



Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos Corpos Gabróico-Graníticos Capela e Dores, Domínio Macururé, Cinturão Sergipano

Lauro Roberto de Jesus ROSA¹, Luciana Oliveira SANTOS¹,
Adriane MACHADO¹, Cristine LENZ¹

Resumo: Novos dados petrográficos e geoquímicos foram obtidos nas rochas dos corpos gabróico-graníticos dos municípios de Capela e Nossa Senhora das Dores, intrusivos no Domínio Macururé, Cinturão Sergipano. Com base na petrografia as rochas gabróicas e dioríticas apresentam granulometria fina a grossa, possuindo predominância de textura fanerítica e textura intergranular subordinada, com cristais inequigranulares e composição mineralógica composta essencialmente por anfibólio, piroxênio, epidoto, biotita, plagioclásio e quartzo, além de raros k-feldspatos, moscovitas e granadas. Apenas o quartzo registra evidências de deformação no estado sólido. Amostras de granitos apresentaram quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita, muscovita, granada e anfibólio. A muscovita e biotita orientadas, além de quartzo recristalizado e textura granoblástica, evidenciam o processo de recristalização no estado sólido sofrido por essas rochas. Através dos estudos de geoquímica foram encontradas três associações litológicas: uma associação básica formada predominantemente por gabros, uma associação intermediária, com dioritos e uma associação ácida com granitos. Os gabros possuem afinidade geoquímica alcalina, enquanto que os dioritos possuem afinidade cálcico-alcalina de alto-K e os granitos são compatíveis com as associações leucocráticas peraluminosas. Através da assinatura geoquímica sugerimos que as rochas intermediárias são rochas híbridas, geradas por processos de mistura com os extremos ácidos e por contaminação crustal. As rochas básicas são as mais antigas do local, tendo possivelmente sido a sua intrusão a causadora da alteração na geoterma local e possibilitado a fusão crustal com geração das rochas graníticas.

Palavras-chave: Geoquímica, Petrografia, Corpos Gabróicos-Graníticos Capela e Dores, Cinturão Sergipano.

Abstract: *New petrographic and geochemical data have obtained from the rocks of the Capela and Dores Gabbro-Granitic body. Based on petrography, the gabbro and dioritic rocks have fine to coarse granulometry, phaneritic texture and subordinate intergranular texture, with inequigranular crystals, composed essentially of amphibole, pyroxene, plagioclase, epidote, biotite, and quartz, as well as rare K-feldspars, muscovites and garnets. Only quartz records evidence of deformation in the solid state. Granite samples showed quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite, muscovite, garnet and amphibole. Oriented muscovite and biotite, in addition to recrystallized granoblastic texture quartz,*

¹ Universidade Federal de Sergipe – Centro de Ciências Exatas e Tecnologia

are evidences of solid-state recrystallization processes. Three lithological associations have identified through the geochemical studies: a basic association, with gabbros, an intermediate association, with diorites and an acidic association with granites. Gabbros have alkaline geochemical affinity, while diorites have high-K alkaline-calcium affinity and granites are compatible with peraluminous leucocratic associations. Through the geochemical signature, we suggest that the intermediate rocks are hybrid rocks, generated by mixing processes with acid extremes and by crustal contamination. The basic rocks are the oldest of the area, and their intrusion was possibly the cause of the local geothermal change, which made possible the crustal melting with generation of the granite rocks.

Keywords: *Geochemistry, Gabbroic-Granitic bodies, Sergipano Belt.*

1. INTRODUÇÃO

Corpos máficos e ultramáficos são objetos de muitos estudos, que possibilitam entendimentos sobre a fonte, sobre a ambiência tectônica, além da importância econômica, sendo comumente associados a importantes depósitos minerais. Tendo em mente a fundamental importância deste tipo de corpo, o presente trabalho apresenta a caracterização petrográfica e geoquímica de três Corpos Gabróicos-Graníticos (CGG) situados no Domínio Macururé, pertencente ao Cinturão Sergipano (CS), sul da Província Borborema.

A Província Borborema aflora no nordeste do território brasileiro, sendo limitada a norte, oeste e leste por bacias sedimentares Fanerozoicas, e a sul pelo Cráton São Francisco (BRITO NEVES *et al.*, 1995). O mesmo autor afirma que a província é formada por cinturões de rochas supracrustais, vulcanossedimentares e graníticas (Orogenia Cariris Velho) e Orogenia Brasiliana/Pan-Africana, além das rochas do embasamento Arqueano a Paleoproterozoico. Jardim de Sá (1994) utilizou uma divisão na Província Borborema, dividindo-a em três subprovíncias, a Zona Setentrional, a

Zona Transversal ou Central e a Zona Meridional. O Cinturão Sergipano está inserido no sul da Zona Meridional, mais especificamente entre o Maciço Pernambuco-Alagoas e o Cráton São Francisco.

O CS é um cinturão de forma triangular com orientação E-SE a W-NW, sendo composto essencialmente por rochas metassedimentares dos domínios Macururé, Vaza-Barris e Estância, rochas plutônicas e vulcânicas metamorfizadas dos domínios Canindé e Poço Redondo-Marancó, além de corpos graníticos sin, tardi e pós tectônicos de idade Brasiliana, intrudidos ao longo da porção central e norte do CS.

Corpos gabróicos-graníticos ocorrem associados a esses granitos brasileiros, principalmente no Domínio Macururé. Os alvos desse trabalho são corpos com orientação NW-SE, que afloram nas proximidades das cidades de Capela e Nossa Senhora das Dores, sendo denominados de acordo com a respectivas cidades (Figura 1).

MAPA DE LOCALIZAÇÃO

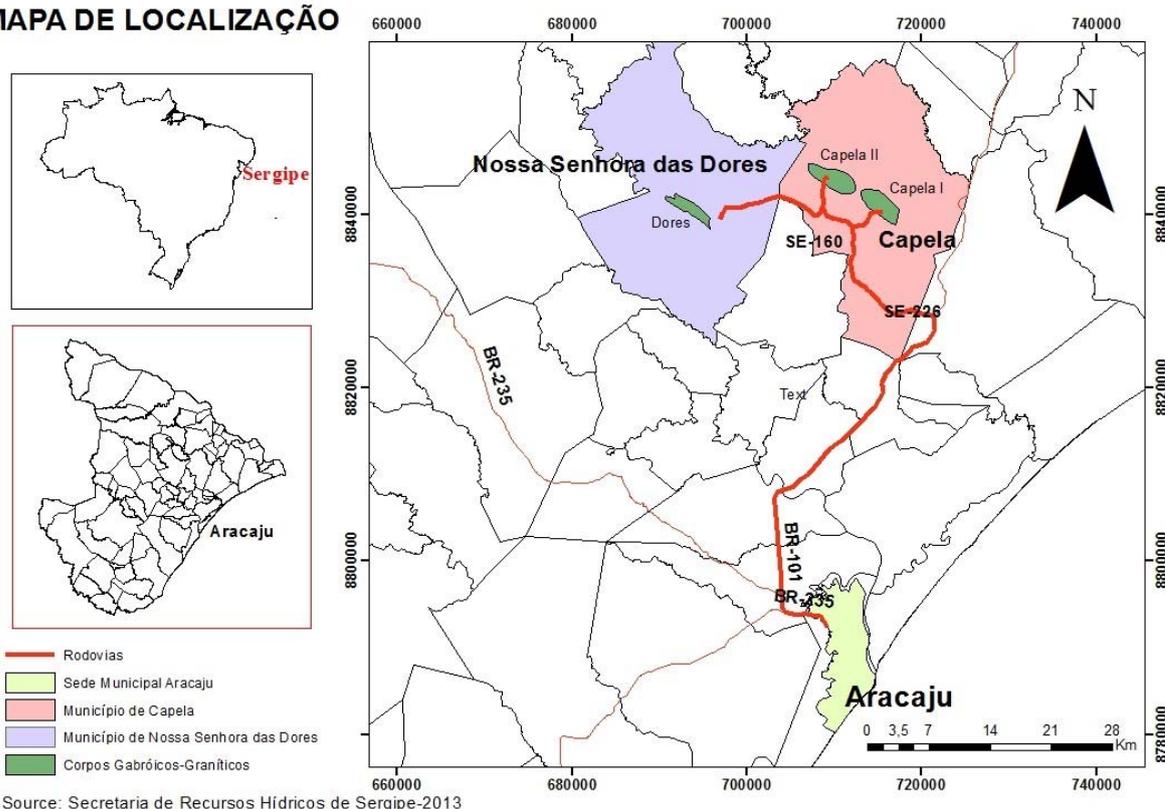


Figura 1: Mapa de localização e vias de acesso para as rochas estudadas. Trajeto desde a capital de Sergipe, Aracaju (adaptado de Secretaria de Recursos Hídricos de Sergipe – SRH, 2013).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E LOCAL

O Cinturão Sergipano é um cinturão orogênico aproximadamente triangular, localizada na parte sul da Província Borborema. Inúmeros eventos extensionais e colisionais ocorreram desde o final do Mesoproterozoico até o final do Brasiliano para resultar na configuração hoje conhecida do CS.

Os domínios que constituem o CS (Estância, Vaza-Barris, Macururé, Poço Redondo-Marancó e Canindé) são separados por importantes zonas de cisalhamento de médio a alto ângulo, sendo estas de sul para norte: Itaporanga, São Miguel do Aleixo, Belo Monte-Jeremoabo e Macururé (Figura 2). Estas zonas sugerem que o CS é resultado de diferentes eventos acrescionários, que envolveu uma

complexa interação entre o Cráton São Francisco, Maciço Pernambuco-Alagoas e terrenos alóctones durante os três principais episódios de deformação progressiva (D1, D2 e D3), durante a Orogenia Brasiliana. Esse processo de acreção, gerou uma colagem de terrenos tectono-metamórficos diferentes entre si (OLIVEIRA *et al.*, 2010; CARVALHO, 2005).

