

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**O GRANITO CAPÃO DO LEÃO: MAGMATISMO TIPO-I ALTAMENTE
FRACIONADO NO SUDESTE DO CINTURÃO DOM FELICIANO, RS**

RAFAEL FERNANDES E SILVA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Edinei Koester

Porto Alegre – 2016

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**O GRANITO CAPÃO DO LEÃO: MAGMATISMO TIPO-I ALTAMENTE
FRACIONADO NO SUDESTE DO CINTURÃO DOM FELICIANO, RS**

RAFAEL FERNANDES E SILVA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Edinei Koester

BANCA EXAMINADORA

Prof^a. Dr^a. Carla Cristine Porcher

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof^a. Dr^a. Cristine Lenz

Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial da obtenção do Título de Mestre
em Geociências

Porto Alegre – 2016

Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Reitor: Carlos Alexandre Neto
Vice-Reitor: Ruy Vicente Oppermann
Instituto de Geociências
Diretor: André Sampaio Mexias
Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

CIP - Catalogação na Publicação

Silva, Rafael Ferandes e
O Granito Capão do Leão: magmatismo tipo-I
altamente fracionado no SE do Cinturão Dom
Peliciano, RS / Rafael Ferandes e Silva. -- 2016.
75 f.

Orientador: Edinei Koester.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto
Alegre, BR-RS, 2016.

1. Geoquímica. 2. Granito. 3. Granada. I. Koester,
Edinei, orient. II. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os
dados fornecidos pelo(a) autor(a).

**Dedico este trabalho ao meu orientador,
Professor Edinei Koester,
quem me apresentou o mundo da geologia
e o qual sempre me passou grande inspiração.
Dedico também a toda minha família, meus principais mentores
e grandes agentes em minha jornada.**

AGRADECIMENTOS

À vida, obrigado! Agradeço a todos que se envolveram, participaram, contribuíram na minha jornada, em toda minha existência!

Agradeço à minha família: mãe, irmãs, avós, pai, padrinhos e madrinhas, tios e tias, primos e primas, esses que me conhecem desde sempre, com os quais mais me identifico e são essenciais para mim. Muito obrigado, amo vocês!

Em especial, quero agradecer meus tios, Jane e França, e primos, Roberta, Lucas, Junior e Pablo, grandes parceiros e fundamentais na minha vida. Obrigado por toda a troca, a convivência sempre harmoniosa e a acolhida nesse momento de transição e muitas mudanças para mim, levam e levarão para sempre meu carinho, respeito e consideração!

Ao meu orientador, Professor Edinei Koester, quem me apresentou o mundo da geologia, na primeira aula do curso de graduação em Engenharia Geológica da UFPEL. Foi naquele momento que decidi trilhar esse rumo, fascinante que é, da Ciência da Terra. Obrigado professor! És um grande motivador e inspiração para o meu trabalho, sempre com muita amizade, humildade e disposição. Obrigado pelas discussões, leituras, releituras, paciência, mais discussões, oportunidades e convivência. Grande parceria e um grande Ser humano!

À minha irmã, Luiza, pela disponibilidade, ajuda e dedicação prestada na tradução do artigo submetido, mesmo que de última hora. Sem essa força não seria possível. Muito obrigado Lulu!

Agradeço a todos os professores que já tive a oportunidade de ser aluno. Vocês são, junto da família, as grandes figuras para a revolução de uma vida. Todos os ensinamentos que por vocês me foram proporcionados, estão também refletidos nessa dissertação e em minha trajetória, seja quando ou onde eu estiver. Muito obrigado!

Assim como todos os que fazem o nosso dia-a-dia funcionar: agricultores, motoristas, cozinheiros, faxineiros... Padeiros, porteiros, pedreiros... Secretários, técnicos em geral e a todos os outros trabalhadores do Brasil. Obrigado por, mesmo de forma anônima, desempenharem papéis vitais em nossa sociedade, com empenho e alegria, mesmo não lhes sendo dados, na maior parte das vezes, o devido valor e reconhecimento!

Agradeço aos meus amigos, colegas e camaradas da vida que estão também entre as pessoas com as quais mais aprendi e entre aquelas que mais ajudaram em meu

desenvolvimento. Muito obrigado por todas as trocas, em especial ao Lucas, Paula, Jerônimo, Renan, Alan, Bruna, Simone e Roberta, com os quais tive convivências mais intensas e constantes nesse período de mestrado. Agradeço também a todos os colegas do grupo de pesquisa CICAG, da APG/UFRGS e da comissão organizadora da 1ª SAPIGEO, vocês são demais!

Agradeço à UFRGS, ao IGEO e ao PPGGEO, pelo suporte técnico e de infraestrutura para a realização desse trabalho. É um grande privilégio a oportunidade de aprender dentro dessas instituições que estão entre as mais conceituadas em nível científico e tecnológico do país.

RESUMO

No SE do domínio oriental do Cinturão Dom Feliciano (CDF) o Granito Capão do Leão (GCL) ocorre como dois corpos, norte e sul, encaixados em rochas Pré-Cambrianas do Complexo Pinheiro Machado (CPM) e nos granitos Chasqueiro (GCH) e Arroio Grande (GAG). Os corpos do GCL, tanto o norte quanto o sul, possuem formas elípticas e ocupam áreas de, respectivamente, 200 km² e 100 km², apresentando orientação ENE-WSW, sendo predominantemente uma rocha maciça, a qual preserva suas características magmáticas. Zonas centimétricas a métricas de deformação dúctil, principalmente no corpo sul, são observadas gerando rochas miloníticas subverticais, apresentando plano de foliação com mergulho maior que 70° e direção NE-SW que podem refletir reativações da Zona de Cisalhamento Arroio Grande (ZCAG). Petrograficamente é um granito equigranular, médio a grosso, com textura hipidiomórfica predominante, de composição sienita a monzogranítica, apresentando, por vezes, cavidades miarolíticas centimétricas, as quais sugerem um posicionamento final em condições rasas (epizonal) e indicam a presença de fluidos até os estágios finais da cristalização, além de raros enclaves máficos, de composição micácea, os quais podem representar um material de origem mantélica fonte do granito, uma rocha encaixante fundida e assimilada pelo magma ou a ocorrência de uma mistura de magmas. Apresenta injeções centimétricas de veios ou bolsões tardios de aplitos. A assembleia mineral do GCL é constituída de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio do tipo albita. Como variedades ocorrem biotitas, dos tipos siderofilita e anita, granadas, com predomínio de membros finais em almandina e espessartina, e, subordinadamente, anfibólio cálcico do tipo ferro-pargasita. Seus minerais acessórios são apatita, titanita, zircão e opacos. O GCL é uma rocha de composição ácida, tem afinidade geoquímica subalcalina, metaluminosa a fracamente peraluminosa, com tendência cálcio-alcalina alto-K, apresentando elevados teores de SiO₂, entre 71,60 e 75,95 %, teores de Al₂O₃ entre 11,00 e 15,00 %, teores em álcalis elevados, com valores de Na₂O oscilando entre 1,76 à 4,61 % e 3,8 até 7,36 % para o K₂O, baixos teores em CaO, MgO e MnO, menores que 1% e teores extremamente baixos de P₂O₅, menores que 0,03 %. A ocorrência de granada sugere um caráter altamente diferenciado, decorrente de longa cristalização fracionada. Os diagramas multielementares mostram enriquecimento em Rb, Pb, Th, U e K, e depleção nos elementos Ba, Nb, Sr, P, Eu e Ti, assim como enriquecimento de ETR leves em relação aos ETR pesados e acentuada anomalia negativa em Ba, Sr, Ti e Eu. O GCL apresenta

características de magmatismo tipo-I, com alto fracionamento, de ambiente pós-colisional, apresentando padrões geoquímicos semelhantes ao GCH, os quais permitem correlacioná-los como líquidos segregados de uma mesma fonte, diferenciados por mecanismos petrológicos, tais como assimilação de material encaixante e cristalização fracionada. O líquido magmático dos granitos Capão do Leão, Chasqueiro e Arroio Grande, podem ter sua gênese relacionada a eventos de movimentação da Zona de Cisalhamento Arroio Grande, a qual pode ter causado a fusão da base da crosta, por adição de material mantélico, sendo, portanto, a responsável tanto pelo processo de extração, colocação e da referida segregação dos líquidos do GCL e do GCH, como pela geração e emplaceamento do líquido do GAG.

Palavras-chave: Granito portador de granada, tipo-I altamente fracionado; Zona de Cisalhamento Arroio Grande, Cinturão Dom Feliciano.

ABSTRACT

In the SE of the eastern domain of Dom Feliciano Belt (CDF) the Capão do Leão Granite (GCL) forms two bodies, northern and southern, embedded in Precambrian rocks of the Pinheiro Machado Complex (CPM), Chasqueiro Granite (GCH) and Arroio Grande Granite (GAG). The GCL bodies are elliptically shaped predominantly massive rocks, which preserve their magmatic features, and cover areas of respectively 200 km² and 100 km², with ENE-WSW orientation. Centimetric to metric ductile deformation zones, mainly in the south body, are observed causing sub-vertical mylonitic rocks, with foliation plan whose dip is greater than 70° and orientation is NE-SW, which may reflect reactivation of Arroio Grande Shear Zone (ZCAG). Petrographically it is an equigranular medium to large granite, predominantly hypidiomorphic consisting of sieno to monzogranitic, sometimes presenting miarolitic centimetric cavities, which suggest a final positioning in shallow conditions (epizonal) and indicate the presence of fluids to the final stages of crystallization, in addition to rare mafic micaceous enclaves, which may represent a mantle-originated and source of granite material, a molten host rock assimilated by magma or the occurrence of a mixture of magmas. The GCL presents centimetric injections of veins or late albite pockets. The mineral assembly of GCL consists of quartz, alkali feldspar and albite-rich plagioclase. Varieties also occur such as siderophyllite and annite types of biotites, garnets with a prevalence of end-members in almandine and spessartine and subordinate calcic type Fe-pargasite amphibole. Its accessory minerals are apatite, titanite, zircon and opaques. GCL is a rock with acid composition, has metaluminous to weakly peraluminous subalkaline geochemical affinity, with calc-alkaline high-K trend, with high SiO₂ level, between 71.60 and 75.95 %, Al₂O₃ level between 11.00 and 15.00 %, high contents of alkalis, with Na₂O values ranging from 1.76 to 4.61 % and 3.8 to 7.36 % and of K₂O, low contents of CaO, MgO and MnO, below 1 % and extremely low levels of P₂O₅, lower than 0.03 %. The occurrence of garnet suggests a highly distinctive character as a result of long fractional crystallization. The multi-element diagrams show enrichment in Rb, Pb, Th, U and K, and depletion in Ba, Nb, Sr, P, Eu and Ti, as well as enrichment of light REE in comparison to heavy REE and a pronounced anomaly in Ba, Sr, Ti and Eu. GCL has I-type highly fractionated magmatism characteristics, from a post-collisional environment, presenting geochemical patterns similar to those of GCH, which allows a correlation between them as segregated liquids from the same source, differentiated by petrological mechanisms such as host rock material assimilation,

and fractional crystallization. The magmatic liquid of Capão do Leão, Chasqueiro and Arroio Grande granites, may have its genesis related to the movement of Arroio Grande Shear Zone, which may have caused the lower crust to melt, by adding mantle material and, therefore, being responsible for both the extraction and placing processes and for the referred GCL and GCH's liquids segregation, as for the petrogenesis and emplacement of GAG's liquid.

