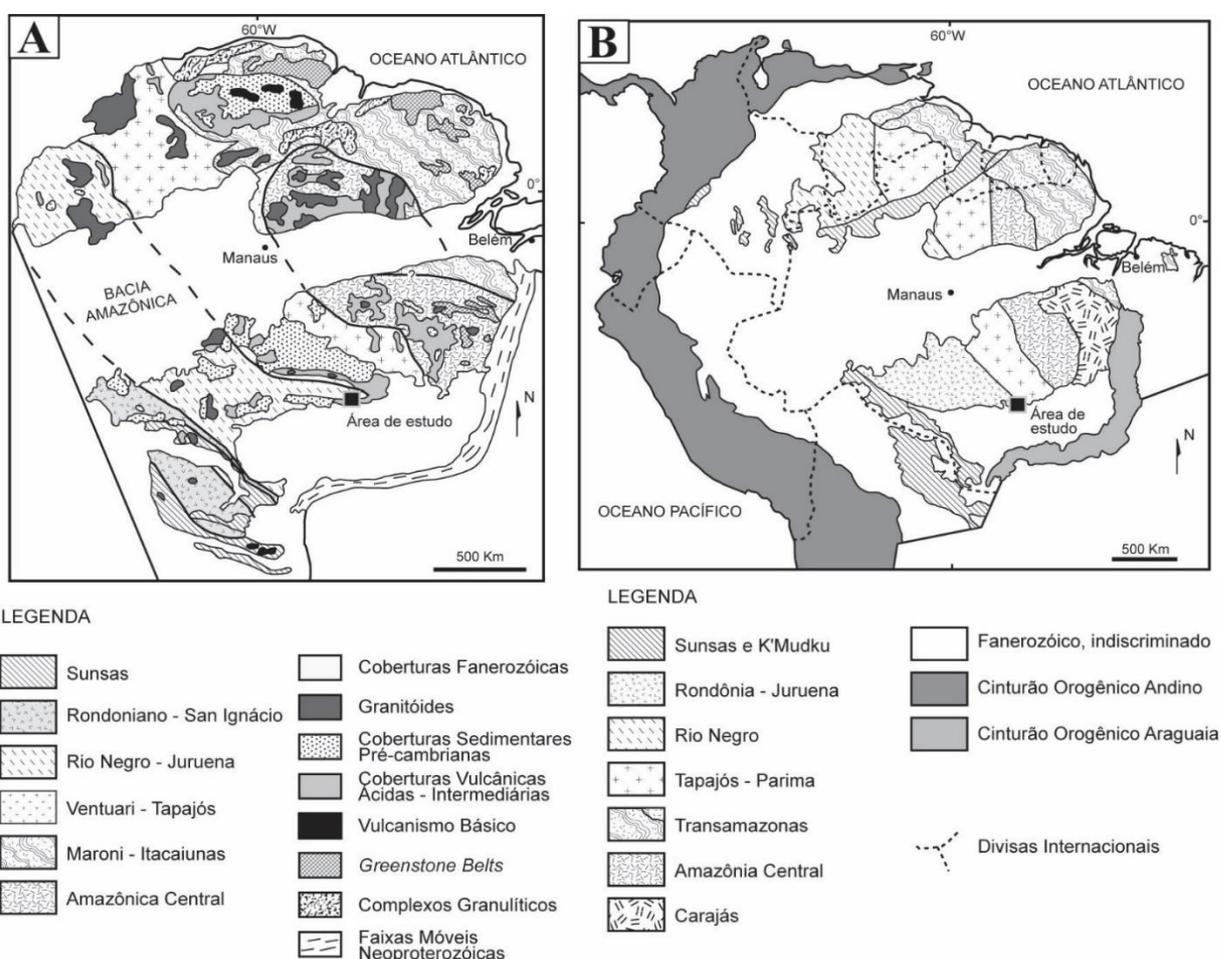


Figura 1. Posicionamento do setor Leste da PAAF nos modelos evolutivos do Cráton Amazônico. **(A)** de acordo com Tassinari e Macambira (1999). **(B)** de acordo com Santos *et al.* (2006).

A PAAF destaca-se como uma das principais áreas produtoras de ouro do Brasil e de acordo com a Cooperativa dos Garimpeiros do Vale do Rio Peixoto (COOGAVEP) foi responsável por aproximadamente 44% do ouro ativo financeiro produzido em todo o estado de Mato Grosso no ano de 2014. O depósito de ouro

Porteira é uma das várias ocorrências de depósitos primários de Au existentes na porção Leste dessa província e teve produção estimada em 450 Kg de ouro entre os anos de 2010 e 2016.

Neste contexto, o objetivo do presente trabalho é realizar a caracterização geológica do Depósito Porteira e das rochas adjacentes ao depósito, compreender processos magmáticos e hidrotermais por meio da petrografia e da química da encaixante e alterações hidrotermais. A pesquisa irá estabelecer idades de cristalização da encaixante e de uma rocha não mineralizada que aflora a Leste do depósito para melhor posicionamento no contexto geológico regional. Isótopos de Sm-Nd foram utilizados para a compreensão de processos magmáticos, discutir possíveis variações isotópicas nos diferentes tipos de alterações hidrotermais que afetaram a encaixante do depósito e para o posicionamento no contexto geológico regional. Os dados inéditos permitirão elaborar um modelo metalogenético para o depósito.

1.1 Geologia Regional

Nos últimos vinte anos surgiram duas propostas para a estrututuração geotectônica do Cráton Amazônico, fundamentadas em uma evolução relacionada a episódios acrescionários do Arqueano ao Mesoproterozóico. A primeira proposta propõe uma compartimentação em seis domínios ou províncias geocronológicas estruturadas segundo a direção preferencial NW-SE. Neste cenário, a Província Amazônia Central seria um núcleo arqueano acrescido pelas províncias Proterozoicas Maroni-Itacaiunas, Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena, Rondoniano-San Ignácio e Sunsás (Fig. 1A) (Tassinari, 1996; Tassinari e Macambira, 1999, 2004; Cordani e Teixeira, 2007; Cordani *et al.* 2009).

Na segunda proposta (Santos, 2003; Santos *et al.* 2000, 2006), a compartimentação apresenta sete províncias tectônicas (Fig. 1B), dentre as quais a Província Carajás, que foi admitida como um membro separado da Província Amazônia Central e as demais correspondem com algumas modificações, àquelas propostas inicialmente por Tassinari, (1996) e Tassinari e Macambira, (1999, 2004). Ainda se destaca nessa compartimentação a individualização da faixa K´Mudku, um extenso cinturão de cisalhamento com direção NE que afetou localmente partes de quatro províncias cratônicas.

A Província Alta Floresta (Dardenne e Schobbenhaus, 2001), também denominada de Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Moura e Botelho, 2002; Silva e Abram, 2008), Província Aurífera de Alta Floresta (Lacerda Filho *et al.* 2004; Paes de Barros, 2007) e Província Mineral de Alta Floresta (Souza *et al.* 2005), insere-se em uma extensa faixa de terrenos Paleo a Mesoproterozoicos localizada na porção Centro-Sul do Cráton Amazônico. Configura uma área de aproximadamente 72.000 Km² (Souza *et al.* 2005), que se estende por mais de 500 Km a partir de sua extremidade NW.

Com base nos modelos geocronológicos propostos para a região, a PAAF situa-se nas províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena (Fig. 1A), definidas por Tassinari e Macambira (1999), enquanto que no modelo de Santos *et al.* (2006) está inserida nas províncias geológicas Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena (Fig. 1B).

Souza *et al.* (2005) reconhecem na PAAF a presença de três arcos magmáticos, caracterizados sobretudo, pela ocorrência de rochas graníticas associadas a rochas vulcânicas ácidas a intermediárias. De acordo com os autores, esses arcos estão temporalmente organizados da seguinte forma:

- i) Arco Magmático Cuiú-Cuiú, composto por gnaisses do complexo Cuiú-Cuiú, granitos pós-orogênicos da Suíte Intrusiva Matupá e rochas básicas da Suíte Intrusiva Flor da Serra. Essas rochas apresentam idades-modelo Sm/Nd ~2,3 Ga e idades U-Pb em torno de 1,99 Ga para o complexo e 1,88 Ga para as suítes;
- ii) Arco Magmático Juruena, estruturado na direção WNW-ESSE, abrange a maior parte da PAAF. Rochas das suítes intrusivas Juruena e Paranaíta, Alcalinas Rio Cristalino, Granito Nhandu, Suíte Colider, Intrusivas Básicas Guadalupe e Granito Teles Pires, consolidam um terreno plutono-vulcânico pouco deformado em regime rúptil a rúptil-dúctil, enquanto aquelas do Complexo Bacaeri-Mogno, Suíte Vitória, Complexo Nova Monte Verde, granitos São Pedro, São Romão e Apiacás, constituem um terreno de médio a alto grau metamórfico. As idades-modelo variam em torno de 2,2 Ga e idades U-Pb entre 1,85 e 1,75 Ga;
- iii) Arco Magmático Roosevelt, é representado por rochas plutônicas deformadas, pertencentes à Suíte Nova Canaã (1,74 Ga), intrudidas em rochas metavulcano-sedimentares do Grupo São Marcelo Cabeça;

Coberturas sedimentares proterozóicas foram formadas no decorrer da estruturação desses arcos. Essas unidades são relacionadas à megazonas de cisalhamento transcorrente que propiciaram a formação de bacias do tipo *Strike Slip* ou *Pull-apart* e evoluíram para bacias tipo Romboide (Souza *et al.* 2005). São compostas por rochas do Grupo Beneficente e Formação Dardanelos (Almeida e Nogueira Filho, 1959).

Na porção Leste da PAAF, próximo às cidades de Peixoto de Azevedo e Matupá, gnaisses do complexo Cuiú-Cuiú, granitos da Suíte Intrusiva Matupá e rochas básicas da Suíte Intrusiva Flor da Serra, representam o Arco Cuiú-Cuiú. O Arco Magmático Juruena está representado nesta região pelas suítes Nova Canaã, Colider e Juruena, granitos Teles Pires, São Pedro e Nhandu, e rochas intrusivas máficas Guadalupe (Fig. 2A) (Souza *et al.* 2005).

No entanto, Moreton e Martins (2005) advogam que as suítes intrusivas Matupá e Flor da Serra poderiam não estar relacionadas ao Arco Magmático Cuiú-Cuiú, e sim a um fragmento do Arco Magmático Paruari (Santos *et al.* 2000), que se estende desde a Província Aurífera do Tapajós. Estas unidades estão recobertas por rochas sedimentares mesoproterozóicas da Formação Dardanelos (Moreton e Martins, 2005).

Nos últimos dezessete anos, trabalhos de caráter local focados na porção Leste da província (Moura e Botelho, 2002; Moura *et al.* 2006; Paes de Barros, 2007; Miguel Junior, 2011; Assis *et al.* 2012, 2014; Silva *et al.* 2014; Trevisan, 2014; Assis, 2011, 2015), baseados em mapeamento, petrologia, geocronologia, e somados a trabalhos de cunho regional (Santos *et al.* 2000; JICA/MMAJ, 2000; Lacerda Filho *et al.* 2004; Souza *et al.* 2005; Silva e Abram, 2008), reforçam a presença dos arcos magmáticos Juruena e Cuiú-Cuiú na região.

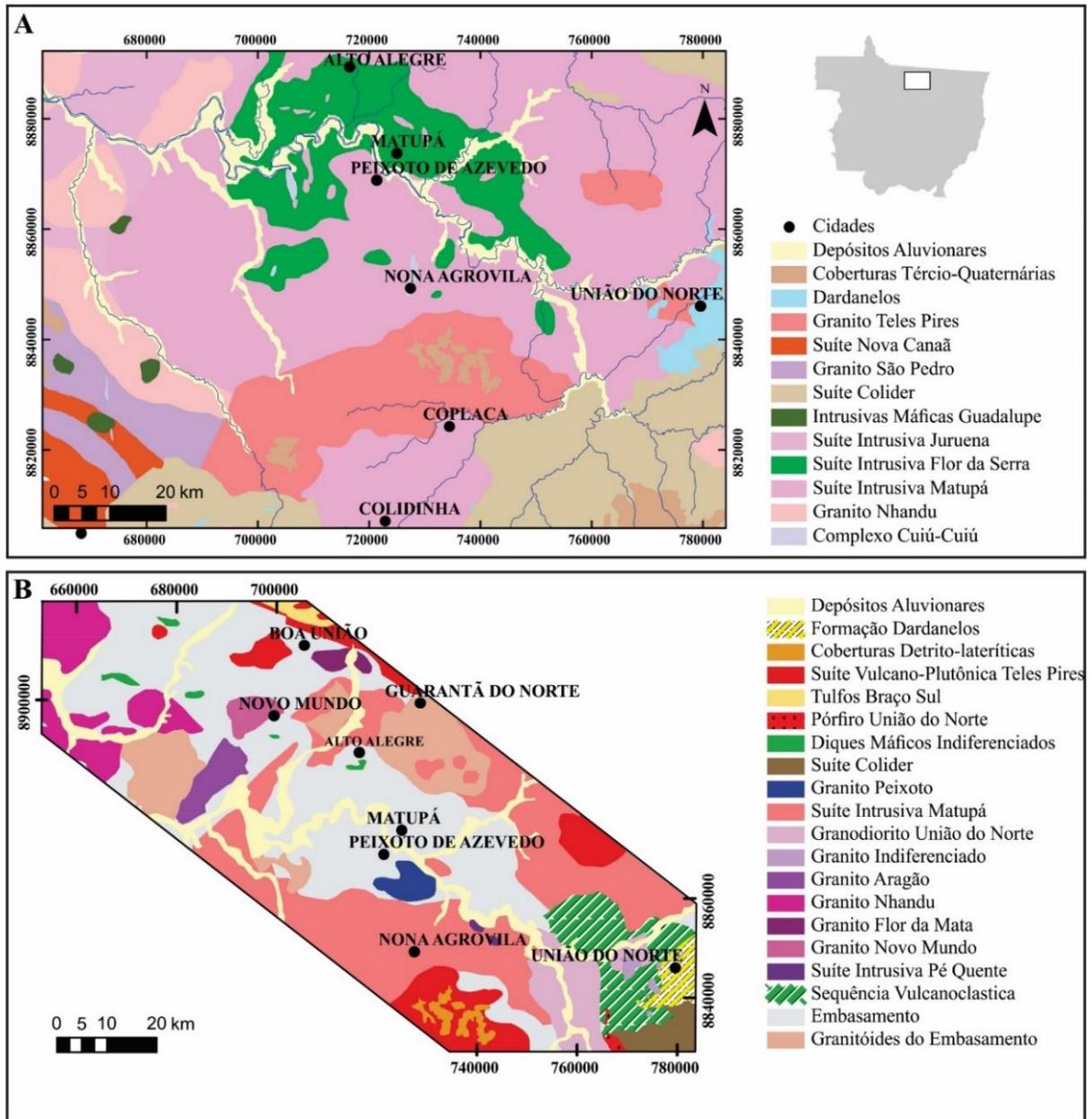


Figura 2. **A** - Mapa geológico simplificado da porção leste da PAAF, abrangendo as unidades plutono-vulcânicas que ocorrem nas proximidades das cidades de Peixoto de Azevedo e Matupá (Souza *et al.* 2005). **B** - Mapa geológico da porção Leste da PAAF (Assis, 2015).

Adicionalmente, uma idade Pb-Pb de 2,81 Ga, obtida em gnaiss por Paes de Barros (2007), revela a existência de embasamento arqueano na região, relacionado pelo autor ao Complexo Xingú.

Nesses últimos anos, a individualização de novas unidades na região (Fig. 2B) proporcionou uma diferente interpretação acerca da evolução tectônica da porção Leste da PAAF. De acordo com Assis (2015), os eventos tectono-magmáticos

relacionados aos arcos Cuiú-Cuiú e Juruena no Leste da privíncia são interpretados da seguinte maneira:

- i) O Arco Magmático Cuiú-Cuiú (1,98 a 1,95 Ga) continua representado por rochas deformadas do complexo Cuiú-Cuiú (1,98 Ma). No entanto, o magmatismo tardio nesse arco passa a ser representado por rochas não deformadas do Granito Novo Mundo (1,95 a 1,97 Ga) e Suite Intrusiva Pé Quente (1,97 Ga).
- ii) O Arco Magmático Juruena, em seu estagio inicial (1,93 a 1,84 Ga), passa a ser representado na região pelo Granito Aragão (1,93 Ga), Tonalito Guarantã (1,9 Ga), Granito Nhandu (1,88 a 1,87 Ga), Suite Intrusiva Matupá (1,85 a 1,89 Ga) e Suite Intrusiva Juruena (1,82 a 1,81 Ga).
- iii) O terceiro evento (1,79 a 1,75 Ga) representa os estágios pós-colisionais do Arco Magmático Juruena, marcados pela colocação do Granito Peixoto (1,79 a 1,76 Ga), Pórfiro União do Norte (1,77Ga) e das suites Colider (~1,78 Ga) e Teles Pires (1,79 a 1,75 Ga).

De acordo com Assis (2015), a idade Arqueana (2,81 Ga.) obtida em gnaiss por Paes de Barros (2007) poderia representar zircões herdados de crosta arqueana retrabalhada, ou cristais herdados do complexo Bacaeri Mogno, que tem idade isocrônica Sm-Nd de 2.24 Ga, considerada a unidade mais antiga da região (Pimentel, 2001).

1.2 Geologia do Depósito

O depósito de ouro Porteira ocupa uma área de 780.000 m² e possui estreita relação espacial com rochas graníticas (Fig. 3A). Está hospedado em hornblenda-biotita monzogranito cinza esbranquiçado, inequigranular, grosso. A Leste do depósito aflora blocos métricos de biotita monzogranito acinzentado, inequigranular, médio a grosso. A Oeste, aflora biotita granodiorito porfírico configurando um possível *stock* circular (Fig. 3B). O hornblenda-biotita monzogranito encaixante não aflora, foi identificado somente pela descrição de furos de sondagem. Essa rocha apresenta-se afetada por diferentes tipos de alteração hidrotermal e é intersectada por dique de composição máfica. Assim como o hornblenda-biotita monzogranito, o dique apresenta-se afetado por variados tipos de alteração hidrotermal.

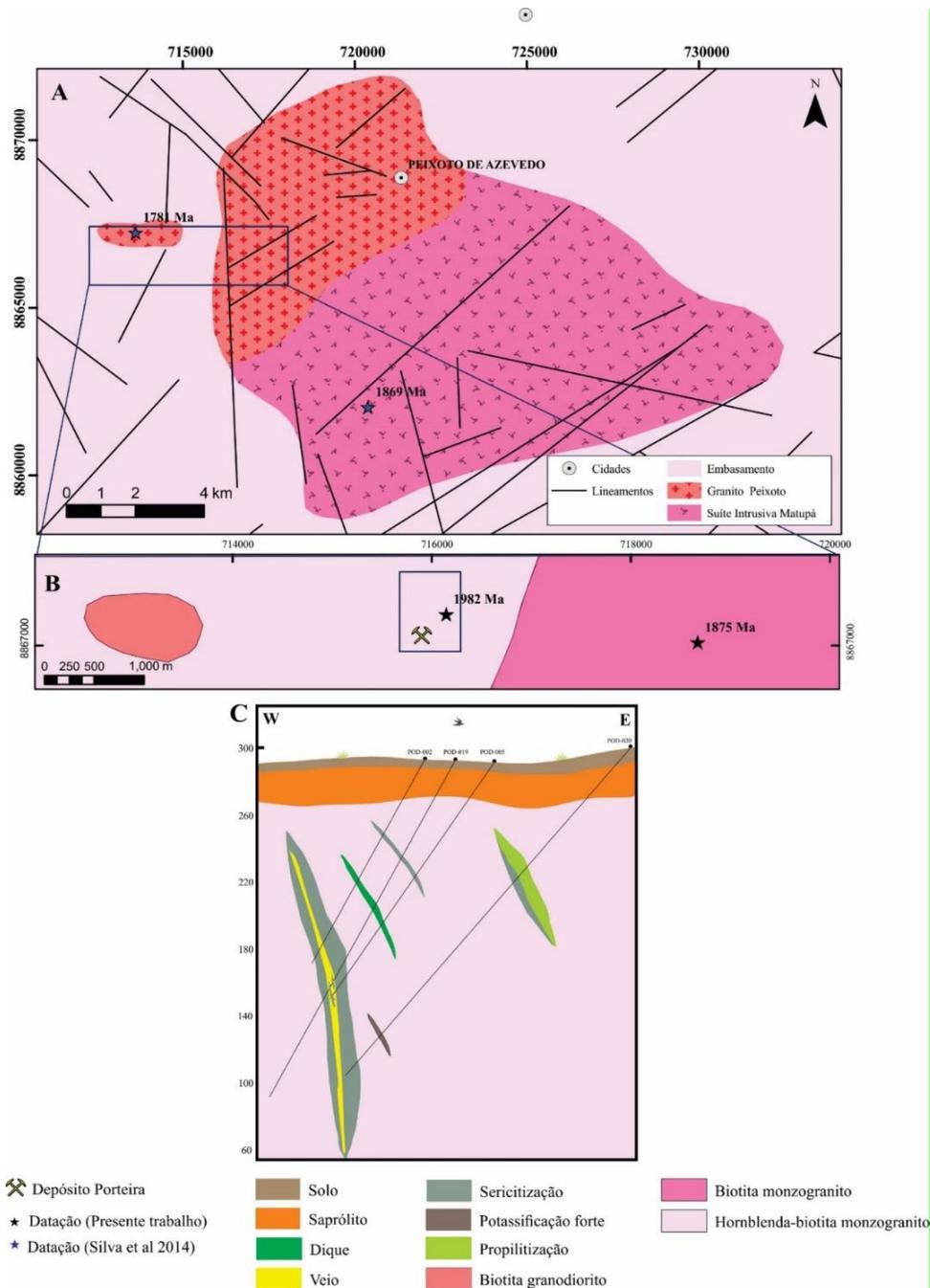


Figura 3. **A** - Mapa geológico mostrando os granitos da região de Peixoto de Azevedo e destacando a área estudada neste trabalho (Silva, 2014). **B** - Mapa geológico detalhado mostrando a encaixante e as litologias aflorantes nas proximidades do Depósito Porteira (Modificado de Silva, 2014). **C** - Seção transversal realizada com base nos furos de sondagem estudados neste trabalho, destacando o veio (N-S) envelopado por halo de alteração sericitica e demais alterações identificadas no depósito.

Os tipos de alteração hidrotermal desenvolvidos sobre o hornblenda-biotita monzogranito ocorrem de maneira sobreposta e apresentam complexa ordem cronológica. A mineralização no depósito associa-se a fase de sericitização, que

ocorre de fato envelopando todo o minério e atinge dimensões superiores a 20 m de extensão (Fig. 3C). Potassificação, propilitização e carbonatação são fases hidrotermais também identificadas no depósito.

O minério está hospedado em veio de quartzo com espessura de 0,40 a 1,0 m, com estruturação preferencial N-S e mergulho variando de 60° a 85° para E. Variações NNW a NNE são feições comuns notadas na atitude do veio. As foliações na encaixante sericitizada, quando visíveis, são subverticais e as lineações se mostram subhorizontais. Nos planos de falha, as estruturas do tipo *slikensides* e *slikenline* evidenciam caráter dextral para a fratura de cisalhamento porteira. Estruturas S-C milimétricas a centimétricas também com indicação de movimentação dextral foram identificadas. Estrias nos planos de falha possuem discreto caimento para Norte, evidenciando um cisalhamento transcorrente dextral com pequena componente vertical.

De acordo com Miguel Jr. (2011), os depósitos de ouro em veio na região de Peixoto de Azevedo estão associados a três estruturações principais. A primeira e mais importante estruturação é a N-S, conforme o Depósito Porteira. A segunda apresenta direção preferencial N25E e a terceira N60W.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização deste trabalho foram utilizados cinco furos de sondagem com profundidades de até 280m, cedidos pela empresa CALDEIRA E FURINI ME. Amostras da rocha hospedeira da mineralização, do minério e de rochas não mineralizadas aflorantes nas proximidades do depósito foram selecionadas para confecção de 94 lâminas polidas e 04 seções polidas confeccionadas no laboratório de laminação do IG-UnB. O estudo petrográfico foi realizado no Laboratório de Microscopia da UnB.

Após o estudo petrográfico foi determinado nas lâminas polidas e metalizadas com película de carbono, a química de minerais ígneos e hidrotermais. Foram realizadas análises em microsonda eletrônica modelo JEOL JXA-8230RL do Laboratório de Microsonda Eletrônica do IG-UnB. As condições de operação do equipamento foram de 15 KV de tensão, 20 nA de corrente e feixe de 1 µm de diâmetro.

As análises litogeoquímicas foram realizadas em 14 amostras de granitos e rochas hidrotermalizadas (Tabela 9). As amostras foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras do IG-UnB e analisadas no laboratório Bureau Veritas Minerals (BVM, Vancouver-Canadá), conforme o pacote de serviço LF 200. A concentração total de elementos maiores foi obtida por ICP-ES após fusão com metaborato de lítio e digestão com HNO₃, enquanto os elementos traços foram analisados por ICP-MS após fusão com meta e tetraborato de lítio. Vale ressaltar, que o W foi mantido na tabela, apesar de possíveis contaminações da panela de pulverização. O W foi discutido devido ao fato de que na potassificação forte o elemento atingiu teor superior a 2000 ppm, valor anômalo provavelmente atribuído a presença do mineral schelita.

Duas amostras foram para análises de U-Pb em zircão. A preparação se deu no Laboratório de Geocronologia da UnB por meio de métodos convencionais, que envolveram cominuição, separação gravimétrica, separação magnética, catação e montagem de 80 cristais de zircão em resina epóxi. As idades foram obtidas por espectrometria de massa de plasma induzido com ablação por laser (ICP-MS-LA). A volatilização pontual nos cristais de zircão foi realizada por feixe de laser com 25 µm, seguida por ionização por plasma de Ar e finalmente feita a medida das razões isotópicas no detector do espectrômetro de massa do Laboratório de Geocronologia da UnB. Para a correção de desvios foram utilizados os padrões GJ-1 (Jackson *et al.* 2004) e 91500 (Wiedenbeck *et al.* 1995). Para a redução de dados e cálculo das idades foram utilizados os softwares Chronus (Oliveira, 2015) e Isoplot 3.0 (Ludwig, 2003).