A evolução estrutural do Cinturão Sergipano pode ser resumida em três eventos, denominados D1, D2 e D3, evoluindo da fácies Xisto Verde para a Anfibolito, e interpretado como tardi a pós-tectônico (OLIVEIRA *et al.*, 2010). O evento D1 compreende o compartilhamento entre o contato do embasamento e as camadas de foliação paralela ao S0 e S1, dobras

recumbentes, intrafoliadas, *nappes* de *trend* WNW-ESE no S1 e duplicação da estratigrafia, envolvendo o embasamento. No evento D2 ocorre a orogênese, perpendicular, em um regime sinistral transpressivo, com dobras bem apertadas a amplas e *trends* WNW-ESE, associado com foliação penetrativa S2 e

escorregamento oblíquo. O evento D3 é marcado pela orogenia paralela ao escorregamento, com mergulho sub-horizontal ao longo dos planos S0/S1/S2, *kink bands* e crenulação com *trend* S-N, NNE-SSW ou NNW-SSE (DEL' REY SILVA, 1995, OLIVEIRA et al., 2010).

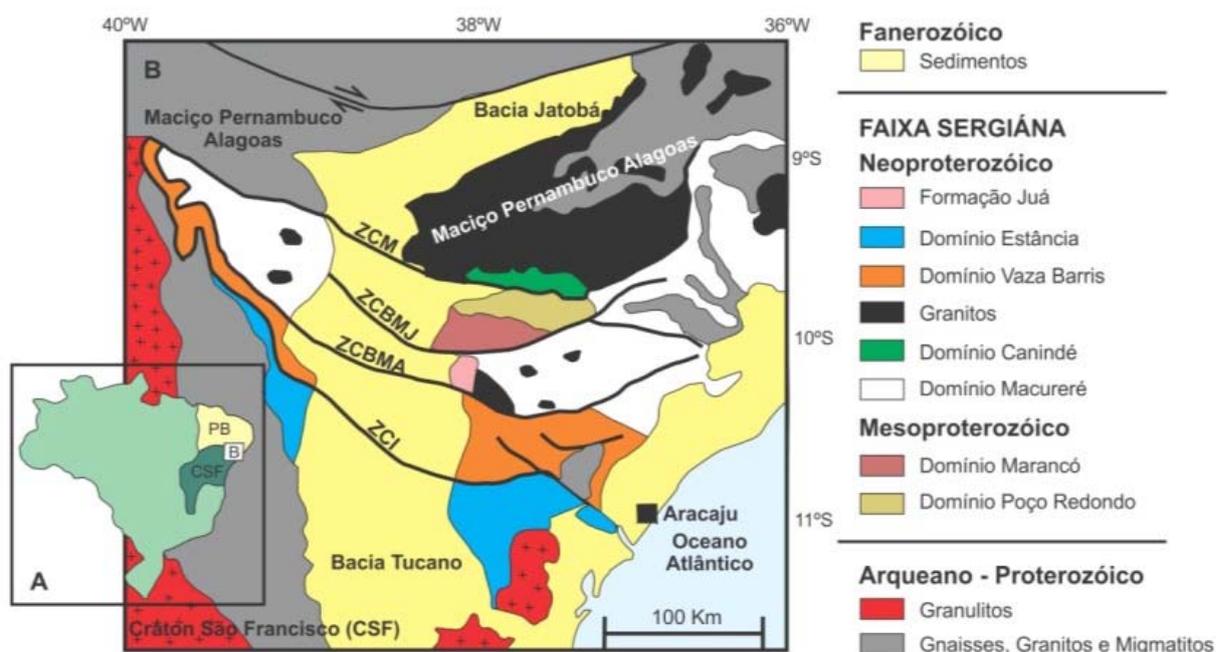


Figura 2: A) Localização geográfica do Cinturão Sergipano, CSF: Crátão São Francisco e PB: Província Borborema; B) Mapa geológico do Cinturão Sergipano, com ênfase para as zonas de cisalhamento, ZCI: Zona de Cisalhamento Itaporanga, ZCSMA: Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo, ZCBMJ: Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo e ZCM: Zona de Cisalhamento Macureré (Modificado de Oliveira, 2008).

As primeiras descrições detalhadas do Domínio Macureré (Figura 3) e uma citação aos corpos gabróico-graníticos são encontrados no trabalho de Santos et al. (1998), sendo descrito como um domínio predominantemente metapelítico e com grande variação faciológica, intrusões ácidas e raras intrusões gabróicas. Os mesmos autores subdividem as rochas do Domínio Macureré em litofácies MNm1, 2, 3, 4, 5 e 6, sendo a primeira a mais abundante, composta principalmente por biotita xistos granadíferos e nessa litologia que ocorrem os corpos gabróico-graníticos estudados.

Ainda segundo os autores supracitados, as rochas do Domínio Macureré teriam se formado em um ambiente de mar profundo. Carvalho (2005), por sua vez, concluiu que o Domínio Macureré atuou como uma bacia de *forearc* durante a Orogênese Brasileira.

Em termos de área fonte, a Província Borborema aparenta ter sido a principal área de proveniência dos sedimentos do Domínio Macureré, sendo que os zircões detríticos encontrados nessa unidade indicam idade paleoproterozoica e neoproterozoica

(OLIVEIRA *et al.*, 2017; SPALLETTA & OLIVEIRA, 2017). Lima *et al.* (2014) afirmam ainda, que as rochas sedimentares do Domínio Macururé foram geradas a partir da erosão de fontes ácidas a intermediárias com assinaturas de ambientes de margem continental ativa.

O metamorfismo do domínio, por sua vez, alcançou a Fácies Anfibolito, em pressões intermediárias (DAVISON & SANTOS, 1989 e SILVA *et al.*, 1995, SANTOS *et al.*, 1998).

No Domínio Macururé, assim como no Domínio Poço Redondo-Marancó e Canindé, afloram várias intrusões graníticas associadas às colisões da Orogenia Brasileira, que culminaram com a amalgamação do Gondwana no neoproterozoico (Figura 4). A maior parte dos granitos do Domínio Macururé são róseos com

enclaves biotíticos e, subordinadamente ocorrem granodioritos com fenocristais de anfibólio e biotita, ricos em enclaves máficos (Bueno, 2008). O mesmo autor, classificou da seguinte forma os granitos do Domínio Macururé: (i) granitos pré-colisionais e (ii) granitos colisionais de ~ 580 Ma.

Os trabalhos de mapeamento em maior detalhe na região de Capela e Dores foram iniciados por Britto (2012). Este autor denominou os corpos como Corpo Gabróico Capela I (CGC I), Corpo Gabróico Capela II (CGC II) e Corpo Gabróico Dores (CGD), afirmando por meio de análise macroscópica, que o CGC I é formado por gabros e tonalitos, o CGC II é formado por peridotitos, piroxenitos, gabros, tonalitos e granodioritos e o CGD é formado por gabros e tonalitos (Figura 5).

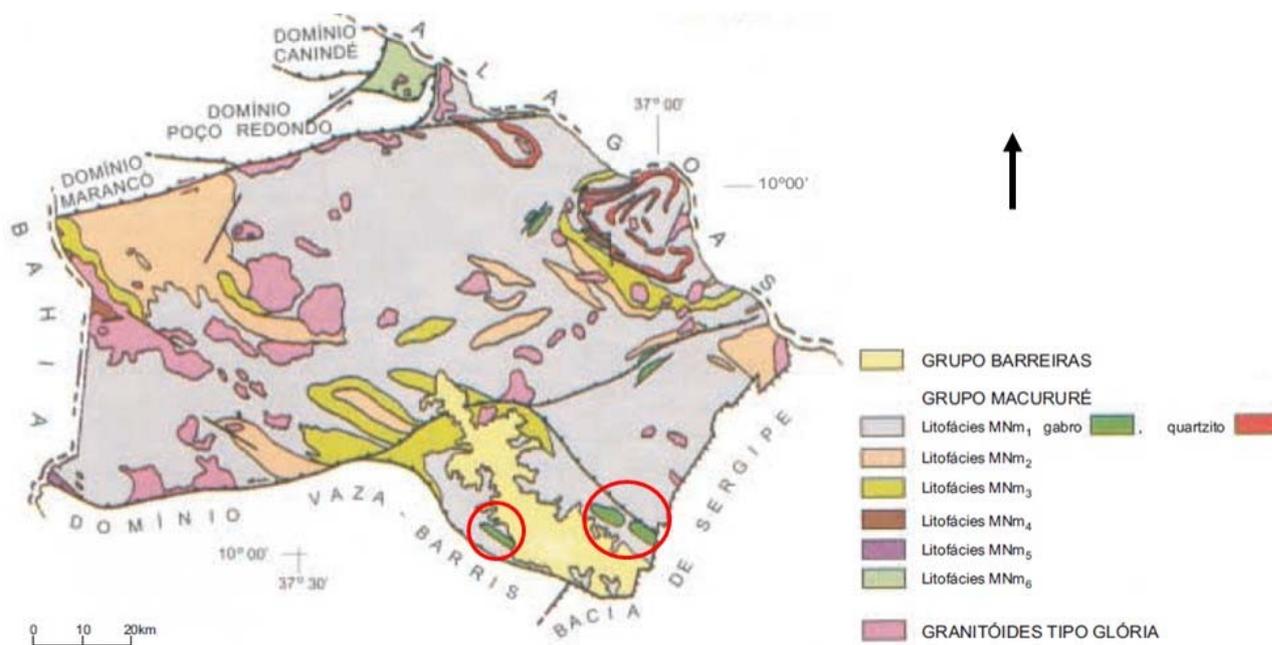


Figura 3: Divisão do Domínio Macururé. Modificado de Santos *et al.*, (1998). Os corpos gabróico-graníticos estudados estão destacados com um círculo vermelho.

