



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



Departamento de Geologia e Recursos Naturais (DGRN)

Trabalho de Conclusão de Curso

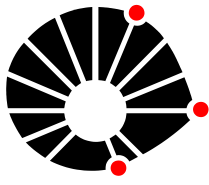
***Características geoquímicas de
plútons graníticos auríferos e
estéreis da Província Aurífera de
Alta Floresta (MT)***

UNICAMP

Aluna : Giseli Silva Ramos (IG/UNICAMP)

Orientador: Prof.º Dr. Roberto Perez Xavier (IG/UNICAMP)

Campinas (SP)
Dezembro de 2011



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



Departamento de Geologia e Recursos Naturais (DGRN)

Trabalho de Conclusão de Curso

***Características geoquímicas de
plútons graníticos auríferos e
estéreis da Província Aurífera de
Alta Floresta (MT)***

Giseli Silva Ramos (IG/UNICAMP)

UNICAMP

*Trabalho de Conclusão de Curso para
obtenção de Título de Bacharel em
Geologia pelo Instituto de
Geociências, Unicamp.*

Examinadores:

Prof. Dr^a Lena Virgínia Soares Monteiro

Prof. Dr^a Maria José Maluf de Mesquita

DEDICATÓRIA...

*Dedido a toda minha família e amigos pela
compreensão e força durante todos esses
anos!*

...

*Em especial à minha mãe Terezinha de Jesus Silva
Ramos, por ser minha melhor amiga e por
dividir comigo todos os momentos.
Dedico também ao meu irmão Denilton Silva
Ramos por me aconselhar e apoiar e
as minhas amigas Aline Lopes e
Taiane Becaro por serem
praticamente minhas irmãs.*

Primeiramente agradeço a Deus por ter guiado todos os meus passos até aqui, sempre me oferecendo as melhores portas abertas para eu entrar.

Sou imensamente grata a cada professor que dedicou um tempo da sua vida para compartilhar sua sabedoria comigo. Eu só tenho a agradecer e desejar que vocês continuem tendo paciência e vontade em ensinar aos outros muitos alunos que virão.

Agradeço em especial ao meu orientador, Dr. Roberto Perez Xavier, pela enorme paciência e dedicação que tem tido comigo desde a iniciação científica, além da confiança sempre depositada.

Ao meu co-orientador de iniciação científica: Dr. Antônio João Paes de Barros e ao co-orientador do trabalho de conclusão de curso: Prof. Dr. Elson Paiva, pelo apoio e dedicação durante as pesquisas desse trabalho.

Os meus mais sinceros agradecimentos ao Prof Dr. Celso Dal Ré Carneiro e Prof. Dr. Alfonso Schrank por terem me orientado em projetos de iniciação científica.

As técnicas em geoquímica Lúcia Helena dos Santos Carvalho, Margareth Sugano Navarro por toda base oferecida durante as etapas de geoquímica analítica, assim como ao geólogo e físico Rogério Marcon, por ter realizado as análises de difração de raios X.

Os meus mais sinceros agradecimentos à METAMAT e a Grabén Mineração pelo apoio logístico oferecido durante as atividades de campo do grupo de pesquisa da PAAF.

Durante a concepção deste trabalho muitas pessoas do grupo de pesquisa “*Evolução Crustal e Metalogênese*” contribuíram com os resultados, deste modo, agradeço: Amarildo Stabile, Emílio Miguel Júnior, Marco Delinardo, Rafael de Vasconcellos Teixeira, Rosana Rodrigues e Verônica Trevisan. Sou grata principalmente ao Ms Rafael de Assis, por sempre esclarecer as minhas dúvidas, além da paciência e eficiência ao transmitir os seus conhecimentos.

Finalmente, não poderia deixar de agradecer aos meus amigos de graduação, pelos momentos divididos durante esses 5 anos, em especial ao Bruno Figuinha e ao Francisco Campos: pela paciência, críticas construtivas e por ser tão solidários com os outros. Todos vocês do curso de geologia 07 foram essenciais.

Agradeço também a Taiane Becaro e Carolina Athayde por terem dividido a vida universitária comigo. Posso dizer que o convívio com vocês muito contribui para o meu amadurecimento.

Sou grata ao Gustavo Melo por compartilhar de minha história nesses últimos dois anos.

Também agradeço a todos paraguaçuenses que sempre me acompanham a onde quer que eu vá. Principalmente a minha família (Ramos, Silva e Custódio), sobretudo a minha mãe Terezinha de Jesus Silva Ramos por ter me apoiado quando decidi sair de casa e por ter acompanhado, mesmo que distante, cada passo conquistado. Além do meu irmão Denilton Silva Ramos e meu pai José Maria Ramos, por todo o incentivo e apoio financeiro durante esses cinco anos de graduação.

Obrigada a todos!

Resumo

A Província Aurífera Alta Floresta (PAAF) localiza-se na porção sul do Cráton Amazônico e abrange a região que engloba os municípios de Peixoto de Azevedo, Matupá, Guarantã e Novo Mundo, no norte do Mato Grosso. Essa província tem se constituído em um dos principais distritos produtores de ouro, em particular nas décadas de 80-90. Parcela considerável dos depósitos hospeda-se preferencialmente em granitos, portanto este trabalho consiste na análise comparativa das características geoquímicas de suítes graníticas auríferas e estéreis do setor leste da PAAF, agrupadas de acordo com suas respectivas idades, 1,95 Ga, 1,87 Ga e 1,75 Ga. O objetivo principal é identificar parâmetros geoquímicos que possam distinguir essas suítes, com implicações em modelos genéticos previamente propostos (e.g. tipo pórfiro ou tipo IRGS – *intrusion-related gold systems*) e na orientação de programas de exploração voltados a depósitos auríferos associados a sistemas graníticos na província.

Com o auxílio de métodos litogeoquímicos, combinados com a petrografia, considera-se que a afinidade e classificação geoquímica dos plútons auríferos e estéreis apresentam poucas diferenças. Em adicional, os resultados obtidos para esses depósitos auríferos exibem características metalogenéticas intermediárias entre os modelos genéticos conceituados na literatura (ouro pórfiro versus associado a sistemas intrusivos – *intrusion-related gold deposits*). Neste sentido, os principais atributos dos plútons, suas características geoquímicas, petrográficas, a evolução composicional e o estado redox, não se enquadram em um único modelo genético.

Abstract

Alta Floresta Auriferous Province (AFAP) is located in the southern portion of the Amazon Craton and covers the region encompassing the municipalities of Peixoto de Azevedo, Matupá, Guarantã and New World, in northern Mato Grosso. This province has constituted one of the main producers of gold districts, particularly in the decades of 80-90. Considerable number of deposits is hosted preferentially in granites, so this work is the comparative analysis of the geochemical characteristics of auriferous and barren granite suites of the eastern sector of the AFAP, grouped according to their ages, 1.95 Ga, 1.87 Ga and 1.75 Ga. The main objective is to identify geochemical parameters that may distinguish these suites, with implications for genetic models previously proposed (eg porphyry type or type IRGs - intrusion-related gold systems) and the direction of exploration programs aimed at gold deposits associated with granitic systems in the province. With the help of litogeoquímicos methods, combined with petrography, it is considered that the affinity and geochemical classification of auriferous and barren plutons show little difference. In addition, the results obtained for these metallogenic gold deposits exhibit characteristics intermediate between the genetic models conceptualized in the literature (versus gold porphyry systems associated with intrusive - intrusion-related gold deposits). In this sense, the key attributes of the plutons, their characteristics, geochemical, petrographic, compositional evolution and redox state, do not fit into a single genetic model.

Sumário

1.	INTRODUÇÃO	1
1.1-	Apresentação	1
1.2-	Justificativa e Objetivo	2
1.3-	Localização e Vias de Acesso	2
2.	MATERIAIS E MÉTODOS	4
2.1-	Trabalho de Campo, Amostragem e Estudos de Caso.....	4
2.2-	Embasamento Teórico - Modelo Metalogenético	4
2.3-	Petrografia e Difração de Raios X.....	5
2.4-	Geoquímica de Rocha Total	6
2.5-	Determinação da Porcentagem de FeO	6
3.	CONTEXTO GEOLÓGICO	7
3.1-	Unidades Litológicas	7
3.1.1-	Embasamento.....	7
3.1.2-	Granito Nhandu.....	8
3.1.3-	Granito Matupá	8
3.1.4-	Suíte Intrusiva Flor da Serra	9
3.1.5-	Granito Novo Mundo.....	9
3.1.6-	Suíte Colider	10
3.1.7-	Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires.....	10
4.	PETROGRAFIA	11
4.1-	Rochas graníticas de 1,95 Ga: características petrográficas.....	11
4.1.1-	Monzonito Pé Quente	11
4.1.2-	Tonalito Pé Quente	12
4.1.3-	Granito Aragão	13
4.1.3-	Granito Flor da Mata	14
4.2-	Rochas graníticas de 1,87 Ga: características petrográficas.....	14
4.2.1-	Tonalito X1	14
4.2.2-	Granito Matupá	15
4.2.3-	Suíte Granodiorítica União do Norte	15
4.3-	Rochas graníticas de 1,75 Ga: características petrográficas.....	16
4.3.1-	Pórfiro União do Norte	16
4.3.2-	Granito Teles Pires.....	17
	LITOGEOQUÍMICA	18

5.	ASSINATURAS GEOQUÍMICAS DOS GRANITÓIDES DE 1,95 GA:	18
5.1-	Elementos Maiores e Menores	19
5.2-	Elementos Traços e Terras Raras	21
5.3-	Classificação Magmática e Ambiente Tectônica.....	25
5.4-	Evolução Composicional.....	29
5.5-	Estado de Oxidação	30
6.	ASSINATURAS GEOQUÍMICAS DOS GRANITÓIDES DE 1,87 GA	32
6.1-	Elementos Maiores e Menores	32
6.2-	Elementos Traço e Terras Raras.....	34
6.3-	Classificações Magmáticas e Ambiente Tectônica.....	38
6.4-	Evolução Composicional.....	40
6.5-	Estado de Oxidação	41
7.	ASSINATURAS GEOQUÍMICAS DOS GRANITÓIDES DE 1,75 GA	42
7.1-	Elementos Maiores e Menores	42
7.2-	Elementos Traço e Terras Raras.....	44
7.3-	Classificações Magmáticas e Ambiente Tectônica.....	47
7.4-	Evolução Composicional.....	50
7.5-	Estado de Oxidação	52
8.	DISCUSSÃO.....	53
8.1-	Comparação entre os Plútons Mineralizados e Estéreis da PAAF	53
	Granitos de idade 1,95 Ga.....	53
	Granitos de idade 1,87 Ga.....	54
	Granitos de idade 1,75 Ga.....	55
8.2-	Comparação entre os plútons graníticos mineralizados de idade diferente.....	55
8.3-	Tipologia dos depósitos.....	57
9.	CONCLUSÃO	61
10.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63
11.	ANEXOS.....	67

sienogranito, provenientes de fonte crustal e arqueana, e que possivelmente se alojaram em ambiente de arco (Paes de Barros, 2007).

Os métodos litogeoquímicos contribuem para a exploração e prospecção de ouro, na medida em que aponta as afinidades geoquímicas e metalogenética das rochas combinadas com os eventos geológicos. Entretanto, tal apoio da geoquímica só é efetivo quando há participação de outras informações, como as de natureza geológica e petrológica.

Nesse cenário, a proposta desse trabalho centraliza-se na comparação das principais características geoquímicas de plútons graníticos estéreis e mineralizados da PAAF, em especial do seu setor leste, onde se concentra um número significativo de depósitos auríferos, com resultados que possam ter implicações metalogenéticas e prospectivas.

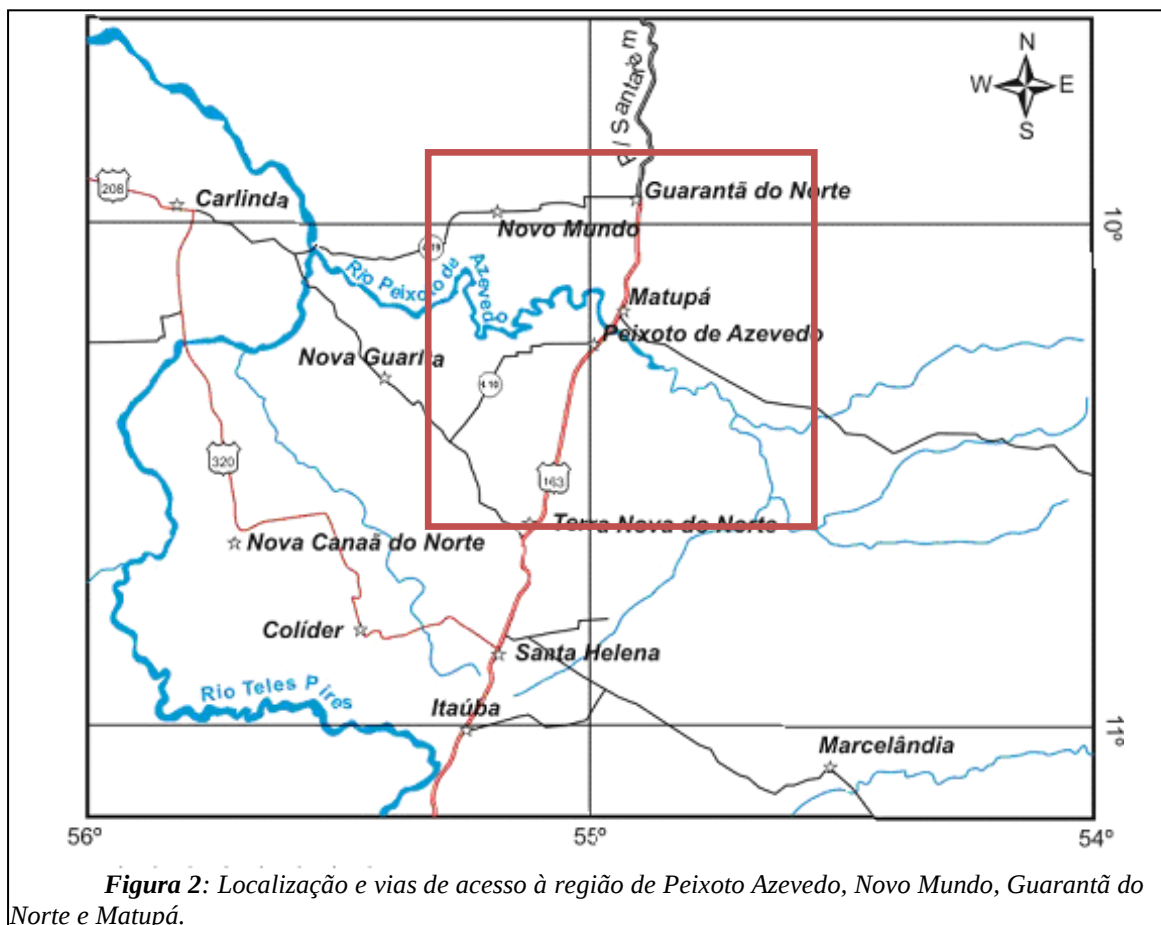
1.2- Justificativa e Objetivo

A associação entre suítes graníticas e mineralizações auríferas, tendo o setor leste da PAAF como estudo de caso, tem sido a temática de pesquisadores e alunos de graduação e pós-graduação do grupo de pesquisa em Evolução Crustal e Metalogênese do IG/UNICAMP desde 2003. Como consequência, o mapeamento geológico auxiliado por geofísica e sensoriamento remoto, em conjunto com dados geoquímicos e geocronológicos (U-Pb e Pb-Pb em zircão) têm resultado até o presente momento na individualização de vários corpos graníticos hospedeiros de mineralizações auríferas disseminadas que estão sendo investigados de forma sistemática (Paes de Barros, 2007; Vitória, 2010; Assis, 2011; Barbuena, 2011; Miguel, 2011; Ramos, 2011).

O trabalho pretende se utilizar de dados existentes e adquiridos nesse estudo de geoquímica de elementos maiores, traço e terras raras de plútons graníticos investigados no setor leste da PAAF, com a meta de se testar parâmetros que possam distinguir plútons auríferos de estéreis. Os resultados podem fornecer subsídios para uma melhor avaliação do modelo genético para esses depósitos auríferos (ouro pórfiro versus associado a sistemas intrusivos – *intrusion-related gold deposits*), assim como auxiliar em atividades prospectivas.

1.3- Localização e Vias de Acesso

A região estudada situa-se na porção centro norte do Estado de Mato Grosso e abrange as seguintes sedes municipais, todas elas localizadas na porção norte do Estado de Mato Grosso: Matupá, Peixoto de Azevedo, Novo Mundo, Guarantã do Norte e União do Norte (Fig. 2).



A maioria dos granitos estão entre as cidades de Peixoto de Azevedo e Novo Mundo, a cerca de 730 Km da capital de Mato Grosso, Cuiabá. O acesso à área é facultado por estradas de rodagem asfaltadas com razoáveis condições de manutenção. A partir de Cuiabá - MT, o acesso é feito pela rodovia BR-364 (Cuiabá - Santarém) que intercepta as principais cidades e corta a área estudada longitudinalmente.

Entre os granitos mineralizados, o Monzonito Pé Quente localiza-se quase nos limites entre os municípios de Peixoto de Azevedo e Terra Nova do Norte, assim como o Tonalito Pé Quente. Já o Granito Aragão aflora a sudoeste da cidade de Novo Mundo, enquanto que o Tonalito X1 encontra-se entre as cidades de Matupá e Guarantã do Norte e o Granito Matupá localiza-se na cidade de Matupá. E por último o Pórfiro União do Norte se localiza na Agrovila de União do Norte.

Em relação aos granitos estéreis, o Granito Flor da Mata, assim como o Teles Pires de Novo Mundo localizam-se a nordeste da cidade de Novo Mundo, enquanto que a Suíte

Granodiorítica, do mesmo modo que o Pórfiro União do Norte, está localizada na Agrovila União do Norte.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1- Trabalho de Campo, Amostragem e Estudos de Caso

O desenvolvimento deste trabalho compreendeu essencialmente a compilação de dados geoquímicos, publicados e/ou disponíveis, de suítes graníticas portadoras de mineralizações auríferas ou estéreis do setor leste da PAAF. Essa compilação baseou-se em dados geoquímicos obtidos nos trabalhos de Moura & Botelho (2002), Assis (2008), Silva & Abram (2008), Vitório (2010), Assis (2011) e Ramos (2011). Apesar de ter sido um trabalho de compilação, novos dados geoquímicos também foram gerados nesse estudo. Em etapa de campo realizada no período de 12 a 22 de julho de 2011, rochas graníticas hospedeiras (suíte tonalítica) do depósito aurífero Pé Quente foram descritas e amostradas em furos de sondagem. Esse depósito encontra-se atualmente em exploração e avaliação econômica pela Graben Mineração Ltda. Além disso, amostras de tonalito–granodiorito hospedeiros da mineralização aurífera do depósito X1, descritos em Rodrigues (in prep.) foram também analisados nesse trabalho e os resultados incorporados ao banco de dados.

Deste modo, durante a execução deste estudo foi realizado análise dos dados geoquímicos e petrográficos, das suítes graníticas da PAAF, as quais foram individualizadas em três grupos, de acordo com a idade (*Tabela 1*).

Tabela 1: Unidades analisadas individualizadas de acordo com a idade.

Grupo 1		Grupo 2		Grupo 3	
Rochas graníticas de 1,95 Ga		Rochas graníticas de 1,87 Ga		Rochas graníticas de 1,75 Ga	
Mineralizados	Estéril	Mineralizados	Estéril	Mineralizado	Estéril
Monzonito Pé Quente	Granito Flor da Mata	Tonalito X1	Granodiorito União do Norte	Pórfiro União do Norte	Granito Teles Pires
Tonalito Pé Quente		Granito Matupá			
Granito Aragão					

2.2- Embasamento Teórico - Modelo Metalogenético

Os plútons graníticos do leste da PAAF são portadores de características análogas a dois modelos genéticos para depósito de Au, previamente propostos: ouro pórfiro (Moura,

1998; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010; Assis, 2011) e IRGS (Thompson *et al.*, 1999; Paes de Barros, 2007).

Os depósitos do tipo pórfiro estão relacionados à: (i) ambientes de arcos vulcânicos e/ou continentais; (ii) em rochas graníticas do tipo I, epizonais a mesozonais (iii) com magma de composição intermediária a félsica; (iv) associados ao magmatismo cálcio-alcálico, (v) metaluminoso, (vi) e magnésiano. Além disso, são normalmente associadas a atividades magmáticas de natureza hidratada a levemente oxidada, apresentando fases acessórias como: magnetita, apatita e titanita. O estilo da mineralização representa o nível relativamente mais raso, com zoneamento na alteração hidrotermal bem definido (alteração sódica, potássica, fílica e propílica) (Pirajno, 1992; Sillitoe, 1991; Corbett & Leach 1998; Seedorff *et al.*, 2005; Robb, 2006; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010).

O modelo metalogenético do tipo IRGS (*Intrusion-Related Gold Systems*) corresponde a (i) ambiente orógeno acrescionários e colisionais associados à subducção, (ii) com intrusões de natureza meta a peraluminosas (iii) e magmatismo não cálcio-alcálico, (iv) de composição intermediária a félsica (granodiorito-granito), (v) associados a importantes depósitos de W e Sn, (vi) com baixa concentração de sulfetos (< 5% em volume) . Em complemento, são intrusões pertencentes à série da ilmenita (magnetita rara ou ausente), indicativas de condição redox moderadamente redutora para o magma granítico; com paragêneses que se desenvolveram nessas condições: arsenopirita , pirita e pirrotita. O estilo da mineralização ocorre em halos hidrotermais estreitos e pouco desenvolvidos (fluxo mais confinados do fluido) (Thompson *et al.*, 1999).

2.3- Petrografia e Difração de Raios X

Os plútons investigados foram objetos de descrição petrográfica visando sua caracterização mineralógica principal e o grau de alteração hidrotermal, para avaliar possíveis efeitos nos resultados da geoquímica. Essa fase foi realizada com o auxílio do Microscópio Eletrônico de Varredura do IG/UNICAMP e difratometria de Raios X do Laboratório de Preparação e Caracterização de Materiais do Instituto de Física Gleb Watagin–UNICAMP (LPCM – IFGW). Essa última técnica foi aplicada para caracterização das fases minerais e classificação modal de algumas suítes graníticas, como o tonalito Pé Quente e tonalito X1. As análises qualitativas foram realizadas utilizando-se do banco de dados do programa X'Pert Highscore v1.0b, enquanto que o refinamento Rietveld, utilizado na quantificação das fases minerais identificadas, foi obtido a partir do programa de uso livre **MAUD** (*Materials*

Analysis Using Diffraction), e dos arquivos de dados CIF (*Crystallographic Information File*) provenientes do COD (*Crystallography Open Database*) (Marcon, 2010).

2.4- Geoquímica de Rocha Total

Embora os dados geoquímicos para alguns plútons graníticos estejam disponíveis em trabalhos anteriores, um conjunto de 40 amostras, sendo 10 representantes do tonalito Pé Quente, 10 do tonalito X1, 10 do monzo-granito Flor da Mata e 10 do granito Teles Pires, foram analisadas para elementos maiores, menores e traço.

Na tentativa de reduzir e/ou eliminar possíveis fontes de contaminação, foi feito à remoção das porções intemperizadas. Posteriormente, realizou-se a britagem em um triturador de mandíbulas modelo Pulverisette II, da Fritsch, que foi acompanhada pelo quarteamento das amostras. Este procedimento é repetido o número de vezes necessário para homogenizar as amostras. Posteriormente, a amostra é encaminhada para moagem em um moinho do tipo planetário. A etapa de preparação (britagem e moagem) foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do IG/UNICAMP.

Após a realização de todas as etapas previamente descritas, as amostras foram enviadas para as análises no Laboratório Acme Labs. O método analítico empregado foi ICPES (espectrometria de emissão por plasma indutivamente acoplado) para elementos maiores e ICP-MS (espectrometria de massas com fonte de plasma indutivamente acoplado) para os elementos traço, a partir de alíquotas de 0,2 g de amostras previamente digeridas em solução nítrica diluída e fundidas com etaborato/tetraborato de lítio.

2.5- Determinação da Porcentagem de FeO

A determinação da porcentagem de FeO foi realizada nas amostras de rochas utilizando espectrofotometria após complexação com 1,10-fenatrolina. Todos os plútons graníticos passaram por essa análise, exceto o Granito Matupá, devido à ausência de amostras.

As análises da porcentagem de FeO foram realizadas no Laboratório de Geoquímica do IG/UNICAMP. As amostras foram dissolvidas com auxílio de uma mistura de ácidos sulfúrico e fluorídrico. Após complexação com 1,10-fenatrolina foi realizada a determinação de %FeO nas amostras de rochas utilizando espectrofotometria. As medições foram realizadas em espectrofotômetro da marca Micronal, modelo B382, utilizando lâmpada de Tungstênio e comprimento de onda de 510nm.

Para uma melhor avaliação da qualidade das análises e confiabilidade dos resultados é realizado o controle de qualidade através da análise dos seguintes materiais de referência:

MA-N (granito – Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques), GSR-1 (granito - Institute of Geophysical and Geochemical Exploration), GS-N (granito - Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques), além da utilização de duplicada de algumas amostras durante a análise. Os resultados obtidos são confiáveis, uma vez que essas amostras mostram pequena variação.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), como dito anteriormente, está localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico, no setor centro-norte do Estado do Mato Grosso. A gênese do Cráton Amazônico ainda é controversa e, portanto diferentes compartimentações geotectônicas foram propostas para a sua evolução. A hipótese adotada neste trabalho é a proposta por Tassinari & Macambira (1999), na qual a PAAF estaria situada entre os limites das Províncias Geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga). Independentemente da compartimentação, os dados geológicos, geoquímicos e isotópicos indicam que as unidades plutono-vulcânicas que compõem essas províncias foram geradas em ambiente de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agregaram progressivamente ao protocráton formado pela Província Amazônia Central no decorrer do Paleoproterozóico (Tassinari & Macambira 1999; Souza *et al.*, 2005; Santos *et al.*, 2006; Silva & Abram 2008).

A ocorrência de uma série de rochas vulcânicas e plutônicas, de idade paleoproterozóica, além de rochas sedimentares clásticas Mesoproterozóicos constituí a PAAF. As unidades plutono-vulcânicas encontram-se representadas em escala regional pelo granito Nhandu (1.889-1.879 Ma), Suíte Intrusiva Matupá ((1.872 ±12 Ma), Suíte Intrusiva Flor da Serra (idade indeterminada), Novo Mundo (1.964 ±1 Ma), Suíte Colíder (1,786-1.781 Ma) e Suíte Intrusiva Teles Pires (1.782 a 1.757 Ma) (Santos, 2000; Souza *et al.*, 2005; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008).

3.1- Unidades Litológicas

3.1.1- Embasamento

O embasamento, denominado de Complexo Cuiú-Cuiú, (Moreton & Martins, 2005), consiste de granitóides de composição granítica a monzogranítica, de gnaisses graníticos a tonalíticos, além de xistos, rochas máficas e ultramáficas, BIFs e migmatitos (Dardenne & Schobbenhaus, 2000). Inclui também anfibolitos e ortognaisses com bandamento composicional, apresentam composição monzonítica, tonalítica e granítica, parcialmente

migmatizados, que ocorrem ao longo de estreitas, alongadas e descontínuas faixas associadas a zonas de cisalhamento transcorrentes de direção geral NW-SE, zonas de falhamento N-S, ou englobadas por granitóides e rochas básicas (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005). Datação U-Pb em zircão pelo método SHRIMP em ortognaisse granítico revelou idade de 1.992 ± 7 Ma (Souza *et al.*, 2005), semelhante com as idades U-Pb SHRIMP (2.005 ± 7 Ma) e U-Pb convencional (2.033 Ma), obtidas por Santos *et al.*, (2000) em rochas desta unidade, porém, aflorantes na Província do Tapajós.

São raras as ocorrências do embasamento na região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo, tal fato ocorre devido ao aplainamento do relevo e o desenvolvimento de solo espesso. Entretanto, as poucas manifestações descritas por Paes de Barros (2007) são representadas por granitóides cálcio-alcálicos, metaluminosos a fracamente peraluminosos, de composição quartzo diorítica, tonalítica a granodiorítica, que sinalizam a presença de um embasamento heterogêneo e, portanto, correlacionável ao Complexo Xingu.

3.1.2- Granito Nhandu

O granito Nhandu é caracterizado como magnetita-biotita monzogranito e sienogranito de afinidade cálcio-alcálica, com enclaves de diorito a quartzo-monzodiorito, além de granitos sub-vulcânicos subordinados, quartzo sienito finos e granofíricos (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005). Trata-se de rochas metaluminosas a peraluminosas, álcali-cálcicas a cálcio-alcálicas, subalcálicas, de médio K e enriquecidas em FeO_t (Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007), com ambiente tectônico interpretado como pós-colisional a intra-placa (Silva & Abram, 2008).

Hospeda mineralizações auríferas primárias (*e.g.* garimpos Natal e Trairão), com presença de alteração potássica, acompanhada de precipitação de sulfetos e magnetita. A idade do granito Nhandu está entre 1.889 ± 17 Ma e $1.879 \pm 5,5$ Ma (U-Pb em zircão) (Silva & Abram, 2008).

3.1.3- Granito Matupá

Moreton & Martins (2003) adotaram como Suíte Intrusiva Matupá um agrupamento de corpos, compreendido de quatro fácies graníticas, os quais foram individualizados com base em assinaturas gamaespectométricas. As fácies incluem biotita granito e biotita monzogranito porfiríticos (*fácies 1*); hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito e hornblenda monzodiorito (*fácies 2*); clinopiroxênio-hornblenda monzogranito e clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito magnético (*fácies 3*); e granito, biotita granito e monzogranito com microgranito e granófiros subordinados (*fácies 4*) (Moura, 1998; Moreton & Martins, 2005;

Souza *et al.*, 2005). Sendo que as *fácies* 1 e 2 hospedam mineralizações auríferas, sendo o Depósito de Serrinha o exemplo melhor investigado (Moura *et al.*, 2006).

O Matupá apresenta composição cálcio-alcálica, metaluminosa a peraluminosa, semelhante aos granitos tipo I, além de ETR que exibem um padrão fortemente fracionado e forte anomalia negativa de Eu (Moura, 1998; Souza *et al.*, 2005). Uma idade Pb-Pb em zircão de 1.872 ± 12 Ma foi obtida em rochas da *fácies* 1, de idades modelo (T_{DM}) entre 2,34-2,47 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ que variam de -2,7 a -4,3 (Moura, 1998).

3.1.4- Suíte Intrusiva Flor da Serra

A Suíte Intrusiva Flor da Serra apresenta característica geoquímica tanto de toleióitos continentais intra-placa quanto das séries cálcio-alcálicas de arcos vulcânicos Moura & Botelho (2002); Silva & Abram (2008) e Souza *et al.*, (2005). Na ausência de dados geocronológicos, Souza *et al.*, (2005) utilizam-se do conjunto dos dados de cartografia geológica (tipos de rochas que compõem a suíte), de uma idade T_{DM} de 2.336 Ma (em gabro) e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -2,08, para correlacioná-la com a Suíte Ingarana da Província Aurífera do Tapajós, de idades 1.887 ± 3 Ma (Pb-Pb em zircão; Vasquez, 2000) e 1.879 ± 3 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão; Santos, 2000). Em complemento, relações geológicas obtidas por Moreton & Martins (2005) indicam que a Suíte Flor da Serra é intrusiva na Suíte Matupá, o que indicaria ser mais jovem. Logo, a idade dessa suíte ainda permanece indefinida.

3.1.5- Granito Novo Mundo

O granito Novo Mundo apresenta conspícua orientação da matriz, denotada pela recristalização e orientação de cristais de quartzo, sugere que seu alojamento deve ter ocorrido com controle estrutural, sob regime de tensões, provavelmente associado a estágios tardios do desenvolvimento de zonas de cisalhamento, que delimitam as bordas NE e SW deste corpo.

A principal *fácies* do granito Novo Mundo consiste de sienogranito, equigranular, leucocrático, com estrutura orientada, evidência da pelo estiramento de cristais de quartzo, que se mostram de tonalidade azul, principalmente quando o sienogranito constitui hospedeiro mais proximal das mineralizações auríferas do depósito de Novo Mundo.

Paes (2007) obteve duas idades para o granito Novo Mundo, uma no sienogranito da porção central 1.964 ± 1 Ma e outra no monzogranito da borda sul do corpo 1.970 ± 3 Ma, essas idades foram interpretadas como representativas do intervalo de cristalização deste granito.

3.1.6- Suíte Colider

Lacerda Filho *et al.*, (2004) denominaram de Suíte Colider às rochas vulcânicas félsicas, de composição ácida a intermediária que ocorrem acompanhando a borda dos grábens dos Caiabis e Cachimbo. De modo geral, correspondem as rochas cálcio-alcalinas de alto potássio, peraluminosas a metaluminosas, que exibem afinidade geoquímica com as séries graníticas orogênicas (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005). Essa unidade exhibe contatos tectônicos com a Suíte Intrusiva Matupá e o Granito Nhandu.

Datações em riolito porfirítico da Suíte Colider pelo método U-Pb em zircão revelam idades de 1.786 ± 17 Ma (JICA/MMAJ, 2000) e de 1.781 ± 8 Ma (Pimentel, 2001). Silva & Abram (2008) obtiveram idade LA-ICP-MS em zircão de $1.785 \pm 6,3$. Souza *et al.*, (2005) por sua vez, obtiveram idades modelo (T_{DM}) de 2,34 Ga, com $\epsilon_{Nd(t)}$ de -3,75. Moreton & Martins (2003) adotaram a denominação de Suíte Colider para o vulcanismo ácido a intermediário que ocorre no âmbito da Folha Vila Guarita (SC.21-Z-B), com seção tipo na borda do gráben dos Caiabis, onde reportam essas rochas aos riolitos da borda do gráben dos Caiabis, com idades U-Pb de 1796 ± 3 Ma e 1773 ± 9 Ma.

3.1.7- Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires

De acordo com Pinho (2002) a denominação de Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires compreende um conjunto de litologias vulcânicas, plutônicas e pirocláticas. Assim sendo, a Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires, inclui as seguintes unidades: (a) vulcânicas Teles Pires (VTP), que consistem de derrames de lavas félsicas a intermediárias; (b) tufos Braço Sul (TBS); (c) sedimentos Braço Sul (SBS), contendo ortoquartzitos, arenitos arcoseanos, arenitos lito-feldspáticos e grauvacas líticas e; (d) granitos do tipo Teles Pires.

Entre todas essas unidades citadas como parte da Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires, apenas o granito Teles Pires será objeto de descrição detalhada, considerando o enfoque deste trabalho.

O Granito Teles Pires é intrusivo em todas as unidades anteriores ocorrem como batólitos e *stocks* da Suíte Intrusiva Teles Pires, com cor avermelhada, isotrópicos, de granulação fina a grossa, equigranulares a porfiríticos, por vezes granofíricos e predominantemente alaskíticos (Silva *et al.* 1980). Possui afinidade com granito do tipo A, de natureza cálcio-alcalina de médio a alto potássio, metaluminosa a peraluminosa, que correspondem a intrusões pós-colisionais com idades U-Pb em zircão de 1.757 ± 16 Ma e 1.782 ± 17 Ma, além de T_{DM} de 1,94 a 2,28 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -3,4 a +3,0, que indicam magmas de

origem mantélica com forte envolvimento de material crustal (Santos, 2000; Pinho *et al.*, 2003; Silva & Abram, 2008).

Recobrando essas unidades plutono-vulcânicas encontram-se sequências de arenito e arenito arcoseano, ambos de granulometria média, com frequentes níveis conglomeráticos e que pertencentes a Formação Dardanelos (Grupo Caiabis) (Assis 2008). Idades U-Pb em cristais de zircão detrítico estão compreendidas entre 1.987 ± 4 Ma a 1.377 ± 13 Ma (Saes & Leite, 2003), sugerindo a idade máxima de 1,44 Ga como representativa para o início da sedimentação da Formação Dardanelos (Souza *et al.*, 2005).

4. PETROGRAFIA

Esse capítulo destina-se a caracterização petrográfica das unidades analisadas detalhadamente, sendo aqui individualizadas em três grupos, agrupadas de acordo com suas respectivas idades.

