

STOCK ITAMBÉ: UM EXEMPLO DE “GRANITO TIPO S” DA SUÍTE GRANÍTICA ESTRELA DO SUL, INTRUSIVO NA PORÇÃO MERIDIONAL DA FAIXA BRASÍLIA

ITAMBÉ STOCK: AN EXAMPLE OF “S-TYPE GRANITE” FROM THE ESTRELA DO SUL GRANITE SUITE, INTRUSIVE IN THE SOUTHERN PORTION OF THE BRASÍLIA BELT

Douglas Correa FERRAZ¹; Larissa Marques Barbosa de ARAUJO²; Antonio Misson GODOY³; Juliana Abreu Crosara PETRONZIO¹; Heitor Yan Oliveira VELOSO¹; Otávio Augusto Ruiz Paccola VIEIRA¹

¹Universidade Federal de Uberlândia, Instituto de Geografia/Campus Monte Carmelo, Monte Carmelo/MG, Brasil.
E-mails: douglas.ferraz@ufu.br; julianapetronzio@ufu.br; heitor.veloso@ufu.br; otavio.vieira@ufu.br

²Universidade Federal de Uberlândia, Instituto de Geografia/Campus Santa Mônica, Museu de Minerais e Rochas da UFU, Uberlândia/MG, Brasil. E-mail: larissa.araujo@ufu.br

³Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas/Departamento de Geologia, Rio Claro/SP, Brasil.
E-mail: antonio.godoy@unesp.br.

Introdução
Metodologia
Quadro geológico regional
Geologia local
Litogeoquímica
Conclusões
Referências

RESUMO - As rochas do Granito Itambé foram identificadas a sudoeste do município de Estrela do Sul no estado de Minas Gerais, no setor meridional da Faixa Brasília, intrusivas em litotipos da sequência metassedimentar do Grupo Araxá. Constitui um dos sete *stocks* neoproterozoicos da Suíte Granítica Estrela do Sul. A partir dos levantamentos geológicos em escala 1:25.000, identificou-se um *stock* composto por rochas monzograníticas dispostas em uma forma ovalada com aproximadamente 6,2 km². Os afloramentos apresentam-se predominantemente caracterizados em bloco e matacões, definido por rochas equi- a inequigranulares de granulação fina a grossa, hololeucocráticas, isotrópicas a anisotrópica e identificadas em seis fácies, composta predominantemente por: quartzo, microclínio, oligoclásio, biotita, muscovita (I e II), granada, turmalina, monazita, minerais opacos (ilmenita e hematita) e minerais de alterações (epidoto, calcita, leucóxênio, hidróxido de ferro e argilominerais). São rochas com teores entre 67 a 70% de SiO₂, altas porcentagens de Al₂O₃ e K₂O, além das altas concentrações de Rb, Ba, Th, U e K e enriquecidas em elementos terras raras leves em relação as pesadas. São leucogranitos peraluminosos, sin-collisionais, de alto potássio a shoshonítico, com assinatura de granito a duas micas do tipo S, gerado pela fusão crustal parcial de rochas metassedimentares em níveis crustais profundo, associados ao espessamento crustal, em ambiente de arco vulcânicos continental, associadas ao final da evolução do Cinturão Orogênico Brasília.

Palavras-chave: Granito Itambé. Granito tipo S. Suíte Intrusiva Estrela do Sul.

ABSTRACT: The rocks of the Itambé Granite were identified southwest of the municipality of Estrela do Sul in the state of Minas Gerais, in the southern sector of the Brasília Belt, intrusive in lithotypes of the metasedimentary sequence of the Araxá Group. It is one of the seven Neoproterozoic stocks of the Suite Estrela do Sul Granite. From the geological surveys in scale 1:25.000, it was identified a stock composed of monzogranitic rocks arranged in an oval shape of approximately 6.2 km². The outcrops are predominantly characterized in block and thickets, defined by equi- a inequigranular rocks of fine to coarse granulation, hololeucocratic, anisotropic to isotropic and identified in six facies composed predominantly of quartz, microcline, oligoclase, biotite, muscovite (I and II), garnet, tourmaline, monazite, opaque minerals (hematite and ilmenite) and secondary minerals (epidote, calcite, leucocoxene, iron hydroxide and clay minerals). They are rocks with contents between 67 and 70% of SiO₂, high percentages of Al₂O₃ and K₂O, in addition to high concentrations of Rb, Ba, Th, you and K and enriched in light rare earth elements in relation to heavy ones. They are peraluminous, sin-collisional, high potassium to shoshonitic leucogranite, with granite signature to two S-type micas, generated by the partial crustal fusion of metasedimentary rocks, deep crustal levels, associated with crustal thickening in a continental volcanic arc environment, associated with the end of the evolution of the Brasília Orogenic Belt.

Keywords: Itambé Granite. Type S Granite. Estrela do Sul Intrusive Suite

INTRODUÇÃO

A área de estudo está localizada a sudoeste do município de Estrela do Sul, oeste do estado de Minas Gerais, na região do Alto Paranaíba, inserida entre as coordenadas geográficas 18°45'19''S / 47°44'28''W e 18°50'48''S / 47°40'50''W, na área da Carta Topográfica de Estrela do Sul (SE.23-Y-A-IV), em escala de

1:100.000, disponibilizada pelo Banco de Dados do Exército (Brasil, 1965) e do Mapa Geológico da Folha Estrela do Sul, em escala 1:100.000, do Programa Mapeamento Geológico de Minas Gerais–Projeto Triângulo Mineiro, proposto pela CODEMIG (Chaves & Dias, 2017).

As rochas desta suíte granítica foram objeto de

estudos iniciais na região de Araxá, por Barbosa (1937) *apud* Barbosa et al. (1970) e, posteriormente, descritas por Hasui & Almeida (1970).

Mais recentemente, Seer (1999); Seer & Moraes (2013, 2017); Seer et al. (2005; 2010), Santos (2019) e Santos et al. (2021), discutem a ocorrência e as evidências destes corpos graníticos como intrusivos nas rochas metassedimentares do Grupo Araxá, identificadas como Araxá A e B por Chaves & Dias, (2017)

Regionalmente a Suíte Granítica Estrela do Sul é caracterizada por pequenos corpos graníticos de caráter sin- a pós-colisionais e com deformação mais intensa nas partes mais externas do corpo granítico (bordas) e menos intensa nas porções internas. As rochas do *Stock* Granito Itambé constituem um dos sete corpos neoproterozoicos que compõem a Suíte Granítica Estrela do Sul, proposto por Ferraz (2023), apresentados na figura 1.

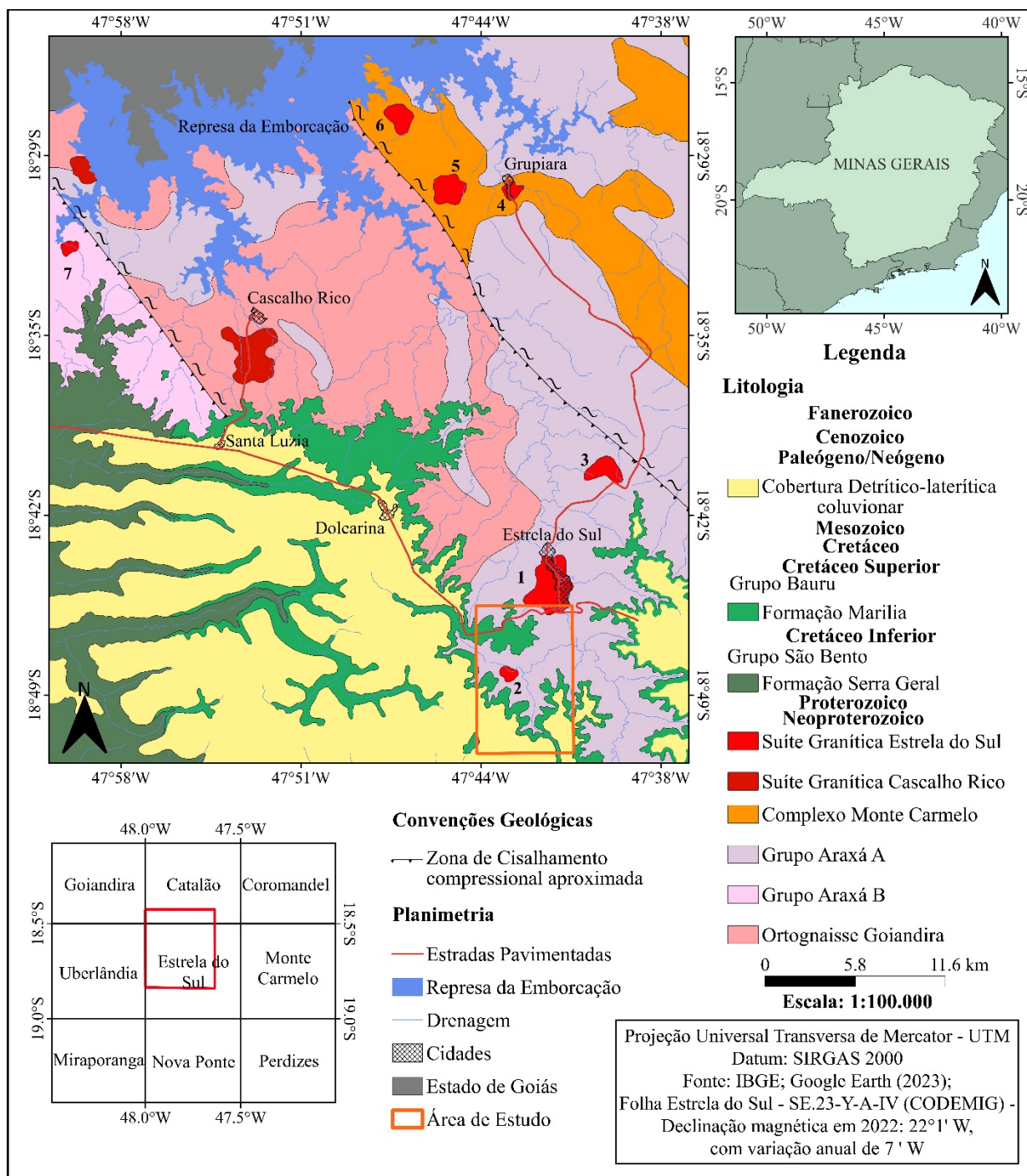


Figura 1 – Mapa Geológico com os *stocks* graníticos da Suíte Estrela do Sul. Destaque para a localização da área de estudo. Modificado de Chaves & Dias (2017) e Ferraz (2023). Legenda: 1- Estrela (Silva, 2022); 2- Itambé (Ferraz, 2023); 3- Limeira (Aquino, 2023); 4, 5 e 6- Grupiara; 7 - Imperial.

Segundo o mapa geológico “Geologia da Folha de Estrela do Sul”, escala 1:100.000 (Chaves & Dias, 2017), a Suíte Estrela do Sul foi identificada por apresentar sete corpos graníticos, sendo o corpo principal, de maior exposição, denominado de Estrela.

Neste trabalho foram reconhecidos três corpos dispostos na porção sul, pertencentes à Suíte Estrela do Sul que, em função da proximidade com a cidade homônima, serão identificados e reconhecidos como: 1 - Estrela (Silva, 2022), 2 - Itambé (Ferraz, 2023) e 3 - Limeira (Aquino, 2023), e que ocorrem associados às rochas metassedimentares do Grupo Araxá A.

Afim de simplificar, caracterizar e individualizar os demais tipos *stocks* pertencentes à Suíte Granítica Estrela do Sul, foi adotado o nome Granito Itambé seguindo os parâmetros de nomenclatura litológica, utilizando uma referência conhecida, a fazenda ou cidade homônima da área.

Os demais integrantes da Suíte Estrela do Sul com ocorrência na porção norte, destacados na figura 1, apresentam-se nas proximidades da localidade de Grupiara (corpos 4, 5, 6) e se encontram associados aos granitoides do Complexo Monte Carmelo, e na porção oeste o *Stock* Imperial (corpo 7), intrudido nas rochas metassedimentares do Grupo Araxá B.

Rochas semelhantes e correlatas a esta suíte ocorrem nas proximidades da localidade de Cascalho Rico e se encontram associadas aos paragneisses migmatíticos, identificados com Ortogneisses Goiandira e serão identificadas

como Suíte Cascalho Rico.

As rochas dos *stocks* graníticos da porção sul encontram-se associadas na região às espessas sequências metassedimentares, constituídas predominantemente por quartzo-mica xistos, mica xistos, quartzitos e quartzitos micáceos, raros anfibolitos e metaultramáficas, representados por clorita-anfibólio xistos e clorita xistos do Grupo Araxá (Seer, 1999; Seer et al., 2001, 2007; Seer & Moraes, 2017).

Estas rochas apresentam deformações de idade neoproterozoica e em alguns locais, em suas porções mais altas topograficamente, ocorrem recobertas parcialmente por arenitos da Formação Marília, pertencentes ao Grupo Bauru da Bacia do Paraná e por sedimentos recentes.

Partindo da necessidade de atualizar os dados geológicos, foi realizado mapeamento sistemático em escala 1:25.000, seguido da caracterização petrográfica, faciológica e litogeoquímica do Granito Itambé. Apesar da existência de informações geológicas de caráter regional deste magmatismo, ainda necessitam de mais estudos um melhor detalhamento das rochas ígneas dos *stocks* e a sua relação com as rochas encaixantes metassedimentares do Grupo Araxá.

Portanto, objetiva-se que esta investigação cartográfica, geológica, petrográfica e geoquímica permitam uma melhor compreensão da evolução petrogenética deste importante episódio tectônico-magmático, que representa o último evento acrescionário de rochas graníticas neoproterozoicas, associadas à evolução do Cinturão Orogênico Brasília.

METODOLOGIA

O estudo foi dividido em diferentes fases, iniciando pela *fase preliminar* que envolveu os levantamentos de imagens de satélites, mapas temáticos (geológicos, topográficos, pedológicos etc...), revisões bibliográficas da região, a análise das imagens, fotointerpretação e confecção de pré-mapa com a delimitação do corpo intrusivo em escala de detalhe (1: 25.000), utilizando o software QGIS 3.22, onde foi desenvolvido um banco de dados com arquivos vetoriais e arquivos *rasters*.