Dez amostras foram selecionadas para a determinação de isótopos Sm-Nd. A concentração dos elementos foi determinada por TINS, seguindo os procedimentos de Gioia e Pimentel (2000). De acordo com esses autores, o processo consiste na separação de 20 a 40 mg de amostra, seguidos de dois estágios de diluição ácida em chapa aquecedora. Para a diluição, utiliza-se HNO₃ e HF em uma primeira etapa e 6N HCl para a segunda. ETR foram separados em colunas de troca catiônica, com auxílio de resina AG50W-X8. O Nd foi isolado dos ETR em resina AG50-X2. Nd e Sm foram processados separadamente em filamento de tungstênio com solução de TaF. O Nd foi reprocessado em filamento duplo de rênio com H₃PO₄ (0,1 M) e medido como metal Nd⁺. As medidas de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd são apresentadas em partes por 10⁴ (unidades) de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd CHUR como medidas atuais: $\epsilon_{Nd}(0) =$

$[(143\text{Nd}/144\text{Nd})_{\text{amostra}}/\text{ICHUR}(0) - 1] * 104$, de modo que $143\text{Nd}/144\text{Nd}_{\text{amostra}}$ é a razão atual medida e $\text{ICHUR}(0)$ (0,512638) representa a razão $143\text{Nd}/144\text{Nd}$ no reservatório CHUR no presente (Jacobsen e Wasserburg, 1980). A incerteza analítica é de 0,0004% e 0,05% para $143\text{Nd}/144\text{Nd}$ e $147\text{Sm}/144\text{Nd}$, respectivamente.

3. RESULTADOS

3.1 Petrografia das Rochas Graníticas

3.1.1 Biotita granodiorito porfirítico

Essa rocha ocorre a Oeste do depósito (Fig. 3B) e exibe textura porfirítica marcante representada por fenocristais de plagioclásio, K-feldspato e quartzo (Fig. 4A). A mineralogia essencial é constituída por quartzo (~30%), plagioclásio (~45%), K-feldspato (~18%), permitindo o posicionamento no campo dos granodioritos, de acordo com a classificação modal proposta por Streckeisen, (1976). As fases varietais são biotita (~5%) e anfibólio (~2%), as acessórias são magnetita, titanita, allanita, apatita e zircão.

O quartzo é anédrico e ocorre com contatos agulosos, geralmente apresenta extinção reta a fraca e extinção ondulante. Ocorre como fenocristais com até 3mm e cristais submilimétricos inclusos ou nos interstícios das demais fases minerais (Fig. 4B). O plagioclásio é oligoclásio tabular a subédrico com geminação Lei da albita e zoneamento oscilatório marcante (Fig. 4B). Geralmente tem aspecto turvo devido a alteração para sericita e carbonato, com epidoto subordinado (Fig. 4C). O feldspato potássico compreende fenocristais euédricos a subédricos de ortoclásio mesopertítico com geminação simples do tipo *Carlsbad* e inclusões poiquilíticas de anfibólio, magnetita, biotita e quartzo (Fig. 4D).

A biotita ocorre como lamelas anédricas a subédricas, com pleocroísmo do amarelo pálido ao marrom quando parcialmente preservada ou com coloração verde clara quando alterada para clorita (Fig. 4E). O anfibólio (~1mm), quando incluso em feldspato potássico, aparece com hábito romboédrico bem preservado (Fig. 4D), pleocroísmo do amarelo ao verde escuro e por vezes, com geminação simples. Quando isolado, ocorre como cristais anédricos (> 2mm) com feições de corrosão. Nessas condições, o mineral ainda apresenta pleocroísmo do amarelo ao verde e frequentemente tem inclusões de magnetita (Fig. 4F).

Os acessórios ocorrem frequentemente inclusos nas fases minerais essenciais. A titanita é anédrica, por vezes subédrica, tem coloração marrom a marrom avermelhada, está isolada ou agrupada com anfibólio, biotita e magnetita. Allanita é um acessório raro de coloração amarelada que exhibe fraturas radiais que prolongam para os minerais adjacentes (Fig. 4E). Apatita e zircão ocorrem principalmente como inclusões na biotita.

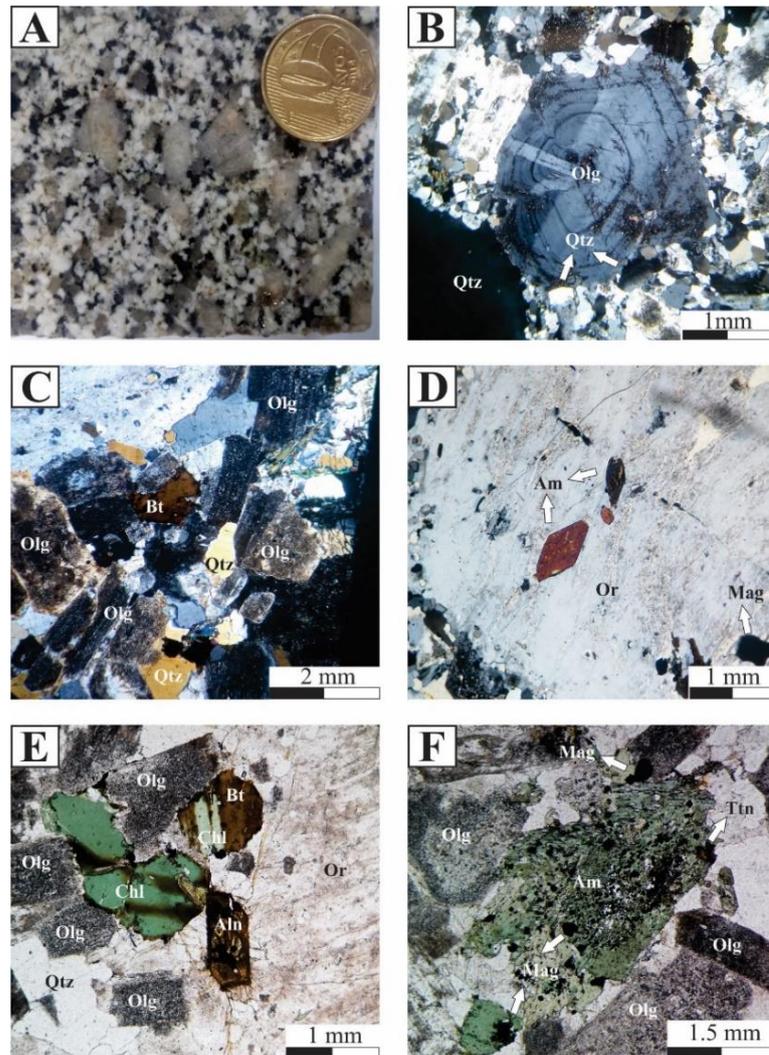


Figura 4. **A** - Feição macroscópica do biotita granodiorito porfiritico, destacando fenocristais de ortoclásio. **B** - Fenocristais de quartzo, oligoclásio zonado e cristais de quartzo submilimétricos nos interstícios das demais fases minerais. **C** - Cristais de oliclásio sericitizados, quartzo e biotita constituintes da matriz do biotita granodiorito. **D** - Cistais de anfibólio e magnetita inclusos em fenocristal de ortoclásio mesopertítico. **E** - Biotita alterada e parcialmente alterada para clorita, cristais de oligoclásio com aspecto manchado devido a alteração para sercicita,epidoto e carbonato, cristal de allanita metamíctica, inclusons em ortoclásio. **F** - Cristal milimétrico de anfibólio isolado, parcialmente corroído e com inclusões de magnetita e titanita.

3.1.2 Biotita monzogranito

Ocorre a Leste do depósito (Fig. 3B) como rocha isotrópica, leucocrática, de tonalidade cinza a cinza-esbranquiçada (Fig. 5A). Essa rocha é moderadamente magnética e apresenta textura inequigranular média a grossa. De acordo com a classificação modal de Streckeisen (1976), ocupa o campo dos monzogranitos, tendo como minerais essenciais quartzo (~29%), plagioclásio (~31%) e K-feldspato (~26%). As fases máficas são biotita (~8%) e anfibólio (~2%), e os acessórios identificados foram titanita, magnetita, apatita e zircão.

O quartzo, com até 2 mm (Fig. 5B), apresenta contatos retos, às vezes arredondado, exibe extinção reta e por vezes ondulante, raramente tem textura poiquilítica marcada por inclusões de biotita, plagioclásio, apatita e zircão. Por vezes, ocorre com tamanhos submilimétricos ocupando interstícios entre os grãos de feldspato. O plagioclásio presente é o oligoclásio, tabular com zoneamento oscilatório (Fig. 5C) e inclusões de biotita, magnetita, apatita e zircão. Apresenta geminação Lei da Albita- *Carlsbad* (Fig. 5D). Ocasionalmente é observado no mineral estruturas do tipo *Kink Band*. O K-feldspato é representado por cristais anédricos a subédricos de microrclínio (Fig. 5E) e quando adjacente ao plagioclásio torna-se comum a presença de intercrescimento micropertítico e textura mimerquítica (Fig. 5F). Inclusões de biotita, magnetita e hornblenda marcam uma textura poiquilítica também presente nessa fase mineral (Fig. 5G).

A biotita ocorre como lamelas subédricas (Fig. 5H), tem pleocroísmo que varia do amarelo pálido ao marrom e quando alterada para clorita tem cor esverdeada. Quando inclusa em plagioclásio é castanha e menos pleocróica, tem granulação fina e apresenta composição distinta. O anfibólio ocorre geralmente como cristais subédricos, apresenta pleocroísmo que varia do amarelo pálido ao verde, nesse caso, raramente apresenta geminação simples. Normalmente forma aglomerados policristalinos junto a biotita, magnetita e titanita (Fig. 5I).

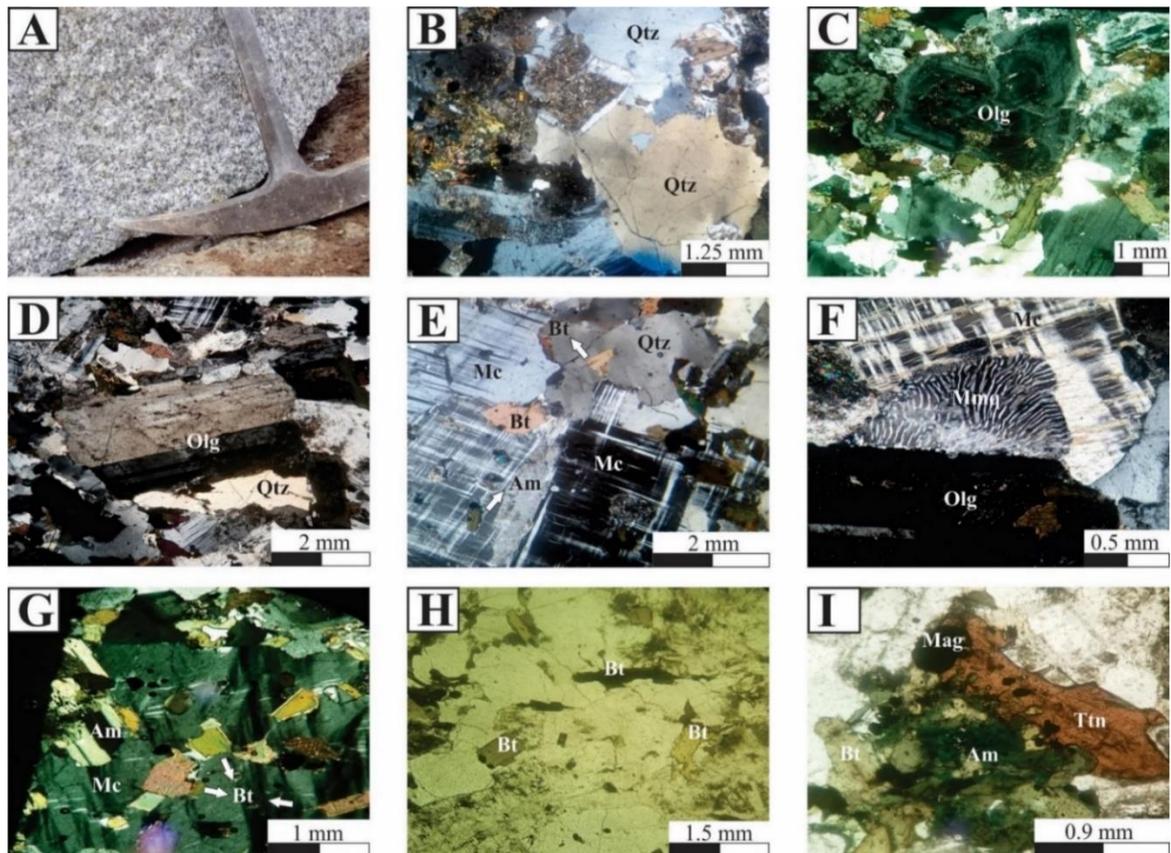


Figura 5. **A** - Aspecto de campo do biotita granodiorito cinza-esbranquiçado. **B** - Cristais de quartzo milimétricos com contatos angulosos. **C** - Oligoclásio zonado e quartzo recristalizado com contato arredondado. **D** - Oligoclásio com geminação do tipo *carlsbad*. **E** - Cristais de quartzo e microclínio com inclusões de biotita. **F** - Intercrescimento mimerquitico no contato entre microclínio e oligoclásio. **G** - Cristal de microclínio com inclusões de anfibólio e biotita. **H** - Biotita com contornos regulares e irregulares. **I** - Aglomerado policristalino de anfibólio biotita, titanita e magnetita.

A titanita apresenta-se euédrica a subédrica, com tonalidade avermelhada. Ocorre isolada ou forma aglomerados com anfibólio, biotita e magnetita (Fig. 5I). A apatita tem hábito acicular ou arredondado. O zircão é euédrico, raramente arredondado, apresenta zonamento magmático e quando incluso na biotita, gera halos pleocróicos. A magnetita geralmente está inclusa no anfibólio ou titanita (Fig. 5I).

3.1.3 Hornblenda-biotita monzogranito

O hornblenda-biotita monzogranito é isotrópico, leucocrático, cinza esbranquiçado (Fig. 6A) passando para o rosado conforme mais intenso o processo de potassificação (Fig. 6B). É moderadamente magnético, apresenta textura inequigranular grossa e articulação intergranular hipidiomórfica. É constituído

essencialmente por quartzo (~16%), plagioclásio (~27%), K-feldspato (~28%), anfibólio (~15%) e biotita (~10%), ocupando o campo dos monzogranitos com tendência ao campo dos quartzo-monzonitos segundo a classificação proposto por Streckeisen, (1976). Como minerais acessórios ocorrem titanita, zircão, apatita, magnetita e allanita.

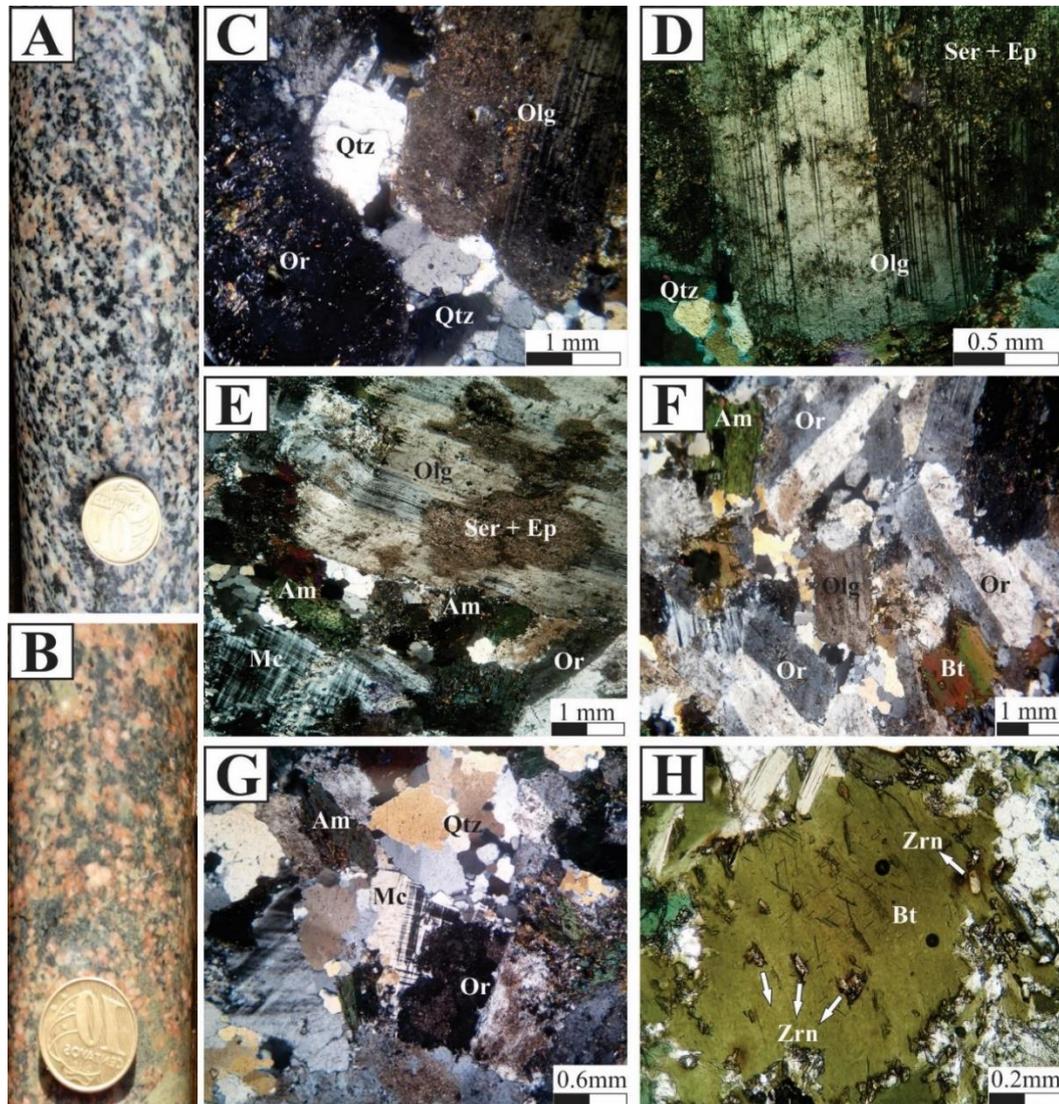


Figura 6. **A** - Hornblenda-biotita monzogranito com coloração acinzentada. **B** - Hornblenda-biotita monzogranito com coloração rosada devido a potassificação. **C** - Quartzo secundário preenchendo interstício entre oligoclásio e ortoclásio, o quartzo nesse caso associa-se a potassificação. **D** - Cristal milimétrico de oligoclásio com geminação albita-carlsbad. **E** - Cristal milimétrico de oligoclásio com núcleo sericitizado. **F** - Cristais milimétricos de ortoclásio, oligoclásio, biotita e anfibólio. **G** - Ortoclásio alterando-se para microclínio e quartzo secundário formando aglomerados com contatos arredondados. **H** - Biotita magmática esverdeada devido a cloritização, o mineral tem bordas corroidas e inclusões de zircão.

O quartzo forma agregados policristalinos, às vezes ocupa os interstícios entre os grãos de feldspato. Apresenta contatos arredondados, extinção reta e ondulante (Figs. 6C e 6G). O plagioclásio identificado foi o oligoclásio. Ocorre como cristais tabulares com contatos parcialmente retos e geminação albita e *Albita-Carlsbad* (Figs. 6C e 6D). Em geral, os cristais apresentam-se saussuritizados, onde os principais minerais neoformados são representados por sericita e epidoto (Figs. 6D e 6E). O K-feldspato é ortoclásio. O mineral é euédrico a subédrico e apresenta geminação típica do tipo *Carlsbad* (Fig. 6F). Pode ocorrer alterado parcialmente ou totalmente para microclínio (Fig. 6G).

A biotita está fortemente alterada para clorita, é anédrica, marrom esverdeada e apresenta feições de corrosão (Fig. 6H). Quando parcialmente preservada, apresenta hábito subédrico e pleocroísmo amarelo pálido a marrom, raras estruturas do tipo *Kink Bands* e inclusões de zircão que geram halos pleocróicos.

O anfibólio ocorre como cristais fortemente corroídos e cristais subédricos com fracas feições de corrosão, que permitem observar a clivagem basal típica (Fig. 7A). Conforme torna-se mais intensa a atuação do hidrotermalismo, o mineral apresenta-se fraturado e intersectado por quartzo + microclínio + biotita (Fig. 7B). Os cristais encontram-se geralmente isolados ou formando aglomerados com titanita e magnetita (Fig. 7C), têm pleocroísmo amarelo pálido ao verde com variações desde o verde claro ao levemente azulado.

A titanita tem coloração marrom avermelhada, pode ocorrer como cristais euédricos com até 4 mm de comprimento, cristais anédricos isolados ou formando agregados com anfibólio e magnetita (Fig. 7C). A apatita está inclusa nos minerais primários, principalmente em plagioclásio e biotita. O zircão, comumente incluso em biotita, gera halos pleocróicos. A magnetita, geralmente inclusa em anfibólio e titanita, tem tamanhos submilimétricos, é anédrica ou cúbica. A allanita é um acessório raro, é anédrica de coloração cinza amarelada, apresenta fraturas que se prolongam até suas bordas, por vezes se estendem aos minerais a sua volta (Fig. 7D).

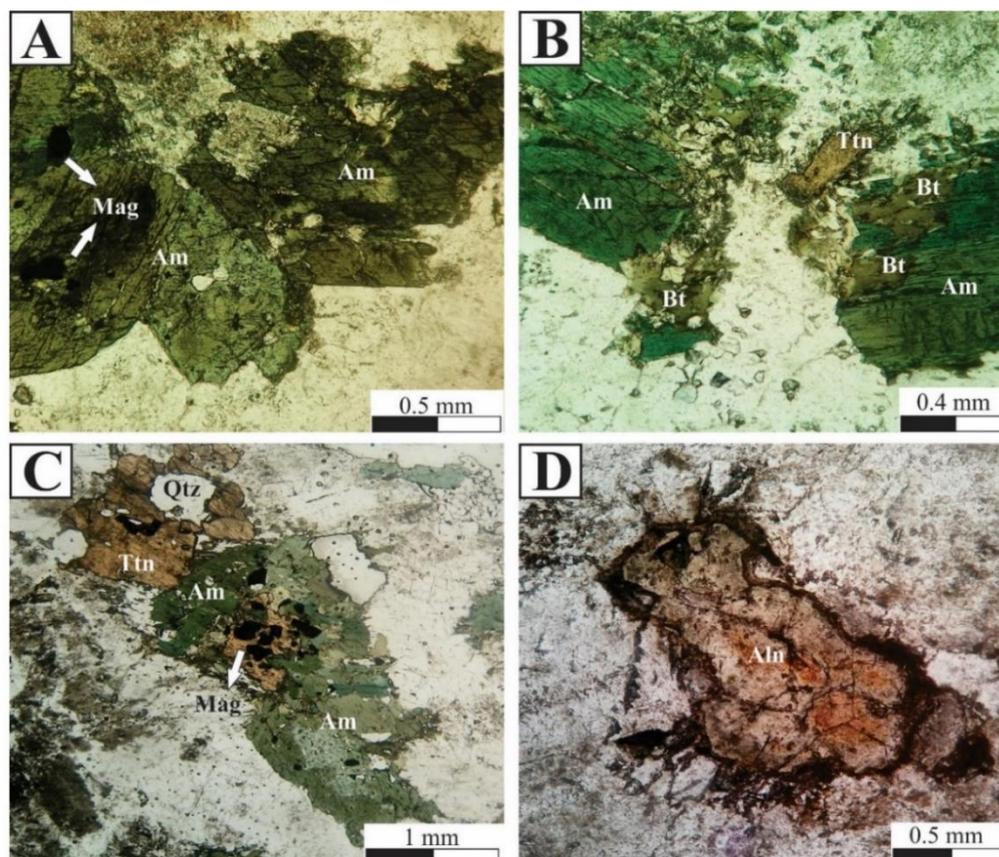


Figura 7. **A** - Cristais milimétricos de anfibólio com clivagem basal típica e inclusões de magnetita. **B** - Cristal de anfibólio quebrado e cortado por quartzo + microclínio + biotita. Nota-se que a biotita ocorre principalmente nas bordas do fraturamento, destaca-se também cristal de titanita magmática bordejada por biotita muito fina. **C** - Aglomerado policristalino de anfibólio, titanita e magnetita. **D** - Alanita com discretas fraturas radiais.

3.2 Características Petrográficas das Alterações Hidrotermais Desenvolvidas Sobre o Hornblenda-Biotita Monzogranito.

Os processos de alteração hidrotermal que afetaram o hornblenda-biotita monzogranito ocorreram de maneira sobreposta, dificultando a individualização espacial bem como suas sequências cronológicas.

Quatro principais tipos de alteração hidrotermal pervasivos a fissurais foram identificados. As alterações pervasivas incluem potassificação, propilitização e sericitização, enquanto que a carbonatação ocorre de modo estritamente fissural. A potassificação e propilitização ocorrem em setores mais distais da zona mineralizadas, que se associa espacialmente a sericitização. A carbonatação constitui o último processo de alteração que afeta a encaixante, essa fase é representada por vênulas de carbonato, carbonato + epidoto e carbonato + quartzo + epidoto que intersectam os demais tipos de alteração e zona mineralizada.

3.2.1 Potassificação

O processo inicial de alteração hidrotermal do hornblenda-biotita monzogranito, denominado alteração potássica incipiente, metassomatismo potássico incipiente ou autometassomatismo é marcado por transformação gradual do monzogranito de coloração acinzentada para coloração rosada (Fig. 8A). A textura original granítica ainda permanece preservada, porém minerais ígneos, tais como plagioclásio e ortoclásio são alterados para microclínio (Fig. 8B). Microclínio + quartzo submilimétricos preenchem interstícios e microfraturas da mineralogia ígnea. O anfibólio é parcialmente substituído por biotita fina a partir de suas bordas (Fig. 8C). A paragênese hidrotermal nessa fase é marcada pela ocorrência de microclínio + quartzo ± biotita.