4.1- Rochas graníticas de 1,95 Ga: características petrográficas

4.1.1- Monzonito Pé Quente

Principal hospedeiro de diversos corpos auríferos do depósito Pé Quente, sendo composto essencialmente de (i) monzonito e quartzo monzodiorito e (ii) quartzo diorito e monzodiorito (Assis 2011).

O monzonito e quartzo monzodiorito são rochas leucocráticas, isotrópicas, não magnéticas e de granulação média a grossa (Fig.3). A textura dominante é granular hipidiomórfica, com cristais inequigranulares, e subordinadamente, textura porfirítica, com fenocristais de plagioclásio e ortoclásio-microclínio (Fig. 4a e b).

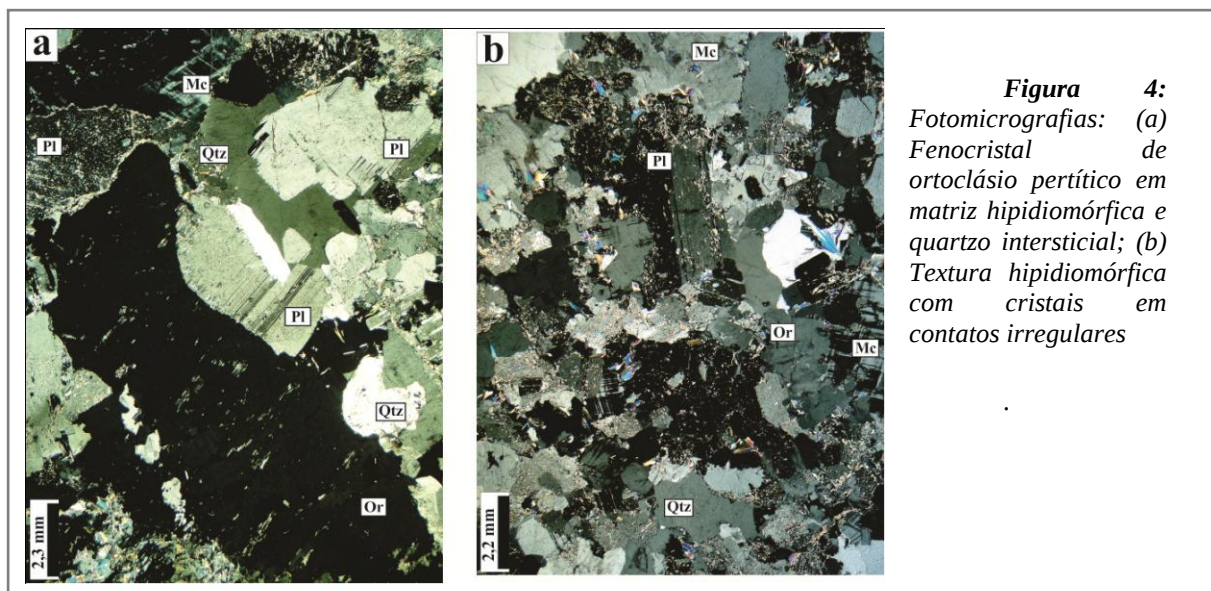
Apatita e zircão aparecem como fases acessórias e rutilo e hematita como secundárias. Alteração sódica com albita substituindo plagioclásio e ortoclásio-microclínio, como também quartzo hidrotermal ocorrem de forma restrita.

O quartzo diorito e monzodiorito são rochas isotrópicas, não magnéticas, com granulação variando de fina a média e coloração ligeiramente esverdeada, devido à alteração



Figura 3 : Monzonito isotrópico, cinza-claro e de granulação média. Foto extraída de Assis (2011).

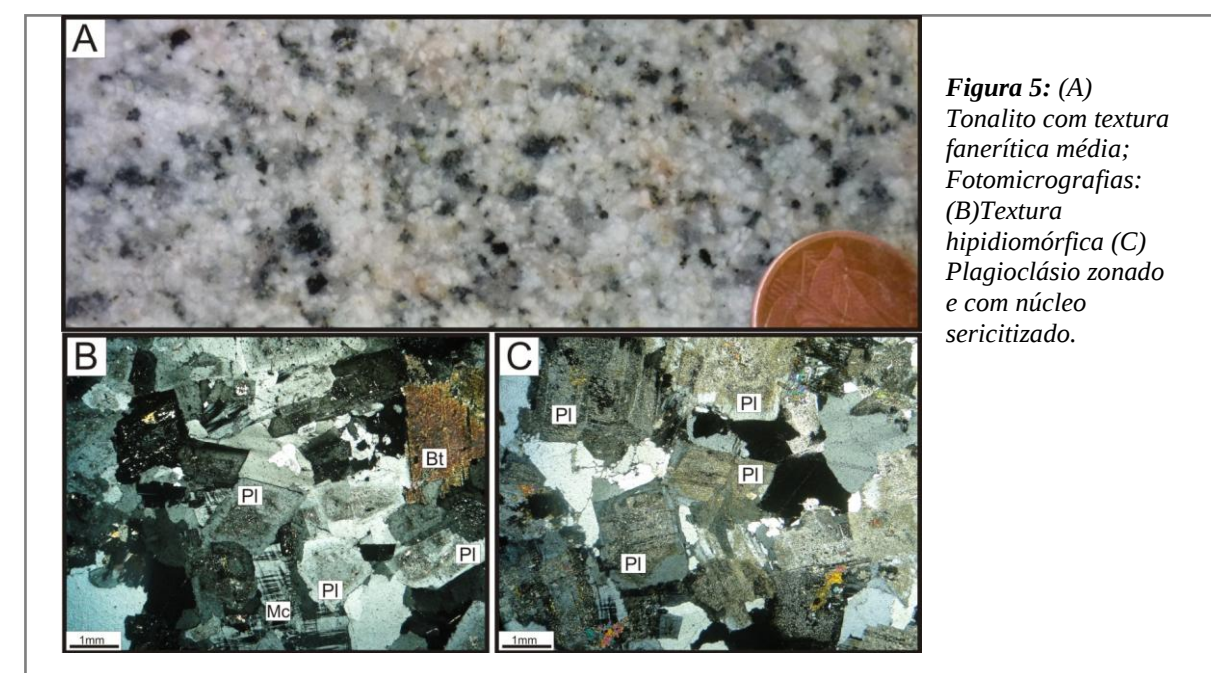
clorítica. A rocha é basicamente constituída por plagioclásio e subordinadamente por feldspato alcalino (ortoclásio > microclínio) e quartzo. As fases acessórias incluem rutilo e zircão e os minerais secundários são muscovita, sericita, calcita, clorita e pirita. As texturas observadas são holocristalina, inequigranular a panidiomórfica.



4.1.2- Tonalito Pé Quente

A rocha é leucocrática, com textura fanerítica média, inequigranular, isotrópica e não magnética (Fig. 5a). Em lâmina apresenta matriz holocristalina, textura hipidiomórfica e granulação média (Fig.5b).

Os principais minerais constituintes são plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino e como máfico, a biotita. Como fases acessórias ocorrem principalmente titanita e apatita.



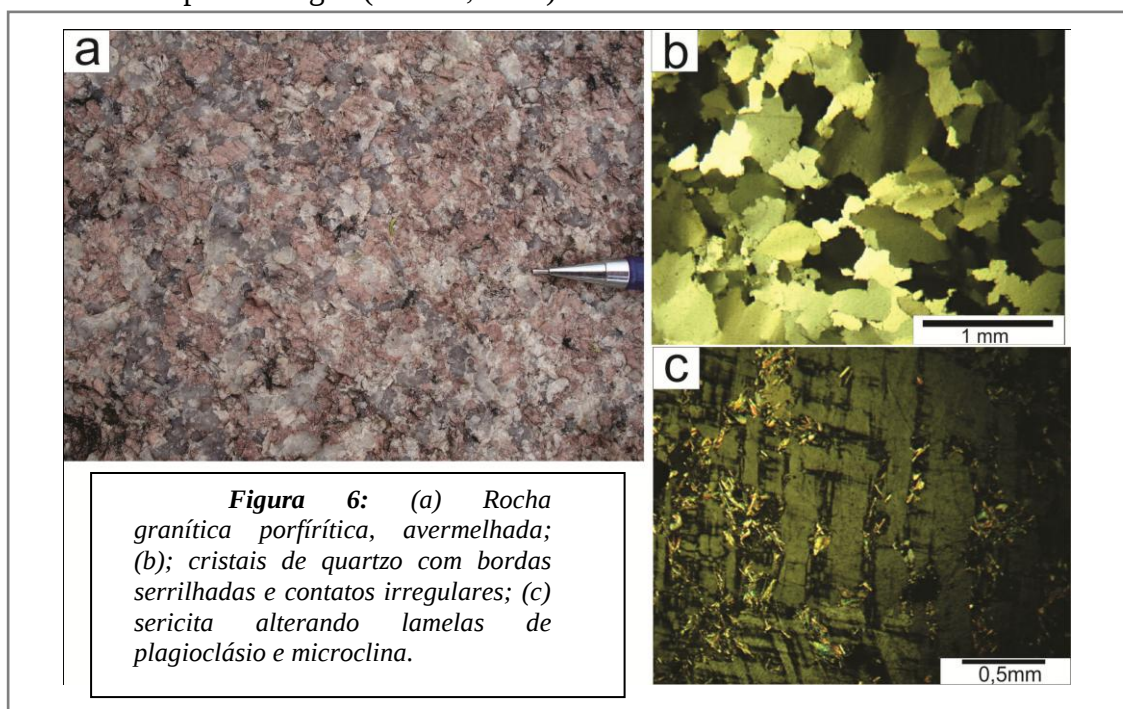
Em relação aos feldspatos, o plagioclásio é o mais abundante, perfazendo cerca de 50% da rocha, e ocorre normalmente com zoneamento evidente, e por vezes o núcleo sericitizado (*Fig 5c*).

4.1.3- Granito Aragão

O Granito Aragão foi descrito inicialmente por Vitório (2010), o qual diferenciou duas fácies desse plúton, (i) a fácies granítica porfirítica a equigranular e (ii) fácies microgranítica.

Durante a descrição observou-se que a rocha granítica é avermelhada e magnética (*Fig.6a*), constituída basicamente por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico, além de biotita e anfibólio. Entre os minerais acessórios se destacam a titanita, zircão, apatita, magnetita, hematita e pirita. A classificação é intermediária entre sienogranitos e monzonitos. Além disso, observa-se que a rocha está silicificada, visto que parte das lâminas é constituída por faixas alongadas de quartzo hidrotermal (*Fig 6b*) e os cristais de plagioclásios estão sericitizados (*Fig. 6c*).

Como o próprio nome já diz, a textura dominante é porfirítica, marcada pela presença de megacristais de feldspato potássico. Essa fácies hospeda a mineralização de ouro denominada Prospecto Aragão (Vitório, 2010).



A fácies microgranítica possui composição bem semelhante à fácies descrita anteriormente, a não ser pela granulação muito fina, ou seja, é constituída por quartzo e feldspato potássico, subordinadamente por plagioclásio e como máficos, presença de anfibólio e biotita. Titanita, apatita, zircão e magnetita correspondem aos acessórios. Sendo classificado

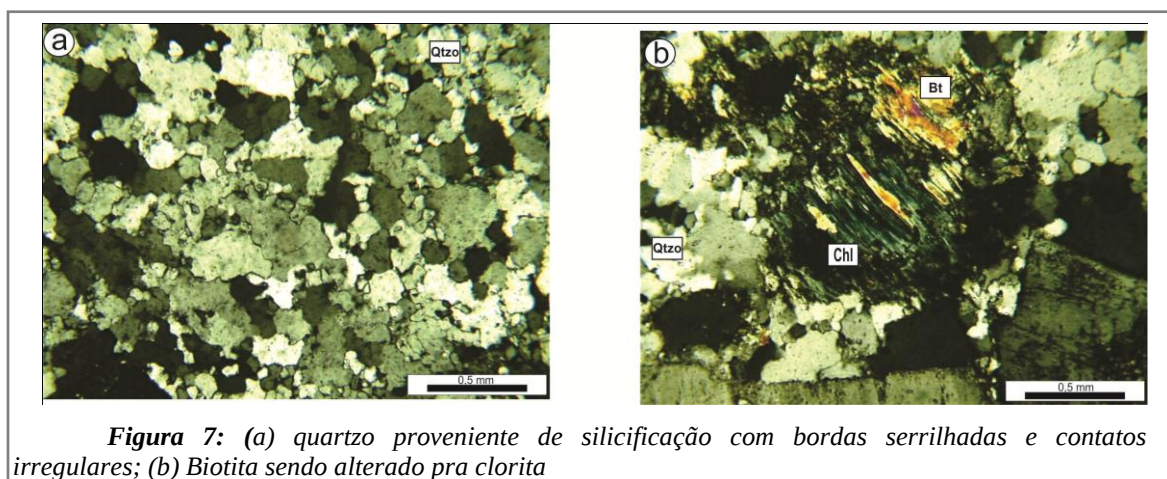
em diagrama QAP como monzogranitos e sienogranitos (Vitório, 2010). As fases secundárias identificadas é clorita, em alteração da biotita e anfibólio, e hematita, substituindo pseudomorficamente a magnetita.

4.1.3- Granito Flor da Mata

A rocha caracteriza-se por ser homogênea, de textura fanerítica média a porfirítica, coloração rosa claro, leucocrática e levemente magnética. Um aspecto textural conspícuo é a orientação dos grãos de quartzo na matriz dessa rocha.

As amostras exibem silicificação, em função da alteração hidrotermal (*Fig 7 a*). Tal fato inviabilizou a contagem modal convencional e, assim sendo, de acordo com o diagrama QAP a composição seria intermediária entre monzonito a granodiorito (Ramos, 2011).

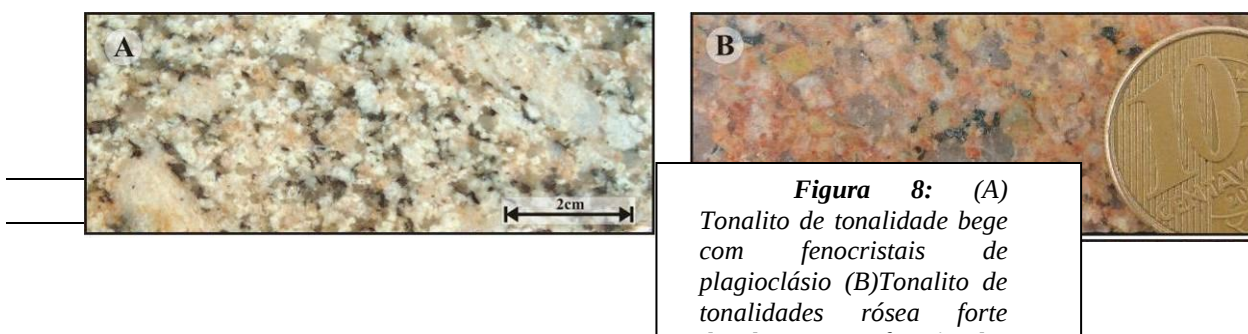
Sua mineralogia é dominada por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico. Os minerais máficos são representados pela biotita e pelo anfibólio, sendo o primeiro mais comum e abundante (*Fig 7b*). Dentre os minerais acessórios identificam-se titanita, zircão, apatita, magnetita e hematita. A textura geral descrita pelos minerais é granular hipidiomórfica, isto é, morfologia dos cristais é predominantemente subédrica.



4.2- Rochas graníticas de 1,87 Ga: características petrográficas

4.2.1- Tonalito X1

Rodrigues (in prep) definiu que a Suíte Tonalítica X1 é constituída por dois litotipos principais: (i) rocha granítica porfirítica de granulação média a grossa; e (ii) rocha granítica porfirítica de matriz fina, denominada de quartzo-feldspato pórfiro (QFP).



O litotipo dominante na área do depósito é porfirítico de granulação média a grossa, possui cor rósea claro, presença de fenocristais de quartzo e plagioclásio (Fig 8).

A rocha é constituída por quartzo (primário e hidrotermal), plagioclásio e feldspato potássico, além de biotita (plagioclásio > feldspato potássico). Cristais de apatita, zircão, rutilo, magnetita e pirita estão presentes como fases acessórias, juntamente com sericita, muscovita, clorita, calcita, hematita e raro epidoto que são fases hidrotermais. Essa rocha é classificada como granodiorito a tonalito. Os minerais exibem textura poiquilitica (Fig. 9 a) e os plagioclásios encontram-se parcialmente saussuritização (Fig. 9b).

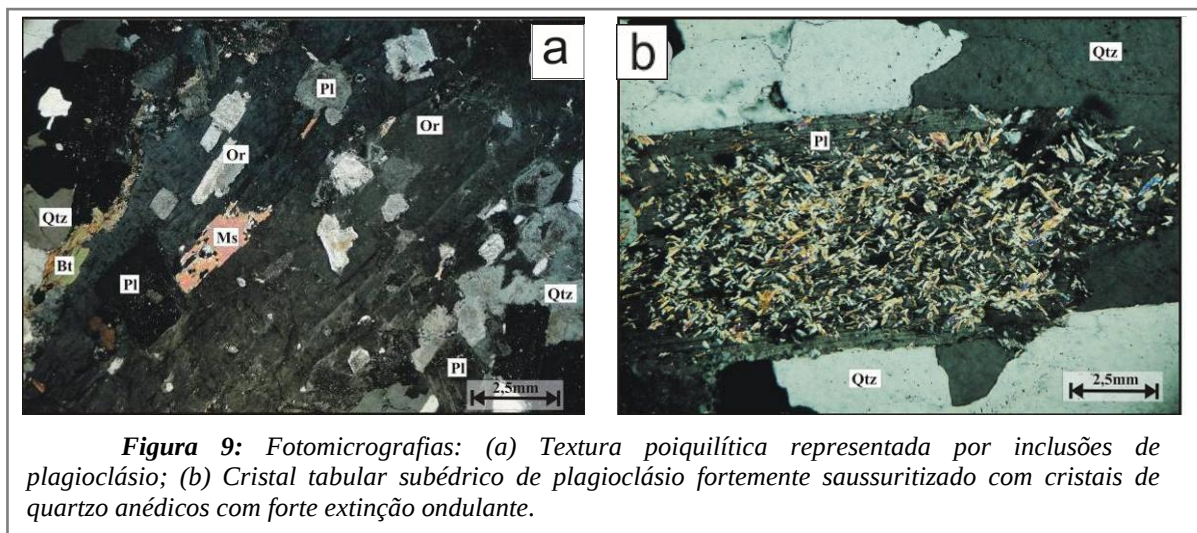


Figura 9: Fotomicrografias: (a) Textura poiquilitica representada por inclusões de plagioclásio; (b) Cristal tabular subédrico de plagioclásio fortemente saussuritizado com cristais de quartzo anédicos com forte extinção ondulante.

4.2.2- Granito Matupá

São rochas graníticas isotrópicas, não deformadas e pouco fraturadas. Apresenta texturas equigranular e porfirítica.

Os principais minerais constituintes do Granito são quartzo, plagioclásio feldspato potássico e biotita e, raramente, hornblenda. O Maciço granítico Matupá foi classificado por Moura (2002) como monzogranito no diagrama QAP de Streckeisen (1976), no entanto variações modais são observadas entre amostras, sendo que prevalece a fácies biotita monzogranito. (Moura, 2002).

Os principais minerais acessórios são magnetita, ilmenita, titanita, zircão e apatita. Entre os minerais secundários há presença de sericita, a qual altera os cristais de plagioclásio e clorita, que altera a biotita.

4.2.3- Suíte Granodiorítica União do Norte

A Suíte Granodiorítica também foi descrita primeiramente por Assis (2008), o qual definiu que as rochas são isotrópicas, fraca a moderadamente magnéticas, de granulação

média e coloração cinza clara que por vezes exhibe porções avermelhadas. Essa unidade classifica-se entre granodiorito a tonalito.

Assis (2008) definiu que a Suíte Granodiorítica é composta por: (i) Biotita-hornblenda granodiorito e (ii) Biotita-hornblenda tonalito.

A biotita-hornblenda granodiorito é constituída por plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino, hornblenda e biotita. O plagioclásio comumente apresenta zoneamento oscilatório característico (*Fig. 10a*). Além disso, nota-se que os núcleos dos cristais estão sericitizados (*Fig. 10b*). Os minerais acessórios presentes são titanita, magnetita, apatita e zircão e os minerais de fases secundárias são clorita, epídoto, hematita, sericita e pirita.

Já a biotita-hornblenda tonalito tem cor verde acinzentado, granulação média e textura porfirítica conferida por cristais de plagioclásio e anfibólio (Assis, 2008). São litotipos constituídos principalmente por plagioclásio, quartzo, hornblenda, biotita e feldspato alcalino. Como acessório há presença de titanita, magnetita e apatita e os minerais secundárias são clorita, epídoto, hematita, pirita, muscovita, sericita e rutilo.

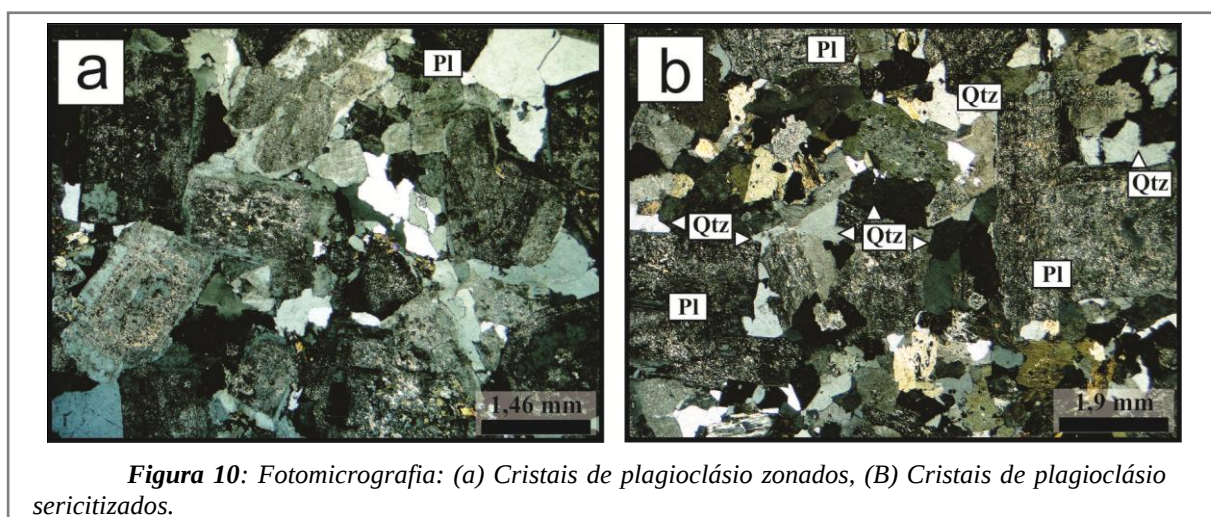


Figura 10: Fotomicrografia: (a) Cristais de plagioclásio zonados, (B) Cristais de plagioclásio sericitizados.

4.3- Rochas graníticas de 1,75 Ga: características petrográficas

4.3.1- Pórfiro União do Norte

De acordo com Assis (2008) o Pórfiro União do Norte corresponde a uma unidade sub-vulcânica constituída álcali-feldspato granito porfirítico a monzogranito porfirítico. As rochas são avermelhadas, não magnéticas, isotrópicas, holocristalinas (*Fig. 11a*). As fases acessórias são biotita, magnetita, fluorita, titanita, zircão, monazita e os minerais secundários são representados por clorita, epídoto, sericita, caulinita, calcita, hematita e pirita. A pirita ocorre disseminada e com eventuais inclusões anédricas de calcopirita (Assis, 2011).

As principais texturas observadas são porfirítica, na qual os fenocristais são de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio (*Fig. 11 b*) e micrográfica (*Fig. 11c*).

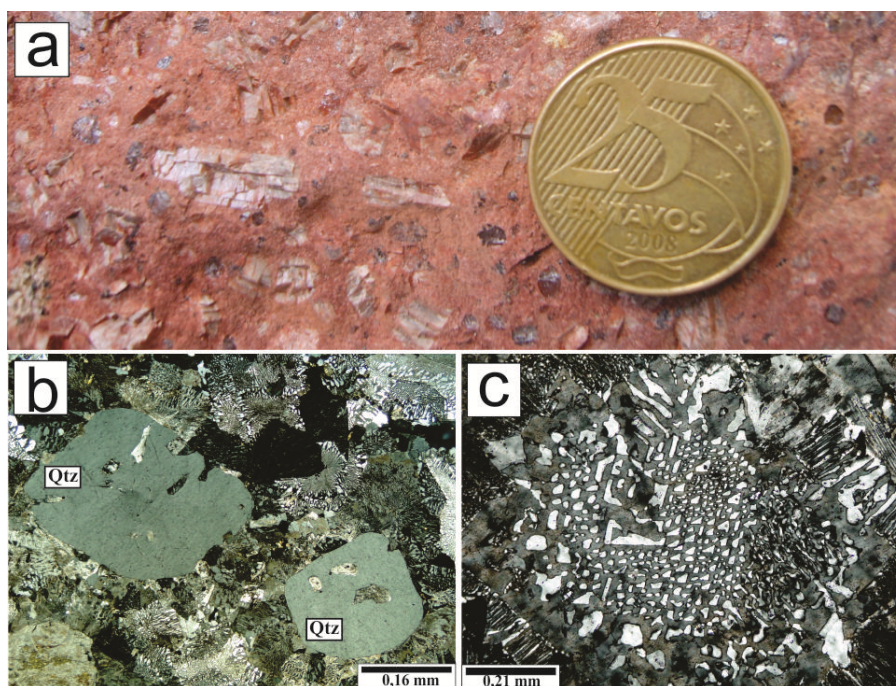


Figura 11: (a) Padrão isotrópico, tonalidade avermelhada e textura porfirítica; Fotomicrografias (b) fenocristais de quartzo em matriz inequigranular; (c) textura micrográfica, intercrescimento regular de quartzo e feldspato alcalino. Extraído de Assis (2011).

4.3.2-Granito Teles Pires

O plúton granítico Teles Pires consiste essencialmente de uma rocha granítica de coloração avermelhada, leucocrática e textura que varia de fanerítica média a porfirítica. Consiste de feldspato potássico avermelhado e subordinadamente cristais de quartzo e plagioclásio, classificado como sienogranito a alcali-granito. A textura observada é hipidiomórfica e/ou alotriomórfica (Ramos, 2011).

O feldspato potássico é representado por microclina e ortoclásio pertítico, sua dimensão é relativamente maior que à dimensão dos demais minerais. Em relação ao plagioclásio observou-se que este ocorre como pequenos cristais parcialmente sericitizado, e raras vezes contem inclusões de muscovita bem formada, com clivagens evidentes (Fig.12).

Outros minerais constituintes da rocha são biotita, que ocorre em quantidades muito subordinadas e a titanita, como mineral acessório mais abundante. Entre os minerais de alteração, há presença de clorita, substituindo à biotita e o anfibólio, sericita e/ou muscovita, alterando o plagioclásio, além de hematita, responsável pela substituição da magnetita.

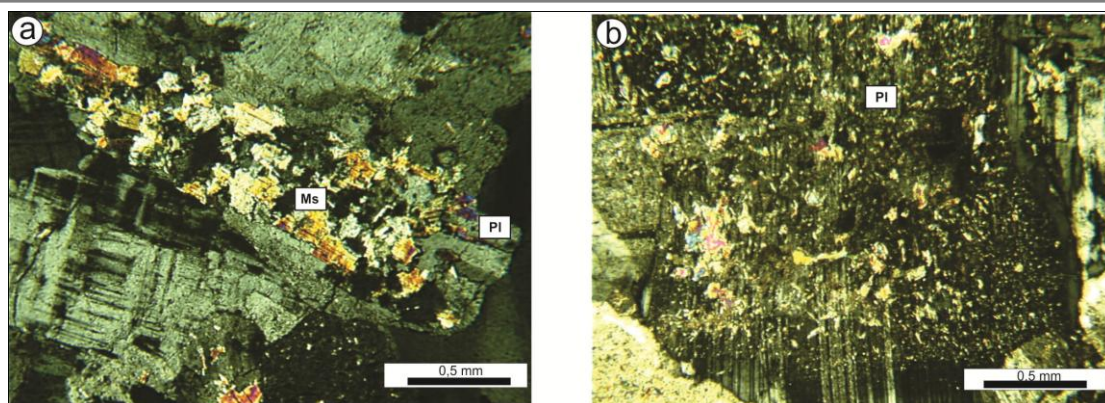


Figura 12: Fotomicrografia: (a) Plagioclásio com inclusão de muscovita; (b) Plagioclásio parcialmente sericitizado.

LITOGEOQUÍMICA

As suítes graníticas auríferas e estéries da PAAF serão individualizadas em três grupos principais, com base em sua idade de cristalização: (i) 1,9 Ga; (ii) 1,87 Ga e; (iii) 1,75 Ga. Essa abordagem mostra-se mais interessante, pois permitirá caracterizar, de forma mais clara, eventuais diferenças entre os corpos graníticos mineralizados e não mineralizados da região.

Deste modo, este capítulo tem como objetivo principal descrever as características geoquímicas das suítes magmáticas. Por conseguinte, com o objetivo de melhor comparar os diferentes corpos graníticos da PAAF, foram utilizados os seguintes parâmetros:

- Elementos Maiores e Menores
- Elementos-traço e Elementos Terras Raras, uma vez que estudo de ETR nos granitóides constitui atualmente um dos mais poderosos métodos de investigação dos processos envolvidos na gênese e evolução das rochas (Formoso *et. al.*, 1989).
- Grau de Evolução Composicional
- Estado de Oxidação

5. ASSINATURAS GEOQUÍMICAS DOS GRANITÓIDES DE 1,95 GA:

A análise geoquímica dos granitos mineralizados e estéreis, com idade de 1,95 Ga, totalizaram 20 amostras (*Anexos 1,2,3 e 4*). Deste total, 15 amostras são procedentes de granitos mineralizados, sendo: quatro amostras do Monzonito Pé Quente (Assis, 2011), cinco do Granito Aragão (Vitório, 2010) e seis amostras do Tonalito Pé Quente (este trabalho), e, portanto, as cinco amostras restantes representam o granito estéril, denominado Flor da Mata (Ramos, 2011).

A análise dos resultados da litogeoquímica foi feita considerando os valores de perda ao fogo, sendo que todas exibiram valores de perda ao fogo (P.F) inferiores a 2%.

5.1- Elementos Maiores e Menores

A distribuição dos elementos maiores e menores das suítes plutônicas de idade 1.95 Ga mostra concentrações relativamente equivalentes entre granitos mineralizados e estéreis, com pouca variação entre as amostras, exceto pela maior dispersão dos dados do Monzonito Pé Quente.

Os valores de SiO₂ dos granitos mineralizados estão compreendidos entre 65,2-69,8% (Monzonito Pé Quente), 68,9-71,3% (Tonalito Pé Quente) e 68,4-76,4% (Granito Aragão), e o granito estéril Flor da Mata possui valores de SiO₂ variando de 69,4-73,5%. Logo, não se verifica nenhuma diferença com relação ao grau de fracionamento entre os plútons estéreis e mineralizados de idade 1.95 Ga da PAAF.

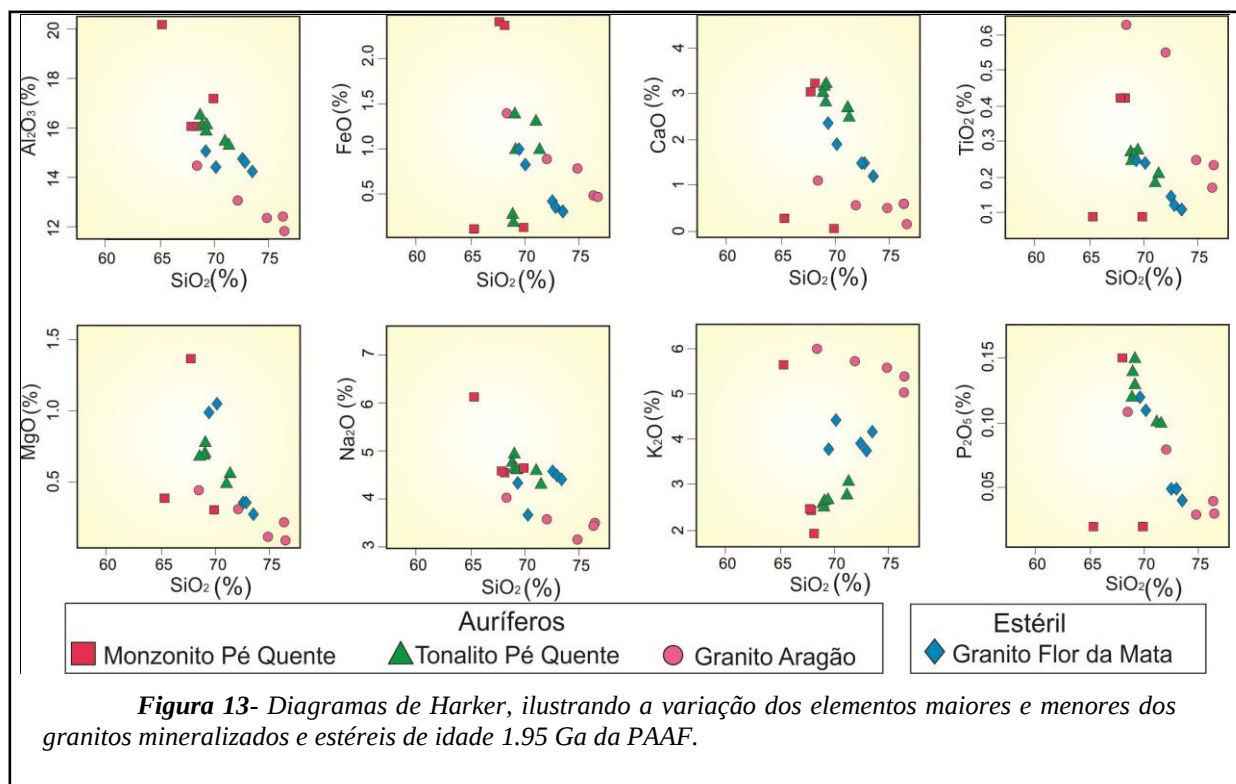
Os valores de CaO e K₂O do granito estéril (Granito Flor da Mata) são intermediários entre os portadores de Au (Tonalito Pé Quente, Granito Aragão e Monzonito Pé Quente). O comportamento desses valores (CaO e K₂O) reflete a composição das rochas aqui analisadas, uma vez que o tonalito apresenta baixo valor de K₂O e alto de CaO (Tonalito Pé Quente), enquanto que o monzonito apresentam valores relativamente mais elevados de K₂O e mais baixo de CaO (Granito Aragão). Todavia, os altos valores verificados de CaO e K₂O para algumas amostras do Monzonito Pé Quente são reflexo da intensa alteração hidrotermal pervasiva verificada em lâmina.

As razões K₂O/Na₂O e MgO/TiO₂ variam, respectivamente, entre 0,42-1,38 e 3,26-4,22 (Monzonito Pé Quente), 0,51-0,72 e 2,57-2,76 (Tonalito Pé Quente), 1,44-1,76 e 0,73-1,29 (Granito Aragão) e 0,85-1,2 e 2,45-4,38 (Flor da Mata), ilustrando a similaridades entre os corpos graníticos mineralizados e estéril.

Nos diagramas de Harker (*Fig. 13*) há uma tendência geral para todos os granitos, independentemente de ser mineralizado ou estéril, nota-se diminuição dos elementos maiores (CaO, MgO, TiO₂, P₂O₅) com o incremento da sílica, ou seja, com o aumento dos teores de sílica, ocorre diminuição nos teores dos outros elementos, com exceção do Na₂O, cujo decréscimo em função do aumento de SiO₂ é bastante discreto e do K₂O, que aumenta com o incremento de sílica.

A correlação inversa dos elementos maiores em relação à sílica é o indicativo da participação do plagioclásio, titanita, magnetita e apatita na evolução magmática destas rochas, fases comumente observadas durante a petrografia. Enquanto que a correlação positiva de Na₂O e K₂O pode ser explicada pelo fato desses elementos serem mais imóveis

quando comparados aos demais. Além disso, qualquer tipo de alteração hidrotermal, por representar um processo em sistema aberto, irá causar mobilização dos elementos.



Nota-se também que o Monzonito Pé Quente apresenta distribuição mais acentuada no caso do Al_2O_3 , FeO , CaO , MgO , e P_2O_5 . Os estudos petrográficos indicam a geração de muscovita fibro-radial e muscovita a partir do consumo de fases primárias, a exemplo do plagioclásio e feldspato potássico, o que teria contribuído na dispersão dos valores observados, especialmente no caso do Al_2O_3 , CaO e K_2O (Assis, 2011).