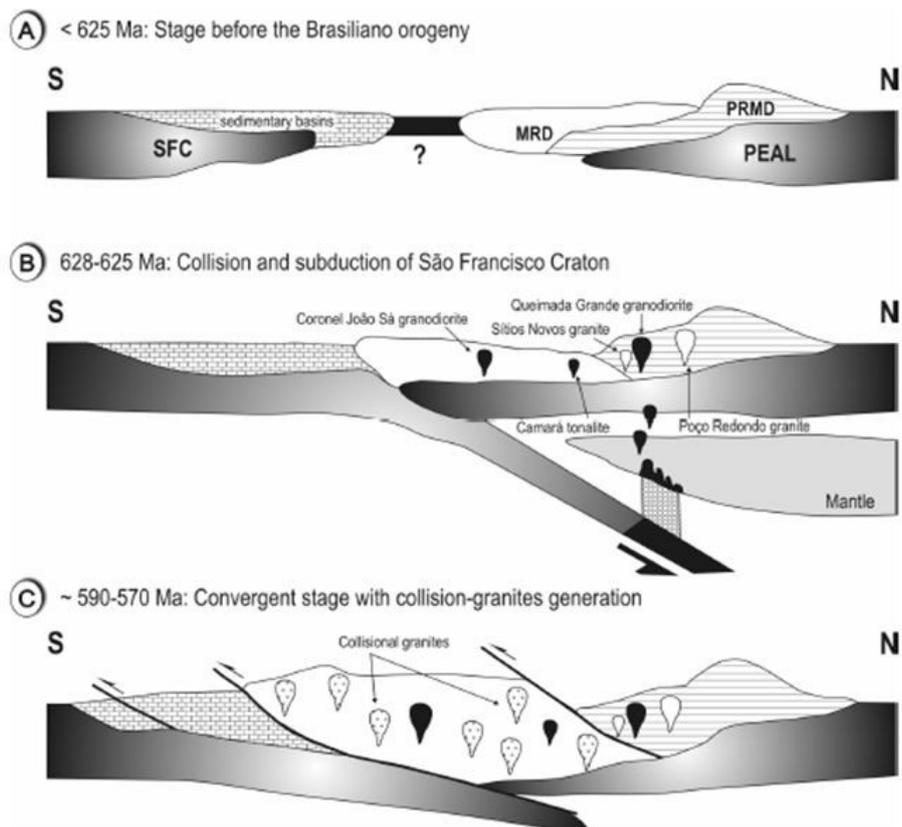


Figura 4. Proposta da evolução tectônica para os domínios Macururé e Poço Redondo-Marancó durante a Orogenia Brasiliana, onde: a) Estágio antes da Orogenia Brasiliana (< 625 Ma); b) Subducção e colisão no Cráton São Francisco (628 – 625 Ma) e c) Fase colisional com geração de granitos colisionais (~ 590 – 570 Ma). (Modificado de Bueno, 2008).

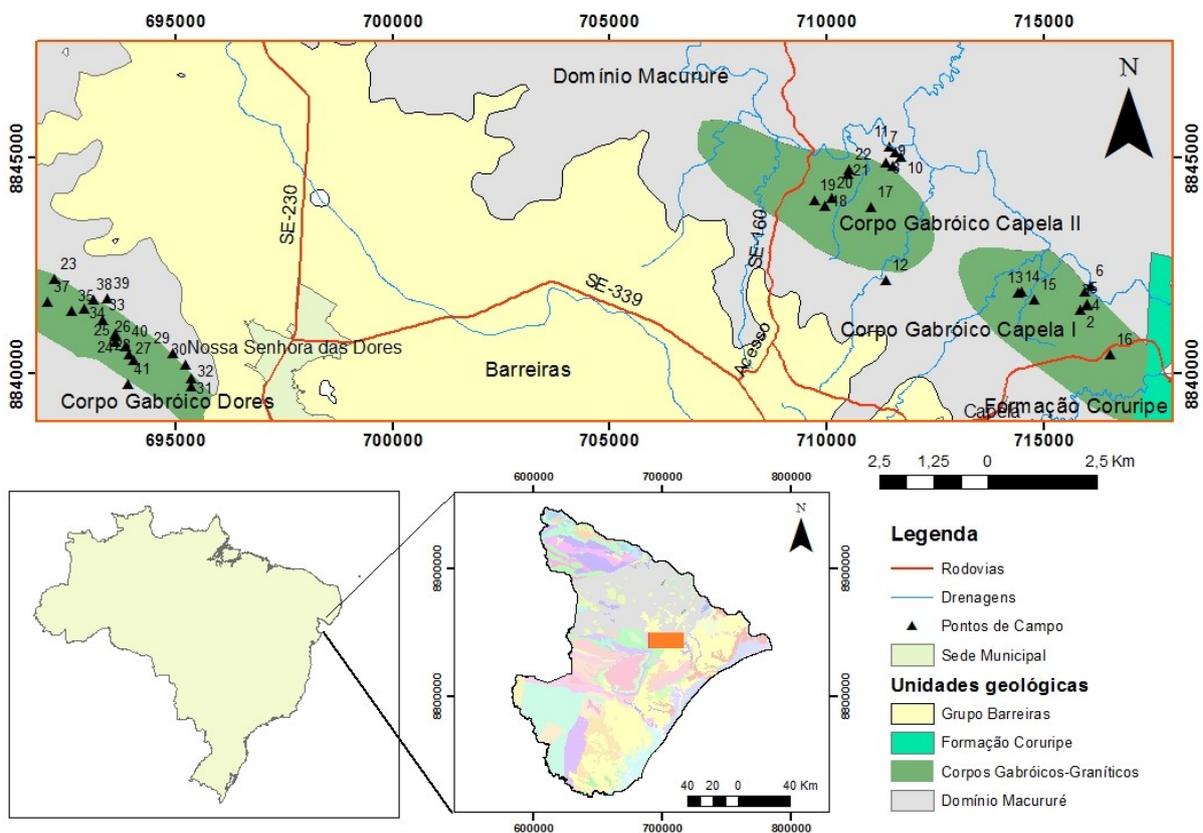


Figura 5: Mapa de Localização dos pontos amostrados nos corpos gabróicos-graníticos (Adaptado de Brito (2012) e Secretaria de Recursos Hídricos de Sergipe, 2013).

Britto (2012) sugere que a variedade litológica poder estar associada a um processo de assimilação crustal, no caso do CGC I e do CGD, e o processo de cristalização fracionada no caso do CGC II. Santos *et al.* (1998), por sua vez, comentam que os gabros encontrados podem ser cogenéticos com os granitoides cálcio-alcálicos aflorantes no Cinturão Sergipano.

A área de estudo foi tema de outros trabalhos, como Rosa (2016), responsável por delimitar o corpo máfico chamado neste trabalho de Capela I. O autor afirma que a Falha São Miguel do Aleixo controlaria a geomorfologia local, destacando a interferência dos cursos dos rios e a topografia da região. Rosa (2016) identificou ainda a ação de falhas dúcteis de direção NW-SE e falhas rúpteis de direção NE-SW, essas últimas com evidências de rejeitos métricos ao longo do corpo. Posteriormente, Rosa *et al.* (2018 e 2019), utilizando geofísica, modificaram as disposições da geologia local, afirmando que os CGC I e CGC II formam um só corpo contínuo.

Destacam-se também na região dois trabalhos de detalhe, com enfoque em geologia estrutural, Menezes *et al.*, (2019), que utilizou VANT (veículo aéreo não tripulado), para a obtenção de imagens para aplicar técnicas de mapeamento geológico em escala de detalhe (fotointerpretação), corroborando as interpretações estruturais anteriores, e Gomes (2019), que através do estudo de um afloramento chave da região, sugeriu que existem desestabilizações associadas à hidrotermalismo, que foram provocadas pela entrada do magma félsico ou pelo contato com a encaixante.

Pereira *et al.* (2019), por sua vez, afirmam que o *plúton* Capela consiste no principal maciço pré-colisional máfico-ultramáfico do Domínio Macururé, sendo composto por dioritos, hornblenditos,

gabros e granitos, além de enclaves microtonalíticos e hornblendíticos. Estes autores sugerem que as rochas presentes no corpo em questão, tenham sido originadas a partir de um mesmo magma basáltico, refletindo a progressiva diferenciação do magma durante a cristalização fracionada, porém com feições que indicam misturas de magmas.

3. METODOLOGIA

Saídas de campo foram realizadas para o reconhecimento e descrição das litologias, sendo posteriormente confeccionadas lâminas delgadas no Laboratório de Laminação da UFRGS, a partir das amostras selecionadas. O estudo petrográfico foi realizado através do uso de um microscópio de luz polarizada, modelo *Olympus*, do Laboratório de Microscopia e Lupas do Departamento de Geologia da UFS. As descrições petrográficas permitiram a identificação das paragêneses minerais, texturas e alterações, assim como contribuíram para selecionar amostras para as análises químicas.

Dez amostras de rocha, que representam os Corpos Gabróico-Graníticos Capela I, Capela II e Dores foram selecionadas e posteriormente preparadas manualmente, obtendo-se amostras na fração brita. As amostras foram enviadas para o *ACME Laboratories Ltd* (Canadá) para pulverização e análises químicas. As amostras (pó de rocha) foram analisadas para elementos maiores (Espectrometria de Emissão Óptica com Plasma Acoplado – ICP-OES), elementos traço e terras raras (Espectrometria de Emissão Atômica com Fonte Induzida de Plasma – ICP-AES).

Os dados geoquímicos foram tratados utilizando-se os *softwares Microsoft Office Excel 2007* e o *Geochemical Data Toolkit for*

Windows 2.3, confeccionando-se diagramas geoquímicos apresentados neste trabalho.