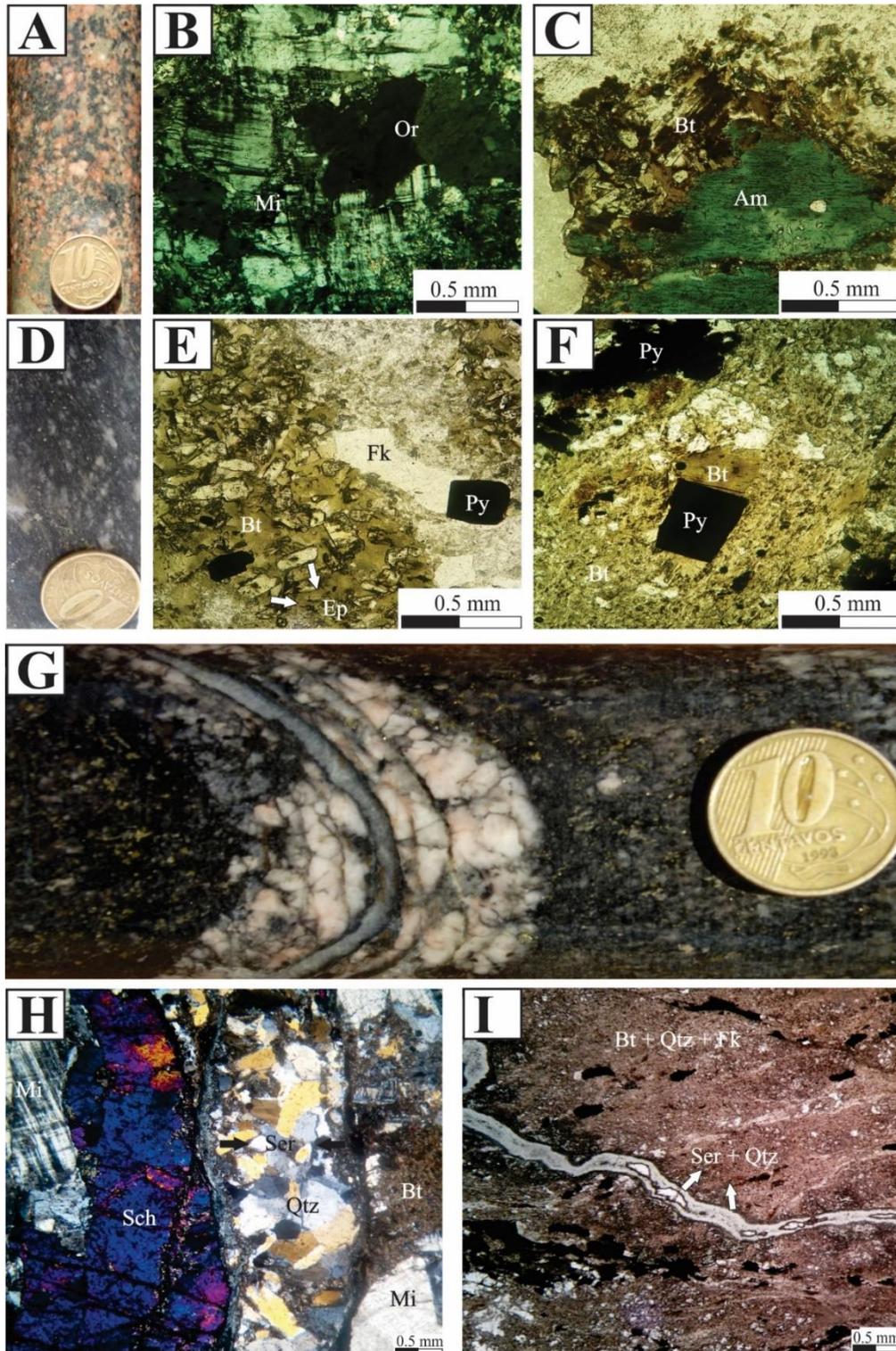


Figura 8. **A** - Hornblenda-Biotita monzogranito com coloração rosa devido ao processo de alteração potássica incipiente. **B** - Ortoclásio parcialmente substituído por microclínio. **C** - Anfibólio envolto por biotita hidrotermal fina. **D** - Hornblenda-Biotita monzogranito com coloração escura devido a alteração potássica, biotita hidrotermal constitui mais de 50% da rocha. **E** e **F** - Paragênese hidrotermal com biotita + K-feldspato + pirita + epidoto, típica da zona de alteração potássica no hornblenda-biotita monzogranito. **G** - Vênula de quartzo com bordas de sericita envelopados por halo centimétrico de microclínio, cortando massa de biotita hidrotermal. **H** - Aspecto

microscópico da foto G, com destaque para a presença de scheelita. I - Vênula sinuosa de sericita + quartzo também cortando a zona de alteração potássica.

Quando submetida à alteração potássica, de fato, o hornblenda-biotita monzogranito assume coloração escura (Fig. 8D), em função do aumento do conteúdo de biotita hidrotermal. Esta fase hidrotermal é caracterizada pela ausência de anfibólio, já totalmente substituído pela biotita. Resulta em paragênese constituída por biotita + quartzo + microclínio + pirita + epidoto \pm calcopirita \pm rutilo \pm scheelita. Nessa zona, a biotita é marrom, muito fina, encontra-se difundida na rocha ou como lamelas anédricas a raramente subédricas (Figs. 8E e 8F). A presença de scheelita, vênulas de quartzo com borda submilimétrica de sericita envelopado por halo de microclínio (Figs. 8G e 8H) e micro-vênulas sinuosas de sericita + quartzo (Fig. 8I), são características petrográficas exclusivas à zona de alteração potássica.

3.2.2 Propilitização

Nesta zona, a rocha assume coloração esverdeada, caracterizada pela concentração de epidoto e clorita (Fig. 9A). A paragênese mineral típica identificada nesse processo de alteração é epidoto + clorita + quartzo \pm albita \pm sericita \pm carbonato \pm pirita \pm calcopirita \pm rutilo \pm magnetita (Figs. 9B e 9C).

Epidoto e clorita ocorrem como produto tanto da alteração de minerais ígneos, como de minerais hidrotermais provenientes da fase de potassificação. Massas constituídas por epidoto fino sobrecrecido em plagioclásio e anfibólio e clorita verde clara a verde musgo, produtos de alteração da biotita, são características microscópicas típicas para esse estágio. A titanita encontra-se parcialmente ou totalmente alterada para rutilo e o quartzo forma aglomerados com contatos lobados ou preenche interstícios e microfraturas.

3.2.3 Sericitização

Embora também ocorra sobreposta à potassificação em zonas distais (P 20-107,30 e P 20-115,10), essa alteração hidrotermal apresenta estreita relação espacial com o veio mineralizado. É caracterizada por conferir à rocha textura afanítica,

coloração verde acinzentada, aspecto untuoso e uma foliação penetrativa marcante (Fig. 9D).

A intensidade da alteração sericítica é variável e aumenta conforme a proximidade com o veio mineralizado. Quando menos intensa, restos de plagioclásio, microclínio, anfibólio e até mesmo biotita ainda estão presentes, a ocorrência de epidoto como produto da descalcificação de minerais cálcio-silicáticos é comum.

Em zonas proximais ao veio mineralizado a sericitização é mais pronunciada. Sericita + clorita perfazem mais de 70 % da rocha (Fig. 9E) e ocorrem como cristais muito finos, orientados e por vezes com hábito sub-radial. A sericita é incolor, raramente se dispõe sob forma de lamelas maiores bem desenvolvidas e normalmente aparece como pseudomórfica de feldspato (Figs. 9E, 9F e 9G). Já a clorita é incolor a levemente esverdeada e tem cor de interferência cinza (Fig. 9E). O quartzo forma aglomerados ou *microboudins* alinhados com a foliação (Fig. 9G). A titanita nesse estágio foi totalmente alterada para óxidos e sulfetos, no entanto seu hábito ainda pode permanecer parcialmente preservado (Fig. 9F). A paragênese hidrotermal dominante nesse estágio é sericita + clorita + quartzo ± pirita ± calcopirita ± rutilo.

3.2.4 Carbonatação

Constitui o último processo de alteração hidrotermal desenvolvido sobre o hornblenda-biotita monzogranito, marcando o fechamento do sistema hidrotermal que atuou no depósito. Esse estágio é estritamente fissural e ocorre sempre como vênulas de carbonato, carbonato + epidoto ou carbonato + quartzo + epidoto que intersectam os demais tipos de alteração descritos acima (Fig. 9H). O carbonato é representado por cristais finos a grossos de calcita anédrica, podendo também ocorrer como cristais romboédricos (Figs. 9I e 9J). Pirita e calcopirita podem estar associados a esse estágio de alteração hidrotermal.

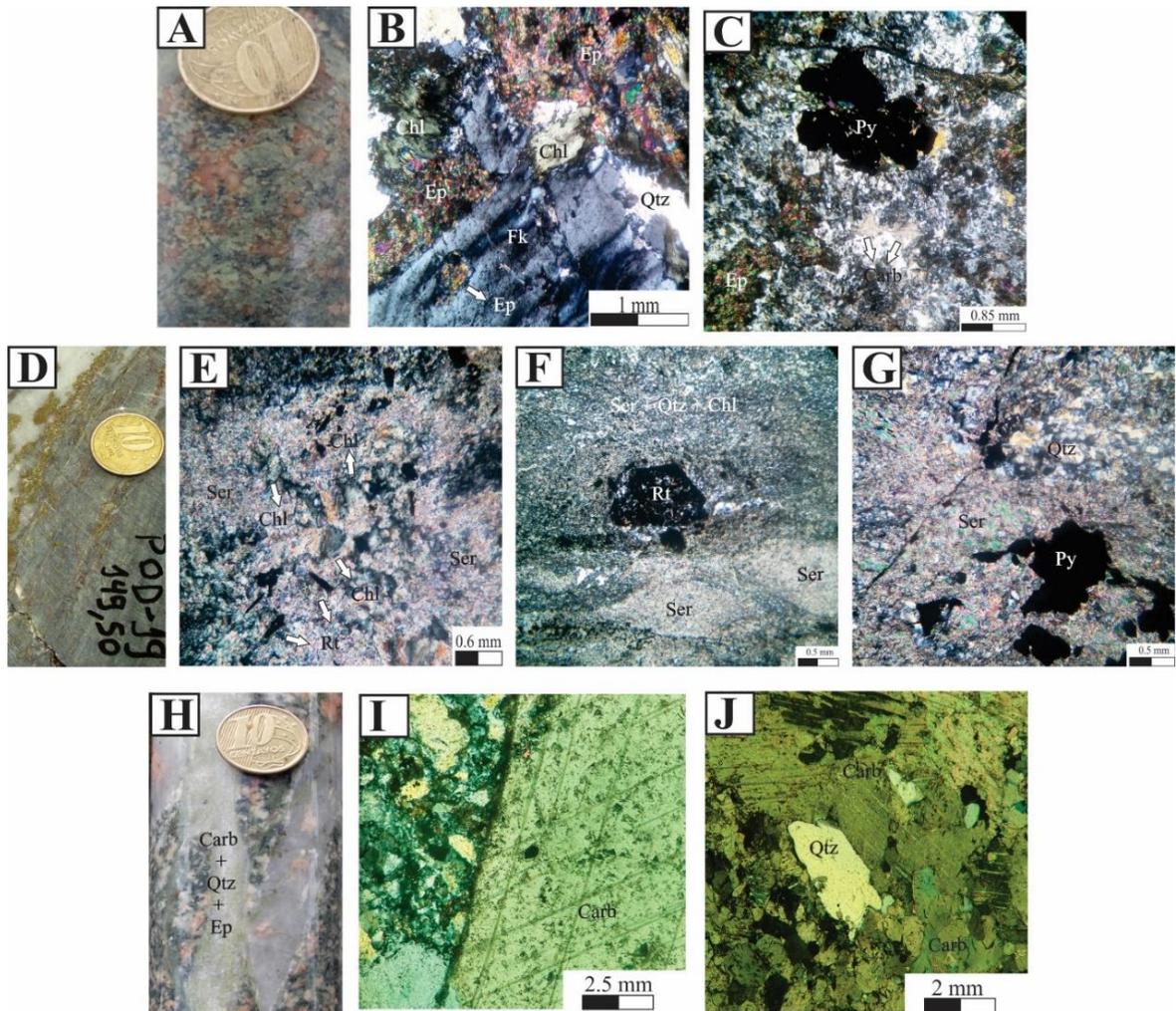


Figura 9. **A** – Hornblenda-biotita monzogranito com coloração esverdeada sobrepondo-se a coloração rosada, marcando o processo de propilitização. **B** e **C** – Epidoto substituindo K-feldspato, clorita substituindo a biotita, pirita e carbonato da paragênese propilitica. **D** – Aspecto macroscópico da rocha submetida ao processo de sericitização. Nota-se o contato brusco com o veio mineralizado, foliação na encaixante sericitizada e pirita proximo ao contato com o veio. **E** – Sericita, clorita com cor de interferência cinza e rutilo presentes na paragênese hidrotermal da sericitização. **F** – Sericita como pseudomórfica de feldspato e rutilo ainda preservando parcialmente o habito da titanita magmática. **G** – Aglomerado de quartzo com contatos lobados, sericita e pirita presentes sericitização. **H** – Vênula de carbonato + quartzo + epidoto cortando o hornblenda-biotita monzogranito potassificado. **I** – Aspecto microscópico de vênula de carbonato euédrico cortando a encaixante. **J** – cristal de quartzo em paragênese com carbonato da carbonatação.

3.3 Química de Minerais Magmáticos

3.3.1 Biotita

Com o objetivo de obter a composição da biotita magmática, foram realizadas análises no núcleo do mineral de modo a não serem atingidas zonas alteradas, tais como bordas ou porções ao longo de planos de clivagem. As análises encontram-se nas Tabelas 1, 2 e 3.

A biotita analisada nas três unidades (biotita granodiorito, biotita monzogranito e hornblenda-biotita monzogranito) apresentam razões $\text{FeO}(t)/\text{MgO}$ de 1,24; 1,69 e 1,34, respectivamente. Essas razões mostram-se significativamente inferiores se comparadas às suites anorogênicas e peraluminosas, contudo, são semelhantes às razões obtidas em biotitas de suites graníticas cálcio-alcálicas ($\text{FeO}(t)/\text{MgO} = 1,76$). No diagrama discriminante de associação magmática proposto por Abdel-Rahmam (1994), a biotita das três rochas plota no campo de biotita de rochas cálcio-alcálicas (Fig. 10A).

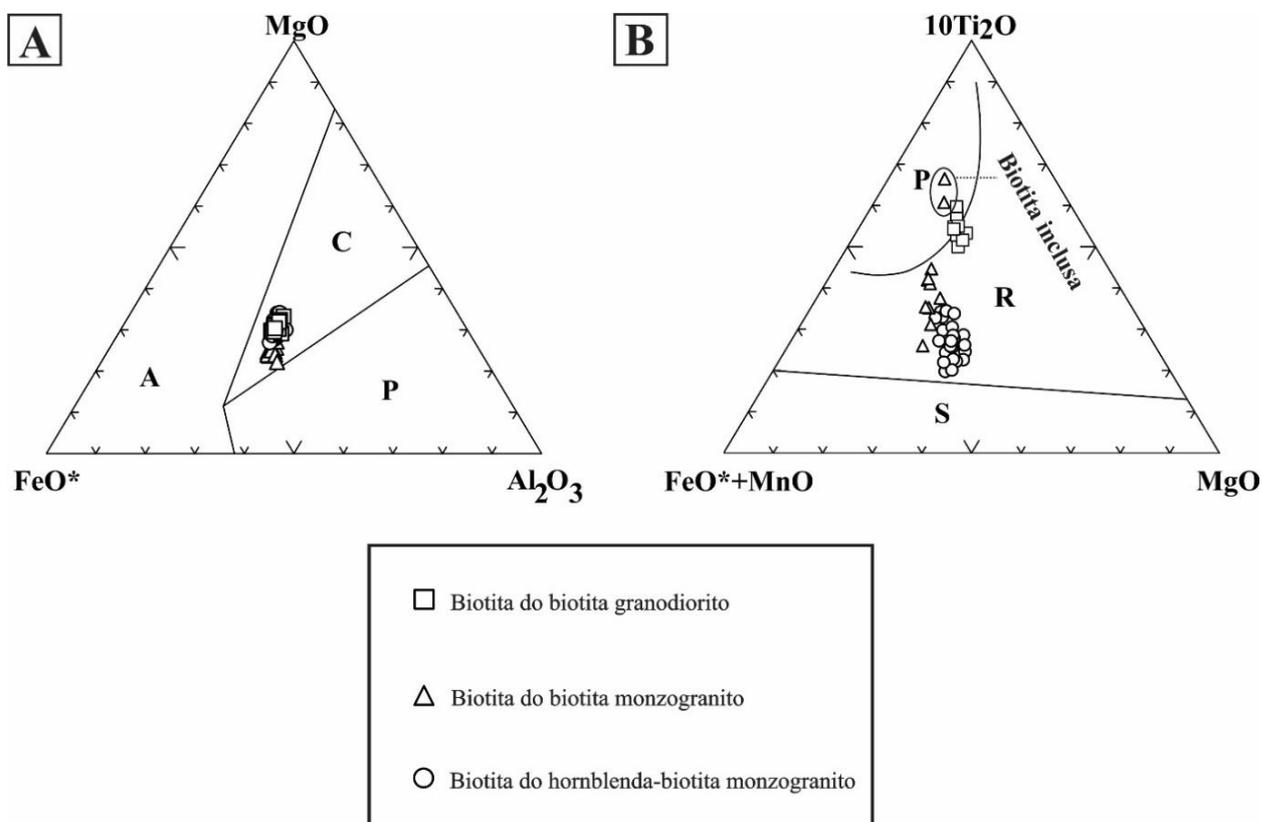


Figura 10. Diagramas utilizados para estabelecer as principais características químicas da biotita magmática nas rochas estudadas. **A** - Diagrama de associação

magmática proposto por Abdel-Rahman (1994) para discriminar biotitas de suítes alcalinas (domínio A), cácio-alcálicas (domínio C) e peraluminosas (domínio P). **B** - diagrama proposto por Nachit (1986) para classificar biotita em diferentes tipos de rochas, onde P corresponde ao campo de biotita primária, R, biotita reequilibrada e S, biotita secundária.

Tabela 1. Tabela com a composição química da biotita do biotita granodiorito.

Biotita do biotita granodiorito														
	PO-02- Bt-1	PO-02- Bt-2	PO-02- Bt-3	PO-02- Bt-4	PO-02- Bt-5	PO-02- Bt-6	PO-02- Bt-7	PO-02- Bt-8	PO-02- Bt-9	PO-02- Bt-10	PO-02- Bt-11	PO-02- Bt-12	PO-02- Bt-13	PO-02- Bt-14
SiO ₂	36,42	37,63	37,27	37,22	37,02	36,03	36,84	37,48	37,76	36,83	37,04	35,87	37,06	36,28
TiO ₂	4,11	3,61	4,31	3,53	3,10	3,65	3,43	3,43	3,24	3,70	3,54	4,02	3,74	3,74
Al ₂ O ₃	13,32	13,44	14,01	13,73	13,51	13,00	13,45	13,53	13,46	13,24	13,23	13,47	13,19	13,37
FeO	16,98	16,37	16,21	16,41	16,71	16,91	16,71	15,31	15,89	16,55	16,91	16,85	15,74	16,65
MnO	0,28	0,43	0,53	0,54	0,44	0,50	0,59	0,40	0,43	0,45	0,36	0,43	0,40	0,45
MgO	13,00	13,10	12,38	13,06	13,81	12,69	13,41	14,35	14,07	13,34	12,58	12,70	13,57	13,07
CaO	0,06	0,03	0,05	0,04	0,00	0,06	0,02	0,02	0,01	0,00	0,11	0,01	0,00	0,02
Na ₂ O	0,09	0,08	0,03	0,06	0,06	0,07	0,08	0,05	0,05	0,05	0,14	0,14	0,04	0,05
K ₂ O	9,29	9,76	9,32	9,77	9,73	9,58	9,66	10,01	9,81	9,57	8,97	9,08	9,51	9,37
F	1,01	1,00	0,98	1,06	1,07	1,00	1,12	1,41	1,21	1,06	1,03	1,13	1,18	1,14
Cl	0,07	0,05	0,08	0,09	0,09	0,08	0,07	0,07	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,12
Cr ₂ O ₃	0,00	0,05	0,08	0,00	0,00	0,00	0,04	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
V ₂ O ₃	0,04	0,08	0,04	0,03	0,08	0,07	0,07	0,01	0,04	0,04	0,07	0,06	0,04	0,09
NiO	0,06	0,07	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,07	0,10
Total	94,72	95,69	95,28	95,54	95,65	93,62	95,47	96,17	96,12	94,90	94,08	93,83	94,67	94,44
Número de íons calculados com base em 11 oxigênios														
Si	2,81	2,86	2,84	2,84	2,83	2,82	2,82	2,84	2,86	2,83	2,87	2,80	2,85	2,81
Al ^{IV}	1,19	1,14	1,16	1,16	1,17	1,18	1,18	1,16	1,14	1,17	1,13	1,20	1,15	1,19
Al ^{VI}	0,02	0,07	0,10	0,08	0,05	0,03	0,04	0,05	0,06	0,03	0,07	0,04	0,04	0,04
Ti	0,24	0,21	0,25	0,20	0,18	0,22	0,20	0,20	0,18	0,21	0,21	0,24	0,22	0,22
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	1,49	1,49	1,41	1,49	1,57	1,48	1,53	1,62	1,59	1,53	1,45	1,48	1,56	1,51
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ²⁺	1,10	1,04	1,03	1,05	1,07	1,11	1,07	0,97	1,01	1,06	1,10	1,10	1,01	1,08
Mn	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
K	0,91	0,95	0,91	0,95	0,95	0,96	0,95	0,97	0,95	0,94	0,89	0,90	0,93	0,93
OH	1,75	1,75	1,75	1,73	1,73	1,74	1,72	1,65	1,70	1,73	1,74	1,71	1,70	1,70
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
F	0,25	0,24	0,24	0,26	0,26	0,25	0,27	0,34	0,29	0,26	0,25	0,28	0,29	0,28

Tabela 2. Tabela com a composição química da biotita do biotita monzogranito.

Biotita do biotita monzogranito											
	PO-01-Bt-1	PO-01-Bt-2	PO-01-Bt-3	PO-01-Bt-4	PO-01-Bt-5	PO-01-Bt-6	PO-01-Bt-7	PO-01-Bt-8	PO-01-Bt-9	PO-01-Bt-10	PO-01-Bt-11
SiO ₂	36,56	35,46	36,40	36,95	36,14	37,14	37,01	37,15	36,64	36,84	34,75
TiO ₂	1,40	4,30	2,50	1,10	2,25	1,88	2,16	2,28	1,68	1,68	5,33
Al ₂ O ₃	15,42	14,13	14,85	15,70	15,11	15,13	14,61	14,85	14,98	15,62	14,57
FeO	18,72	17,33	19,56	19,32	19,70	18,34	19,40	19,70	19,12	19,09	17,38
MnO	0,44	0,49	0,50	0,53	0,64	0,50	0,50	0,57	0,49	0,65	0,41
MgO	11,77	9,97	10,96	11,51	10,83	12,49	11,09	10,88	11,38	10,94	9,11
CaO	0,06	2,89	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,01	0,01	3,57
Na ₂ O	0,09	0,16	0,02	0,07	0,07	0,05	0,06	0,13	0,06	0,08	0,06
K ₂ O	10,04	8,76	10,10	9,85	9,85	10,16	9,96	9,82	9,92	9,85	8,16
F	0,92	0,82	0,82	0,95	0,79	0,95	0,72	0,83	0,85	0,83	0,78
Cl	0,04	0,05	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,07	0,15	0,00	0,09	0,06	0,00	0,00	0,01
V ₂ O ₃	0,13	0,10	0,11	0,00	0,08	0,02	0,06	0,00	0,10	0,06	0,10
Total	95,63	94,45	95,87	96,07	95,63	96,72	95,67	96,34	95,23	95,65	94,29
Número de íons calculados com base em 11 oxigênios											
Si	2,81	2,76	2,81	2,83	2,79	2,82	2,85	2,84	2,83	2,83	2,71
Al ^{IV}	1,19	1,24	1,19	1,17	1,21	1,18	1,15	1,16	1,17	1,17	1,29
Al ^{VI}	0,21	0,06	0,16	0,25	0,17	0,17	0,17	0,18	0,20	0,25	0,05
Ti	0,08	0,25	0,15	0,06	0,13	0,11	0,13	0,13	0,10	0,10	0,31
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Mg	1,35	1,16	1,26	1,31	1,25	1,41	1,27	1,24	1,31	1,25	1,06
Fe ²⁺	1,20	1,13	1,26	1,24	1,27	1,16	1,25	1,26	1,24	1,23	1,13
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03
Ca	0,00	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30
Na	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
K	0,99	0,87	0,99	0,96	0,97	0,98	0,98	0,96	0,98	0,97	0,81
OH	1,77	1,79	1,80	1,77	1,80	1,77	1,82	1,80	1,79	1,80	1,80
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,22	0,20	0,20	0,23	0,19	0,23	0,18	0,20	0,21	0,20	0,19

Tabela 3. Tabela com a composição química da biotita do hornblenda-biotita monzogranito.