Para a delimitação adequada do corpo foram utilizadas imagens do Google Satélite, *Sentinel 2*, disponíveis no *Copernicus* (2022), e *ALOS PALSAR*, disponível no *Earthdata*, com as imagens DEM com resolução 12,5 m. A *fase de aquisição* de dados se divide em levantamentos de informações por mapeamento sistemático (diversos pontos,

coletas sistemáticas de amostras representativas do corpo intrusivo para análise, classificação e descrição das estruturas, texturas, granulação, a forma e o tamanho dos cristais contribuindo para a divisão faciológica do *stock* Itambé).

A *fase de laboratório* envolveu a análise petrográfica, confecção dos mapas de pontos e geológico local e análises litogeoquímicas. Em seguida foi realizada a *fase de análise e sistematização dos dados* com integração e interpretação dos resultados.

As análises químicas de rocha total e multi-elementar para elementos maiores, menores, traços e elementos terras raras, das rochas do *Stock* Itambé da Suíte Granítica Estrela do Sul foram realizadas no laboratório de geoquímica - SGS Geosol Laboratórios Ltda.

Para análise dos elementos maiores (concentração em %) foram utilizados para quantificação Fluorescência de Raios X, através de pastilha fundida em meio com tetraborato de lítio. Os elementos menores (concentração em ppm), foram analisados por Espectrômetro Óptico com Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-OES), por

fusão com tetraborato de lítio. Os elementos terras raras foram analisadas por Espectrômetro de Massa em Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS), após fusão utilizando metaborato/tetraborato de lítio e digestão em ácido nítrico, segundo os padrões de rotina do laboratório de geoquímica.

QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

A partir dos trabalhos de Almeida et al. (1977) foram definidos os principais compartimentos tectônicos da Plataforma Sul-Americana, sendo que a área se insere no compartimento da Província Tocantins, no segmento da Faixa de Dobramentos Brasília.

A Faixa Brasília ou Orógeno Brasília é um cinturão de dobramentos desenvolvido durante o Neoproterozoico, situada na parte ocidental da Província Tocantins. Envolve os estados de Tocantins, Goiás e Minas Gerais (Almeida et al., 1977; Pimentel et al., 2001; Uhlein et al., 2012). Segundo Pimentel (2016), a Faixa Brasília registra uma complexa história de deformação, metamorfismo e acreção de terrenos. A Faixa Brasília foi dividida inicialmente em compartimentos, segundo Fuck et al. (1994), em quatro unidades de E para W,

denominadas de Zona Externa, Zona Interna, a qual insere-se a área de estudo, Arco Magmático de Goiás e Maciço de Goiás. Esta concepção é adotada em trabalho de Dardenne (2000); Pimentel et al. (1999); Valeriano et al. (2004), Pimentel et al. (2011) e Pimentel (2016).

Essa compartimentação foi proposta para toda a evolução da Faixa de Dobramento Brasília, porém sua evolução é complexa e assim nem todas as unidades litoestratigráficas exibem iguais correspondentes ao longo de sua extensão, havendo, portanto, a necessidade subdividir o espaço físico da faixa, em setor setentrional e meridional. A área pesquisada encontra-se inserida na porção meridional sendo o resultado da interação entre os crátons do São Francisco e Paranapanema e encontra-se representada na figura 2.

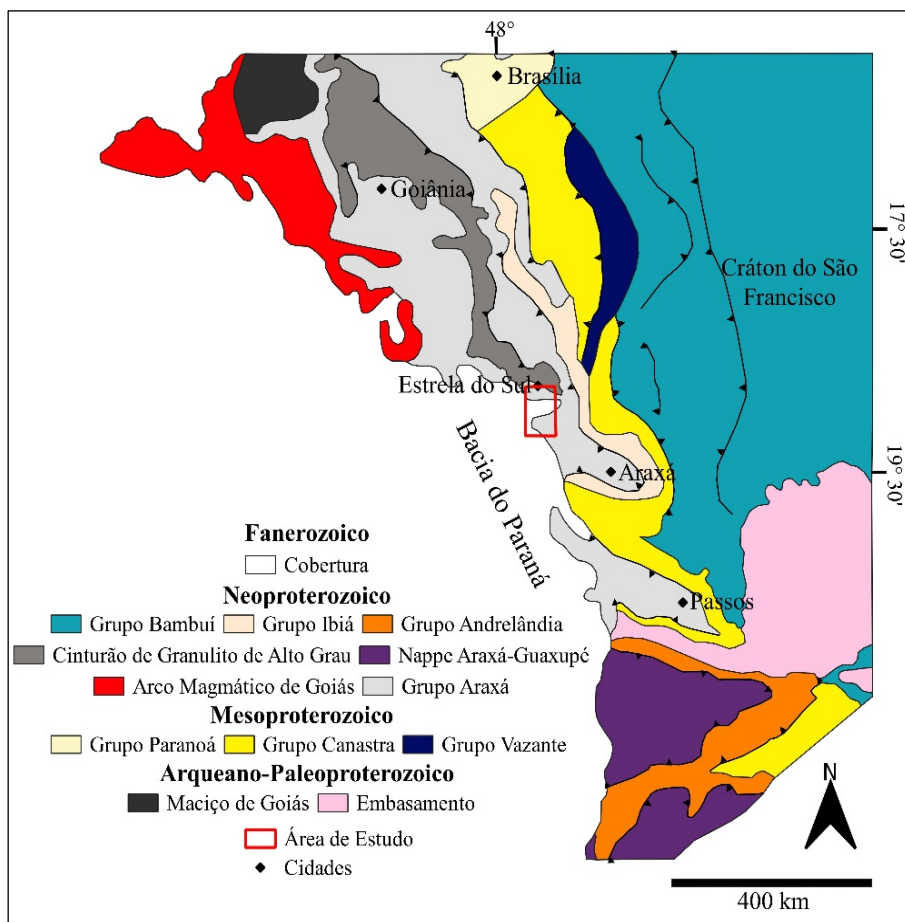


Figura 2 - Mapa simplificado da porção sul da Faixa Brasília, mostrando a divisão proposta por Fuck et al. (1994). Fonte: Modificado de Seer et al. (2001), Valeriano et al. (2004) e Pimentel et al. (2011).

O Arco Magmático de Goiás ocorre na Porção Setentrional, resultante da colisão entre as placas do São Francisco e Amazônica. A sul do arco encontra-se a Porção Meridional, resultado da interação entre os crátons do São Francisco e Paranapanema. Neste segmento se encontra inserida a área de pesquisa.

A Zona Interna da porção Meridional da Faixa Brasília é constituída por unidades alóctones metassedimentares e rochas dos grupos Araxá e Andrelândia, do Cinturão de Granulitos e dos Ortognaisses Goiandira (Fuck et al., 1994), além das intrusivas graníticas associadas às rochas do Complexo Monte Carmelo e da Suíte Estrela do Sul (Seer, 1999; Seer & Moraes, 2013).

Seer & Moraes (2013 – Figura 3), apresentam uma integração a partir do mapa geológico regional da região sudeste da Faixa Brasília, com a identificação dos principais corpos graníticos e as rochas encaixantes.

Os granitos que compõem a Suíte Granítica Estrela do Sul são conhecidos e descritos desde os primeiros estudos sobre o Grupo Araxá. Barbosa et al. (1970) observam as rochas graníticas perto da cidade de Estrela do Sul intrusivas em xistos finos. Brod et al. (1991) descreveram corpos granitoides na região de Abadia dos Dourados – MG, que são petrograficamente similares aos descritos na região de Araxá - MG.

Pimentel et al. (1999) tentam compreender as intrusões graníticas para inseri-las na evolução da Faixa Brasília, com a finalidade de reconstruir a história tectônica e magmática do cinturão.

Seer et al. (2005) descreveram os granitos que ocorrem na região de Araxá – MG, constituídos por dois tipos petrográficos: um como biotita granitos e outro como biotita-muscovita granitos, apresentando assinaturas mineralógicas similares às de granitos do tipo colisional.

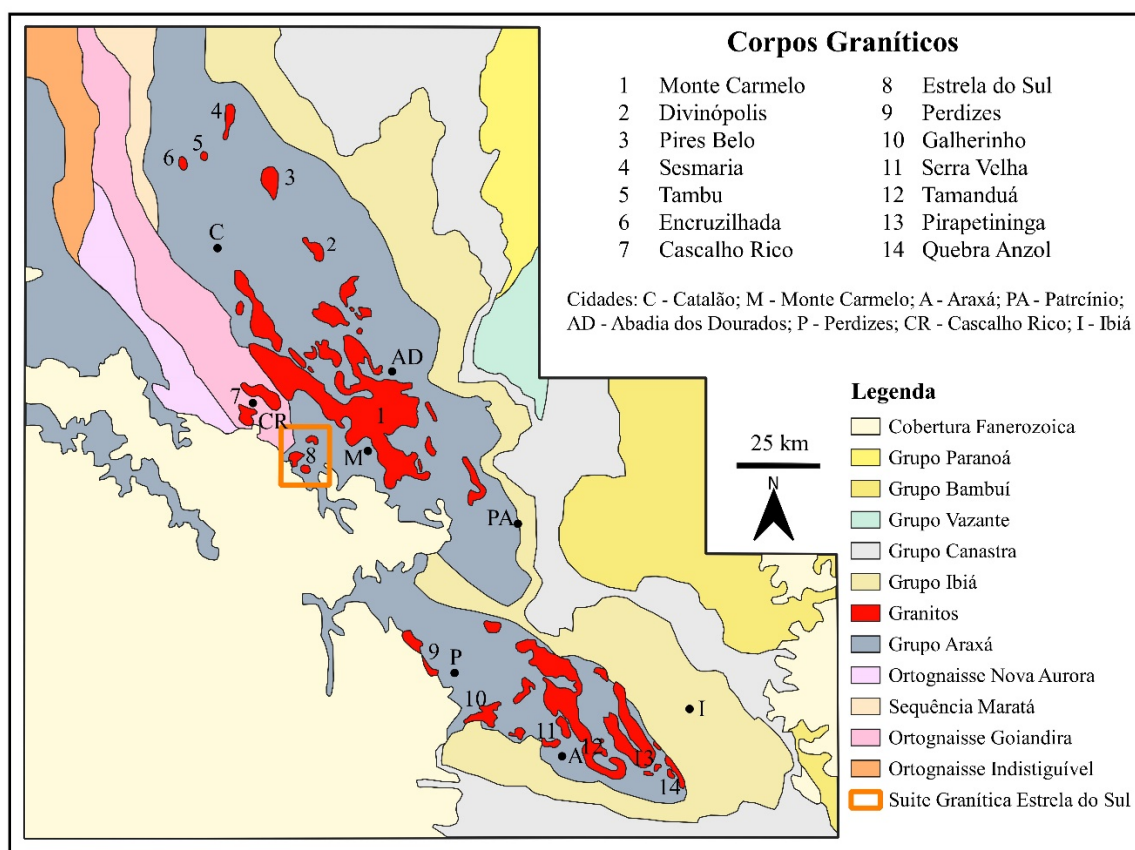


Figura 3 - Corpos Graníticos no Grupo Araxá, sudeste da Faixa Brasília. Destaque para o corpo (8) representando a Suíte Granítica Estrela do Sul – MG, associada às rochas encaixantes do Grupo Araxá. Fonte: Modificado de Seer & Moraes (2013) e Ferraz (2023).

Os trabalhos que envolvem o tratamento e discussões geoquímicas das rochas da Suíte Estrela do Sul, de uma forma geral, para as rochas graníticas com características do tipo S, correlatas à classificação proposta por Chappell & White (1974, 2001), constam em Seer (1999);

Seer et al. (2005); Seer & Moraes (2013); Santos (2019).

A exceção para trabalhos geoquímicos específicos de um dos *stocks* encontra-se em Ferraz (2023), que aborda a proposta faciológica de amostras do *Stock* Itambé.

A idade do metamorfismo principal (M1) de rochas do Grupo Araxá (Seer, 1999), foi apresentada a partir de duas isócronas Sm-Nd, obtidas para rochas encaixantes, através de minerais e rocha total em amostras de granada anfibolito e granada-mica xisto.

O granada-mica xisto forneceu idade de 637 ± 12 Ma e o granada anfibolito apresentou idade de 596 ± 32 Ma. Estas idades são interpretadas como a época de cristalização dos minerais metamórficos, durante a fase metamórfica principal M1.

As análises abaixo identificadas foram realizadas por Seer & Moraes (2013), utilizando os métodos U-Pb por LA-ICP-MS para zircão. Para as rochas graníticas do Complexo Granítico Monte Carmelo (MC), foram obtidos em uma amostra zircões ígneos com idade de 790 Ma, como idade de cristalização.

Os resultados isotópicos Sm-Nd apresentam idade modelo T_{DM} de 1.29 Ga, com valores de $\epsilon_{Nd}^{(790Ga)}$ negativo de (-2,2), idade modelo T_{DM} de 1.43 Ga, com valores fortemente negativos de $\epsilon_{Nd}^{(586Ga)}$ negativo de (-5,9) e, em outra amostra, apresentou zircões ígneos com idade de 586 ± 22 Ma, com heranças de zircões perto dos 790 Ma.

Os estudos geocronológicos em rochas graníticas da Suíte Estrela do Sul foram elaborados inicialmente por Hasui & Almeida (1970), a partir da análise de muscovita, usando o método K-Ar, que forneceu na análise referente no mapa geológico ponto MG 310, de Estrela do Sul, a idade de 615 ± 19 Ma, citada como correspondente à idade de resfriamento do mineral micáceo.

A atividade colisional foi bem caracterizada na região com pico de metamorfismo entre 640 e 637 Ma (Seer et al., 2010). Para as rochas graníticas do corpo Estrela do Sul (1), apresentaram a idade U-Pb em zircão de $632,4 \pm 3,4$ Ma, interpretada como idade de cristalização magmática.

Os resultados isotópicos Sm-Nd apresentam idade modelo T_{DM} é de 1.68 Ga, com valores de $\epsilon_{Nd}^{(632Ga)}$ fortemente negativo de (-7,224), o que sugere para a fonte magmática o retrabalhamento de material crustal metassedimentar mesoproterozoico, possivelmente com contribuição da fusão parcial dos próprios sedimentos do Grupo Araxá.

As análises elaboradas por Seer & Moraes (2013) para as rochas graníticas do corpo Cascelho Rico (CR) apresentaram a idade U-Pb em zircão de 633 ± 58 Ma, idade provável de cristalização.

Os resultados isotópicos Sm-Nd, apresentam idade modelo T_{DM} de 1.48 Ga, com valores de $\epsilon_{Nd}^{(633Ga)}$ fortemente negativo de (-5.909), o que

sugere o retrabalhamento de material crustal mesoproterozoico como fonte magmática.