Ainda em relação ao Monzonito Pé Quente notam-se as maiores variações nas concentrações de CaO e Na_2O , esses valores podem tanto serem explicados pela ampla variação modal das rochas descritas nesta suíte (dioritos, monzonitos e tonalitos) quanto pela heterogênea distribuição causada pelos hidrotermalismo, especialmente pelas alterações sódica e potássica, que formaram albita e ortoclásio, respectivamente.

O Tonalito Pé Quente representa a unidade que, de modo geral, exibe valores intermediários de elementos maiores, exceto pelo baixo percentual de K_2O e alto de CaO , ambas um reflexo direto de sua composição (tonalito).

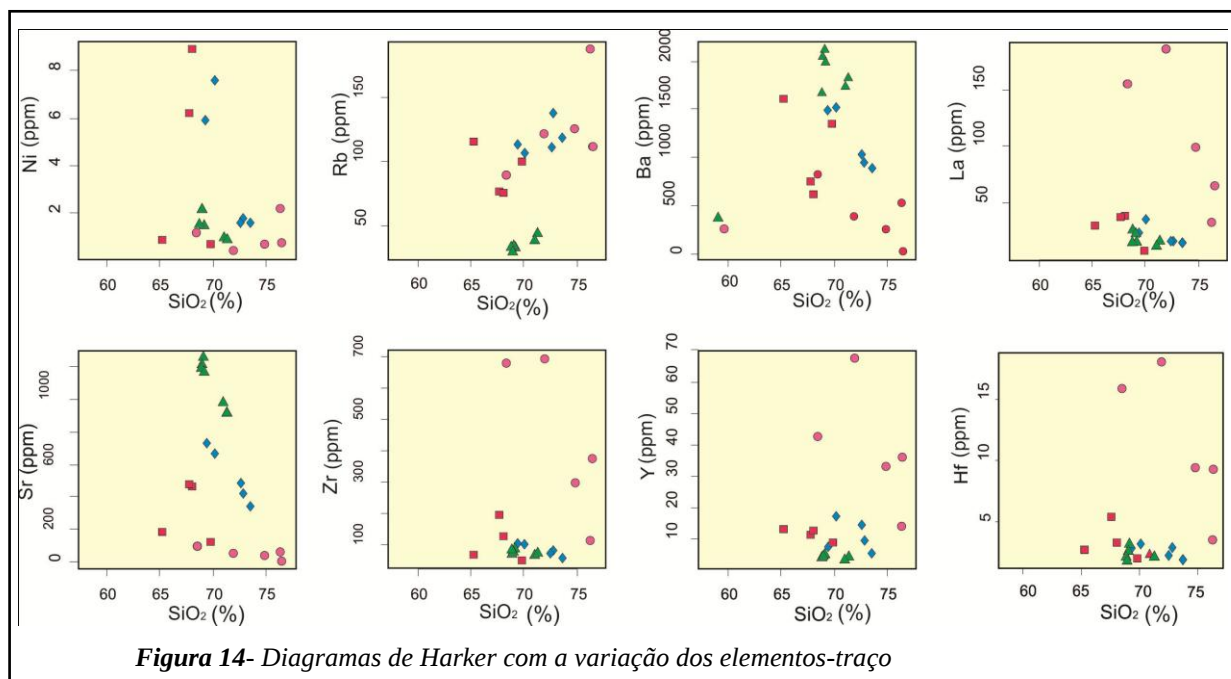
O Granito Aragão corresponde a rocha que exibe valores baixos de Al_2O_3 , MgO , P_2O_5 e CaO , e elevadas concentrações de TiO_2 e K_2O , essas duas, reportadas, respectivamente, pela presença de fases acessórias (titanita) e composição mais evoluída da suíte, com a existência até mesmo de fenocristais de ortoclásio, que tendem a concentrar mais o potássio.

O Granito Flor da Mata exibe, assim como a maioria das suítes, uma correlação inversa entre os teores de SiO_2 e os valores de Al_2O_3 , MgO , TiO_2 , P_2O_5 e FeO , indicando, portanto, a participação de biotita, titanita, magnetita na evolução magmática destas rochas, constatadas na petrografia como fases frequentemente presentes. A correlação negativa com os valores de CaO para o Granito Flor da Mata pode estar relacionada à cristalização de plagioclásio e titanita.

Como é possível observar, os granitóides estudados exibem baixos valores de FeO , refletindo a baixa presença de minerais máficos (*e.x.* biotita, rutilo e magnetita), responsáveis pela retenção do metal durante a cristalização magmática.

5.2- Elementos Traços e Terras Raras

Na figura 14 estão expressas as variações de alguns elementos-traço em função do conteúdo de sílica, valor empregado como índice de fracionamento magmático.



O Monzonito Pé Quente apresenta concentrações heterogêneas de Ni (0,7-8,9 ppm), Sr (122,3-473 ppm) e Ba (623-1.606 ppm) e possui valores intermediárias de Rb (75,3-115 ppm), e baixas de Hf (2-5,4 ppm), Y (8,5-13,6 ppm) e Zr (48,5-193,9 ppm).

O Tonalito Pé Quente exibe grande homogeneidade nos valores de elementos-traço e possui os maiores valores de Sr (918,8-1256,2 ppm) e Ba (1675-2122 ppm) (*Fig.14*), além de valores baixos de Hf (2-3ppm), Zr (63,4-85,0ppm) e Y(3,3-4,7ppm). Segundo Cox *et al.*, 1996 e Moore & Sisson (2008) o Ba pode ser admitido na estrutura cristalina do ortoclásio, no tonalito as variações encontradas para o Ba podem ser um reflexo da alteração potássica com

geração de ortoclásio e microclínio, os quais tendem a incorporar tais elementos-traço em seu retículo cristalino. Já o Sr associa-se preferencialmente aos plagioclásios de composições intermediárias (andesina a oligoclásio; Almeida *et al.*, 2006), por isso os valores deste elemento para essa unidade são tão altos.

Assim como o Monzonito Pé Quente, o Granito Aragão também exhibe heterogeneidade nos teores de elementos-traço. São reportadas para essa unidade altos valores de Zr (112,9-694,3 ppm), Y (14,2-67,5 ppm), Hf (3,5-18,1ppm), Rb (38,34-81,1 ppm), La (32,2-185,4 ppm) e Lu (0,2-1,1ppm) e baixos de Ba (28,0-829,0 ppm), Sr (8,5-97,0) e Ni (0,5-2,2 ppm). Os elevados valores de Y, de acordo com Taylor (1985), pode ser devido à presença de minerais acessórios cálcicos, como titanita, mineral identificado nas amostras desta rocha. Já as altas taxas de concentração de Zr e Hf podem ser atribuídas à relativa abundância de zircão.

Constata-se que com o acréscimo da sílica, o Granito Flor da Mata corresponde ao plúton que apresenta relativa correlação negativa dos elementos-traço analisados, com exceção do Rb. Esse granitóide mostra baixos valores de Hf (1,9-3,2 ppm), Zr (57,6-103,5 ppm) e Y (5,7-17,1 ppm) e intermediários de Ba (895,0-1525,0), Sr (341,4-734,3) e Rb (106,2-137,5 ppm), valores esses similares aos granitos auríferos.

Praticamente todas as unidades aqui estudadas exibem uma redução nas concentrações de Sr com o aumento do fracionamento magmático. Como já dito, esse comportamento deve estar relacionado à cristalização do plagioclásio, visto que o Sr tende a substituir o Ca na estrutura cristalina dos minerais. Isso é confirmado pelo comportamento semelhante no diagrama desse elemento-traço com o diagrama de elementos maiores e menores, (correlação negativa com o aumento da sílica), indicando que o Sr teria sido incorporado à estrutura do plagioclásio.

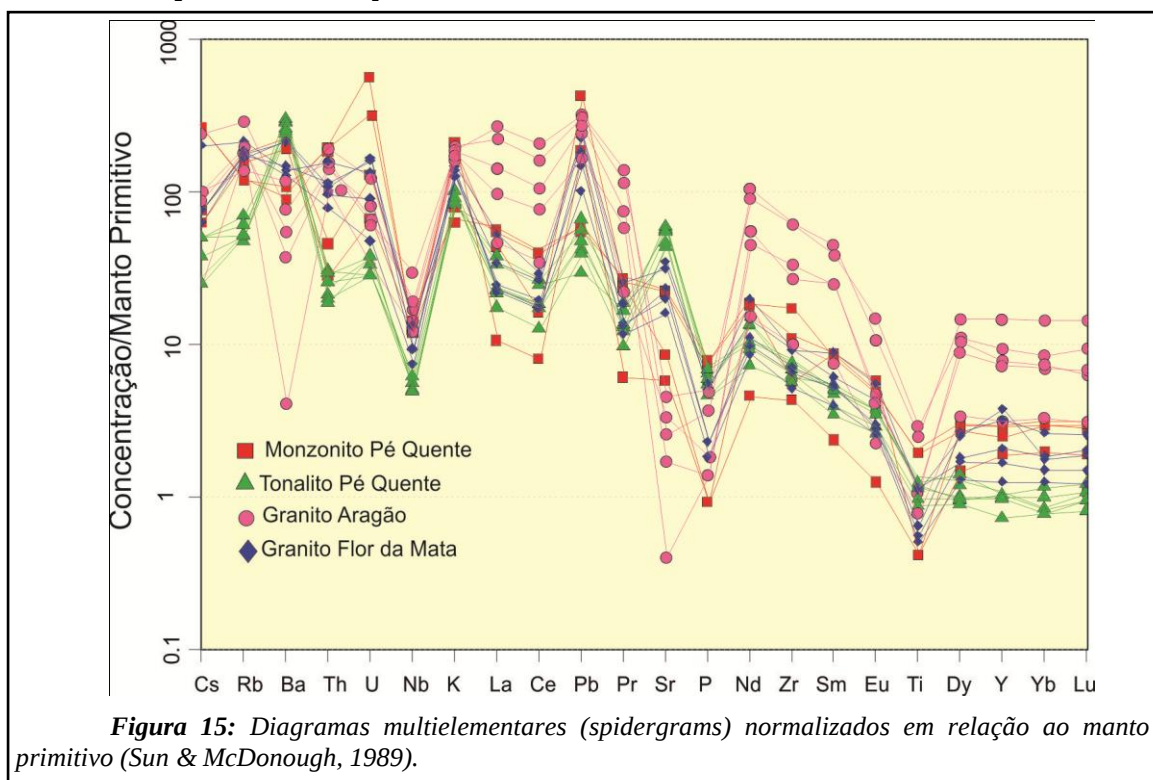
Em relação aos diagramas multielementares, algumas similaridades e diferenças entre as suítes plutônicas investigadas podem ser observadas (*Fig. 15*). Em geral, todas as suítes exibem anomalias negativas significativas de Nb, Ti e P e positivas de Sr, com exceção do Granito Aragão. As semelhanças do granito estéril com os auríferos evidenciam que não há diferença geoquímica entre esses plútons.

O Ba, por sua vez, apresenta comportamento variável entre as suítes: (i) o Granito Aragão exhibe leve anomalia negativa; (ii) o Monzito Pé Quente e Tonalito Pé Quente mostram uma leve anomalia positiva; e (iii) o Granito Flor Mata não apresenta nenhuma variação evidente. Esses resultados podem novamente refletir a composição modal de cada unidade, sendo o Granito Aragão relativamente mais evoluído e, portanto, mais

enriquecimento em feldspato alcalino, diferentemente do Tonalito Pé Quente, que representam rochas menos evoluídas e fracionadas. O Granito Flor da Mata, que por apresentar quantidades relativamente similares entre plagioclásio e feldspato potássico, exibe concentrações equivalentes de Ba.

O Monzonito Pé Quente, o Tonalito Pé Quente e o Granito Flor da Mata possuem bastante similaridade em relação à variação dos elementos-traço (*Fig 15*). Nessas suítes, as pronunciadas anomalias negativas de Nb e Ti encontradas nas rochas estudadas, assim como as baixas concentrações de Ta, Y são indicativas de granitos do tipo I, originados em ambiente de arcos vulcânicos (Yang *et al.*, (2008); Chandrasekharam *et al.*, (2009) e Wernick (2004).). Essas informações mostram-se coerentes com a presença de titanita e apatita como fases secundárias, que segundo Cobbing (2000) e Chappell & White (2001), estão tipicamente atribuídas a magmas félsicos hidratados e oxidados, típicos de granitos do tipo I.

No entanto, o Granito Aragão, por sua vez, além de apresentar um padrão mais fracionado, com constante enriquecimento em Nd, Hf, Zr, Sm, também se torna mais enriquecido nos elementos mais incompatíveis após o Ti (Gd, Dy, Y, Er, Yb e Lu), diferente dos outros corpos auríferos aqui analisados.



Elementos Terras Raras (ETR) constituem um grupo coerente de elementos, cujos componentes apresentam comportamento químico semelhante (Henderson 1984). São de grande importância nos estudos petrogenéticos, pois mudanças em seu padrão de distribuição, dentro de uma suíte de rochas cogenéticas, estão diretamente relacionados aos seus

respectivos coeficientes de distribuição mineral/líquido dos elementos envolvidos (Hanson 1980). Deste modo, os elementos ETR foram usados em diferentes diagramas, no intuito de avaliar eventuais processos que teriam sido importantes na predição de magmas potenciais para hospedarem mineralizações auríferas.

O Tonalito Pé Quente apresenta as maiores razões La_n/Lu_n , respectivamente compreendidas entre 17,9-34,2, enquanto que o Monzonito Pé Quente e o Granito Flor da Mata exibem valores baixos, respectivamente entre 5,4-26,5 e 8,7-26,9, já o Granito Aragão obteve razão intermediária, compreendidas entre 14,5-22,9. Esses resultados sugerem que o fracionamento magmático teria sido mais efetivo no Tonalito Pé Quente do que nas rochas com as menores razões La_n/Lu_n . Assim sendo, quando se compara os granitos mineralizados e o estéril, verifica-se que o fracionamento magmático dessas rochas graníticas não é um dos parâmetros que podem ser utilizado para distinguir auríferos de estéreis.

No padrão de distribuição multielementar de ETR e traços, normalizados pelo manto primitivo (McDonough & Sun, 1989) observa-se que o Monzonito Pé Quente, o Tonalito Pé Quente e o Granito Flor da Mata compartilham do mesmo comportamento para os elementos terras raras, visto que são empobrecidos em ETR, especialmente nos ETRP. Portanto, tanto os auríferos como os estéreis mostram o mesmo padrão de terras raras, entretanto, em relação aos auríferos, o Aragão é diferente por ser mais enriquecido em ETRP (Fig. 16).

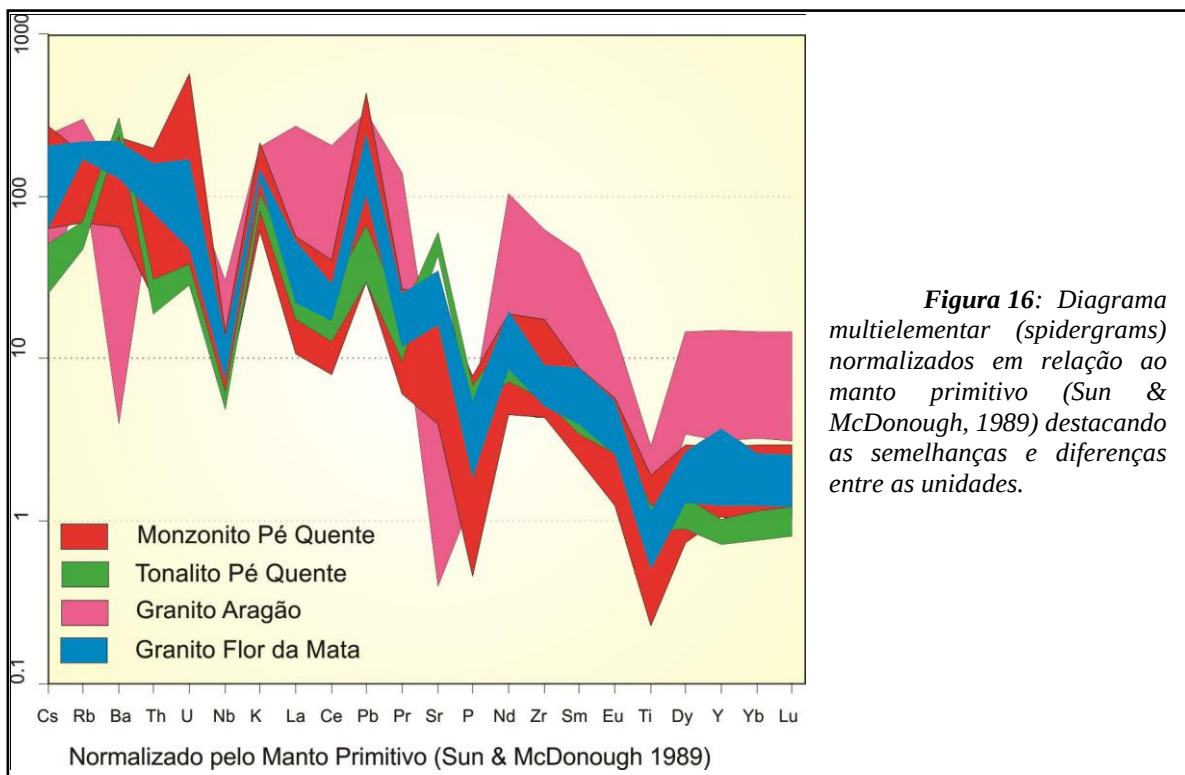


Figura 16: Diagrama multielementar (spidergrams) normalizados em relação ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) destacando as semelhanças e diferenças entre as unidades.

Rollinson (1993) recomenda o uso da média geométrica de európio para identificar possíveis anomalias, neste caso, $Eu/Eu^* = (Eu)_n / \sqrt{(Sm)_n \cdot (Gd)_n}$, assim, a razão Eu/Eu^* é uma medida que exhibe a anomalia de Eu. O Monzonito Pé Quente ($Eu/Eu^* \approx 0,06-0,3$), o Tonalito Pé Quente ($Eu/Eu^* \approx 0,02-0,05$) e o Granito Flor da Mata ($Eu/Eu^* \approx 0,04-0,1$), apresentam anomalia negativa de Eu indicando que plagioclásio teria se fracionado de modo muito mais eficiente durante a cristalização destas rochas. O Granito Aragão, por sua vez, apresenta os maiores valores da razão ($Eu/Eu^* \approx 0,59-1,02$), o que pode ser devido sua composição modal, na qual a presença de plagioclásio é menor do que em relação aos outros corpos graníticos aqui analisados.

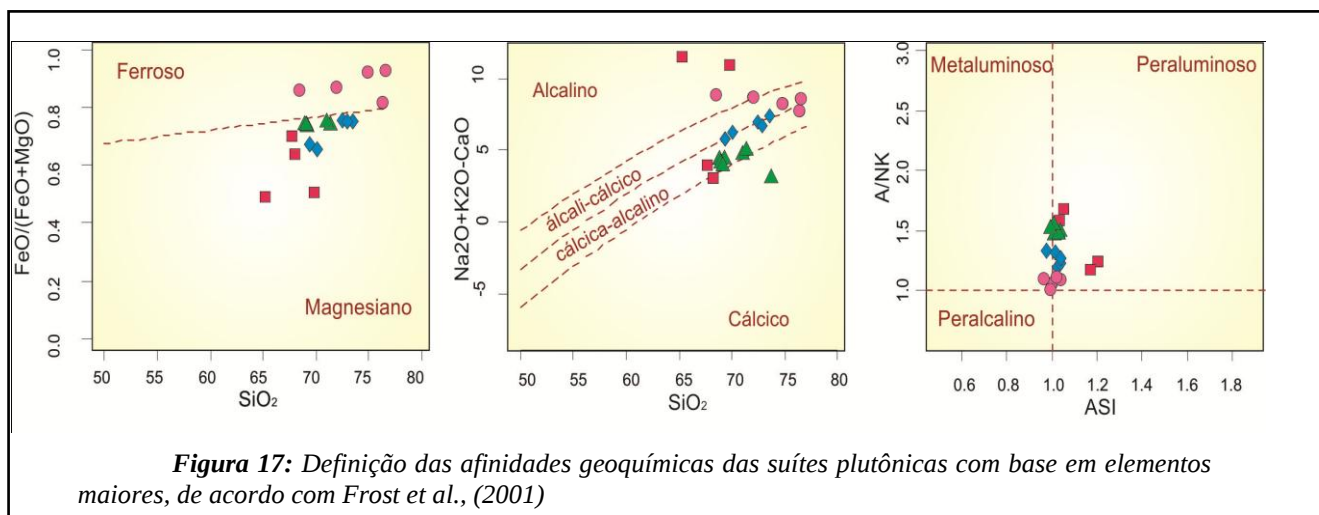
Tais anomalias podem indicar que o plagioclásio foi extraído do magma durante a cristalização fracionada ou que permaneceu como resíduo na fonte durante a fusão parcial. No caso das suítes analisadas, Monzito Pé Quente, Tonalito Pé Quente e Granito Flor da Mata, a primeira alternativa mostra-se mais coerente (granitos tipo I), enquanto que para o Granito Aragão, processos de contaminação crustal e/ou de plagioclásio retido na fonte parecem terem sido os mais importantes.

5.3- Classificação Magmática e Ambiente Tectônica

Os granitóides exibem aspectos estruturais, texturais, mineralógicos e geoquímicos variáveis, representando que tais rochas devam ter sido originadas por múltiplos processos petrogenéticos e em ambientes geotectônicos bastante distintos. A classificação granítica baseia-se tanto em critérios genéticos quanto geotectônicos e geoquímicos.

Constata-se no diagrama $FeOt/(FeO/MgO)$ vs SiO_2 que a distribuição das suítes plutônicas auríferas tem afinidade tanto com granitóides magnesianos (Monzonito e Tonalito Pé Quente) como com os ferrosos (Granito Aragão), enquanto que o granito estéril é exclusivamente magnesiano (*Fig. 17*). Quanto ao índice de alcalinidade, os granitos estéreis e os auríferos têm afinidades com as séries cálcico-alcalino a álcali-cálcico.

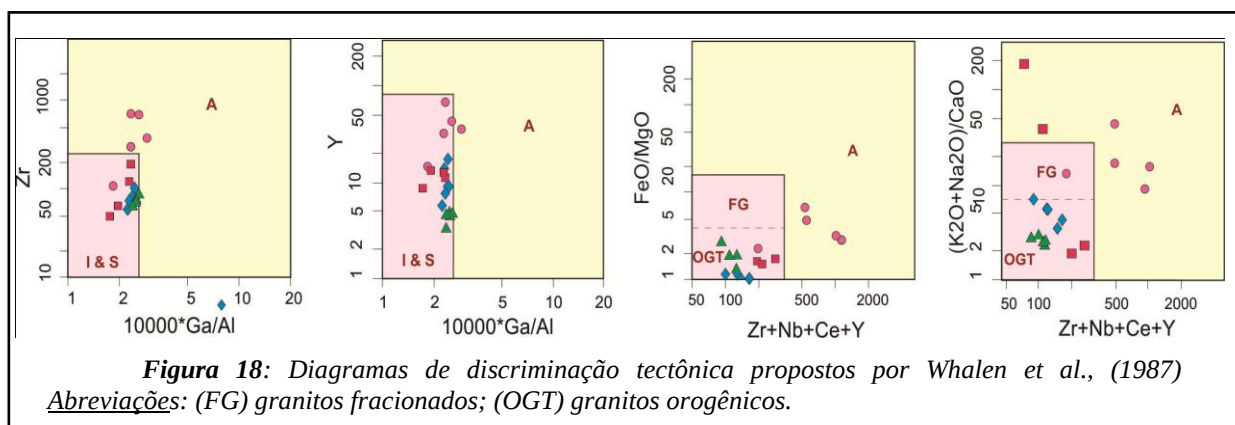
Em relação ao índice de saturação em alumina (*aluminum saturation index, ASI*), as amostras revelam leve característica peraluminosa a metaluminosa (*Fig 17*). O resultado obtido pelo Monzito Pé Quente deve ser analisado com maior atenção, uma vez que a intensa presença de muscovita e clorita, formadas nas assembléias hidrotermais, podem ser as responsáveis pelos valores anômalos obtidos, pois retêm elevadas concentrações de alumina e de álcalis.



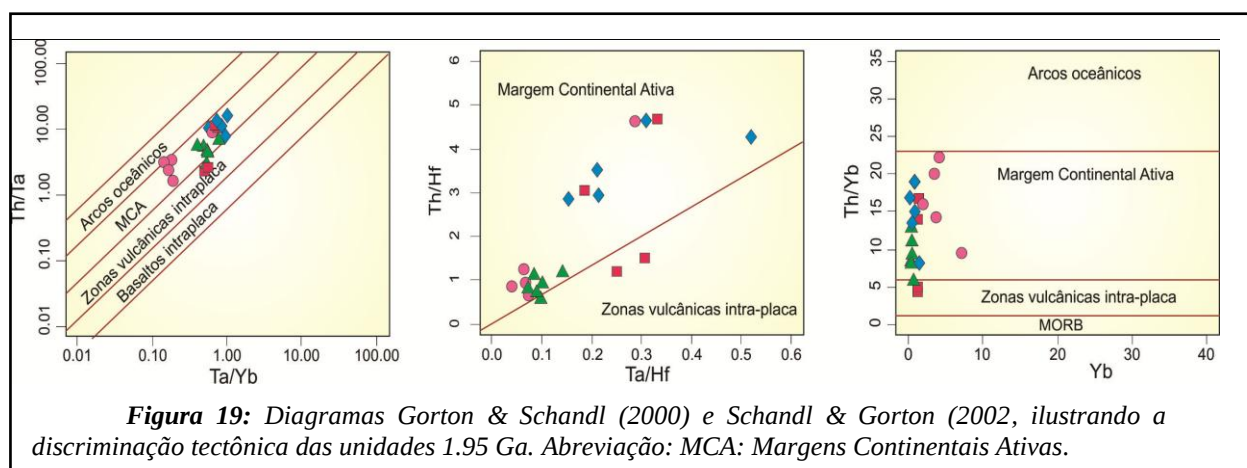
A classificação entre granitos dos tipos I, S e A é feita com base nos diagramas de Whalen *et al.* (1987), o qual utilizam razões de vários elementos maiores e menores, principalmente a razão Ga/Al e os teores de Y, Ce, Nb e Zr, uma vez que esses elementos são relativamente inertes à moderadas taxas de alteração.

As razões $(Ga/Al) \cdot 10^4$ superiores a 3 para a Monzonito, Tonalito Pé Quente e para o Granito Flor da Mata (Fig. 18), indicam, de acordo com o diagrama de Whalen *et al.*, (1987), granitos do tipo I-S. Segundo Chappell & White (2001) características como (i) variação normativa destas rochas (tonalito a sienogranito); (ii) presença de biotita, apatita e titanita como fases acessórias comuns; (iii) percentuais intermediários a elevados de CaO ; (iv) baixos valores do ASI (índice de saturação em alumina); e (v) as boas correlações dos elementos maiores, menores e traços com a variação da sílica, exceto para os casos de mobilização por fluidos hidrotermais; são típicas de granitos do tipo I.

Em contrapartida, utilizando-se dos mesmos diagramas de Whalen *et al.*, (1987) conclui-se que o Granito Aragão possui afinidade com granitos do tipo A. Os granitos do tipo A seriam anidros, quase sempre anorogênicos, de natureza alcalina e geoquimicamente caracterizados por altos teores de SiO₂, Na₂O + K₂O, FeO/MgO, F, Zr, Nb, Ga, Sn, Y e REE (exceto Eu), e por baixos teores de CaO, Ba e Sr (Loiselle and Wones; 1979).



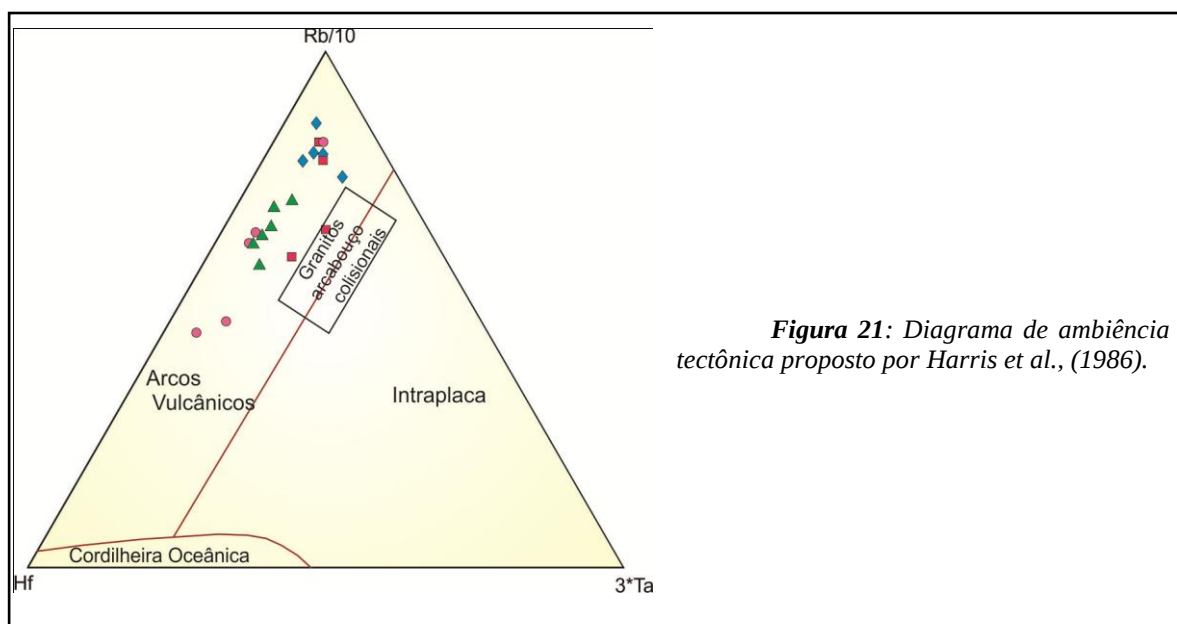
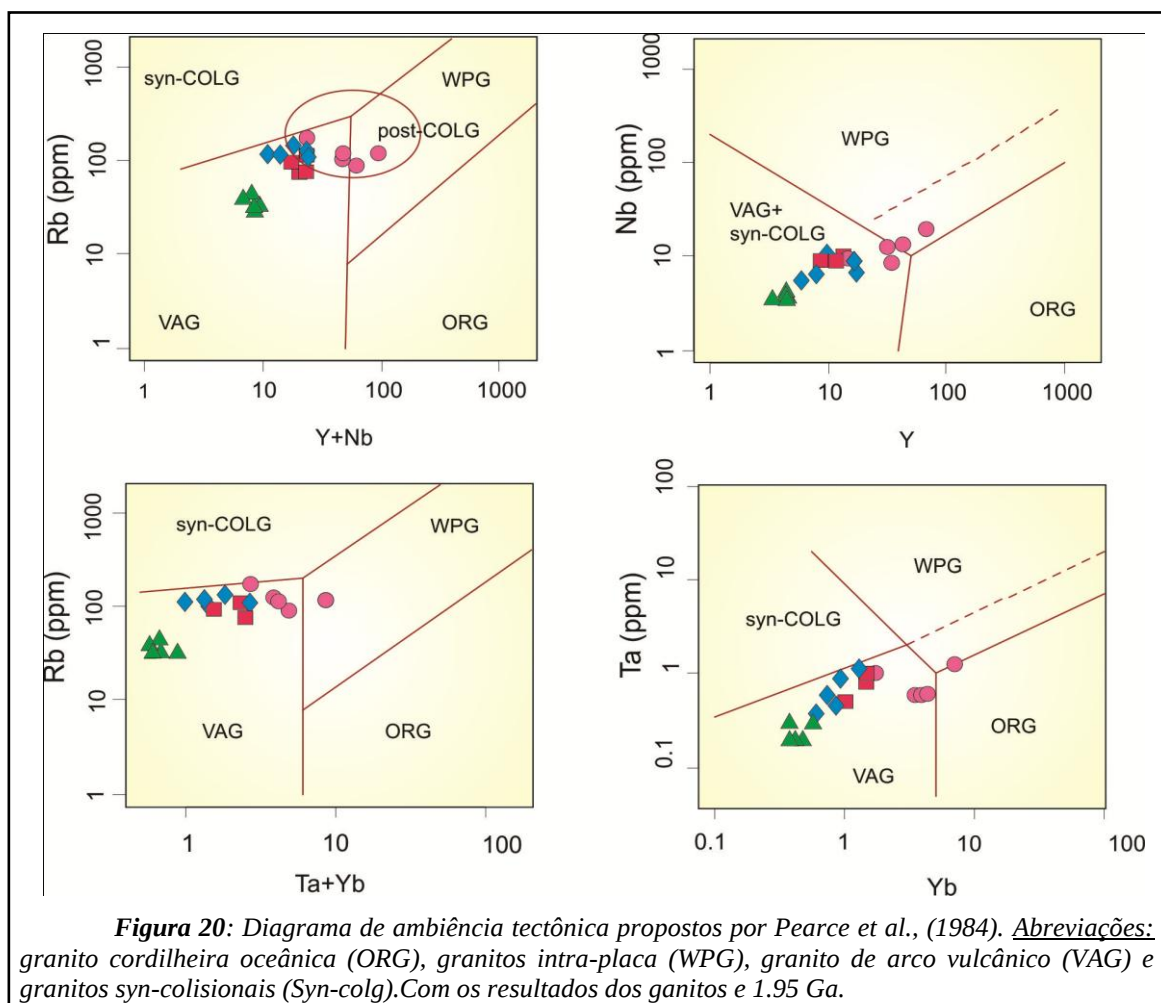
Gorton & Schandl (2000) e Schandl & Gorton (2002) utilizam razões entre Th, Ta, Yb, Y e Hf também como traçadores de ambientes geotectônicos. Nesse caso, os plútons auríferos e o estéril, de idade 1,95 Ga, investigados (Fig 19), tendem a se agrupar no campo dos granitóides de margens continentais ativas. Verifica-se nesses diagramas que o Granito Flor da Mata possui valores relativamente maiores de Th/Ta e Ta/Hf em relação aos granitos mineralizados. O Th e Ta são elementos relativamente incompatíveis, portanto normalmente são incorporados nas fases mais tardias da cristalização magmática



A partir dos elementos Rb, Y, Ta, Yb e Nb, no diagrama propostos por Pearce et al., (1986), é possível fazer a discriminação do ambiente tectônica (Fig 20), no qual as amostras exibem afinidades geoquímicas com granitóides gerados em arcos vulcânicos, com leve tendência para os granitos pós colisionais.

Todavia, as amostras do Granito Aragão exibe distribuição ampla, incluindo afinidade com granito intra-placa. Em adicional, utilizou-se também do ternário de Harris (1986), com base na relação Hf:Rb:Ta, para discernir quanto ao ambiente geodinâmico de formação das rochas em questão (Fig 21). Vale ressaltar que utilizando as referências bibliográficas, as rochas idade 1,95 Ga da PAAF provavelmente são enquadradas no arco vulcânico, pelo fato do ambiente proposto para a época ser o Arco Vulcânico Cuiú-Cuiú.