Biotita do hornblenda-biotita monzogranito																							
	P20- 45,30- Bt-01	P20- 45,30- Bt-02	P20- 45,30- Bt-03	P20- 45,30- Bt-04	P20- 45,30- Bt-05	P20- 45,30- Bt-06	P20- 48,60- Bt-1	P20- 48,60- Bt-2	P20- 48,60- Bt-3	P20- 48,60- Bt-4	P20- 48,60- Bt-5	P20- 48,60- Bt-6	P20- 48,60- Bt-7	P20- 48,60- Bt-8	P20- 48,60- Bt-9	P20- 48,60- Bt-10	P20- 48,60- Bt-11	P20- 48,60- Bt-12	P20- 48,60- Bt-13	P20- 48,60- Bt-14	P20- 48,60- Bt-15	P20- 48,60- Bt-16	P20- 48,60- Bt-17
SiO ₂	36,69	37,25	36,98	37,32	36,95	36,98	38,02	36,77	37,92	37,70	37,67	38,24	37,60	38,24	37,55	38,01	37,93	37,17	37,89	36,69	38,16	37,81	37,14
TiO ₂	1,64	1,34	1,57	1,71	1,59	1,04	1,02	1,41	1,27	0,92	0,90	1,13	0,94	1,10	1,21	1,04	1,64	0,79	1,26	1,21	0,81	1,19	0,90
Al ₂ O ₃	14,84	15,11	14,88	15,29	15,09	14,76	13,54	14,49	13,23	13,22	13,94	13,57	14,19	13,81	13,87	14,68	13,94	14,22	13,69	14,57	13,34	13,61	13,87
FeO	18,48	18,15	18,61	18,54	19,72	18,18	15,88	17,14	16,18	16,04	16,67	16,14	17,10	17,10	16,64	16,16	17,20	17,93	16,93	18,57	17,01	17,10	17,45
MnO	0,23	0,27	0,17	0,20	0,18	0,13	0,26	0,71	0,37	0,34	0,31	0,40	0,34	0,58	0,53	0,45	0,62	0,33	0,57	0,55	0,60	0,62	0,77
MgO	12,78	13,23	13,17	13,74	12,84	13,88	15,07	14,24	15,13	15,04	14,51	15,34	14,41	14,32	14,12	13,19	14,42	14,01	14,21	13,30	14,43	14,15	13,66
CaO	0,03	0,00	0,05	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,05	0,04	0,00	0,06	0,00	0,01	0,06	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02
Na ₂ O	0,09	0,09	0,06	0,08	0,08	0,09	0,03	0,08	0,13	0,06	0,03	0,06	0,08	0,10	0,15	0,09	0,06	0,03	0,07	0,04	0,10	0,07	0,07
K ₂ O	9,60	9,79	9,70	9,61	9,63	9,56	9,77	10,12	9,74	9,73	9,62	9,46	9,84	9,79	9,68	8,82	9,60	8,81	9,38	9,47	8,94	9,46	9,45
F	0,54	0,68	0,77	0,77	0,66	0,71	1,73	1,28	1,53	1,74	1,47	1,79	1,40	1,52	1,44	1,15	1,59	1,10	1,56	1,21	1,69	1,43	1,32
Cl	0,07	0,03	0,08	0,02	0,06	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,04	0,02	0,02	0,05	0,05	0,06	0,02	0,06	0,06	0,01	0,03	0,02	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,08	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,01	0,05	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,09
V ₂ O ₃	0,06	0,06	0,12	0,10	0,05	0,03	0,06	0,11	0,05	0,09	0,08	0,05	0,04	0,06	0,02	0,07	0,08	0,02	0,00	0,00	0,07	0,07	0,10
Total	95,07	96,06	96,23	97,53	96,84	95,46	95,41	96,41	95,67	95,07	95,22	96,23	96,07	96,65	95,27	93,85	97,21	94,54	95,58	95,73	95,17	95,67	94,97
Número de íons calculados com base em 11 oxigênios																							
Si	2,82	2,83	2,82	2,79	2,80	2,83	2,91	2,80	2,90	2,90	2,89	2,90	2,86	2,90	2,88	2,92	2,86	2,87	2,90	2,82	2,93	2,89	2,87
Al ^{IV}	1,18	1,17	1,18	1,21	1,20	1,17	1,09	1,20	1,10	1,10	1,11	1,10	1,14	1,10	1,12	1,08	1,14	1,13	1,10	1,18	1,07	1,11	1,13
Al ^{VI}	0,16	0,18	0,15	0,14	0,15	0,16	0,13	0,11	0,09	0,10	0,15	0,11	0,14	0,13	0,14	0,25	0,10	0,16	0,13	0,14	0,14	0,12	0,14
Ti	0,09	0,08	0,09	0,10	0,09	0,06	0,06	0,08	0,07	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,07	0,06	0,09	0,05	0,07	0,07	0,05	0,07	0,05
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
V	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	1,46	1,50	1,50	1,53	1,45	1,58	1,72	1,62	1,72	1,73	1,66	1,73	1,64	1,62	1,62	1,51	1,62	1,61	1,62	1,52	1,65	1,61	1,57
Fe ²⁺	1,19	1,15	1,19	1,16	1,25	1,16	1,02	1,09	1,03	1,03	1,07	1,02	1,09	1,08	1,07	1,04	1,09	1,16	1,08	1,19	1,09	1,09	1,13
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01
K	0,94	0,95	0,94	0,92	0,93	0,93	0,95	0,98	0,95	0,96	0,94	0,91	0,96	0,95	0,95	0,86	0,92	0,87	0,92	0,93	0,88	0,92	0,93
OH	1,86	1,83	1,80	1,81	1,83	1,83	1,58	1,69	1,63	1,57	1,64	1,57	1,66	1,63	1,64	1,71	1,62	1,72	1,62	1,70	1,59	1,65	1,67
Cl	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,13	0,16	0,19	0,18	0,16	0,17	0,42	0,31	0,37	0,42	0,36	0,43	0,34	0,36	0,35	0,28	0,38	0,27	0,38	0,29	0,41	0,35	0,32

No diagrama proposto por Nachit (1986) (Fig. 10B), a biotita do biotita granodiorito ocupa as proximidades entre o limite de biotita primária e biotita reequilibrada. A biotita do biotita-monzogranito e hornblenda-biotita monzogranito apresentam conteúdos mais baixos de TiO_2 e ocupam o domínio de biotitas reequilibradas, com exceção da biotita inclusa em plagioclásio do biotita-monzogranito (Fig. 10B). A biotita inclusa em plagioclásio ocupa o campo de biotitas primárias (Fig. 10B) e apresentou valores em TiO_2 (%) de 4,29 e 5,32. Nota-se que o avanço para o campo de biotitas reequilibradas é marcado principalmente pela perda de TiO_2 .

De acordo com Nachit *et al.* (2005), processos de reequilíbrio em biotita seriam resultados da atuação de fluidos hidrotermais tardi a pós-magmáticos. Assim os mais baixos conteúdos de TiO_2 na biotita analisada, podem evidenciar para o hornblenda-biotita monzogranito maiores interações com eventos hidrotermais. Eventos relacionados a fluidos exsolvidos tanto da sua própria cristalização, como das intrusões mais recentes.

3.3.2 Anfibólio

De acordo com a nomenclatura proposta por Leake (1997) e Leake *et al.* (2004), os cristais analisados (Tabelas 4, 5), são restritos ao grupo do anfibólio cálcico ($(\text{Ca}+\text{Na}) \geq 1,0$ e $0,5 \leq \text{Na} \leq 1,5$), e foram classificados como edenita ($(\text{Na} + \text{K}) \geq 0,5$) (Fig. 11A) e magnésio-hornblenda ($(\text{Na} + \text{K}) < 0,5$) (Fig. 11B).

O anfibólio do biotita granodiorito destaca-se por ser mais enriquecidos em MgO , enquanto aquele do biotita monzogranito e hornblenda-biotita monzogranito é mais enriquecidos em FeO (t). O anfibólio do biotita granodiorito têm os mais baixos valores de Al_2O_3 , comparados àquele do biotita monzogranito e hornblenda-biotita monzogranito. A incorporação de Al no anfibólio está fortemente atrelada as condições de fugacidade de oxigênio durante sua cristalização (Clowe *et al.* 1988; Borodina *et al.* 1999). Clowe *et al.* (1988) demonstram que cristais de magnésio hornblenda formados em condições oxidantes são relativamente mais pobres em Al e Fe e enriquecidos em Mg, tal como observado para o anfibólio do biotita granodiorito.

Tabela 4. Tabela com a composição química do anfibólio do biotita granodiorito e do biotita monzogranito.

Amostra	Anfibólio do biotita granodiorito				Anfibólio do biotita monzogranito						
	PO - 02- Anf- 1	PO - 02- Anf - 2	PO - 02- Anf - 3	PO - 02- Anf - 4	PO - 01 – Anf - 1	PO - 01 – Anf - 2	PO - 01 – Anf - 3	PO - 01 – Anf - 4	PO - 01 – Anf - 5	PO - 01 – Anf - 6	PO - 01 – Anf - 7
SiO ₂	51,38	49,73	49,45	51,69	45,27	45,19	43,64	43,62	44,65	45,11	44,67
TiO ₂	0,33	0,90	0,57	0,14	0,61	0,78	0,88	1,22	0,61	0,53	0,60
Al ₂ O ₃	3,77	4,44	4,98	3,32	7,66	7,31	8,12	7,96	7,86	7,84	8,08
FeO	11,76	12,51	12,61	11,47	18,14	18,63	18,48	18,79	18,32	18,37	19,09
MnO	0,68	0,89	0,92	0,73	0,72	0,87	0,81	0,92	0,88	0,89	0,79
MgO	16,20	15,23	15,17	16,36	10,61	10,71	10,43	10,22	10,57	11,04	10,44
CaO	11,56	11,32	11,41	11,84	11,17	10,87	11,11	11,35	11,17	10,88	11,13
Na ₂ O	0,94	1,19	1,10	0,84	1,03	1,05	1,16	1,24	1,38	1,03	0,89
K ₂ O	0,39	0,47	0,47	0,28	0,85	0,83	0,92	0,94	0,81	0,90	0,86
F	0,24	0,46	0,41	0,38	0,25	0,20	0,14	0,29	0,22	0,18	0,25
Cl	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,06	0,14	0,07	0,00
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03	0,09	0,00	0,15	0,04	0,00	0,10	0,08	0,20	0,15
V ₂ O ₃	0,00	0,04	0,01	0,03	0,02	0,01	0,04	0,00	0,04	0,07	0,10
Total	97,30	97,24	97,20	97,09	96,50	96,51	95,73	96,71	96,74	97,10	97,03
Número de íons calculados com base em 23 oxigênios											
TSi	7,48	7,32	7,28	7,54	6,92	6,92	6,76	6,73	6,85	6,87	6,82
TAI ^{IV}	0,52	0,68	0,72	0,46	1,08	1,08	1,24	1,27	1,15	1,13	1,18
CAI ^{VI}	0,12	0,09	0,15	0,11	0,30	0,24	0,25	0,18	0,27	0,27	0,28
CTi	0,04	0,10	0,06	0,02	0,07	0,09	0,10	0,14	0,07	0,06	0,07
CV	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
CCr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02
CMg	3,52	3,34	3,33	3,55	2,42	2,45	2,41	2,35	2,42	2,51	2,38
CFe ²⁺	1,32	1,46	1,45	1,32	2,17	2,21	2,23	2,31	2,22	2,12	2,22
BMn ²⁺	0,08	0,11	0,11	0,09	0,09	0,11	0,11	0,12	0,11	0,12	0,10
BFe ²⁺	0,11	0,08	0,10	0,08	0,15	0,18	0,17	0,12	0,13	0,22	0,22
BCa	1,80	1,79	1,78	1,83	1,76	1,71	1,73	1,76	1,75	1,66	1,68
ANa	0,26	0,32	0,31	0,24	0,31	0,31	0,35	0,37	0,41	0,30	0,26
AK	0,07	0,09	0,09	0,05	0,17	0,16	0,18	0,18	0,16	0,17	0,17
OH	1,88	1,78	1,80	1,82	1,87	1,90	1,93	1,84	1,86	1,90	1,88
Cl	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04	0,02	0,00
F	0,11	0,21	0,19	0,17	0,12	0,10	0,07	0,14	0,11	0,08	0,12

Tabela 5. Tabela com a composição química do anfibólio do hornblenda-biotita monzogranito.

Anfibólio do hornblenda-biotita monzogranito													
Amostra	P 20 – 48,60 Anf - 1	P 20 – 48,60 Anf - 2	P 20 – 48,60 Anf - 3	P 20 – 48,60 Anf - 4	P 20 – 48,60 Anf - 5	P 20 – 48,60 Anf - 6	P 20 – 48,60 Anf - 7	P 20 – 48,60 Anf - 8	P 20 – 45,30 Anf - 9	P 20 – 45,30 Anf - 10	P 20 – 45,30 Anf - 11	P 20 – 45,30 Anf - 12	P 20 – 45,30 Anf - 13
SiO ₂	43,87	43,82	47,00	46,03	45,07	45,69	45,04	44,54	46,65	45,92	45,96	44,72	45,80
TiO ₂	0,28	1,60	0,48	0,47	0,76	0,58	1,02	0,83	1,06	0,42	0,77	0,91	0,61
Al ₂ O ₃	8,21	7,71	5,61	6,44	7,54	7,27	7,12	7,46	6,81	7,53	7,87	7,56	7,93
FeO	18,90	18,53	16,96	16,77	17,29	17,58	17,01	17,63	17,44	17,80	17,47	17,72	17,71
MnO	0,62	0,61	0,80	0,50	0,59	0,42	0,59	0,52	0,47	0,40	0,28	0,41	0,33
MgO	10,99	11,05	12,59	12,72	11,81	11,89	11,89	11,40	12,08	11,51	11,80	11,41	11,52
CaO	11,46	11,14	11,41	11,57	11,44	11,54	11,57	11,34	11,96	12,16	11,75	11,76	12,01
Na ₂ O	1,04	1,11	0,73	0,77	0,93	0,84	0,96	1,04	0,87	0,85	1,11	1,02	1,06
K ₂ O	1,01	0,96	0,54	0,68	0,86	0,83	0,89	0,83	0,74	0,71	0,84	0,84	0,84
F	0,35	0,30	0,15	0,42	0,41	0,34	0,41	0,39	0,18	0,03	0,10	0,13	0,08
Cl	0,00	0,10	0,00	0,03	0,03	0,00	0,05	0,07	0,09	0,02	0,04	0,06	0,06
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,06	0,01	0,00
V ₂ O ₃	0,00	0,04	0,04	0,07	0,06	0,04	0,09	0,06	0,05	0,01	0,05	0,06	0,03
Total	96,76	96,97	96,46	96,45	96,77	97,01	96,64	96,10	98,39	97,44	98,07	96,61	97,97
Número de íons calculados com base em 23 oxigênios													
TSi	6,75	6,72	7,12	6,99	6,87	6,93	6,88	6,85	6,96	6,92	6,88	6,83	6,87
TAI ^{IV}	1,25	1,28	0,88	1,01	1,13	1,07	1,12	1,15	1,04	1,08	1,12	1,17	1,13
CAI ^{VI}	0,24	0,12	0,12	0,15	0,22	0,22	0,16	0,20	0,16	0,26	0,26	0,19	0,27
CTi	0,03	0,18	0,06	0,05	0,09	0,07	0,12	0,10	0,12	0,05	0,09	0,10	0,07
CV	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
CCr	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
CMg	2,52	2,53	2,84	2,88	2,68	2,69	2,71	2,61	2,69	2,58	2,63	2,60	2,58
CFe ²⁺	2,19	2,16	1,95	1,90	2,00	2,00	2,01	2,07	2,03	2,09	2,01	2,10	2,07
BMn ²⁺	0,08	0,08	0,10	0,06	0,08	0,05	0,08	0,07	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04
BFe ²⁺	0,24	0,22	0,20	0,23	0,20	0,23	0,16	0,20	0,15	0,15	0,18	0,16	0,15
BCa	1,68	1,70	1,70	1,70	1,72	1,72	1,76	1,73	1,79	1,80	1,78	1,79	1,81
ANa	0,31	0,33	0,21	0,23	0,27	0,25	0,28	0,31	0,25	0,25	0,32	0,30	0,31
AK	0,20	0,19	0,10	0,13	0,17	0,16	0,17	0,16	0,14	0,14	0,16	0,16	0,16
OH	1,83	1,83	1,93	1,79	1,79	1,84	1,79	1,79	1,90	1,98	1,94	1,92	1,95
Cl	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02
F	0,17	0,15	0,07	0,20	0,20	0,16	0,20	0,19	0,08	0,01	0,05	0,06	0,04

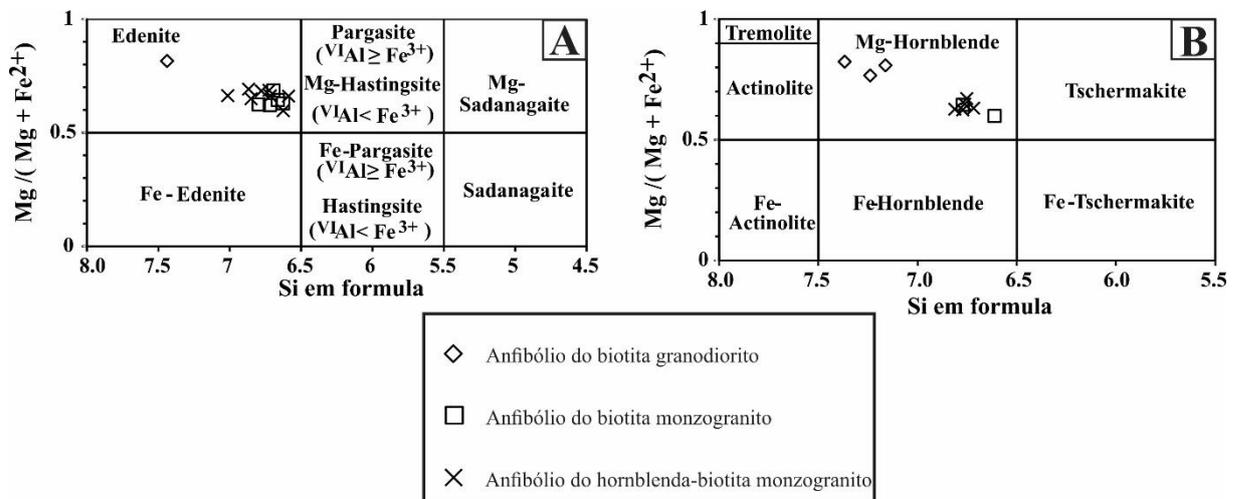


Figura 11. **A** e **B** - Classificação do anfibólio das rochas estudadas, segundo Leake (1997).

3.4 Química de Minerais Hidrotermais

O hidrotermalismo desenvolvido sobre o hornblenda-biotita monzogranito culminou na formação de diferentes minerais hidrotermais. Com a finalidade de distinguir da mineralogia ígnea, classificar e estimar condições de temperatura e pressão, serão apresentadas a seguir as características químicas dos principais minerais hidrotermais identificados no Depósito de Au Porteira. Os minerais selecionados para o estudo de química mineral foram biotita e clorita, devido ao interesse mineralógico metalogenético, e/ou por apresentarem variações petrográficas e composicionais. Foram realizados um total de 33 análises em minerais hidrotermais e os resultados analíticos encontram-se nas Tabelas 6, 7 e 8.

3.4.1 Biotita

A biotita hidrotermal (Tabela 6) tem composição distinta da biotita magmática (Tabela 3). Para a biotita hidrotermal, valores de TiO₂ apresentam-se muito baixos, enquanto valores de MgO são significativamente mais elevados. Os valores de FeO e Al₂O₃ também se mostram relativamente mais baixos. O F da biotita hidrotermal é significativamente mais elevado quando comparado àquele da biotita magmática, sugerindo que o sistema se enriqueceu no elemento durante a alteração hidrotermal.

No diagrama proposto por Nachit (1986), os cristais de biotita hidrotermal restringem-se ao campo de biotitas secundárias, com baixos teores de TiO₂ e altos de

MgO (Fig. 12A), enquanto a biotita magmática é restrita ao campo de biotitas reequilibradas. Mesmo tratando-se de biotita hidrotermal, elas foram classificadas como biotitas de rochas cálcio-alcálica enriquecida em Mg (Fig. 12B) (Abdel Rahmam, 1994).

De acordo com o diagrama binário proposto por Deer *et al.* (1992), a biotita hidrotermal é composicionalmente classificada como flogopita (Fig. 12C), enquanto os cristais de biotita magmática plotam nas proximidades entre o limite do campo de biotita e flogopita.

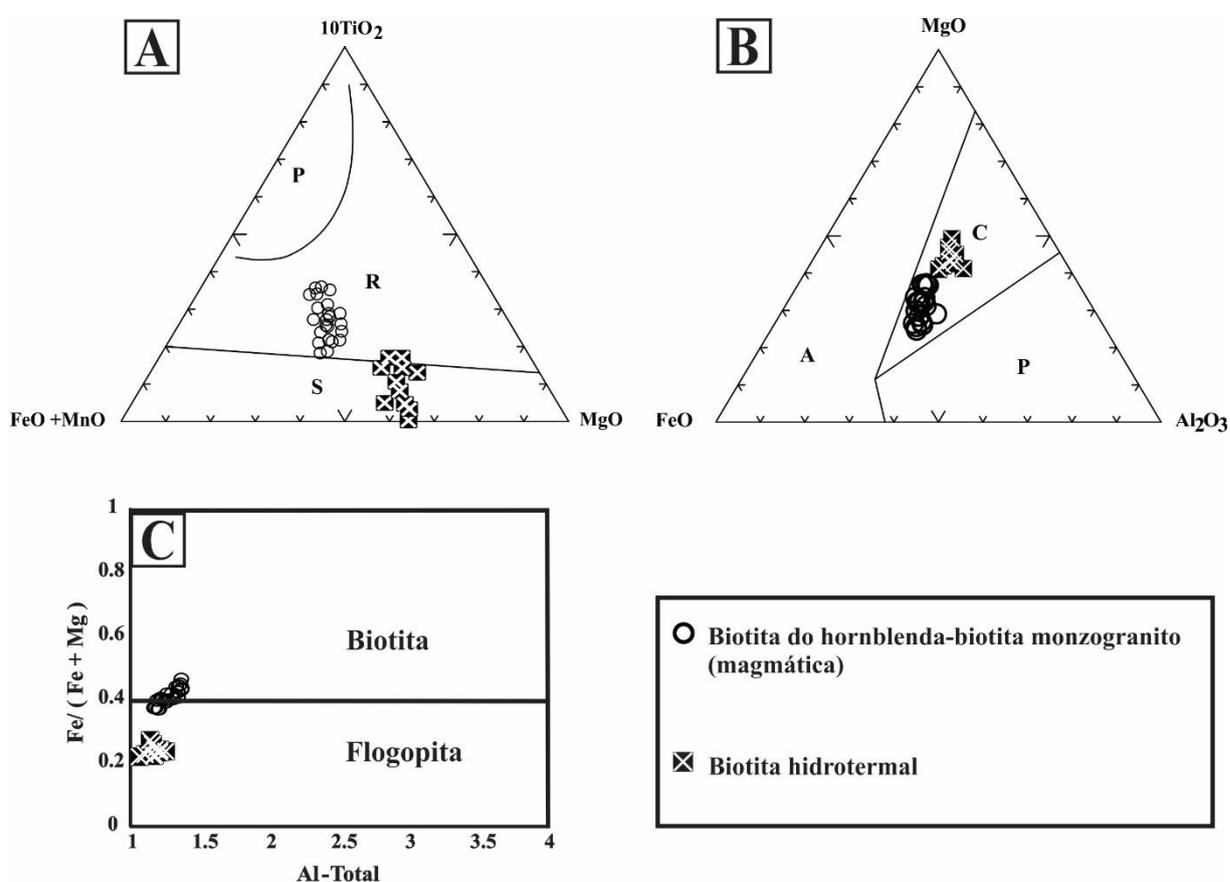


Figura 12. Diagramas utilizados para estabelecer as principais características químicas da biotita hidrotermal no hornblenda-biotita monzogranito, comparando-as com a biotita magmática. **A** - diagrama proposto por Nachit (1986) para classificar biotitas em diferentes tipos de rochas, onde P corresponde ao campo de biotitas primárias, R corresponde a biotitas reequilibradas e S a biotitas secundárias. **B** - Diagrama de associação magmática proposto por Abdel-Rahmam (1994) para discriminar biotitas de suítes alcalinas (domínio A), cálcio-alcálicas (domínio C) e peraluminosas (domínio P). **C** - Diagrama $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ vs Al utilizado para discriminar a composição da biotita hidrotermal e magmática (Deer *et al.* 1992).

3.4.2 Clorita

Foram analisados cristais de clorita presentes na alteração sericitica (Tabela 7) e na propilitização (Tabela 8). Nas tabelas citadas acima encontram-se dados de temperatura de cristalização para a clorita das duas fases hidrotermais. Os minerais analisados apresentaram diferenças significativas em relação a cada tipo de alteração. Conforme mostrado no diagrama ternário (Fig. 13A), os valores de FeO obtidos para a clorita da propilitização apresentam-se consideravelmente mais elevados em relação aos valores da sericitização, que é mais rica em MgO.

Tabela 6. Tabela com a composição química da biotita hidrotermal do hornblenda-biotita monzogranito.

Biotita hidrotermal											
Elemento	P 20 247,80	247,80 A	247,80 A								
SiO ₂	40,29	40,22	40,51	38,61	39,89	40,53	39,69	40,38	41,08	40,48	40,64
TiO ₂	0,16	0,20	0,04	0,48	0,33	0,26	0,56	0,45	0,57	0,47	0,18
Al ₂ O ₃	13,40	13,20	12,93	12,98	13,76	14,07	13,44	12,64	12,78	13,52	13,74
FeO	10,46	12,04	10,68	11,37	10,97	10,32	11,06	10,08	10,56	10,31	10,45
MnO	0,40	0,36	0,30	0,41	0,23	0,26	0,34	0,12	0,28	0,21	0,18
MgO	19,56	18,92	19,66	18,64	19,18	18,34	19,22	20,46	19,98	19,17	18,76
CaO	0,05	0,03	0,01	0,03	0,03	0,05	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
Na ₂ O	0,06	0,07	0,02	0,09	0,06	0,11	0,04	0,03	0,00	0,20	0,06
K ₂ O	9,89	9,94	10,14	9,71	10,07	10,07	10,02	10,23	9,80	10,18	9,96
F	3,25	2,71	3,04	2,52	3,05	2,83	2,96	3,24	3,19	3,33	3,16
Cl	0,08	0,11	0,04	0,03	0,04	0,06	0,03	0,01	0,01	0,03	0,04
Cr ₂ O ₃	0,05	0,02	0,04	0,11	0,04	0,00	0,00	0,06	0,05	0,00	0,03
V ₂ O ₃	0,08	0,03	0,00	0,07	0,04	0,06	0,07	0,04	0,07	0,07	0,03
Total	97,79	97,85	97,58	95,15	97,77	97,04	97,51	97,80	98,57	98,21	97,35
Número de íons calculados com base em 14 oxigênios											
Si	2,97	2,97	2,99	2,93	2,94	2,99	2,93	2,97	2,99	2,97	2,99
Al ^{IV}	1,03	1,03	1,01	1,07	1,06	1,01	1,07	1,03	1,01	1,03	1,01
Al ^{VI}	0,13	0,11	0,11	0,09	0,14	0,21	0,11	0,07	0,09	0,14	0,19
Ti	0,01	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,15	2,08	2,16	2,11	2,11	2,02	2,12	2,24	2,17	2,10	2,06
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,64	0,74	0,66	0,72	0,68	0,64	0,68	0,62	0,64	0,63	0,64
Mn	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01
K	0,93	0,93	0,95	0,94	0,95	0,95	0,95	0,96	0,91	0,95	0,94
OH	1,23	1,35	1,29	1,39	1,28	1,33	1,30	1,25	1,26	1,22	1,26
Cl	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
F	0,76	0,63	0,71	0,60	0,71	0,66	0,69	0,75	0,73	0,77	0,74

Tabela 7. Composição química da clorita da alteração sericitica.