Keywords: I-type highly fractionated; Dom Feliciano Belt; Arroio Grande Shear Zone; Garnet-bearing granite.

SUMÁRIO

PARTE I

1. INTRODUÇÃO.....	4
1.1. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA E OBJETIVOS DA PESQUISA.....	6
1.2. ABORDAGEM TEMÁTICA	8
1.2.1. GEOLOGIA REGIONAL	10
1.2.2. GEOLOGIA LOCAL.....	12
2. MATERIAIS E MÉTODOS ANALÍTICOS	14
2.1. Fase de pré-campo.....	14
2.2. Fase de campo.....	14
2.3. Fase de pós-campo	15
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	19

PARTE II

ARTIGO SUBMETIDO A *BRAZILIAN JOURNAL OF GEOLOGY*:

CAPÃO DO LEÃO GRANITE: I-TYPE HIGHLY FRACTIONED MAGMATISM IN THE SOUTHEAST OF DOM FELICIANO BELT, RIO GRANDE DO SUL, BRAZIL

Sobre a Estrutura desta dissertação

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno do artigo “*Capão do Leão granite: I-type highly fractioned magmatism in the southeast of Dom Feliciano Belt, Rio Grande do Sul, Brazil*” submetido ao periódico “*Brazilian Journal of Geology*”. Sua organização compreende as seguintes partes principais:

PARTE I. Introdução ao tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia da pesquisa desenvolvida, bem como a caracterização do problema levantado, o estado da arte do tema de pesquisa e os materiais e métodos adotados.

PARTE II. Apresenta o artigo científico submetido à periódico com corpo editorial permanente e revisores independentes, escrito pelo autor durante a realização do mestrado, o qual expõe os dados obtidos, o tratamento à eles aplicado e as interpretações e discussões propostas conforme a filosofia de pesquisa.

PARTE I

1. INTRODUÇÃO

Rochas ígneas representam o resultado de fusões, ocorridas no manto e na crosta do planeta Terra, mecanismo pelo qual forma-se o magma. Esse representa um material de complexa evolução petrogenética, podendo apresentar distintas composições, geoquímicas e minerais, que estão ligadas às fontes – mantélicas e/ou crustais – e aos processos – segregação, transporte e alojamento – os quais tem participação na evolução do sistema magmático que dará origem a diferentes rochas ígneas. Portanto, as condições físico-químicas que controlam a fusão estão principalmente ligadas ao ambiente, em geral zonas de limites de placas, e as componentes, mantélicas e/ou crustais, que darão origem ao líquido magmático, junto aos esforços tectônicos atuantes sob esse ambiente. Soma-se a isso, também como fator importante no controle da fusão, a presença ou não de H₂O livre ou de OH na estrutura química de minerais.

O progresso do conhecimento científico, em estudos petrológicos de rochas ígneas, vem sendo especialmente dado pelo desenvolvimento e a modernização das técnicas analíticas empregadas, sobretudo no que diz respeito aos estudos em geoquímica, tais como química mineral e geologia isotópica. Esses avanços permitiram constatar-se a complexa e diversa forma com que os sistemas magmáticos evoluem. Em face de tais variações geológicas, especialmente de caráter geoquímico, pesquisadores da área entenderam a necessidade de interpretar as distintas ocorrências e associações litológicas a partir de critérios que contribuam para o entendimento da evolução petrogenética de determinado sistema magmático. Ou seja, os geocientistas passaram a definir modelos de classificação que considerem seus objetos de pesquisa dentro de um contexto geotectônico de acontecimentos, por vezes concomitantes, por vezes sequenciais, e não mais como materiais que evoluíram isolados, o que, no geral, diminui a capacidade interpretativa do modelo.

Nardi e Bitencourt (2007) salientam a importância dos estudos e investigações em granitoides e metagranitoides, destacando serem os principais constituintes da crosta terrestre (correspondendo a cerca de 80% do volume total da mesma) e, portanto, os representantes de grande parte do registro geológicos e processos evolutivos do planeta Terra. Logo, o estudo dessas rochas é de suma importância para que a comunidade geocientífica avance no entendimento da história evolutiva de antigos segmentos crustais. Atualmente, a discussão principal a respeito da

evolução petrológica de magmas graníticos aborda: o entendimento de suas fontes, se os granitoides são gerados a partir da fusão de materiais crustais ou mantélicos, ou ainda se ocorrem ambos os componentes; e os ambientes geotectônicos em que se dão os processos de determinado evento magmático. Os sistemas magmáticos apresentam ampla heterogeneidade, visto que diferentes quantidades de materiais podem ser segregados do manto ou da base da crosta terrestre, e, durante sua ascensão em direção às condições de crosta rasa, assimilarem distintas porções do material adjacente, seja por fusão parcial ou total da rocha encaixante.

Os granitos, em geral, representam líquidos evoluídos ($\text{SiO}_2 > 70\%$) os quais marcam os estágios finais de um evento magmático. Diversos autores, em diferentes estudos (e.g. Barbarin, 1999; Patiño Douce, 1999; Chappell e White, 2001; Dall'Agnol e Oliveira, 2007; Frost e Frost, 2008; Nardi e Bitencourt, 2009; Gill, 2010; Arndt, 2013; entre outros), vem trabalhando distintas classificações e interpretações dessas rochas, com o objetivo de melhor compreender tanto os processos de origem e segregação do líquido, quanto os mecanismos de ascensão e alojamento na crosta, desde o transporte, passando pela assimilação de litologias encaixantes, até a colocação final dos magmas, durante a evolução dos sistemas ígneos. Para tal, a partir da integração de evidências de campo, com dados geoquímicos, petrológicos e estruturais, buscam-se modelos petrogenéticos para as diversas associações de rochas ígneas, suas fontes e os processos de extração, segregação e diferenciação magmática, bem como a relação desses modelos com a formação e evolução da crosta terrestre.

No domínio oriental do Cinturão Dom Feliciano (CDF), granitoides Neoproterozoicos alojaram-se em distintos processos petrogenéticos e deformacionais, bem como, em diferentes níveis crustais, idades e ambientes geotectônicos. Poucos estudos petrológicos, em escala de detalhe, foram realizados nesse domínio, fator esse que limita a compreensão do contexto geológico evolutivo dessa área. Com isso, as interpretações, sobretudo geotectônicas, tem sido tema principal nesse domínio (e.g., Fernandes *et al.*, 1995a,b; Bitencourt e Nardi, 2000; Philipp *et al.*, 2007).

Embora a literatura ofereça dados de campo, petrográficos e para o Granito Capão do Leão, estudos de detalhe devem ser realizados no mesmo, para fins de melhor compreensão a cerca de sua evolução geológica, integrando-se os dados disponíveis com novos obtidos a partir do presente trabalho e assim propor modelo de evolução petrogenética adequado para essa rocha.

1.1. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA E OBJETIVOS DA PESQUISA

O Granito Capão do Leão está inserido no domínio oriental do CDF, região sudeste do mesmo. Junto ao Cráton Rio de La Plata, o CDF compõe as duas grandes unidades geotectônicas do Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG). O ESRG, por sua vez, representa a porção Meridional da Província Estrutural Mantiqueira, a qual configura, junto as Províncias Borborema, São Francisco e Tocantins, o Escudo Atlântico (Almeida *et al.*, 1977, 1981; Almeida e Hasui, 1984). O CDF representa uma faixa móvel, desenvolvida no Ciclo Orogênico Brasileiro-Panafricano, durante o Neoproterozoico, e é resultado do amalgamento do paleocontinente Gondwana Ocidental (Brito Neves *et al.*, 1999, 2014; Heilbron *et al.*, 2004; Fernandes *et al.*, 1995a; Hartmann *et al.*, 2007). corresponde a um complexo de rochas graníticas, no qual numerosos plútons se alojaram em distintos processos evolutivos (Fernandes *et al.*, 1995a,b; Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007). O CDF apresenta cerca de 1.200 km de extensão, sendo considerados os extremos sul e norte, em Punta del Este, Uruguai, e nordeste do Estado de Santa Catarina, respectivamente. No Rio Grande do Sul, o cinturão está estruturado em três domínios geotectônicos principais, delimitados por discontinuidades geofísicas de escala continental, os quais são: ocidental, central e oriental (Fernandes *et al.*, 1995a; Costa, 1997). A porção oriental, contexto geológico em que está situada a área de estudo, representa um complexo arranjo de rochas ígneas e, subordinadamente, metamórficas e sedimentares, as quais predominam os termos granitoides (Fig. 1).

A designação Granito Capão do Leão remete para Ramgrab e Wildner (1999), a um corpo granítico de cor rósea, granulação média, constituído de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita e hornblenda, apresentando como minerais acessórios: apatita, esfeno, epidoto e granada. Em Philipp *et al.* (2002) descreve-se essa litologia como um leucogranito rosa-avermelhado, com textura equigranular hipidiomórfica grossa a média, constituído principalmente por feldspato potássico róseo e quartzo amebóide, plagioclásio e biotita, além de titanita, apatita, alanita, zircão, granada e opacos como acessórios. Ainda segundo Philipp *et al.* (2002), o granito apresenta, por vezes, foliação magmática dada pelo alinhamento de cristais de feldspato potássico, além de ser composicionalmente e estruturalmente homogêneo, contendo raros enclaves microgranulares máficos, arredondados, os