4. RESULTADOS

4.1 Petrografia

Os corpos gabróicos-graníticos estudados apresentam três tipos de rochas principais, sendo estas: gabros, dioritos e granitos. Abaixo são descritas as principais características de cada tipo.

GABROS

Os gabros encontrados na área de estudo são isotrópicos, holocristalinos, faneríticos, inequigranulares, com coloração escura e granulometria variando entre média e grossa. Na microscopia os gabros revelam textura preferencialmente fanerítica e subordinadamente intergranular. A composição mineralógica dessas rochas é anfibólio, piroxênio, plagioclásio, biotita, quartzo, K-feldspato, muscovita e apatita.

O anfibólio varia entre 0,28 a 8,92 mm, exibe forma subédrica a euédrica, possui hábito por vezes hexagonal ou tabular, com contatos retos a ameboides com o piroxênio, plagioclásio, biotita e outros cristais de anfibólios. Apresenta raramente alterações para argilominerais e ocorre muitas vezes como substituição do piroxênio, desencadeando uma reação de quebra do centro do cristal.

O piroxênio varia entre 0,56 a 8,92 mm, exibe forma euédrica a anédrica, possui hábito tabular, por vezes indistinto, com contatos retos e irregulares com grãos de plagioclásio, anfibólio e piroxênio. Apresenta rara ocorrência de geminação, repetidas alterações para argilominerais, e

inclusão de biotita, com núcleo de substituição partindo do centro do cristal.

O plagioclásio varia de 0,28 a 8,92 mm, exibe forma euédrica a anédrica. Possui por vezes hábito tabular, com contatos retos e irregulares com piroxênio, anfibólio, biotita e outros cristais de plagioclásio. Apresenta inclusão de apatita, biotita, piroxênio, anfibólio e de ripas de muscovita. É possível a visualização de alinhamento desses cristais por fluxo magmático em uma das amostras.

A biotita varia em tamanho de 0,17 a 8,92 mm, exibe forma euédrica a subédrica, possui hábito tabular por vezes indefinido, com contatos retos a irregulares com os cristais de piroxênio, anfibólio e biotita. Ocorre como o resultado da quebra do piroxênio e anfibólios, alterando raramente para clorita. Possui ocasionalmente inclusões de minerais opacos.

O quartzo varia o tamanho de seus cristais entre 0,28 – 1,67 mm, exibe forma anédrica, com contatos retos a ameboides com os cristais de biotita, piroxênio e quartzo. Apresenta pouca incidência nesse tipo de rocha e os poucos cristais presentes mostram extinção ondulante, sendo interpretados como cristais herdados.

O K-feldspato varia de 0,56 a 1,67 mm, exibe forma anédrica, com contatos ameboides com cristais de plagioclásio, piroxênio e quartzo. Apresenta pouca incidência nesse tipo de rocha, com aparição em apenas uma amostra, além de raras inclusões de apatita. Possivelmente tratam-se de cristais herdados.

A muscovita varia de 0,16 a 3,9 mm, exibe forma euédrica, possui hábito tabular, com contatos retos com cristais de plagioclásio e biotita. Apresenta pouca incidência nesse tipo de rocha, com aparição em apenas

uma amostra, sendo interpretada como um cristal herdado.

A figura 6 evidencia imagens macroscópicas e microscópicas das amostras de gabros da área de estudo.

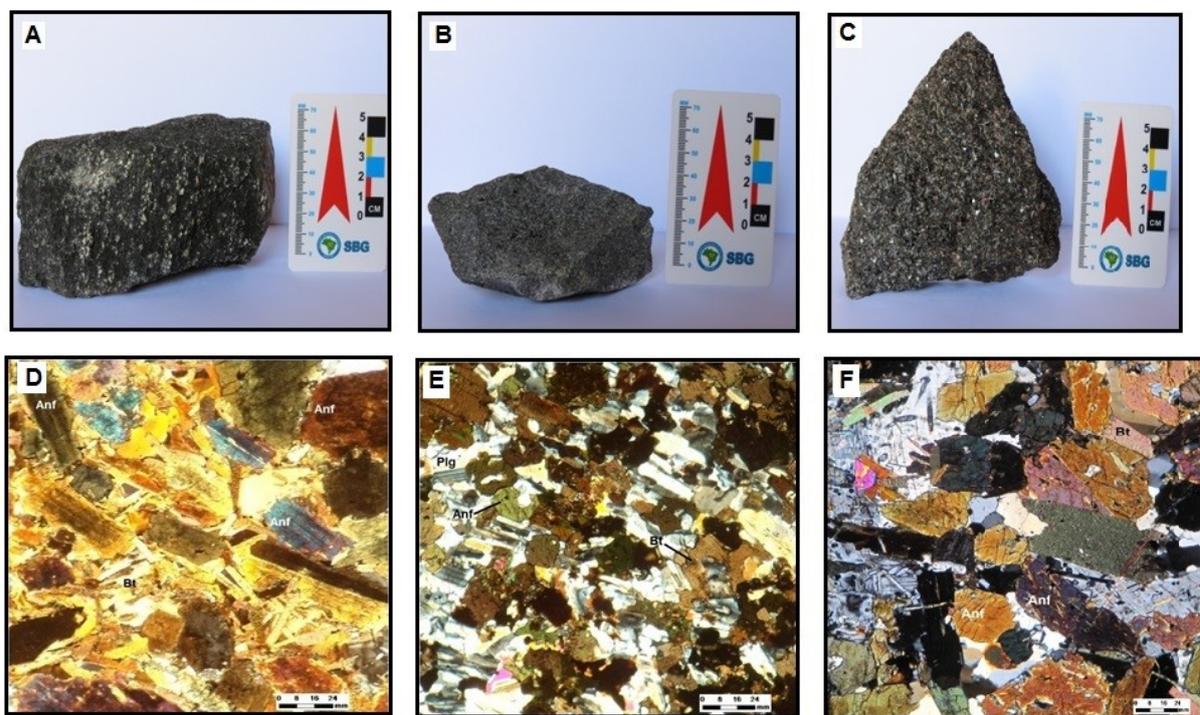


Figura 6: Amostras de gabros em macroscopia (escala em cm) e microscopia (escala em mm). A. PG-13; B. PG-15; C. PG-28; D. PG-13 (visão microscópica mostrando anfibólios (anf) e biotita (bt)); E. PG-15 (visão microscópica mostrando cristais de plagioclásio (plg), biotita (bt) e anfibólio (anf)). F. PG-28 (visão microscópica de anfibólio (anf) e biotita (bt)).

DIORITOS

Os dioritos encontrados na área de estudo são anisotrópicos, holocristalinos, faneríticos e inequigranulares, tendo coloração variando entre cinza e cinza escuro, com granulometria variando entre fina a grossa. Na microscopia os dioritos revelam textura preferencialmente fanerítica e subordinadamente intergranular. A composição mineralógica dessas rochas é de plagioclásio, piroxênio, anfibólio, k-feldspato, quartzo, biotita, muscovita, granada e apatita.

O plagioclásio varia de 0,03 a 8,92 mm, exibe forma anédrica a subédrica, possui hábito tabular e por vezes indistinto, com contatos retos a ameboides com grãos de k-feldspato,

quartzo e plagioclásio. Apresenta processo de sericitização, além de inclusões de muscovita e apatita.

O piroxênio varia de 0,06 a 3,9 mm, exibe forma anédrica a subédrica, possui hábito tabular, com contato reto/irregular com cristais de biotita, plagioclásio, K-feldspato, anfibólio, quartzo e o próprio piroxênio, além de contatos lobados com quartzo e K-feldspato. Apresenta inclusão de quartzo e K-feldspato, alteração para anfibólio a partir do centro, além de geminação em alguns cristais.

O anfibólio varia de 0,06 a 4,9 mm, exibe forma anédrica a subédrica, possui hábito indistinto e contato reto a ondulado com cristais de piroxênio, plagioclásio, biotita, K-feldspato e quartzo, além de contato difuso com

piroxênio. Apresenta-se substituindo o piroxênio a partir do centro.

O K-feldspato varia de 0,01 a 3,9 mm, exibe forma anédrica a subédrica, predominando a anédrica, com contatos ameboides com biotita, plagioclásio e piroxênio. Apresenta inclusões de piroxênio e apatita.

O quartzo varia de 0,03 a 2,23 mm, exibe forma anédrica, com contatos retos e ameboides, predominando ameboides com cristais de plagioclásio, biotita, K-feldspato e piroxênio. Apresenta raramente cristais de quartzo inclusos em espaços vazios de piroxênio, além de inclusão de apatita e intercrescimento vermicular em plagioclásio.

A biotita varia de 0,02 a 5,02 mm, exibe forma subédrica a anédrica. Possui predominante hábito lamelar, porém alguns cristais mostram hábito indistinto, além de contatos retos/irregulares com cristais de plagioclásio, quartzo, K-feldspato, anfibólio, piroxênio e biotita. Apresenta orientação formando bandamento, alteração para caulinita e

se mostra envolvendo núcleos de anfibólio e piroxênio.

A muscovita varia de 0,18 a 2,23 mm, exibe forma euédrica, possui hábito lamelar, com contato reto com plagioclásio, K-feldspato e biotita. O mineral em questão apresenta pouca incidência nesse tipo de rocha, com aparição em apenas uma amostra, além de raras inclusões em forma de ripa nos plagioclásios.

A granada varia de 2,79 a 7,25 mm, exibe forma euédrica, com contatos retos com biotita, plagioclásio, piroxênio e anfibólio. O mineral em questão apresenta baixa incidência nessas rochas.

A apatita varia de 0,01 a 0,12 mm, exibe forma euédrica, possui hábito tabular, com contatos retos com todos os minerais presentes na rocha. Apresenta-se preenchendo inclusões no plagioclásio e no K-feldspato.

A figura 7 evidencia imagens macroscópicas e microscópicas das amostras de dioritos da área de estudo.