Cloritas da Alteração sericitica																	
Amostra	Chl-1	Chl-2	Chl-3	Chl-4	Chl-5	Chl-6	Chl-7	Chl-8	Chl-9	Chl-10	Chl-11	Chl-12	Chl-13	Chl-14	Chl-15	Chl-16	Chl-17
SiO ₂	26,73	28,74	28,79	28,15	34,08	32,83	29,91	29,40	27,83	28,43	30,40	34,98	30,75	27,82	28,62	29,00	32,31
TiO ₂	0,11	0,00	0,00	0,16	0,29	0,05	0,16	0,20	0,17	0,12	0,63	0,16	0,15	0,00	0,00	0,05	0,00
Al ₂ O ₃	21,78	20,73	20,12	21,33	20,54	20,51	20,25	20,65	21,11	20,33	21,58	20,99	19,19	21,47	21,29	20,06	22,58
FeO	14,16	10,22	10,70	10,87	7,95	8,48	10,58	10,29	12,35	9,93	9,86	8,34	9,22	10,81	10,22	10,18	8,98
MnO	0,56	0,30	0,33	0,18	0,19	0,15	0,26	0,26	0,45	0,32	0,27	0,22	0,20	0,25	0,26	0,20	0,29
MgO	24,54	27,83	27,66	27,03	24,92	25,00	28,21	27,54	25,86	26,86	25,25	24,38	28,58	26,52	27,71	28,17	23,47
BaO	0,00	0,04	0,05	0,04	0,17	0,00	0,05	0,03	0,08	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,13	0,01
CaO	0,02	0,01	0,02	0,06	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,06	0,01	0,05	0,04	0,02	0,02	0,00	0,00
Na ₂ O	0,04	0,00	0,02	0,00	0,02	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02
K ₂ O	0,05	0,19	0,04	0,08	1,39	1,11	0,18	0,32	0,01	0,06	1,11	1,43	0,12	0,10	0,18	0,02	1,84
F	0,00	0,19	0,27	0,06	0,34	0,11	0,10	0,07	0,00	0,06	0,03	0,05	0,13	0,12	0,10	0,17	0,17
Cl	0,01	0,02	0,00	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02	0,00	0,14	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Total	88,03	88,34	88,05	88,19	90,25	88,40	89,95	88,90	87,95	86,52	89,28	90,63	88,47	87,35	88,47	87,99	89,74
H ₂ O	12,09	12,32	12,22	12,31	12,70	12,57	12,56	12,46	12,21	12,10	12,56	12,98	12,48	12,17	12,39	12,30	12,65
TOTAL	100,12	100,66	100,27	100,50	102,95	100,97	102,51	101,36	100,16	98,62	101,84	103,61	100,95	99,52	100,86	100,29	102,40
Número de íons calculados com base em 14 oxigênios																	
Si ⁺³	2,65	2,78	2,80	2,74	3,18	3,12	2,85	2,82	2,73	2,81	2,90	3,23	2,94	2,73	2,76	2,81	3,05
Al ^{IV}	1,35	1,22	1,20	1,26	0,82	0,88	1,15	1,18	1,27	1,19	1,10	0,77	1,06	1,27	1,24	1,19	0,95
TTi ⁺⁴	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
TAl ^{VI}	1,20	1,15	1,11	1,18	1,45	1,42	1,12	1,16	1,18	1,17	1,33	1,51	1,11	1,22	1,18	1,11	1,56
TFe ⁺²	1,18	0,83	0,87	0,88	0,62	0,67	0,84	0,83	1,01	0,82	0,79	0,64	0,74	0,89	0,82	0,83	0,71
TMn ⁺²	0,05	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
TMg ⁺²	3,63	4,02	4,02	3,92	3,47	3,54	4,00	3,94	3,79	3,95	3,59	3,35	4,08	3,88	3,99	4,08	3,30
TBa ⁺²	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TCa ⁺²	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TNa ⁺²	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TK ⁺¹	0,01	0,02	0,00	0,01	0,16	0,13	0,02	0,04	0,00	0,01	0,13	0,17	0,01	0,01	0,02	0,00	0,22
OF	0,00	0,04	0,06	0,01	0,08	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,04	0,04
OCI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	10,07	10,09	10,11	10,05	9,83	9,83	10,05	10,03	10,03	10,03	9,92	9,72	10,01	10,06	10,06	10,08	9,85
Fe/Mg	0,32	0,21	0,22	0,23	0,18	0,19	0,21	0,21	0,27	0,21	0,22	0,19	0,18	0,23	0,21	0,20	0,21
Mg/Fe	3,09	4,85	4,61	4,43	5,58	5,26	4,76	4,77	3,73	4,82	4,56	5,21	5,53	4,37	4,83	4,93	4,66
Fe/ (Fe+Mg)	0,24	0,17	0,18	0,18	0,15	0,16	0,17	0,17	0,21	0,17	0,18	0,16	0,15	0,19	0,17	0,17	0,18
Temperatura	372,21	330,04	322,93	344,83	200,80	221,11	309,75	316,91	345,97	321,95	292,41	187,15	278,42	346,39	336,68	319,99	245,10

Tabela 8. Composição química da clorita da alteração propilítica.

Cloritas da alteração propilítica					
Amostra	Chl 1	Chl 2	Chl 3	Chl 4	Chl 5
SiO ₂	28,77	26,74	28,34	27,51	27,23
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,28	0,37
Al ₂ O ₃	19,16	20,10	18,77	20,47	20,52
FeO	18,58	20,26	18,31	20,29	20,30
MnO	0,66	0,99	0,63	0,79	0,72
MgO	21,57	20,29	22,13	19,97	20,35
BaO	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00
CaO	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
Na ₂ O	0,12	0,03	0,02	0,04	0,00
K ₂ O	0,04	0,01	0,02	0,08	0,02
F	0,08	0,05	0,17	0,15	0,08
Cl	0,06	0,03	0,00	0,03	0,01
Total	89,32	88,87	88,71	89,73	89,75
H ₂ O=	11,94	11,72	11,83	11,86	11,90
TOTAL	101,26	100,59	100,54	101,59	101,65
Número de íons calculados com base em 14 oxigênios					
Si ⁺³	2,88	2,73	2,86	2,77	2,74
Al ^{IV}	1,12	1,27	1,14	1,23	1,26
Ti ⁺⁴	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03
Al ^{VI}	1,14	1,15	1,09	1,20	1,17
Fe ⁺²	1,56	1,73	1,54	1,71	1,71
Mn ⁺²	0,06	0,09	0,05	0,07	0,06
Mg ⁺²	3,22	3,09	3,33	3,00	3,05
Ba ⁺²	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca ⁺²	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ⁺²	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00
K ⁺¹	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
F	0,02	0,01	0,04	0,03	0,02
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	10,03	10,08	10,07	10,04	10,04
Fe/Mg	0,48	0,56	0,46	0,57	0,56
Mg/Fe	2,07	1,79	2,15	1,76	1,79
Fe/ (Fe+Mg)	0,33	0,36	0,32	0,36	0,36
Temperatura	298,36	346,78	305,30	334,84	344,39

De acordo com o diagrama Fe/(Fe + Mg) vs. Al^{IV} (Fig. 13B), a clorita das duas fases de alteração apresentam composição restrita ao campo do clinocloro, ou seja, rica em Mg. As razões Mg/(Mg + Fe) obtidas para a clorita da propilitização (0,64 a 0,68) apresentam-se próximas à aquelas da biotita magmática (0,53 a 0,62), o que indica que a clorita presente nesse estágio seria produto direto da alteração da biotita magmática, bem como observado por Cathelineau e Neiva (1985) em situações similares. Nos cristais de clorita da sericitização essas razões mostram-se consideravelmente mais elevadas (0,75 a 0,84), o que reflete a substituição de Fe²⁺ por Mg²⁺, tal como salientado por Foster (1962) em trabalho envolvendo a interpretação de composição e classificação de cloritas.

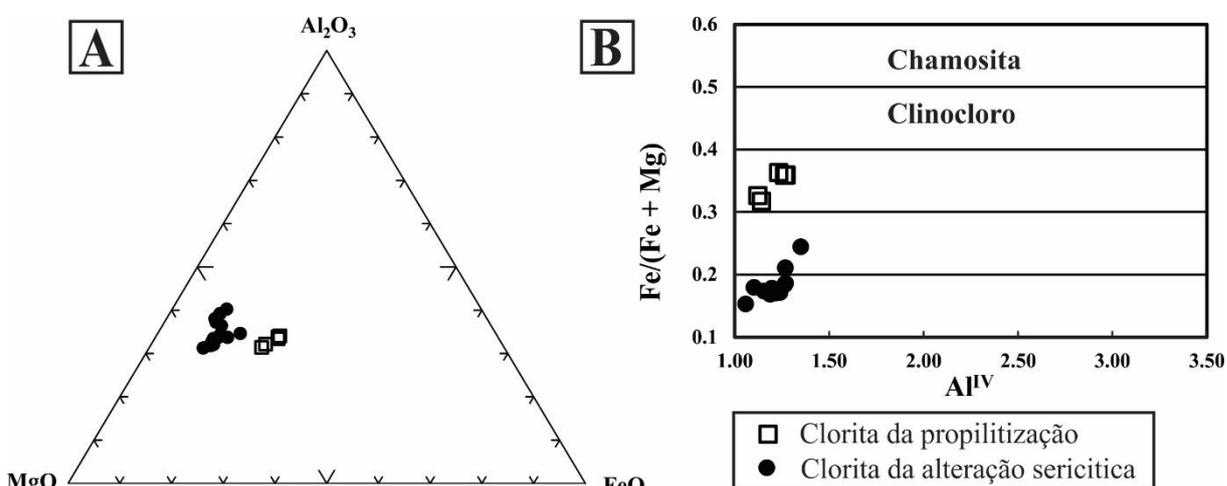


Figura 13. Diagramas utilizados para estabelecer as principais características químicas da clorita identificada no Depósito Porteira. **A** - Diagrama ternário mostrando a distinção na composição da clorita da propilitização mais rica em FeO e da clorita da sericitização mais enriquecida em MgO. **B** - Diagrama de classificação mostrando a composição dos cristais analisados, plotados no campo de cloritas do tipo clinocloro (ricas em Mg), destacando menores razões Fe/(Fe + Mg) para a clorita da alteração sericitica devido a seus maiores conteúdos em MgO.

3.5 Litogeoquímica

3.5.1 Hornblenda-biotita monzogranito, biotita granodiorito e biotita monzogranito

O hornblenda-biotita monzogranito apresenta teores de sílica (SiO₂ variando de 58 % a 61 %) nitidamente inferiores aos do biotita granodiorito (SiO₂ de 69 %) e biotita monzogranito (SiO₂ de 69 %). Já o alumínio (Al₂O₃ variando de 15 % a 16 %), ferro

($\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ de 5%), magnésio (MgO variando de 2 % a 4 %) e cálcio (CaO variando de 4 % a 6 %), mostram-se claramente mais elevados (Tabela 9). As razões MgO/TiO₂ são elevadas para essas rochas, enquanto para o hornblenda-biotita monzogranito variam de 3,35 a 3,95, para o biotita granodiorito e biotita monzogranito são de 4 e 3,3; respectivamente.

Com base no diagrama TAS (Middlemost, 1994), o biotita granodiorito e o biotita monzogranito ocupam o campo dos granitos, enquanto o hornblenda-biotita monzogranito ocupa a interface entre quartzo monzonitos e monzonitos (Fig. 14A). No diagrama de classificação R1-R2 proposto por De La Roche *et al.* (1980), o biotitagranodiorito e biotita monzogranito situam-se no domínio dos granodioritos, enquanto que o hornblenda-biotita monzogranito situa-se na interface entre o domínio dos monzodioritos e tonalitos (Fig. 14B).

Tabela 9. Análises litoquímicas das rochas estudadas nesse trabalho. Oxidos estão em %, elementos traço em ppm e Au em ppb.

Rocha	Biotita	Biotita	Hornblenda-biotita monzogranito											
	granodiorito	monzogranito	Metassomatismo potássico incipiente				Facie rica em Anfibólio e propilitizada	Alteração Potássica	Alteração Propilitica	Alteração Sericítica				
Alteração	n.i	n.i												
Amostra	PO – 2	PO – 1	P 20- 45,30	P 20- 48,60	P 20- 67,80	P 20- 98,50	P 20- 129	P 20- 247	P 20- 101,20	P 20- 107,30	P 20- 115,10	PO- 07 D	PO- 07 C	PO- 07 B
SiO ₂	69,07	69,17	61,75	61,47	60,91	61,95	58,64	58,93	59,06	57,44	61,2	59,61	59,79	58,42
TiO ₂	0,3	0,36	0,71	0,85	0,81	0,8	1,06	0,88	0,86	0,64	0,85	0,85	0,82	0,84
Al ₂ O ₃	15,12	14,97	16,4	16,34	16,62	15,96	15,35	16,9	15,96	16,36	15,7	16,85	16,37	16,8
Fe ₂ O ₃	2,63	2,97	5,25	5,25	5,36	5	6,89	5,36	5,72	6,82	5,75	5,74	5,55	4,48
MnO	0,05	0,06	0,07	0,08	0,07	0,08	0,11	0,07	0,17	0,17	0,15	0,15	0,08	0,1
MgO	1,2	1,19	2,81	2,85	2,89	2,68	4,26	3,07	2,84	7,31	4,37	3,47	3,28	9,48
CaO	2,65	2,66	4,27	4,39	4,54	4,42	6,13	2,84	6,1	1,53	3,39	3,62	4,92	0,38
Na ₂ O	3,97	3,52	4,09	4	4,1	3,71	3,38	4,01	1,95	0,1	3,93	4,12	3,64	0,03
K ₂ O	3,77	4,08	3,42	3,56	3,33	4,09	2,54	4,96	4,46	5,01	2,1	2,55	3,09	3,68
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,24	0,23	0,23	0,22	0,45	0,24	0,22	0,2	0,28	0,29	0,27	0,26
P.F.	0,8	0,6	0,6	0,6	0,8	0,7	0,9	2,1	2,3	4,1	2	2,4	1,8	5,4
Total	99,81	99,82	99,76	99,77	99,77	99,77	99,78	99,51	99,75	99,82	99,79	99,79	99,78	99,87
Ba	1118	727	1160	1258	1059	1214	511	1340	1032	876	578	955	1103	321
Be	<1	1	3	7	3	<1	1	16	3	1	1	<1	1	2
Cs	0,9	7,9	11,4	13,8	4	4,1	5,4	26,8	1,8	10,3	2,8	10,7	5,6	10,3
Ga	15,7	17,8	18,9	19,2	18,6	17,6	18	18,4	20,4	22,3	21,1	18,8	18,4	20,2
Hf	4	4,9	8,1	7,1	6	7,6	4,5	7,1	6,6	5,8	6,1	6,7	5,7	7
Nb	10,1	11,4	8,6	14,4	9	16,7	11,5	12	14,6	9,4	11,5	9,5	11,5	10,2
Rb	110,7	192,6	145	164	117,5	117,8	111,5	332,9	124,1	190,9	80,7	148,9	92,5	174,3
Sc	5	8	11	12	12	13	18	12	13	11	13	13	13	13
Sn	1	2	1	3	1	2	2	5	3	2	8	1	2	2
Sr	502,5	225,9	601,1	557,3	589,4	532,1	599,7	391,2	721,1	202,2	374,4	573,8	609,9	8,4
Ta	1,2	1,5	0,5	1,4	0,7	1,9	0,8	0,8	1,3	0,7	1,3	0,7	0,8	0,6
Th	10,4	18,2	8,5	11,8	6	13,2	5,4	7,7	10,1	7,8	6,6	8,1	9,9	5,8
U	3,1	6,7	1,7	2,8	1,8	3,1	2	1,3	2,8	1,6	1,9	2,3	1,8	2,7
V	45	47	99	99	103	100	145	83	110	108	108	112	116	117

W	210	242	182,1	163,9	215,5	156	148,2	2274,2	188,6	102,4	124	73,6	104,8	31,7
Y	12,3	17,1	11	20	12,9	24,2	21,8	13,6	19,2	16,2	14,6	14,7	17,7	17,3
Zr	148,5	194,3	332,7	299,2	265,4	303,3	178,5	301,4	265,5	231,8	246,8	279	234,9	299,3
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,8	<0,5	<0,5	0,7	0,7	<0,5	0,7	<0,5	<0,5	0,6
Au (ppb)	<0,5	<0,5	1,4	1	<0,5	2,2	3	6,2	2,1	<0,5	3,8	10,6	<0,5	8,4
Bi	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,1	0,6	0,2	1,1	0,2	<0,1	0,1
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cu	5,6	21,8	19,5	33,1	16,8	27	39,8	13,4	9,5	2,2	91,3	48,9	53	3,5
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Mo	0,7	0,2	0,6	0,7	0,7	0,8	0,6	4,3	0,9	3,5	44,9	0,7	0,6	0,7
Pb	4,9	9,6	5	5,6	4,5	6,6	3,1	6,2	5,2	3	3,6	2,9	3,8	1,8
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Tl	<0,1	0,5	0,6	0,6	0,4	0,3	0,5	1,1	<0,1	0,1	<0,1	0,6	0,2	<0,1
Zn	16	47	46	54	44	35	56	52	48	84	68	67	35	35
La	36,8	38,3	43,7	40,5	34	49,5	35,3	41,6	48,5	67,2	39,7	36,8	42,3	26
Ce	71,6	76,4	76,8	93,7	64,5	108,8	76,9	84	98,6	127,4	80,3	73,7	84,5	53,9
Pr	7,73	8,62	7,35	10,68	6,95	12,62	9,46	9,02	10,64	13,83	8,91	8,15	9,15	6,38
Nd	26,7	30	24,3	39,8	25,1	48,9	38,4	33	37,8	48,1	33	30,4	33,6	24,1
Sm	4,02	5,22	3,97	6,5	4,32	8,41	6,92	5,22	6,28	8,02	5,38	5,13	6,24	4,57
Eu	0,87	0,82	0,95	1,45	1,17	1,61	1,28	1,34	1,37	2,27	1,42	1,26	1,39	0,92
Gd	3,22	4,1	3	5,33	3,53	6,55	5,79	4,12	4,79	5,65	3,9	4,06	4,64	3,89
Tb	0,43	0,58	0,42	0,7	0,48	0,89	0,79	0,53	0,68	0,67	0,53	0,54	0,64	0,58
Dy	2,48	3,16	2,02	3,9	2,47	4,9	4,15	2,69	3,68	3,39	2,74	3,02	3,53	3,22
Ho	0,42	0,56	0,41	0,75	0,48	0,92	0,81	0,5	0,69	0,54	0,5	0,57	0,69	0,63
Er	1,35	1,66	1,15	2	1,34	2,69	2,11	1,47	2	1,47	1,48	1,57	1,99	1,81
Tm	0,19	0,27	0,17	0,29	0,19	0,35	0,29	0,2	0,29	0,21	0,21	0,22	0,28	0,25
Yb	1,39	1,87	1,14	1,98	1,24	2,46	1,83	1,23	1,87	1,37	1,54	1,5	1,71	1,55
Lu	0,2	0,28	0,18	0,27	0,18	0,34	0,26	0,2	0,28	0,2	0,21	0,23	0,25	0,25

De acordo com o índice de saturação em alumina (ISA), as rochas posicionam-se no campo de granitos metaluminosos (Fig. 14C). De acordo com Shand (1943), rochas metaluminosas são caracterizadas por conterem fases cálcicas como hornblenda e serem desprovidas de muscovita ou fases ferromagnesianas sódicas. O caráter mais metaluminoso observado para o hornblenda-biotita monzogranito está relacionado ao enriquecimento em anfibólio modal.

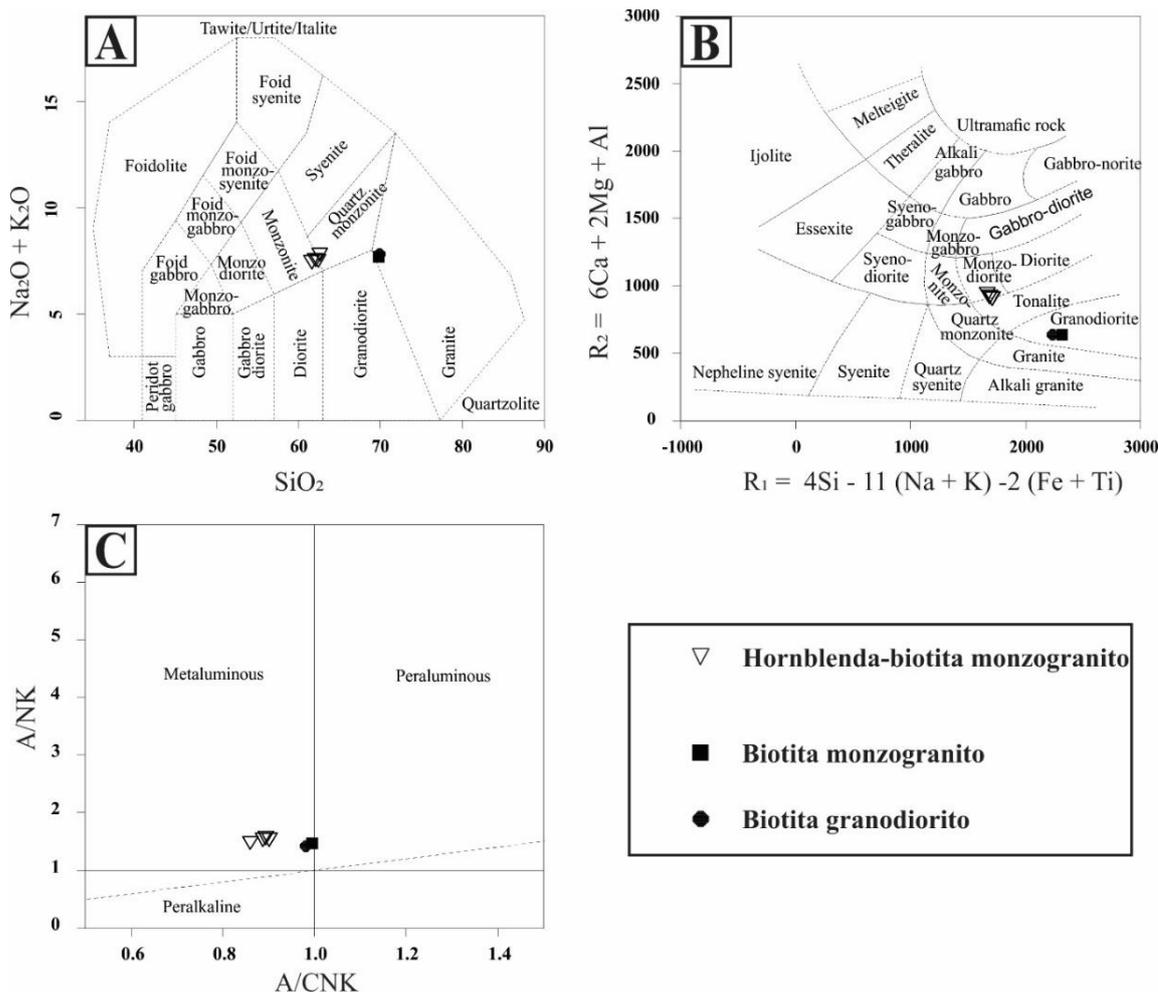


Figura 14. **A** - Amostras posicionadas no diagrama de classificação geoquímica TAS (Middlemost, 1994); **B** - Diagrama de classificação geoquímica R1 vs. R2 (De La Roche *et al.* 1980); **C** - Amostras posicionadas no diagrama ISA (Shand, 1943).

No diagrama multielementar, no qual os elementos traços foram normalizados segundo manto primitivo (McDonough e Sun, 1995), as amostras dos granitos caracterizam-se por apresentarem acentuadas anomalias negativas de Nb, P e Ti (Fig. 15A). A Figura 15A mostra relativo enriquecimento em elementos HFS como U e Pb

para o biotita monzogranito e baixos valores de LILE como Cs para o biotita granodiorito.

No diagrama multielementar de elementos terras raras (McDonough e Sun, 1995), o hornblenda-biotita monzogranito é caracterizado por discretas anomalias negativas de Eu, quando comparado ao biotita monzogranito e biotita granodiorito, evidenciando seu caráter menos evoluído. De modo geral, as três litologias caracterizam-se pelo acentuado enriquecimento em ETR leves em comparação aos ETR pesados (Fig. 15B).

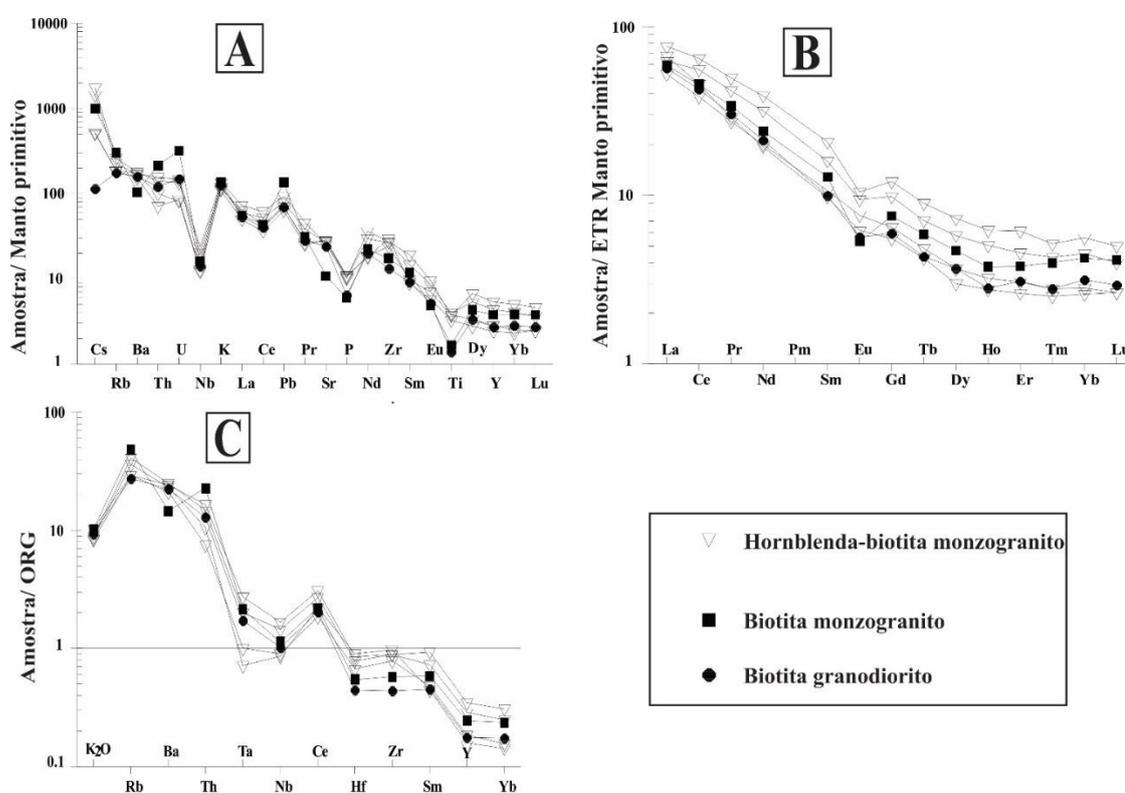


Figura 15. Amostras posicionadas em diagramas multielementares. **A** - Multielementar de elementos traço normalizados segundo o manto primitivo (McDonough e Sun, 1995). **B** - Multielementar de elementos terras rara normalizados segundo o manto primitivo (McDonough e Sun, 1995). **C** - Multielementar com valores normalizados a granitos de cadeia de montanha oceânica (Pearce *et al.* 1984).