Seer & Moraes (2013) concluem pela existência de dois eventos magmáticos geradores de rochas graníticas no Grupo Araxá na região de estudo, um com idade acerca de 790 Ma (associado às rochas do Complexo Monte Carmelo) e outro com cerca de 630 Ma (associado às rochas do Grupo Araxá).

As rochas graníticas são formadas a partir da fusão parcial de fontes crustais mesoproterozoicas (1,29 - Monte Carmelo a 1,48 Ga- Cascelho Rico), sendo que as rochas do evento de 790 Ma constituem o primeiro evento. São constituídas pelos granitos pré-colisionais metaluminosos a peraluminosos do Complexo Monte Carmelo, que foram parcialmente retrabalhados e remobilizados em evento colisional de 630 Ma (Seer & Moraes, 2013).

O último episódio dos eventos magmáticos na área ocorreu em contexto colisional, entre 642 e 630 Ma, gerando os granitos Estrela do Sul e Cascelho Rico peraluminosos com muscovita, granada e turmalina. As fontes paleoproterozoicas (1,68 a 1,73 Ga), idade obtida para as rochas fonte da Suíte Estrela do Sul, são questionáveis, pelo valor elevado das razões $143Sm/144Nd$ (Seer & Moraes, 2017).

Os granitos classificados do tipo S de Chappell & White (1974, 2001) são equivalentes aos Granitos Peraluminosos de Shand (1947), Ilmenita Granitos de Ishihara (1977) e Ilmenita-monazita Granitos de Ivanova & Butozova (1968) e são gerados em ambiente da raiz dos cinturões orogênicos, a partir da fusão de material sedimentar na base da crosta continental.

No ambiente colisional, a partir de movimentos compressivos, propicia-se o espessamento crustal, semelhante à proposta de Pitcher (1983), de anatexia em um ambiente orogênico de colisão continental oblíquo ou de Barbarin (1999), de colisão continental para granitos peraluminosos com muscovita (MPG).

Segundo os autores, esta situação pode gerar condições de fusão crustal de rochas de composição pelítica e quartzo-feldspática (metapelitos e metarenitos) e/ou ortognaisses, originando os granitos do tipo S, que se encontram correlacionados e associados formalmente à deformação e ao metamorfismo regional orogênico do tipo colisional (sin-colisionais).

Barbarin (1996, 1999) propõe que os granitos da série tipo S sejam subdivididos em Granitos

Típicos gerados a partir da fusão de metassedimentos e caracterizados pela presença de aluminossilicatos (andaluzita e silimanita) e Granitos Atípicos, originados por fusão de rochas quartzofeldspáticas, ricos em muscovita e biotita e com principais minerais acessórios granada, turmalina e monazita.

Portanto, o modelo proposto por Barbarin (1996) sugere que muscovita granitos geram-se em regiões de colisão continental onde são abundantes as zonas de cisalhamento que promovem fusões parciais e servem como caminhos para os magmas e conseqüente deformações e *emplacement* das suas rochas.

Roncato Junior (2009) debate a origem dos granitos tipo S, que podem ser interpretados como

produtos da fusão parcial de pacotes de rochas metassedimentares aluminosas, cujos granitos formados em porções mais rasas podem conter muscovita, biotita e turmalina, e os granitos formados em profundidades maiores podem conter biotita, granada, cordierita e/ou silimanita, que se assemelham à classificação de Barbarin (1996).

Lusa (2009) e Roncato Junior (2009) abordam que os granitos tipo S, são gerados na raiz de cinturões orogênicos, na base da crosta continental, e estão relacionados com a deformação e metamorfismo regional da fase do ápice metamórfico, ocorrendo, em sua grande maioria, em estágio sin-colisional a pós-colisional, podendo ocorrer em arcos magmáticos pré-colisionais de orógenos acrescionários.

GEOLOGIA LOCAL

O *Contexto Geomorfológico* das rochas do *Stock Itambé* expostas na Região do Triângulo Mineiro, encontra-se na subunidade da Depressão do Rio Paranaíba, que constitui em um acidente geomorfológico em que o embasamento foi reativado tectonicamente no Fanerozoico, acompanhado por falhas profundas, que também provocaram a movimentação vertical de blocos. Estas falhas estão previamente estruturadas na direção NW, por onde ascenderam magmas toleíticos que originaram os enxames de diques de direção 50°NW (Seer & Moraes, 2017).

Esta movimentação de blocos criou espaços de acomodação de altos e baixos que propiciaram e condicionaram a sedimentação dos sedimentos da Formação Bauru, após a implantação do vulcanismo basáltico da Formação Serra Geral.

Nos baixios das drenagens da subunidade da Depressão do Rio Paranaíba, afloram predominantemente as rochas encaixantes metassedimentares do Grupo Araxá e rochas ígneas, com os contrafortes erosivos e onde, a partir de escarpas acidentadas, afloram os litotipos sedimentares da Formação Botucatu da Unidade Geomorfológica da Depressão Periférica (Batista, 2023).

A partir desta unidade, para oeste, inicia-se um compartimento com maiores altitudes e relevo suavizado encoberto pelas coberturas sedimentares, o domínio da Unidade do Planalto Ocidental da Bacia do Paraná.

A região encontra-se inserida na região sul da Bacia Hidrográfica do Rio Paranaíba, dominada por afluentes da margem esquerda, ribeirão Craca, da sub-bacia do rio Bagagem.

Na área de exposição do corpo granítico ocorrem

as menores declividades, onde se encontram as áreas mais dissecadas e erodidas em que os cursos de drenagem interceptam falhamentos e também estão associados a uma forte quebra de relevo, com desníveis de até 50 m, que controla o contato do granito com as rochas deformadas das zonas de cisalhamento no seu entorno.

As melhores exposições dispõem-se na forma de morros com expressivos matacões e blocos e pequenos lajedos distribuídos principalmente ao longo dos cursos de água, além de afloramentos que são observados frequentemente nos cortes de estradas, mas que muitas vezes se encontram fortemente alterados.

O *Contexto Geológico e Litológico* foi definido a partir do mapeamento sistemático da área e elaboração do mapa geológico que consta na figura 4, que é constituído pelas rochas das unidades metassedimentares do Grupo Araxá (indiferenciada) e *Stock Itambé* e Estrela, ambos integrantes da Suíte Granítica Estrela do Sul, Formação Botucatu e coberturas sedimentares.

O *Stock Itambé* da Suíte Granítica Estrela do Sul foi inicialmente descrito como um corpo espacialmente de menor abrangência espacial, agora ampliado neste estudo, com uma área geográfica disposta em uma forma ovalada, segundo direção geral NW-SE, com aproximadamente 6,2 km² e com o detalhamento faciológico das suas rochas.

No mapa geológico é evidenciada a forma elipsoidal do corpo, com o formato controlado segundo a direção de deformações, impostas pelas ramificações de zona de cisalhamento, no geral de direção 50°NW, dominante na área. O corpo

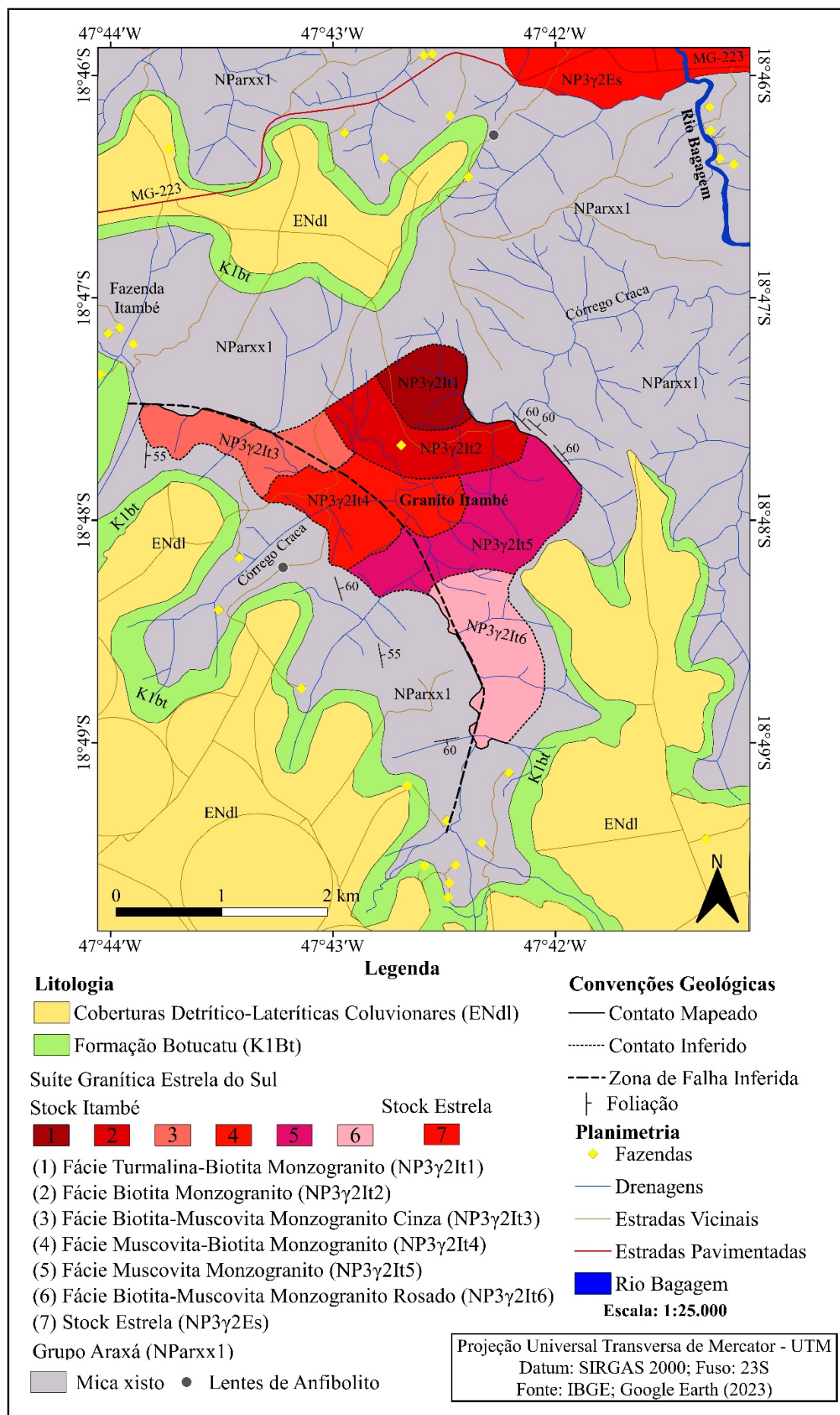


Figura 4 – A. Mapa faciológico e geológico da região do *Stock* Itambé pertencente à Suíte Granítica Estrela do Sul – MG. Fonte: Ferraz (2023).

magmático apresenta os seus contatos com as rochas encaixantes predominantemente normais e bruscos com as rochas estruturadas do Grupo Araxá.

A caracterização das intrusões graníticas é concordante com as rochas encaixantes, identificando o caráter sin-cinemático das intrusões. Na porção oeste do *stock* foi observada uma zona falha identificada regionalmente de direção geral NW-SE, por uma drenagem encaixada, que se prolonga para a parte central do corpo em direção ao sul do maciço, permitindo a individualização do contato dos xistos do Grupo Araxá com as rochas graníticas da Suíte Granítica Estrela do Sul.

O presente estudo se restringe exclusivamente às diferenças faciológicas do *Stock Itambé* e encaixantes indiferenciadas do seu entorno.

A configuração metamórfica, magmática e tectônica da área de estudo, de modo geral, segue um padrão estratigráfico e estrutural regional do embasamento metamórfico neoproterozoico, que foi intensamente reativado tectonicamente no fanerozoico.

As rochas graníticas desenvolvem uma estrutura identificada pela presença de duas foliações. Uma foliação de baixo ângulo, localizada e de menor frequência, observada principalmente pela orientação de cristais tabulares de biotita/muscovita, correlacionada às estruturas dúcteis de cavalgamento, e a outra, mais comum, de alto ângulo a subvertical de direção principal NW/SE, marcada pela fragmentação, orientação e recristalização, que variam de intensidade milonítica.

No mapa geológico da figura 4 são observadas basicamente as rochas da sequência de supracrustais metassedimentares de idade neoproterozoica do Grupo Araxá.

Essa unidade apresenta uma grande variação de xistos, tendo sido identificados em maior ocorrência o biotita-muscovita xisto com granada e, em menor ocorrência, o muscovita xisto, podendo ser observadas lentes de anfíbolito de granulação fina associadas às lentes de rochas metassedimentares.

As rochas do Grupo Araxá na sua unidade principal são representadas pelos muscovitas xistos que afloram sob a forma de blocos foliados e em altitudes de 790 até 915 m, exibindo uma foliação bem definida, com orientação preferencial dos minerais arranjados paralelamente em uma faixa de direção NW-SE.

Os anfíbolitos presentes na área de estudo

foram observados na parte norte e sudoeste da área, coloração escura, granulação fina a muito fina, pouco intemperizado, em formato de lajedo ou blocos. O contato dessa unidade com o granito é normal e abrupto, sendo observada uma maior inclinação dos xistos nas bordas dos granitos, possivelmente sobreposição de zonas de deformações, com possível soergimento de níveis crustais mais profundos.

Pequenas ocorrências de apófises e bolsões pegmatoides irregulares de pegmatito granítico e diques com textura aplítica, ambos enriquecidos em quartzo, ocorrem intrusivos nas demais fácies ou intrusivos nas rochas das unidades metassedimentares do entorno do corpo ígneo.

É comum a presença de enclaves de pequenas dimensões, definidos por xenólitos de tamanhos variados de rochas metassedimentares do Grupo Araxá, além de restitos micáceos, resultado da fusão parcial de rochas protólitos metassedimentares.

No mapeamento geológico em 1:25.000 foi possível o reconhecimento e a individualização por características texturais e composicionais das rochas do *stock* em seis fácies litológicas principais diferenciadas e denominadas de fácies: turmalina-biotita monzogranito, biotita monzo-granito, biotita-muscovita monzogranito cinza, biotita-muscovita monzogranito rosado, muscovita monzogranito, e muscovita-biotita monzogranito.

A estrutura é maciça a levemente foliada, entretanto em algumas porções localizadas, esses litotipos se mostram superpostos por deformações associadas às zonas de falhas regionais, podendo apresentar e desenvolver foliação mais intensa, principalmente de caráter proto- a milonítico.