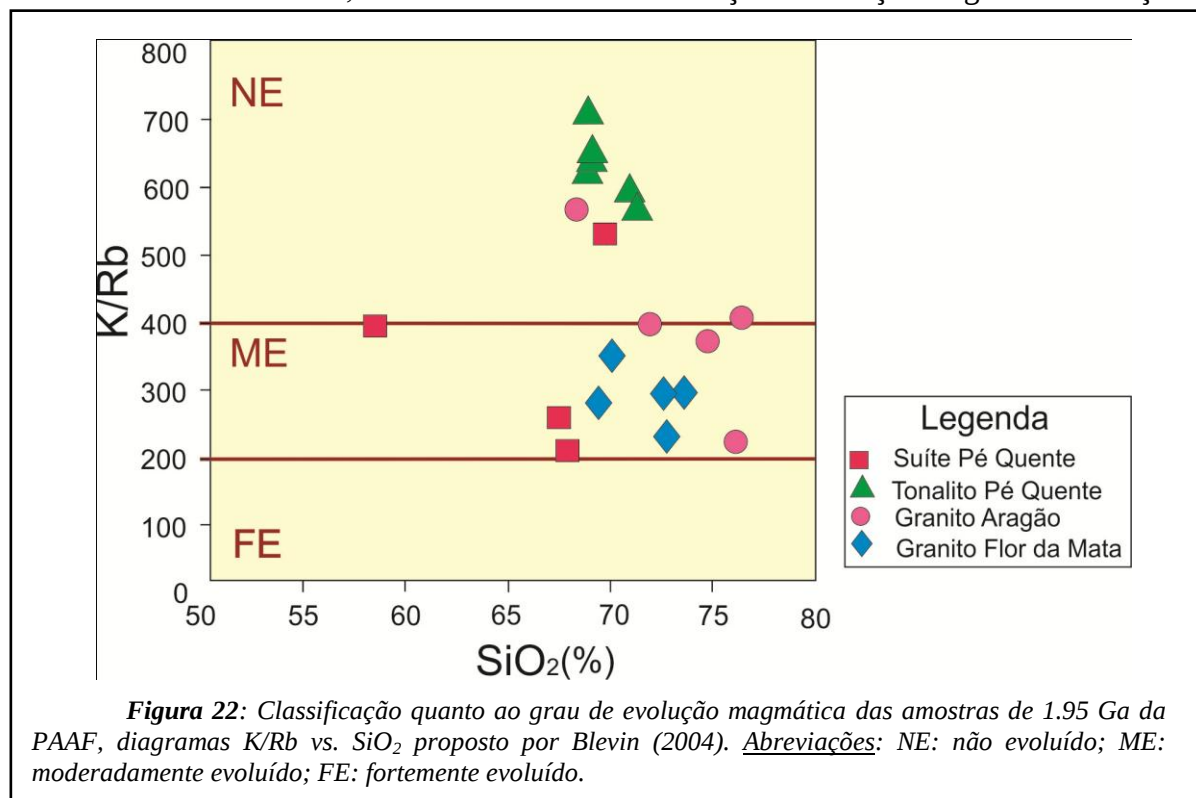
Portanto, a partir da utilização de diferentes diagramas entende-se que os litotipos aqui estudados apresentam, sobretudo, afinidade geoquímica com granitóides de arco vulcânico de arcaúdo colisional. Em adicional, ao confrontar os plútons mineralizados com o estéril verifica-se que não há diferença proeminente.



5.4- Evolução Composicional

Um parâmetro bastante útil para determinação do grau de evolução composicional dos granitóides é a razão K/Rb, sendo que ambos os elementos são incompatíveis e se comportam de maneira semelhante nos processos geoquímicos. Entretanto, o Rb é mobilizado de modo menos eficiente do que o K, o que garante ao primeiro uma progressiva retenção no fundido residual.

Deste modo, o gráfico binário de razão de K/Rb em função da sílica mostra que os granitóides auríferos de idade 1.95 Ga da PAAF variam de moderadamente evoluídos a não evoluídos ($210,5 < K/Rb < 703,7$), sendo o Tonalito Pé Quente o representante dos não evoluídos (Fig. 22). O granitóide estéril Flor da Mata se insere apenas no campo dos moderadamente evoluídos, não exibindo nenhuma variação em relação ao grau de evolução.



De forma complementar, Blevin & Chappell (1995) utiliza as razões Rb/Sr em relação à sílica, também como parâmetro para indicar o grau de evolução e fracionamento de granitóides. Nesse parâmetro as unidades plutônicas aqui estudadas apresentam razões Rb/Sr inferiores a 1,26, exceto o Granito Aragão, com destaque para o Tonalito Pé Quente, com as menores razões obtidas ($0,03 < Rb/Sr < 0,08$) (Fig. 23). O diagrama aponta a natureza fortemente fracionada ($SiO_2 > 65\%$) e pouca evoluída dos granitóides auríferos e estéril.

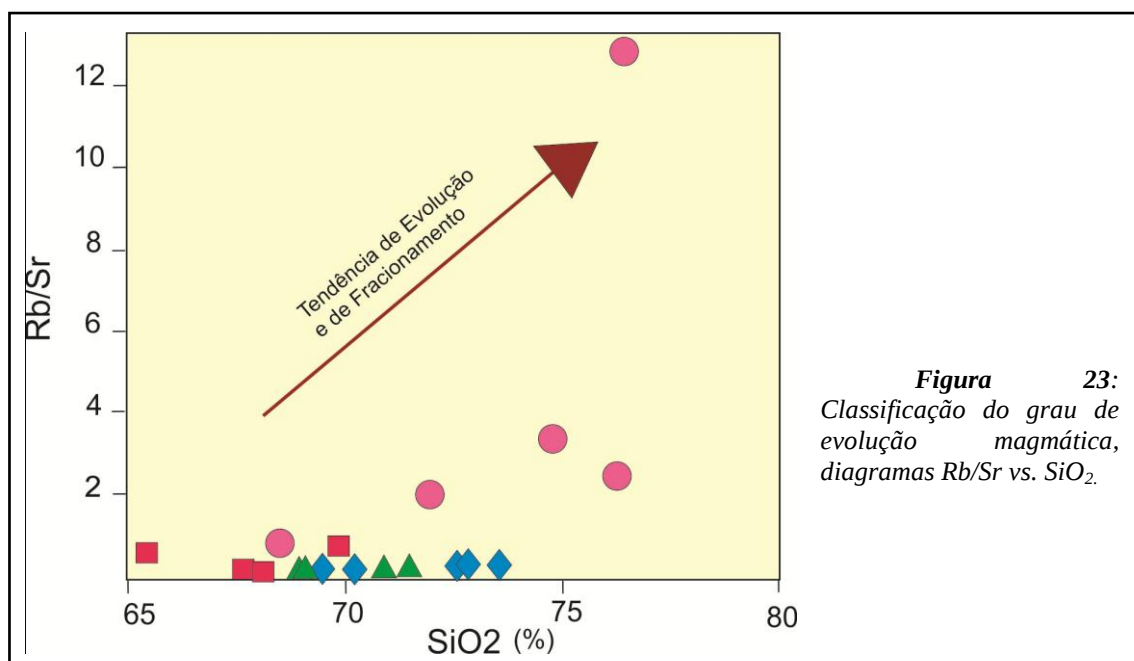


Figura 23:
Classificação do grau de
evolução magmática,
diagramas Rb/Sr vs. SiO₂.

Em adicional, nota-se que ocorre um incremento das razões Rb/Sr com o aumento do fracionamento ígneo, o que é condizente com as típicas tendências via cristalização fracionada. As baixas razões Rb/Sr reportadas para a Tonalito Pé Quente, Flor da Mata e Monzonito Pé Quente, de acordo como Blevin & Chappell (1995), são coerentes com granitóites originados a partir de magmas mantélicos, a exemplo daqueles originados em arcabouço de arcos vulcânicos.

Deste modo, esses resultados quando aliados ao padrão de distribuição dos ETR permitem concluir que as unidades analisadas representam um magmatismo fraco a moderadamente evoluído, em que a cristalização fracionada correspondeu ao principal mecanismo de evolução destas rochas, exceto o granito Aragão que corresponde a granitóides relativamente mais evoluídos.

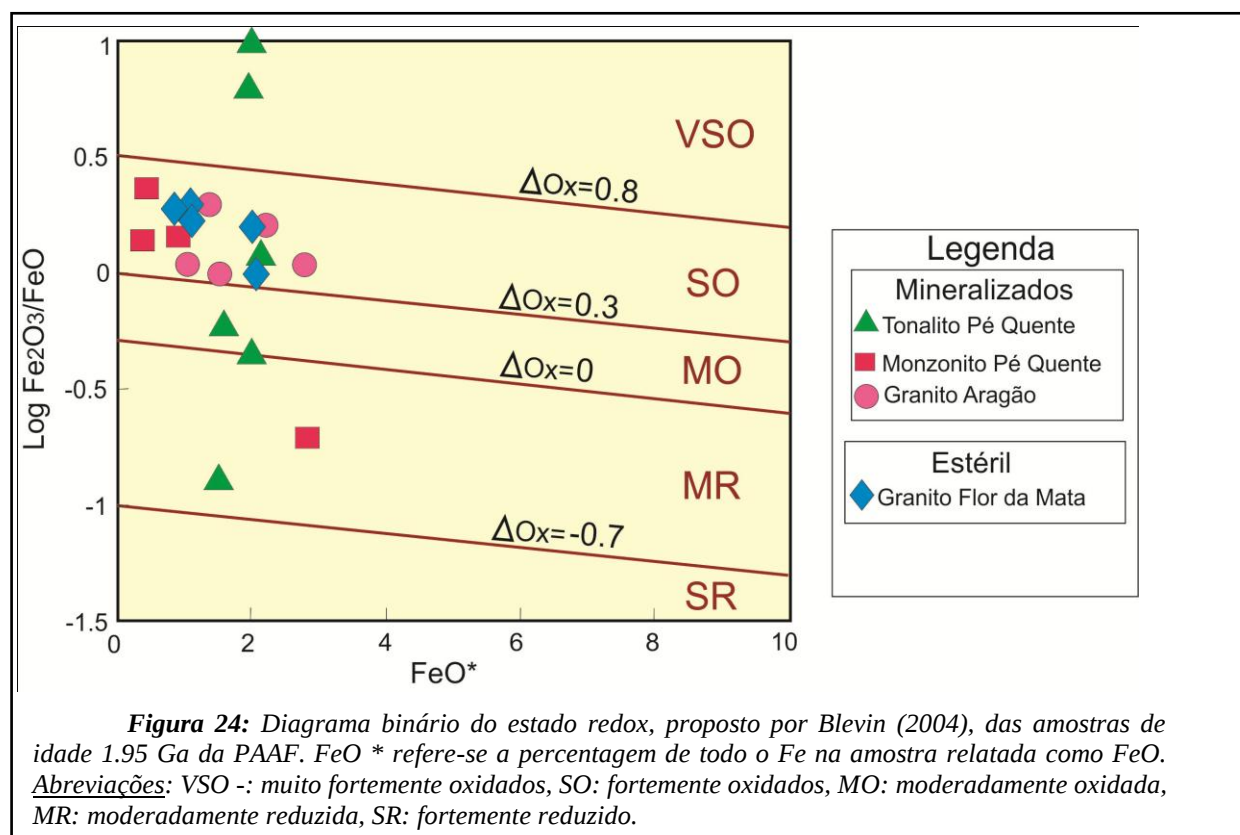
5.5- Estado de Oxidação

O estado de oxidação relativo de um magma é de fundamental importância no controle da natureza compatível e incompatível de muitos depósitos hidrotermais associados ao magmatismo félsico (*e.g.* sistemas do tipo pórfiro ou IGRS) (Candela, 1992; Blevin e Chappell, 1992). Granitos do tipo S, por exemplo, são quase que inteiramente reduzidos. O rebaixamento progressivo do grau de oxidação de um magma é possivelmente um reflexo da interação direta, através de assimilação ou de troca de fluidos entre materiais mantélicos e crustais (Ishihara, 1981).

Para analisar as diferenças geoquímicas entre os granitos, mineralizados e estéril da PAAF, utilizou-se a classificação quanto ao estado redox, com base no diagrama binário da

relação $\text{Log}_{10} (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO})$ vs FeO^* , proposto por Blevin (2004). A divisão fundamental no esquema está relacionada ao caráter redox das amostras, dividindo entre oxidada (O) e reduzida (R) (Fig.24).

O diagrama ilustra o estado redox dos granitóides auríferos, o qual varia de moderadamente reduzido a fortemente oxidado. O Tonalito e Monzonito Pé Quente encontram-se, por exemplo, entre moderadamente redutor a altamente oxidado. Já o granitóide estéril incide essencialmente no campo dos fortemente oxidado. Porém Blevin (2004) adverte que valores de $\text{FeO}^* < 2$ não são considerados representativos do estado redox dessas rochas e, por consequência, os dados devem ser avaliados com cuidado



Em adicional, Blevin (2004) faz uso de um cálculo do parâmetro de oxidação (ΔOx) para suites granitóides usando a seguinte relação:

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta\text{Ox} = \log_{10} (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}) + 0,3 + 0,03 \times \text{FeO}^* \\ \text{FeO}^* = 0,9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} \end{array} \right.$$

As fronteiras entre VSO e SO, SO e MO e MR e SR ocorrem em valores ΔOx de 0,8, 0,3 a e -0,7, respectivamente (Fig 24). A linha divisória entre granitos oxidados e reduzidos ocorre em um valor de $\Delta\text{Ox}=0$ (Blevin, 2004). Desta maneira, utilizando o cálculo do parâmetro de oxidação (ΔOx), conclui-se que o Tonalito Pé Quente abrange desde $-0,5 < \Delta\text{Ox} < 1,38$, valores extremamente dispersos, o Monzonito Pé Quente também exhibe grande variação nos valores, indo de $-0,39 < \Delta\text{Ox} < 0,68$, portanto, devido a distribuição

irregular dessas unidades não é possível determinar um campo precisamente, no entanto, é necessário considerar que a maioria das amostras incide no campo de granitóides oxidados, enquanto que o plúton granítico sem potencial aurífero (Granito Flor da Mata) exibe valores entre $0,41 < \Delta O_x < 0,68$, valores pouco disperso, situado dentro do intervalo de caráter fortemente oxidado.

6. ASSINATURAS GEOQUÍMICAS DOS GRANITÓIDES DE 1,87 GA

Como representante dos granitóides de idade de 1.87 Ga, foram selecionados o Granito Matupá (quatro amostras; Moura, 2002) e o Tonalito X1 (cinco amostras; Rodrigues in prep.) como representantes dos granitos mineralizados, além da Suíte Granodiorítica (quatro amostras; Assis, 2011), como suíte estéril. Os anexos 5, 6 e 7 apresentam os dados litogeoquímicos dos granitos em questão.

6.1- Elementos Maiores e Menores

Os diagramas de variação de Harker (*Fig. 25*) expõem pequenas diferenças, entre as unidades examinadas, quanto às variações nas concentrações dos elementos maiores. Os resultados revelam que o Tonalito X1 é empobrecido em Fe_2O_3 (0,89-1,18%), FeO (0,77-1,06%), MgO (0,25-0,39%), CaO (1,09-1,75%), TiO_2 (0,22-0,14%) e P_2O_5 (0,03-0,05%), assim como o Granito Matupá, que também exibe baixos valores para esses elementos: Fe_2O_3 (0,33-1,3%), FeO (0,3-1,17%), MgO (0,4-1,54%), CaO (1,12-2,89%), TiO_2 (0,17-0,57%) e P_2O_5 (0,06-0,17%). O Tonalito X1 e o Granito Matupá são relativamente mais empobrecidos em FeO, MgO, CaO, TiO_2 e P_2O_5 quando comparados à Suíte Granodiorítica.

Avaliando o grau de fracionamento, observa-se que o Tonalito X1 e o Granito Matupá são mais enriquecidos em SiO_2 e K_2O do que a Suíte Granodiorítica. O Tonalito X1 possui valores compreendidos de sílica e K_2O entre 72,55-73,63% e 3,22-4,11%, respectivamente, além de ser o mais enriquecido em Na_2O (4,19-4,81%). O Granito Matupá apresenta sílica variando entre 67,35-75,09% e K_2O 4,09-4,3%. Os granitos auríferos exibe maiores valores de SiO_2 quando comparados aos da Suíte Granodiorítica ($67,35 < SiO_2 < 75,09\%$).

A Suíte Granodiorítica, granito estéril de idade 1,87 Ma da PAAF, possui valores que variam entre 3,85-6,16% (Fe_2O_3), 3,46-5,54 % (FeO), 3,71-7,32% (CaO), 1,49-3,41% (MgO), 0,49-0,81% (TiO_2) e 0,15-0,31% (P_2O_5). As disparidades observadas podem ser reflexos da mineralogia da rocha, pois a presença de hornblenda, apatita e magnetita como fases acessórias na Suíte Granodiorítica, favorecem percentuais mais elevados desses óxidos, exceto para o SiO_2 e K_2O . Dessa forma, verifica-se uma pequena diferença entre os granitos

mineralizados e estéril da PAAF, de idade 1,87 Ga, uma vez que os corpos graníticos com potencial aurífero são mais fracionados e empobrecidos em elementos maiores e menores

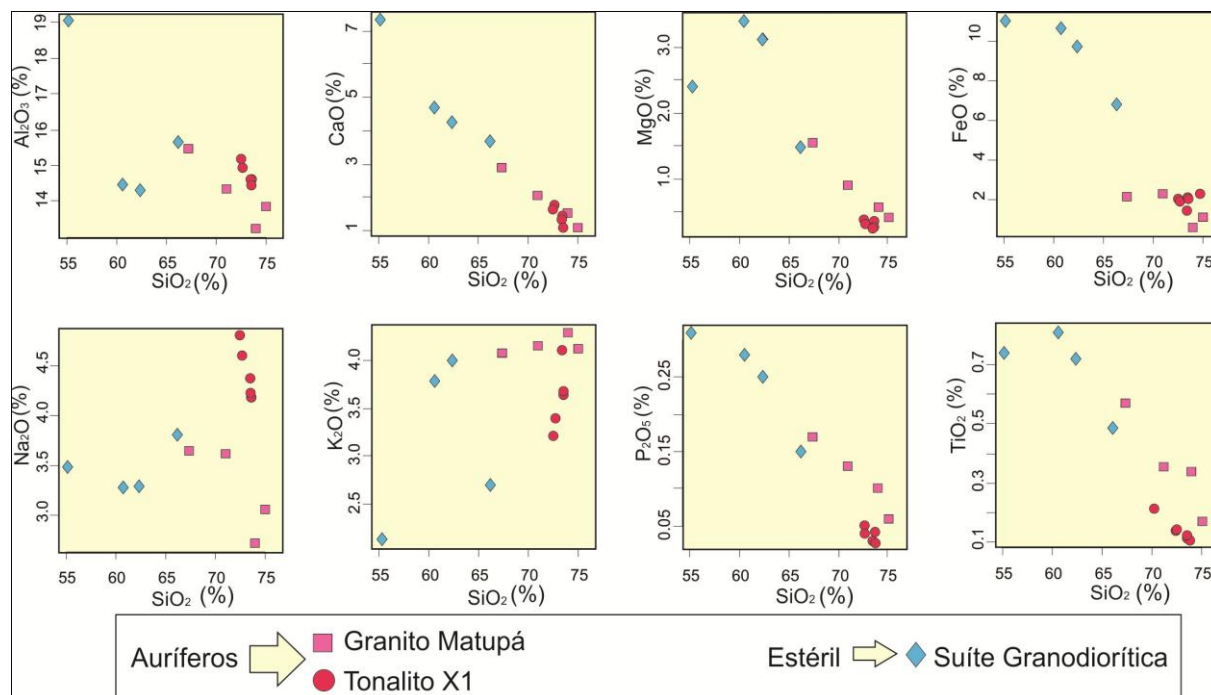


Figura 25: Diagramas de Harker com a variação dos elementos maiores e menores dos granitos mineralizados e estéreis de idade 1.87 Ga.

quando comparados com a unidade estéril.

O CaO e SiO₂ exibem, respectivamente, o grau de evolução e fracionamento entre as suítes. Enquanto que o CaO na Suíte Granodiorítica está relacionado a grande quantidade de plagioclásio cálcico, hornblenda e apatita, as elevadas concentrações de SiO₂ no Tonalito X1 e no Granito Matupá refletem a elevada quantidade de quartzo. Em outras palavras, a alta saturação em sílica, nos plútons auríferos, reporta um magma de natureza evoluída, de composição granítica extremamente ácida e diferenciada. O elevado percentual de K₂O na Suíte Matupá, em relação aos outros corpos, é reportado à sua assinatura mais evoluída, com maior abundância em feldspato alcalino (rochas de composição monzogranítica).

Verifica-se, em geral, nos diagrama que o comportamento dos elementos é inversamente proporcional a quantidade de SiO₂. No Tonalito X1 e no Granito Matupá são observadas correlações inversa do Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, TiO₂ e P₂O₅ com o incremento da sílica. Assim como na Suíte Granodiorítica, com exceção do K₂O e Na₂O, os demais elementos maiores e menores exibem relação inversa com o aumento do fracionamento ígneo. Todas as unidades apresentam diminuição de TiO₂, MgO e FeO em direção às composições mais ácidas, tal fato se deve, provavelmente, à remoção de biotita, titanita e magnetita durante a evolução e cristalização do magma granítico.

Possivelmente, no Tonalito X1 e no Granito Matupá as reduções dos percentuais de CaO e MgO com o incremento do fracionamento ígneo estariam relacionadas a cristalização de plagioclásio, biotita e magnetita, enquanto que na Suíte Granodiorítica esse comportamento é um reflexo direto da participação do plagioclásio, hornblenda, biotita e apatita na evolução da suíte.

As características químicas das amostras de granito estudadas indicam que cristalização fracionada foi importante na evolução magmática em todas as unidades, sendo, portanto, responsável pelo empobrecimento em TiO_2 , MgO, FeO, P_2O_5 , CaO.

Em resumo, relacionando os granitos mineralizados com a suíte estéril nota-se uma pequena distinção em relação ao grau de fracionamento e na abundância dos elementos maiores e menores.

6.2- Elementos Traço e Terras Raras

Ao considerar a variação dos elementos-traço em relação à sílica, nota-se que o Tonalito X1 é o que apresenta maior homogeneidade nas concentrações dos elementos, enquanto que as amostras da Suíte Granodiorítica trazem a maior variação.

Valores mais elevados de Cu (7,3-68,8 ppm), Ni (3,6-23,9 ppm), Co (7,4-18,9 ppm), Pb (6,6-30,3 ppm) e V (52-118 ppm) são observados na Suíte Granodiorítica, enquanto que o Tonalito X1 e o Granito Matupá apresentam baixas concentrações desses elementos (Cr, Ni, Co, e V), o que pode ser uma decorrência da natureza mais evoluída dos granitos auríferos em relação a Suíte Granodiorítica.

De maneira geral, o Granito Matupá exibe os maiores valores de Rb (148,0-196,0 ppm), La (35,7-103,8), Ce (79,8161,8 ppm) e Y (23-39 ppm) enquanto os mais baixos são de Sr (139,0-277,0 ppm). Além disso, no Granito Matupá e no Tonalito X1, a concentração dos elementos tendem a diminuir com o aumento de SiO_2 , exceto o Rb que tende a aumentar, novamente evidenciando o caráter evoluído das rochas (*Fig 26*). Já a Suíte Granodiorítica exibe o aumento nos valores de Ba com o incremento da sílica, enquanto que os demais LILE (elementos litófilos de grande raio iônico) diminuem, assim como ocorre nos granitos mineralizados.

As características químicas das amostras dos granitos auríferos estudados indicam que a cristalização fracionada foi importante na evolução magmática do Granito Matupá e do Tonalito X1, responsável pelo enriquecimento progressivo em Rb e empobrecimento em Ba, Sr, La e Zr.

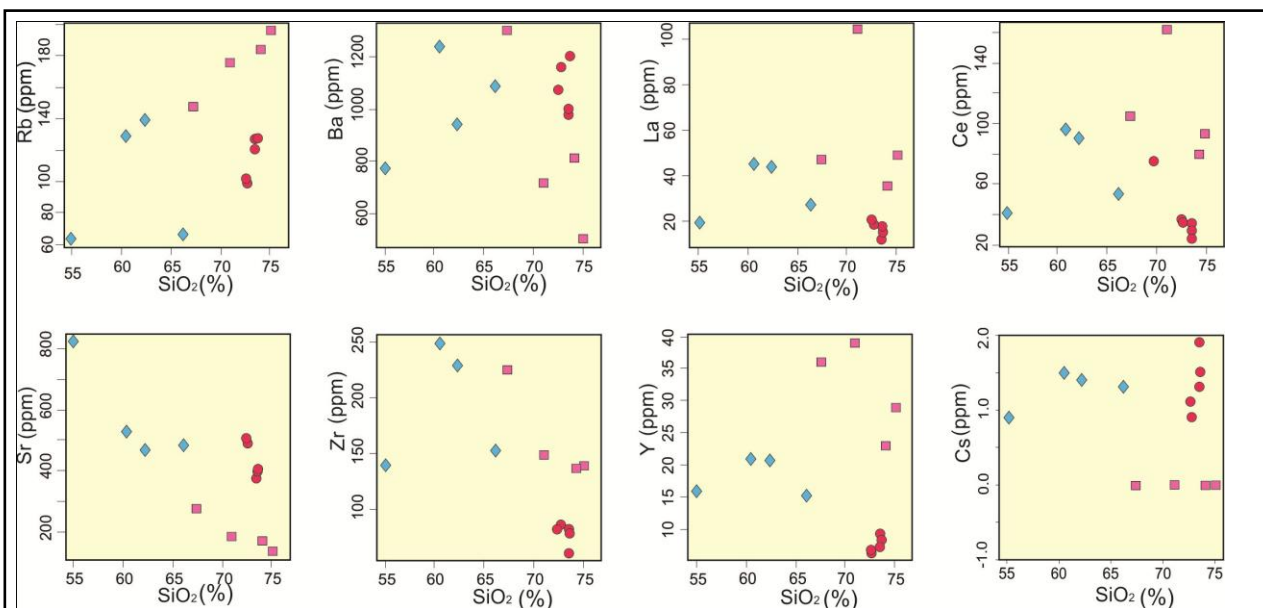


Figura 26: Diagramas de Harker com a variação dos elemento-traço dos granitóides de 1,87 Ga da PAAF.

Em adicional, as razões Eu/Eu^* são positivamente correlacionadas com o Sr e Ba, mas negativamente correlacionadas com o Rb (Fig. 27), tais tendências são controladas pelo fracionamento do plagioclásio e feldspato potássico.

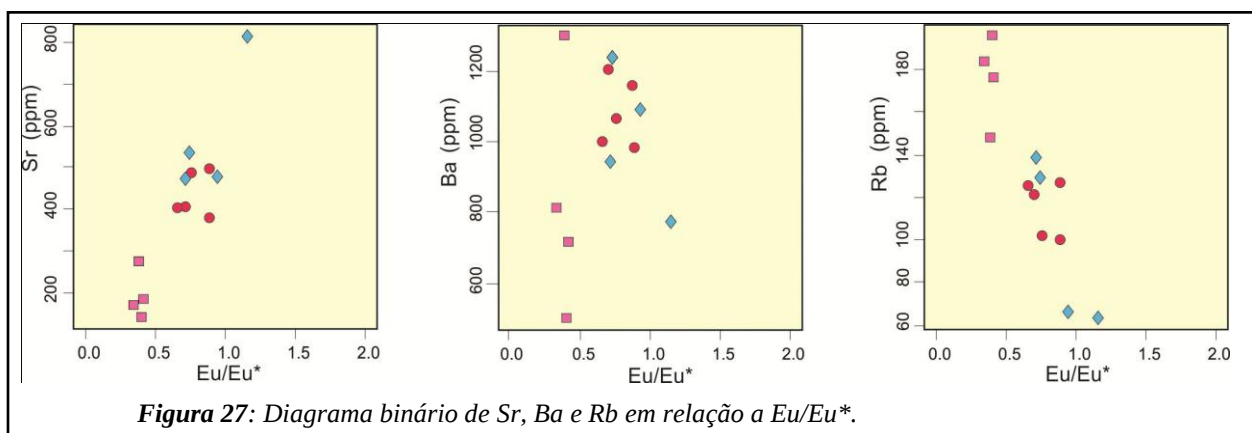
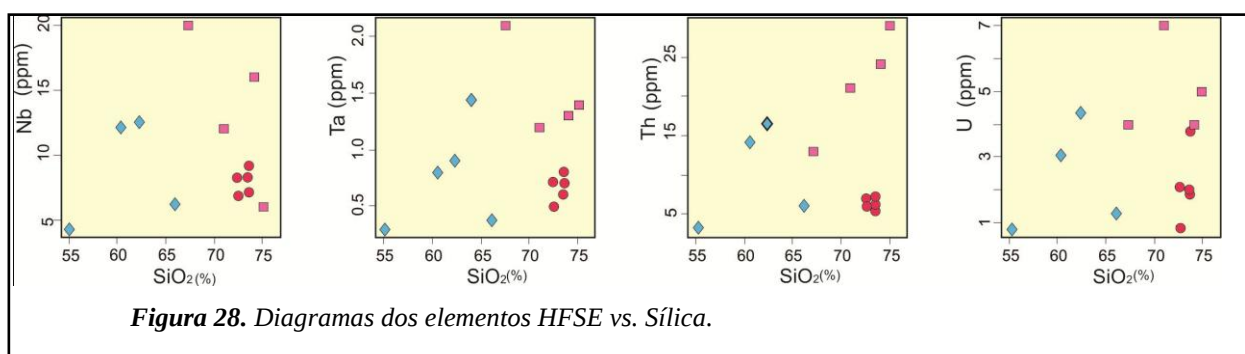


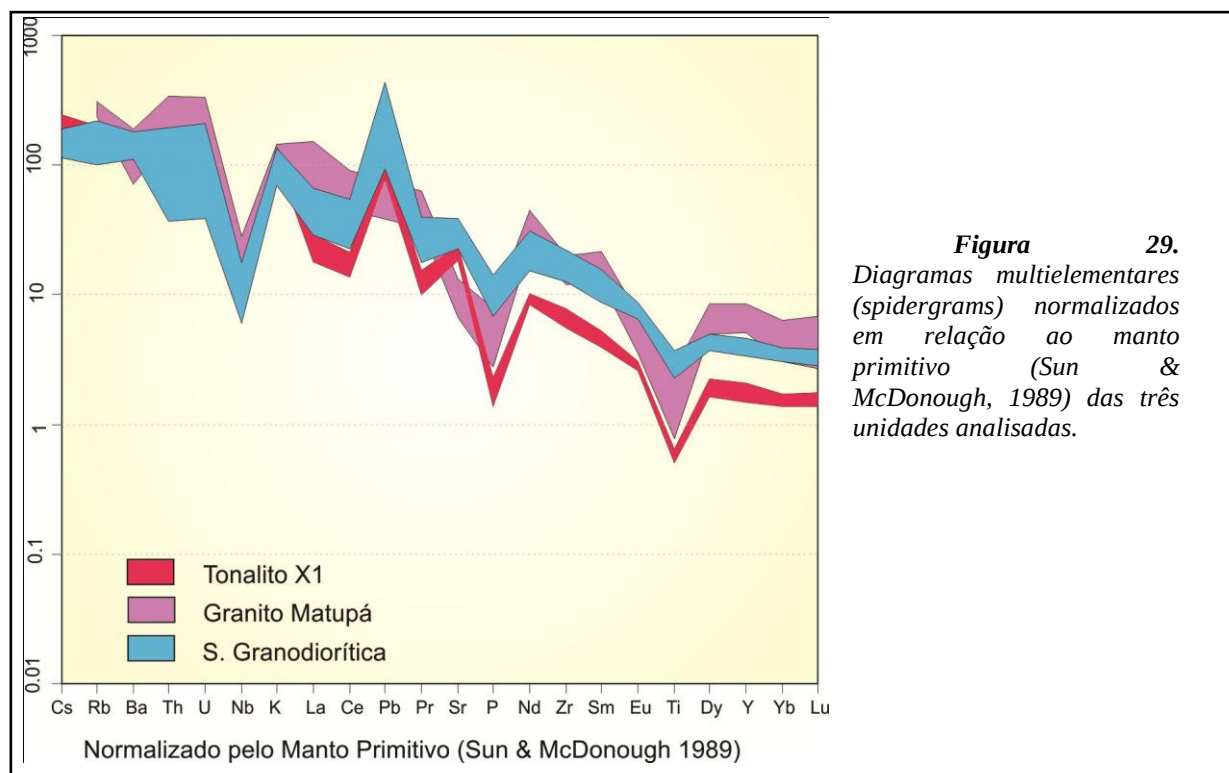
Figura 27: Diagrama binário de Sr, Ba e Rb em relação a Eu/Eu^* .

O comportamento dos HFSE (elementos de elevado potencial iônico), a exemplo do Nb, Ta, Th e U (Fig 28), são relativamente semelhantes entre as suítes. No Granito Matupá os HFSE, exceto pelo Th, diminuem com o incremento da sílica. A mesma variação é observada na Suíte Granodiorítica. Esse comportamento é consistente com a natureza incompatível destes elementos: em magmas menos evoluídos e fracionados, a concentração dos HFSE tende a aumentar até o momento de cristalização do zircão (Zr, Th, U, Hf), enquanto que em magmas mais evoluídos a concentração destes elementos aumenta até o momento de geração de monazita e/ou rutilo, ou ainda, eventualmente de óxidos de Fe-Ti-(Nb).



Através dos dados de elementos-traço normalizados pelo manto primitivo de McDonough & Sun (1995), nota-se que o Granito Matupá é ligeiramente mais enriquecido nos elementos em relação à Suíte Granodiorítica e ao Tonalito X1 (*Fig. 29*). Ressalta-se que todos os corpos, aurífero e estéril, apresentam anomalias negativas de Nb, P e Ti, mas positivas de K.

A diferença entre as anomalias observadas nas diferentes suítes recai nos valores obtidos, sendo que o Tonalito X1 exibe anomalias negativas mais acentuada de P, Ti e La, Ce, enquanto que a Suíte Granodiorítica apresenta anomalia positiva mais pronunciada de Pb, e anomalias negativas de Sr e Ba mais pronunciadas (*Fig. 29*). Portanto, verifica-se que o padrão de terras raras é muito semelhante entre as unidades e, em geral, reflete elevado enriquecimento em ETRL e enriquecimento menor em ETRP.

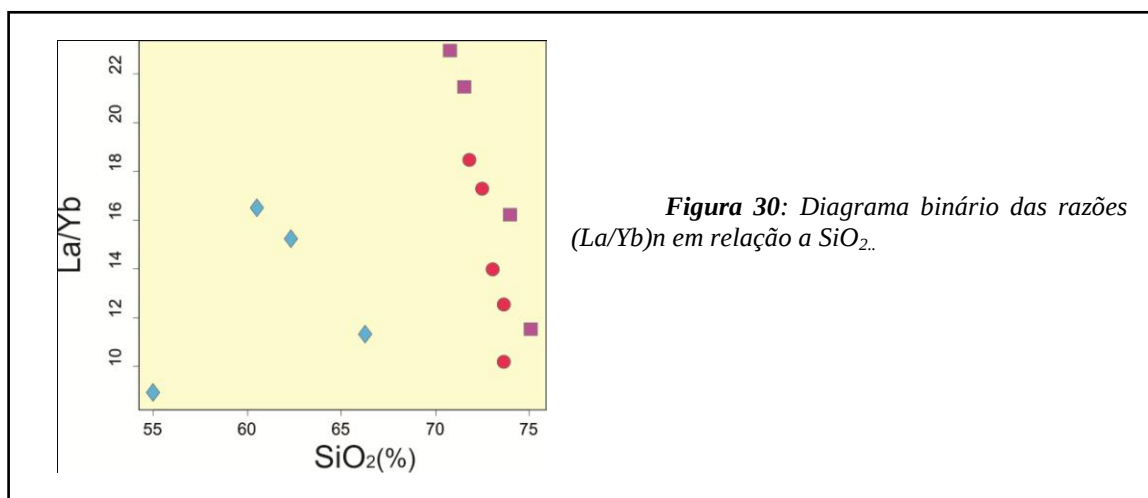


Entretanto, nota-se que o Granito Matupá apresenta enriquecimento em Y seguido de elementos mais incompatíveis, a exemplo do Dy, Yb e Lu, quando comparado com os outros corpos graníticos aqui analisados, esses elementos tendem a se concentrar nos estágios mais tardios da cristalização magmática. Além disso, o Granito Matupá é mais enriquecido em ETR ($\Sigma_{ETR} = 175,4-377,8$ ppm) do que as rochas do Tonalito X1 ($\Sigma_{ETR} = 56,82-82,2$ ppm) e da Suíte Granodiorítica ($\Sigma_{ETR} = 101,75$ a $217,31$ ppm).

Os padrões de fracionamento de ETR nos plútons são moderados, sendo que o Tonalito X1 apresenta as maiores razões $(La/Lu)_n$ entre 11,45-18,96, o Granito Matupá apresenta valores heterogêneos 10,19-21,63, enquanto que para a Suíte Granodiorítica exibe a menores razões, variando de 9,72 a 16,96.