No diagrama multielementar, normalizado a granitos de cadeia oceânica, proposto por Pearce *et al.* (1984), as rochas mostram forte semelhança com o padrão de rochas de arco vulcânico, com enriquecimento em elementos de grande raio iônico em relação aos elementos de alta carga iônica. De acordo com os autores, o enriquecimento em K, Rb, Ba e Th em relação aos demais elementos e o elevado valor em Ce em relação a Hf, Zr, Y, Yb, Ta e Nb, observados nas rochas estudadas,

são importantes características que se assemelham a granitos gerados em arcos vulcânicos. Ainda atribuem o enriquecimento em Rb e Th em relação ao Nb e Ta e o de Ce em relação a Nb e Hf ao envolvimento crustal durante a formação do magma granítico (Fig. 15C). Os valores de Ga estão na faixa de valores de granitos do tipo I (Collins *et al.* 1982).

Para o posicionamento tectônico das rochas estudadas, diagramas de classificação de ambiente tectônico a partir de elementos-traço foram utilizados. No diagrama Rb vs Y + Nb (Pearce *et al.* 1984) são caracterizadas como rochas de arco vulcânico (Fig. 16A). No diagrama ternário Rb, Hf e Ta (Harris *et al.* 1986), o biotita granodiorito e biotita monzogranito são classificados como rochas de ambiente pós-colisional enquanto o hornblenda-biotita monzogranito ocupa o campo de rochas de arco vulcânico (Fig. 16B).

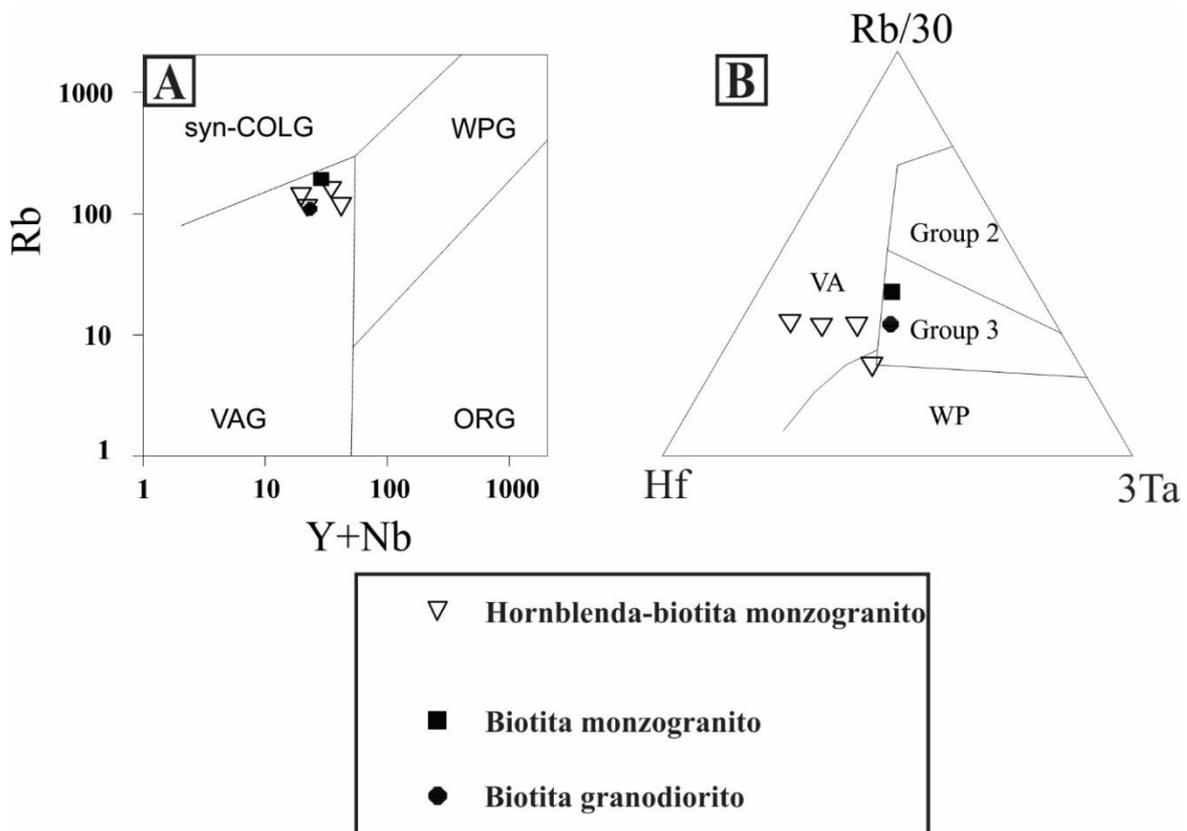


Figura 16. **A** - Amostras das rochas estudadas plotadas no diagrama de discriminação tectônica de Pearce *et al.* (1984), onde, syn-COLG corresponde ao campo de granitos sin-colisionais, WPG ao campo de granitos intra placa, VAG a granitos de arcos vulcânicos e ORG a granitos de cadeias de montanha oceânica. **B** - Amostras das rochas estudadas plotadas no diagrama de Harris *et al.* (1986), discriminando

granitos de arcos vulcânicos (VA), intra-placa (WP), pós-colisionais (Group 3) e sin-colisionais (Group 2).

3.5.2 Alteração hidrotermal

Com a finalidade de avaliar as principais mudanças químicas ocorridas nos processos hidrotermias, amostras representativas, contidas na Tabela 9, foram selecionadas e comparadas ao hornblenda –biotita monzogranito com metassomatismo potássico incipiente.

O padrão da concentração dos ETR das rochas submetidas aos processos hidrotermais supracitados (Fig. 17A) mostraram similaridade com o hornblenda-biotita monzogranito com metassomatismo potássico imncipiente (Fig. 17B). O padrão fracionado com enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados é carcterística notória também para os diferentes tipos de alteração hidrotermal. As discretas anomalias negativas em Eu são feições comuns à essas rochas. Tais fatores sugerem que os elementos ETR mantiveram certa imobilidade durante até mesmo os mais intensos processos de alteração hidrotermal que atuaram no depósito.

Au e Cu têm teores mais elevados nas zonas de sericítização, podendo atingir até 10,6 PPB ppm de Au nas análises de rocha total. O processo de alteração potássica também acumulou significativa quantidade do metal (6,2 PPB de Au), enquanto que, a propilitização foi responsável por concentração ainda mais baixa (2,1 PPB em Au). A concentração de Au não necessariamente acompanha o enriquecimento em Cu.

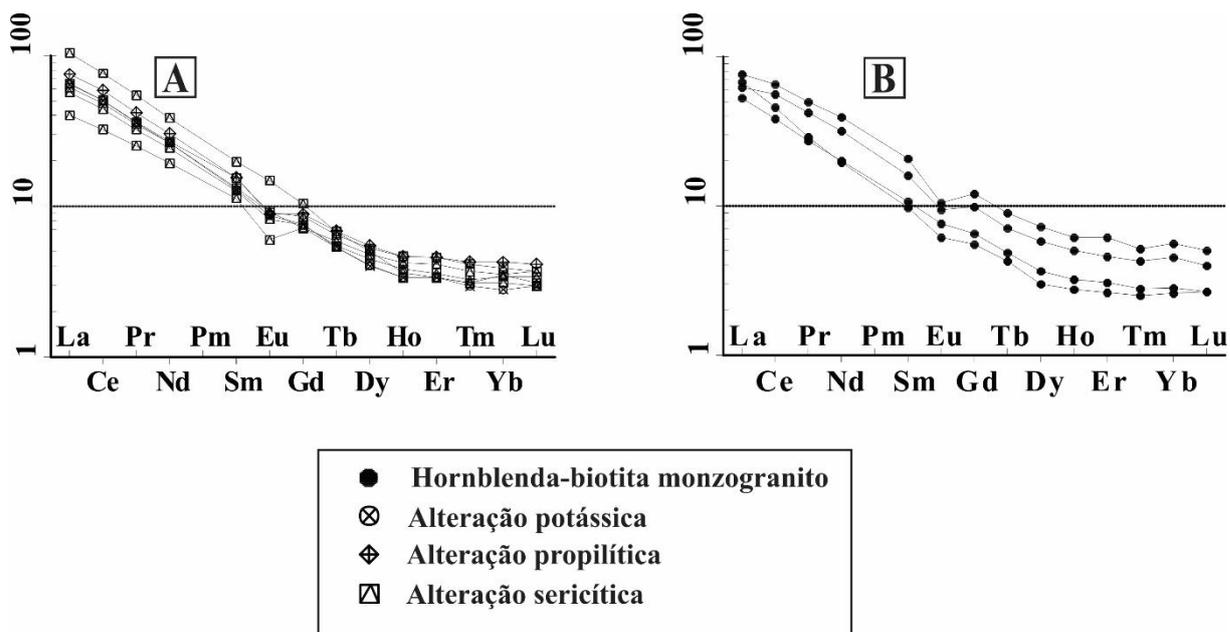


Figura 17. **A** - Diagrama multielementar de ETR normalizados segundo o manto primitivo (McDonough e Sun, 1995), com amostras dos diferentes tipos de alteração hidrotermal que afetaram o hornblenda-biotita monzogranito). **B** - com amostras do hornblenda-biotita monzogranito.

3.6 Geocronologia U-Pb

Como ferramenta auxiliar para a individualização dos corpos graníticos, a datação pelo método U-Pb em zircão foi fundamental para distinguir a rocha encaixante do minério (hornblenda-biotita monzogranito) das rochas graníticas que afloram em seu entorno na região (biotita monzogranito a Leste e biotita granodiorito a Oeste) (Fig. 3B).

Duas rochas foram analisadas: hornblenda-biotita monzogranito (P20-48,60) e biotita monzogranito (PO-01) (Fig. 3B). Os dados analíticos utilizados para a obtenção das idades encontram-se listados nas Tabelas 10 e 11.

Os cristais de zircão do hornblenda-biotita monzogranito são incolores e transparentes e apresentam inclusões, são xenomórficos com hábito arredondado, com 150 μm de comprimento e têm zoneamento oscilatório pouco desenvolvido (Fig. 18A). Por vezes, são hipidiomórficos com algumas faces retas e comumente estão fraturados (Figs. 18B e 18C). Foram realizadas 29 análises pontuais em 29 cristais, das quais 20 forneceram idade concordante em $1982 \pm 7,9$ Ma. (MSWD = 0,94) (Fig. 19A), interpretada como a idade de cristalização do hornblenda-biotita monzogranito.

Os cristais de zircão do biotita monzogranito normalmente são marrons, apresentam inclusões minerais e ocorrem sob a forma de prismas bipiramidais

alongados, de aproximadamente 200 μm de comprimento, com marcante zoneamento oscilatório desenvolvido de forma regular (Figs. 18D e 18E). Cristais arredondados são pouco comuns (Fig. 18F). Vinte e oito análises pontuais foram realizadas em 26 cristais de zircão, das quais 12 forneceram idade concordante em 1875 ± 13 Ma. (MSWD = 3,5) (Fig. 19B), interpretada como a idade de cristalização do biotita monzogranito.

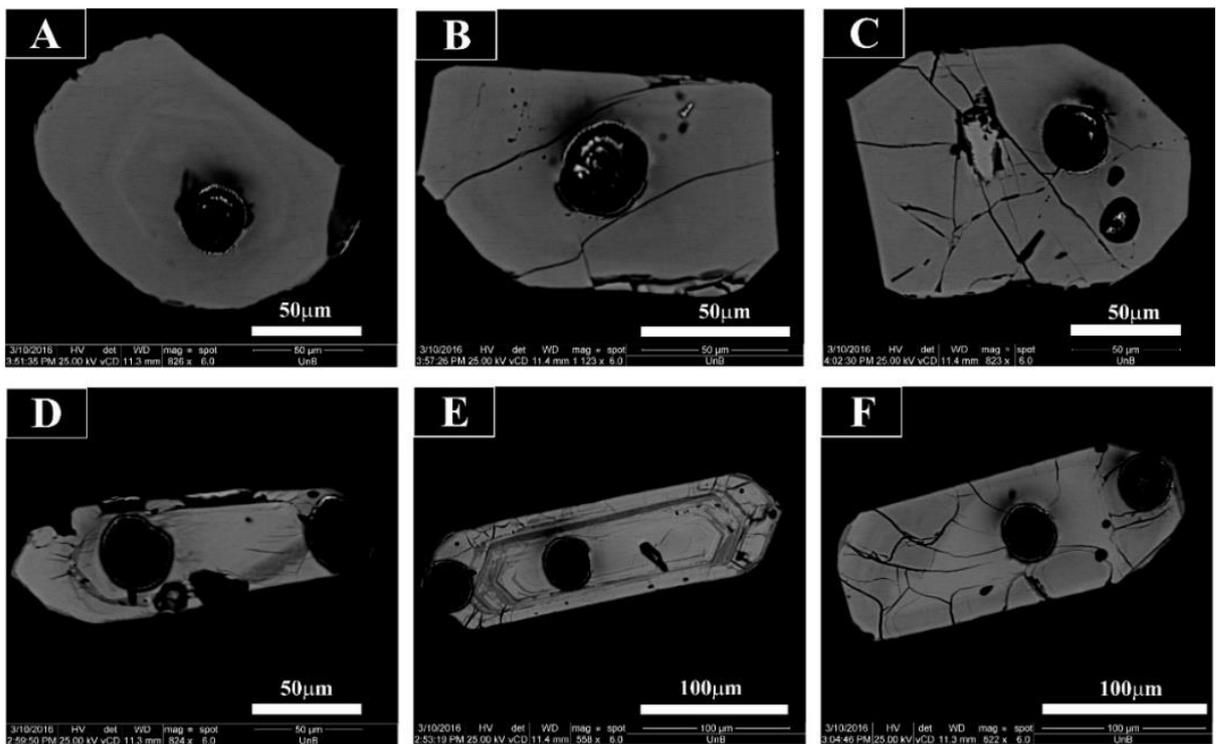


Figura 18. **A, B e C** - Imagens Backscattered de zircões representativos do hornblenda-biotita monzogranito. **D, E e F** - Zircão representativos do biotita-monzogranito.

Tabela 10. Zircões analisados no hornblenda-biotita monzogranito.

PO-01	Razões Isotópicas									Idades					
	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	□□□%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	□□□%	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	□□ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	□□ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	□□ abs	% U-Pb disc ^d
039-Zir21	0,21	5104,70	11,55	5,09	1,55	0,33	0,98	0,63	1848,74	40,94	1821,43	31,15	1834,27	26,13	1,48
036-Zir20	0,23	609536,74	34,20	5,13	1,08	0,32	0,67	0,62	1881,32	27,20	1804,54	21,02	1840,52	18,22	4,08
035-Zir19	0,18	89801,90	31,54	4,81	1,60	0,31	1,51	0,95	1855,16	13,03	1728,45	45,68	1786,64	26,65	6,83
029-Zir17N	0,28	279078,22	66,37	5,80	1,86	0,37	1,69	0,91	1875,88	24,16	2012,54	58,40	1946,05	31,95	-7,29
028-Zir16B	0,48	2196,01	3,97	3,59	4,91	0,22	4,86	0,99	1944,51	22,00	1272,65	111,79	1546,85	76,58	34,55
027-Zir16	0,18	68793,63	12,68	5,52	0,95	0,35	0,75	0,80	1868,29	15,62	1936,58	25,21	1903,88	16,20	-3,66
022-Zir13	0,37	555,01	11,20	5,93	1,65	0,38	0,72	0,44	1869,71	51,27	2057,12	25,50	1965,25	28,44	-10,02
018-Zir11	0,19	51155,79	42,52	0,53	38,24	0,03	38,23	1,00	1870,99	28,31	213,19	159,33	432,18	252,76	88,61
016-Zir09	0,30	43646,36	47,10	5,19	1,05	0,33	0,94	0,89	1870,99	10,65	1833,14	30,02	1851,00	17,88	2,02
011-Zir06	0,98	27940,39	42,88	4,56	3,42	0,29	3,37	0,98	1883,57	18,14	1626,96	96,46	1742,31	56,26	13,62
010-Zir05	0,70	84871,57	46,54	6,01	1,28	0,38	1,18	0,93	1875,80	11,06	2075,51	41,96	1977,23	22,14	-10,65
009-Zir04	0,17	140260,66	25,58	6,14	1,44	0,39	1,34	0,94	1886,90	12,41	2104,02	48,15	1996,53	24,93	-11,51

Tabela 11. Zircões analisados no biotita monzogranito.

P20-48.60	Razões Isotópicas									Idades					
	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	□□□%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	□□□%	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	□□ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	□□ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	□□ abs	% U-Pb disc ^d
009-Zir4	0,53	179744,41	14,73	6,21	0,83	0,37	0,60	0,73	1976,16	15,10	2033,52	21,00	2005,28	14,38	-2,90
033-Zir19	0,56	198997,49	14,21	5,89	0,91	0,35	0,71	0,78	1977,32	15,10	1942,32	23,88	1959,38	15,71	1,77
035-Zir21	0,62	155012,36	14,54	6,22	0,87	0,37	0,65	0,75	1989,68	15,53	2024,53	22,66	2007,40	15,15	-1,75
006-Zir3	0,63	178530,26	27,45	6,03	0,96	0,36	0,71	0,74	1989,19	18,79	1970,14	24,05	1979,52	16,65	0,96
005-Zir2	0,51	192280,53	12,78	5,87	1,11	0,35	0,95	0,86	1976,30	15,23	1937,38	31,75	1956,33	19,10	1,97
010-Zir5	0,51	145967,45	11,70	6,28	1,05	0,37	0,80	0,77	1978,68	19,88	2052,17	28,22	2015,83	18,26	-3,71
030-Zir18	0,57	52832,11	25,63	6,08	1,09	0,36	0,85	0,78	2014,81	20,37	1959,66	28,75	1986,69	18,97	2,74
045-Zir28	0,44	4095,29	19,09	5,96	1,12	0,35	0,72	0,64	1991,36	27,46	1949,78	24,08	1970,09	19,37	2,09
004-Zir1	0,57	126456,99	11,10	5,77	1,21	0,35	0,95	0,79	1964,88	22,61	1919,98	31,66	1941,73	20,76	2,28
012-Zir7	0,54	110080,80	11,46	5,80	1,21	0,34	0,89	0,73	1989,83	26,24	1906,70	29,28	1946,91	20,93	4,18
040-Zir24	0,61	128077,28	29,15	6,19	1,21	0,37	1,09	0,90	1985,24	12,93	2019,84	37,69	2002,85	20,98	-1,74
015-Zir8	0,63	96358,14	12,76	5,95	1,32	0,36	0,93	0,70	1965,21	30,64	1973,03	31,55	1969,28	22,85	-0,40
023-Zir14	0,67	86629,94	11,79	6,03	1,41	0,36	1,03	0,73	1989,23	31,27	1971,92	35,02	1980,45	24,39	0,87
022-Zir13	0,52	89213,00	11,53	6,02	1,41	0,36	1,08	0,77	1988,10	29,27	1970,74	36,68	1979,29	24,43	0,87
041-Zir25	0,74	1360,54	10,58	6,07	1,48	0,36	1,19	0,80	1994,05	28,38	1977,24	40,38	1985,53	25,64	0,84
028-Zir16	0,78	79445,59	15,42	6,08	1,60	0,37	1,13	0,71	1966,27	37,69	2007,58	39,03	1987,36	27,67	-2,10
011-Zir6	0,60	76536,80	11,13	6,06	1,93	0,36	1,71	0,89	1983,76	28,85	1984,27	58,28	1984,08	33,36	-0,03
017-Zir10	0,75	82135,96	14,61	6,19	2,00	0,37	1,82	0,91	1956,47	26,76	2047,34	63,65	2002,52	34,72	-4,64
016-Zir9	0,47	42914,84	16,40	6,06	2,34	0,36	1,61	0,69	1966,11	58,29	2001,39	55,44	1984,15	40,35	-1,79
024-Zir15	0,48	270149,46	82,56	6,21	2,36	0,37	1,87	0,79	1976,56	48,95	2035,66	65,29	2006,54	40,88	-2,99

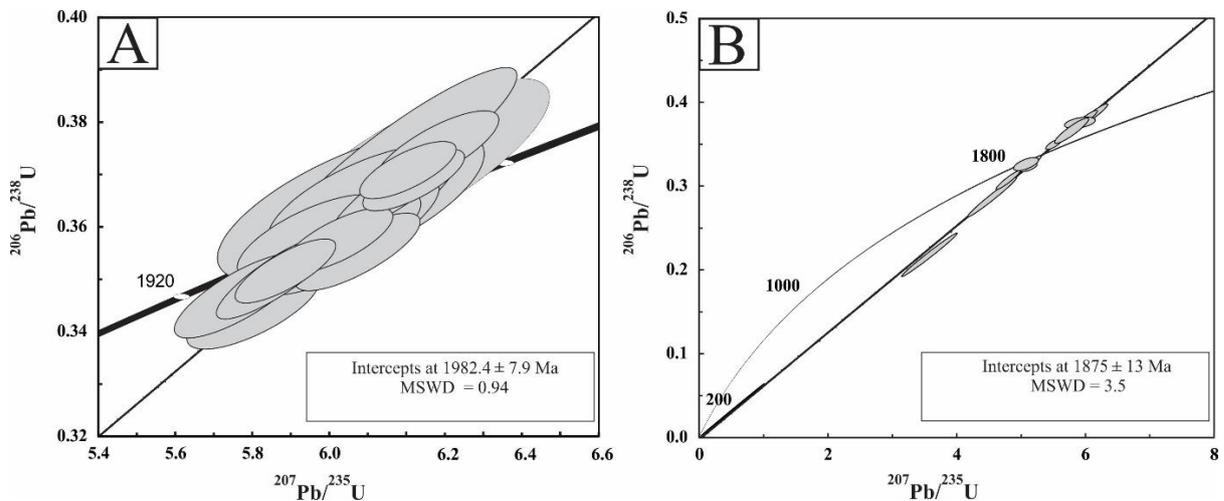


Figura 19. **A** - Diagrama da concórdia para os cristais de zircão analisados no hornblenda-biotita monzogranito. **B** - Para cristais de zircão analisados no biotita-monzogranito.

3.7 Geologia Isotópica de Sm-Nd

Os resultados analíticos de isótopos de Sm-Nd obtidos neste trabalho encontram-se na Tabela 12. O hornblenda-biotita monzogranito e equivalentes hidrotermais apresentaram valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ variando entre -2.14 e -3.84 e idades T_{DM} entre 2,52 e 2,67 Ga, determinados a partir da idade U-Pb (1982 Ma), obtida neste trabalho. O biotita granodiorito apresentou valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$ igual a -1.18 e idade T_{DM} de 2.18 Ga, determinados a partir da idade U-Pb (1781 Ma) obtida por Silva (2014).

Todas as amostras analisadas apresentaram valores negativos de $\epsilon\text{Nd}(t)$, indicando derivação ou assimilação de rochas crustais antigas, confirmado pelo diagrama (Fig. 20). Rochas com baixa razão Sm/Nd podem representar contaminação crustal de um magma derivado do manto (Faure, 1986).

As razões Sm/Nd obtidas para o hornblenda-biotita monzogranito apresentaram somente discretas variações quando comparadas à rocha submetida aos diferentes processos de alteração hidrotermal, que apresentaram idades TDM próximas.

Tabela 12. Dados isotopicos de Sm-Nd para o hornblenda-biotita monzogranito e equivalentes hidrotermais (P20 – 48,60 a P – 07D) e para o biotita granodiorito (P0 - 02 – 11).

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\text{SE}$	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	T_{DM} (Ga)	t (U-Pb; Ma)
P20 - 48,60	7.440	44.125	0.1019	0.511272+/-10	-26.65067603	-2.56	2.55	1982
P20 - 98,50	9.964	58.234	0.1034	0.511296+/-9	-26.18626241	-2.48	2.55	1982
P20- 115,10	6.215	35.145	0.1069	0.511272+/-10	-26.65067603	-3.84	2.67	1982
P20 – 129	9.207	49.014	0.1135	0.511427+/-8	-23.62091498	-2.48	2.61	1982
P20 – 247	6.235	38.311	0.0984	0.511228+/-6	-27.49504937	-2.52	2.53	1982
P0 - 07B	5.369	28.902	0.1123	0.511398+/-6	-24.19143818	-2.74	2.62	1982
P0 - 07C	6.745	38.735	0.1053	0.511337+/-7	-25.37380991	-2.14	2.54	1982
P - 07D	5.907	34.846	0.1025	0.511299+/-5	-26.12856016	-2.17	2.52	1982
P0 - 02 – 11	4.645	28.319	0.0992	0.511508+/-9	-22.03561403	-1.8	2.18	1781

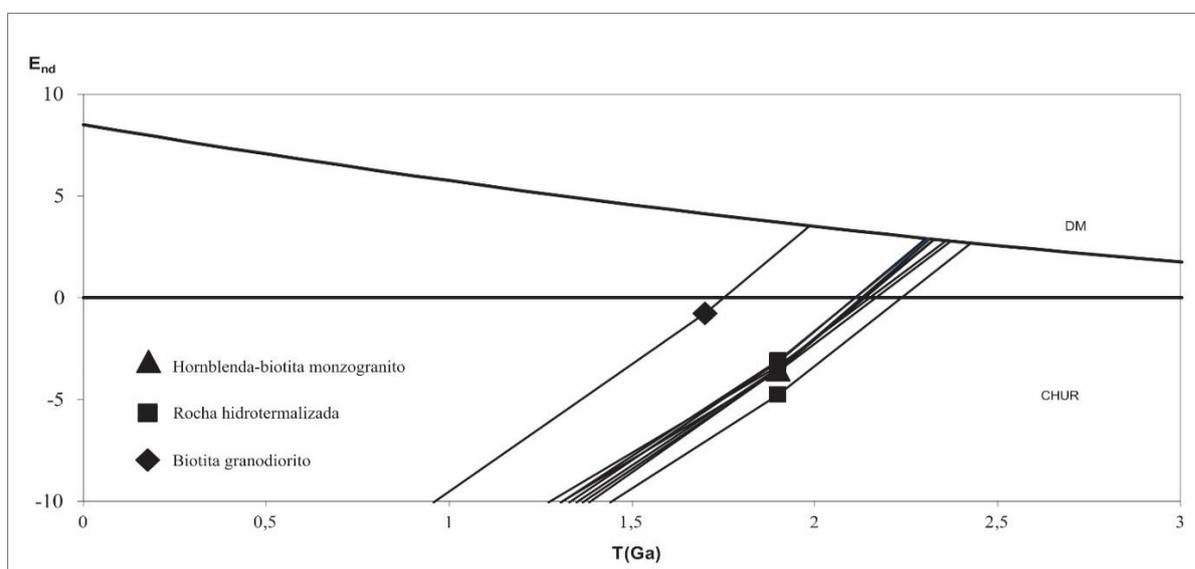


Figura 20. Diagrama de evolução $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ Vs. T_{DM} (Ga) para o hornblenda-biotita monzogranito encaixante, seus equivalentes hidrotermais e para o biotita granodiorito que ocorre a oeste do depósito (DePaolo, 1981).