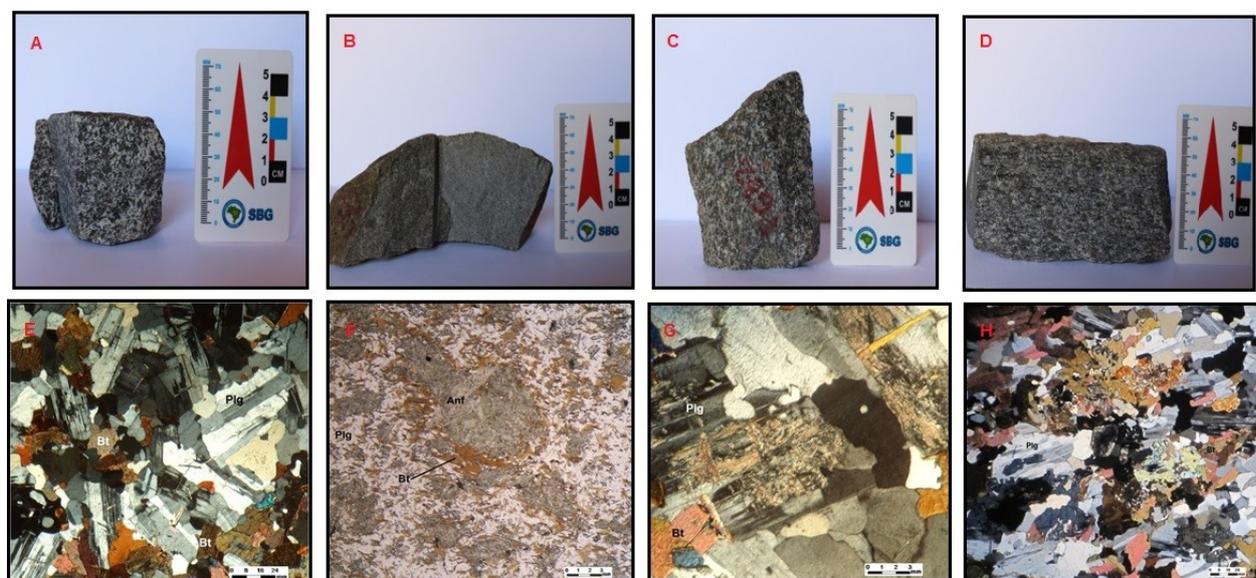


Figura 7: Amostras macroscópicas (escala em cm) e microscópicas (escala em mm) de dioritos. A. Amostra PG-21 (macroscópica); B. Amostra PG-30 (macroscópica); C. Amostra PG-32 (macroscópica); D. Amostra PG-34 (macroscópica); E Amostra PG-21 (visão microscópica de cristais de plagioclásio (plg) e biotita (bt)); F. Amostra PG-30 (visão microscópica do anfibólio no centro e biotita (bt) ao redor); G. Amostra PG-32 (visão microscópica de alteração do plagioclásio (plg)); H. Amostra PG-34 (visão microscópica composta por anfibólio (anf) com contatos difusos).

GRANITOS

Os granitos encontrados na área de estudo, são isotrópicos a fracamente anisotrópicos, holocristalinos, faneríticos, inequigranulares, com coloração variando de cinza claro a branco. A composição mineralógica dessas rochas é de quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita e muscovita. Microscopicamente, as amostras mostram textura fanerítica predominantemente, além de textura granoblástica. É possível observar subcristais de quartzo formados por recristalização dinâmica.

O quartzo varia de 0,17 a 4,46 mm, exibe forma anédrica, com evidências de estágios de recristalização, além de contatos ameboides com o K-feldspato, plagioclásio, muscovita, biotita e o próprio quartzo. Apresenta crescimento vermicular em cristais de plagioclásio.

O plagioclásio varia de 0,56 a 8,92 mm, exibe forma subédrica a anédrica, possui hábito tabular por vezes indistinto e contatos retos/irregulares com cristais de K-feldspato, biotita, muscovita, quartzo e o próprio plagioclásio. Apresenta cristais com maclas *Carlsbad* e polissintética, além de sericitização, alterações para carbonatos e inclusões de muscovita.

O K-feldspato varia de 0,17 a 5,01 mm, exibe forma subédrica a anédrica, possui contatos lobados e irregulares com cristais de plagioclásio, muscovita, quartzo e com outros cristais de K-feldspato. Os K-feldspatos encontrados nessas rochas são microclínio e ortoclásio. São encontradas alterações para argilominerais e muscovita.

A biotita varia de 0,19 a 3,39 mm, exibe forma subédrica a anédrica, possui contatos retos/irregulares com K-feldspato, plagioclásio, muscovita, e com outros cristais de biotita. Apresenta alterações para clorita e minerais

opacos. Uma das amostras pertencente ao tipo de rocha em questão não possui biotita em sua assembleia mineralógica.

A muscovita varia de 0,17 a 3,34 mm, exibe forma euédrica, possui hábito lamelar e contatos retos com o plagioclásio, biotita, K-feldspato, quartzo e com outros cristais de muscovita. Apresenta-se entre os cristais de plagioclásio.

A granada varia o tamanho de seus cristais entre 0,56 – 1,95 mm, exibe forma euédrica a anédrica, com alguns cristais euédricos demonstrando perfeitamente o sistema cúbico/isométrico, além de contatos retos/irregulares com cristais de K-feldspatos, quartzo, biotita e muscovita.

O anfibólio varia de 1,12 a 2,79 mm, exibe forma subédrica a anédrica, possui hábito indistinto e contatos retos a ondulados com cristais de plagioclásio, K-feldspato e quartzo. Apresenta um alto nível de alteração.

A figura 8 evidencia imagens macroscópicas e microscópicas das amostras de granitos da área de estudo.

4.2. Geoquímica

As rochas dos corpos gabróico-graníticos estudadas tiveram suas químicas de rocha total analisadas, a nível de elementos maiores, traço e elementos terras raras (Tabela 1). Estas rochas mostram composições básicas, intermediárias e ácidas, com o teor de SiO₂ variando entre 42,59% e 74,4%. O teor de álcalis varia entre 4,13% e 7,89%. Dez análises geoquímicas de rocha foram plotadas no diagrama TAS (total álcalis vs sílica) de Cox et al. (1979), como mostra a Figura 9, sendo que três plotam no campo do gabro, quatro amostras plotam no campo do diorito e três amostras plotam no campo dos granitos no diagrama.

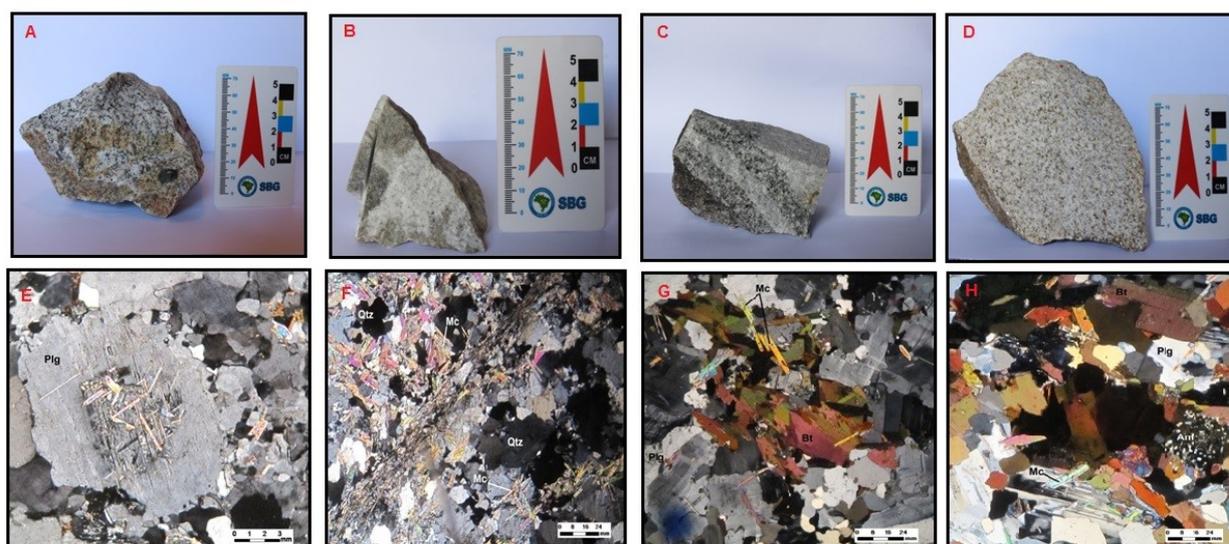


Figura 8: Amostras macroscópicas (escala em cm) e microscópicas (escala em mm) de granitos. A. Amostra PG-4B (macroscópica); B. Amostra PG-4D (macroscópica); C. Amostra PG-4R (macroscópica); D. Amostra PG-38 (macroscópica); E. Amostra PG-4B (visão microscópica, com presença de plagioclásio (plg) com inclusões de muscovita). F. Amostra PG-4D (visão microscópica de quartzo (qtz) e muscovita (mc)); G. Amostra PG-4R (visão microscópica de biotita (bt) e muscovita (mc) aglomerática e plagioclásio (plg)). H. Amostra PG-38 (visão microscópica com presença de anfibólio (anf), plagioclásio (plg), biotita (bt) e muscovita (mc). 4x (PG-4R, PG-4D e PG-38), 10x (PG-4B) em luz polarizada.