Uma diferença diagnosticada no padrão de distribuição dos ETRs, em relação aos granitos mineralizados e estéreis, é que os primeiros exibem uma sutil anomalia negativa de Eu. O Granito Matupá apresenta razão $Eu/Eu^* = 0,39$ e o Tonalito X1 $Eu/Eu^* = 0,7$, enquanto que na Suíte Granodiorítica essa mesma anomalia é praticamente inexistente $Eu/Eu^* \approx 1$. Em magmas félsicos, essa anomalia negativa indica a cristalização do feldspato via fracionamento (Yang *et al.*, 2008) ou a sua retenção na fonte. De acordo com Assis (2011) a omissão desta anomalia na Suíte Granodiorítica é um reflexo da presença de fases acessórias, principalmente de hornblenda, a qual tende a concentrar ETR intermediárias e, portanto, camuflar as anomalias de Eu.

Em todas as amostras analisadas os valores das razões $(La/Yb)_N$ diminuem com o incremento da sílica, indicando que a cristalização magmática correspondeu ao processo dominante na gênese da unidade (Fig 30).



6.3- Classificações Magmáticas e Ambiente Tectônica

Segundo a classificação de rochas graníticas proposta por Frost *et al.*, (2001), observa-se que as amostras dos plútons analisados estão situadas no campo dos granitóides magnesianos (Fig 31). Considerando o diagrama de sílica vs. índice cálcio-alcálico, é possível concluir que, no geral, todas as unidades analisadas, tanto os granitos mineralizados quanto o estéril, estão situadas no domínio dos granitóides cálcio-alcálicos (Fig. 31). Entretanto, quanto ao Índice de Saturação em Alumina (*aluminum saturation index, ASI*), observa-se uma diferença entre os granitos mineralizados e a suíte estéril: as amostras do Granito Matupá e do Tonalito X1, apresentam assinatura peraluminosa, enquanto que as da Suíte Granodiorítica, embora apresente ampla distribuição no diagrama, exibem padrão metaluminoso (Fig. 31). Clarke (1992) destaca o fato de que a composição de um granito é um somatório entre fontes e processos, porém o mapeamento dos diversos tipos de granitos, peraluminosos, metaluminosos e peralcalinos, demonstra que cada um deles predomina em determinado ambiente tectônico, mas, geralmente, sem a exclusão completa de outros tipos.

Os elementos traço podem ser utilizados para definir o tipo de ambiente tectônico nos quais os granitos foram gerados (Rollinson, 1993). No diagrama proposto de Schandl & Gorton (2002) é possível concluir que a totalidade das amostras incide no campo de margem continental ativa (Fig. 32.). Nos diagramas propostos por Pearce *et al.*, (1984), não se observa diferenças substanciais para os granitóides quanto a classificação (Fig.33), sendo que praticamente todo o conjunto de dados possui forte afinidade geoquímica com granitóides de arcos vulcânicos, sendo que as amostras do Granito Matupá são as únicas que posicionam-se

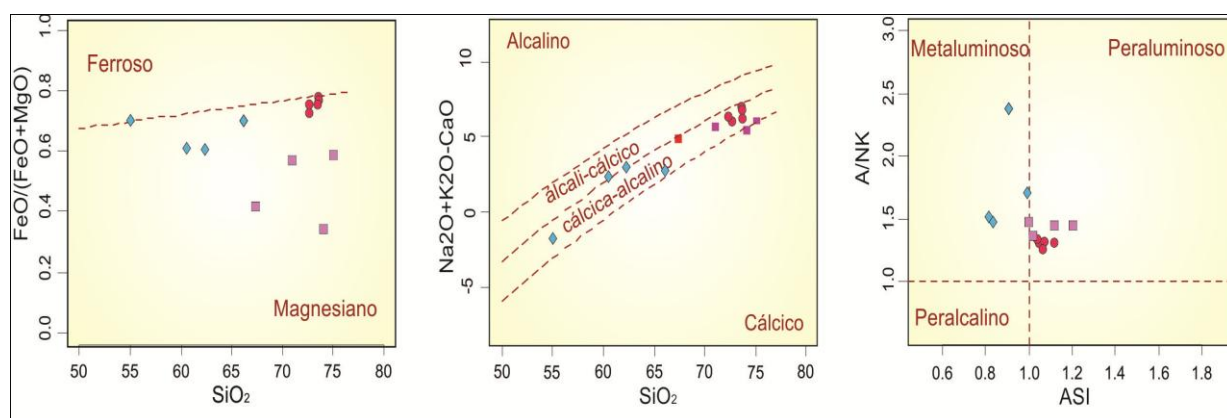
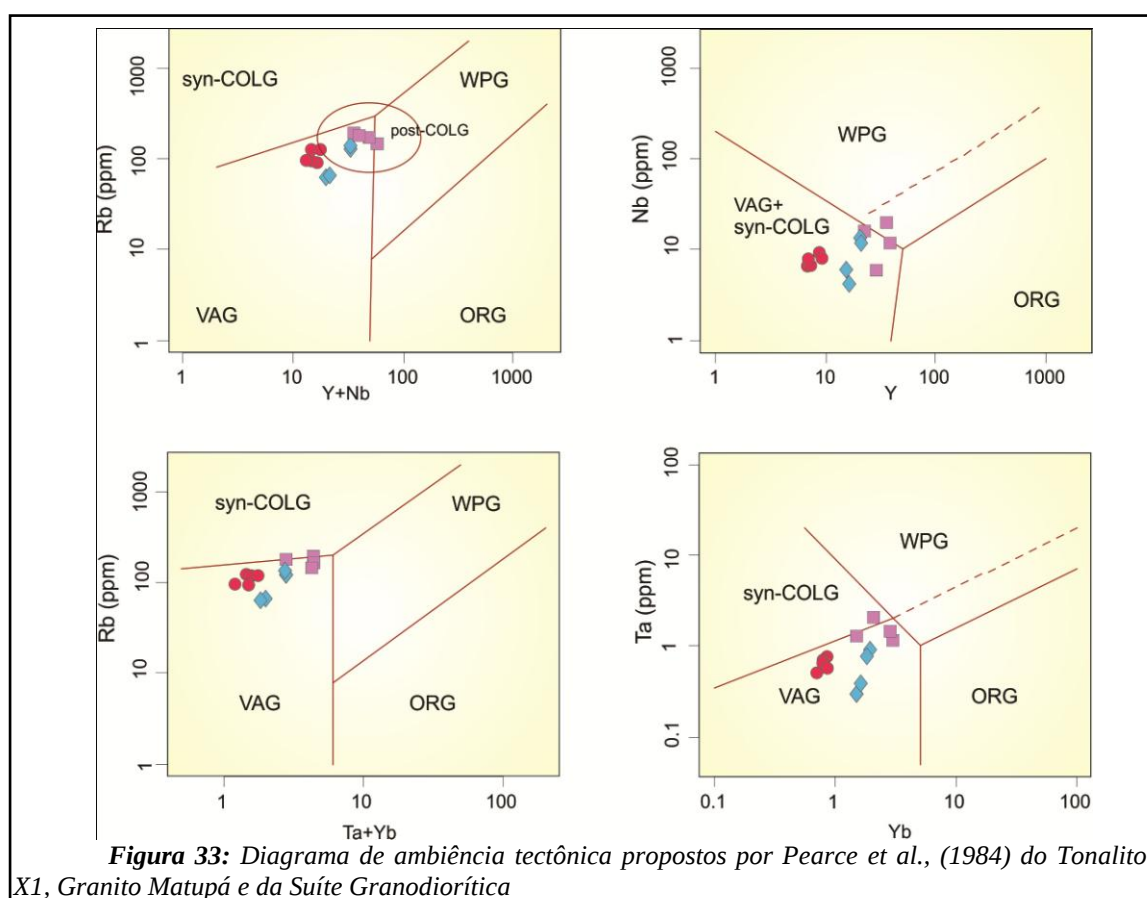
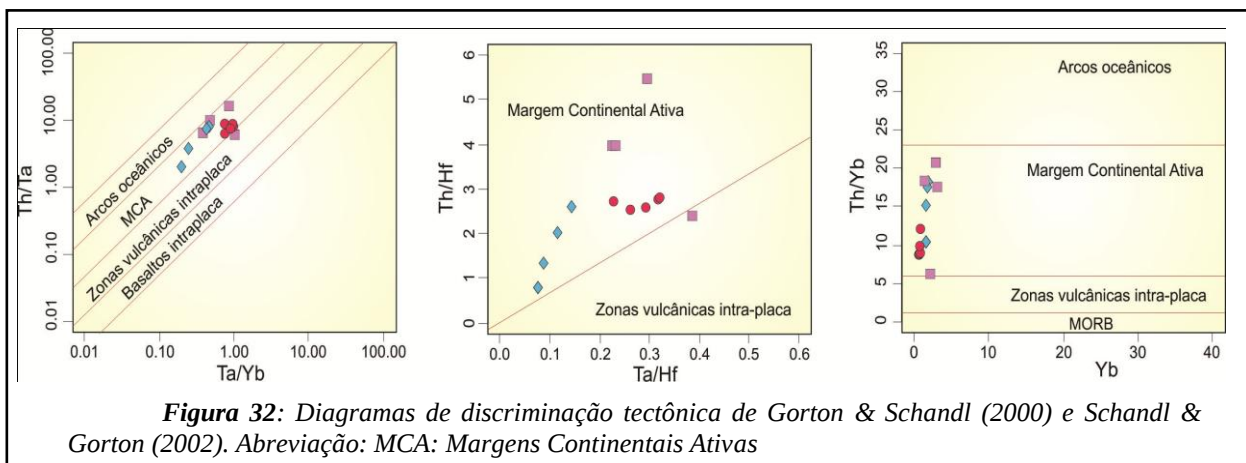
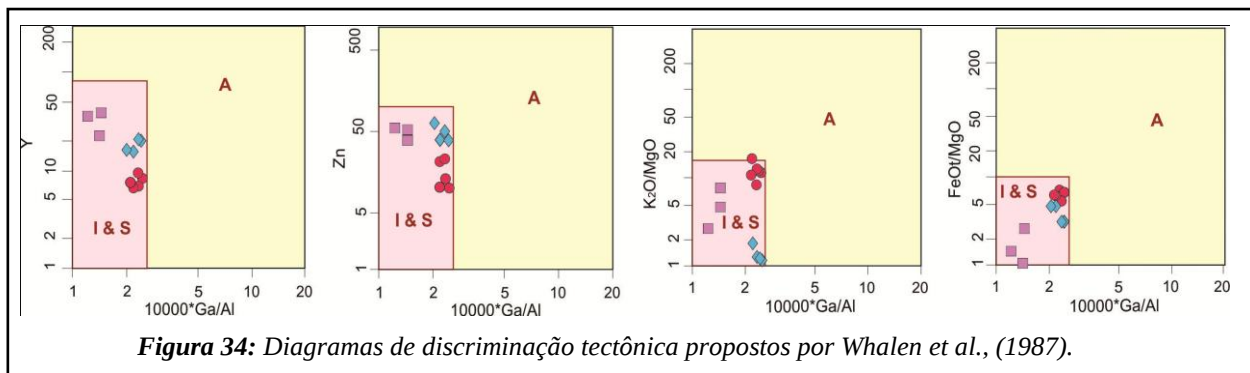


Figura 31: Definição das afinidades geoquímicas das suítes plutônicas com base em elementos maiores, diagrama de Frost *et al.*, (2001) .

entre o domínio dos VAG e dos syn-COLG, comportamento semelhante ao esperado em granitos pós-colisionais, segundo Pearce (1996).

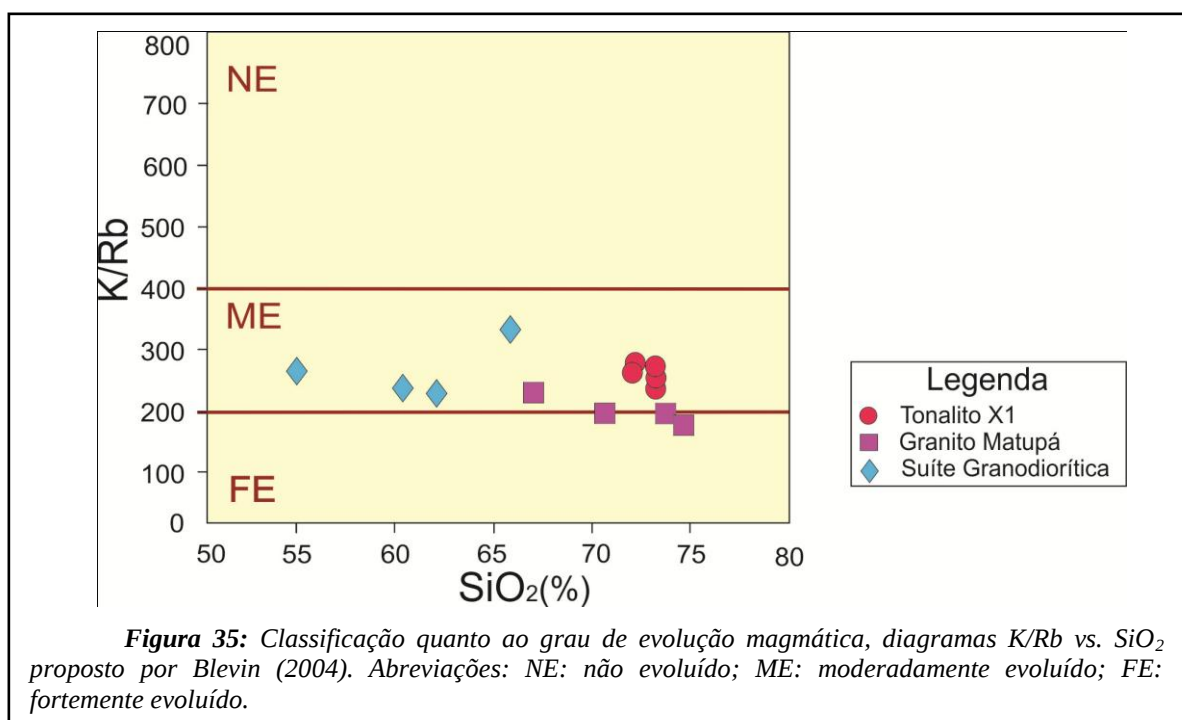


Segundo a classificação de Whalen *et al.*, (1987), observa-se que em todos os casos as unidades estão intrinsecamente relacionada com os granitos orogênicos do tipo I (Fig.34). Segundo Chappell & White (2001), outras características que usualmente são utilizadas na caracterização de granitos do tipo I é a presença de hornblenda, apatita, titanita, bioita e magnetita, além de percentuais intermediários a elevados de CaO, características comuns nos litotipos aqui analisadas.

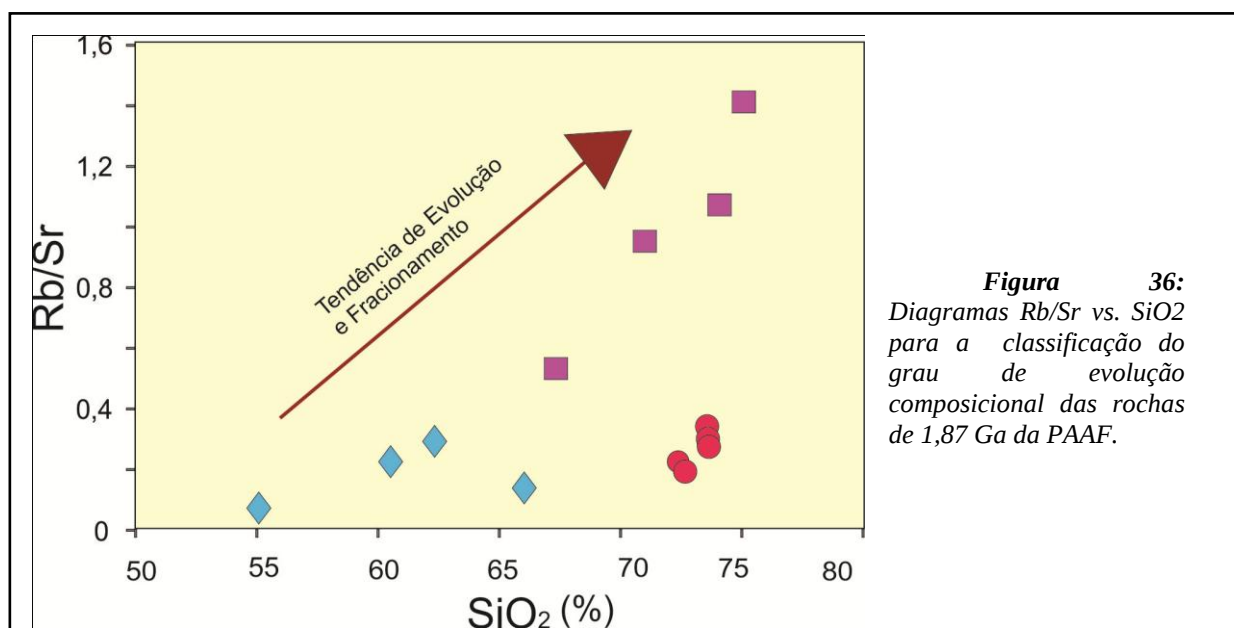


6.4- Evolução Composicional

No diagrama K/Rb *versus* sílica observa-se que as a Suíte Matupá é a que possui maior grau de evolução em relação às outras unidades aqui analisadas, com razão K/Rb variando entre 174,92 e 229,41, enquanto que o Tonalito X1 e a Suíte Granodiorítica são moderadamente evoluídos, com razões, respectivamente, entre 240,5-270,36 e 239,4-339,61. No entanto, de uma forma geral, tanto os auríferos como os estéreis são moderadamente evoluídos (*Fig. 35*).



A relação diretamente proporcional entre as razões Rb/Sr com o aumento do fracionamento ígneo para todos os plútons corrobora com as típicas tendências via cristalização fracionada (*Fig 36*). Logo, os resultados obtidos para o conjunto de rochas, incorporados com o padrão de distribuição dos elementos maiores, traço e ETR permitem concluir que o processo de cristalização fracionada correspondeu ao seu principal mecanismo de evolução magmática.



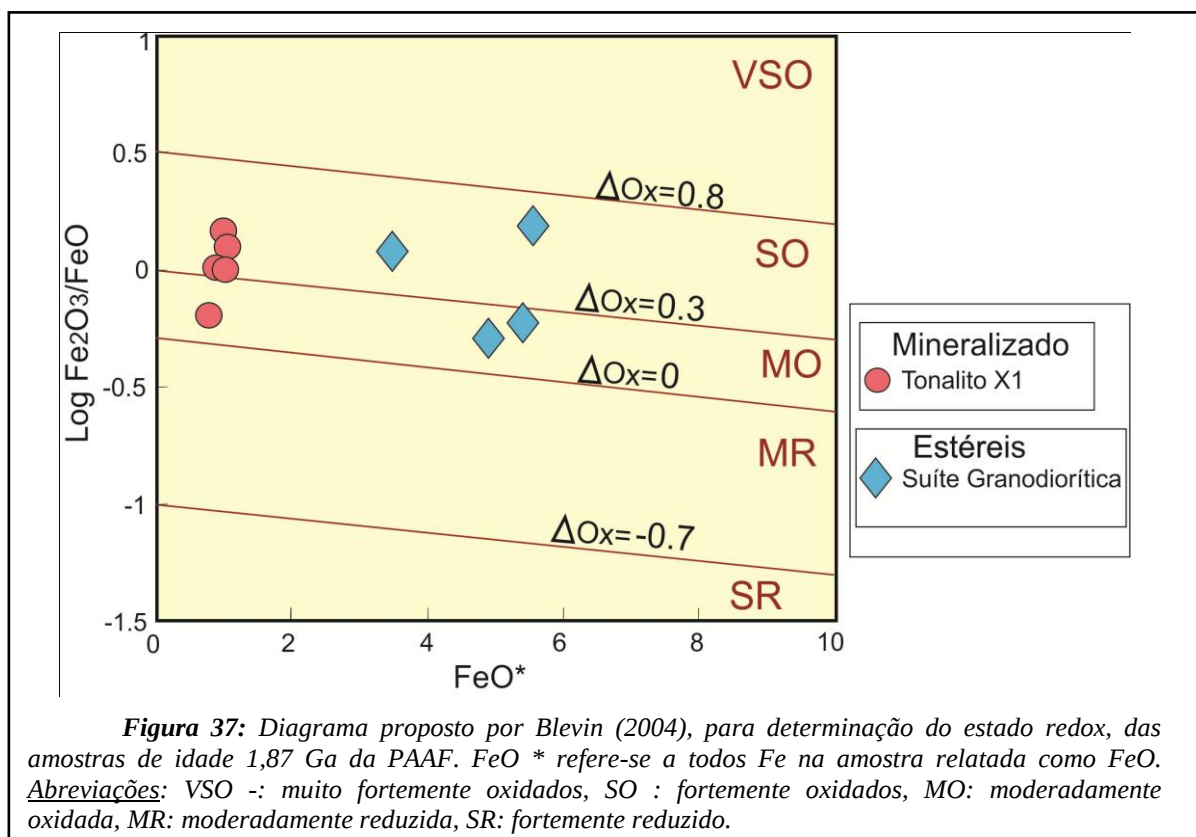
Utilizando das razões Rb/Sr, verifica-se que o Granito Matupá possui razões entre 0,53 < Rb/Sr < 1,41; o Tonalito X1 entre 0,2 < Rb/Sr < 0,33 e a Suíte Granodiorítica entre 0,08 < Rb/Sr < 0,29. Neste sentido, o Granito Matupá apresenta grau de evolução relativamente maior do que as demais unidades. Comparando os granitóides auríferos com o estéril constata-se que a suíte Granodiorítica é relativamente menos fracionada, como já dito anteriormente, e apresenta grau de evolução (razão Rb/Sr) moderado a baixo, similar às unidade aurífera Tonalito X 1.

6.5- Estado de Oxidação

O estado de oxidação dos granitóides de 1,87 Ga do setor leste da PAAF foi determinado apenas para o Tonalito X1(mineralizado) e para a Suíte Granodiorítica (estéril), pois a falta de amostras do Granito Matupá impossibilitou a determinação deste parâmetro.

O Tonalito X1 apresenta valores de ΔO_x variando entre 0,13 a 0,48 ao passo que para a Suíte Granodiorítica esses valores concentram-se entre 0,15 a 0,65. Logo, as suítes exibem padrão moderado a fortemente oxidado, tal como esperado de magmas hidratados, portadores de biotita, horblenda, apatita, titanita e magnetita.

Em complemento, utilizou-se o diagrama binário do $\log (Fe_2O_3/FeO)$ vs FeO^* , proposto por Blevin (2004), com a intuito de melhor ilustrar o estado redox das amostras. Dessa forma, analisando o diagrama (Fig. 37) observa-se que tanto os granitóides estéreis como os auríferos apresentam caráter redox que varia de moderado a fortemente oxidado.



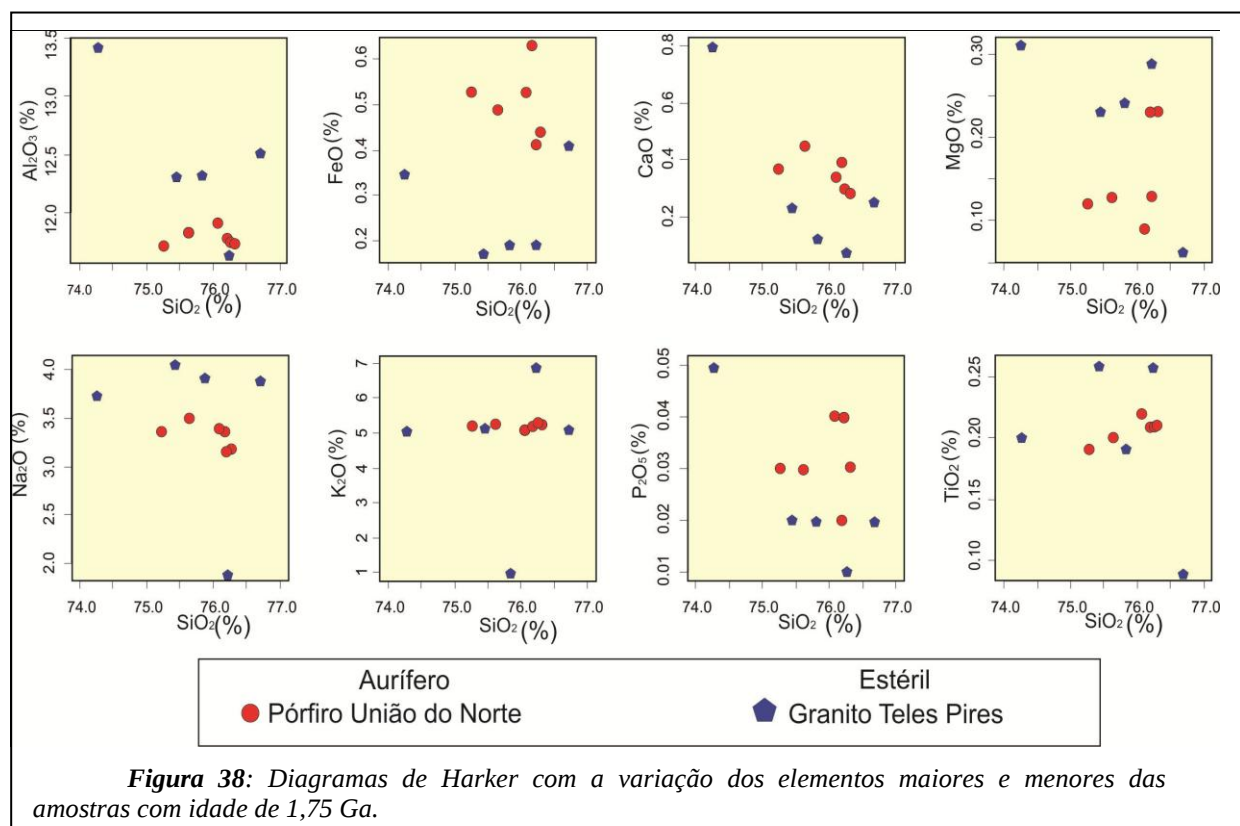
7. ASSINATURAS GEOQUÍMICAS DOS GRANITÓIDES DE 1,75 GA

Foram selecionadas 11 amostras representativas das suítes graníticas de idade de 1,75 Ga, das quais seis são provenientes do Pórfiro União do Norte que segundo Assis (2011), corresponde ao agente magmático causativo da mineralização aurífera associada a metais de base (epitermal de intermediária sulfetação) do Depósito do Francisco. As demais cinco amostras são representativas da Suíte Intrusiva Teles Pires que de acordo com Souza *et al.* (2005), Paes de Barros (2007) e Silva & Abram (2008) representa o marco final do evento aurífero da PAAF.

7.1- Elementos Maiores e Menores

A análise dos resultados de elementos maiores e menores foi feita com auxílio dos diagramas binários de Harker, o qual ilustra algumas variações (Fig. 38). O Pórfiro União do Norte apresenta sutil empobrecimento em Al_2O_3 (11,71-11,93%), Na_2O (3,17-3,51%) e MgO (0,09-0,23%), mas enriquecimento em CaO (0,29-0,45%), Fe_2O_3 (1,59-1,74%) e FeO_t (0,41-0,63%) e valores intermediários de K_2O (5,13-5,28%) e TiO_2 (0,19-0,22%), quando comparado com o Granito Teles Pires. Já as rochas do Granito Teles Pires, apresentam enriquecimento em Al_2O_3 (11,65-13,43 %) e TiO_2 (0,09-0,26%) e empobrecimento em FeO (0,17-0,41%) e em CaO (0,07-0,8). Contudo, ambas as suítes exibem percentuais elementares

bastante similares, o que não permite apontar nenhuma diferença entre corpos mineralizado e estéreis. Essa observação, no entanto, está coerente, visto que Assis (2011) define o Pórfiro União do Norte como uma manifestação epizonal da Suíte Intrusiva Teles Pires e, portanto,



cogenética a ela.

Ambas as unidades analisadas apresentam elevadas concentrações de SiO_2 , refletindo forte fracionamento ígneo, o qual pode ser reportado ao quartzo, presente na matriz (Granito Teles Pires) quanto como em fenocristais (Pórfiro União do Norte). Enquanto que os altos percentuais de K_2O , tanto no Pórfiro União do Norte quanto no Granito Teles Pires evidenciam sua assinatura mais evoluída, com abundância em feldspato alcalino, visto que o Pórfiro União do Norte engloba monzogranito a álcali-feldspato granito, enquanto que o Granito Teles Pires é classificado como álcali-feldspato granito (Ramos, 2011). O CaO , contudo, está relacionado a maior abundância de plagioclásio no Pórfiro União do Norte, uma vez que possui maior variação modal, diferentemente do granito Teles Pires, empobrecido em plagioclásio.

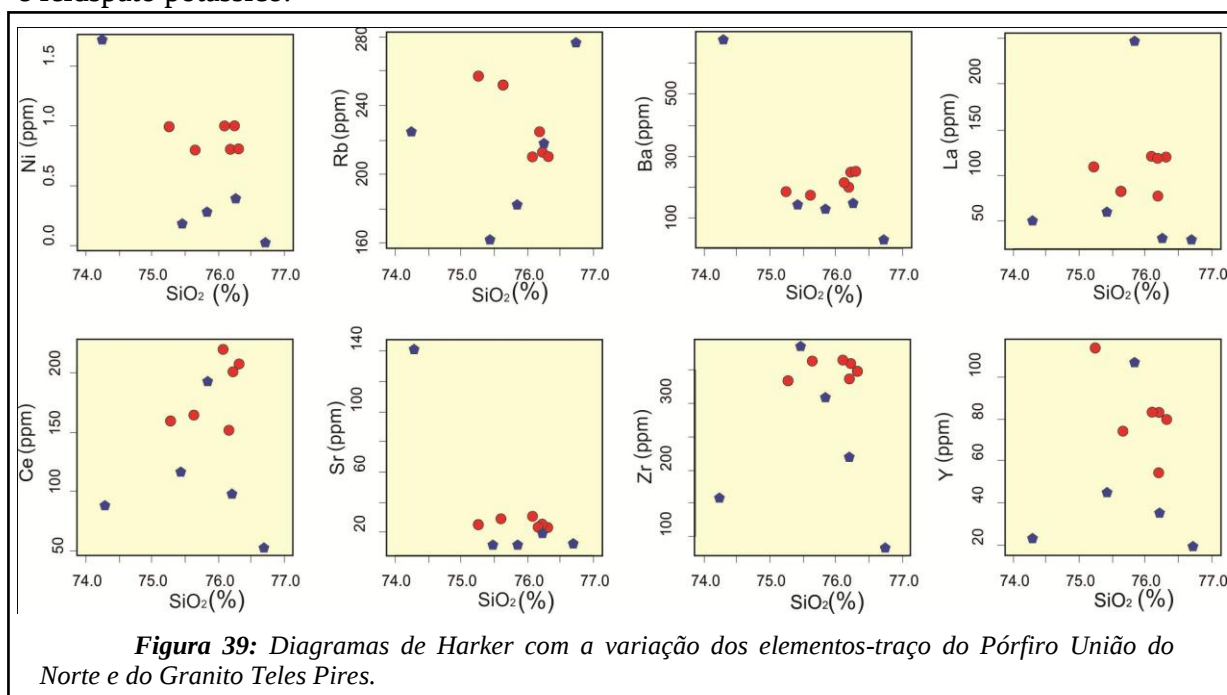
Em adicional, no Pórfiro União do Norte são observadas correlações diretas do Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 e P_2O_5 com o incremento da sílica, enquanto que Na_2O e CaO , apresentam relação inversa, possivelmente relacionadas à cristalização de plagioclásio. As rochas do Granito Teles Pires também apresentam variação nos teores de elementos maiores com o aumento de sílica, sendo que Al_2O_3 , CaO e P_2O_5 apresentam tendência inversa a sílica,

diferentemente do MgO, Na₂O, K₂O, TiO₂ e FeO^t, que não exibem variações acentuadas. A redução no Al₂O₃ e P₂O₅ pode ser reflexo da participação de apatita na evolução da suíte.

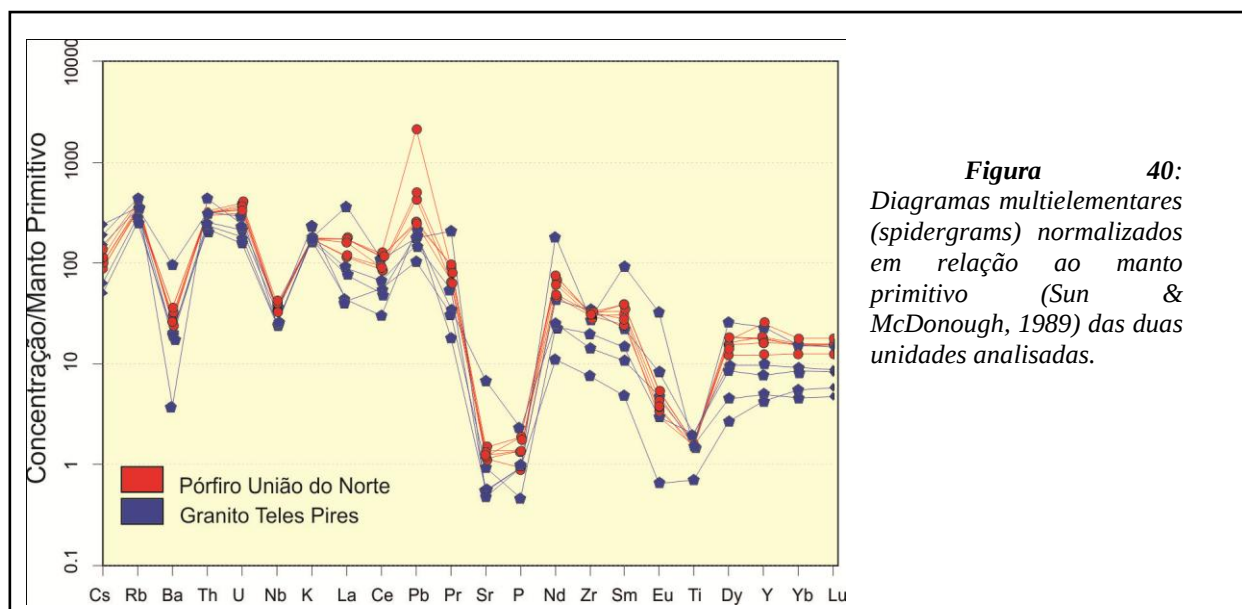
De modo geral, o comportamento dos elementos maiores nos corpos aqui descritos é similar, variando sutilmente apenas com relação à composição modal de cada unidade. Por conseguinte, nenhuma diferença entre corpos com potencial aurífero e estéril, com relação aos elementos maiores, foi diagnosticada.

7.2- Elementos Traço e Terras Raras

Avaliando a concentração dos elementos traços verifica-se que o Pórfiro União do Norte apresenta valores mais elevados para Ni, Y, Sr e Zr, enquanto que para o Granito Teles Pires possui concentrações relativamente menores para La, Ba, Sr e Ce. Analisando o comportamento desses elementos em função do fracionamento, nota-se que no Granito Teles Pires ocorre aumento do Rb, mas redução do Ba, ambos com o incremento da sílica, enquanto que no granito sub-vulcânico ocorre aumento de Ba e diminuição do Rb (*Fig. 39*). Tais disposições dos resultados são controladas eminentemente pelo fracionamento do plagioclásio e feldspato potássico.



Os padrões dos ETR, normalizados pelo manto primitivo (McDonough & Sun, 1995), exibem semelhanças entre as unidades (*Fig. 40*). Ambas apresentam anomalias negativas de Ba, Nb, Sr, P e Ti e positiva de K e Pb, no entanto, o Pórfiro União do Norte exibe uma anomalia positiva mais pronunciada de Pb.