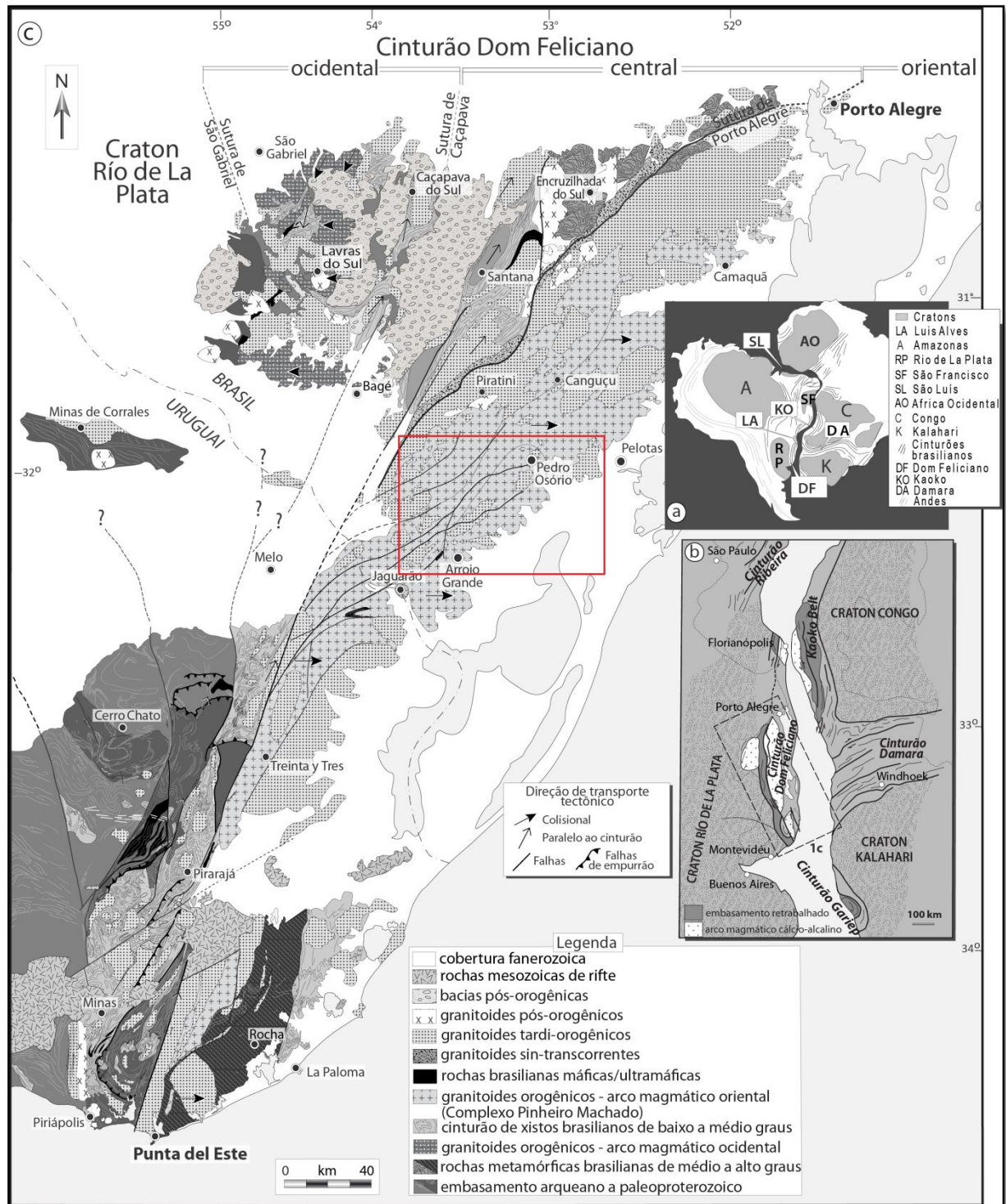


Figura 1. Mapa geotectônico do Escudo Uruguaio-sul-rio-grandense. **a)** Configuração do supercontinente Gondwana com as principais áreas cratônicas e cinturões relacionados ao Cinturão Dom Feliciano. **b)** Mapa geológico do Cinturão Dom Feliciano e Cratão Rio de La Plata no sul do Brasil e Uruguai. **c)** Mapa geotectônico do Pré-Cambriano do Uruguai e Rio Grande do Sul. O retângulo vermelho destaca a região de estudo, representada na Figura 2 desse trabalho. (Fonte: modificado de Masquelin *et al.*, 2012; Ramos e Koester, 2015).

quais variam entre 2 e 15 cm de tamanho. Além disso, existem ainda dados geocronológicos dos mesmos autores, onde, ao analisar 8 cristais de zircão do Granito Capão do Leão, obteve a idade Pb-Pb de 583 ± 3 Ma, a qual é interpretada como idade de cristalização do granito.

O Granito Capão do Leão, objeto de investigação do presente estudo, aflora na forma de dois corpos, aqui denominados corpo norte, no município de Capão do Leão, e corpo sul, no município de Pedro Osório, ambos na região sul do Estado do Rio Grande do Sul (Fig. 2). Sua assembleia mineral é essencialmente constituída de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio. Como varietal ocorrem a granada, biotita e, subordinadamente, o anfibólio. Apresenta como minerais acessórios a apatita, titanita, zircão e opacos. O Granito Capão do Leão é uma rocha de composição ácida, tem afinidade geoquímica subalcalina, metaluminosa a fracamente peraluminosa, apresentando elevados teores de SiO_2 , entre 71,60 e 75,95 % (em peso), teores de Al_2O_3 entre 11,00 e 15,00 %, teores em álcalis elevados, com valores de Na_2O oscilando entre 1,76 à 4,61 % e 3,8 até 7,36 % para o K_2O e baixos teores em CaO , MgO e MnO , menores que 1 %.

Apesar do reconhecimento e descrições em campo, das análises petrográficas, químicas de rocha total e isotópicas existentes, estudos de detalhe do Granito Capão do Leão devem ser realizados, para melhor definição de seus limites e suas relações com as rochas encaixantes, e, a partir disso, progredir no conhecimento a cerca da evolução petrogenética dessa rocha. Portanto, a presente dissertação tem por objetivo específico abordar os mecanismos e processos geológicos, os quais atuaram ao longo da evolução petrológica do Granito Capão do Leão, integrando dados petrográficos, em macro e micro escala, geoquímicos, química mineral, cartográficos e estruturais, com os da bibliografia, buscando-se assim contribuir para o avanço entendimento geológico, não só do corpo granítico em estudo, como também do contexto regional em que o mesmo está inserido.

1.2. ABORDAGEM TEMÁTICA

A origem e a evolução da crosta continental são alvos e o enfoque de diversos estudos dentro das Geociências, sobretudo em trabalhos voltados para petrologia ígnea. Nessa perspectiva, os granitoides são de grande interesse para os geocientistas e estão entre os principais objetos de suas pesquisas, visto que são os mais importantes constituintes da história de evolução crustal no tempo geológico. Diversas são as classificações propostas para sistematização do conhecimento até então produzido e que buscam a mais adequada forma de explicar a história evolutiva dessas rochas (Barbarin, 1999; Patiño Douce, 1999; Chappell e White, 2001; Dall'Agnol e Oliveira, 2007; Frost e Frost, 2008; Nardi e Bitencourt, 2009; entre outros).

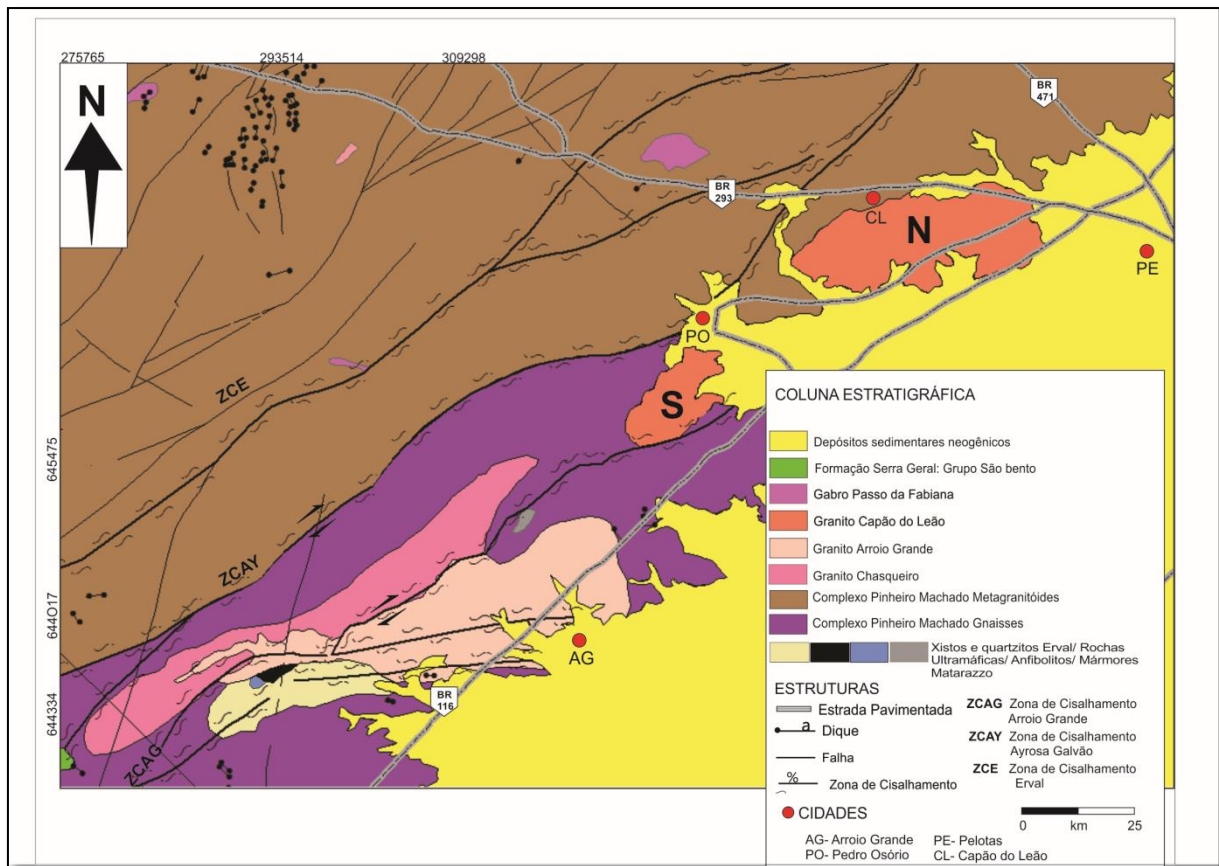


Figura 2. Mapa geológico da área de estudo (modificado de CPRM, 2007). Granitos Chasqueiro e Arroio Grande, afetados pela Zona de Cisalhamento Arroio Grande. Granitos Chasqueiro e Capão do Leão com orientação SW-NE, segundo a direção da zona cisalhante. Granito Capão do Leão (corpo norte = N; corpo sul = S).

Os termos tipo-I e tipo-S, amplamente utilizados para classificação de rochas graníticas, foram introduzidos por Chappel e White (1974), onde, inicialmente, tal classificação assumia a fusão crustal como principal mecanismo de geração de granitos, buscando-se então, definir a natureza do protólito fundido, o qual seria a fonte do líquido granítico, sendo o tipo-I para fontes metaígneas e o tipo-S para fontes metassedimentares. Nesse mesmo sentido, Loiselle e Wones (1979) cunharam o termo tipo-A que se propunha a classificar rochas graníticas com composições químicas distintas às do tipo-I e S, as quais seriam de afinidades alcalinas, composições anidras e relacionadas ao ambiente anorogênico. Dessa maneira, gerou-se a denominada “classificação alfabética” (Frost *et al.*, 2001), a qual, atualmente, refere-se mais propriamente a composição química e qual sua contribuição no entendimento da evolução petrogenética da rocha, ou das associações litológicas, do que a relação com os mecanismo petrológicos específicos de gênese das rochas ígneas, tais como a fusão crustal (Chappel e White, 2001; King *et al.*, 2001; Chappel *et al.*, 2012; Arndt, 2013; entre outros).

A designação “granitos fracionados”, também chamados haplogranitos, refere-se aos granitos decorrentes de longa cristalização fracionada, apresentando quartzo e feldspatos (alcalino e plagioclásio) em quantidades semelhantes (Tuttle e Bowen, 1958; King *et al.*, 1997; Chappel, 1999). Essas rochas apresentam a composição final (ou restítica), em que sistemas magmáticos graníticos tendem a convergir. Conforme Pérez-Soba e Villaseca (2010), granitos altamente fracionados, de diferentes origens, podem sobrepor-se em suas assembleias minerais, geoquímica e classificações petrogenéticas, podendo ser classificados como granitos tipo-I ou -S altamente fracionados ou granitos tipo-A (Whalen *et al.*, 1987; Chappel e White, 1992; King *et al.*, 1997, 2001; Li *et al.*, 2007).

1.2.1. GEOLOGIA REGIONAL

A área objeto de estudo do presente trabalho, está inserida no contexto geológico do Escudo Sul-rio-grandense, que por sua vez representa a porção Meridional da Província Mantiqueira, conforme Almeida e Hasui (1984). O Escudo Sul-rio-grandense abrange uma área de aproximadamente 65.000 km² e apresenta uma variação de associações petrotectônicas em um espaço de dimensões reduzidas (Chemale Jr., 2000). Ainda, segundo esse autor, o escudo representa um complexo arranjo tectono-estratigráfico, com associações de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares.