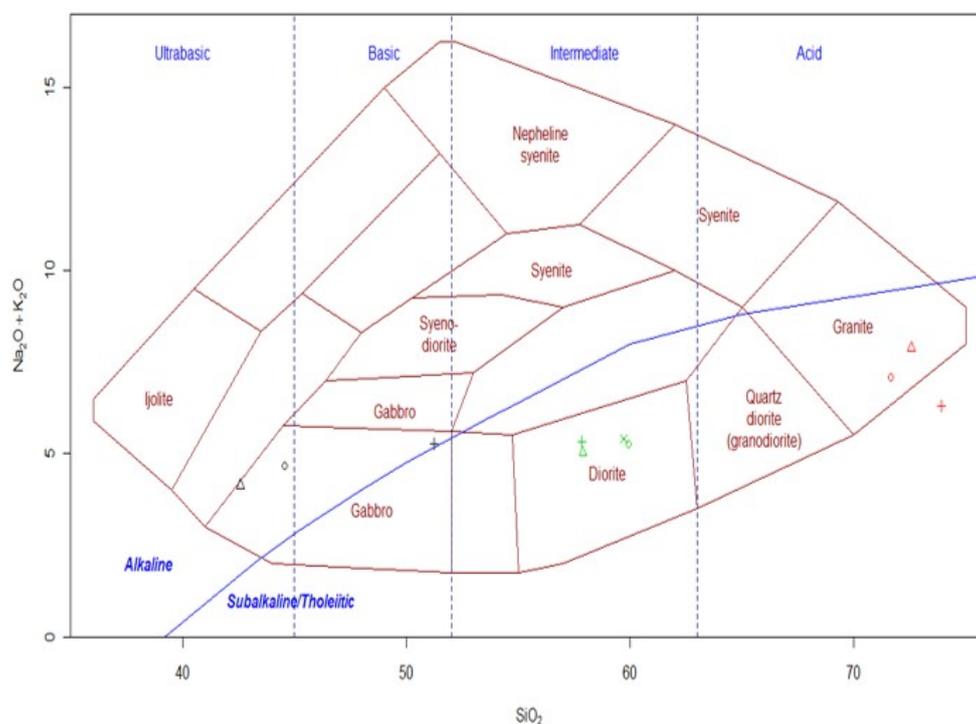


Figura 9: Diagrama TAS de classificação de rochas, com localização das amostras de rochas dos corpos gabrítico-graníticos de Capela e Dores (Cox et. al., 1979).

Tabela 1: Análise química dos corpos Gabróico-graníticos da região de Capela e Nossa Senhora das Dores. Teores de elementos maiores (% peso), menores (% peso) e traço (ppm), exceto o Au (ppb). LOI = perda ao fogo.

	PG-13	PG-4B	PG-4R	PG-15	PG-21	PG-28	PG-30	PG-32	PG-34	PG-38
Amostras	CGC I			CGC II		CGD				
SiO ₂	42,59	71,64	72,57	51,23	59,91	44,57	57,89	57,84	59,71	73,92
TiO ₂	2,3	0,2	0,18	1,55	0,92	2,15	0,9	0,9	0,9	0,11
Al ₂ O ₃	13,98	14,95	14,76	16,71	15,78	14	15,31	16,49	16,16	15,64
Fe ₂ O ₃	15,54	2,33	1,71	11,06	7,23	14,57	7,82	7,82	7,16	1,23
Cr ₂ O ₃	0,003	0,006	0,002	0,012	0,024	0,002	0,039	0,018	0,015	<0,002
MnO	0,19	0,06	0,03	0,18	0,11	0,18	0,13	0,12	0,12	0,01
MgO	9,59	0,71	0,54	5,03	4,47	7,58	5,41	4,35	3,84	0,19
CaO	9,48	2,21	1,77	7,47	5,2	9,13	5,83	5,56	5,26	1,52
Na ₂ O	1,7	3,82	4,06	2,77	2,97	2	2,74	3,08	2,87	4,67
K ₂ O	2,43	3,27	3,83	2,48	2,29	2,67	2,29	2,25	2,53	1,62
P ₂ O ₅	0,85	0,03	0,05	0,5	0,2	1,63	0,21	0,2	0,2	0,02
Lol	0,9	0,6	0,4	0,6	0,6	1,1	1,1	1,1	0,9	0,9
Total	99,55	99,83	99,9	99,59	99,7	99,58	99,67	99,73	99,67	99,83
Ba	1288	598	464	1191	881	1388	827	821	985	939
Rb	58,5	135,4	169,1	82,2	77,3	75,6	73,8	73,6	81,4	44,7
Sr	260,8	316,6	254,8	647,5	453,9	282,5	417,8	486,7	445,6	536,3
Cs	1,4	7,6	8	3,5	3,5	2,3	4,5	2,4	4,5	0,4
Sc	63	4	3	27	17	47	20	20	17	1
V	510	31	18	207	134	373	147	140	125	12
Be	3	6	4	1	1	1	1	<1	<1	5
Co	49,1	4	2,7	25,7	23,1	41,9	23,9	21,9	18,3	0,9
Ni	9,9	5,8	4,2	11	35,6	5,5	25,3	19,2	16,7	1,5
Cu	26,3	11,7	2,2	6,1	26,9	22	23,6	15,9	10,2	4,6
Zn	49	36	27	74	58	55	61	62	71	4
Y	54,7	11	7,1	38,2	19,8	51,6	20,5	22	20,8	5,6
Zr	95,6	99,7	67,2	272,5	198,7	101,3	184,8	158,7	214,1	83,7
Nb	9,3	11,3	6	14,8	9,3	7,9	9,8	8,9	9,8	3,2
Hf	3,3	3,6	2,8	6,7	5,2	3,5	5,1	4	5,6	3,3
Mo	0,1	0,9	<0,1	0,3	0,3	<0,1	0,3	0,3	0,1	0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ta	0,4	1	0,5	0,7	0,4	0,3	0,5	0,4	0,6	0,1
W	<0,5	<0,5	<0,5	1	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	0,6	0,6
Au	0,8	<0,5	<0,5	1,9	2,8	<0,5	0,7	0,6	1,6	2,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ga	21,8	20,3	20,3	21,8	20,6	20,1	18,7	20,7	20,2	24,6
Sn	3	3	2	2	1	2	2	1	2	<1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	1,1	0,6	<0,5	2	1,7	1,2	2,2	2,1	2,8	<0,5
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Ti	0,2	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	0,4	<0,1
Pb	1	5,4	3,7	2,6	2,5	1,7	2,3	5	2,3	2
Th	2	5,6	4,3	5,9	4,5	2,1	8,7	9,4	9,6	3,1
U	0,5	5,7	4,4	2	0,8	1,1	1,9	1	1,2	1,2
La	30,7	14,3	11,8	47,1	32,8	31,7	33	37,3	41,1	7,8
Ce	85,5	26,3	21	103,8	60,6	83,5	65,6	75,5	75,6	13,2
Pr	13,41	2,97	2,48	13,44	7,67	13,04	7,91	9,28	9,57	1,66
Nd	62,7	11,2	8,8	54,7	30,8	63,2	30	36	36,9	6,4
Sm	14,81	2,28	1,8	11,47	5,97	15,77	5,91	6,53	6,65	1,18
Eu	3,26	0,65	0,46	2,69	1,47	3,27	1,32	1,5	1,55	0,33
Gd	13,69	1,97	1,51	9,54	5,03	13,72	5,17	5,58	5,06	1,15
Tb	2,03	0,3	0,24	1,36	0,73	2,14	0,74	0,78	0,75	0,19
Dy	12,01	1,86	1,29	7,76	4	12,06	4,07	4,47	4,31	1,05
Ho	2,2	0,32	0,27	1,37	0,75	2,2	0,69	0,82	0,79	0,17
Er	5,64	0,96	0,66	3,54	2,03	5,86	2,04	2,47	2,25	0,44
Tm	0,77	0,15	0,12	0,53	0,28	0,74	0,29	0,31	0,3	0,06
Yb	4,76	1,04	0,67	3,42	1,92	4,35	1,95	1,91	2,02	0,35
Lu	0,63	0,17	0,09	0,52	0,31	0,58	0,32	0,26	0,29	0,05

De acordo com o diagrama TAS para afinidades geoquímicas (Figura 10), de Perccerillo & Taylor (1976), duas amostras de composição básica (gabros) apresentaram afinidades alcalinas saturadas sódicas e ultrapotássicas, enquanto a terceira amostra do gabro, com maior teor de sílica, mostrou afinidade shoshonítica. As quatro amostras de composição intermediária (dioritos) apresentaram afinidades cálcio-alcalinas de alto-K. Por fim, as três amostras de composição ácida (granitos) apresentaram associação leucocrática peraluminosa.

Com o intuito de entender as possíveis variações composicionais das rochas estudadas, foram criados gráficos binários de variação, denominados

diagramas Harker. O SiO_2 encontra-se no eixo X sendo apresentado em percentual em peso, os demais óxidos encontram-se no eixo Y, sendo também apresentado em percentual.

Os diagramas de *Harker* de elementos maiores (Figura 11) mostram correlação negativa do CaO , MgO e Fe_2O_3 , com relação a SiO_2 , ou seja, estes óxidos diminuem o seu teor a medida que o teor de SiO_2 aumenta. Com relação ao Na_2O a correlação se mostra positiva com a SiO_2 , sendo assim, o teor de óxido de sódio aumenta à medida que o teor de SiO_2 aumenta. O Al_2O_3 e K_2O mostram-se dispersos com relação a SiO_2 , impossibilitando a visualização de correlação entre esses óxidos e a SiO_2 .