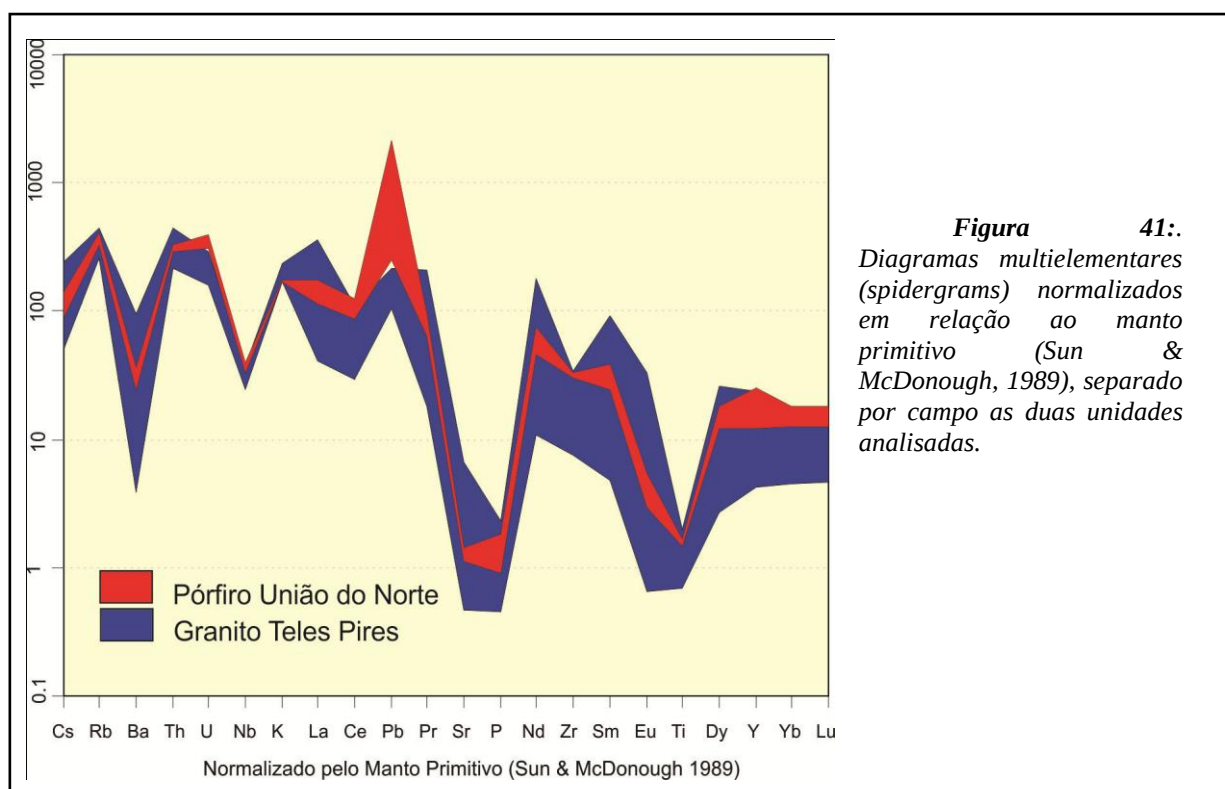


Os ETR leves mostram acentuado fracionamento, contrastando com a disposição mais suave dos ETR pesados (Fig. 40). A razão $(La/Lu)_N$ alcança valores entre 7,26 e 10,94 para o Pórfiro União do Norte e 4,85-23,85 para o Granito Teles Pires, diagnosticando de um alto grau de fracionamento dos ETR. Esses resultados indicam que o fracionamento ígneo foi ligeiramente mais pronunciado nas rochas do Granito Teles Pires do que no granito porfirítico. Esse resultado mostra-se ainda mais coerente ao se analisar a dispersão dos elementos maiores e traço, as quais são mais restritas para o Pórfiro União do Norte do que para o Granito Teles Pires: indícios diretos de graus de fracionamento distintos entre as suítes.

Entre os ETRL nota-se um fracionamento interno moderadamente alto, expresso pela razão $(La/Sm)_N$, cujos valores variam de 4,3-5,09 no Pórfiro União do Norte e entre 2,74-8,68 para o Granito Teles Pires. Em relação ao fracionamento interno dos ETRP, os valores são moderados, com razões $(Gd/Lu)_N$ entre 1,09 e 1,74 para o Pórfiro União do Norte, e de 0,53 a 3,96 para o Granito Teles Pires.

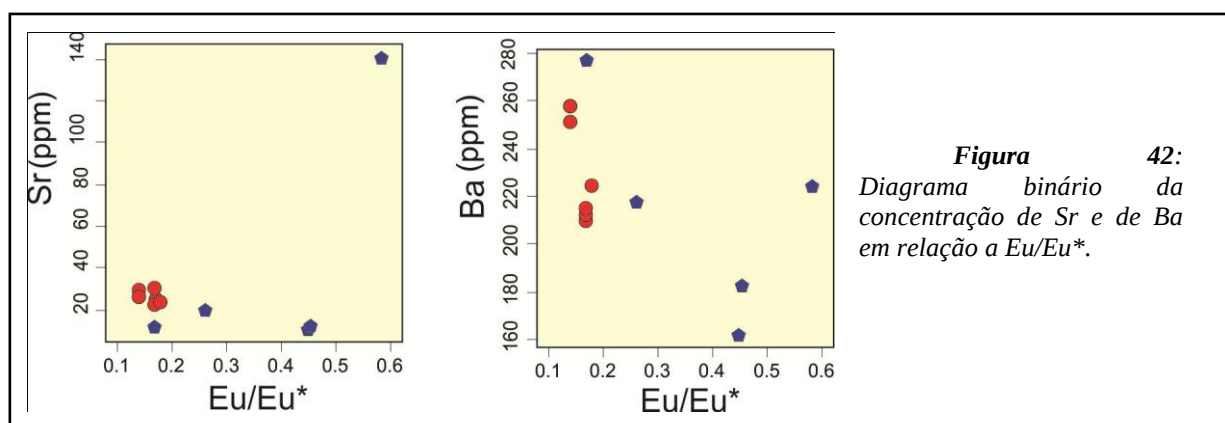
O Pórfiro União do Norte apresenta um pequeno enriquecimento em Dy seguido de elementos mais incompatíveis, a exemplo do Y, Yb e Lu, quando comparado ao padrão do Granito Teles Pires, um reflexo da natureza incompatível destes elementos, que tendem a se concentrar nos estágios mais tardios da cristalização magmática (Fig.41). Em adicional, nota-se que os ETRP tendem a configurar um patamar mais estável, com menor variação nos resultados.

Portanto, confrontando os resultados obtidos para o plúton com potencial aurífero com o estéril, verifica-se que o comportamento dos elementos terras raras nessas unidades são bastante similares, uma vez que a distribuição dos ETR no plúton aurífero encontra-se inserido no campo delimitado para as amostras do granito estéril.

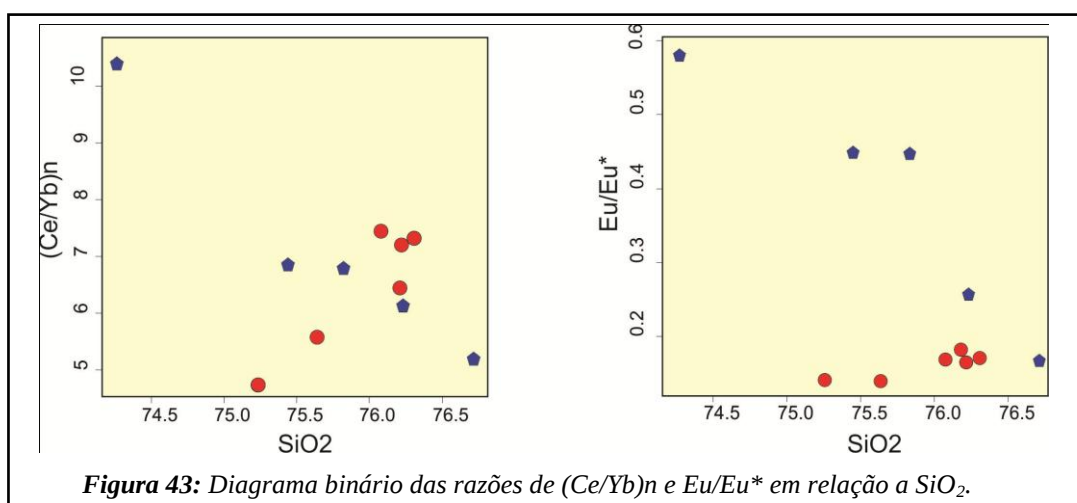


O padrão de distribuição dos ETR das unidades possui uma pequena diferença, visto que, há uma anomalia negativa de Eu no Pórfiro União do Norte ($0,14 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0,18$), essa anomalia indica a cristalização do feldspato via fracionamento, ou então, a retenção do elemento na fonte, quando não consumido durante os processos de fusão parcial (Rollinson, 1993; Yang *et al.*, 2008). Já no Granito Teles Pires essa anomalia é menos pronunciada, com valores entre ($0,17 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0,58$). A ausência de anomalia negativa de Eu no Teles Pires possivelmente seja um reflexo de sua elevada quantidade de feldspato alcalino.

Como o Ba e Sr são admitidos na estrutura cristalina do feldspato potássico e plagioclásio, nota-se que nas duas unidades estudadas a concentração de ambos elementos aumenta com o incremento da sílica, sendo assim as anomalias negativas de Eu são controladas principalmente pelo fracionamento de plagioclásio e feldspato alcalino (Fig. 42).



Diferentemente do Granito Teles Pires, o Pórfiro União do Norte apresenta correlações diretas e proporcionais das razões Eu/Eu^* e $(\text{Ce}/\text{Yb})_n$ em função da sílica (*Fig.43*), o que não é coerente com um modelo de cristalização fracionada simples. A relação direta destas razões com os índices de fracionamento magmáticos sugere que processos adicionais (*e.g.* contaminação crustal, cristalização de fundidos mínimos) foram mais importantes do que a cristalização magmática na evolução do granito sub-vulcânico (Assis, 2011). No Granito Teles Pires, no entanto, observa-se uma forte relação inversa entre essas razões (Eu/Eu^* e Ce_N/Yb_N) em função da sílica, o que é distinto, portanto, do comportamento obtido para o granito sub-vulcânico.



7.3- Classificações Magmáticas e Ambiente Tectônica

De acordo com a classificação de Frost *et al.*, (2001), observa-se que as amostras tanto do Pórfiro União do Norte, com as maiores razões de $\text{FeO}^t/(\text{FeO}^t + \text{MgO})$, quanto as amostras do Granito Teles Pires enquadram-se no campo dos granitóides ferrosos (*Fig. 43*). Granitos enriquecidos em FeO^t normalmente exibem afinidades com magmas graníticos do tipo A, diferentemente dos granitóides de arcos vulcânicos que exibem baixos percentuais de FeO^t (Assis, 2011). Logo, as amostras analisadas apresentam características específicas de séries graníticas anorogênicas. Com base no índice de alcalinidade, conclui-se que as duas unidades exibem assinatura álcali-cálcica (*Fig. 44*).

No diagrama de índice de saturação em alumina (*aluminum saturation index, ASI*), também proposto por Frost *et al.*, (2001), as amostras do Pórfiro União do Norte assim com a do Granito Teles Pires de Novo Mundo exibem padrão tanto metaluminoso quanto peraluminoso, mas dentro do campo delimitado por Maniar & Piccoli (1989) para as séries graníticas pós-colisionais (*Fig. 44*).

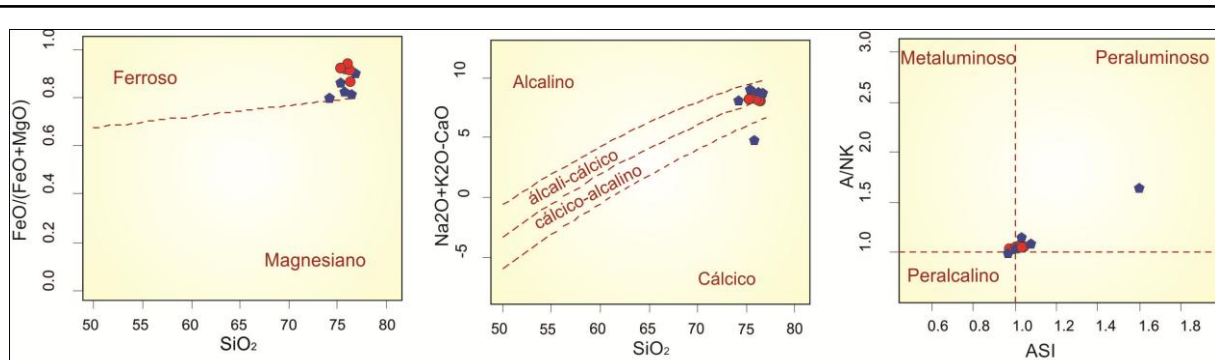


Figura 44: Diagrama proposto por Frost et al., (2001), exibindo as afinidades geoquímicas das suítes plutônicas de 1,75 Ga da PAAF

Nos diagramas de ambiência tectônica não observa diferenças substanciais, uma vez que todas as amostras incorrem no campo de margem continental ativa (Fig.45). Ao se especificar o tipo de ambiente de geração do magma com auxílio dos diagramas propostos por Pearce et al., (1984), percebe-se que as rochas estão relacionado a magmas graníticos gerados em ambiente pós-colisional a intra-placa (Fig. 46). Logo, conclui-se que o magmatismo responsável pela formação destas rochas é de natureza tardia em relação ao evento orogenético que teria operado na PAAF, ou seja, representa o estágio pós-colisional do Arco Magmático Juruena (1,8-1,75 Ga).

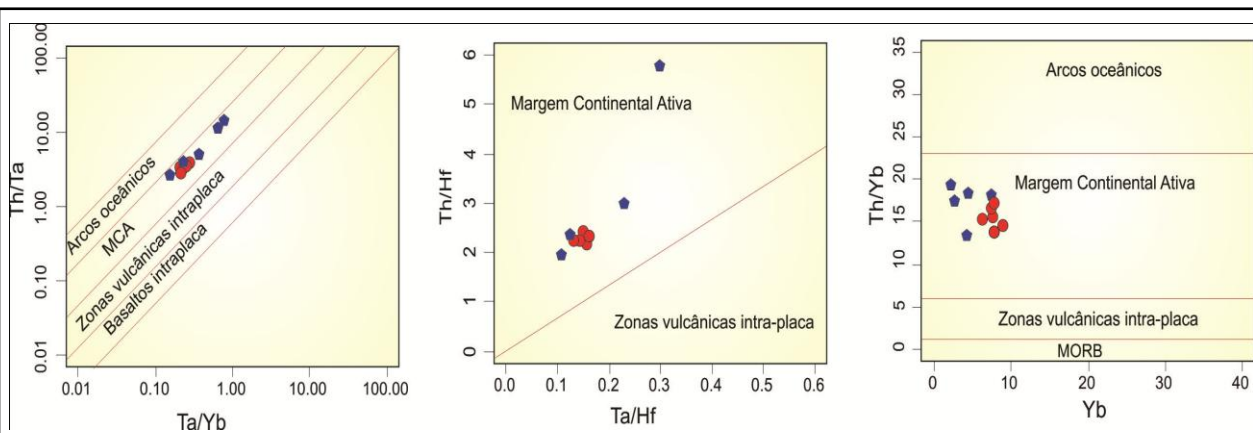
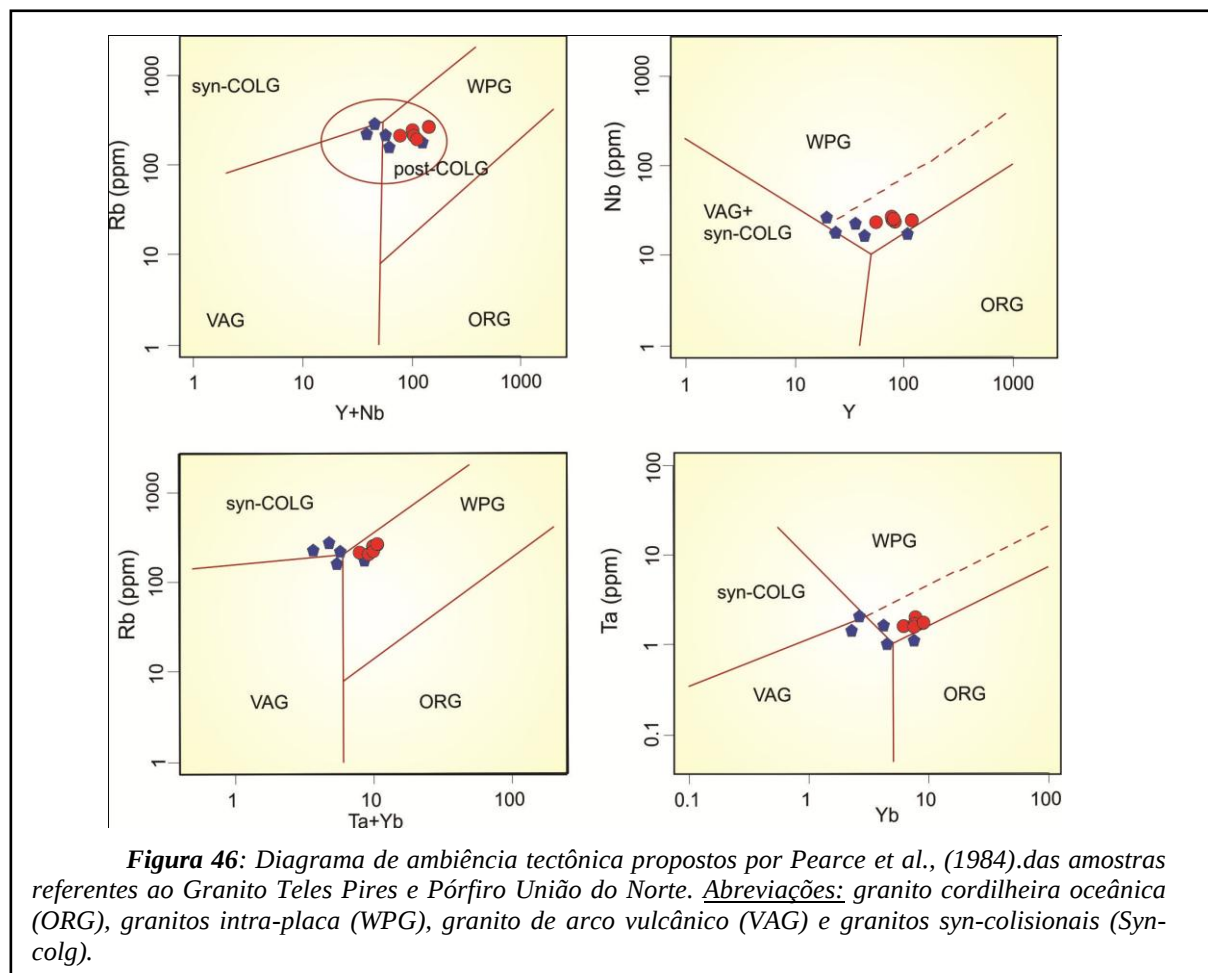
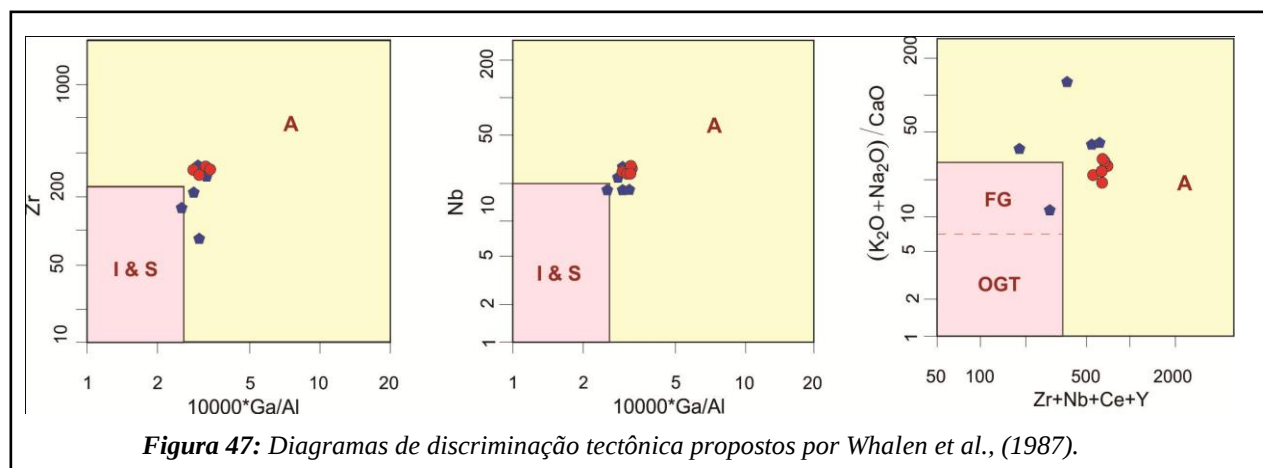


Figura 45: Diagramas de discriminação tectônica de Gorton & Schandl (2000) e Schandl & Gorton (2002). Abreviação: MCA: Margens Continentais Ativas

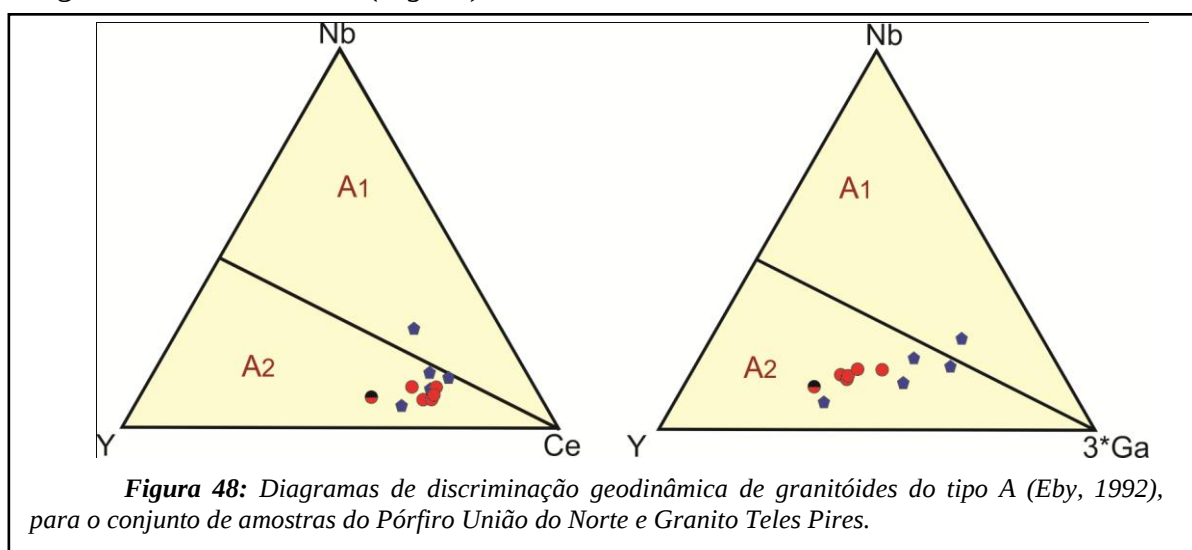


A partir dos diagramas de Whalen et al., (1987), o qual fazem uso das concentrações de alguns elementos maiores e traço, em especial do Ga e Al, observa-se que todos os as amostras possuem afinidade geoquímica para granitos anorogênicos, coerentes, portanto, com o seu enriquecimento em FeO_t, LILE e HFSE (Fig. 47).



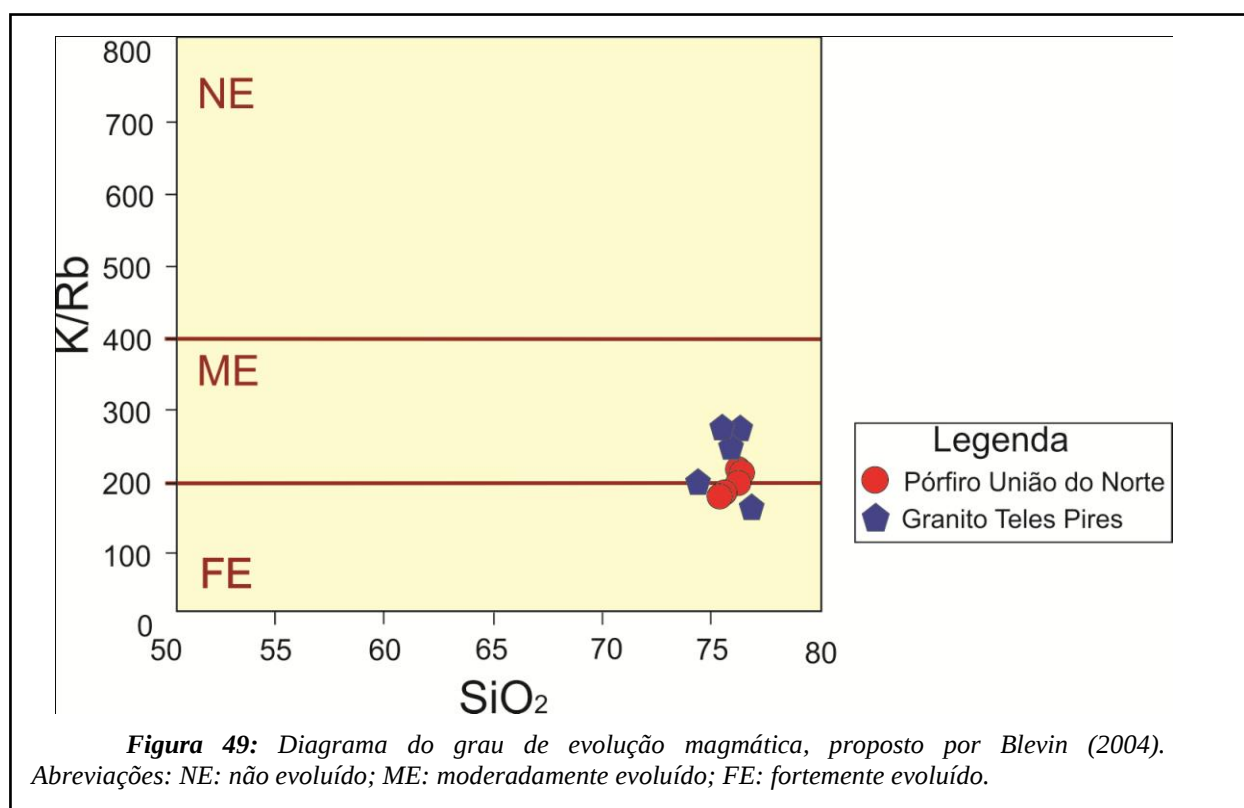
Quando suítes graníticas incidem no campo dos granitóides intra-placa de Pearce et al. (1986) e de granitos do tipo A (Whalen et al., 1987), é essencial a aplicação dos diagramas de Eby (1992), discriminatórios de ambiente pós-orogênico para granitos do tipo A. As rochas graníticas do tipo A podem ser divididas em dois grupos com base na área fonte e arcabouço

geodinâmico. Um primeiro grupo (A_1) representa o manto diferenciado (com maior ou menor grau de contaminação crustal), que forneceria magmas similares àqueles produzidos em ambientes intra-placa, de ilha oceânica, de zonas de rifteamento ou como resultado de plumas mantélicas, concomitante com abundante magmatismo máfico (sequências bi-modais). Os granitos do segundo grupo (A_2), no entanto, estão situados no campo dos basaltos de margem continental e de arco insular, o que indica estarem relacionados a processos magmáticos vinculados a esses ambientes e, portanto, com grande componente crustal envolvida. Neste sentido, observa-se que o conjunto de amostras do Pórfiro União do Norte e do Granito Teles Pires incide no campo A_2 , cuja fonte apresenta características mais crustais, a exemplo das margens continentais ativas (Fig. 48).



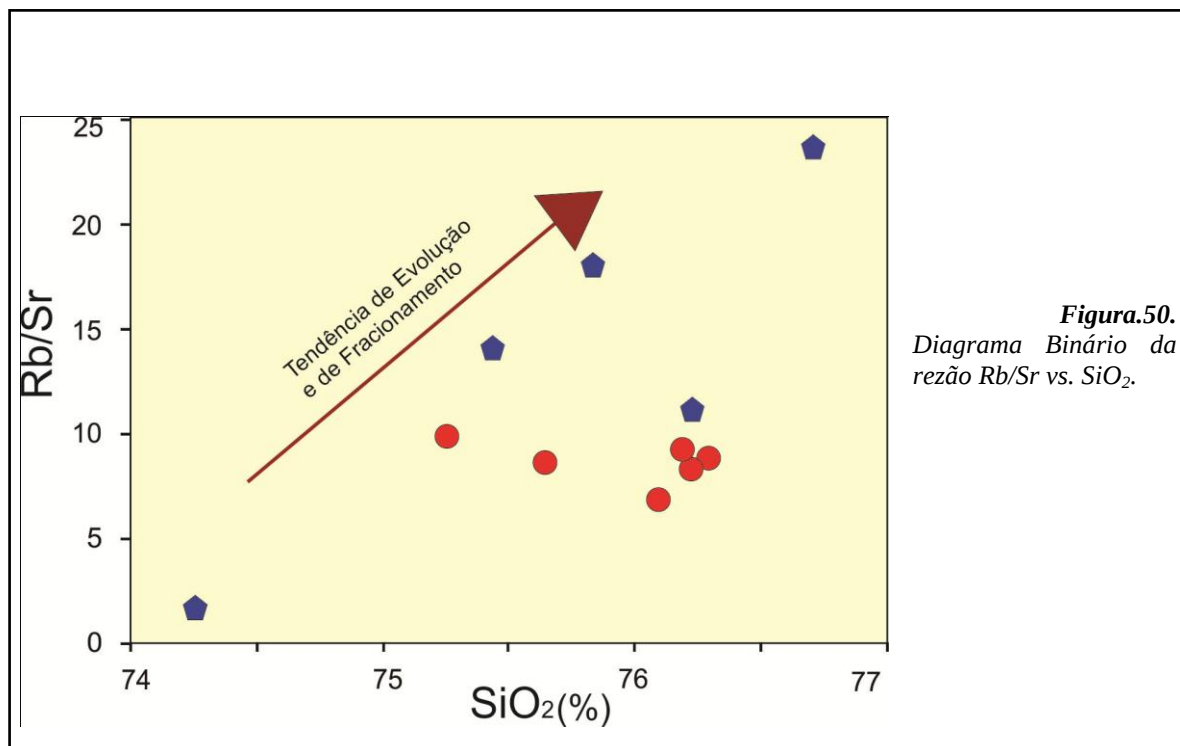
7.4- Evolução Composicional

O diagrama das razões K/Rb em função da sílica ilustra que o Granito Teles Pires, com razões K/Rb compreendidas entre $152,19 < K/Rb < 266$, incide no campo dos granitóides moderadamente evoluídos a fortemente evoluídos, enquanto que o Pórfiro União do Norte apresenta razão entre $167,4 < K/Rb < 205,6$, compreendido, portanto, no campo dos granitóides fortemente evoluídos. Esses resultados são compatíveis com as características descritas anteriormente, as quais sugerem que os granitos de idade 1,75 Ga representariam um magmatismo de elevado grau de evolução e fracionamento (Fig. 49).



Com o intuito de determinar o grau de evolução das suítes graníticas foi utilizado outro parâmetro, a razão Rb/Sr em relação à sílica. Essa razão mostra-se útil por permitir a classificação dos granitóides quanto ao grau de evolução ígnea: granitos com baixa razão Rb/Sr são tidos como pouco evoluídos, enquanto que aqueles com alta razão Rb/Sr são compreendidos como moderada a altamente evoluídos. No diagrama binário nota-se o Pórfiro União do Norte possui razão que varia de 6,8 a 9, e o Granito Teles Pires apresenta razões relativamente mais heterogêneas, com variação de 1,6 a 23,7.

A relação da razão Rb/Sr com incremento de SiO₂ é diferente entre as unidades analisadas, uma vez que o Granito Teles Pires mostra um aumento destas razões com o incremento da sílica, condizente, portanto, com as típicas tendências via cristalização fracionada. O Pórfiro União do Norte, no entanto, apresenta um sensível incremento das razões Rb/Sr com os mesmo valores de sílica (Fig. 50). Assis (2011) discute que tal comportamento do Pórfiro União do Norte é normalmente representativo da evolução de séries graníticas fortemente evoluídas, as quais se cristalizam a partir de fundidos mínimos, em que quartzo e feldspato alcalino são formados em quantidades análogas.

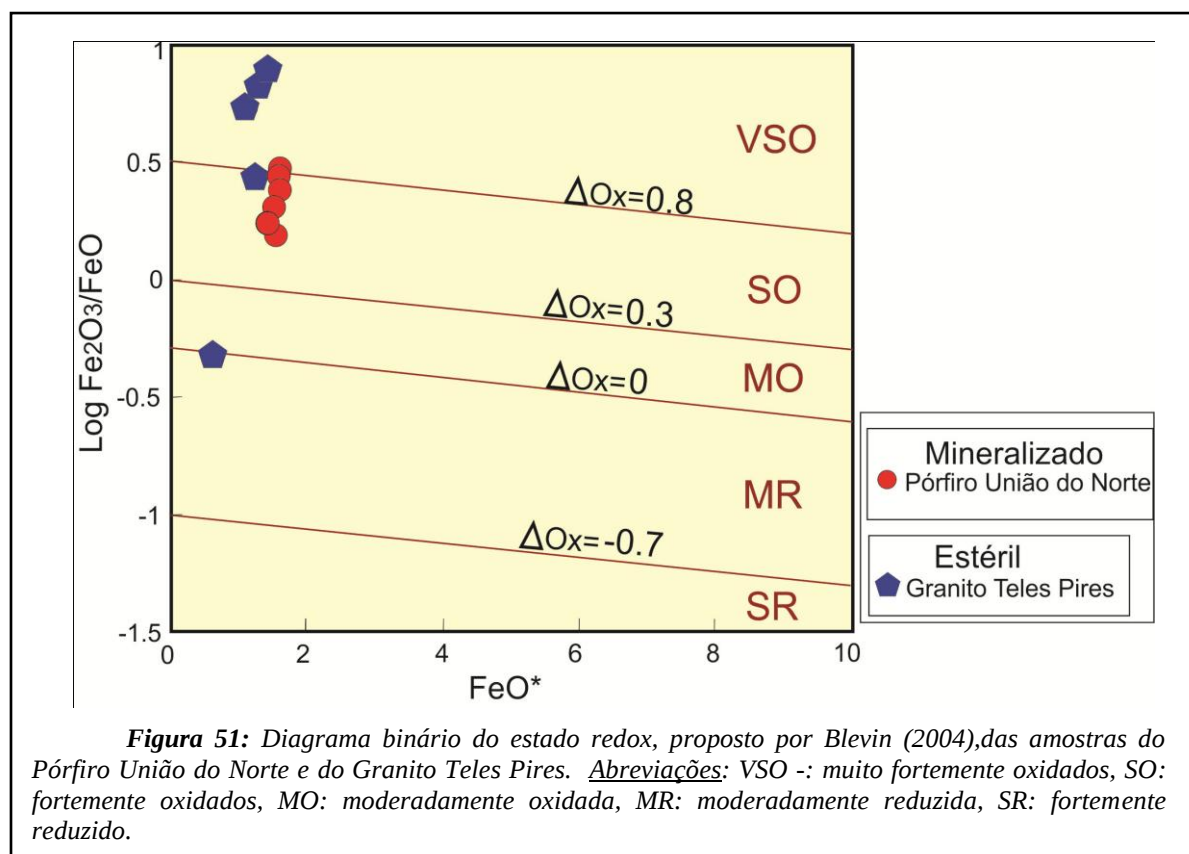


7.5- Estado de Oxidação

Para determinação do estado de oxidação das amostras empregou-se o parâmetro de oxidação (ΔO_x) para as suítes granitóides. Notou-se que o Granito Teles Pires apresenta grande dispersão dos resultados, sendo que o ΔO_x varia de 0 a 1,26, enquanto que o Pórfiro União do Norte exhibe resultados mais restritos de ΔO_x , entre 0,54 a 0,84. Portanto, a partir do parâmetro de oxidação (ΔO_x) é possível definir que as amostras de ambas unidades analisadas apresentam caráter oxidado, uma vez que a maioria dos resultados incide acima da linha de $\Delta O_x = 0$.

Utilizando o diagrama de $\log_{10} (Fe_2O_3/FeO)$ vs. FeO^* , proposto por Blevin (2004), para melhor delimitar a natureza redox de séries graníticas, observa-se que os resultados corroboram com o campo de granitos forte a muito fortemente oxidados, a exemplo do definido anteriormente pelo parâmetro de oxidação (Fig 51). O Granito Teles Pires tem grande dispersão, no entanto a maioria das amostras incide no campo de muito fortemente oxidado, enquanto que o Pórfiro União do Norte exhibe resultados variando de forte a muito fortemente oxidado.

De modo geral, verifica-se que tanto o plúton aurífero quanto o estéril apresentam caráter de oxidação muito forte a muito fortemente oxidado, sendo que o aurífero apresenta campo de distribuição muito mais restrito e homogêneo.