As rochas do *Stock Itambé* no geral, são rochas hololeucocráticas, equigranulares a inequigranulares e isotrópicas a localmente anisotrópicas. É comum apresentar variação espacial em relação a sua granulação, sendo possível identificar fácies caracterizadas por apresentar granulação variando de fina a grossa. A coloração das rochas apresenta variação de cinza claro a cinza escuro e localmente róseo claro.

A *fácies turmalina-biotita monzogranito* (Figura 5A), está situada na porção norte do Granito Itambé, em uma área de 0,56 km², onde as suas rochas apresentam textura equigranular a levemente inequigranular, variando de granulação média a grossa, coloração cinza clara a bege clara.

É caracterizada por rochas de composição

granítica hololeucocrática ($M' < 10\%$). Os termos leucocráticos $M' > 10\%$ podem ocorrer em menor frequência e localizados.

As rochas apresentam estrutura isotrópica a anisotrópica e com a distribuição caótica de minerais micáceos (biotita) e a distribuição

variada de turmalinas pretas.

As relações texturais e diminuição gradacional da granulação para as bordas da intrusão também são observadas, mas, pela dificuldade da continuidade de afloramentos na escala de trabalho, fica impossibilitada a sua delimitação.

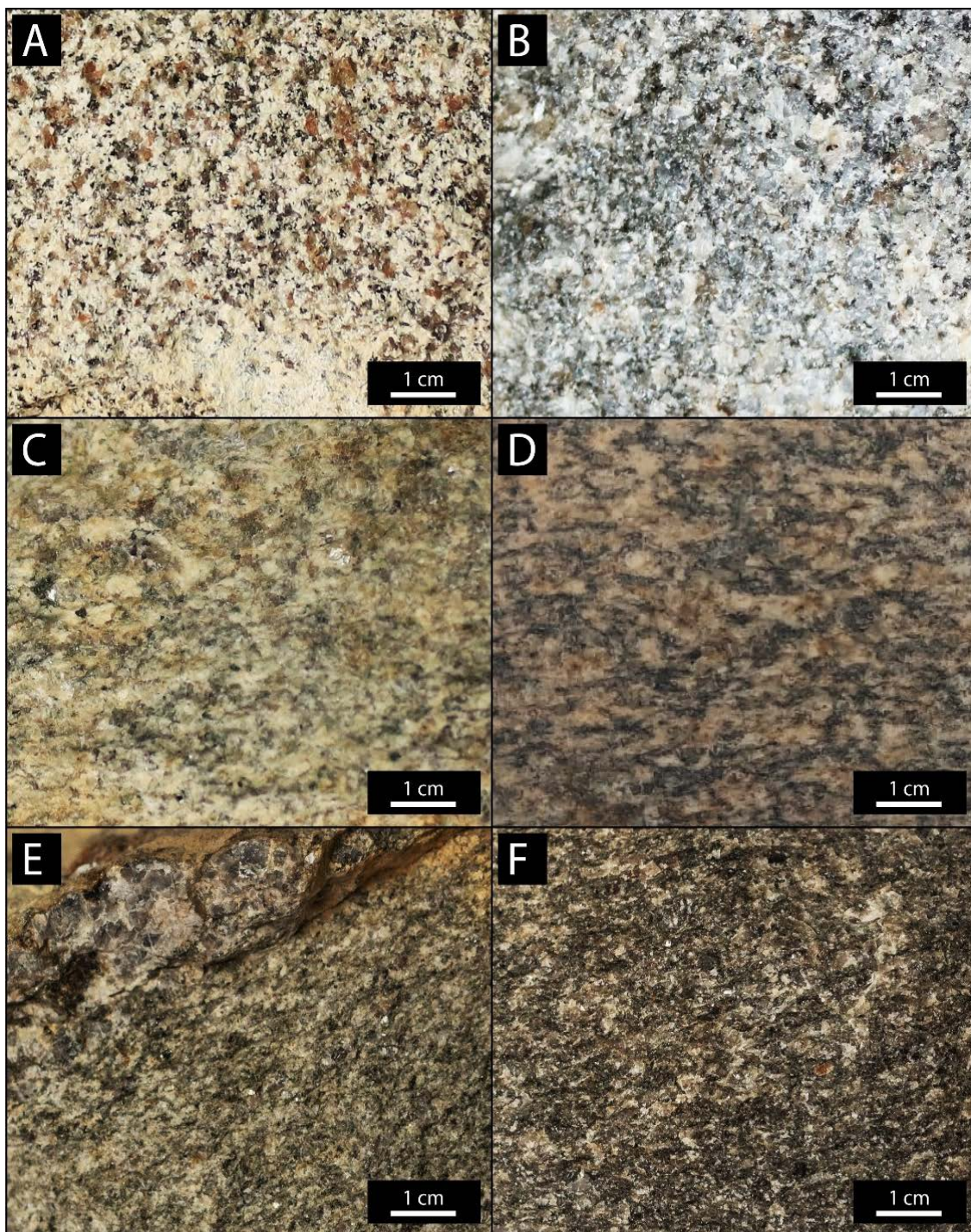


Figura 5 – Fotografias apresentando os aspectos macroscópicos das diferentes fácies do Granito Itambé. (A) Turmalina-biotita monzogranito, (B) Biotita monzogranito, (C) Biotita-muscovita monzogranito cinza, (D) Biotita-muscovita monzogranito rosado, (E) Muscovita monzogranito e (F) Muscovita-biotita monzogranito. Fonte: Ferraz (2023).

A *fácies biotita monzogranito* (Figura 5B), está localizada na porção centro-norte do corpo e apresenta-se distribuída em uma área de 0,98 km². As suas rochas são equigranulares e exibem granulação média e coloração cinza escuro a leve-

mente rosada. É caracterizada por litotipos de composição granítica holo- a leucocrática ($M' < 14\%$). As rochas exibem estruturas predominantemente maciças, mas no contato sul dominam rochas levemente anisotrópicas, exibindo níveis de

orientação de seus minerais.

A fácies *biotita-muscovita monzogranito cinza* (Figura 5C) ocorre na porção oeste do *stock*, em uma área de 0,87 km². No geral são rochas inequigranulares, granulação grossa e coloração cinza clara.

São caracterizadas por rochas leucocráticas ($M' > 8\%$). Os termos hololeucocráticos $M' > 10\%$ podem ocorrer em menor frequência e localizados. As rochas apresentam estrutura isotrópica e localmente anisotrópica.

A fácies *biotita-muscovita monzogranito rosado* (Figura 5D) ocorre na porção sul do granito, em uma área de 1,11 km², ocorrendo no geral rochas equigranulares e apresentando minerais de granulação fina a média de coloração rosada.

A fácies *muscovita monzogranito* (Figura 5E), ocorre na porção centro-leste do corpo, sendo a de maior área, com 1,5 km² e apresentando rochas inequigranulares de granulação média a grossos e coloração cinza escuro.

A fácies *muscovita-biotita monzogranito* (Figura 5F), ocorre na porção centro-oeste em uma área de 1,17 km², constituído por rochas equigranulares de granulação fina a média e coloração cinza clara a escuro.

As rochas da Formação Botucatu são observadas nas porções mais altas da área de estudo, em cotas de 890 a 920 m, situadas na média e alta vertente, sob a forma de blocos ou corpos tabulares maiores, apresentando um arenito bem silicificado, granulometrias fina a média, coloração rosada, bem selecionado, composto em sua maioria por grãos de quartzo, bem arredondado e alta esfericidade.

As Coberturas Sedimentares são constituídas por depósitos recentes em duas formas principais: uma domina as regiões altas e aplainadas do planalto, no sul da área, constituída por arenitos mal selecionados, intercalados com argilitos. A outra é constituída por argilas, siltes, areias, cascalheiras.

Estes sedimentos são oriundos dos processos de erosão, transporte e posterior deposição principalmente em margens de rios, fundos de canal e planícies de inundação, além de sedimentos coluvionares expostos pouco expressivos no sopé das principais escarpas que bordejam a área.

O *Contexto Petrográfico* identificado para as rochas das diversas fácies encontra-se apresentado a seguir:

A fácies *turmalina-biotita monzogranito* (Figura 6A) é composta em média por quartzo

(31%), plagioclásio (26%), microclínio (19%), biotita (9%), turmalina, muscovita, granada, apatita, monazita, rutilo, minerais opacos, epidoto e argilominerais. Na tabela 1 são apresentados os principais minerais e a composição modal está representada na figura 7.

A relação mineralógica evidencia concentrações de grande quantidade de cristais de turmalinas em forma prismática ou basal, exibindo uma mineralogia que apresenta uma menor quantidade de cristais alterados quando comparada com as outras fácies.

A fácies *biotita monzogranito* (Figura 6B), apresenta mineralogia composta por quartzo (31%), plagioclásio (26%), microclínio (19%), biotita (9%), muscovita (3%), granada, apatita, zircão, monazita, rutilo, minerais opacos e argilominerais. Apresenta uma quantidade de biotita em sua composição, exibindo biotitas de origem primárias e secundárias e muscovita em menor quantidade.

A fácies *biotita-muscovita monzogranito cinza* (Figura 6C) é composta por quartzo (33%), microclínio (31%), plagioclásio (14%), muscovita (8%) e biotita (5%), turmalina, granada, zircão, monazita, apatita, rutilo, minerais opacos, epidoto e argilominerais. A mineralogia ocorre com tamanho maiores do que nas outras fácies, podendo ser observado o grande cristal de muscovita.

A fácies *biotita-muscovita monzogranito rosado* (Figura 6D), é constituída por quartzo (31%), plagioclásio (25%), microclínio (16%), muscovita (10%), biotita (8%), granada, zircão, monazita, apatita, rutilo, minerais opacos, epidoto e argilominerais. Apresenta-se com biotitas primárias e muscovitas secundárias, com a presença de cristais de quartzo com extinção ondulante, além de cristais de plagioclásio e microclínio que sofreram processos de sericitização e saussuritização.

A fácies *muscovita monzogranito* (Figura 6E) é caracterizada por quartzo (34%), plagioclásio (27%), microclínio (17%), muscovita (9%), biotita, granada, rutilo, zircão, monazita, epidoto, minerais opacos e argilominerais.

A granulação dos cristais se destaca pelo tamanho, como microclínio pertitzado, processos de recristalização de quartzo, além das biotitas alterando para as muscovitas, através do processo de muscovitização.

A fácies *muscovita-biotita monzogranito* (Figura 6F), é composta por quartzo (31%), plagioclásio (27%), microclínio (16%), biotita (9%), muscovita (6%), apatita, granada, zircão,

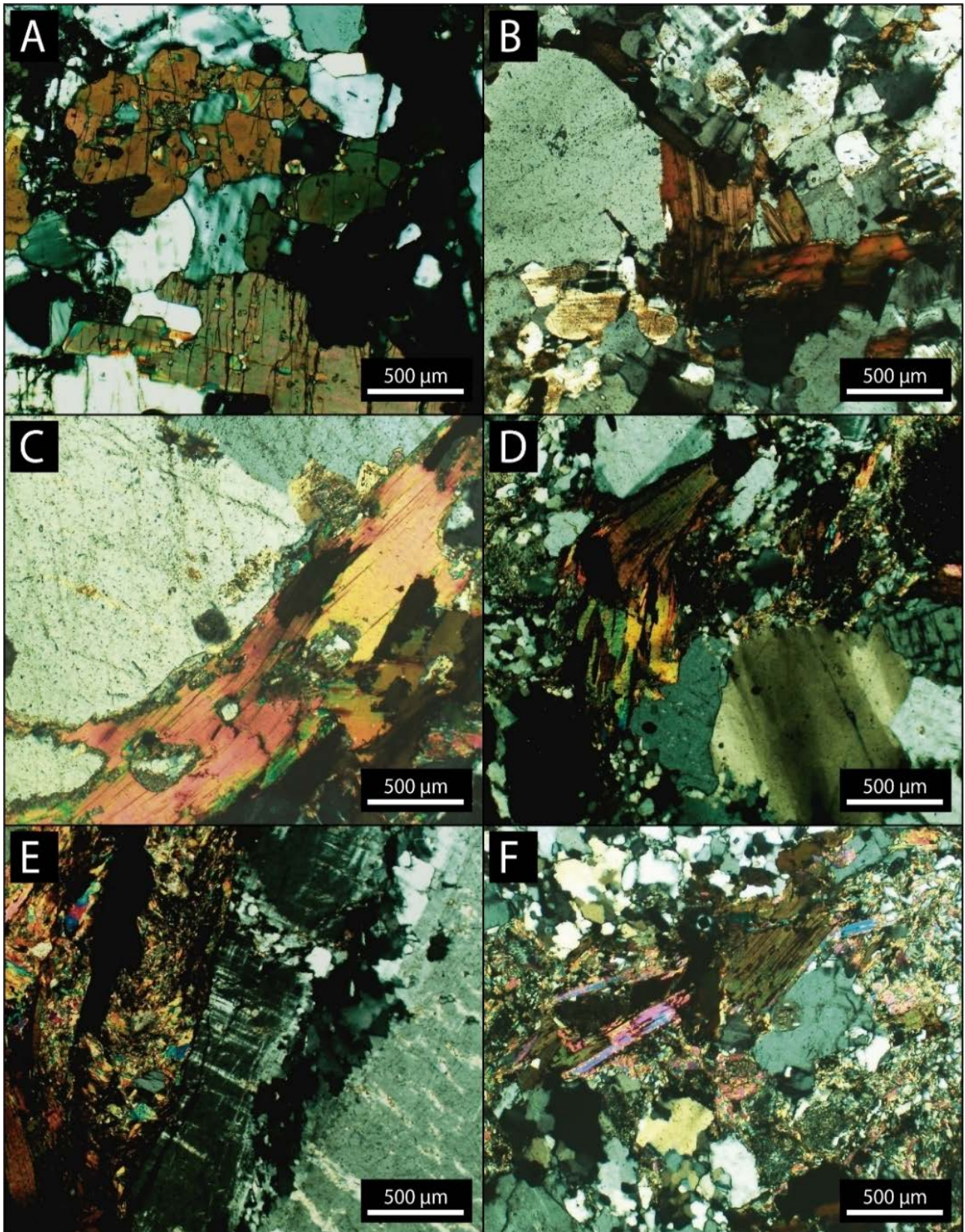


Figura 6 – Fotomicrografias apresentando os aspectos gerais das diferentes fácies do Granito Itambé. (A) Turmalina-biotita monzogranito, (B) Biotita monzogranito, (C) Biotita-muscovita monzogranito cinza, (D) Biotita-muscovita monzogranito rosado, (E) Muscovita monzogranito e (F) Muscovita-biotita monzogranito. Fonte: Ferraz (2023).

monazita, rutilo, epidoto, minerais opacos e argilominerais. Exibe uma granulação mais fina com alguns cristais, como plagioclásio e

microclínio, apresentando aspectos de alteração e sericitização, além das biotitas alterando para as muscovitas.