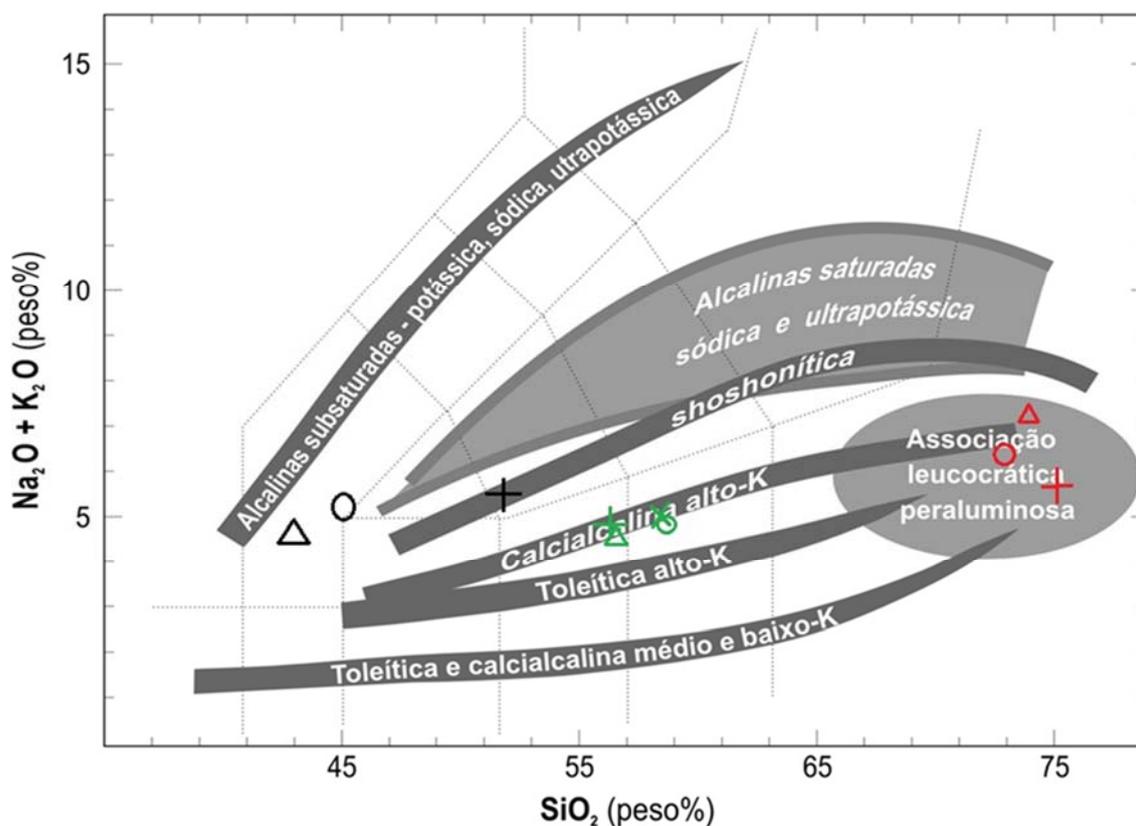


Figura 10: Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 , adaptado para mostrar as afinidades geoquímicas (Perccerillo & Taylor, 1976) das amostras estudadas.

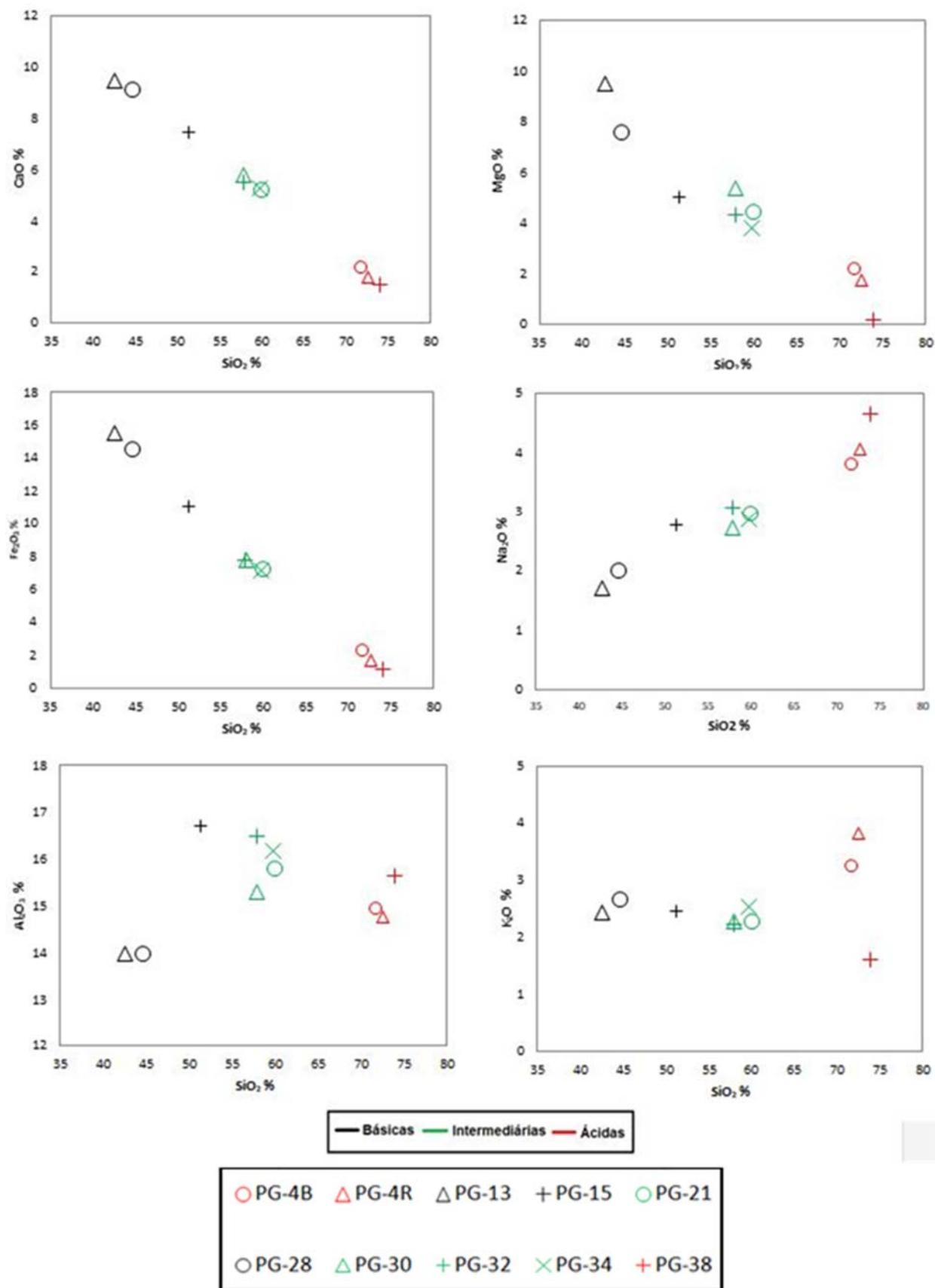


Figura 11: Diagramas de variação Harker (SiO_2 versus CaO , MgO , Fe_2O_3 , Na_2O , Al_2O_3 e K_2O) dos litotipos estudados.

Os diagramas de Harker de elementos traço (Figura 12) mostram correlação negativa de Sm, Ba, Nd e Y

com relação a SiO₂. O Rb mostra correlação positiva com a SiO₂, apesar de apresentar uma leve dispersão.

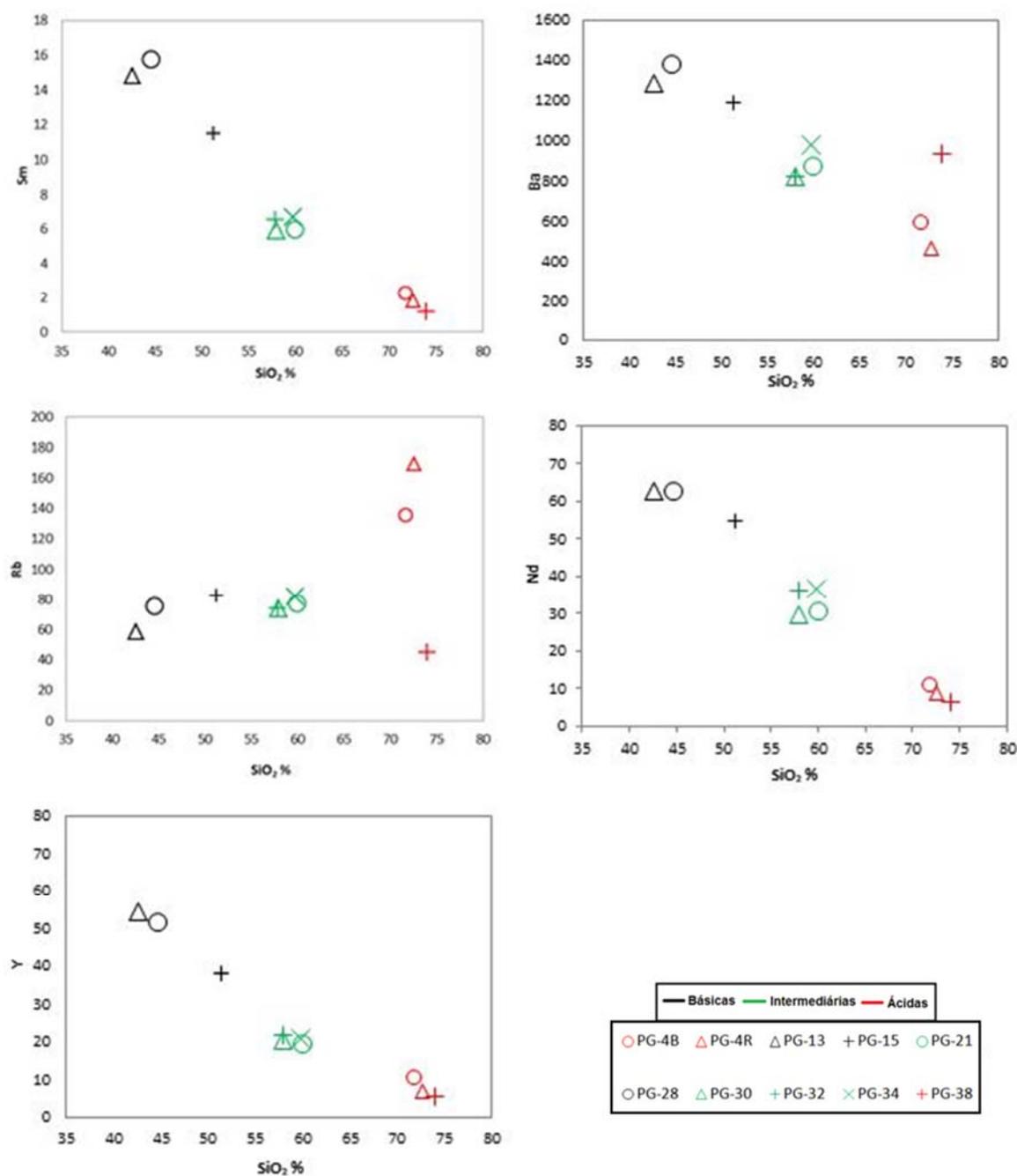


Figura 12: Diagramas de variação Harker (SiO₂ versus Sm, Ba, Rb, Nd e Y) dos litotipos estudados.