Dessa forma, estudos científicos realizados acerca dessa temática, buscam determinar como essas litologias se relacionam no campo da geotectônica, geocronologia, geofísica, estratigrafia e petrologia (Holz e de Ros, 2000; Ianuzzi e Frantz, 2007). A reconstrução da história da colisão, entre essas associações petrotectônicas, evoluiu desde a proposição inicial de Ribeiro e Fantinel (1978), os quais foram os primeiros autores a sugerir a teoria da Tectônica de Placas para associações petrotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense. Essas associações foram divididas, com base em suas características geológicas, estruturais e padrão de anomalias geofísicas (magnéticas e gravimétricas), em duas principais unidades geotectônicas (Fernandes *et al.*, 1995a,b; Costa, 1997): i) Cráton Rio de La Plata e Cinturão Dom Feliciano. Este último está estruturado em três domínios geofísicos principais: ii) domínio oeste ou ocidental, iii) domínio central e iv) domínio leste ou oriental (Fig. 1).

i) O Cráton Rio de La Plata é representado, principalmente, pelo Complexo Granulítico Santa Maria Chico, que é composto de rochas granulíticas, intrudidas por corpos graníticos, e por rochas vulcano-sedimentares.

ii) O domínio oeste compreende principalmente rochas cálcico-alcálicas médio a baixo-K inseridas no Complexo Cambaí e as rochas meta-vulcânicas máficas e ultramáficas dos Complexos Palma, Bossoroca e Cerro Mantiqueira.

iii) O domínio central é representado principalmente pelas rochas metavulcânicas e metassedimentares do Complexo Metamórfico Porongos, pelos ortognaisses do Complexo Encantadas e as rochas sedimentares Neoproterozóicas da Bacia do Camaquã.

iv) O domínio leste corresponde a um complexo arranjo de rochas graníticas, no qual numerosos plútons se alojaram em distintos processos evolutivos de deformação e em diferentes níveis da crosta, englobando xenólitos de rochas gnáissicas. Estas estruturas englobadas possuem variação em suas formas e dimensões.

O domínio leste é limitado a oeste pelas zonas de Cisalhamento Canguçu e Passo dos Marinheiros, a leste e a norte pela cobertura Fanerozóica da Planície Costeira e da Bacia do Paraná, respectivamente. Segundo Babinski *et al.* (1997), Batólito Pelotas é formado por rochas granítico-gnáissico-migmatíticas. Essas litologias apresentam intenso magmatismo Brasileiro em uma crosta mais antiga, predominantemente Paleoproterozoica, a qual corresponde ao embasamento do cinturão.

O Granito Capão do Leão está inserido na porção sudeste do domínio leste do Cinturão Dom Feliciano. Fragoso César *et al.* (1986) enquadraram as rochas desse domínio como um complexo plutônico, multi-intrusivo, resultante de longa evolução, e o denominaram de Batólito Pelotas. Conforme Philipp (1998), o Batólito Pelotas é predominantemente composto pelas rochas ígneas do Complexo Pinheiro Machado e das Suítes Intrusivas Erval, Viamão, Encruzilhada do Sul, Cordilheira, Dom Feliciano e Suíte Sienítica Piquiri, além das rochas metamórficas denominadas Septos do Embasamento (Quartzitos e Xistos do Herval, Xistos do Grupo Porongos, Gnaisses Vigia, Gnaisses Chanã, Gnaisses Piratini, Mármore e Anfibólitos vilas Matarazzo e Pedreiras). Segundo Ramgrab e Wildner (1999), o domínio leste corresponde a um complexo granítico, no qual numerosos plútons se alojaram em distintos processos evolutivos de deformação e em diferentes níveis da crosta,

englobando xenólitos de rochas gnáissicas. Essas estruturas englobadas possuem variação em suas formas e dimensões.

A Suíte Granítica Dom Feliciano é a suíte mais jovem do Cinturão Dom Feliciano. Os corpos dessa unidade, conforme Philipp e Machado (2001), intrudem todas as demais suítes do cinturão e essa ocupa cerca de 20 % da área total do mesmo. Em termos composicionais, os granitos da suíte são bastante homogêneos, com predomínio de sienogranitos. Estrutural e petrograficamente, também não existe grande variação. A Suíte Dom Feliciano apresenta granitos rosados a castanho claro e esbranquiçados, com minerais essenciais de microclínio, quartzo e biotita, e minerais acessórios de alanita, zircão, titanita, apatita, granada e opacos (Philipp e Machado, 2001). A essa suíte, também são associados enxames de diques e rochas tufáceas e piroclásticas, que por suas semelhanças composicionais e estruturais, sugerem magmas contemporâneos.

Devido a suas características petrológicas, estruturais e geoquímicas, o corpo granítico em estudo está inserido na Suíte Granítica Dom Feliciano, na qual é destacado, conforme Ramgrab e Wildner (1999), por ser a única de suas litologias que apresenta granada como mineral varietal.

1.2.2. GEOLOGIA LOCAL

O GCL está mapeado como dois corpos distintos, norte e sul (Fig. 2), em contato com rochas do Complexo Pinheiro Machado (CPM), composto predominantemente por granodioritos, monzogranitos e dioritos, apresentando enclaves metamórficos subordinados. O CPM apresenta afinidade química cálcio-alcálica e idades U-Pb entre 610 ± 5 e 612 ± 2 Ma, sendo interpretado como granitoides gerados em zona de subducção de margem continental ativa (Fernandes *et al.*, 1995a; Babinski *et al.*, 1997; Philipp *et al.*, 2002; Ramos e Koester, 2015). Ocorrem ainda, na área de estudo, os granitos Chasqueiro e Arroio Grande.

O Granito Chasqueiro (GCH) tem textura porfirítica grossa, com feldspatos alcalinos euédricos, de até 5 cm de tamanho e matriz equigranular média, apresentando zonas deformadas com foliação magmática orientada segundo direção ENE – WSW e mergulho subvertical, localizadas nas bordas do corpo, além de conter enclaves máficos e bandamento irregular descontínuo, definido por *schlieren* de biotita. O GCH apresenta afinidade geoquímica subalcalina, metaluminosa a fracamente peraluminosa, elevados conteúdos de sílica, entre 68 e 75% peso, e idade de 575 ± 8 Ma (Philipp *et al.*, 2002; Vieira *et al.*, 2016).

O Granito Arroio Grande (GAG), é um leucogranito com duas micas (muscovita e biotita), granada e turmalina, com textura heterogranular média, alotriomórfica, além de zonas deformadas e milonizadas em diferentes graus, com foliação magmática e metamórfica orientada segundo direção ENE – WSW e mergulho subvertical, além de também englobar enclaves máficos e metamórficos (CPRM, 2007; Klein, 2012; Philipp e Machado, 2005). Tem afinidade geoquímica peraluminosa, alta sílica (71 – 75 %) e é interpretado como magmatismo de fusão crustal, apresentando idade de 558 ± 57 Ma (Tickyj *et al.*, 2004). Ambos granitoides estão associados à Zona de Cisalhamento Arroio Grande (ZCAG) e podem ter seus emplaçamentos ligados a mesma, ou seja, granitos sintectônicos a ZCAG.

O Granito Capão do Leão é um corpo de composição predominantemente sienogranítica, o qual aflora no município de Capão do Leão (corpo norte) e a sul do município de Pedro Osório (corpo sul). O maciço apresenta forma elíptica, com orientação de seu eixo maior em W-E, cobrindo uma área com cerca de 200 km² e com quase 20 km de diâmetro. Apesar de apresentar em sua composição dominância de sienogranitos, é possível constatar variações faciológicas gerando porções monzograníticas ao longo do corpo (Philipp *et al.*, 2002).

No que tange a petrografia, o granito é descrito como uma rocha de coloração rosa-avermelhada, com textura hipidiomórfica equigranular de média a grossa, constituída de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e hornblenda. Segundo Philipp *et al.* (2002) o granito apresenta, por vezes, foliação magmática dada pelo alinhamento de cristais de feldspato potássicos e enclaves máficos arredondados com dimensões de 2 a 15 cm. Como acessórios apresenta os mesmo minerais da Suíte Dom Feliciano, porém com o acréscimo de granada, do tipo almandina, sendo por este motivo de o Granito Capão do Leão ter sido destacado do restante da suíte.

Em termos geocronológicos, Philipp *et al.* (2002) apresentam dados obtidos a partir do método de evaporação de Pb de monocristais de zircão (Pb-Pb por evaporação), em amostra coletada de pedreira localizada a nordeste do município de Capão do Leão, coordenadas UTM: N-6482502 e E-0357820. Conforme os autores a idade obtida foi 583 ± 3 Ma e interpretada como idade de cristalização do granito.

2. MATERIAIS E MÉTODOS ANALÍTICOS

Os métodos adotados na realização da presente pesquisa obedeceram a uma série de quatro etapas, as quais são: i) revisão bibliográfica e constituição da base de dados; ii) trabalhos de campo; iii) preparação de amostras para análises petrográficas e geoquímicas; iv) compilação de dados e confecção da dissertação de mestrado e artigo científico. As etapas foram enquadradas em fase de pré-campo (i); fase de campo (ii); fase de pós-campo (iii, iv).

2.1. Fase de pré-campo

i) Revisão bibliográfica e constituição da base de dados:

Nessa etapa estabeleceu-se a base de dados que foi utilizada durante todo o desenvolvimento dessa pesquisa, sendo constantemente atualizada. Esse levantamento contribuiu também para o conhecimento prévio, anterior aos trabalhos de campo, da área de estudo, bem como auxiliou na caracterização e determinação das principais unidades geológicas da região. Nessa etapa foram levantados materiais referentes à área em estudo e seu contexto geológico, tais como artigos científicos, livros, imagens de satélite, mapas topográficos e geológicos, a partir de pesquisas junto a instituições e periódicos especializados no assunto de interesse, buscando-se agregar o máximo de informação relevante para a elaboração do trabalho.

2.2. Fase de campo

ii) Trabalhos de campo:

A segunda etapa está relacionada aos trabalhos de campo e o reconhecimento geológico do Granito Capão do Leão. Nessa etapa foram realizados três dias de campo, no período de 30/06/2014 a 02/07/2014, percorrendo-se as áreas em que o granito aflora, com o intuito de mapear e reconhecer os limites dos corpos, realizando-se descrições dos afloramentos, feições e estruturas, coleta de amostras e de medidas estruturais, e constituição de acervo fotográfico. O deslocamento em campo e os perfis foram efetuados tanto com o auxílio de veículos, quanto por caminhadas. A descrição dos pontos visitados foi registrada em caderneta de campo, onde cada ponto teve sua localização registrada por meio de coordenadas, em UTM, por meio de aparelho GPS *Garmin*. A coleta de amostras, as quais foram

devidamente identificadas e armazenadas, foi realizada utilizando martelo e marreta, sendo observada a condição de intemperismo da rocha, optando-se sempre por amostrar o granito mais “fresco” possível. Para medir as estruturas, utilizou-se bússola do tipo *Brunton*, empregando-se a “regra da mão direita” para medidas planares. O acervo fotográfico foi registrado com câmera fotográfica digital. O mapa de pontos de amostragem é apresentado na figura 3.