3.8 Mineralização

A zona mineralizada no Depósito de Au Porteira está restritamente condicionada ao halo sericítico. O minério está alojado em veio de quartzo com espessuras que variam de 0,4 a 1,5m. O veio apresenta-se de forma tabular maciça em contato brusco com a encaixante sericitizada (Fig. 21A) ou com padrão anastomosado, marcado por estreitas ramificações englobando porções da rocha encaixante (Fig. 21D). Mudanças na direção da galeria (Fig. 21C) demonstram as variações na atitude N-S do veio. Além de quartzo, o veio contém elevada concentração de sulfetos, com predomínio de pirita. Os sulfetos ocorrem bandados,

por meio de microfaturas dispostas paralelamente à direção do veio (Figs. 22A e 22B), ou disseminados (Fig. 22C).

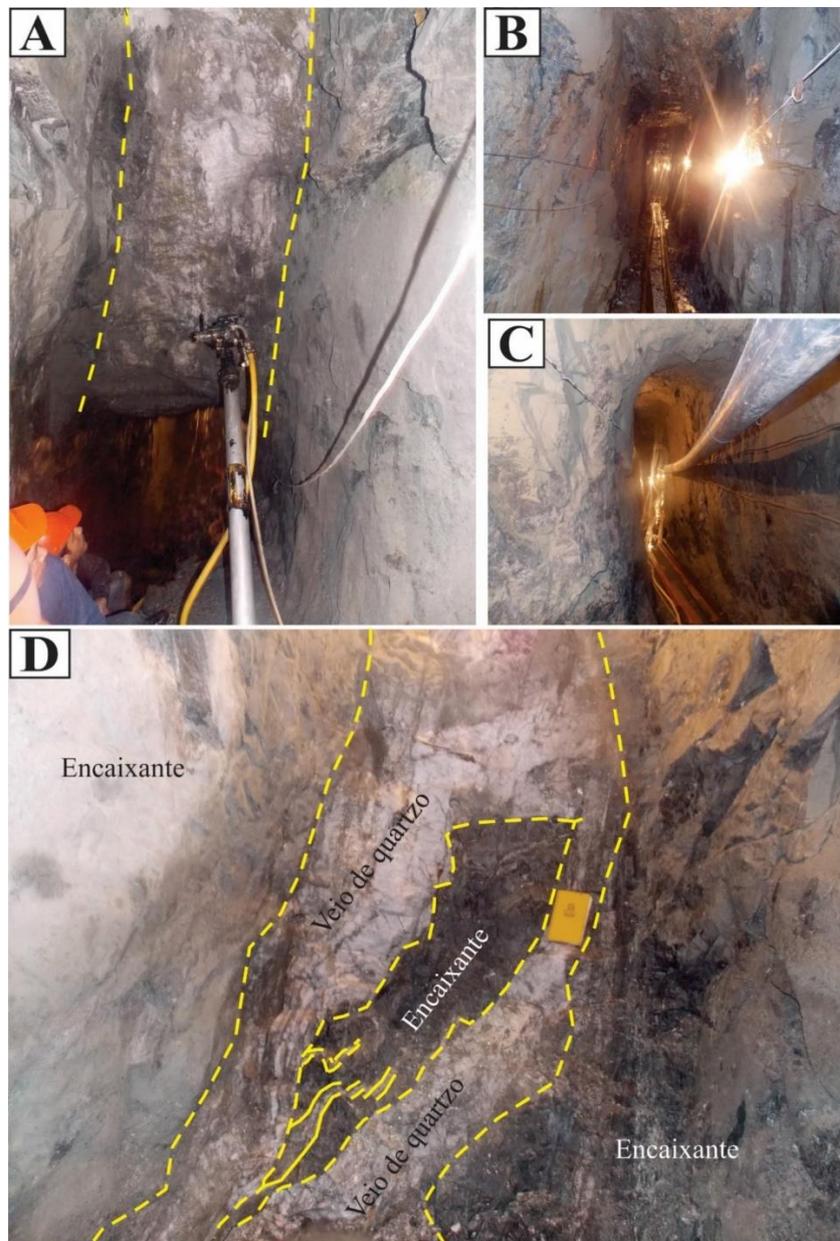


Figura 21. **A** – Veio mineralizado do Depósito Porteira com 1m de espessura, exibindo estrutura maciça e contato brusco com a rocha encaixante sericitizada. **B** – Galeria N-S ao longo do *ore shot*. **C** – Mudança na direção N-S da galeria indicando mudança na atitude do veio. **D** – Veio mineralizado exibindo padrão anastomosado que engloba porções da encaixante fortemente sericitizada.

As Tabelas 13, 14, 15, 16 e 17 apresentam as composições do ouro bem como dos diferentes minerais de minério identificados no depósito. Os principais minerais de minério associados ou hospedando o ouro, são pirita e calcopirita. Covelita ocorre

subordinadamente como produto de alteração da calcopirita. Complexos de Bi + Te e de Ag + Bi + Au, embora em menores proporções, também foram identificados.

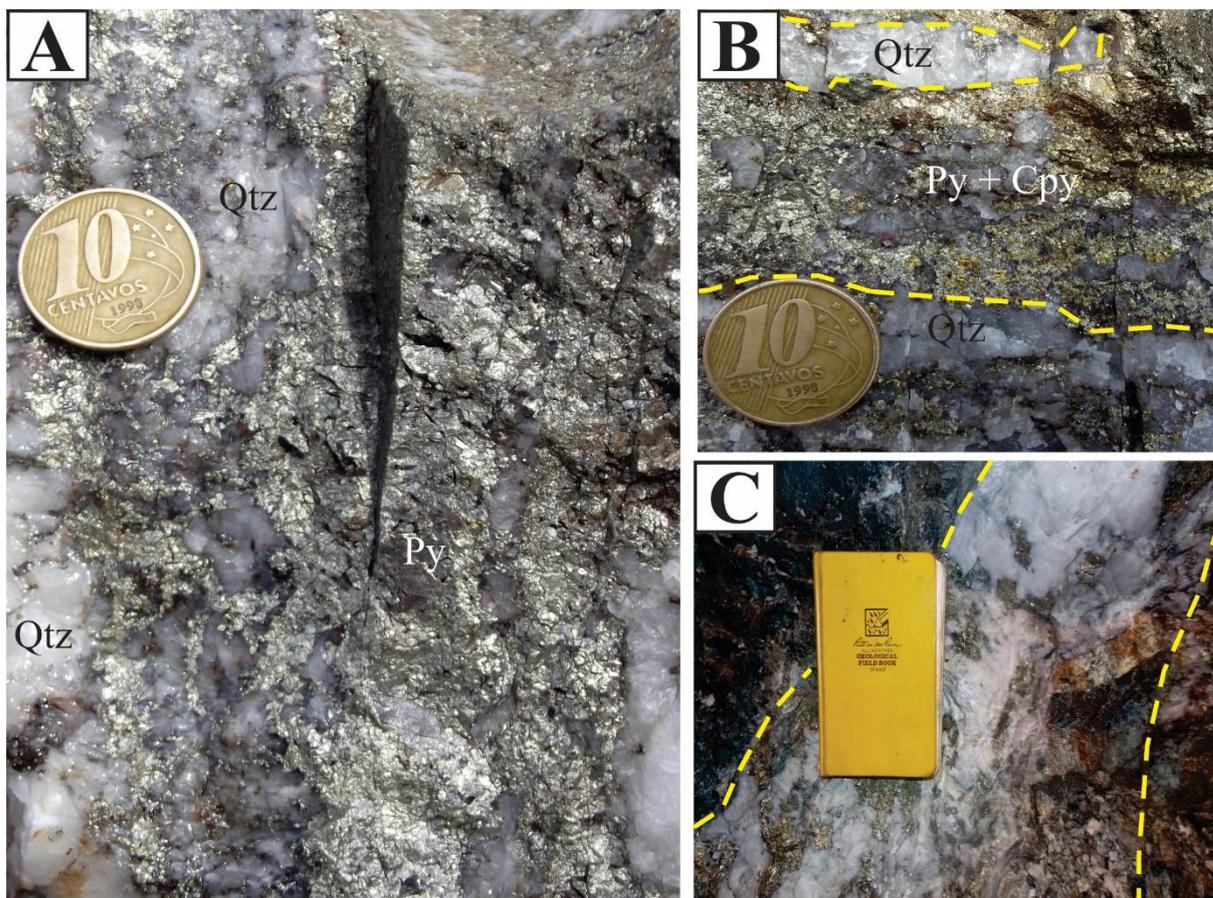


Figura 22. **A** – Veio de quartzo bandado com pirita. **B** – Veio de quartzo bandado com pirita e calcopirita. **C** – Veio de quartzo com pirita disseminada.

Pirita e subordinadamente calcopirita, constituem os mais abundantes minerais de minério no depósito e apresentam composições bastante homogêneas. A pirita é a fase predominante e tem teores de Fe entre 41,9 e 45,2 %. A calcopirita ocorre isolada ou como inclusões na pirita (Fig. 23A) e caracteriza-se por apresentar composição também homogênea. Os teores de Cu na calcopirita variam de 33,5 a 35,5 %, enquanto que os de Fe estão entre 29,0 e 30,0 %. A covelita, produto de alteração da calcopirita, apresenta teores de Cu variando de 77,3 a 77,9 % e teores de Fe < 3 %.

O Au foi identificado incluso na pirita, sendo subarredondado (Fig. 23A) ou com faces retas que obedecem à clivagem ou microfraturas da pirita (Fig. 23B). Subordinadamente, Au livre ocorre em microfraturas na pirita e em cristais de quartzo, nesse caso apresenta tamanho inferior quando comparado ao ouro incluso (Figs. 23C e 23D). Raramente o metal foi identificado como inclusões ou associado à calcopirita

(Fig. 23E). O Au incluído é mais pobre em Ag (2.9 a 12.5 %), por outro lado, o Au em microfraturas da pirita tem teores de Ag superiores a 20%, podendo nesse caso ser classificado como electrum (Boyle, 1979). Complexos de Bi + Te e Ag + Bi + Au ocorrem sempre incluídos na pirita (Fig. 23F).

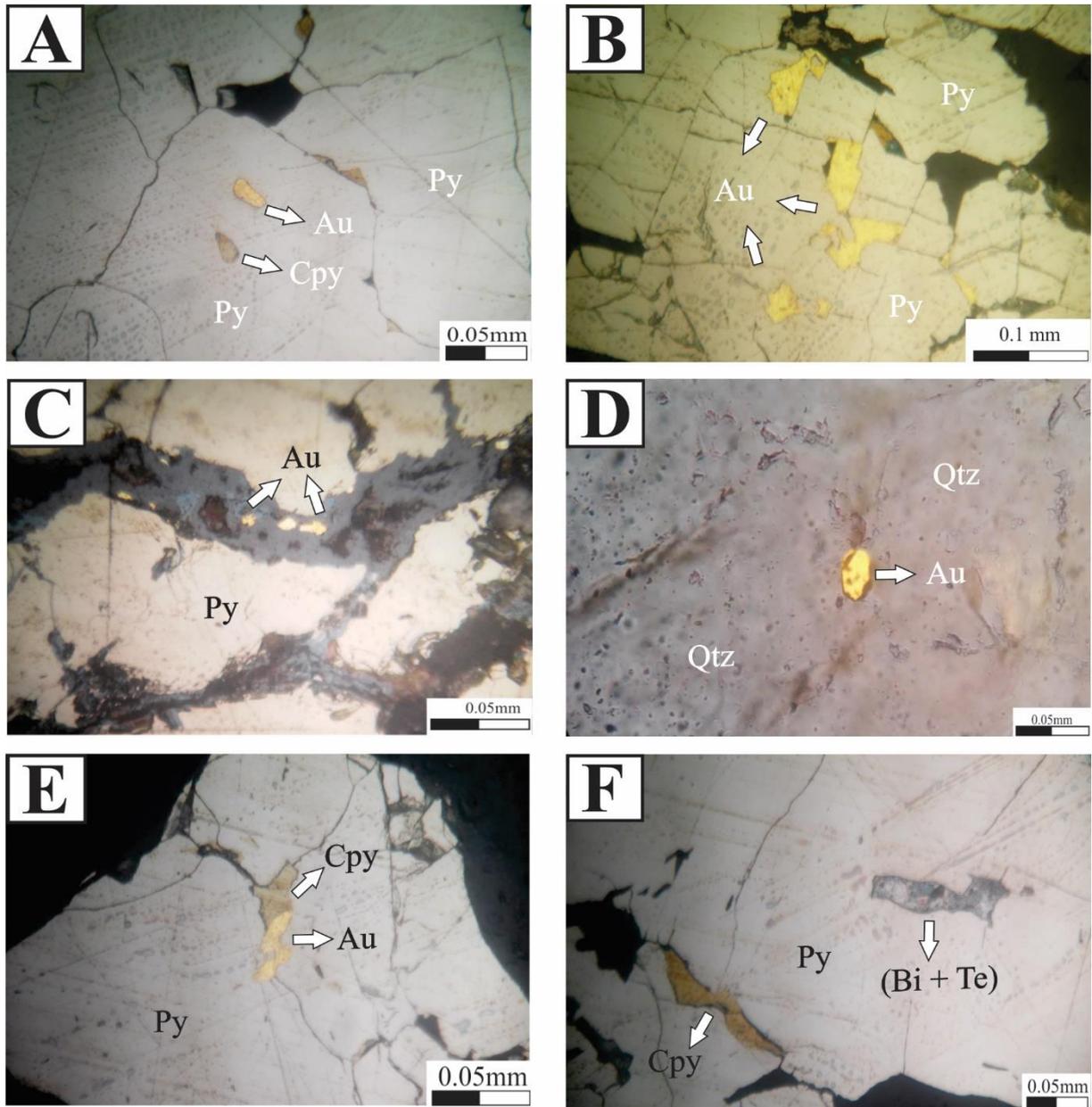


Figura 23. **A** – Ouro e calcopirita incluídos em pirita. **B** – Ouro incluído obedecendo microfraturas da pirita. **C** – Ouro em microfraturas da pirita. **D** – Ouro livre no quartzo. **E** – Ouro + Calcopirita incluídos em pirita. **F** – Complexo de Bi + Te incluído em pirita.

Tabela 13. Composição química do ouro identificado no depósito.

	Ouro Incluso na pirita						Ouro em fratura na pirita							
	P09_Au 1	P09_A u2	P6_A u1	P6_A u2	P6_A u3	P6_A u4	P09_A u3	P09_A u4	P09_A u6	P09_A u7	P09_A u8	P4_A u1	P4_A u2	
As	na	na	na	na	na	na	Na	na	na	na	na	na	na	
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ga	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Se	0,04	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,04	0,02	
S	1,52	0,52	0,11	0,04	0,08	0,24	0,24	0,25	0,15	0,15	0,10	0,24	0,48	
Pb	na	na	na	na	na	na	Na	na	na	na	na	na	na	
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cd	0,00	0,03	0,07	0,12	0,09	0,01	0,11	0,19	0,10	0,13	0,22	0,19	0,16	
Fe	2,55	2,29	0,38	0,21	0,33	1,15	1,19	2,26	1,05	0,94	1,54	0,78	1,61	
Co	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,05	0,05	0,03	0,02	0,05	
Cu	0,15	0,07	0,03	0,00	0,03	0,08	0,25	0,32	1,28	1,16	0,60	0,06	0,04	
Ni	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
Te	0,01	0,00	na	na	na	na	0,04	0,08	0,11	0,01	0,06	na	na	
Mo	0,69	0,56	0,13	0,05	0,06	0,07	0,52	0,54	0,51	0,62	0,52	0,13	0,16	
Au	88,84	86,67	85,05	86,45	86,99	83,95	73,99	75,50	76,85	75,53	76,81	73,71	75,72	
Ag	6,07	11,83	12,02	12,48	12,18	11,69	23,43	23,38	24,28	24,08	25,73	24,17	25,46	
Au/A g	14,63	7,33	7,08	6,93	7,14	7,18	3,16	3,23	3,17	3,14	2,99	3,05	2,97 103,6 9	
Total	99,92	101,97	97,88	99,38	99,96	97,20	99,82	102,58	104,44	102,68	105,60	99,34	9	

Tabela 14. Composição química dos minerais de minério identificados inclusos na pirita.

	Complexos de Bi+Te e Ag+Te+Au inclusos na pirita			
	P09-1_(Bi+Te)	P09-2_(Bi+Te)	P09-3_(Bi+Te)	P09-4_(Ag+Te+Au)
As	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,08	0,00	0,00	0,00
Ga	0,00	0,00	0,00	0,00
Se	0,07	0,06	0,07	0,00
S	4,53	5,29	4,57	0,18
Pb	0,00	1,50	0,06	0,00
Bi	58,99	57,12	56,13	0,01
Cd	0,00	0,02	0,01	0,31
Fe	1,22	3,04	1,47	1,89
Co	0,00	0,00	0,02	0,04
Cu	0,28	0,18	0,34	0,01
Ni	0,00	0,01	0,00	0,02
Te	34,09	33,56	34,52	34,32
Mo	0,17	0,12	0,12	0,11
Au	0,00	0,00	0,00	22,99
Ag	0,03	0,09	0,12	46,32
Total	99,47	101,00	97,43	106,18

Tabela 15. Composição química da pirita identificada no Depósito Porteira.

	Pirita										
	PO-7A4_pi1	PO20-101,20_pi1	P4_pi1	P19-161,25_pi1	P20-247A_C1_pi1	P20-247A_C1_pi2	P20-247A_C4_pi1	P20-247A_C6_pi1	P5_C1_pi1	P6_pi1	P6_pi2
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Zn	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,09
Ga	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Se	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00	0,07	0,03	0,03	0,09	0,02	0,02
S	52,55	51,61	52,12	51,64	51,81	52,04	51,96	52,04	52,57	52,81	52,39
Pb	0,24	0,18	0,12	0,25	0,14	0,02	0,07	0,09	0,21	0,18	0,13
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cd	0,03	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03
Fe	43,72	41,93	44,50	43,59	44,36	43,99	44,07	44,02	44,10	45,07	45,25
Co	0,04	0,12	0,08	0,02	0,06	0,07	0,07	0,04	0,02	0,05	0,03
Cu	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01
Ni	0,01	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00
Mo	0,07	0,07	0,14	0,13	0,12	0,10	0,11	0,12	0,11	0,10	0,08
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Total	96,70	94,09	97,05	95,69	96,57	96,34	96,39	96,41	97,14	98,25	98,04

Tabela 16. Composição química da calcopirita identificada no Depósito Porteira.

	Calcopirita											
	PO20-101,20_cp1	PO20-101,20_cp2	P4_cp1	P4_cp2	P4_cp3	P20-247A_C4_cp1	P20-247A_C4_cp1	P20-247A_C6_cp1	P5_C4_cp1	P5_C1_cp1	P6_cp2	
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Zn	0,02	0,07	0,02	0,00	0,01	0,07	0,07	0,06	0,02	0,00	0,02	
Ga	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Se	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,03	
S	33,41	33,69	34,30	33,27	33,70	35,38	35,38	33,94	33,93	34,13	34,36	
Pb	0,00	0,13	0,08	0,06	0,08	0,07	0,07	0,04	0,08	0,00	0,04	
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cd	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	
Fe	29,42	29,05	29,40	29,20	29,99	32,00	32,00	31,37	30,69	29,99	30,82	
Co	0,00	0,04	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	
Cu	33,55	33,80	35,39	35,49	34,22	32,03	32,03	34,36	34,96	35,73	34,45	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	
Mo	0,05	0,07	0,10	0,06	0,10	0,08	0,08	0,04	0,05	0,05	0,09	
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ag	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,05	0,02	0,03	0,01	
Total	96,54	96,88	99,34	98,14	98,11	99,68	99,68	99,91	99,83	99,95	99,86	

Tabela 17. Composição química da covelita identificada no Depósito Porteira.

Covelita						
	P4_cv1	P4_cv2	P5_C4_cv1	P5_C1_cv1	P6_cv1	PO-7A4_cv1
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,03	0,03	0,14	0,03	0,00
Ga	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Se	0,06	0,00	0,00	0,03	0,09	0,00
S	20,73	21,35	19,86	20,12	23,76	20,97
Pb	0,14	0,01	0,00	0,07	0,17	0,03
Bi	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03	0,00
Cd	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe	0,31	1,09	0,74	0,09	2,03	2,79
Co	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Cu	77,38	77,90	79,97	79,02	74,04	77,33
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01
Mo	0,01	0,03	0,04	0,09	0,04	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02
Ag	0,03	0,02	0,05	0,05	0,08	0,06
Total	98,66	100,46	100,69	99,64	100,35	101,21

4. DISCUSSÕES

4.1 O magmatismo granítico e o seu posicionamento regional e geotectônico

Os dados gerados no presente trabalho permitem correlacionar as rochas identificadas no contexto do Depósito Porteira com a evolução do magmatismo granítico da região.

A idade U-Pb obtida para o hornblenda-biotita monzogranito encaixante do Depósito Porteira ($1982 \pm 7,9$ Ma) permite correlacioná-lo aos plutons mais antigos descritos em trabalhos recentes na porção Leste da Província Aurífera Alta-Floresta (Miguel Jr, 2011; Assis, 2015; Trevisan, 2015). De acordo com Souza *et al.* (2005), essa rocha seria correlacionável a rochas da Suíte Intrusiva Matupá. Já na concepção de Paes de Barros, (2007) e Assis, (2015) seriam correlacionáveis à unidade denominada Granitóides do Embasamento. De acordo Assis (2015), rochas com idades semelhantes são associadas ao magmatismo tardio não deformado do Complexo Cuiú Cuiú.

A idade U-Pb do biotita monzogranito que aflora a Leste do depósito (1875 ± 13 Ma) é correlacionável a Suíte Intrusiva Matupá (Moura, 1998; Silva *et al.* 2014), que segundo Assis (2015) representaria estágios iniciais da estruturação do Arco Magmático Juruena.

Apesar de não ter sido datado neste trabalho, o biotita granodiorito que ocorre a Oeste do depósito tem idades de 1,79 Ga (Pb-Pb) (Paes de Barros, 2007) e de 1,78

Ga (U-Pb) (Silva *et al.* 2014). Paes de Barros (2007) define rochas nessa faixa de idade como Granito Peixoto. Silva, 2014, em mapeamento na região, delimita para o Granito Peixoto novas fronteiras com a Suíte Intrusiva Matupá. Neste trabalho o Granito Peixoto restringe-se somente ao corpo que ocorre a Oeste do depósito. Segundo Assis (2015), o Granito Peixoto representaria estágios pós-colisionais do Arco Magmático Juruena.

De acordo com Tassinari e Macambira, (1999) essas rochas estariam associadas ao desenvolvimento dos Arco Magmático Ventuari-Tapajós (1.8 a 1.95 Ga.) e Rio Negro-Juruena (1.55 a 1.8 Ga), correspondentes as Província Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena no modelo de Santos *et al.* (2002). Na concepção de Souza *et al.* (2005), as idades obtidas neste trabalho para o hornblenda-biotita monzogranito encaixante do depósito ($1.982 \pm 7,9$ Ma) e biotita monzogranito a Leste (1.875 ± 13 Ma) estariam relacionadas ao Arco Magmático Cuiú Cuiú, enquanto o biotita granodiorito a Oeste estaria relacionado ao Arco Magmático Juruena.

Os resultados petrológicos obtidos para o hornblenda-biotita monzogranito, biotita monzogranito e biotita granodiorito sugerem que sejam produtos de magma cálcio-alcálico, do tipo I, gerados em ambiente de arco vulcânico a pós-colisional, em condições de elevada fugacidade de oxigênio. Essas rochas são metaluminosas e a biotita magmática foi classificada como biotita de rochas cálcio-alcálicas. As rochas apresentam características químicas e mineralógicas semelhantes à dos granitos cálcio-alcálicos tipo I descritos no cinturão Lanchlan (Chappell e White, 1992; 2001). Segundo os autores, a presença de anfibólio (principalmente hornblenda) e acessórios representados por apatita, titanita e allanita, constituem as principais características petrográficas dessas rochas.

Enquanto no diagrama de Pearce *et al.* (1984), as rochas estudadas têm afinidade com rochas de arco vulcânico, no diagrama de Harris *et al.* (1986), somente o hornblenda-biotita monzogranito encaixante do depósito, tem maior afinidade com rochas de arco vulcânico. Por outro lado, o biotita monzogranito e o biotita granodiorito apresentam composição próxima de granitos de ambiente pós colisional. De acordo com Pearce *et al.* (1984, 1996), os granitos pós-colisionais apresentam maior interação entre componentes mantélicos e crustais, levando aos principais problemas quanto ao posicionamento e definição de um campo nos diagramas discriminantes utilizando-se elementos-traço.

Os valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ do hornblenda-biotita monzogranito (-2,14 a -3,84) e do biotita granodiorito (-1,18) são coerentes com rochas graníticas geradas por fusão de fonte crustal ou resultantes da mistura completa entre fontes mantélica e crustal.

Considerando-se a hipótese de uma única fonte para o magma granítico original, as idades-modelo representam a idade de formação de crosta continental. Neste caso, o hornblenda-biotita monzogranito (T_{DM} entre 2,52 e 2,67 Ga) e o biotita granodiorito ($T_{\text{DM}} \sim 2,18$ Ga) teriam fontes respectivamente Neoarqueana e Paleoproterozoica. Em contrapartida, considerando-se a hipótese de que os magmas graníticos resultaram da mistura de fontes mantélica e crustal, as idades T_{DM} obtidas não têm significado de idade de formação de crosta.

4.2 Evolução do sistema hidrotermal no Depósito Porteira

O hornblenda-biotita monzogranito encaixante do Depósito Porteira foi submetido a expressivo processo de alteração hidrotermal, que deu origem a diferentes tipos e estilos de alteração. Apesar da complexidade, cinco tipos de alteração foram identificados, os quais ocorrem sobrepostos temporal e espacialmente. A evolução do sistema hidrotermal no Depósito Porteira é representada na Tabela 18.

O estágio de alteração precoce corresponde à fase de metassomatismo potássico incipiente com neoformação de microclínio + quartzo \pm biotita. De acordo com Pirajno (1992 e 2009), a paragênese dominada por microclínio, biotita e quartzo é caracterizada por desenvolver-se sob condições de temperaturas entre 450 e 600 °C e mais elevadas razões $a\text{K}^+/a\text{H}^+$, consequência da atuação de fluidos neutros ou pouco alcalinos, derivados dos estágios finais da cristalização magmática. A alteração potássica com paragênese biotita + quartzo + microclínio + pirita + epidoto \pm calcopirita \pm rutilo \pm scheelita sugere que no sistema o hidrotermalismo desenvolveu-se sob condições de mais elevada temperatura.

Tabela 18. Sequência paragenética para o hornblenda-biotita monzogranito, alterações e mineralização no Depósito Porteira.