8. DISCUSSÃO

8.1- Comparação entre os Plútons Mineralizados e Estéreis da PAAF

Granitos de idade 1,95 Ga

Os resultados litogeoquímicos obtidos para as suítes plutônicas, de idade de 1,95 Ga, sugerem não haver diferenças relevantes entre as unidades mineralizadas (Monzonito Pé Quente, Tonalito Pé e Granito Aragão) e a unidade estéril (Granito Flor da Mata), visto que o comportamento dos elementos é similar nos diversos diagramas utilizados.

A quantidade de SiO₂ e a variação dos elementos maiores, menores e traços nas amostras possuem o mesmo comportamento em relação ao incremento de sílica, independentemente de serem estéreis ou mineralizadas. Em geral, todas as suítes exibem importantes anomalias negativas de Nb e Ti, além de anomalia positiva de Pb. Entretanto, constatou-se que o Granito Aragão, embora mineralizado, apresenta disparidade no comportamento dos ETR, exibindo enriquecimento maior do que as unidades em questão.

A classificação quanto à ambiência tectônica dos corpos mineralizados (Monzonito Pé Quente e Tonalito Pé Quente) também são análogos a do corpo estéril (Granito Flor da Mata), pois consistem em granitos magnesianos, variando de cálcico-alcálico a álcali-cálcico, peraluminosos a levemente metaluminosos. Além disso, equivalem a granitos orogênicos do

tipo I e, portanto, com típica conotação com magmas originados em arcos vulcânicos. Novamente, o Granito Aragão destoa das demais unidades sendo classificado como granito ferroso do tipo A.

O diagrama de evolução composicional, parâmetro diretamente proporcional a concentração de Rb, evidencia que as unidades analisadas são moderadamente evoluídas, com razões de K/Rb maiores que 200. Com relação ao estado de oxidação todas as unidades se concentram no campo de fortemente oxidado.

Uma pequena diferença, no entanto, entre granitos mineralizados e estéreis está na razão Th/Hf e Ta/Yb, utilizadas por Gordon & Schandl (2000) na caracterização do ambiente geodinâmico. Verifica-se que o granito estéril Flor da Mata (Ramos, 2011) apresenta elevadas razões Th/Hf e Th/Ta. O Th e Ta são elementos relativamente incompatíveis, normalmente incorporados nas fases mais tardias da cristalização magmática. Logo, granitos com elevados percentuais de sílica, Ta e Th, poderiam ser excluídos, a priori, das campanhas prospectivas.

Granitos de idade 1,87 Ga

Os dados litogeoquímicos dos corpos graníticos de idade de 1,87 Ga indicam algumas diferenças entre as unidades mineralizadas (Tonalito X1 e Granito Matupá) e estéril (Suíte Granodiorítica).

Uma primeira diferença corresponde ao percentual de sílica (índice de fracionamento): os plútons mineralizados apresentam $\text{SiO}_2 > 67\%$, enquanto que a Suíte Granodiorítica exibe valores inferiores a 67%, indicando que a Suíte Granodiorítica (estéril) é menos fracionada do que os granitos hospedeiros de mineralizações auríferas.

Os dados geoquímicos mostram que o comportamento dos elementos maiores nos diagramas de Harker é análogo entre as unidades, enquanto que, em relação aos elementos traços, a Suíte Granodiorítica apresenta relação direta de Y e Cs com o aumento de SiO_2 , diferentemente dos outros corpos graníticos. Além disso, o diagrama multielementar ilustra que, embora as unidades apresentem as mesmas anomalias, alguns elementos descrevem anomalias mais pronunciadas em diferentes corpos, sendo que a Suíte Granodiorítica exibe anomalias mais pronunciadas e Nb (negativas) e de Pb (positivas), enquanto que os granitos mineralizados apresentam anomalias negativas de P e Ti mais evidentes.

A litogeoquímica indica para as rochas de idade 1,87 Ga magmatismo cálcio-alcálico, magnésiano, sendo os granitos mineralizados peraluminoso, enquanto que a Suíte Granodiorítica exibe afinidades geoquímicas com granitos metaluminosos. Os plútons estão

fortemente associados a magmas graníticos do tipo I originados em ambiente de arcos vulcânicos.

Os resultados do grau de evolução composicional permitem concluir que as suítes plutônicas de idade 1,87 Ga representam um magmatismo moderadamente evoluído. O parâmetro do estado de oxidação também não traz nenhuma diferença marcante entre os granitos mineralizados e estéril, sendo qualificados como moderadamente a fortemente oxidado.

Granitos de idade 1,75 Ga

A partir das correlações geoquímicas realizadas neste trabalho, nota-se que os plútons de idade 1,75 Ga, Pórfiro União do Norte (mineralizado) e Granito Teles Pires (estéril), são praticamente indistinguíveis. Uma vez que apresenta correlação de elementos maiores, menores, traços e terras-raras semelhantes. Além de exibirem as mesmas anomalias nos diagramas multielementares.

O Pórfiro União Norte e o Granito Teles Pires são classificados com granitos do tipo A, ferrosos, álcali-cálcicos, peraluminosos a metaluminosos, que se alojaram em margem continental ativa. Uma pequena diferença entre os plútons recai no fato de que no granito estéril a cristalização fracionada corresponde ao principal mecanismo de evolução destas rochas, enquanto que no Pórfiro União do Norte, processos de contaminação crustal possivelmente devem ter sido operantes na colocação e cristalização da unidade, conforme discutido por Assis (2011).

De acordo com o diagrama de classificação do grau de evolução magmático, esses plútons são moderadamente a fortemente evoluídos, enquanto que em relação ao estado de oxidação, ambos posicionam entre forte a muito fortemente oxidado, sendo o Granito Teles Pires ligeiramente mais evoluído e oxidado do que o Pórfiro União do Norte.

8.2- Comparação entre os plútons graníticos mineralizados de idade diferente

Ao comparar os dados geoquímicos apenas entre as suítes mineralizadas, mas de idade diferente (1,9 Ga, 1,87 Ga e 1,75 Ga) observa-se algumas similaridades e diferenças. Em relação aos elementos traços, a concentração dos LILE (Ba, Rb e Sr) varia sistematicamente com a diferenciação magmática para todas as suítes estudadas. O Rb delineia uma relação direta com os teores de SiO₂, ao passo que Sr e Ba apresentam relação inversa. Essas correlações estão de acordo com a ordem de cristalização de uma câmara magmática, na qual a geração de plagioclásio, no início da cristalização magmática incorpora Sr e Ba do magma,

o que diminui a concentração destes elementos. O Rb, por apresentar afinidade geoquímica com o K, deve ser incorporado apenas em estágios mais avançados da diferenciação magmática, possivelmente durante a geração de feldspato alcalino.

As concentrações dos ETR nos diagramas multielementares mostram que praticamente todas as unidades mineralizadas são enriquecidas nos ETR leves e empobrecidas em relação aos ETR pesadas. Além do mais, verifica-se que, de modo geral, as rochas graníticas mineralizadas da PAAF apresentam fortes anomalias negativas de Ti e Nb, e menores de Sr e Ba.

Com relação à classificação geoquímica proposta por Frost *et al.*, (2001), é possível afirmar que todas as unidades mineralizadas, aqui analisadas, são peraluminosas a metaluminosas. Todavia, os corpos mineralizados de idade 1,95 Ga e 1,87 Ga são classificados como magnesiano e predominantemente cálcio-alcalino, enquanto que o de idade 1,75 Ga é ferroso e álcali-calcico. Outra diferença se refere na distinção entre as séries graníticas do tipo I-S e A (diagrama de Whalen *et al.*, 1987), visto que os granitos mais antigos (1,9 e 1,87 Ga) serem do tipo I, enquanto que o mais recente (1,75 Ga) ser classificado como granito do tipo A.

O ambiente de colocação desses corpos graníticos mais antigos (1,9 e 1,87 Ga) seria arcos vulcânicos a pós-colisional, ao passo que o granito mineralizado mais recente (1,75 Ga), teria sido gerado em ambiente pós-colisional a intra-placa. A transição geotectônica do ambiente de colocação dos granitos mais antigos para o de colocação dos mais jovens corresponderia, em termos, a outra característica que distingue os granitóides mineralizados de idades diferentes.

Na verdade, o ambiente de arcos vulcânicos e continentais seria aquele mais propício, na PAAF, a hospedarem mineralizações auríferas diretamente associadas ao plutonismo félsico, a exemplo das mineralizações auríferas do tipo pórfiro (Assis, 2011) e IGRS (Paes de Barros, 2007). Enquanto que ambientes pós-colisionais, que representariam, portanto, o final do evento orogenético da região, teriam potencial, embora restrito, para desenvolverem mineralizações do tipo epitermal com ouro e metais de base, a exemplo do depósito do Francisco (Assis, 2001).

Deste modo, ambientes de arcos vulcânicos e/ou continentais seriam aqueles representados por um contexto de múltiplas intrusões graníticas do tipo I, de composição intermediária a félsica. Essas intrusões, geralmente relacionadas a um magmatismo cálcio-alcalino, de médio a alto K, eminentemente metaluminoso e magnesiano, são normalmente associadas a atividades magmáticas de natureza hidratada e oxidada, semelhantes àqueles

descritos para depósitos do tipo pórfiro (Pirajno, 1992; Sillitoe, 1991; Corbett & Leach 1998; Seedorff *et al.*, 2005; Robb, 2006; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010).

O grau de evolução composicional das suítes também mostra diferenças, uma vez que as suítes mais antigas apresentam grau de evolução menor do que as rochas mais recentes. O mesmo ocorre em relação ao estado de oxidação, visto que as suítes mais antigas exibem caráter moderado a fortemente oxidado, enquanto que as suítes recentes apresentam-se forte a muito fortemente oxidado. Magmas intermediários a ligeiramente mais evoluídos são normalmente mais eficazes a formarem mineralizações auríferas do tipo pórfiro (Sillitoe, 2010), enquanto magmas de caráter mais evoluído e fracionado tentem a formar mineralizações do tipo IGRS (Thompson *et al.*, 1999).

Em resumo, todas as suítes mineralizadas analisadas exibem afinidade geoquímica com meta a peraluminosas, de margem continental ativa, no entanto, a unidade mineralizada de idade 1,75 (Pórfiro União do Norte) difere por ser alcali-cálcica e ferrosa. Além disso, como observado nos diagramas de discriminação tectônica, as suítes de 1,95 e 1,87 Ga possuem forte afinidade com granitos do tipo I, enquanto que o Pórfiro União do Norte (1,75 Ga) tem afinidade com granito do tipo A. Novamente, o plúton mineralizado de idade 1,75 Ga, se distingue das demais pelo grau de evolução composicional e de oxidação, o qual reflete a natureza altamente evoluída e oxidada do plúton mais recente.

Divididas de acordo com a idade de cada uma, nota-se um *trend* evolutivo do ambiente geodinâmico no setor leste da PAAF. Inicialmente representado por magmas mais primitivo, Monzonito Pé Quente (1.979 ± 31 Ma; Miguel-Jr, in prep.) e o Tonalito Pé Quente, gerado em arcabouço de arcos vulcânicos, com afinidade para granitos do tipo I. Posteriormente teria ocorrido a colocação de rochas relativamente mais evoluídas, representadas pela Tonalito X1 e o Granito Matupá (1.872 ± 12 Ma; Moura, 1998), ainda em ambiente de arcos vulcânicos, mas em progressiva evolução para um arcabouço colisional. E por último, as intrusões graníticas mais tardias seriam representadas por granitóides do tipo A, mais evoluídos e oxidados, alojados em ambiente pós-colisional, a exemplo do Pórfiro União do Norte (1.774 ± 7 Ma; Miguel-Jr, in prep.).

8.3- Tipologia dos depósitos

As análises geoquímicas e petrográficas permitem comparar os plútons graníticos aqui analisados como portadores de características similares a dois modelos genéticos: ouro pórfiro (Moura, 1998; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010; Assis, 2011) e IRGS (Thompson *et al.*, 1999; Paes de Barros, 2007).

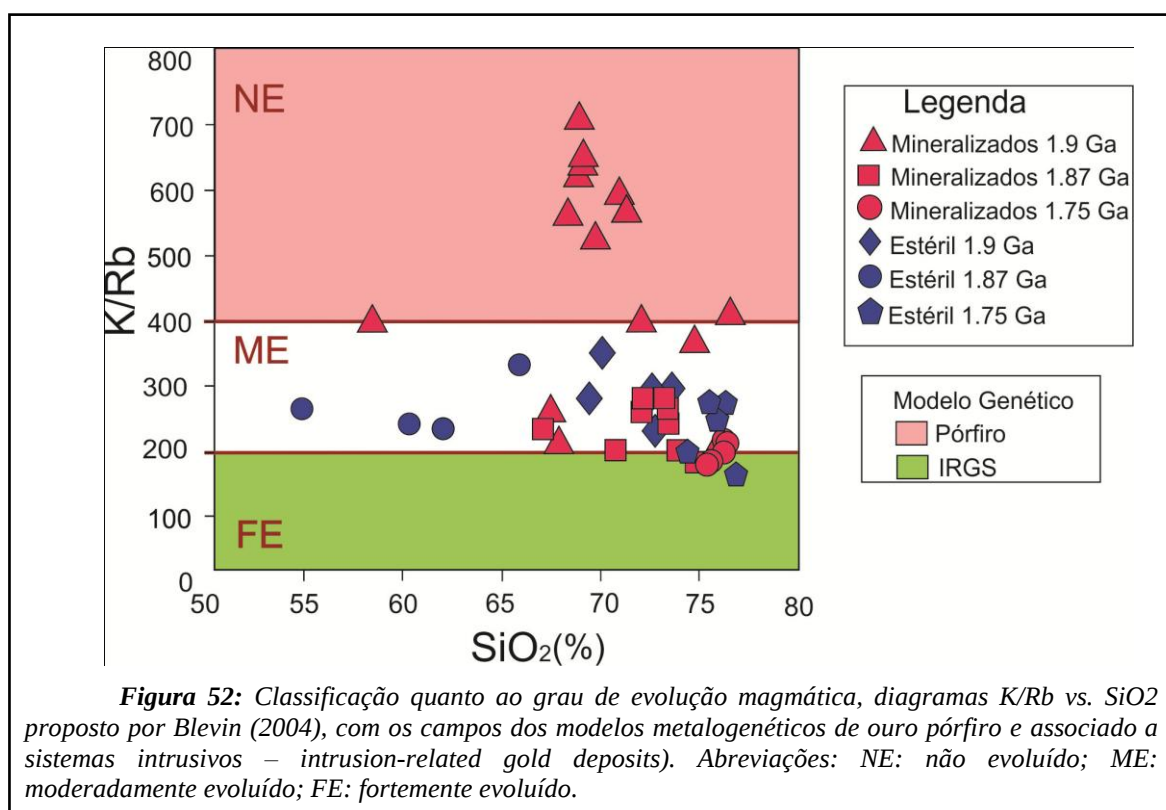
Os dados litogeoquímicos demonstram que a maioria das unidades plutônicas foram geradas a partir de um magmatismo eminentemente cálcio-alcálico de alto K, magnésiano, metaluminoso (1.979 ± 29 a 1.972 ± 12 Ma), típico de granitos do tipo I, subordinadamente por um plutono-vulcanismo alcalino, peraluminoso, de alto K e magnésiano (Pórfiro União do Norte; 1.774 ± 7 Ma), similar aos granitos do tipo A. Os dados neste trabalho analisado indicam a evolução, no decorrer de aproximados 200 Ma, do ambiente geotectônico, inicialmente representado por arcos vulcânicos ($1.979 - 1.872$ Ma) a pós-colisional, em plataforma mais estável (1.774 Ma), coerente, portanto, com atividades plutono-vulcânicas associadas ao magmatismo em ambiente de margem continental ativa.

Na petrografia, os principais minerais acessórios constituintes das rochas foram: biotita, titanita, apatita e magnetita, minerais que tipificam magmas hidratados e oxidados. Os dados de campo e petrográficos (Abreu, 2004; Bizzoto, 2004; Paes de Barros, 2007; Assis, 2008, 2011) indicam padrões de alteração hidrotermal relativamente extensos e zonados, representados por reações de mudanças de álcalis, hidrólise, adição de sílica e de voláteis. Em adicional, o minério é predominantemente representado por pirita, além de concentrações subordinadas de calcopirita, galena, hematita e magnetita. Tomados em conjunto, esses atributos são coerentes com aqueles normalmente atribuídos ao desenvolvimento de depósitos cupro-auríferos do tipo pórfiro (Seedorff *et al.*, 2005; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010).

Alternativamente, tais mineralizações também poderiam ser comparadas às daquelas do tipo IGRS (intrusion-related gold systems, Thompson *et al.*, 1999). Contudo os depósitos inseridos na PAAF não exibem uma série de características importantes e diagnósticas dos sistemas IGRS, tanto em escala regional quanto na dos depósitos, a exemplo do (i) magmatismo não cálcio-alcálico e típico de ambientes externos a zonas de arcos magmáticos e em terrenos que contenham importantes depósitos de W e Sn; (ii) intrusões pertencentes a série da ilmenita (magnetita rara ou ausente), indicativas de condições redox moderadamente redutora para o magma granítico; (iii) depósitos com baixa concentração de sulfetos ($< 5\%$ em volume) e paragênese que se desenvolveram em condições redutoras, com arsenopirita + pirita + pirrotita, sem hematita ou magnetita; (iv) baixas concentrações de Cu e altas de Bi, W e Sn.

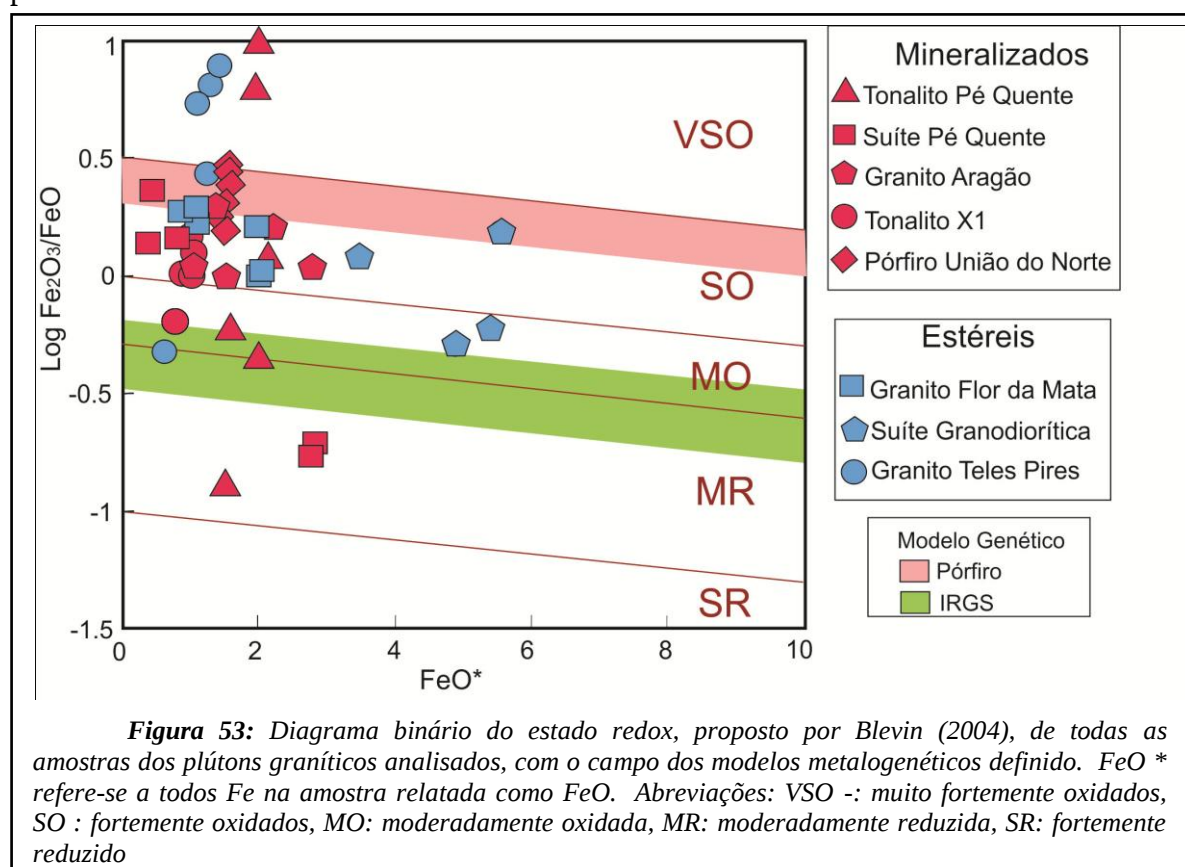
Em relação ao grau de evolução composicional dessas suítes observa-se que apesar da ampla distribuição nas relações K/Rb vs SiO_2 , grande parte concentra-se no campo de magmas moderadamente evoluídos. As características composicionais de suítes graníticas associadas a depósitos de ouro do tipo IGRS (*Intrusion-Related Gold Systems*) do leste da Austrália e de cobre-ouro do tipo pórfiro de New South Wales encontram-se também

delineadas no diagrama K/Rb vs SiO₂ (Fig. 52) para fins comparativos com as suítes graníticas da PAAF. Nota-se que as suítes graníticas associadas a depósitos do tipo cobre-ouro pórfiro são pouco evoluídas (K/Rb>400), enquanto que as de IRGS são fortemente evoluídas (K/Rb <200). Nesse contexto, as suítes graníticas auríferas da PAAF apresentam características composicionais intermediárias entre esses dois modelos, não caracterizando tipicamente nenhum deles. Essa maior afinidade das suítes de 1,95 com rochas não evoluídas e, portanto, mais tipicamente reportadas a sistemas cupro-auríferos do tipo pórfiro, pode ser um reflexo direto do ambiente de formação destas rochas, que por volta de 1,979 Ga, é assumido, a partir do modelo de Souza *et al.*, (2005), como o momento de desenvolvimento do Arco Magmático Cuiú-Cuiú (1,9 – 1,85 Ga).



Em termos de estado de oxidação, as suítes graníticas auríferas e estéreis da PAAF variam amplamente de moderadamente reduzidas a muito fortemente oxidadas (Fig. 53). Apesar disso, grande parte dessas suítes apresenta valores de log Fe₂O₃/FeO similares ou acima a de suítes moderadamente oxidadas, aproximando-se de suítes graníticas associadas a depósitos de cobre-ouro do tipo pórfiro. Suítes graníticas que se relacionam com depósitos do tipo IRGS tendem a ser moderadamente reduzidas, tendo ilmenita como fase acessória. As suítes graníticas da PAAF geralmente contêm magnetita como fase acessória, compatível com seu caráter mais oxidado

Dessa maneira, verifica-se no diagrama abaixo que não é possível correlacionar os resultados com um único modelo genético, visto que a grande maioria dos resultados incide exatamente no campo intermediário entre a área de ocorrência do modelo genético Cu-Au pórfiro e IRGS.



Em complemento, a ausência de depósito de ouro rico em cobre na PAAF pode ser explicada devido ao estado redox do magma. Para que ocorra a precipitação de sulfetos de Cu, a partir de um magma félsico, é necessário que este magma tenha caráter fortemente oxidado, pois terá potencialidade em reter enxofre no fundido e, portanto, gerar mineralizações sulfetadas de Cu (Richards, 2011). Como observado na figura 53, os plútons graníticos que apresentam caráter moderadamente a fortemente oxidado poderia justificar a formação de depósitos ricos em ouro e pobres em cobre na PAAF.

A dificuldade em precipitar sulfetos de Cu-Fe pode ser potencializada e/ou explicada se, durante a separação de fases (ebulição) de uma câmara magmática o enxofre sair do sistema via fase vapor (produção de H₂S via ebulição do sistema). Com o empobrecimento de enxofre no sistema, a precipitação de sulfetos de Cu-Fe (e.g. calcopirita) é dificultada, devido à natureza fortemente calcófila do Cu. Por conseguinte, ocorrerá a precipitação de ouro e de óxidos de Fe, os quais não necessitam de enxofre no sistema para serem precipitados. Essa associação é justamente o que se observa nas diversas mineralizações estudadas na província:

minério dominado por pirita, mas com concentrações muito subordinadas de calcopirita (Abreu, 2004; Bizzoto, 2004; Paes de Barros, 2007; Assis, 2011).

Neste sentido, os principais atributos dos plútons, suas características geoquímicas, petrográficas, seu arcabouço geodinâmico, a evolução composicional e o estado redox, não se enquadram em um único modelo genético. Logo, variações nos parâmetros físico-químicos do fluido hidrotermal, engatilhados por interações fluido-rocha e/ou com fluidos externos podem ser, na grande maioria dos casos, os principais atributos na PAAF, na predição de mineralizações auríferas associadas à colocação de corpos graníticos. Contudo, suítes graníticas de 1,9 Ga parecem ser, na PAAF, as principais manifestações magmáticas responsáveis pela geração de sistemas magmático-hidrotermais as quais a formação de mineralizações auríferas está associada.

9. CONCLUSÃO

Através da comparação geoquímica-petrográfica, caracterização do estado de evolução e oxidação dos plútons graníticos da PAAF, em especial os localizados no setor leste da área de estudo, foi possível concluir que as diferenças entre as unidades mineralizadas em relação às estéreis são muito sutis.

Em relação aos granitóides de 1,95 Ga a única diferença constatada foi nos valores das razões de Th/Hf e Ta/Yb, utilizadas nos diagramas de Gordon & Schandl (2000). O granito estéril Flor da Mata (Ramos, 2011) apresenta elevados percentuais Ta e Th em relação aos granitóides com potencial aurífero. Deste modo, granitos com características similares poderiam ser excluídos, a priori, das campanhas prospectivas. Com relação aos granitos de idade 1,87 Ga notou-se que o percentual de sílica no granito estéril é inferior aos dos granitos mineralizados, além disso, os granitos mineralizados são peraluminoso, enquanto que a Suíte Granodiorítica (estéril) corresponde a granitos metaluminosos. E, por último, os granitos de idade 1,75 Ga, nos quais não foi observada nenhuma diferença relevante para a distinção entre estéril e mineralizado.

Confrontando os resultados entre as suítes mineralizadas antigas e recentes conclui-se que há diferenças mínimas. No entanto, essas distinções estão relacionadas ao *trend* evolutivo do ambiente geodinâmico no setor leste da PAAF. Inicialmente, os granitos de idade 1,95 Ga e 1,87 Ga, representando os magmas mais primitivos, de arcabouço de arcos vulcânicos, com afinidade para granitos do tipo I, menos evoluídos e posteriormente, o granito de 1,75, representando as intrusões graníticas mais evoluídas e oxidadas, classificadas como granitóides do tipo A, alojados em ambiente pós-colisional a intra-placa.

Em complemento, com os dados obtidos neste estudo é possível afirmar que plútons graníticos da PAAF apresentam resultados intermediários entre os modelos metalogenéticos (ouro pórfiro versus associado a sistemas intrusivos – *intrusion-related gold deposits*), uma vez que os plútons investigados apresentam características geoquímicas, petrográficas, arcabouço geodinâmico, evolução composicional e o estado redox, intermediárias entre os modelos. Portanto, Deste modo, os plútons graníticos analisados não se enquadram especificamente em um único tipo de modelo metalogenético.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu M.C. 2004. *Alteração hidrotermal e mineralização aurífera do depósito de Novo Mundo, região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT)*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 29p.
- Almeida J. A. C.; Dall'Agnol R.; Oliveira, D. C., 2006, *Geologia, petrografia e geoquímica do Granito Anorogênico Bannach, terreno granito-greenstone de Rio Maria, Pará*. Rev. Bras. de Geociências, 36 (2): 282-297.
- Assis R.R. 2008. *Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT)*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Trabalho de Conclusão de Curso; 81p.
- 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*. Instituto de Geociências; Dissertação de Mestrado; 462p.
- Barbuena D. 2009. *Elementos-traço em sulfetos de depósitos auríferos hidrotermais da Província de Alta Floresta (Mato Grosso)*. Relatório Final PIBIC/CNPq, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 20p.
- Bizotto A.C. 2004. *Mineralizações auríferas na região de Teles Pires – Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta: O Depósito de Santa Helena*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 38p.
- Blevin P. L. & Chappell B. W. 1995. *Chemistry, origin and evolution of mineralised granites in the Lachlan Fold Belt, Australia; the metallogeny of I- and S-type granites*. Economic Geology, 90:1604-1619.
- Blevin P.L. 2004. *Redox and compositional parameters for interpreting the granitoid metallogeny of eastern Australia: Implications for gold-rich ore systems*. Resource Geology, 54(3):241-252.
- Candela P.A. 1997. *A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles, and metals*. *Journal of Petrology*, vol. 38, no. 12, pp. 1619-1633.
- Chappell B.W. & White A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48:489-499.
- Chandrasekharam D., Santo A.P., Capaccioni B., Vaselli O., Alam M.A., Manetti P., Tassi F. 2009. *Volcanological and petrological evolution of Barren Island (Andaman Sea, Indian Ocean)*. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35:469-487.
- Clarke D.B. 1992. *Granitoid rocks*. Chapman & Hall. Londres. 283p
- Cobbing J. 2000. *Characteristics of granite typologies*. In: Cobbing J. (ed.). *The geology and mapping granite batholiths*. Springer, New York, 147p
- Cooke D.R., Heithersay P.S., Wolfe R., Calderon A.L. 1998. *Australian and western Pacific porphyry Cu-Au deposits*. *Journal of Australian Geology & Geophysics*. vol. 17, n. 4, pp.: 97-104.
- Dardenne M.A., Schobbenhaus C. 2000. *The metallogenesis of the South American platform*. In: Cordani U.G., Milani E.J., Tomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic evolution of the South American*. Rio de Janeiro: 31th International Geological Congress, 854p.

- Dardenne M.A. & Schobbenhaus, C. 2003. *Depósitos minerais no tempo geológico e épocas metalogenéticas*. In: *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Ed. CPRM, Brasília, 365-448p.
- Formoso M.L.L.; Nardi, L.V. Springer.; Hartmann, L.A. (Org) *Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil*. Rio de Janeiro: CPRM/DNPM/Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1989. 152p. CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais / DNPM - Departamento Nacional da Produção Mineral. Biblioteca(s): CNPq (LV 551.9-F726g ADD)
- Frost R.B., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. *A geochemical classification for granitic rocks*. *Journal of Petrology*, 42:2033-2048.
- Gorton M.P. & Schandl E.S. 2000. *From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks*. *The Canadian Mineralogist*, vol. 38, pp. 1065-1073.
- Hanson, G.N. 1980. *Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems*. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8:371-406.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. *Geochemical characteristics of collision-zone magmatism*. In: Coward, M.P., Ries, A. C. (ed.) *Collision Tectonics*. London, The Geological Society, Special Publ., 19: 67-81.
- Henderson, P. 1984. *General geochemical properties and abundances of the rare earth elements*. In: Henderson, P. (ed.) *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier..
- JICA/MMAJ. 2000. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. *Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta - MT*, Japan, March, 137p.
- Lacerda Filho, J.; Souza, J. O.; Oliveira, C. C.; Ribeiro, P. S.; Boas, P. F. V.; Albuquerque, M. C.; Pimentel, M. M.; Botelho, N. F., 2001, *Geologia e evolução tectônica da região norte de Mato Grosso-Projeto Alta Floresta*. In: VII Simpósio de Geologia da Amazônia, 2001, Belém. CD ROM. Belém: SBG Núcleo Norte, 2001. p. 3-6.
- Loiselle, M. C.; Wones, D. R., 1979, *Characteristics and origin of anorogenic granites*. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 11: 468.
- Maniar P.D. & Puccio P.M. 1989. *Tectonic discrimination of granitoids*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101(5):635-643.
- Marcon R. 2010. *Aplicações de difratometria de Raios-X e método de Rietveld (RQXRD) na classificação de rochas e na caracterização de depósitos de ouro da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF)*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 39p.
- McDonough W.F. & Sun, S.-S., 1995. *The composition of the Earth*. *Chemical Geology*, 120:223–253. Meschede, 1986.
- Miguel Jr E. (In prep/2012). *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*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 41p.
- Moore J.G. & Sisson T.W. 2008. *Igneous phenocrystic origin of K-feldspar megacrysts in granitic rocks from the Sierra Nevada batholith*. *Geosphere*, 4(2):387-400.
- Moreton L.C. & Martins E.G. 2003. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita - Folha SC.21-Z-B. Estado de Mato Grosso*. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM.
- Moreton L.C. & Martins E.G. 2005. *Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000*. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.

- Moura M.A. 1998. *O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB), Brasília, 238 p.
- Moura M. A., & Botelho, N. F. 2002. *Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro da Província Aurífera Juruena-Teles Pires (MT)*. Revista Brasileira de Geociências, 32(3):377-386.
- Moura M.A., Botelho N.F., Olívio G.R., Kyser T.K. 2006. *Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution*. Economic Geology, 101:585-605.
- Paes de Barros A.J. 2007. *Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.
- Pearce J.A. 1996. *Souces and setting of granitic rocks*. Episodes, 19(4):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.
- Pinho M.A.S., Schmus W.R., Chemale JR. F. 2003. *Nd isotopic composition, U-Pb age and geochemistry of paleoproterozoic magmatism of the Southwestern Amazonian Craton – Mato Grosso, Brazil*. In: Bettencourt J. S. et al. Workshop Geology of the SW Amazonian Craton: State-of the art. Extended abstract, p. 83-85.
- Pirajno F. 1992. *Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologists*. Berlin, Springer-Verlag, 709 p.
- Ramos G.S. 2011. *O Potencial Aurífero da Suíte Granítica Teles Pires (1,75 Ga) da Província de Alta Floresta (MT): o caso dos corpos TP1*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Relatório PIBIC/ CNPq; 20p.
- Richards J. P. 2011. *Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins*. Ore Geology Reviews, 40: 1-26.
- Robb L. 2006. *Introduction to ore-forming processes*. Blackwel Publishing, Australia, p. 373.
- Rodrigues (in prep/2012.). *Mineralizações Auríferas Associadas a Sistemas Graníticos da Província Aurífera de Alta Floresta: O caso do depósito X1, Região de Matupá*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Dissertação de Mestrado.
- Rollinson H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman, UK. 352 pp.
- Saes G.S. & Leite J.A.D. 2003. *Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico*. Geologia USP Série Científica, Revista do Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 3:113-127.
- Santos J.O.S. 2000. *Os terrenos Paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v.1, 208 p
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G., 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: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, CD-Rom.
- Schandl E.S. & Gorton M.P. 2002. *Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments*. Economic Geology, vol. 97, pp. 629–642.

- Seedofort E., Dilles J.H., Proffett Jr J.M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D. 2005. *Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features*. Economic Geology 110th Anniversary volume, p. 251-298.
- Sillitoe R.H. 1991. *Intrusion-related gold deposits*. In: Foster R.P. (ed.) Metallogeny and exploration of gold. Ed. Blackie, London, pp. 164-209.
- Sillitoe R.H. 2010. *Porphyry Copper Systems*. Economic Geology, 105: 3–41.
- Silva G.H. et al. 1980. Geologia In: DNPM - *Projeto RADAMBRASIL*. Folha SC.21 Juruena. Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, v. 20: 21 – 116.
- Silva M.G. & Abram M.B. 2008. *Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso*. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212p.
- Sinclair W.D. 2007. *Porphyry deposits*. 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 No. 5, p. 223-243.
- Souza J.P., 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.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. *Geochronological Provinces of the Amazonian Craton*. Episodes, 22(3):174-182.
- Taylor S.R., McLennan S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, London, p. 312.
- Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K., 1999, Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces: Mineralium Deposita, 34:323-334.
- Vitório J.A. 2010. *A suíte granítica Teles Pires da Província Aurífera de Alta Floresta: Características petrográficas, geoquímicas e implicações metalogenéticas*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Relatório PIBIC/ CNPq; 20p.
- Wernick E. 2004. *Rochas magmáticas: Conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica*. Editora UNESP, p. 655.
- Whalen J. B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. *A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95: 407-419.
- Yang X.M., Lentz D.R., Chi G., Thorne K.G. 2008. *Geochemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick, Canada*. Lithos, 104:355–377.
- Yang X.M., Lentz D.R., McCutcheon, 2003. *Petrochemical evolution of subvolcanic granitoid intrusions within the Late Devonian Mount Pleasant Caldera, southwestern New Brunswick, Canada: comparison of Au versus Sn-W-Mo-polymetallic mineralization systems*. Atlantic Geology, 39:97-121.