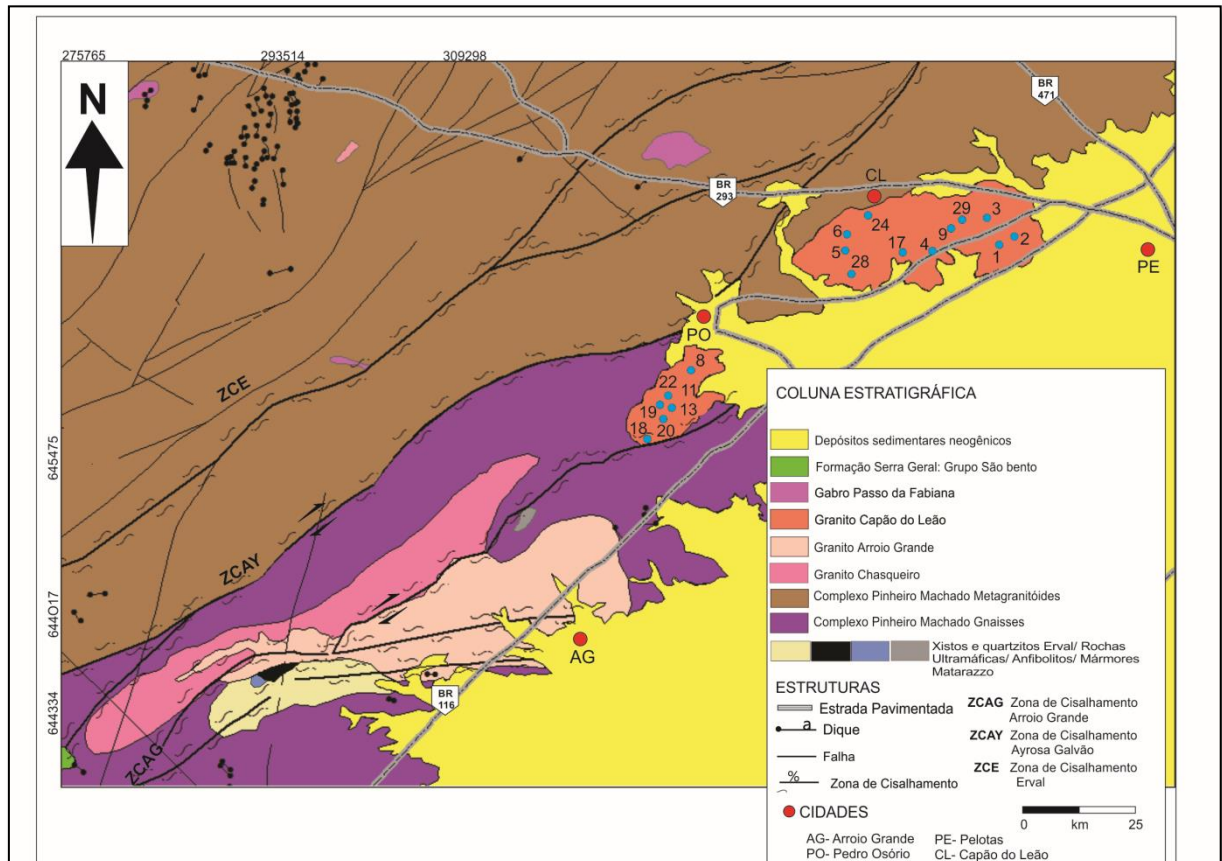


Figura 3. Mapa de amostragem do Granito Capão do Leão, indicado pelos círculos azuis, e os números equivalem às amostras do granito (GCL).

2.3. Fase de pós-campo

iii) Preparação de amostras para análises petrográficas e geoquímicas:

A terceira etapa está ligada ao processo de preparação, para petrografia e geoquímica, e análise das amostras, obtidas na etapa anterior. Para os estudos petrográficos, foram realizadas descrições, em termos macroscópicos e microscópicos, das amostras coletadas em campo, objetivando-se identificar a mineralogia, as texturas e as estruturas presentes no Granito Capão do Leão, bem como, classifica-lo quanto sua composição química em diagrama QAP, conforme proposição de Streckeisen (1974). Para os estudos geoquímicos, foram analisados os elementos maiores e elementos traços, também das amostras coletadas em

campo, objetivando-se adquirir dados relevantes a cerca da história do granito, bem como compreender o tipo de processo de fusão e o grau de fusão parcial de extração da rocha fonte, até a cristalização do Granito Capão do Leão.

Os estudos petrográficos foram realizados tanto em nível macroscópico, quanto microscópico. Nas descrições macroscópicas, utilizou-se lupa de mão monocular, com aumento de 20 x, onde as amostras foram analisadas em campo e em laboratório. Em termos microscópicos, foram descritas 11 lâminas petrográficas, das quais 07 representam o corpo norte e 04 representam o corpo sul, utilizando-se microscópio ótico petrográfico Trinocular, com iluminação refletida e transmitida, da marca *Opton Anatomic*, modelo TNP-09-NT, equipado com lentes binoculares reticuladas com aumento de 10x e opções de objetivas de 4 x, 10 x, 25 x e 40 x do Laboratório de Geologia Isotópica (LGI), da UFRGS. As lâminas delgadas foram confeccionadas no IGEO/UFRGS. Para a confecção das lâminas petrográficas, adotam-se os seguintes procedimentos:

- a) Corte, em cubos, das amostras coletadas em campo, no plano xy.
- b) Delimitação de retângulo o qual será feito a lâmina.
- c) Corte em fatias retangulares, ou tabletes, de dimensões aproximadas de 1 x 1 x 4 cm.
- d) Polimento de uma das faces do tablete.
- e) Colagem de placa de vidro na face polida, com espessura de 0,8 a 1,9 mm.
- f) Secagem da cola, em estufa, por 24 horas.
- g) Desgaste do tablete com lixas de diferentes granulações (120, 220, 600, 1200, 2500 e 4000 grana).
- h) Abrasão utilizando carbetos de silício e óxido de alumínio e polimento por 5 minutos, através de politriz com 100 rpm.

Finalizados esses procedimentos, obtém-se amostra de rocha, com espessura de 30 μm , colada em uma placa de vidro, denominada lâmina delgada, que pode ser analisada em microscópio ótico e/ou eletrônico.

As análises de química mineral foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da UFRGS, por meio de uma microsonda eletrônica CAMECA-SX-50, no qual foram analisados feldspatos, granada, biotita e anfibólio. As condições operacionais foram: voltagem de aceleração de 15 kV; corrente elétrica de 15 nA para os feldspatos, biotitas e anfibólios, e de 25 nA para as granadas; tamanho de feixe de elétrons de 5 μm para os feldspatos, biotitas e

anfíbólios, e de 1 μ m para as granadas. As fórmulas estruturais e abundância absoluta de cada elemento foram calculadas na base de 32 ânions de oxigênios para os feldspatos, 24 para granada, 22 para biotita e 23 ânions de oxigênio para o anfíbólio. Para obtenção das fórmulas estruturais utilizou-se o *software*© *GabbroSoft 2011*, disponível em <http://www.gabbrosoft.org>.

Os estudos em geoquímica estão divididos em quatro categorias: elementos maiores, elementos traços, isótopos radiogênicos e isótopos estáveis. Conforme Rollinson (1993), para cada um destes distintos grupos, obtêm-se diferentes respostas sobre a origem de determinada litologia. O presente trabalho ateu-se aos elementos maiores, os quais representam os principais constituintes da composição química de uma rocha e suas concentrações são expressas em porcentagem por massa (wt %) dos óxidos, e aos elementos traços, os quais apresentam concentrações menores que 0,1 %, sendo estas expressas em partes por milhão (ppm) ou partes por bilhão (ppb). As análises químicas em rocha total foram realizadas no *Acme Analytical Laboratories Ltd.* (Vancouver, Canadá), por meio de ICP e ICP-MS, no total de 15 amostras, das quais 10 representam o corpo norte e 05 o corpo sul do Granito Capão do Leão. Os dados obtidos foram processados no *software GeoChemical Data ToolKit (GCDkit)*, de Janoušek *et al.* (2006), o qual pode ser adquirido gratuitamente em <http://www.gla.ac.uk/gcdkit/>. Antes do envio para o laboratório de análises químicas, as amostras foram preparadas conforme os seguintes procedimentos:

- a) Fragmentação das amostras em prensa hidráulica.
- b) Trituração em gral de porcelana.
- c) Pulverização em moinho de bolas de ágata.

Obteve-se então um pó de rocha, o qual possui fração inferior a 200 *mesh*, sendo esse enviado para o laboratório no Canadá, para a análise de elementos maiores e traços. No laboratório de análises, o pó de rocha enviado passa por processo de solubilização, para então ser inserido no espectrômetro de massa. Conforme Walsh e Howie (1980), o seguinte procedimento é adotado, para a análise de elementos maiores:

- a) Em um cadinho de platina, pesa-se 0,5 g do pé de rocha.
- b) Adiciona-se 1,5 g de LiBO₂ e funde-se a mistura durante 30 minutos utilizando um queimador Meker.

- c) Resfria-se o cadinho até a temperatura ambiente, e este é imerso em uma proveta de polietileno, a qual contém uma mistura de 165 ml de água destilada + 10 ml de HCO_3 .
- d) Adiciona-se a mistura 20 ml de solução de 1250 $\mu\text{g/ml}$ de $\text{La}(\text{NO}_3)_3$.
- e) Coloca-se dentro do cadinho, o qual está totalmente imerso na solução, uma esfera de agitação magnética revestida de politetrafluoretileno, sendo agitada imediatamente.
- f) Dilui-se a solução para 250 ml, após total dissolução da esfera de fusão, cerca de 1 a 2 horas.

Finalizados esses procedimentos, a solução está pronta para ser inserida no espectrômetro de massa. Os elementos maiores são analisados através da técnica analítica de espectrometria de emissão atômica por plasma indutivamente acoplado (ICP), a qual utiliza o aquecimento para a excitação dos átomos. Nessa, bombeia-se a solução, através de uma bomba peristáltica, até uma câmara pulverizadora, onde, através de fluxo de argônio gasoso puro, converte a solução para um aerossol, sendo este pulverizado para o centro de um plasma de argônio. Utilizando-se uma bobina, o plasma indutivamente acoplado, que é uma corrente de átomos de argônio, é indutivamente aquecido. Com o aquecimento, os elétrons dos átomos de argônio são retirados, sendo produzido um plasma de íons de argônio com temperatura entre 6.000 e 10.000 K. Inflama-se o plasma por uma faísca de alta frequência. Resfria-se, a partir da parte externa da corrente de gás de argônio, a tocha de vidro onde o plasma foi gerado. Submete-se, a solução a ser analisada, a uma chama de alta temperatura, com o intuito de dissociar ligações químicas, excitando grande quantidade de linhas espectrais, ou seja, emissão de fótons. Através de um caminho de ar convencional, de 1,5 metros de comprimento, focaliza-se esta luz emitida em um espectrômetro, o qual detecta as linhas espectrais através de fotomultiplicadores. Então é feita analogia entre o sinal dos fotomultiplicadores e as linhas de calibração, convertendo suas intensidades em concentrações (Walsh e Howie, 1980; Rollinson, 1993).

Para análise dos elementos traços, os seguintes procedimentos de preparação do pó de rocha são adotados, conforme Jenner (1990):

- a) Dissolve-se o pó de rocha em ácidos, HF e HNO_3 .
- b) Evapora-se a mistura de HF + HNO_3 .
- c) Coloca-se a amostra dissolvida em uma solução de HNO_3 .
- d) Aguardar-se a evaporação e secagem.

- e) Adiciona-se entre 2 e 3 ml de 8 N HNO₃.
- f) Coloca-se a solução para frasco de 125 ml, onde esta é diluída com água a 90 g.