Tabela 1 - Composição modal estimada e características petrográficas para os litotipos do *Stock* Itambé.

Fácies		Turmalina – biotita monzogranito	Biotita monzogranito	Biotita – muscovita monzogranito cinza			Muscovita – Biotita monzogranito			Muscovita monzogranito		Biotita– muscovita monzogranito	
Legenda QAP		■	+	▽			◆			◆		○	
Estrutura		An/Is	An/Is	An/Is	An/Is	An/Is	An/Is	An/Is	An/Is	An/Is	An/Is	An/Is	An/Is
Textura		Ineq	Ineq	Eq	Eq	Eq	Eq	Eq	Eq	Ineq	Ineq	Eq	Eq
Cor		Branco	Cinza Escuro	Cinza Claro	Cinza Claro	Branco	Branco	Cinza Claro	Cinza Escuro	Cinza escuro	Cinza escuro	Cinza claro	Rosa
Granulação		Fina a média	Média	Média Grossa	Média Grossa	Média Grossa	Fina	Fina	Fina a Média	Média Grossa	Média Grossa	Fina a Média	Média
Índ. Cor		18	12	6	6	7	10	10	10	3	6,5	10	9
Minerais Félsicos	Qtzo	28	31	30	32	29	29	28	29	29	28	30	29
	Micr.	19	20	32	33	31	16	20	19	21	17	15	18
	Olig.	27	29	16	15	13	27	28	29	30	29	28	27
Minerais Máficos/ Pesados	Biotita	10	11	6	6	7	10	8	9	3	4	7	9
	Turm.	7	–	–	–	2	–	–	–	–	–	–	–
	Musc.	2	1,5	6	6,5	8	6,5	4	5	8	9	7	8
	Granada	1	1	–	–	2	–	2	1	–	2,5	2	–
Minerais Acessórios	Apatita	1	1	1	0,7	0,5	1,5	1,4	1	0,8	0,7	1,5	1
	Zircão	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
	Monazita	1	1	1	1	1	1	1	0,8	1	0,8	1	1,3
Minerais Alteração	Clorita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
	Musc.	1	1,5	2	2,5	2	1,5	2	1	2	3	2	2
	Epidoto	0,5	–	2	1	0,5	3	1,5	1,3	1,7	2	2	1,5
	Arg.Min.	1	1	2	1	1	2	2	1,3	1	1,3	1,2	1,2
Minerais Opacos	Ilmenita	0,5	1,0	1	0,8	0,5	0,5	0,3	1	0,5	0,7	0,5	1,0
	Óxidos	0,5	0,5	–	0,5	–	1,0	1,0	–	1,0	1,0	1,0	0,5

Legenda: An.: anisotropia; Is.: isotropia; Eq.: equigranular; Ineq.: inequigranular; fina: 0,1-1 mm; média: 1-10mm; grossa: 1-3 cm; tr-mineral traços Qtzo: quartzo; Micr.: microclínio; Olig: oligoclásio; Musc.: muscovita; Turm.: turmalina; Ser.: sericita; Arg. Min.: argilo minerais; Hid. Fe: Hid. Ferro.

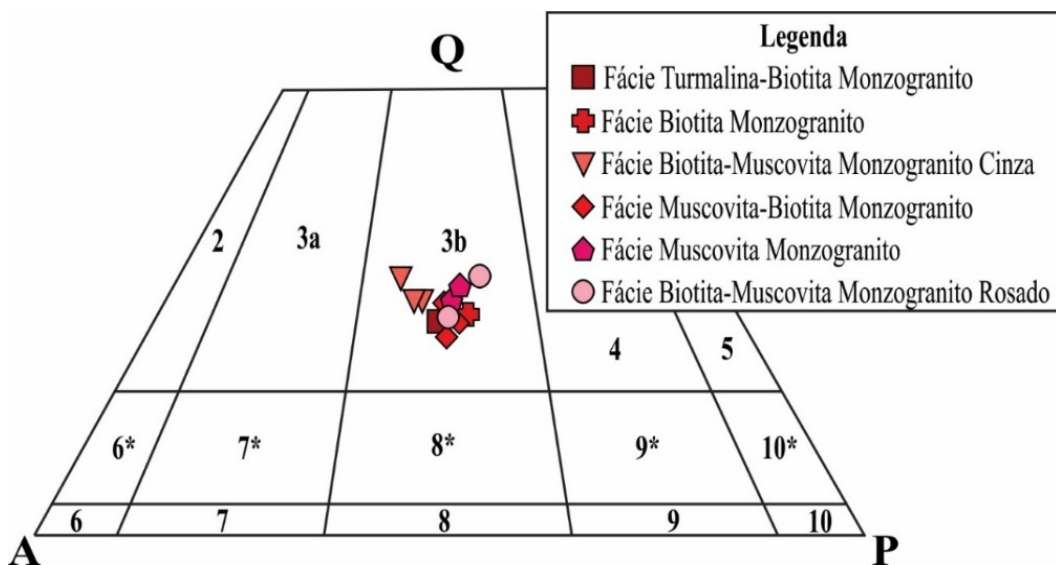


Figura 7 - Diagrama QAP (Q- quartzo; A- feldspato alcalino; P- plagioclásio), Streckeisen (1976), com a composição modal estimada para as rochas do *Stock* Granítico **Itambé**. Legenda: 3b: Monzogranito;

LITOGEOQUÍMICA

As análises das rochas do Granito Itambé para terras raras das amostras encontram-se elementos maiores, elementos traços e elementos apresentadas na tabela 2.

Tabela 2 - Resultado de análises geoquímicas de amostras das faciologias do Granito Itambé.

Amostra	1 ■	2 +	3 ◆	4 ▼	5 ◆	6 ○
SiO ₂ (%)	67.76	69.03	68.07	69.57	68.93	67.09
TiO ₂ (%)	0.46	0.51	0.58	0.35	0.41	0.4
Al ₂ O ₃ (%)	17.32	14.45	14.99	16.10	16.11	16.43
Fe ₂ O ₃ (%)	2.55	2.82	2.84	2.32	2.52	2.45
MnO (%)	0.03	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03
MgO (%)	0.54	0.62	0.67	0.46	0.49	0.46
CaO (%)	0.80	1.53	1.27	1.37	1.12	0.84
Na ₂ O (%)	2.46	3.92	3.02	4.05	3.52	2.93
K ₂ O (%)	5.85	4.76	5.16	4.81	5.84	5.7
P ₂ O ₅ (%)	0.13	0.16	0.13	0.09	0.16	0.11
LOI (%)	1.99	0.29	1.25	0.73	0.93	1.55
Total (%)	99.90	98.14	98.02	99.90	100.07	97.99
Ba (ppm)	1113	1147	1360	776	862	858
Co (ppm)	4.1	4.3	4.8	2.7	4.2	8.4
Cs (ppm)	18.9	16.27	12.01	10.14	13.31	11.73
Ga (ppm)	27.8	26.3	25.5	23	26.8	28.4
Hf (ppm)	5.37	5.84	6.42	4.58	6.12	5.68
Nb (ppm)	9.72	11.52	15.65	7.25	13.97	11.24
Rb (ppm)	293	283.1	260.9	193.6	277.4	281.6
Sr (ppm)	327	407	472	289	320	281
Ta (ppm)	< 0.05	0.07	< 0.05	< 0.05	0.47	0.24
Th (ppm)	22.7	28.7	20.8	19.4	25.9	26.5
W (ppm)	1.1	0.8	1.8	1.6	9.7	3.0
U (ppm)	3.50	2.69	2.17	3.75	5.36	3.86
V (ppm)	44	53	28	37	41	80
Y (ppm)	6.41	6.93	14.08	4.45	12.46	8.19
Zr (ppm)	214	174	168	190	227	214
Zn (ppm)	77	78	77	60	72	79
La (ppm)	55.3	60.8	61.4	43.3	53.6	57.9
Ce (ppm)	99.7	110.4	103.4	76.6	99.4	106.9
Cu (ppm)	15	15	23	11	38	13
Pr (ppm)	10.63	11.56	11.42	7.75	10.44	11.22
Nd (ppm)	37.4	41.4	39	25.7	38	39.6
Sm (ppm)	5.8	6.2	5.9	3.9	5.8	6.2
Sn (ppm)	6.6	8.3	7.9	3.9	6.2	7.0
Mo (ppm)	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Ni (ppm)	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	5
Eu (ppm)	0.81	0.7	0.81	0.75	0.99	0.95
Gd (ppm)	3.4	2.82	3.35	4.09	3.81	3.13
Tb (ppm)	0.15	0.13	0.21	0.05	0.22	0.17
Dy (ppm)	1.43	1.49	2.02	0.96	2.23	1.72
Ho (ppm)	0.2	0.2	0.36	0.15	0.36	0.25
Er (ppm)	0.54	0.51	0.92	0.41	1.04	0.72
Tl (ppm)	1	0.8	0.7	< 0.05	0.8	0.8
Tm (ppm)	0.05	0,05	0.13	0,05	0.12	0.10
Yb (ppm)	0.4	0.4	0.7	0.3	0.9	0.5
Lu (ppm)	< 0.05	< 0.05	0.09	< 0.05	0.09	0.06
Be (ppm)	0	0	0	0	0	0
Σ ETR	243.61	260.71	261.31	178.86	260.00	255.22
Média ETR	243.28					
[La/Yb] _N	93.21	102.48	59.14	97.31	40.15	78.07
Média	78.40					
Eu*	36.31	37.24	36.72	27.90	37.10	37.84
Média	35.52					
[Eu/Eu*] _N	0.30	0.26	0.30	0.37	0.36	0.34
Média	0.32					
[Ce/Sm] _N	4.15	4.30	4.23	4.74	4.14	4.16
Média	4.29					
[Gd/Yb] _N	6.86	5.69	3.86	11.00	3.42	5.05
Média	5.98					

Para as amostras de litogeoquímica foram considerados os aspectos texturais, estruturais, composicionais e petrográficos das amostras representativas de cada fácies graníticas do Granito Itambé e enumeradas na tabela 2: 1 - turmalina-biotita monzogranito, 2 - biotita monzogranito, 3- muscovita-biotita monzogranito, 4 - biotita-muscovita monzogranito cinza, 5 - muscovita monzogranito e 6 - biotita-muscovita monzogranito rosado.

A distribuição química dos elementos maiores e menores encontra-se representada nos diagramas de Harker (1909) nas figuras 8A a H e mostra uma distribuição de rochas de composição granítica em um intervalo de sílica, com variação entre 67,09 e 69,57%, evidenciando

magmas pouco enriquecidos e diferenciados, mas condizentes com as descrições elaboradas na petrografia de magmas de composições monzograníticas.

Os valores de distribuição dos elementos Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO e MnO , não permitem a definição de um *trend* em razão principalmente do número de amostras analisadas por fácies.

O conteúdo de Al_2O_3 observado na figura 8A é comprovadamente alto, devido à alta variação de 14,45 a 17,87%, razão da presença marcante de minerais extremamente aluminosos (muscovita + biotita + granada), já evidenciando seu caráter peraluminoso pela razão do Índice de Alumina Saturação (IAS = 1,13%).

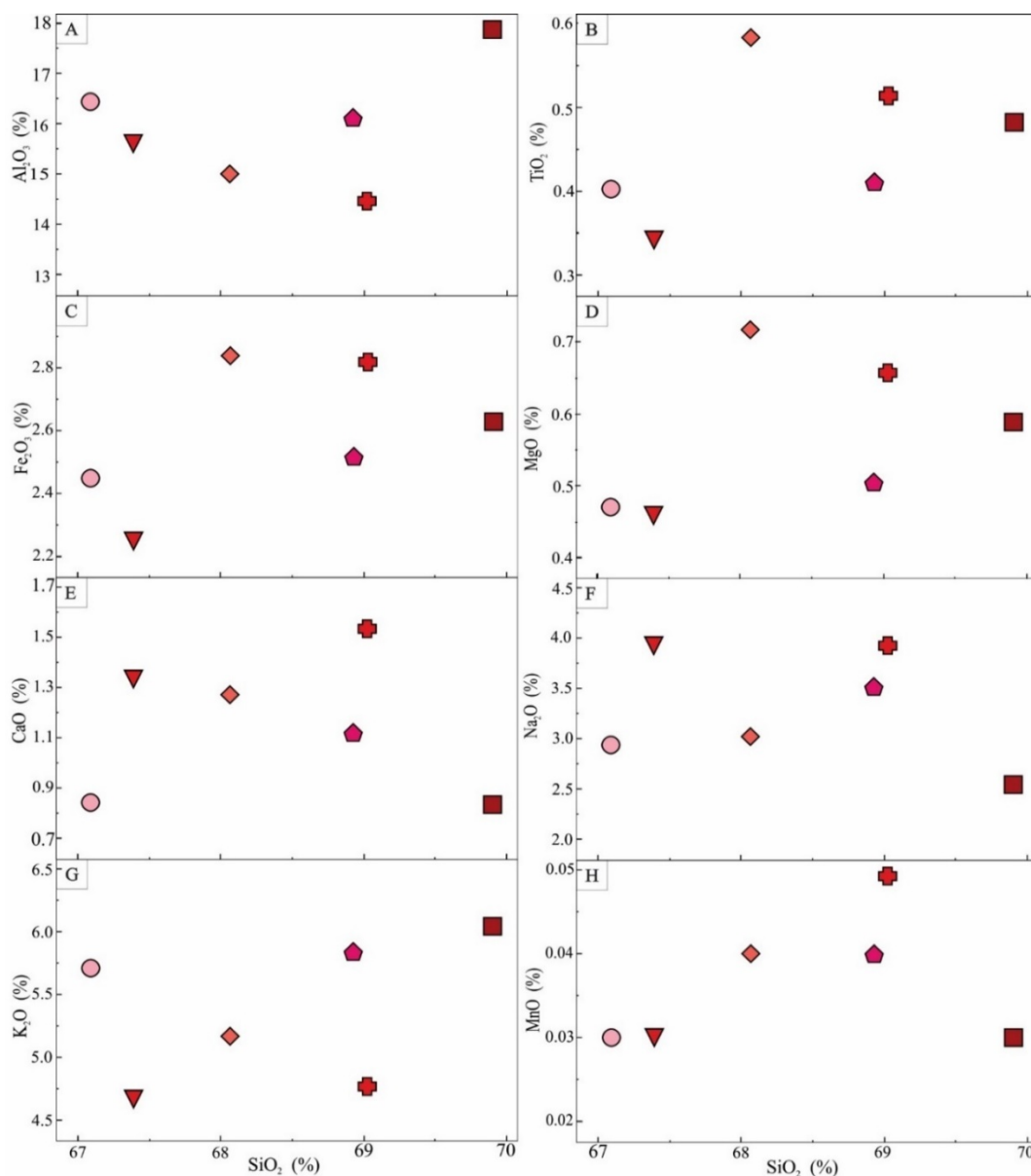


Figura 8 - Diagramas de Harker (1909) com variação dos elementos maiores e menores para as rochas do Granito Itambé.