11. ANEXOS

Anexo 1- Monzonito Pé Quente (Assis, 2011)

Elemento	Unidade	LD	RA.09.C1	RA.09.G	RA.40	RA.41.A
SiO ₂	%	0,01	65,27	69,81	68,07	67,71
Al ₂ O ₃	%	0,01	20,14	17,12	16,08	16,06
Fe ₂ O ₃	%	0,04	0,41	0,33	3,06	3,61
FeO	%	0,01	0,12	0,13	2,37	2,39
MgO	%	0,01	0,38	0,30	1,55	1,37
CaO	%	0,01	0,30	0,06	3,24	3,04
Na ₂ O	%	0,01	6,13	4,64	4,54	4,57
K ₂ O	%	0,01	5,64	6,39	1,91	2,39
TiO ₂	%	0,01	0,09	0,09	0,42	0,42
P ₂ O ₅	%	0,01	0,02	0,02	0,15	0,17
MnO	%	0,01	0,05	<0,01	0,07	0,07
Cr ₂ O ₃	%	0,002	<0,002	0,003	0,005	0,006
LOI	%	-5,1	1,4	1,0	0,7	0,4
Sum	%	0,01	99,78	99,82	99,82	99,80
TOT/C	%	0,02	0,06	<0,02	<0,02	0,04
TOT/S	%	0,02	0,07	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	ppm	0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1
Cu	ppm	0,1	5,9	21,4	0,7	0,7
Pb	ppm	0,1	30,2	13,2	3,9	4,3
Zn	ppm	1	30	5	49	46
Ni	ppm	20	<20	<20	<20	<20
Ni	ppm	0,1	0,9	0,7	8,9	6,2
As	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	ppm	0,1	0,4	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	0,1	0,2	0,2	<0,1	<0,1
Ag	ppm	0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1
Au	ppb	0,5	170,2	19,3	5,1	2,5
Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,2
Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sc	ppm	1	1	1	8	7
Ba	ppm	1	1606	1354	623	755
Be	ppm	1	1	<1	3	2
Co	ppm	0,2	0,5	0,3	7,5	8,0
Cs	ppm	0,1	0,6	0,5	2,1	2,1
Ga	ppm	0,5	20,8	15,8	19,4	19,9
Hf	ppm	0,1	2,6	2,0	3,3	5,4
Nb	ppm	0,1	10,2	8,6	10,2	8,8
Rb	ppm	0,1	115,0	99,9	75,3	76,6
Sn	ppm	1	<1	<1	1	1
Sr	ppm	0,5	180,3	122,3	462,4	473,0
Ta	ppm	0,1	0,8	0,5	1,1	1,0
Th	ppm	0,2	3,9	2,4	15,5	16,7
U	ppm	0,1	2,7	1,4	11,9	6,9
V	ppm	8	<8	<8	48	54
W	ppm	0,5	3,0	2,0	<0,5	0,7
Zr	ppm	0,1	64,1	48,5	123,2	193,9
Y	ppm	0,1	13,3	8,6	12,6	11,3
La	ppm	0,1	29,9	7,3	38,8	37,2
Ce	ppm	0,1	28,8	14,2	71,0	70,0
Pr	ppm	0,02	6,54	1,68	7,41	7,06
Nd	ppm	0,3	24,1	6,2	25,3	24,9
Sm	ppm	0,05	3,90	1,05	3,76	3,60
Eu	ppm	0,02	0,97	0,21	0,82	0,80
Gd	ppm	0,05	2,86	1,06	2,67	2,42
Tb	ppm	0,01	0,43	0,18	0,39	0,37
Dy	ppm	0,05	2,19	1,09	2,10	2,02
Ho	ppm	0,02	0,43	0,25	0,44	0,39
Er	ppm	0,03	1,29	0,87	1,34	1,12
Tm	ppm	0,01	0,20	0,13	0,20	0,20
Yb	ppm	0,01	1,46	0,97	1,47	1,46
Lu	ppm	0,01	0,21	0,14	0,22	0,22

Anexo 2- Tonalito Pé Quente

Elemento	Unidade	LD	FD-15 137.95 M	FD-15 178.75 M	FD-15 183.00 M	FD-15 185.85 M	FD-20 109.70 M	FD-20 62.3 M
SiO ₂	%	0,01	68,88	68,94	69,08	69,14	71,32	71,02
Al ₂ O ₃	%	0,01	16,43	16,09	16,12	15,88	15,26	15,47
Fe ₂ O ₃	%	0,04	2,13	2,18	2,19	2,34	1,72	1,63
FeO	%	0,01	0,28	0,19	1,39	1	1	1,31
MgO	%	0,01	0,69	0,70	0,71	0,77	0,54	0,49
CaO	%	0,01	3,04	3,16	3,20	2,83	2,49	2,67
Na ₂ O	%	0,01	4,89	4,74	4,62	4,63	4,30	4,60
K ₂ O	%	0,01	2,47	2,56	2,54	2,62	3,08	2,78
TiO ₂	%	0,01	0,25	0,27	0,26	0,27	0,21	0,19
P ₂ O ₅	%	0,01	0,12	0,14	0,13	0,15	0,10	0,10
MnO	%	0,01	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Cr ₂ O ₃	%	0,002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0,002
LOI	%	-5,1	0,7	0,8	0,7	0,9	0,6	0,7
Sum	%	0,01	99,64	99,60	99,59	99,61	99,68	99,68
TOT/C	%	0,02	0,02	0,02	0,03	<0.02	0,03	0,03
TOT/S	%	0,02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Mo	ppm	0,1	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cu	ppm	0,1	2,6	2,6	2,5	2,0	2,0	2,7
Pb	ppm	0,1	4,0	3,0	2,1	4,7	3,4	2,8
Zn	ppm	1	42	45	47	44	34	34
Ni	ppm	0,1	1,5	2,2	1,5	1,5	0,9	1,0
Ni	ppm	20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
As	ppm	0,5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cd	ppm	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	ppm	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Bi	ppm	0,1	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	ppm	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	ppb	0,5	3,6	1,6	1,3	0,7	<0.5	<0.5
Hg	ppm	0,01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	ppm	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	ppm	0,5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sc	ppm	1	2	2	3	2	2	2
Ba	ppm	1	1675	2049	2122	1992	1829	1743
Be	ppm	1	5	3	3	2	3	5
Co	ppm	0,2	3,4	3,9	4,4	4,1	3,0	2,6
Cs	ppm	0,1	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4
Ga	ppm	0,5	21,7	20,1	21,4	21,7	20,2	19,4
Hf	ppm	0,1	2,4	2,0	2,7	3,0	2,1	2,2
Nb	ppm	0,1	4,0	4,0	3,6	4,4	3,6	3,5
Rb	ppm	0,1	32,7	30,2	32,9	33,2	44,7	38,9
Sn	ppm	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	ppm	0,5	1186,1	1216,7	1256,2	1167,6	918,8	981,8
Ta	ppm	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2
Th	ppm	0,2	2,6	1,8	2,2	1,7	2,5	1,6
U	ppm	0,1	0,6	0,7	0,6	0,6	0,8	0,8
V	ppm	8	26	26	29	29	22	17
W	ppm	0,5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Zr	ppm	0,1	4,5	4,5	4,7	4,7	4,4	3,3
Y	ppm	0,1	68,3	82,1	77,2	85,0	70,8	63,4
La	ppm	0,1	26,2	14,9	23,0	15,5	15,8	12,0
Ce	ppm	0,1	47,8	30,5	43,4	32,7	30,6	22,6
Pr	ppm	0,02	5,18	3,56	4,62	3,71	3,35	2,69
Nd	ppm	0,3	18,0	13,5	18,4	14,0	12,7	9,8
Sm	ppm	0,05	2,42	2,12	2,26	2,22	1,75	1,53
Eu	ppm	0,02	0,63	0,58	0,62	0,59	0,49	0,44
Gd	ppm	0,05	1,40	1,38	1,41	1,35	1,12	0,97
Tb	ppm	0,01	0,15	0,16	0,17	0,17	0,15	0,13
Dy	ppm	0,05	0,74	0,87	0,70	1,03	0,72	0,66
Ho	ppm	0,02	0,14	0,13	0,14	0,17	0,12	0,10
Er	ppm	0,03	0,34	0,43	0,50	0,48	0,40	0,31
Tm	ppm	0,01	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06
Yb	ppm	0,05	0,49	0,38	0,41	0,57	0,38	0,38
Lu	ppm	0,01	0,08	0,07	0,07	0,09	0,07	0,06

Anexo 3- Granito Aragão (Vitório, 2010)

Elemento	Unidade	LD	JV11	JV13	JV14	JV15	JV24
SiO2	%	0,01	68,42	76,47	71,94	76,27	74,81
Al2O3	%	0,01	14,46	11,84	13,08	12,44	12,46
Fe2O3	%	0,04	3,07	1,48	2,41	1,1	1,66
FeO	%	0,01	1,38	0,48	0,88	0,50	0,79
MgO	%	0,01	0,45	0,1	0,31	0,22	0,12
CaO	%	0,01	1,1	0,2	0,6	0,64	0,51
Na2O	%	0,01	4,04	3,52	3,59	3,46	3,17
K2O	%	0,01	6,01	5,4	5,73	4,99	5,58
TiO2	%	0,01	0,63	0,23	0,55	0,17	0,25
P2O5	%	0,01	0,11	0,03	0,08	0,04	0,03
MnO	%	0,01	0,11	0,06	0,1	0,04	0,03
Cr2O3	%	0,002	0,003	0,007	0,003	0,01	0,003
LOI	%	-5,1	1,4	0,6	1,4	0,5	1,3
Sum	%	0,01	99,75	99,92	99,79	99,9	99,9
TOT/C	%	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02
TOT/S	%	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mo	ppm	0,1	0,3	0,2	0,3	0,4	0,9
Cu	ppm	0,1	3,2	1,2	2	4	5,7
Pb	ppm	0,1	21,9	11,8	23	16,8	19,4
Zn	ppm	1	102	38	73	23	51
Ni	ppm	0,1	1,2	0,8	0,5	2,2	0,7
Ni	ppm	20	<20	<20	<20	<20	<20
As	ppm	0,5	0,7	<0,5	0,7	<0,5	0,6
Cd	ppm	0,1	0,2	<0,1	0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	ppb	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	2,7	<0,5
Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1
Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5	0,7	<0,5	<0,5
Sc	ppm	1	11	4	10	2	6
Ba	ppm	1	829	28	384	530	261
Be	ppm	1	1	2	2	2	1
Co	ppm	0,2	2,3	0,2	1	1,2	0,7
Cs	ppm	0,1	0,8	0,2	0,7	1,9	0,8
Ga	ppm	0,5	19,7	18,2	16,1	12,1	15,3
Hf	ppm	0,1	15,9	9,2	18,1	3,5	9,4
Nb	ppm	0,1	13,7	9	21,4	9,7	12,5
Rb	ppm	0,1	88,3	110,5	121	186,6	125,4
Sn	ppm	1	1	2	3	2	2
Sr	ppm	0,5	97	8,5	54,4	70,9	35,5
Ta	ppm	0,1	0,6	0,6	1,3	1	0,6
Th	ppm	0,2	13,3	8,7	12,3	16,3	12,2
U	ppm	0,1	1,4	0,7	1,3	2,6	1,7
V	ppm	8	23	7	7	7	20
W	ppm	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
Zr	ppm	0,1	681,1	369,6	694,3	112,9	297,9
Y	ppm	0,1	42,7	35,7	67,5	14,2	33,2
La	ppm	0,1	154	65,5	185,4	32,2	99,4
Ce	ppm	0,1	293,1	136,9	363	62,2	190,9
Pr	ppm	0,02	32,1	16,05	38,34	6,09	20,75
Nd	ppm	0,3	122	61,9	140,3	20,4	74,4
Sm	ppm	0,05	17,23	10,93	19,86	3,4	11,24
Eu	ppm	0,02	2,47	0,78	1,83	0,38	0,7
Gd	ppm	0,05	11,01	8,88	14,8	2,73	8,68
Tb	ppm	0,01	1,64	1,42	2,16	0,47	1,21
Dy	ppm	0,05	8,11	7,6	10,87	2,53	6,46
Ho	ppm	0,02	1,56	1,51	2,28	0,5	1,25
Er	ppm	0,03	4,21	3,99	6,82	1,46	3,7
Tm	ppm	0,01	0,63	0,58	1,13	0,24	0,53
Yb	ppm	0,05	4,17	3,61	7,15	1,61	3,44
Lu	ppm	0,01	0,7	0,47	1,08	0,23	0,5

Anexo 4- Granito Flor da Mata (Ramos, 2011)

Elemento	Unidade	LD	GR-03	GR-10	GR-17	GR-19	GR-22
SiO ₂	%	0,01	72,58	69,39	72,81	73,52	70,11
Al ₂ O ₃	%	0,01	14,79	15,05	14,63	14,25	14,44
Fe ₂ O ₃	%	0,04	1,19	2,23	1,18	0,91	2,23
FeO	%	0,01	0,4	1,01	0,36	0,3	0,81
MgO	%	0,01	0,35	0,99	0,35	0,27	1,05
CaO	%	0,01	1,47	2,36	1,50	1,21	1,89
Na ₂ O	%	0,01	4,52	4,34	4,45	4,44	3,71
K ₂ O	%	0,01	3,89	3,83	3,79	4,18	4,44
TiO ₂	%	0,01	0,14	0,25	0,12	0,11	0,24
P ₂ O ₅	%	0,01	0,05	0,12	0,05	0,04	0,11
MnO	%	0,01	0,04	0,05	0,05	0,04	0,06
Cr ₂ O ₃	%	0,002	0,002	0,003	<0,002	0,004	0,003
LOI	%	-5,1	0,8	1,1	0,9	0,9	1,4
Sum	%	0,01	99,82	99,72	99,84	99,87	99,68
TOT/C	%	0,02	<0,02	0,05	0,02	0,05	<0,02
TOT/S	%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	ppm	0,1	<0,1	0,1	0,2	<0,1	0,1
Cu	ppm	0,1	1,6	3,3	2,0	2,9	314,4
Pb	ppm	0,1	12,9	16,2	10,6	7,2	17,3
Zn	ppm	1	26	27	28	19	32
Ni	ppm	0,1	1,7	5,9	1,8	1,6	7,6
Ni	ppm	20	<20	<20	<20	<20	<20
As	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,5
Ag	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,5
Au	ppb	0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,3
Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sc	ppm	1	3	4	3	2	4
Ba	ppm	1	1036	1486	963	895	1525
Be	ppm	1	2	2	2	1	2
Co	ppm	0,2	1,7	5,6	1,8	1,4	5,7
Cs	ppm	0,1	0,5	0,6	1,6	0,6	0,6
Ga	ppm	0,5	17,8	18,7	18,5	16,8	18,6
Hf	ppm	0,1	2,3	2,8	2,9	1,9	3,2
Nb	ppm	0,1	9,6	6,6	9,5	5,3	6,7
Rb	ppm	0,1	110,8	113,5	137,5	118,0	106,2
Sn	ppm	1	1	1	1	<1	<1
Sr	ppm	0,5	490,2	734,3	420,3	341,4	662,5
Ta	ppm	0,1	1,2	0,6	0,9	0,4	0,5
Th	ppm	0,2	9,8	8,2	13,5	6,7	9,3
U	ppm	0,1	3,4	1,9	2,8	1,0	3,5
V	ppm	8	14	39	13	10	38
W	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Zr	ppm	0,1	72,8	103,5	79,1	57,6	101,9
Y	ppm	0,1	14,6	7,6	9,4	5,7	17,1
La	ppm	0,1	15,9	23,5	16,9	15,2	36,1
Ce	ppm	0,1	31,8	46,8	34,6	30,4	51,7
Pr	ppm	0,02	3,64	5,10	3,81	3,23	7,04
Nd	ppm	0,3	13,3	19,7	15,1	11,6	26,8
Sm	ppm	0,05	2,30	2,70	2,40	1,77	3,92
Eu	ppm	0,02	0,50	0,72	0,47	0,43	0,93
Gd	ppm	0,05	1,95	1,79	1,83	1,23	3,23
Tb	ppm	0,01	0,33	0,25	0,26	0,17	0,39
Dy	ppm	0,05	1,96	1,26	1,33	0,95	1,85
Ho	ppm	0,02	0,40	0,22	0,27	0,18	0,36
Er	ppm	0,03	1,21	0,72	0,80	0,52	1,00
Tm	ppm	0,01	0,18	0,10	0,14	0,08	0,15
Yb	ppm	0,05	1,30	0,74	0,91	0,62	0,87
Lu	ppm	0,01	0,19	0,11	0,15	0,09	0,14

Anexo 5- Tonalito X1							
Elemento	Unidade	LD	SEX 1-51 106.55 M	SEX 1-51 124.26 M	SEX 1-51 149.15 M	SEX 1-52 100.70 M	SEX 1-52 89.30 M
SiO2	%	0,01	73,51	72,55	72,65	73,61	73,63
Al2O3	%	0,01	14,64	15,17	14,90	14,44	14,59
Fe2O3	%	0,04	0,86	1,15	1,12	1,13	1,18
FeO	%	0,01	0,49	2,15	1,81	0,45	0,49
MgO	%	0,01	0,25	0,39	0,33	0,29	0,32
CaO	%	0,01	1,37	1,71	1,75	1,50	1,09
Na2O	%	0,01	4,24	4,81	4,60	4,19	4,39
K2O	%	0,01	4,11	3,22	3,40	3,65	3,63
TiO2	%	0,01	0,11	0,14	0,14	0,12	0,12
P2O5	%	0,01	0,03	0,04	0,05	0,04	0,03
MnO	%	0,01	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04
Cr2O3	%	0,002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
LOI	%	-5,1	0,7	0,6	0,9	0,9	0,8
Sum	%	0,01	99,86	99,83	99,83	99,85	99,83
TOT/C	%	0,02	0,05	0,03	<0.02	0,03	0,05
TOT/S	%	0,02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0,06
Mo	ppm	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,8
Cu	ppm	0,1	2,6	1,0	0,8	0,8	2,9
Pb	ppm	0,1	8,3	7,1	5,4	5,8	8,1
Zn	ppm	1	10	24	22	13	10
Ni	ppm	20	<20	<20	<20	<20	<20
Ni	ppm	0,1	0,8	1,1	1,2	1,2	1,1
As	ppm	0,5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cd	ppm	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	ppm	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Bi	ppm	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	ppm	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	ppb	0,5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Hg	ppm	0,01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	ppm	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	ppm	0,5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sc	ppm	1	2	2	2	2	2
Ba	ppm	1	983	1071	1160	1001	1206
Be	ppm	1	1	3	1	1	2
Co	ppm	0,2	0,7	1,0	0,9	0,4	0,7
Cs	ppm	0,1	1,3	1,1	0,9	1,9	1,5
Ga	ppm	0,5	16,7	18,7	17,3	17,8	19,2
Hf	ppm	0,1	1,9	2,7	2,2	2,4	2,5
Nb	ppm	0,1	7,10	8,20	6,90	8,30	9,20
Rb	ppm	0,1	126,2	101,8	100,3	126,0	120,5
Sn	ppm	1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	ppm	0,5	383,5	487,2	498,3	402,7	406,3
Ta	ppm	0,1	0,6	0,7	0,5	0,7	0,8
Th	ppm	0,2	5,3	6,9	6,1	6,2	7,1
U	ppm	0,1	2,0	0,9	2,1	3,8	1,9
V	ppm	8	11	15	12	12	10
W	ppm	0,5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Zr	ppm	0,1	61,3	82,5	85,7	80,3	77,4
Y	ppm	0,1	7,5	7,0	6,7	9,3	8,5
La	ppm	0,1	12,1	19,9	18,2	14,6	17,1
Ce	ppm	0,1	24,2	37,1	34,9	29,4	32,8
Pr	ppm	0,02	2,70	4,18	3,76	3,48	3,74
Nd	ppm	0,3	11,1	13,1	13,6	12,7	13,0
Sm	ppm	0,05	1,72	2,32	2,09	2,18	2,20
Eu	ppm	0,02	0,45	0,51	0,51	0,43	0,45
Gd	ppm	0,05	1,38	1,79	1,50	1,83	1,74
Tb	ppm	0,01	0,21	0,24	0,22	0,27	0,26
Dy	ppm	0,05	1,18	1,32	1,37	1,64	1,53
Ho	ppm	0,02	0,25	0,21	0,21	0,28	0,26
Er	ppm	0,03	0,70	0,77	0,69	0,82	0,85
Tm	ppm	0,01	0,12	0,11	0,10	0,12	0,12
Yb	ppm	0,05	0,81	0,78	0,67	0,80	0,83
Lu	ppm	0,01	0,11	0,11	0,10	0,13	0,13

Anexo 6- Granito Matupá (Moura, 2002)

Elemento	Unidade	LD	SEIA ²	SEIIA ²	SEPEI ²	SEVVA ²
SiO ₂	%	0,01	75,09	71	74,09	67,35
Al ₂ O ₃	%	0,01	13,85	14,36	13,23	15,47
Fe ₂ O ₃	%	0,04	0,63	1,3	0,33	1,21
MgO	%	0,01	0,4	0,89	0,57	1,54
CaO	%	0,01	1,12	2,08	1,55	2,89
Na ₂ O	%	0,01	3,07	3,62	2,73	3,65
K ₂ O	%	0,01	4,13	4,16	4,3	4,09
TiO ₂	%	0,01	0,17	0,36	0,34	0,57
P ₂ O ₅	%	0,01	0,06	0,13	0,1	0,17
MnO	%	0,01	0,03	0,06	0,03	0,07
Cr ₂ O ₃	%	0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
LOI	%	-5,1	0,53	0,77	0,53	0,98
Sum	%	0,01	100,04	100,12	99,41	100,18
Mo	ppm	0,1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cu	ppm	0,1	3	4	8	18
Pb	ppm	0,1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Zn	ppm	1	30	53	39	56
Ni	ppm	20	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ni	ppm	0,1	1	n.a.	2,5	13
As	ppm	0,5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cd	ppm	0,1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sb	ppm	0,1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Bi	ppm	0,1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ag	ppm	0,1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Au	ppb	0,5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Hg	ppm	0,01	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Tl	ppm	0,1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Se	ppm	0,5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sc	ppm	1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ba	ppm	1	501	718	813	1302
Be	ppm	1	3	3	3	3
Co	ppm	0,2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cs	ppm	0,1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ga	ppm	0,5	n.a.	11	10	10
Hf	ppm	0,1	3,6	5,3	4,4	5,4
Nb	ppm	0,1	6,00	12,00	16,00	20,00
Rb	ppm	0,1	196	176	184	148
Sn	ppm	1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sr	ppm	0,5	139	184	171	277
Ta	ppm	0,1	1,4	1,2	1,3	2,1
Th	ppm	0,2	29	21	24	13
U	ppm	0,1	5	7	4	4
V	ppm	8	23	28	34	55
W	ppm	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4
Zr	ppm	0,1	138	148	135	225
Y	ppm	0,1	29	39	23	36
La	ppm	0,1	48,9	103,8	35,7	47,3
Ce	ppm	0,1	93,7	161,8	79,8	104,9
Pr	ppm	0,02	10,3	17,2	8,9	11,9
Nd	ppm	0,3	36,2	61,1	31,6	42,2
Sm	ppm	0,05	7,3	9,5	5,6	7,1
Eu	ppm	0,02	0,9	1,2	0,6	0,9
Gd	ppm	0,05	6	8	5,2	6,9
Tb	ppm	0,01	0,9	1,1	0,7	0,9
Dy	ppm	0,05	5,6	6,3	3,7	4,9
Ho	ppm	0,02	1	1,3	0,6	0,8
Er	ppm	0,03	3	3,5	1,8	2,5
Tm	ppm	0,01	0,5	0,5	0,2	0,3
Yb	ppm	0,05	2,9	3,1	1,5	2,1
Lu	ppm	0,01	0,5	0,5	0,2	0,3

Anexo 7- Suíte Granodiorítica (Assis, 2011)

Elemento	Unidade	LD	FR-03	FR-07	FR-08	FR-113G
SiO ₂	%	0,01	55,07	62,32	66,15	60,50
Al ₂ O ₃	%	0,01	19,04	14,43	15,65	14,48
Fe ₂ O ₃	%	0,04	6,16	5,42	3,85	5,98
FeO	%	0,01	2,33	3,35	1,67	3,50
MgO	%	0,01	2,39	3,12	1,49	3,41
CaO	%	0,01	7,32	4,28	3,71	4,72
Na ₂ O	%	0,01	3,49	3,30	3,81	3,30
K ₂ O	%	0,01	2,11	4,01	2,70	3,79
TiO ₂	%	0,01	0,74	0,72	0,49	0,81
P ₂ O ₅	%	0,01	0,31	0,25	0,15	0,28
MnO	%	0,01	0,12	0,10	0,08	0,11
Cr ₂ O ₃	%	0,002	0,004	0,016	0,006	0,018
LOI	%	-5,1	3,0	1,7	1,7	2,3
Sum	%	0,01	99,74	99,72	99,76	99,67
TOT/C	%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
TOT/S	%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	ppm	0,1	0,8	2,0	0,3	0,4
Cu	ppm	0,1	11,2	60,3	7,3	68,8
Pb	ppm	0,1	12,7	23,9	6,6	30,3
Zn	ppm	1	66	47	42	40
Ni	ppm	20	<20	45	<20	46
Ni	ppm	0,1	4,8	23,9	3,6	22,3
As	ppm	0,5	0,5	<0,5	0,6	<0,5
Cd	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1
Ag	ppm	0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1
Au	ppb	0,5	<0,5	1,6	0,6	<0,5
Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sc	ppm	1	18	12	10	13
Ba	ppm	1	774	944	1091	1242
Be	ppm	1	1	2	3	2
Co	ppm	0,2	11,5	17,4	7,4	18,9
Cs	ppm	0,1	0,9	1,4	1,3	1,5
Ga	ppm	0,5	20,4	17,8	18,2	18,8
Hf	ppm	0,1	3,9	6,3	4,6	6,9
Nb	ppm	0,1	4,3	12,5	6,3	12,0
Rb	ppm	0,1	63,4	139,0	66,0	129,2
Sn	ppm	1	<1	2	<1	2
Sr	ppm	0,5	818,1	473,0	475,8	535,8
Ta	ppm	0,1	0,3	0,9	0,4	0,8
Th	ppm	0,2	3,1	16,5	6,1	14,0
U	ppm	0,1	0,8	4,4	1,3	3,0
V	ppm	8	83	98	52	118
W	ppm	0,5	<0,5	1,5	<0,5	0,8
Zr	ppm	0,1	139,3	229,0	152,3	249,1
Y	ppm	0,1	16,3	20,7	15,4	20,9
La	ppm	0,1	19,6	43,7	26,9	45,6
Ce	ppm	0,1	40,4	91,7	53,2	96,5
Pr	ppm	0,02	4,93	10,67	5,93	10,90
Nd	ppm	0,3	20,8	40,3	23,6	42,0
Sm	ppm	0,05	3,82	6,68	3,82	6,96
Eu	ppm	0,02	1,42	1,32	1,08	1,45
Gd	ppm	0,05	3,68	4,70	3,25	5,09
Tb	ppm	0,01	0,56	0,72	0,52	0,77
Dy	ppm	0,05	2,87	3,57	2,70	3,64
Ho	ppm	0,02	0,59	0,66	0,57	0,72
Er	ppm	0,03	1,66	1,88	1,54	1,98
Tm	ppm	0,01	0,25	0,30	0,24	0,32
Yb	ppm	0,05	1,52	1,94	1,60	1,87
Lu	ppm	0,01	0,21	0,28	0,24	0,28

Anexo 8- Pórfiro União do Norte (Assis, 2011)

Elemento	Unidade	LD	FR-01	FR-15	FR-23	FR-24	FR-27	FR-78
SiO ₂	%	0,01	76,22	76,09	76,19	75,64	76,29	75,25
Al ₂ O ₃	%	0,01	11,77	11,93	11,79	11,83	11,75	11,71
Fe ₂ O ₃	%	0,04	1,72	1,59	1,69	1,74	1,68	1,68
FeO	%	0,01	0,41	0,53	0,63	0,49	0,44	0,53
MgO	%	0,01	0,23	0,09	0,13	0,13	0,23	0,12
CaO	%	0,01	0,30	0,34	0,39	0,45	0,29	0,37
Na ₂ O	%	0,01	3,18	3,40	3,36	3,51	3,17	3,36
K ₂ O	%	0,01	5,28	5,13	5,18	5,24	5,24	5,20
TiO ₂	%	0,01	0,21	0,22	0,21	0,20	0,21	0,19
P ₂ O ₅	%	0,01	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03
MnO	%	0,01	0,05	0,06	0,08	0,06	0,05	0,07
Cr ₂ O ₃	%	0,002	0,006	0,007	0,006	0,006	0,006	0,008
LOI	%	-5,1	0,9	1,0	0,8	1,1	0,9	1,9
Sum	%	0,01	99,87	99,86	99,89	99,88	99,87	99,88
TOT/C	%	0,02	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
TOT/S	%	0,02	<0,02	0,10	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	ppm	0,1	2,3	1,4	1,4	3,4	2,2	1,1
Cu	ppm	0,1	6,5	5,8	2,9	4,2	6,2	2,4
Pb	ppm	0,1	18,6	152,0	30,7	17,5	17,7	35,4
Zn	ppm	1	64	171	81	68	60	76
Ni	ppm	20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ni	ppm	0,1	1,0	1,0	0,8	0,8	0,8	1,0
As	ppm	0,5	0,7	1,0	<0,5	<0,5	<0,5	0,8
Cd	ppm	0,1	0,2	0,4	0,2	0,1	0,2	0,1
Sb	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1
Bi	ppm	0,1	<0,1	<0,1	0,8	0,4	<0,1	0,2
Ag	ppm	0,1	<0,1	0,2	0,1	0,1	<0,1	0,1
Au	ppb	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Hg	ppm	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	ppm	0,5	0,6	0,8	<0,5	0,6	0,5	0,7
Sc	ppm	1	3	3	3	3	3	3
Ba	ppm	1	249	211	197	173	253	185
Be	ppm	1	4	3	7	4	5	6
Co	ppm	0,2	0,9	0,4	0,6	0,7	0,8	0,4
Cs	ppm	0,1	0,8	0,7	0,8	0,9	0,7	1,1
Ga	ppm	0,5	19,8	18,7	19,4	20,3	19,2	19,5
Hf	ppm	0,1	10,9	12,2	11,1	12,8	11,6	11,3
Nb	ppm	0,1	25,2	25,6	23,6	28,2	23,8	25,8
Rb	ppm	0,1	213,3	210,4	224,5	251,4	211,5	257,8
Sn	ppm	1	4	4	4	4	4	4
Sr	ppm	0,5	25,6	30,8	24,3	29,0	23,8	26,2
Ta	ppm	0,1	1,6	1,6	1,6	2,0	1,7	1,8
Th	ppm	0,2	26,8	27,2	24,9	27,9	26,6	26,5
U	ppm	0,1	7,0	7,1	6,5	8,3	7,4	7,9
V	ppm	8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
W	ppm	0,5	0,9	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9
Zr	ppm	0,1	358,4	366,0	337,5	364,4	345,3	333,6
Y	ppm	0,1	82,4	83,2	55,0	73,9	79,9	113,4
La	ppm	0,1	118,3	119,5	77,7	80,9	119,7	109,6
Ce	ppm	0,1	200,4	221,1	152,5	164,5	208,4	159,1
Pr	ppm	0,02	26,23	25,00	17,80	18,43	26,31	21,89
Nd	ppm	0,3	99,5	90,3	62,8	67,0	101,6	82,8
Sm	ppm	0,05	17,24	14,76	10,74	12,18	17,09	13,48
Eu	ppm	0,02	0,91	0,75	0,58	0,50	0,90	0,62
Gd	ppm	0,05	15,89	12,84	8,88	10,16	16,02	13,05
Tb	ppm	0,01	2,49	2,13	1,54	1,91	2,50	2,21
Dy	ppm	0,05	13,44	11,88	8,96	11,28	13,37	12,63
Ho	ppm	0,02	2,77	2,53	1,90	2,43	2,77	3,02
Er	ppm	0,03	7,86	7,55	5,68	7,29	8,02	9,21
Tm	ppm	0,01	1,17	1,17	0,95	1,17	1,20	1,40
Yb	ppm	0,05	7,31	7,78	6,23	7,75	7,50	8,80
Lu	ppm	0,01	1,14	1,14	0,92	1,16	1,14	1,34

Anexo 9 - Granito Teles Pires (Ramos, 2011)

Elemento	Unidade	LD	GR-25	GR-33	GR-42	GR-45	GR-57
SiO ₂	%	0,01	76,23	75,44	75,83	74,26	76,71
Al ₂ O ₃	%	0,01	11,65	12,30	12,32	13,43	12,54
Fe ₂ O ₃	%	0,04	1,42	1,59	1,25	1,35	0,65
FeO	%	0,01	0,19	0,17	0,19	0,35	0,41
MgO	%	0,01	0,29	0,23	0,24	0,31	0,06
CaO	%	0,01	0,07	0,24	0,12	0,80	0,25
Na ₂ O	%	0,01	1,91	4,05	3,91	3,72	3,88
K ₂ O	%	0,01	6,97	5,15	5,34	5,10	5,08
TiO ₂	%	0,01	0,26	0,26	0,19	0,20	0,09
P ₂ O ₅	%	0,01	0,01	0,02	0,02	0,05	0,02
MnO	%	0,01	0,03	0,03	0,02	0,06	0,02
Cr ₂ O ₃	%	0,002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
LOI	%	-5,1	1,1	0,6	0,6	0,6	0,7
Sum	%	0,01	99,95	99,9	99,85	99,88	100
TOT/C	%	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	<0.02
TOT/S	%	0,02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
Mo	ppm	0,1	1,0	0,3	0,4	0,1	0,2
Cu	ppm	0,1	3,2	1,2	1,5	2,3	0,9
Pb	ppm	0,1	7,4	10,7	12,6	13,7	15,2
Zn	ppm	1	33	48	34	34	6
Ni	ppm	0,1	0,4	0,2	0,3	1,7	<0.1
Ni	ppm	20	<20	<20	<20	<20	<20
As	ppm	0,5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cd	ppm	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	ppm	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Bi	ppm	0,1	0,2	0,5	<0.1	<0.1	0,1
Ag	ppm	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	ppb	0,5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Hg	ppm	0,01	<0.01	<0.01	<0.01	0,01	<0.01
Tl	ppm	0,1	0,2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	ppm	0,5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sc	ppm	1	2	5	5	4	3
Ba	ppm	1	140	146	128	673	27
Be	ppm	1	3	3	3	4	4
Co	ppm	0,2	0,6	0,4	0,4	1,8	<0.2
Cs	ppm	0,1	1,2	0,4	0,5	1,9	1,5
Ga	ppm	0,5	17,6	19,6	20,8	18,1	19,9
Hf	ppm	0,1	7,1	9,4	8,6	4,7	4,4
Nb	ppm	0,1	22,9	17,5	17,7	17,8	26,9
Rb	ppm	0,1	217,5	162,0	182,0	224,1	277,1
Sn	ppm	1	3	3	2	2	2
Sr	ppm	0,5	19,5	11,5	10,1	141,9	11,7
Ta	ppm	0,1	1,6	1,0	1,1	1,4	2,1
Th	ppm	0,2	21,5	18,3	19,9	27,1	37,1
U	ppm	0,1	4,5	3,3	3,8	6,1	5,0
V	ppm	8	<8	<8	<8	12	<8
W	ppm	0,5	1,5	<0.5	<0.5	<0.5	1,2
Zr	ppm	0,1	220,1	382,5	308,0	160,4	83,9
Y	ppm	0,1	34,8	44,2	106,7	22,6	19,2
La	ppm	0,1	28,4	60,4	247,3	51,6	29,8
Ce	ppm	0,1	99,2	116,9	194,1	89,1	52,8
Pr	ppm	0,02	8,44	15,04	57,11	9,67	4,95
Nd	ppm	0,3	31,3	58,2	244,8	33,6	14,9
Sm	ppm	0,05	6,50	9,98	41,07	4,75	2,15
Eu	ppm	0,02	0,50	1,39	5,49	0,80	0,11
Gd	ppm	0,05	5,33	8,87	34,43	3,74	1,82
Tb	ppm	0,01	0,99	1,30	4,09	0,59	0,31
Dy	ppm	0,05	6,33	7,12	19,06	3,31	1,97
Ho	ppm	0,02	1,24	1,43	3,29	0,69	0,47
Er	ppm	0,03	3,74	4,12	8,76	2,11	1,70
Tm	ppm	0,01	0,62	0,62	1,20	0,32	0,35
Yb	ppm	0,05	4,23	4,49	7,50	2,25	2,67
Lu	ppm	0,01	0,61	0,65	1,08	0,35	0,43