Mineal		ESTÁGIOS DE ALTERAÇÃO						
		Magmático	Potassificação		Alteração Propilítica	Sericitização	Veio de quartzo mineralizado	Carbonatação
			incipiente	intensa				
Minerais Magmáticos	Plagioclásio	██████████						
	Quartzo	██████						
	Ortoclásio	██████████						
	Anfibólio	██████						
	Biotita	██████						
	Magnetita	██████						
	Titanita	██████						
	Apatita	██████						
	Zircão	██████						
	Alanita	██████						
	Minerais Hidrotermais	Quartzo		██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
Microclinio			██████████	██████████				
Biotita			██████████	██████████				
Epidoto				██████████			██████████	
carbonato				██████			██████████	
Clorita 1				██████████				
Clorita 2					██████████			
Sericita					██████████			
Rutilo				██████████	██████████			
Schellita				██████				
Pirita				██████████	██████████	██████████	██████████	
Calcopirita				██████████	██████████	██████████	██████████	
Covelita						██████		
Ouro						██████		
Teluretos						██████		

Subsequente à potassificação ocorre alteração propilítica, com paragênese dominada por epidoto e clorita. A superimposição à potassificação confere à rocha afetada coloração esverdeada muito marcante. De acordo com Pirajno (2009), alteração propilítica é caracterizada pela adição de H₂O e CO₂ ao sistema, mais elevadas razões aCa²⁺/aH⁺, podendo haver localizadas adições de S. Os maiores valores em Ca e ocorrência de pirita e calcopirita na rocha submetida a essa fase hidrotermal corroboram com as características mencionadas em Pirajno (2009). A alteração propilítica representa temperaturas baixas a intermediárias (200 a 350 °C) e baixas relações fluido/rocha, tendendo a ser isoquímico e se formar em resposta ao matassomatismo H⁺ (Robb, 2005). Temperaturas entre 200 e 350 °C para alteração propilítica também são reportadas em Barnes (1997). Temperaturas obtidas por meio do geotermômetro da clorita marcam intervalo entre 298,36 e 346,78 °C para a clorita da propilitização no Depósito Porteira.

O estágio seguinte marca a fase de alteração hidrotermal relacionada à mineralização no depósito. Essa fase ocorre como halo envelopando o veio mineralizado e apresenta mineralogia dominada por sericita + quartzo + clorita. Assim como reportado em Kreuzer (2005), o halo de alteração sericítica no Depósito Porteira pode alcançar dimensões superiores a 20 m. A clorita presente nessa fase é rica em magnésio e apresenta valores de MgO entre 23,47 e 28,58. Segundo Deer *et al.* (1992), a composição da clorita é frequentemente relacionada à composição do mineral a partir do qual se formou, desse modo, pode a clorita rica em Mg ser oriunda tanto do anfibólio e biotita magmáticos, bem como da biotita hidrotermal que também mostrou-se rica em Mg. Halo de alteração sericítica envolto em veio mineralizado é descrito para *Ad Duwayhi gold deposit* na Arabia Saudita (Doebrich *et al.* 2004), e assim como no Depósito Porteira, tanto minerais ígneos como a biotita hidrotermal são substituídos para sericita e clorita. A mineralização associada a fases tardias do sistema hidrotermal (sericitização e cloritização), precedidas de potassificação e propilitização como fases não associadas diretamente com a mineralização, são características típicas dos depósitos classificados como *intrusion related* (Lang e Baker, 2001) ou *reduced intrusion related gold system* (Hart, 2007). Trevisan, (2015) descreve para o Depósito Paraíba (7 Km do Depósito Porteira), um halo de alteração semelhante ao observado no Depósito Porteira, com paragênese dominada por sericita, quartzo e clorita envolvendo o veio mineralizado.

A geoquímicas da rocha sericitizada demonstra que, em geral, a rocha possui elevados teores de Mg, que aumentam com o aumento da alteração. A concentração em Mg nessa fase de alteração deve-se à presença de clorita rica em Mg em associação com a sericita. As relações texturais e mineralógicas, bem como a posição em relação ao veio mineralizado, refletem para a fase sericítica condições de alta razão fluido/rocha com mais intenso metassomatismo H⁺. As temperaturas obtidas por meio do geotermômetro da clorita (278,92 a 372,21 °C) sugerem que, na sericitização, o arrefecimento manteve-se próximo ao da alteração propilítica.

Assim como reportado em Miguel Jr (2011), o depósito Porteira está instalado em uma fratura de cisalhamento transcorrente dextral de alto ângulo com caráter dúctil-rúptil. A instalação da estrutura N-S com mergulho para E ocasionou a formação de uma zona de menor pressão, para a qual houve migração de fluido e consequente formação do veio mineralizado; portanto, quedas na temperatura e nas condições de pH poderiam ser os principais mecanismos de precipitação do ouro no Depósito

Porteira. Skinner (1979) afirma que a descompressão adiabática causa quedas de temperatura rápidas em distâncias curtas e ocorre quando a pressão muda de litostática para hidrostática. Processo de imiscibilidade devido a descompressão é apontado como principal mecanismo de precipitação do ouro no Depósito Paraíba (Trevisan, 2015).

O estágio que marca o fechamento do sistema hidrotermal atuante no Depósito Porteira é caracterizado por carbonatação. Essa alteração é exclusivamente fissural, ocorrendo como vênulas de carbonato, carbonato + epidoto ou carbonato + quartzo + epidoto. De acordo com Robb (2005), a carbonatação é promovida por fluidos caracterizados por elevadas pressões parciais de dióxido de carbono (P_{CO_2}). Barnes (1997) argumenta que quatro mecanismos principais são responsáveis pela precipitação de carbonato em um sistema hidrotermal: i) aquecimento da solução a baixas salinidades e/ou a temperaturas; ii) diminuição da salinidade; iii) degaseificação do CO_2 com domínio do íon HCO_3^- sobre o ácido carbônico (H_2CO_3); e iv) aumento de pH no sistema.

4.3 Modelo metalogenético

A evolução metalogenética do depósito Porteira apresenta estreita relação genética e espacial com intrusões graníticas metaluminosas, oxidadas, do tipo I, em ambiente de arco magmático. Os tipos e estilos de alteração hidrotermal identificados sugerem que a mineralização se desenvolveu a partir de um sistema magmático-hidrotermal (Fig. 24). Os dados geológicos e petrológicos obtidos neste trabalho indicam que o hornblenda-biotita monzogranito (1882 Ga) e seus produtos de alteração hidrotermal podem ser os principais responsáveis pelo transporte, deposição e/ou gênese dos metais e ligantes. Porém, as intrusões mais recentes, biotita monzogranito de 1,87 Ga, descrito no presente trabalho, e biotita granodiorito de 1,78 Ga (Silva et al. 2014)) não podem ser descartadas como possíveis contribuintes para a gênese do depósito. De acordo com o modelo proposto, o depósito Porteira é aqui classificado como depósito de ouro em veio geneticamente associado a granito cálcioalcalino oxidado.

A figura 24A representa proposta de origem e evolução do depósito a partir da cristalização do hornblenda-biotita monzogranito. A alteração potássica precoce nesse sistema provavelmente se desenvolveu a partir de fluidos exsolvidos do magma

durante a ascensão para níveis crustais mais rasos e cristalização. Essa alteração afeta a rocha de forma difusa, quando intensamente pronunciada, toda a mineralogia ígnea dá lugar a uma paragênese dominada por biotita hidrotermal. Subsequentemente ao processo de potassificação, zonas localizadas, onde provavelmente ocorreu maior arrefecimento e aumento nas concentrações de H₂O, CO₂ e razões aCa²⁺/aH⁺, deram lugar à alteração propilítica dominada por epidoto e clorita.

Com o sistema ainda sob condições de temperaturas próximas às da alteração propilítica, a instalação da estrutura N-S ocasionada pela mudança do regime de pressão litostática para hidrostática, proporcionou uma zona de alívio de pressão, para a qual houve intensa migração de fluido. Nessa zona de decompressão, quedas na temperatura e variações nas condições de pH, provavelmente foram responsáveis pela cristalização do veio mineralizado e conseqüentemente formação do halo sericítico. Vale ressaltar que a composição da encaixante pôde também ter exercido papel crucial nos processos mineralizantes, pois a interação do fluido com a rocha rica em Fe (hornblenda-biotita monzogranito) pôde ter ocasionado mudanças no pH e estado de redox do fluido, ocasionando desse modo a precipitação do minério.

As figuras 24B e 24C, apesar de mostrarem semelhança quanto ao desenvolvimento e evolução das alterações hidrotermais e mineralização, constituem modelos adicionais, para o caso de gênese associada à intrusão dos corpos graníticos mais jovens, os quais não foram identificados nos furos de sondagem. Nesse caso, as alterações hidrotermais e zona mineralizada desenvolvidos sobre o hornblenda-biotita monzogranito estariam relacionadas geneticamente a fluidos exsolvidos durante a instalação do biotita monzogranito, no Orosiriano, ou do biotita granodiorito, no Estateriano.

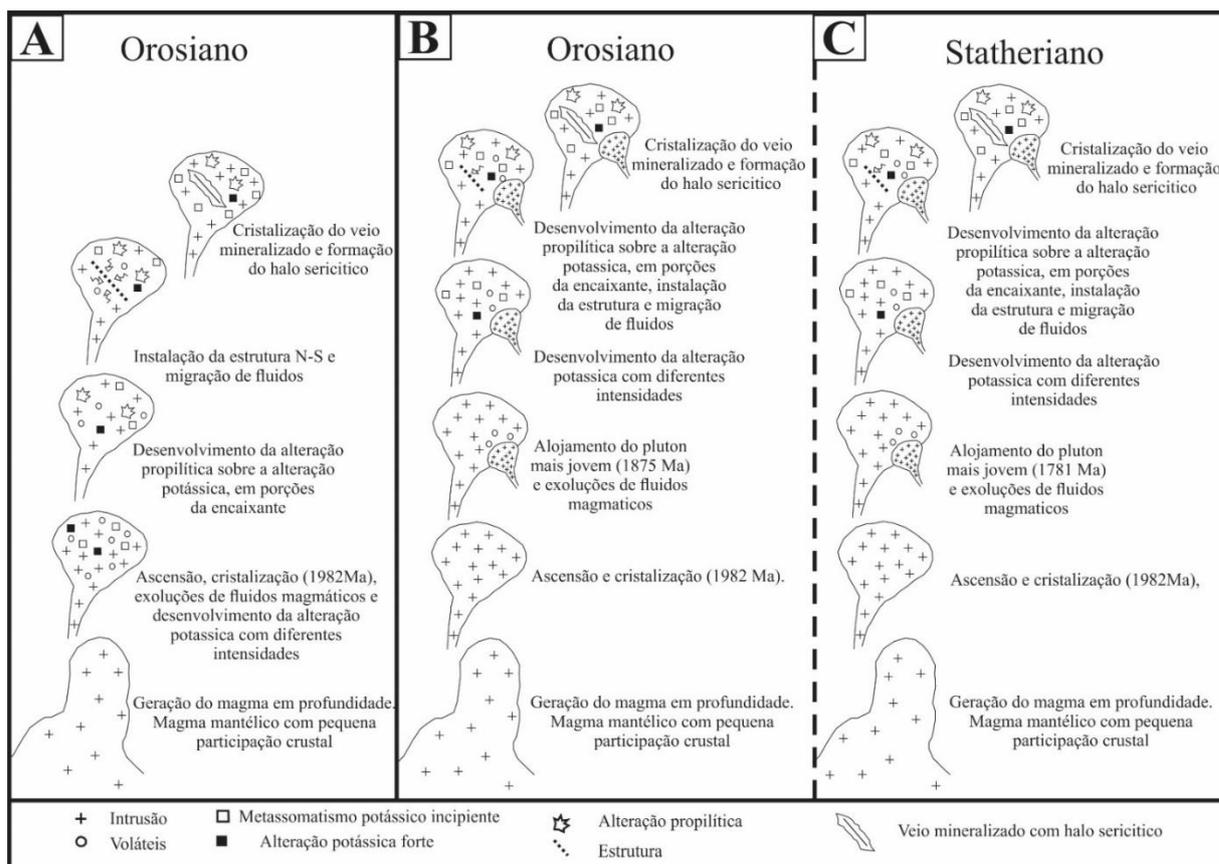


Figura 24. Esquema da evolução do sistema magmático-hidrotermal no Depósito Porteira. **A** – Proposta de evolução deste trabalho: evolução relacionada à colocação e alteração hidrotermal do hornblenda-biotita monzogranito no Orosiano. **B** e **C**. Propostas alternativas. **B** – Evolução associada à intrusão do biotita monzogranito no Orosiano. **C** – Evolução associada à intrusão do biotita granodiorito no Estateriano.

5. CONCLUSÕES

O Depósito Porteira foi gerado em contexto geológico associado à evolução de arcos magmáticos no Paleoproterozóico. A sua posição junto a centenas de depósitos hidrotermais relacionados a intrusões graníticas reforça atuação de intenso regime de fluidos na região. A rocha encaixante e aquelas que ocorrem no contexto do depósito são metaluminosas, apresentam afinidade cálcio-alcalina e mineralogia de granitos oxidados do tipo I.

Dados de geocronologia Re-Os em sulfeto (Assis, 2015) indicam um único evento mineralizante no leste da província durante o Estateriano, com duração de aproximadamente 10 Ma. Esses dados, caso confirmados, distinguem-se de propostas anteriores, que sugerem idades orosianas para alguns depósitos. Embora não conhecida a idade da mineralização, a cristalização do hornblenda-biotita monzogranito encaixante, bem como os tipos e estilos das alterações hidrotermais

desenvolvidas, sugerem que o magmatismo em torno de 1,98 Ma possa ter contribuído com a gênese do ouro no Depósito Porteira. Por outro lado, intrusões de corpos mais recentes (biotita mozogranito no Orosiano e biotita granodiorito no Statheriano) não podem ser descartadas como possíveis agentes mineralizantes.

Portanto, de acordo com os dados obtidos neste trabalho, o Depósito Porteira é aqui classificado como depósito de ouro em veio geneticamente associado a granitos calcialcalinos oxidados. Devem-se aprofundar os estudos para a melhor caracterização das condições físico-químicas da mineralização, além da melhor compreensão do papel de outros granitos como fonte de metais e ligantes. Os dados obtidos, além de contribuir para o melhor entendimento do Depósito Porteira e de depósitos semelhantes na Província Aurífera Alta Floresta, podem ser usados para elaborar e orientar modelos prospectivos na região e em terrenos proterozóicos semelhantes.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos laboratórios do Instituto de Geociências e ao laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília –UnB. A empresa Caldeira e Furini ME pelo acesso aos furos de sondagem e financiamento das análises geoquímicas contidas nesse trabalho.

REFERÊNCIAS

- Abdel-Rahman, A. M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magma. *Journal of Petrology*, **35**:525-541.
- Almeida, F. F. M; Hasui, Y; Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: 8º Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande, *Actas*, p. 363-391.
- Almeida, F.F.M., Nogueira Filho, J. D. V. 1959. Reconhecimento Geológico no Rio Aripuanã. Boletim DGM, n. 199. 44p.
- Amaral, G. 1974. *Geologia Pré-Cambriana da região Amazônica*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212p.
- Assis, R.R. 2011. *Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas*. MS Dissertation, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 428p.

Assis, R. R., Xavier, R. P., Paes de Barros, A. J., Barbuena, D., Trevisan, V. G., Ramos, G., Teixeira, R. V., Miguel-Jr, E., Rodrigues, R. M., Stabile, A., Santos, T. J. S., Miranda, G. M. T., Barros, M. A. S., Pinho, F. E. C. 2014. Metalogênese do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), cráton amazônico. In: Silva, M. G., Neto, M. B. R., Jost, H., Kuyumjian, R. M. (eds.). *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*. Belo Horizonte, CPRM, 589p.

Assis, R.R., 2015. Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), cráton amazônico: Litogeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos Fluidos. PhD Thesis, Universidade Estadual de Campinas, Instituto, Campinas, 326p.

Assis, R.R., Xavier, P.R., Barros, A.J.P., Barbuena, D., Júnior, E.M. 2012. Contexto geológico e litogeoquímica das unidades plutônicas-vulcânicas da região de União do Norte, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, **42**:130-161.

Barnes, H.L. 1997. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York, Wiley, 992 p.

Bettencourt, J. S., Juliani, C., Xavier, R. P., Monteiro, L.V.S., Bastos Neto, A. C., Klein, E.L., Assis, R.R., Leite Junior, W.B., Moreto, C.O.N., Fernandes, C. M. D., Pereira, V.P. 2016. Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: An overview of the present level of understanding and exploration significance. *Journal of South American Earth Sciences*, **68**:28-49.

Borodina, N.S., Fershtater, G.E., Voltyakov, S.L. 1999. The oxidation ratio of iron in coexisting biotite and hornblende from granitic and metamorphic rocks: the role of P, T and f(O₂). *Canadian Mineralogist*, **37**:1423-1429.

Boyle, R.W. 1979. The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element). Geological Survey of Canada, Ottawa 280p.

Cathelineau, M., Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, **91**:235-244.

Chappell, B. W., & White, A. J. R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian journal of earth sciences*, **48**(4): 489-499.

Clowe, C.A., Popp, R.K., Fritz, S.J. 1988. Experimental investigation of the effect of oxygen fugacity on ferric-ferrous ratios and unit-cell parameters of four natural clin amphiboles. *American Mineralogist*, **73**:487-499.

Colvine, A.C., Andrews, A.J., Cherry, M.E., Durocher, M.E., Fyon, A.J., M.J. Lavigne Jr, M.J., Macdonald, A.J., Marmont, S., K.H. Poulsen, Springer, J.S., Troop, D.G. 1984. *An integrated model for the origin of archean lode gold deposits*. Toronto, Ontario Geological Survey Open File Report 5524, 98p.

- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., Chappell, B. W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, **80**:189-200.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônica com base nos dados geocronológicos. In: 2º Congresso Geológico Chileno. Chile, *Actas*, p. 137-148.
- Cordani, U.G., Teixeira, W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geological Society of America Memoir*, **200**:297–320.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, **15**:396-407.
- Dardenne, M.A., Schobbenhaus, C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Editora Universidade de Brasília, 392p.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**:183-210.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1992. *An introduction to rock-forming minerals*. Essex. Longman Scientific e Technical. 696p.
- De Paolo, D. J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**:193-196.
- Doeblich, J. L., Zahony, S. G., Leavitt, J. D., Portacio Jr, J. S., Siddiqui, A. A., Wooden, J. L., Fleck, R. J., Stein, H. J. 2004. Ad Duwayhi, Saudi Arabia: Geology and Geochronology of a Neoproterozoic Intrusion-Related Gold System in the Arabian Shield. *Economic Geology*, **99**: 713-741.
- Faure, G. 1986. Principles of Isotope Geology. Second edition. *Wiley, New York*. p. 200-237.
- Foster, M. D. 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites: U.S. *Geological Survey Professional Paper 414-A*, 33p.
- Gioia, S. M. C. L., Pimentel, M. M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, **72**:219-245.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I. 2015, Orogenic Gold: Common Or Evolving Fluid And Metal Sources Through Time. *Lithos*, **233**:2–26.
- Groves, D. Goldfarb, R., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S., Robert, F. 1998, Orogenic Gold Deposits: A Proposed Classification In The Context Of Their Crustal Distribution And Relationship To Other Gold Deposit Types. *Ore Geology Reviews*, **13**:7–27.

Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*, **19**:67-81.

Hart, C.J.R., 2007. Reduced intrusion-related gold systems. In: Goodfellow, W.D., ed., Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*, **5**:95-112.

Hasui, Y., Haralyi, N.L., Schobbenhaus, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, p. 129-147.

Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., Marques de Almeida, F. F., Bartorelli, A. 2012. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, 900p.

Issler, R.S. 1977. Esboço geológico-tectônico do Cráton do Guaporé. *Brazilian Journal of Geology*, **7**:177-211.

Jackson, S.E., Pearson, N. J., Griffin, W.L., Belousova, E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**:47-69.

Jacobsen, S. B., Wasserburg, G. J. 1980. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, **50**:139-155.

Jica Mmaj. 2000. *Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Brazil, final report, Projeto Alta Floresta – MT*. Metal Mining Agency of Japan/Japan International Cooperation Agency. Japan, March, 213p.

Kreuzer, O P. 2005. Intrusion-Hosted Mineralization in the Charters Towers Goldfield, North Queensland: New Isotopic and Fluid Inclusion Constraints on the Timing and Origin of the Auriferous Veins. *Society of Economic Geologists. Economic Geology*, **100**:1583-1603.

Lacerda Filho, J.V., Filho, W. A., Valente, C. R., Oliveira, C. C., Albuquerque, M. C. 2004. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, CPRM, Goiânia, 200p.

Lang, J.R., Baker, T. 2001. Intrusion-related gold systems: The present level of understanding. *Mineralium Deposita*, **36**:477-489.

Leake, B.E. 1997. Nomenclature of Amphiboles: report of the subcommittee on Amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, **35**:219-246.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stenphenson, N.C.N., Whittaker, J.W. 2004. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the international mineralogical association's amphibole nomenclature. *Mineralogical Magazine*, **68**(1):209–215.

- Lindgren, W. 1933. *Mineral Deposits*. New York, Mcgraw-Hill Book Company, 930 p.
- Ludwig, K.R. 2001. *User's Manual for Isoplot/Ex version 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a, 55 p.
- McDonough, W.F., Sun, S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**:223-253.
- Middlemost, E. A. K. 1994. Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, **37**:215–224.
- Miguel Jr, E. 2011. *Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso*. MS Dissertation, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 86p.
- Moreton, L.C., Martins, E.G. 2005. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, CPRM, Brasília.
- Moura, M. A., 1998. *O maciço granítico Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): Petrologia, alteração hidrotermal e metalogenia*. PhD Thesis, Universidade de Brasília, Brasília, 294p.
- Moura, M.A., Botelho, N.F., Olivo, G.R., Kyser, T. Kurt. 2006. Granite-Related Paleoproterozoic, Serrinha Gold Deposit, Southern Amazonia, Brazil: Hydrothermal Alteration, Fluid Inclusion and Stable Isotope Constraints on Genesis and Evolution, Society of Economic Geologists. *Inc. Economic Geology*, 101:585-605.
- Moura, M.A., Botelho, N.F. 2002. Petrologia do magmatismo associado à ineralização do tipo ouro pórfiro da Província Aurífera Juruena-Teles Pires (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, **32**:377-386.
- Nachit, H. 1986. *Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes, applications typologiques*. PhD Thesis, Université de Bretagne occidentale, Brest, 181p.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H., Ohoud, M.B. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Géoscience*, **337**:1415-1420.
- Oliveira, F. V. 2015. *Chronus: Um novo suplemento para a redução de dados U-Pb obtidos por LA-MC-ICPMS*. MS Dissertation. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, 91p.
- Paes de Barros, A.J.P. 1994. *Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT*. MS Dissertation, Universidade de São Paulo, São Paulo, 145p.

- Paes de Barros, A.J.P. 2007. *Granitos Da Região De Peixoto De Azevedo - Novo Mundo E Mineralizações Auríferas Relacionadas - Província Aurífera Alta Floresta (MT)*. PhD Thesis Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, Campinas, São Paulo, 154p.
- Panteleyev, A. 1986. Ore deposits# 10. A Canadian Cordilleran model for epithermal gold-silver deposits. *Geoscience Canada*, **13**(2):101-111.
- Pearce, J. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**:120-125.
- 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*, **25**:956-983.
- Pimentel, M.M. 2001. *Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta*. Brasília, UnB, Relatório Interno.
- Pirajno, F. 1992. *Hydrothermal mineral deposits: Principles and fundamental concepts for the exploration geologists*. Berlin, Springer-Verlag, 709p.
- Pirajno, F. 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. *Economic Geology*, **104**:597–602.
- Robb, L. 2005. *Introduction to ore-forming processes*. Australia, Blackwell Publishing, 373p.
- Rodrigues, R.M. 2012. *Caracterização geológica e metalogenética do depósito X1 – Província Aurífera de Alta Floresta, região de Matupá (MT)*. MS Dissertation, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 70p.
- Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas and Brasil-Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (Eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, 169-226.
- Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Moura, M.A., McNaughton, N.J. 2002. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**:278-299.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, **3**:453-486.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L.A., Faria, M.S., Riker, S. R., Souza, M.M., Almeida, M.E., McNaughton, N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. In: 9º Simpósio de Geologia da Amazônia. *Seção Temática III*, Belém, CD-ROOM.
- Serrato, A.A.A. 2014. *Geocronologia e evolução do sistema hidrotermal do depósito aurífero de Juruena, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Brasil*. MS, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 83p.

- Shand, S. J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York, John Wiley e Sons.
- Sillitoe, R.H., Thompson, J.F.H. 1998. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Resource Geology*, **48**:237–250.
- Sillitoe, R.H. 2000. Gold-rich porphyry copper deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *Reviews in Economic Geology*, **13**:315-345.
- Sillitoe, R.H. 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, **105**:3-41.
- Silva, F. R., Barros, M. A. S., Pierosan, R., Pinho, F.E.C., Rocha, M. L. B. P., Vasconcelos, B. R., Dezula, S. E. M., Tavares, C., Rocha, J. 2014. Geoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) de granitos da região de Peixoto de Azevedo: Província Aurífera Alta Floresta, Mato Grosso. *Brazilian Journal of Geology*, **44**:433-455.
- Silva, F.R. 2014. *Geoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) de granitos da região de Peixoto de Azevedo – Província Aurífera de Alta Floresta – MT*. MS, Universidade Federal do Mato Grosso, Mato Grosso, 98p.
- Silva, M. G., Abram, M. B. 2008. *Projeto metalogênia da província aurífera Juruena – Teles Pires*, Mato Grosso, Goiânia, CPRM, 212 p.
- Sinclair, W. D. 2007. *Porphyry Deposits*: Mineral Deposits Division. Special Publication, p. 243.
- Skinner, B.J. 1979. The many origins of hydrothermal mineral deposits. In: Barnes, H.L. (eds.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, John Wiley e Sons, p 3–21.
- Souza, J.O., Frasca, A.A.S., Oliveira, C.C. 2005. *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta*. Relatório Integrado. Brasília, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 164p.
- Streckeisen, A.C. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**:1-33.
- Tassinari, C.C.G., 1996. *O mapa geocronológico do cráton amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 257 p.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, J.B.M. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174-182.
- Tassinari, C.C.G.; Macambira, J.B.M. 2004. A evolução tectônica do cráton amazônico in: *Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Beca. 673p.

Taylor, B. E. 2007. *Epithermal Gold Deposits: Mineral Deposits Division*. Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, v. 5, p. 113–139.

Taylor, R. 2009. *Ore Textures*. Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg. 282 p.

Trevisan, M.G., 2015. *Estudo comparativo entre mineralizações filonares de Au ± Cu e Au + metais base do setor leste da província aurífera de Alta Floresta (MT), cráton amazônico*. MS Dissertation, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 185p.

Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Quadt, A.V., Roddick, J.C., Spiegel, W. 1995. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, **19**:1–23.