Os valores de distribuição de FeO , MgO , CaO e MnO , observados nas figuras 8C, D, E e H,

mostram um leve empobrecimento geral nos teores médios, conforme o aumento de SiO_2 , para

as fácies mais diferenciadas.

Os valores de distribuição de TiO_2 observados na figura 8B mostram no geral teores médios (0,34 a 0,58%), em razão da associação peraluminosa com a presença de ilmenita.

Nos teores de FeO (2,25 a 2,84%) observados na figura 8C, encontram-se elevados para leucogranitos, em razão do ferro contido na biotita e turmalina preta (schorlita + ilmenita).

Como era de se esperar, devido a esse caráter peraluminoso, os teores dos outros óxidos são mais baixos com *trend* ligeiramente decrescente

para MgO (0,45 a 0,67%) e CaO (0,83 a 1,53%).

O conteúdo de Na_2O , visto na figura 8F, apresenta valores moderados de 2,54 – 3,92% e, os teores de K_2O discriminados na figura 8G demonstram valores extremamente elevados, variando de 4,66 a 6,04, similares aos granitos alcalinos. O conteúdo de MnO (0,03 a 0,05%) e P_2O_5 (0,09 a 0,16%) não tiveram grandes variações de conteúdo nas diferentes fácies.

A distribuição química dos elementos traços encontra-se representada nos diagramas binários da figura 9A a 9F de Harker (1909).

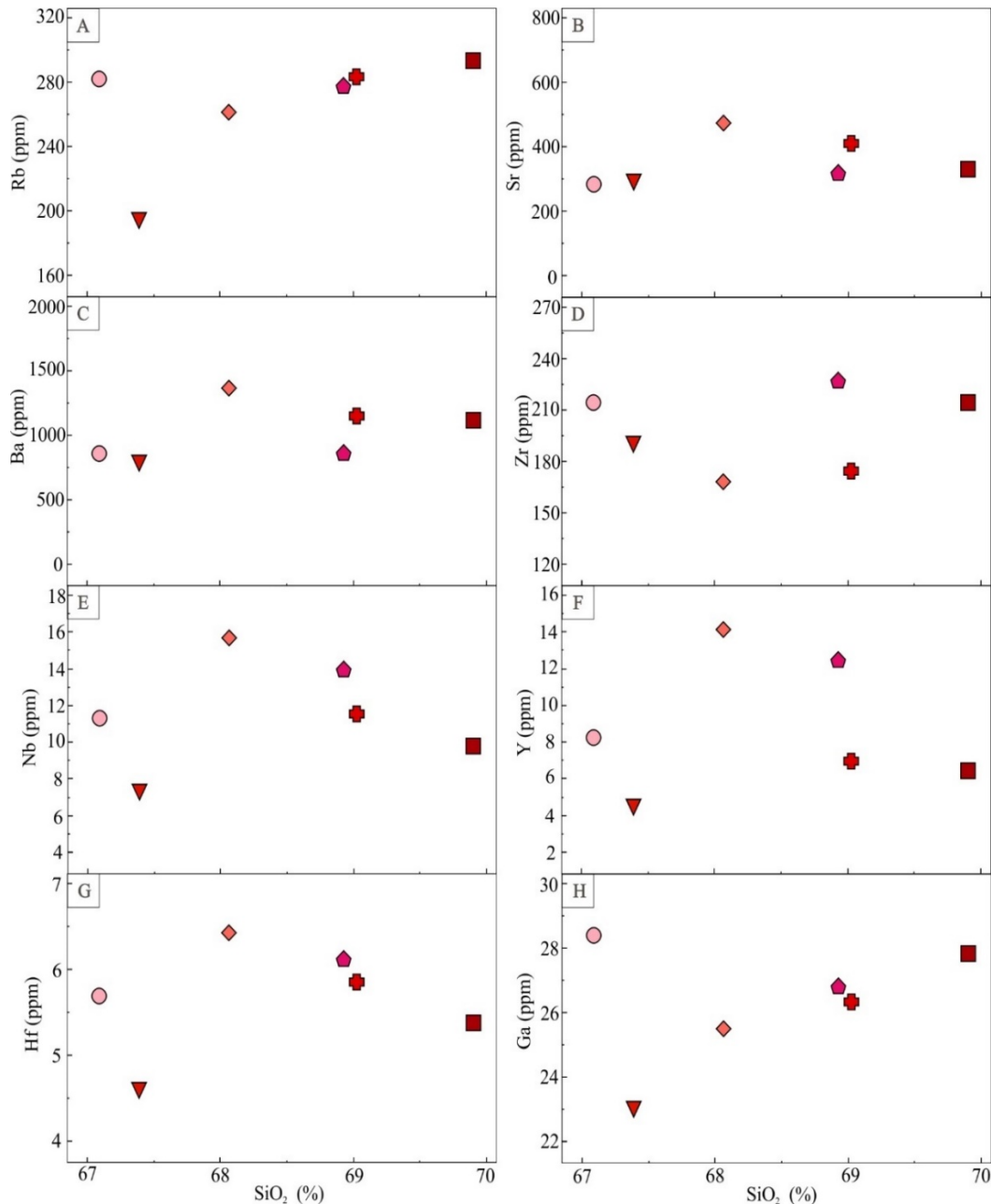


Figura 9 - Diagramas binários para elementos traços das rochas do Granito Itambé.

Com relação à distribuição dos elementos traços, dos diagramas observa-se que a distribuição de rubídio (Rb) *versus* SiO_2 (figura 9A) apresenta correlação positiva para o aumento de

sílica, portanto estando mais presente nas rochas mais evoluídas e diferenciadas. Geralmente, o rubídio encontra-se substituindo o potássio do feldspato potássico e secundariamente da biotita,

e, portanto, os menores valores de Rb estão diretamente associados às menores porcentagens de feldspato potássico nos granitos menos diferenciados. As fácies mais evoluídas apresentam a partir do incremento da sílica, um acréscimo no feldspato potássico e consequentemente aumento no rubídio.

Observa-se para a relação do estrôncio (Sr) *versus* SiO₂ (figura 9B) que os litotipos mostram valores médios para este elemento, apresentando levemente linear a sua distribuição com o acréscimo da SiO₂. No geral, o estrôncio apresenta correlação direta com cálcio do plagioclásio intermediário e, subordinadamente, no feldspato potássico.

Os teores no diagrama de bário (Ba) *versus* SiO₂ evidenciam a forte correlação deste elemento com o Ca do plagioclásio intermediário. Na figura 9C é observada uma distribuição levemente linear com o ligeiro acréscimo da SiO₂.

Portanto, sugere-se a evolução dos litotipos a partir do fracionamento magmático envolvendo principalmente o fracionamento do feldspato e, consequentemente para as rochas mais diferenciadas, um aumento de feldspato potássico a partir da segregação e leve redução em plagioclásio, portanto, com um fraco empobrecimento de Ba do líquido magmático, disponível para as fases mais diferenciadas.

Os teores no diagrama de zircônio (Zr) *versus* SiO₂, observado na figura 9D, mostram no geral uma distribuição linear para as fácies mais diferenciadas. Estes teores relativamente baixos de zircônio sugerem ainda um fraco grau de fracionamento (SiO₂ < 70%) da evolução magmática e, portanto, um fraco fracionamento simultâneo de titanomagnetita, ilmenita e zircão no processo de evolução do líquido residual magmático.

Os valores observados no diagrama de nióbio (Nb) *versus* SiO₂, da figura 9E, mostram teores relativamente baixos, apresentando a disposição das amostras com uma leve correlação negativa com SiO₂, resultante da pouca e fraca participação de minerais máficos no processo de fracionamento do magma.

Os valores no diagrama de ítrio (Y) *versus* SiO₂ (figura 9F) mostram que o conjunto varia muito pouco no conjunto das rochas estudadas. Tais valores estão relacionados ao processo de maior fracionamento magmático e o forte empobrecimento de minerais ferromagnesianos, consequentemente diminuição das suas concentrações nos líquidos mais diferenciados finais.

Os valores de Háfnio (Hf) *versus* SiO₂, na figura 9G apresentam pequeno decréscimo em teor nas fácies mais diferenciadas, além de mostrarem correlação negativa ao aumento de sílica. Os valores observados de gálio (Ga) *versus* SiO₂, na figura 9H apresentam correlação positiva com o crescente aumento de SiO₂. Os valores estão correlacionados à diminuição de minerais ferromagnesianos e consequente dificuldade de assimilação desses elementos por minerais mais fracionados no sistema magmático.

No diagrama de classificação petrográfica de Middlemost (1985) de (Na₂O+K₂O) *versus* SiO₂, representado na figura 10A, as amostras distribuem-se concentradamente no campo de granitos (monzogranito). Identifica-se uma amostra com menores teores em SiO₂ que constitui o litotipo, que está transicionando para as rochas intermediárias (quartzo sienito). No diagrama químico QAP da figura 10B de Lameyre & Bowden (1982) as amostras foram classificadas como monzogranitos. Segundo o diagrama ternário Rb-Ba-Sr (Figura 10C) de El Bouseily & El Sokkary (1975), o comportamento das amostras corresponde ao de granitos anômalo, devido a um maior enriquecimento de Ba e valores menores de Rb e Sr, provavelmente devido a sua origem por fusão crustal de metassedimentos.

De acordo com o diagrama da figura 10D de Na₂O + K₂O - CaO *versus* SiO₂ de Frost et al. (2001), as rochas são similares àquelas dos campos de alcalinas e alcalinas-cálcicas. O diagrama de classificação petrográfica que utiliza os parâmetros multicatiônicos Q *versus* P, de Debon et al. (1988), da figura 10E, mostra que os litotipos são classificados como granitos enriquecidos em feldspato potássico (P > 0) e apresenta afinidade com as rochas da série subalcalina potássica (SALKL).

No Diagrama K₂O *versus* SiO₂ de Taylor (1976), na figura 10F, as amostras são similares aos litotipos que se distribuem nas séries cálcio-alcalina de alta de K e na série shoshonítica, devido a grande quantidade de K₂O nas amostras.

Quanto à saturação em alumínio definido pelo Índice de Shand, observado na figura 10G e identificado a partir do diagrama de Maniar & Picolli (1989), com os parâmetros das razões molares A/(CNK) *versus* A/(NK), os valores analisados são de litotipos que apresentam forte caráter peraluminoso, refletido pela presença da biotita, muscovita e turmalina.

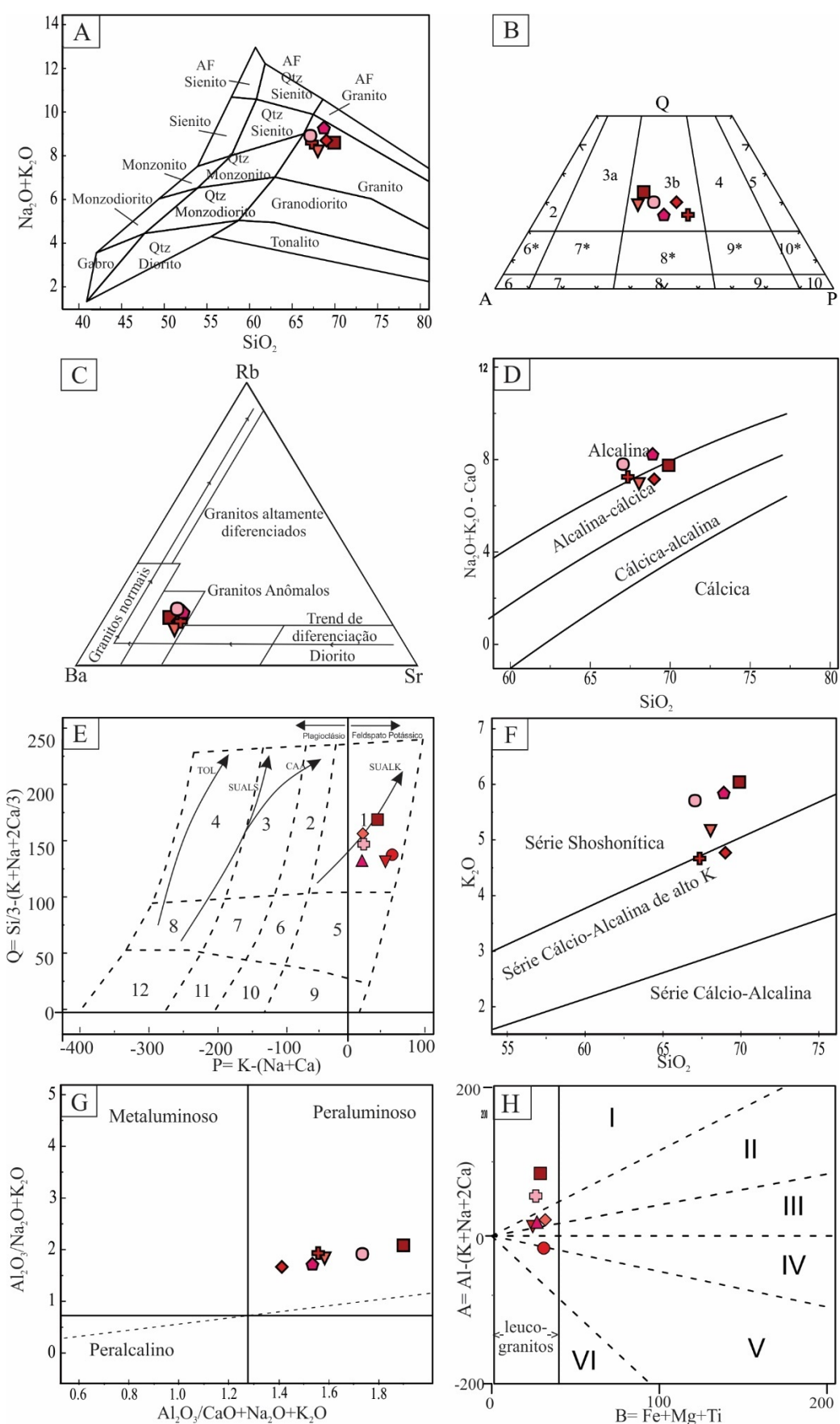


Figura 10- Diagramas geoquímicos de classificação das amostras do Granito Itambé. (A) Middlemost (1985); (B) Lameyre & Bowden (1982) (3b- monzogranitos); (C) El Bouseily & El Sokyary (1975); (D) Frost et al. (2001); (E) Debon et al. (1988) (1- granito; TOL=toleítica, CAA= cálcico-alcalina, SUBALS= subalcalina sódica, SUBALK= subalcalina potássica); (F) Taylor (1976); (G) Maniar & Picolli (1989); (H) Debon & Le Fort (1983) leucogranitos peraluminosos do campo I– muscovita > biotita; do campo II– biotita > muscovita; do campo III– biotita e do campo IV– biotita + hornblenda.