Após esses procedimentos, a solução está pronta para ser inserida no espectrômetro de massa. Os elementos traços são analisados através da técnica analítica de espectrometria de massa por plasma indutivamente acoplado (ICP-MS), onde se insere a amostra no espectrômetro utilizando um nebulizador, sendo então ionizada com plasma de argônio, o qual excita os átomos. Em uma câmara a vácuo, aceleram-se os íons extraídos, por um campo magnético, através da *pinhole* (orifício muito fino), separando-se os íons em padrão denominado espectro de massas. Os filtros, chamados quadrupolos, fazem seu papel para os íons que não interessam para análise, baseando-se na razão massa/carga. Focaliza-se o feixe de íons em um espectrômetro de massas, o qual calcula a massa e carga dos íons, realizando a identificação dos elementos presentes nas amostras.

O ICP-MS é um aparelho com uma técnica analítica que, em um tempo de 2 minutos, possibilita a medição completa de quase todos os elementos da tabela periódica, podendo-se utilizar baixos limites de detecção e obtendo-se alta precisão nos resultados. Para os elementos maiores (Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, Mn, Ti e P), o limite de detecção é de 0,01 % e 0,002 % para o Cr. Nos elementos traços este limite está entre 0,05 e 1 ppm.

iv) Compilação de dados, confecção da dissertação de mestrado e artigo científico:

Essa etapa envolveu a elaboração da presente dissertação e artigo científico, onde foram compilados os dados obtidos nas etapas anteriores, bem como tabulados, ordenados, classificados e interpretados, com base nas referências bibliográficas tomadas como filosofia de pesquisa, sendo, por fim, gerado o presente trabalho com modelo de evolução petrológica para o Granito Capão do Leão.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. 1984. O embasamento da Plataforma Sul Americana. *In: O Pré-cambriano do Brasil*, p. 1-5. Ed. Edgard Blucher, São Paulo, 378p.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8, Campina Grande, Anais, 363–391.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Review*, 17:1–29.

ARNDT, N.T. 2013. Formation and Evolution of the Continental Crust. *Geochemical Perspectives*, 2(3):405–533.

BABINSKI M.; CHEMALE JR. F.; VAN SCHMUS W.R.; HARTMANN L.A.; SILVA L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3-4):263-274.

BARBARIN, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46:605–626.

BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:184–187.

BOYNTON, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare Earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, 63–114.

BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; FUCK, R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana, an approach to the Brasiliano-Pan african Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22:155-166.

BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3):493–518.

CHAPPELL B.W. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*, 46:535–551.

CHAPPELL, B.W.; BRYANT, C.J.; WYBORN, D. 2012. Peraluminous I-type granites. *Lithos*, 153:142–153.

CHAPPELL B.W.; WHITE A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8:173–174.

CHAPPELL B.W.; WHITE A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83:1–26.

CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48:489–499.

CHEMALE JR., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO UFRGS, p. 13–52.

COSTA, A.F.U. 1997. Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense. Porto Alegre, 291p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin. London, 450 pg.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO BRASILEIRO. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Brasília: CPRM, 2007. Escala 1:750.000. CD-ROM.

DAHLQUIST, J.A.; GALINDO, C.; PANKHURST, R.J.; RAPELA, C.W.; ALASINO, P.H.; SAAVEDRA, J.; FANNING, C.M. 2007. Magmatic evolution of the Peñón Rosado granite: Petrogenesis of garnet-bearing granitoids. *Lithos*, 95:177-207.

DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93:215-233.

DEER W.A.; HOWIE R.A.; ZUSSMAN J. 1992. *An Introduction to the rock forming minerals*. 2.ed., Hong Kong, Longman Scientific & Technical, 696p.

FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; COSTA, A. F. U.; KOESTER, E.; PORCHER, C. C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G. E.; CAMOZZATO, E. 1995a. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):351–374.

FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; COSTA, A.F.U.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E. 1995b. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte

II – uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):375–384.

FRAGOSO CÉSAR, A.R.S.; FIGUEIREDO, M.C.H.; SOLIANI JR., E.; FACCINI, U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, 1986, Goiânia. *Anais...Goiânia, SBG*, V.3, p.1322–1343.

FROST, B.R.; BARNES, C.; COLLINS, W. J.; ARCULUS, R. J.; ELLIS, D. J.; FROST, C. D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11):2033-2048.

FROST, B.R.; FROST, C.D. 2008. A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, 49(11):1955-1969.

GILL, R. 2010. Granitic rocks. *In: (Ed). Igneous rocks and processes: a practical guide*. Oxford: Wiley-Blackwell.

HARTMANN, L. A.; CHEMALE Jr., F.; PHILIPP, R. P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Precambriano. *In: Ianuzzi, R.; Frantz, J.C. (Org.). 50 anos de Geologia*. Instituto de Geociências. Contribuições. 1ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO. IG-UFRGS, v. 1, p. 97-123.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J. 2004. A Província Mantiqueira. *In: Mantesso Neto, A., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito Neves, B.B. (Eds.). O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, p. 203-234.

JANOŮŠEK, V.; FARROW, C., M.; ERBAN, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6):1255-1259.

JENNER, G.A.; LONGERICH, H.P.; JACKSON, S.E.; FREYER, B.J. 1990. ICP-MS - a powerful tool for high-precision trace-element analysis in earth sciences: evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples. *Chemical Geology*, n. 83, p. 133-148.

KING, P.L.; CHAPPELL, B.W.; ALLEN, C.M.; WHITE, A.J.R.; 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48:501–514.

KING, P.L.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W.; ALLEN, C.M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 38:371–391.

KLEIN, F.G. 2012. Petrologia do Metagranito Três Figueiras, Arroio Grande, RS. Monografia (Graduação) – Instituto de Geociências, Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 84p.

LEAKE, B.E.; WOOLEY, A.R.; ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D.; GILBERT, M.C.; GRICE, J.D.; HAWTHORNE, F.C.; KATO, A.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LINTHOUT, K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J.A.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; SCHUMACHER, J.; SMITH, J.C.; STEPHENSON, N.C. N.; UNGARETTI, L.; WHITTAKER, E.J.W.; YOUZHI, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine*, 61:295-321.

LI, X.H.; LI, Z.X.; LI, W.X.; LIU, Y.; YUAN, C.; WEI, G.; QI, C.; 2007. U–Pb zircon, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I and A-type granites from central Guangdong, SE China: a major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? *Lithos*, 96(1):186–204.

LOISELLE, M.C.; WONES, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 11, 468.

MASQUELIN, H.; FERNANDES, L.A.D.; LENZ, C.; PORCHER, C.C.; MCNAUGHTON, N.J. 2012. The Cerro Olivo Complex: a pre-collisional Neoproterozoic magmatic arc in Eastern Uruguay. *International Geology Review*, 54: 1161-1183.

MOHAMED, M.A.; ABU EL-ELA, F.F. 2011. Geochemistry and fluid inclusions study of highly fractionated garnet-bearing granite of Gabal Abu Diab, central Eastern Desert of Egypt. *Arabian Journal of Geosciences*, 4:763–773.

NACHIT H. 1986. Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques. Tese de Doutorado, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 238 p.

NACHIT H.; RAZAFIMAHEFA N.; STUSSI J.M.; CARRON J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 301:813–818.

NARDI, L.V.S.; BITENCOURT, M.F. 2009. A-type granitoids in post-collisional settings from southernmost Brazil: their classification and relationship with magmatic series. *Canadian Mineralogist*, 47:1493-1504.

NARDI, L.V.S.; BITENCOURT, M.F. 2007. Magmatismo granítico e evolução crustal no sul do Brasil. In: Roberto Ianuzzi e José Carlos Frantz. (Org.). 50 Anos de Geologia - Instituto de Geociências - contribuições. 1ed.Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, v. 1, p. 125-141.

PATIÑO DOUCE, A. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: A. Castro, C. Fernandez, J.L. Vigneresse (eds) *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society, London, *Special Publications*, 168:55-75.

PEARCE, J.A; HARRIS, N.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956–983.

PECCERILLO, A.; TAYLOR, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58:63–81.

PÉREZ-SOBA, C.; VILLASECA, C. 2010. Petrogenesis of highly fractionated I-type peraluminous granites: La Pedriza pluton (Spanish Central System). *Geologica Acta*, 8:131-149.

PHILIPP, R.P. 1998. A Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. São Paulo, Tese de Doutorado, 255 p. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

PHILIPP, R.P.; MACHADO, R. 2001. Suítes Graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: Petrografia, tectônica e aspectos petrogenéticos. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3):257–266.

PHILIPP, R.P., MACHADO, R. 2005. The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 19:461–478.

PHILIPP, R.P.; MACHADO, R.; NARDI, L.V.S.; LAFON, J.M. 2002. O Magmatismo Granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no Sul do Brasil: Novos Dados e Revisão da Geocronologia Regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2):277–290.

PHILIPP, R.P.; MACHADO, R.; CHEMALE Jr., F. 2007. A Geração dos granitoides Neoproterozoicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: Ianuzzi, R.; Frantz, J.C. (Org.). 50 anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. 1ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO. IG-UFRGS, v. 1, p. 59-77.

RAMGRAB, G.E.; WILDNER, W. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folha SH.22-Y-C Pedro Osório. Escala 1:250.000, CPRM, Brasília.

RAMOS, R.C; KOESTER, E. 2015. Lithogeochemistry of the meta-igneous units from Arroio Grande Ophiolitic Complex, southernmost Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 45(1):65-78.

ROLLINSON, H.R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, *England: Longman*. 352p.

SHAND, S.J. 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. *New York: John Wiley e Sons*.

STRECKEISEN, A.L. 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous

Rocks. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie*. Stuttgart. 63:773–785.

SUN, S.S.; MCDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. *In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication*, 42:528–548.

THORPE, R.S.; BROWN G.C. 1999. *The field description of igneous rocks*. John Wiley e Sons, 154p.

TICKYJ, H.; HARTMANN, L. A.; VASCONCELLOS, M.A.Z.; PHILIPP, R. P.; REMUS, M. V. D. 2004. Electronmicroprobe dating of monazite substantiates ages of major geological events in the southern Brazilian Shield. *Journal of South American Earth Sciences*, 16:699–713.

TUTTLE, O. F.; BOWEN, L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$. *Geological Society of America Memoir* 74.

VIEIRA, D.T.; KOESTER, E.; BERTOTTI, A.L. 2016. Petrologia do Granito Chasqueiro, um estudo integrado de petrografia, análise estrutural, geoquímica e geologia isótopica (U-Pb, Lu-Hf) na região de Arroio Grande, SE do Escudo Sul-Rio-Grandense. *Brazilian Journal of Geology*. Submetido.

WALSH, J.N.; HOWIE, R.A. 1980. An evaluation of the performance of an inductively coupled plasma source spectrometer for the determination of the major and trace constituents of silicate rocks and minerals. *Mineralogical Magazine*, 43:967–974.

WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granities: geochemical characteristics, discrimination a petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95:407–419.

WOLF, M.B., LONDON, D., 1994. Apatite dissolution into peraluminous haplogranite melts: An experimental study of solubilities and mechanisms. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58:4127–4145.