5. DISCUSSÕES

Os gabros estudados mostram correlação entre a diferença no teor de sílica e afinidade geoquímica. As rochas que apresentam menores percentuais de SiO₂ apresentam afinidades alcalinas

saturadas sódicas e ultrapotássicas. A amostra com percentual maior de SiO₂, apresenta afinidade shoshonítica. Todas as amostras dessa litologia apresentam características metaluminosas.

Os dioritos assim como os granitos, não possuem tanta diferença

no nível de SiO₂, tendo assim seus níveis de evolução muito próximos. Os dioritos apresentaram afinidade cálcio-alcálica de alto K, enquanto os granitos mostraram afinidades típicas de associações leucocráticas peraluminosas.

Os diagramas de variação de *Harker* mostram correlação positiva apenas para Na₂O em relação a SiO₂ e correlação negativa com Ca, Mg, Fe, Sm, Ba, Nd e Y. Os elementos maiores registram padrões condizentes com uma origem cogenética dos magmas, sendo estes diferenciados através do processo de cristalização fracionada, formando rochas básicas, intermediárias e ácidas. Entretanto, a correlação negativa para os elementos traços Sm, Ba, Nd e Y com relação a SiO₂ é incomum ao padrão típico de cristalização fracionada. O comum seria que esses elementos enriquecessem no magma ácido comparado com o seu correspondente básico (ROLLINSON, 1993).

De acordo com a Petrografia, os granitos revelaram evidências de deformação no estado sólido, através da recristalização de quartzo, plagioclásio e K-feldspato. Dominantemente, são encontradas estruturas de recristalização no quartzo, como formação de subcristais e novos cristais, através dos mecanismos de recristalização por migração de cristal e rotação de subcristal, evidenciando uma recristalização dinâmica em torno de 450–500 °C (SHELLEY, 1967; PASSCHIER & TROUW, 2005).

Levando em consideração a deformação dos granitos e a ausência dessa deformação nos gabros e dioritos, acredita-se que existe um campo tensional com partição da deformação, além de concentração de zonas menos competentes onde esses granitos se colocaram.

6. CONCLUSÕES

Análises de campo, juntamente com petrografia e geoquímica, revelaram a existência de no mínimo dois tipos de magmas distintos, que sofreram processos de mistura.

Os gabros constituem as rochas mais antigas do corpo, tendo possivelmente o magma gabróico alterado a geoterma local resultando na fusão da crosta e geração do magma de composição granítica. Durante o processo de ascensão, o magma granítico possivelmente se misturou com o magma básico gerando um terceiro magma híbrido, de origem intermediária, originando os dioritos da área.

Os magmas intermediários apresentam características intermediárias entre os magmas básicos e ácidos. Evidências podem ser encontradas nos padrões lineares dos diagramas de *Harker* para elementos maiores, menores e traço.

Assume-se neste trabalho, que os granitos apresentam uma maior deformação e recristalização, devido à reologia que está ligada com a sua composição. Essas características favorecem a partição da deformação e, por sua vez, a concentração da deformação nas zonas mais graníticas. As rochas gabróicas e dioríticas preservam raras evidências de deformação no estado sólido, sendo possível observar em alguns afloramentos, o fluxo magmático.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BRITO NEVES, B. B., VAN SCHMUS, W. R., SANTOS, E. J., CAMPOS NETO, M. C., KOZUCH, M., 1995. O evento Cariris Velho na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25 (4): 279-296.

- BRITTO E. S. 2012. Mapeamento dos corpos gabróicos da região sul da folha de Gracho Cardoso, 58p. Monografia, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe.
- BUENO, J. F., 2008. Geoquímica e cronologia de alojamento de granitos colisionais na Faixa Sergipana, nordeste do Brasil. Tese de doutorado. Universidade de Campinas.
- CARVALHO M.J., 2005. Evolução tectônica do Domínio Marancó-Poço Redondo: registro das orogêneses Cariris Velhos e Brasileira na Faixa Sergipana, NE Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 175p.
- COX, K. G; BELL, J. D; PANKHURST, R. J. 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. Allen and Unwin, London, 450p.
- DAVISON, I., SANTOS, R. A., 1989. Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasileiro Orogeny. Precambrian Research, v.45, p: 319-342.
- D'EL-REY SILVA, L.J.H., 1995. The evolution of basement gneiss domes of the Sergipano fold belt (NE Brazil) and its importance for the analysis of Proterozoic basins. Journal of South American Earth Sciences, v. 8, n. 3-4, p. 325-340.
- DE SANTANA MENEZES, L., SANTOS, M. R. R.; SENRA, A. S., Fotointerpretação obtida por aeronave remotamente pilotada (rpa) aplicada em mapeamento litoestrutural de escala 1: 800, afloramento do Domínio Macururé, Município de Capela-SE. Geosciences= Geociências, v. 38, n. 2, p. 483-493, 2019.
- GOMES F.X.P., 2019. Insights sobre magmatismo máfico em orógenos colisionais: estudo de caso em afloramento do Plúton Capela – Faixa de Dobramentos Sergipana. Monografia. Departamento de Geologia. Universidade Federal de Sergipe.
- JARDIM DE SÁ, E. F. A., 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília. 803p.
- LIMA, M. M. C., SILVA, T. R., FERREIRA, V. P., SILVA, F. M. R., 2014. Metasedimentary rocks of the northern portion of the Macururé Domain, Sergipano Belt, Northeastern Brazil: geochemical characterization of their protoliths and tectonic implications. Estudos Geológicos, 24(2), 89-107.
- OLIVEIRA, E. P., WINDLEY, B. F., ARAÚJO, M.N.C., 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. Precambrian Research, v. 181, n. 1-4, p. 64-84.
- OLIVEIRA, E. P., WINDLEY, B. F., MCNAUGHTON, N. J., BUENO, J. F., NASCIMENTO, R. S., CARVALHO, M. J., & ARAÚJO, M. N., 2017. The Sergipano Belt. In São Francisco Craton, Eastern Brazil (pp. 241-254). Springer, Cham.
- OLIVEIRA, E.P., 2008. Geological evolution of the Sergipano belt, southern boundary of the Borborema Province. In: Workshop on the Precambrian Geology of the Borborema Province, Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas, pp. 14–15.
- PASSCHIER, C. W., TROUW, R. A. J., 2005. Microtectonics. 2ª Edição. 371 p.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contributions Mineralogy and Petrology 58, 63-81p.
- PEREIRA, F. S., DA SILVA ROSA, M. D. L., & CONCEIÇÃO, H., 2019. Condições de colocação do magmatismo máfico do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano: Maciço Capela. Geologia USP. Série Científica, 19(3), 3-29.

- ROLLINSON, H. R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical. 384p.
- ROSA, L. R. J., 2016. Utilização de técnicas integradas de mapeamento geológico para detalhamento do corpo gabróico-granítico de Capela, Faixa de Dobramentos Sergipana, 79p. Monografia, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe.
- ROSA, L.R.J., MACHADO, A., LENZ, C., DOS SANTOS, L. O., MENEZES, L. S., 2018. Análise multiespacial para mapeamento geológico: estudo de caso no corpo gabróico-granítico, Faixa de Dobramentos Sergipana/Multiespacial analytics to geological mapping: case study at gabbroic-granitic body, Sergipano Fold Belt. *Caderno de Geografia*, 28(53), 337-361.
- ROSA, L.R.J., MACHADO, A., LENZ, C., DOS SANTOS, L. O., MENEZES, L. S., JESUS FILHO R., (2019). Uso de geotecnologias para redefinição do Corpo Gabróico-Granítico Capela, Orógeno Sergipano/Geotecnologies for the redefinition of Gabbroic-Granitic Body Capela, Sergipano Orogeny. *Caderno de Geografia*, 29(57), 609-627.
- SANTOS, R.A, MARTINS, A.A.M., NEVES, J.P., LEAL, R.A., 1998. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe. *CPRM/Codise*, 107.
- SECRETARIA DE RECURSOS HÍDRICOS, 2013. Levantamento hídrico do estado de Sergipe. CD-ROM.
- SHELLEY, D., 1967. Myrmekite and myrmekite-like intergrowths. Department of Geology, University of Canterbury, Christchurch, New Zealand. 13 p.
- SILVA, J. M. R., CAMPOS NETO, M. C., BRITO NEVES, B. B., 1995. Deformação e metamorfismo principais de uma parte da Faixa Sul-Alagoana (Complexo Macururé), Sistema de Dobramentos Sergipano, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 343-350.
- SPALLETTA, B. M., OLIVEIRA, E. P. (2017). Idades LA-SFICPMS em zircão dos quartzitos da Formação Santa Cruz, Orógeno Sergipano, Alagoas. XXVII Simpósio de Geologia do Nordeste. João Pessoa: SBG.