No diagrama da figura 10H a partir dos parâmetros A *versus* B de Debon & Le Fort (1983), é definida para as rochas do *stock* a ocorrência predominantemente leucogranitos peraluminosos do campo I – muscovita > biotita; do campo II – biotita > muscovita; do campo III – biotita e do campo IV – biotita + hornblenda (não identificada em campo).

A fim de determinar um tipo particular de rochas sedimentares das quais os leucogranitos do tipo S se originaram, as composições de granitos do tipo S foram comparadas com aquelas de diferentes fundidos experimentais que podem ser visualizados nos gráficos da figura 11A, B, C.

No diagrama da figura 11A, a partir das razões de $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ *versus* SiO_2 de Frost et al. (2001), as rochas graníticas podem ser classificadas como granito ferroano, mostrando alta relação $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$.

No diagrama de Liu et al. (2003), das razões de Rb/Sr *versus* $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$, da figura 11B, sugere-se que as amostras foram originadas preferencialmente a partir da fusão parcial de um protólito metassedimentar constituído por rochas metapelíticas e com litotipos próximo a transição para rochas de composição de meta-grauvacas.

Na figura 11C observam-se as razões de óxidos molares e relações $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ de Altherr et al. (2000). Os altos molares $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^T)$ e as baixas relações $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ dos granitos indicam que seus magmas foram derivados a partir da fusão parcial de rochas pelíticas ricas em argilas.

Nos diagramas de caracterização de ambiente geotectônico da figura 11, observa-se na figura 11D (diagrama triangular $\text{Rb}/30$, Hf , 3Ta de Harris et al., 1986) que as amostras se posicionam predominantemente no campo de granitos de arco vulcânico continental.

No diagrama da figura 11E (classificação R1 *versus* R2 de Batchelor & Bowden, 1985), as amostras são classificadas pertencendo a um evento magmático sin- à tardi- colisional.

Nos diagramas das figuras 11F (Nb *versus* Y), 11G (Rb *versus* $\text{Y} + \text{Nb}$) e 11H (Rb *versus* $\text{Yb} + \text{Ta}$), propostos por Pearce et al. (1984), os litotipos analisados apresentam padrões relacionados à geração de magma em ambientes de geração de granitoides sin- colisionais associados a arco vulcânico continental.

No diagrama multielementar os elementos

traços estão normalizados segundo os valores de Thompson (1982) para os meteoritos condríticos (Figura 12A), as amostras analisadas do Granito Itambé apresentam um enriquecimento dos elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) em relação aos elementos terras raras leves (LREE), com padrões semelhantes aos de granitos de ambientes sin-colisionais.

Neste diagrama as amostras apresentam-se com altos teores dos elementos Rb, Ba, K, La e Ce e por um decaimento gradual destes elementos com o consequente aumento da sílica, além de apresentarem baixos teores para os elementos Nd, Sr, Nb, Sm e Zr e anomalias negativas de P, Ti, Y e Yb.

No diagrama da figura 12B os elementos traços foram normalizados segundo os valores de Weaver & Tarney (1984) para os valores de crosta inferior, podendo-se observar altos valores de Rb, Th e U, podendo indicar um magma com participação crustal, valores médios de Ba, K, Nb, La, Ce, Nd, Hf e Sm e valores abaixo de 1 com os elementos Sr, P, Zr, Ti, Tb, Y, Tm e Yb.

As rochas graníticas do *stock* Itambé, no estudo de Elementos Terras Raras (ETR), foram normalizadas a partir dos valores de meteoritos condríticos de Boynton (1984) e encontram-se descritos na figura 12C. Observa-se um padrão de distribuição muito similar, paralelo e assimétrico. Os padrões observados são uniformes para todo conjunto de amostras, o que indica uma fonte comagmática e homogênea.

O padrão que é definido por um enriquecimento dos teores dos Elementos Terras Raras Leves (ETRL) em relação aos teores dos Elementos Terras Raras Pesados (ELTP), com pequenos valores crescentes de ETR, para as rochas mais diferenciadas e depleção nos valores de Eu. Pode-se observar ainda uma inversão nos teores dos ETR, de modo que os leves tendem a se concentrar nos termos mais diferenciados, enquanto os pesados são mais abundantes nos termos menos diferenciados.

O enriquecimento de ETR leves, especialmente Ce e La, indica a concentração de minerais ricos nestes elementos, como granada e monazita. As rochas analisadas são caracterizadas pelos valores médios de ETR (243.28 ppm) e grau de fracionamento de Elemento Terra Rara Total (ETRT) de $[\text{La}/\text{Yb}=78.40]_N$, apresentando os maiores valores médios de $\text{Eu}=35,52$ e fraca a moderada anomalia negativa para Eu, com $[\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,32]_N$.

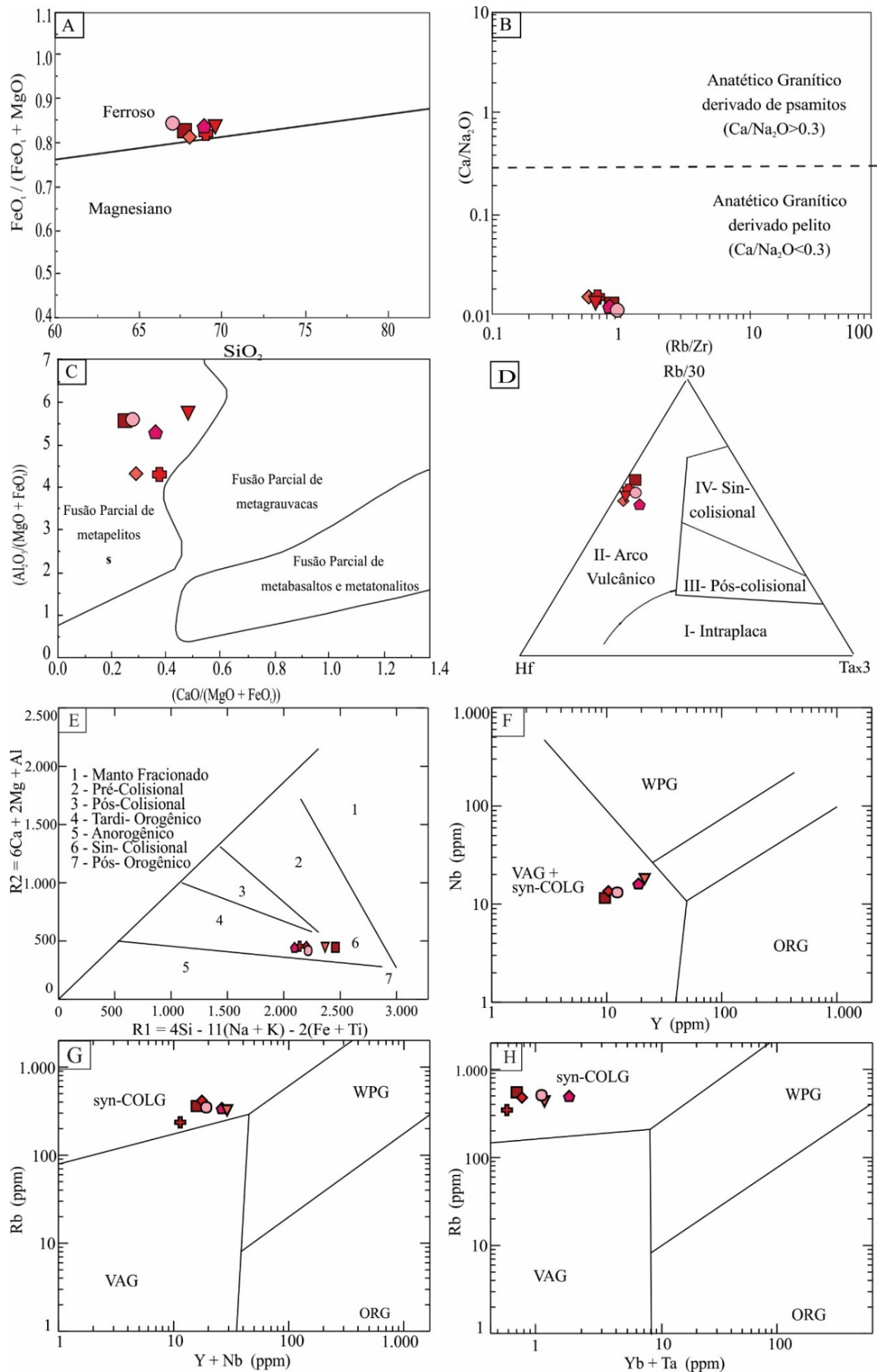


Figura 11 - Diagramas geoquímicos composicionais do protólito sedimentar (A) Frost et al. (2001); (B) Liu et al. (2003); (C) Altherr et al. (2000); Diagramas de ambientes tectônicos para elementos traços (D) Harris et al. (1986); (E) Batchelor & Bowden (1985); (F, G, H) Pearce et al. (1984) - Granitoide sin-colisional (Syn- COLG); Granitoide de arco vulcânico (VAG); Granitoide intraplaca (WPG); Granitoides de cadeias oceânicas (ORG).

Os dados mostram assimetria entre a média dos elementos terras raras leves ETRL $[Ce/Sm]_N=4.29$, comparando com os elementos terra raras pesadas ETRP $[Gd/Yb]_N=5.98$. O

padrão geral de distribuição dos elementos terras raras no diagrama de Weaver & Tarney (1984) também sugere o enriquecimento relativo em ETRL e o empobrecimento ETRP (Figura 12D).

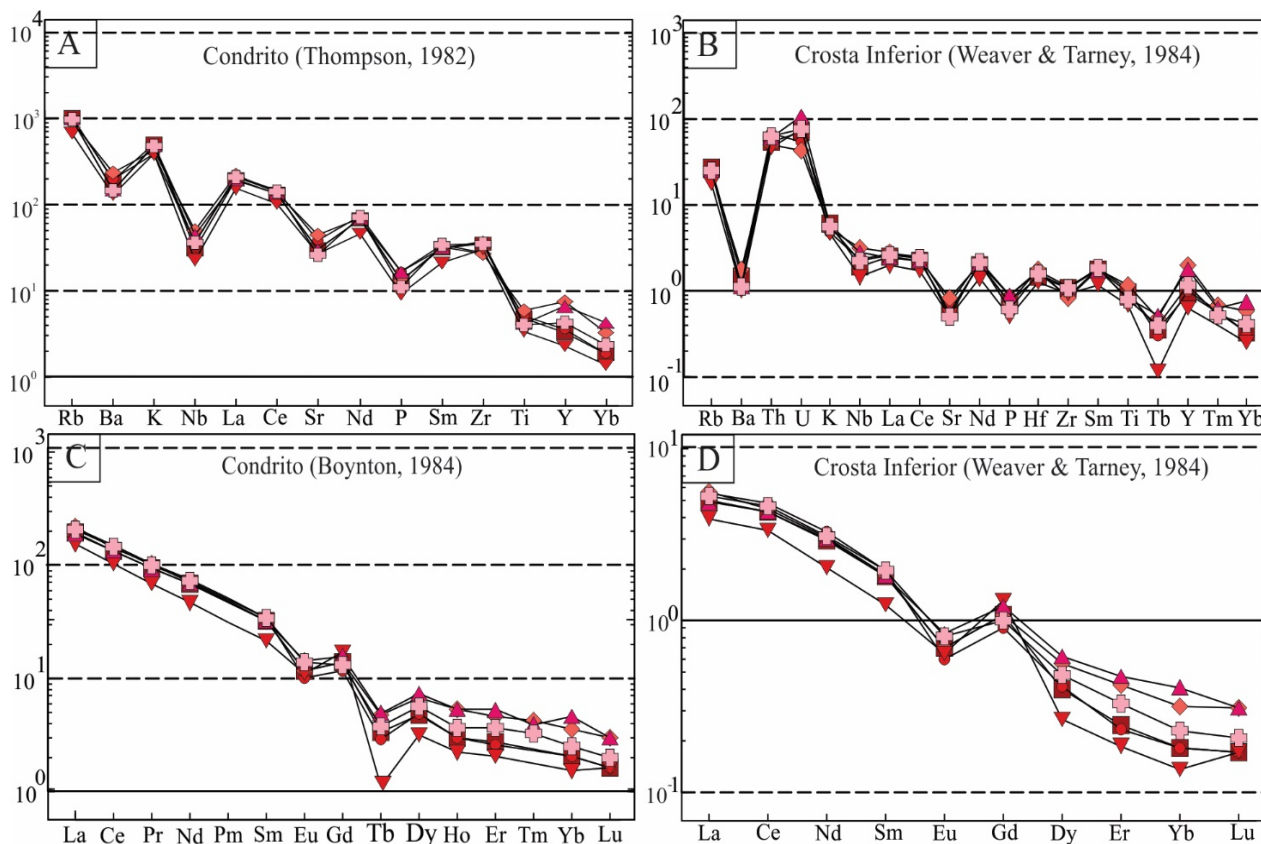


Figura 12 - Diagramas de multielementos incompatíveis e elementos terra raras para as amostras do Granito Itambé. Elementos incompatíveis normalizados: A) Valores para meteoritos condrícticos de Thompson (1982) e B) Valores da crosta inferior de Weaver & Tarney (1984). Elementos terras raras normalizados: C) Valores dos meteoritos condrícticos de Boynton (1984) e D) Valores da crosta inferior de Weaver & Tarney (1984).