PARTE II

Carta de submissão

06/02/2016

ScholarOne Manuscripts

 Brazilian Journal of Geology

Submission Confirmation

 Print

Thank you for your submission

Submitted to
Brazilian Journal of Geology

Manuscript ID
BJGEO-2016-0025

Title
CAPÃO DO LEÃO GRANITE: I-TYPE HIGHLY FRACTIONED MAGMATISM IN THE SOUTHEAST OF
DOM FELICIANO BELT, RIO GRANDE DO SUL, BRAZIL

Authors
Silva, Rafael
Koester, Edinei
Vieira, Daniel

Date Submitted
06-Feb-2016

CAPÃO DO LEÃO GRANITE: I-TYPE HIGHLY FRACTIONED MAGMATISM IN THE SOUTHEAST OF DOM FELICIANO BELT, RIO GRANDE DO SUL, BRAZIL

Rafael Fernandes e Silva^{1*}, Edinei Koester², Daniel Triboli Vieira¹

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Porto Alegre (RS), Brazil.

²Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Porto Alegre (RS), Brazil.

*Corresponding author – E-mail: rfernandesesilva@gmail.com (R. Silva)

ABSTRACT: In the SE of the eastern domain of Dom Feliciano Belt (CDF) the Capão do Leão Granite (GCL) is an equigranular medium to large granite, hypidiomorphic consisting of sieno to monzogranitic, presenting miarolitic centimetric cavities, and mafic enclaves. The mineral assembly of GCL consists of quartz, alkali feldspar and albite-rich plagioclase, biotites, garnets (almandine and spessartine) and Fe-pargasite amphibole. Its accessory minerals are apatite, titanite, zircon and opaques. GCL has metaluminous to weakly peraluminous subalkaline, calc-alkaline high-K affinity, high SiO₂ level (71.60 and 75.95 %), Al₂O₃ (11.00 and 15.00 %), high alkalis contents, with Na₂O values ranging from 1.76 to 4.61 % and 3.8 to 7.36 % and of K₂O, low contents of CaO, MgO and MnO, below 1 %. Spiderdiagrams show enrichment in Rb, Pb, Th and K, and depletion in Ba, Nb, Sr, Eu and Ti, enrichment of light REE in comparison to heavy REE and anomalies in Ba, Sr, Ti and Eu. GCL has I-type highly fractionated magmatism characteristics, from a post-collisional environment, presenting geochemical patterns similar to those of Chasqueiro granite, which allows a correlation between them as segregated liquids from the same source, differentiated by mechanisms such as host rock material assimilation and fractional crystallization.

Keywords Garnet-bearing granite; I-type highly fractionated; Arroio Grande Shear Zone; Dom Feliciano Belt.

1. Introduction

Granites, in general, represent evolved liquids ($\text{SiO}_2 > 70 \%$) that mark the final stages of a magmatism. Myriad authors, in many different studies (e.g. Barbarin, 1999; Patiño Douce, 1999; Chappell and White, 2001; Frost and Frost, 2008; Dall'Agnol and Oliveira, 2007; Nardi and Bitencourt, 2009; Gill, 2010; Arndt, 2013), have worked on distinct classifications and interpretations for these rocks, in order to better understand both source and segregation processes of liquids, as well as the mechanisms of crust rise and accumulation, from transportation, through the assimilation of enclosing lithologies to the final placement of magmas during the igneous systems evolution. To this end, considering field evidence, geochemical, petrological and structural data, petrogenetic models for the various associations of igneous rocks are pursued, their sources and the extraction processes, segregation and magmatic differentiation, as well as the relation between these models and the formation and evolution of the Earth's crust.

The term "fractionated granites", also called haplogranites, refers to granites that are due to long fractionated crystallization, containing quartz and feldspar (alkali and plagioclase) in similar amounts (Tuttle and Bowen, 1958; King *et al.*, 1997; Chappel, 1999). The final composition of such rocks (restite) is that into which magmatic systems tend to converge. In accordance with Pérez-Soba and Villaseca (2010), highly fractionated granites, with different origins, may overlap in their geochemistry, mineral assemblages and petrogenetic classifications and may be classified as I-type or S-type highly fractionated granites or A-type granites (Whalen *et al.*, 1987; White and Chappel, 1992; King *et al.*, 1997, 2001; Li *et al.*, 2007).

In the eastern domain of Dom Feliciano Belt (CDF), Neoproterozoic granitoids were lodged in different petrogenetic and deformational processes and at different crustal levels, ages and tectonic environments. Few petrological studies in local scale have been carried out at this domain, which narrows the understanding of the geological evolutionary context of this area. Thus, interpretations, especially concerning geotectonics, have been the main object of study in this domain (e.g., Fernandes *et al.*, 1995a,b; Bitencourt and Nardi, 2000; Philipp *et al.*, 2007).

This study focuses on Capão do Leão Granite (GCL), which presents itself in the form of two plutons, northern and southern, both in the southeastern portion of Dom Feliciano Belt eastern domain. In this paper, we assess the potential sources and

processes involved in the genesis and magmatic evolution of GCL, considering field relations, macro and micro scale petrographic descriptions, whole-rock geochemistry and mineral chemistry. Our aim in this study is to evaluate the geotectonic context in which this magmatism took place. Thereby, our study contributes to understanding the geological evolution of Dom Feliciano Belt.

2. Geological setting

Capão do Leão Granite is located in the eastern domain of southeastern Dom Feliciano Belt. Along with Rio de La Plata Craton, CDF comprises the two large geotectonic units of Sul-Rio-Grandense Shield (ESRG). The ESRG, in its turn, represents the southern portion of Mantiqueira Structural Province, which along with Borborema, São Francisco e Tocantins Provinces configures the Atlantic Shield (Almeida *et al.*, 1977, 1981; Almeida and Hasui, 1984). CDF is a mobile belt that evolved during the Neoproterozoic Brasiliano-Pan african Orogenic Cycle and a result of the amalgamation of West Gondwana paleocontinent (Brito Neves *et al.*, 1999, 2014; Heilbron *et al.*, 2004; Fernandes *et al.*, 1995a,b; Hartmann *et al.*, 2007). CDF is about 1,200 km long and is considered to be the southernmost region of Punta del Este, Uruguay, and the northern end of the northeast of Santa Catarina state, Brazil. In Rio Grande do Sul state, the belt's structure consists of three major tectonic domains: Western, Central and Eastern, which are delimited by continental scale geophysical discontinuities (Fernandes *et al.*, 1995b; Costa, 1997). The eastern portion, geological setting where the area we studied is located, is a complex assemblage of igneous rocks, predominantly granitoid terms and subordinate metamorphic and sedimentary rocks (Fig. 1).

The rocks that make up the eastern domain of Dom Feliciano Belt are also taken as the Pelotas Batholith, as defined by Fragoso César *et al.* (1986). According to Philipp *et al.* (2007), the Pelotas Batholith is made up of a granite-gneiss complex (Pinheiro Machado Complex), six granitic suites (Cordilheira, Erval, Viamão, Encruzilhada do Sul, Dom Feliciano and Itapuã Suites) and a syenite suite (Piquiri Suite). The Dom Feliciano Granitic Suite, where GCL is inserted, represents the grouping of non-deformed granitic plutons that have their tectonic structure limited to local foliations and breccia related to their post-tectonic setting (Ramgrab and Wildner, 1999). In this suite, GCL stands out for being the only one among other

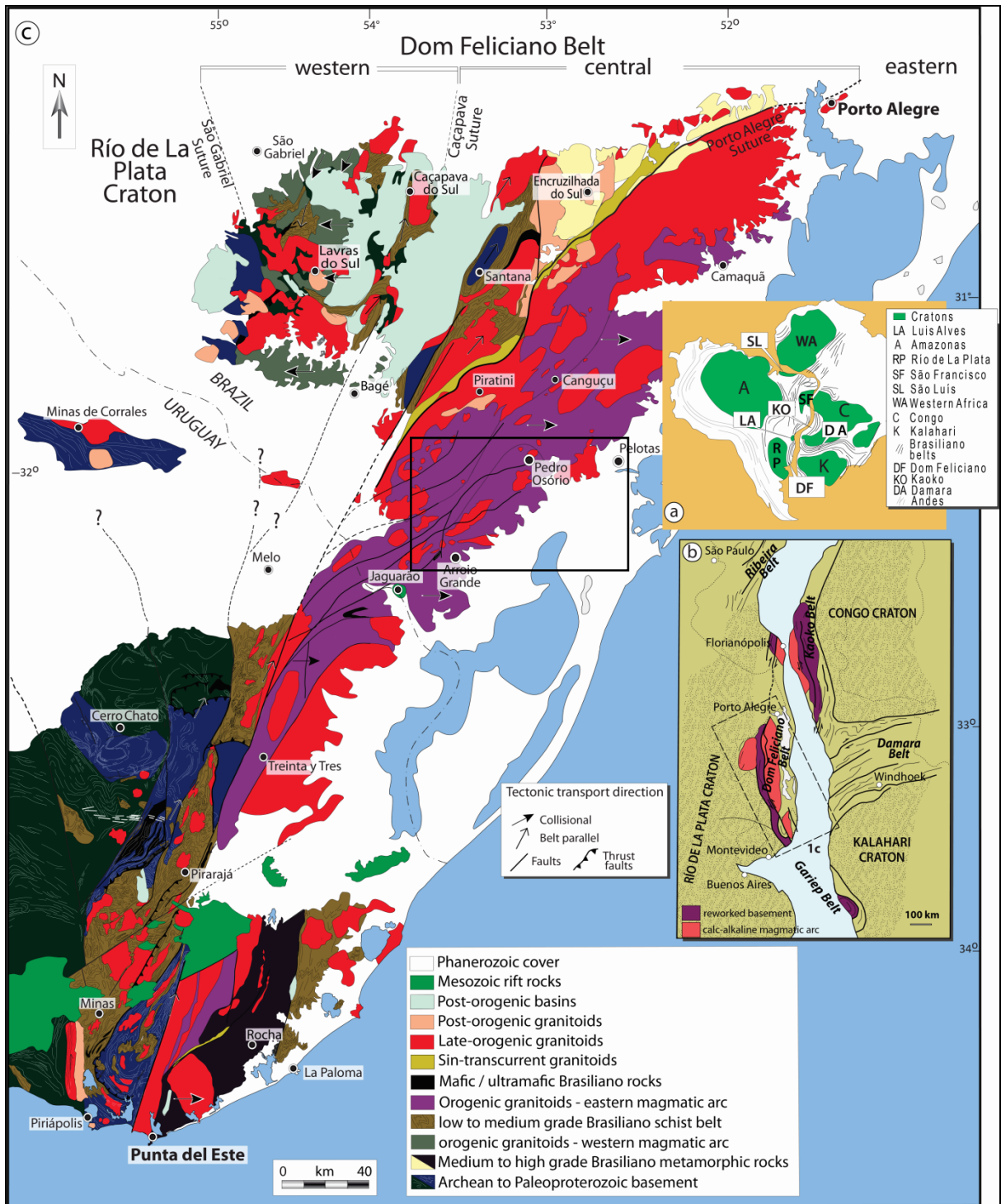


Figure 1. Lithotectonic Map of Uruguay-Rio-Grande-do-Sul Shield. a) Gondwana supercontinent configuration with main cratonic areas and belts related to Dom Feliciano Belt. b) Geological map of Dom Feliciano Belt and Rio de La Plata Craton in southern Brazil and Uruguay. c) Geotectonic map of Precambrian Uruguay and Rio Grande do Sul. The rectangle highlights the study area, shown in Figure 2 of this work. (Source: adapted from Masquelin *et al.*, 2012; Ramos and Koester, 2015).

lithologies to present garnet as accessory mineral. GCL is mapped as two distinct plutons, northern and southern (Fig. 2), in contact with rocks from Pinheiro Machado Complex (CPM).