CONCLUSÕES

A área é constituída por rochas das unidades metavulcanossedimentar de idade neoproterozóica do Grupo Araxá e rochas graníticas do *Stock* Itambé e Estrela, ambos integrantes da Suíte Granítica Estrela do Sul.

O corpo intrusivo do Granito Itambé pertencente à Suíte Granítica Estrela do Sul ocorre na forma de um *stock* granítico apresentando cerca de 6,2 km², constituído por seis fácies: turmalina-biotita monzogranito, biotita monzogranito, biotita-muscovita monzogranito cinza, biotita-muscovita monzogranito rosado, muscovita monzogranito e muscovita-biotita monzogranito, além de rochas de pegmatitos e aplitos.

As rochas do *stock* são constituídas predominantemente por litotipos plutônicos de composição monzogranítica, granulação fina a média e secundariamente de granulação média, equi- a inequigranulares e isotrópicas a anisotrópicas, de e coloração cinza e bege clara.

Sua mineralogia é composta predominantemente por: quartzo, microclínio, oligoclásio, biotita, muscovita (I e II), granada, turmalina, monazita, minerais opacos (ilmenita e hematita) e minerais de alterações (epidoto, calcita, leucoxênio, hidróxido de ferro e argilominerais).

Quimicamente, são rochas de composição granítica em um intervalo de sílica, entre 67,09 e 69,57%, evidenciando magmas pouco enriquecidos.

São leucogranitos de caráter peraluminosos, alto potássio a shoshonítico e com assinatura de granito a duas micas do tipo S, de ambiente sin-colisional de arco vulcânico continental.

Estes granitos são composicionalmente classificados como do tipo de granito ferroano e apresentam como rocha protólitos, a fusão parcial de rochas pelíticas com os litotipos transicionando para grauvacas.

No diagrama multielementar, os elementos traços das amostras analisadas apresentam um

enriquecimento dos elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) em relação aos elementos terras raras leves (LREE), altos teores dos elementos Rb, Ba, K, La e Ce, destacando-se valores mais baixos para Nd, Sr, Nb, Sm e Zr, além das anomalias negativas de P, Ti, Y e Yb, com padrões semelhantes aos de granitos de ambientes sin-colisionais.

Observa-se um padrão de distribuição muito similar, paralelo, assimétrico e uniforme para todo conjunto de amostras, o que indica uma fonte comagmática e homogênea e um enrique-

cimento dos Elementos Terras Raras Leves em relação aos Elementos Terras Raras Pesados, com pequenos valores crescentes de ETR, para as rochas mais diferenciadas e empobrecidas nos valores de Eu.

As rochas são identificadas como leucogranitos crustais peraluminosos (monazita-ilmenita), gerados pela fusão crustal parcial de rochas metassedimentares, associados ao espessamento crustal em ambiente de arco vulcânicos continental, ao final da evolução do Cinturão Orogênico Brasília.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos todos os colaboradores desta pesquisa, aos laboratórios de Mineralogia e Geologia Geral e de Mineralogia e Petrologia, Universidade Federal de Uberlândia, campus de Monte Carmelo.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M.; HANSUI, Y.; BRITOS NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, **Anais...**Campina Grande: Sociedade Brasileira de Geologia, 1977, p 363-391.
- ALTHERR, R.; HOLL, A.; HEGNER, E.; LANGER, C.; KREUZER, H. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). **Lithos**, v. 50, P. 51–73, 2000.
- AQUINO, R.G. **Mapeamento Faciológico do Stock Limeira da porção norte da suíte granítica Estrela do Sul na região do Alto Paranaíba, MG**. Monte Carmelo, 2023. 123 p. Trabalho (Conclusão Curso de Geologia), Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo.
- BARBARIN, B. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. **Geology**, v. 24, p. 295-298, 1996.
- BARBARIN, B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. **Lithos**, v. 46, n. 3, p. 605-626, 1999.
- BARBOSA, O. Geologia do Município de Araxá, Minas Gerais. **Mineral e Metalurgia**, Nov-Dez, p. 247-248, 1937.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G.; DYER, R.C.; CUNHA, C.A.B.R. Geologia da região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, **Boletim DNPM/DFPM**, v. 136, n. 1, p. 1-140. 1970.
- BATISTA, L.F.F. **Análise geomorfopedológica em borda de chapada do oeste mineiro: Estrela do Sul (MG)**. Monte Carmelo, 2023. 149 p. Trabalho (Conclusão Curso de Geologia), Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, v. 48, n. 1, p. 43-55, 1985.
- BOYNTON, W.V. Geochemistry of the rare Earth elements: meteorite studies. In: HENDERSEN, P. (Org.). **Rare earth element geochemistry**. Elsevier Amsterdam, p. 63- 114, 1984.
- BRASIL. **Carta topográfica de Estrela do Sul**. SE.23-Y-A-IV. 1965. Banco de Dados Geográfico do Exército Brasileiro. Disp: <https://bdgex.eb.mil.br/mediador/?modulo=pesquisarproduto&acao=formularioPesquisaTextual>.
- BROD, J.A.; LEONARDOS, O.H.; MENESES, P.R.; ALBURQUERQUE, M.A.C.; ALMEIDA, R.; ARAÚJO, R.N.G.; BLANCO, S.B.; CARDOSO, F.B.F.; CARVALHO JUNIOR, O.A.; JUNQUEIRA, F.F.; RIEHL JUNIOR, W.; SOUZA, J. C. F.; TALLARICO, F. H. T.; THOMSEM, F. P. R.; BERBET, M.L.C.; CERQUEIRA, M. R. S.; CHAGAS, M.A.; DIAS, R.R.; LIMA, C.V.; NAKAMURA, E.T.; PORTO, S.G.; ROMÃO, P.A.; SANTOS, P.C.V. Tectono-estratigrafia da Faixa Brasília na região do Alto Paranaíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 3, Cuiabá, 1991. **Anais...**Cuiabá: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991, p. 155-168.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. **Pacific Geology**, v. 8, p. 173– 174. 1974.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types: 25 years later. **Australian Journal Of Earth Sciences**, v. 48, n. 4, p. 489-499, 2001.
- CHAVES, M.S.C. & DIAS, C.H. **Carta Geológica Folha SE.23-Y-A-IV-Estrela do Sul escala 1:100.000**. 2017. In: Portal da Geologia. Disponível: em: http://www.portalgeologia.com.br/wpcontent/uploads/2015/09/EstreladoSul_geologia.pdf.
- DARDENNE, M.A. The Brasília Fold Belt. In: U.G. CORDANI, E.J. MILANI, A. THOMAZ FILHO & D.A. Campos. **Tectonic evolution of South America**. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31st, Rio de Janeiro, 2000. **Anais...**Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2000, p. 231-263.
- DEBON, F. & LE FORT, P. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences**, v. 73, n. 1, p. 135-149, 1983.
- DEBON, F.; LE FORT, P.; SABATÉ, P. Uma classificação químico-mineralógica das rochas plutônicas comuns e suas associações, método e aplicações. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 18, n. 2, p. 122-133, 1988.
- EL BOUSEILY, A.M. & EL SOKKARY, A.A. The Relation between Rb, Ba and Sr in Granitic Rocks. **Chemical Geology**, v. 16, n. 1, p. 207-219, 1975.
- FERRAZ, D.C. **Petrografia, Faciologia e Litogeoquímica do Stock Itambé da Suíte Granítica Estrela do Sul – MG**. Monte Carmelo, 2023. 137 p. Trabalho (Conclusão Curso de Geologia), Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo.
- FROST, B.R.; BARNES, C.G.; COLLINS, W.J.; ARCULUS, R.J.; ELLIS, D.J.; FROST, C.D.A. Geochemical Classification for Granitic Rocks. **Journal Of Petrology**, v. 42, n. 11, p. 2033-2048, 2001.
- FUCK, R.Q. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG, 4º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4, Brasília, 1994. **Anais...** Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994, p. 184-187.
- HARKER, A. **The Natural History of Igneous Rocks**. London, Methuen, 384 p., 1909.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: COWARD, M.P., RIES, A.C. (Eds.). **Collision Tectonics**. Geological Society of London, Special Paper, v. 19, p. 115-158, 1986.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. Geocronologia do Centro-

- Oeste Brasileiro. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 19, n. 1, p. 7-26, 1970.
- ISHIHARA, S. As rochas graníticas da série magnetita e da série ilmenita. **Mineração Geol.** v. 27, p. 293-305, 1977.
- IVANOVA, G.F. & BUTUZOVA, Ye. G. Distribution of tungsten tin and molybdenum in the granites of eastern Transbaykalia. **Geochem. Int.**, v. 5, p. 572-583, 1968.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. Plutonic rock types series: Discrimination of various granitoids series and related rocks. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 14, n. 1-2, p. 169-186, 1982.
- LIU, B.X.; QI, Y.; WANG, W.; SIEBEL, W.; ZHU, X.Y.; NIE, H.; HE, J.F.; CHEN, F. Zircon U-Pb ages and O-Nd isotopic composition of basement rocks in the North Qinling Terrain, central China: evidence for provenance and evolution. **Int. J. Earth Sci.** v. 102, p. 2153-2173, 2013.
- LUSA, M. **Geoquímica e petrologia dos metagranitos porfíricos e equigranulares do complexo encantadas, Santana da Boa Vista, RS** Porto Alegre, 65 p., 2009. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- MANIAR, P.D. & PICOLLI, P.M. **Tectonic Discrimination of Granitoids**. Geological Society of America Bulletin, v. 101, p. 635-643, 1989.
- MIDDLEMOST, E.A.K. **Magma and magmatic rocks: An Introduction to Igneous Petrology**. Longman, 266 p., 1985
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, n. 1, p. 956-983, 1984.
- PIMENTEL, M.M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, p. 67-82, 2016.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; BOTELHO, N.F. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. **Lithos**, v. 46, n. 3, p. 463-483, 1999.
- PIMENTEL M.M.; DARDENNE M.A.; FUCK R.A.; VIANA M.G.; JUNGES S.L.; FISCHEL D.P.; SEER H.J.; DANTAS E.L. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 571-585, 2001.
- PIMENTEL, M.M.; RODRIGUES, J.B.; DELLAGIUSTINA, M.E.S.; JUNGES S.L.; MATTEINI, M.; ARMSTRONG, R. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U e Pb sedimentary provenance data: A review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, p. 345-357, 2011.
- PITCHER, W.S. **Granite: Typology, geological environment and melting relationships. Migmatites, Melting and Metamorphism** (Ed.) M.P. ATHERTON; C.D. GRIBBLE). Shiva Pub. Ltd., Cheshire, p. 277-285, 1983.
- RONCATO JÚNIOR, J.G. **As suítes graníticas tipo-S do norte do Espírito Santo na região das folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia**. Belo Horizonte, 2009. 119 p. Dissertação (Mestrado)- Curso de Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais.
- SANTOS, B.L. **Petrologia e geologia estrutural da faixa Brasília na região de Estrela do Sul-MG: Implicações tectônicas**. Rio Claro. 2019. 138 p. Dissertação (Mestrado em Geologia). Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, Universidade Estadual Paulista.
- SANTOS, B.L.; SIMÕES, L.S.A.; SEER, H.J. Evolução estrutural do domínio interno da Faixa Brasília meridional na região de Estrela do Sul, Minas Gerais, Brasil. **Geociências**, v. 40, p. 287 - 305, 2021.
- SEER, H.J. **Evolução Tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais**. Brasília, 1999. Tese (Doutorado), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade de Brasília.
- SEER, H.J. & MORAES, L.M. Within plate, arc, and collisional Neoproterozoic granitic magmatism in the Araxá Group, Southern Brasília belt, Minas Gerais, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 2, p. 333-354, 2013.
- SEER, H.J. & MORAES, L.M. **Geologia Regional do Triângulo Mineiro**. Projeto Triângulo Mineiro. CODEMIG-CPTMTC/UFMG, 123 p. 2017.
- SEER, H.J.; MORAES, L.M.; CARNEIRO, A.C.B. Geologia e deformação do Grupo Araxá na região de Estrela do Sul-Monte Carmelo-Abadia dos Dourados, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, XI, Diamantina, 2007. **Anais...Diamantina: Sociedade Brasileira de Geologia**, 2007.
- SEER, H.J.; BROD, J.A.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; BOAVENTURA, G.R.; DARDENNE, M.A. Grupo Araxá em sua área tipo: Um fragmento de crosta oceânica neoproterozoica na Faixa de Dobramentos Brasília. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, 385-396, 2001.
- SEER, H.J.; BROD, J.A.; VALERIANO, C.M.; FUCK, R.A. Leucogranitos intrusivos no Grupo Araxá: registro de um evento magmático durante colisão Neoproterozoica na porção meridional da Faixa Brasília. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 1, p. 33-42, 2005.
- SEER, H.J.; MORAES, L.C.; JUNGES, S.L. Novos dados U-Pb e Sm-Nd de rochas granitoides do Grupo Araxá, Faixa Brasília Meridional, entre a região de Araxá e Monte Carmelo, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45, Belém, 2010. **Anais...Belém: Sociedade Brasileira de Geologia**, 2010.
- SHAND, S. **Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits**. 3rd Ed., John Wiley and Sons (New York), 488 p, 1947.
- SILVA, T.R.M. **Caracterização faciológica das rochas da porção central da Suíte Granítica Estrela do Sul na mesorregião do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba-MG**. Monte Carmelo, 2022. 151 p. Monografia (Graduação). Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo-MG.
- TAYLOR, W.P. Intrusion and differentiation of granitic magma at high level in the crust: The Puscao Pluton, Lima Province, Peru. **Journal of Petrology**, v. 17, n. 2, 194-218, 1976.
- THOMPSON, R.N. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. **Journal of Geology**, v. 18, n. 1, p. 49- 107, 1982.
- UHLEIN, A.; FONSECA, M.A.; SEER, H.J.; DARDENNE, M.A. Tectônica Da Faixa De Dobramentos Brasília – Setores Setentrional e Meridional. **Geonomos**, v. 20, n. 2, p. 1-14, 2012.
- VALERIANO, C.M.; DARDENNE, M.A.; FONSECA, M.A.; SIMÕES, L.S.A.; SEER, H.J. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: V. MANTESSO-NETO, A. BARTORELLI, C.D.R. CARNEIRO, B.B. BRITO NEVES (eds). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Beca, São Paulo, p. 575-593, 2004.
- WEAVER, B. & TARNEY, J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. **Nature**, v. 310, n. 1, p. 575-577, 1984.

Submetido em 17 de julho de 2023

Aceito para publicação em 30 de agosto de 2023