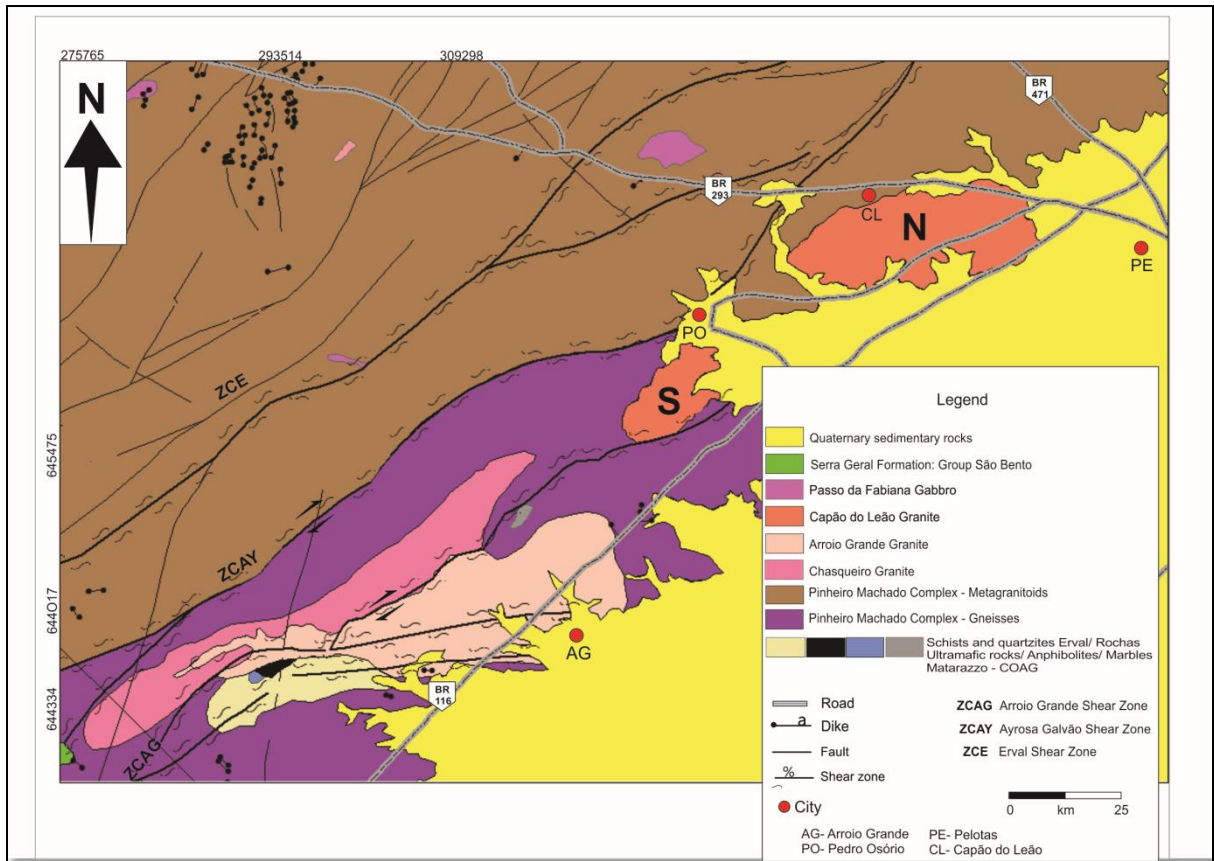


Figure 2. Geological map of the study area (adapted from CPRM, 2007). Chasqueiro and Arroio Grande granites, affected by Arroio Grande Shear Zone. Chasqueiro and Capão do Leão granites, NE oriented, according to the direction of the shearing zone. COAG = Arroio Grande Ophiolitic Complex. Capão do Leão Granite (northern pluton = N; southern pluton = S).

CPM consists predominantly of granodiorites, monzogranites and diorite, with subordinate metamorphic enclaves. It presents calcium-alkaline chemical affinity and U-Pb ages from 610 ± 5 to 612 ± 2 Ma, being interpreted as granitoids generated in an active continental margin of a subduction zone (Fernandes *et al.*, 1995a; Babinski *et al.*, 1997; Philipp *et al.*, 2002; Ramos and Koester, 2015). Furthermore, Chasqueiro and Arroio Grande are yet other granites that compose the studied area.

Chasqueiro Granite (GCH) has coarse-grained texture with euhedral alkali feldspars, up to 5 cm in size and medium equigranular matrix and ENE-WSW directed. It forms deformed zones with magmatic foliation and sub vertical dip, located in the pluton's borders, in addition to mafic enclaves and discontinuous irregular banding, defined by biotite *schlieren*. GCH is classified as subalkaline and metaluminous to weakly peraluminous according to its geochemical affinity, has high silica content, between 68 and 75 wt % and age of 575 ± 8 Ma (Philipp *et al.*, 2002; Vieira *et al.*, 2016).

Arroio Grande Granite (GAG) is a leucogranite that contains two micas (muscovite and biotite), garnet and tourmaline, with heterogranular medium-grained hypidiomorphic texture, besides deformed and mylonitized zones to varying degrees, with magmatic and metamorphic foliation ENE-WSW oriented and sub vertical dip, and also includes mafic and metamorphic enclaves (CPRM, 2007; Klein, 2012; Philipp e Machado, 2005). GAG has peraluminous geochemical affinity, high silica content (71-75 %) and is interpreted as crustal melting magmatism, age of 558 ± 57 Ma (Tickyj *et al.*, 2004). Both granitoids are associated with Arroio Grande Shear Zone (ZCAG) and may have their settings attached to it, i.e., granites syntectonic to ZCAG.

3. Petrology of Capão do Leão Granite: petrography, mineral chemistry and whole-rock geochemistry

3.1. Analytical Methods

Petrographic descriptions and interpretations of Capão do Leão Granite were held from 11 samples, 07 of which represent the northern pluton and the remaining 04, the southern pluton. The microscope slides were made at IGEO/UFRGS. Mineral chemistry analyzes were carried out at the Institute of Geosciences of UFRGS Electron Microprobe Laboratory, using an electron microprobe (Cameca-SX-50), to analyze feldspars, garnet, biotite and amphibole.

Operating conditions were: acceleration voltage of 15 kV; probe current of 15 nA for feldspar, biotite and amphibole, and 25 nA for the garnets; with a beam diameter of 5 μm for feldspar, biotite and amphibole, and 1 μm for the garnets. The structural formulas and absolute abundances for each element were calculated on the basis of 32 anions of oxygen for the feldspars, 24 for the garnet, 22 for the biotite and 23 for the amphibole. Formulas were obtained using GabbroSoft© 2011, available at <http://www.gabbrosoft.org>.

The whole-rock chemical analyzes were carried out at Acme Analytical Laboratories Ltda. (Vancouver, Canada) using ICP and ICP-MS to determine 15 samples, 10 of which represent the northern pluton and 05 of them represent the southern pluton of Capão do Leão Granite. The collected data, shown in Table 1, were processed using the software GCDkit, by Janoušek *et al.* (2006).

Table 1. Major (in wt. %) and trace element (in ppm) data of Capão do Leão granite.

CAPÃO DO LEÃO GRANITE															
SAMPLE	NORTHERN PLUTON										SOUTHERN PLUTON				
	GCL-01	GCL-02-MONZO	GCL-02-SIENO	GCL-03	GAL-04	GCL-05	GCL-06	GCL-17	GCL-24	GCL-28	GCL-11	GCL-18	GCL-19	GCL-20	GCL-22
SiO ₂	72.58	72.22	73.45	72.94	75.95	75.27	73.43	71.61	73.36	73.77	72.44	72.90	74.90	74.76	74.01
TiO ₂	0.06	0.07	0.05	0.13	0.08	0.09	0.04	0.02	0.00	0.06	0.07	0.06	0.00	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	13.40	13.60	13.19	13.23	11.07	12.54	13.84	11.90	15.13	13.20	14.28	14.36	12.82	13.63	14.01
Fe ₂ O ₃	2.52	2.46	2.07	2.58	2.85	1.72	1.87	2.02	1.32	2.50	1.83	1.83	2.64	1.98	1.45
MnO	0.17	0.17	0.11	0.12	0.04	0.04	0.11	0.14	0.04	0.12	0.02	0.02	0.09	0.11	0.01
MgO	0.13	0.18	0.56	0.33	0.05	0.09	0.04	0.06	0.05	0.03	0.24	0.09	0.01	0.01	0.05
CaO	0.55	0.56	0.51	0.88	0.11	0.59	0.64	3.28	0.24	0.42	0.80	1.01	0.81	0.32	1.00
Na ₂ O	4.14	4.12	3.89	3.91	1.76	3.29	4.61	3.45	4.40	3.84	3.10	3.03	4.12	4.22	3.09
K ₂ O	5.42	5.48	5.40	4.90	7.36	5.54	4.74	3.80	4.15	5.07	5.82	5.95	3.90	4.08	5.14
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.00	<0.01	<0.02	<0.00	<0.01	0.02	<0.01
Cr ₂ O ₃	0.002	0.003	0.003	0.003	<0.002	<0.002	0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
TOTAL	98.99	98.88	99.24	99.04	99.28	99.18	99.33	96.28	98.69	99.01	98.60	99.25	99.29	99.13	98.81
Cs	4.5	3.2	0.7	0.9	1.3	0.8	0.7	3.0	1.0	0.7	2.5	3.7	6.0	3.9	2.7
Rb	196.7	179.8	166.0	145.0	257.3	125.2	107.7	185.9	190.9	163.0	141.0	154.0	419.9	428.9	126.2
Ba	28	30	8	312	648	122	19	38	292	45	355	234	8	57	267
Sr	6.6	9.6	4.7	43.2	120.0	33.4	4.9	121.2	22.0	24.3	171.1	115.6	17.2	7.6	279.0
Zr	157.4	130.9	136.1	198.2	182.0	83.9	69.4	101.0	25.4	90.6	35.5	48.4	39.0	31.8	20.1
Nb	11.1	10.6	9.8	13.5	12.1	5.3	4.3	12.8	26.4	10.9	8.6	4.3	22.6	21.0	2.8
Ni	9.2	9.7	26.0	9.8	7.1	4.5	5.4	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Co	1.0	1.1	2.1	0.8	1.1	0.7	0.5	0.6	0.6	0.7	1.8	2.1	0.4	0.7	0.7
Zn	65	63	47	64	20	33	33	28	12	45	5	9	45	4	11
La	16.5	16.0	13.0	43.1	14.9	30.2	11.9	2.9	28.4	57.8	3.0	11.2	7.8	9.3	1.6
Ce	44.8	43.4	36.4	92.1	36.5	70.7	18.3	10.7	54.4	42.4	4.4	20.6	16.7	31.6	3.8
Pr	5.96	5.71	4.82	10.66	4.67	8.44	3.48	0.92	8.21	22.62	0.73	3.26	3.10	3.61	0.46

Nd	24.8	24.8	21.1	42.2	19.8	33.3	16.1	4.6	28.3	94.3	2.6	12.2	13.0	14.4	1.7
Sm	6.68	6.24	5.41	8.55	5.77	6.69	4.40	2.41	6.48	23.11	0.63	2.58	6.00	5.44	0.52
Eu	0.52	0.56	0.48	0.95	0.36	1.03	0.69	0.13	0.85	2.53	0.19	0.57	0.01	0.12	0.25
Gd	5.62	4.97	4.72	6.42	5.19	4.12	4.91	3.67	5.60	16.79	0.99	2.36	7.13	5.68	0.50
Tb	0.80	0.71	0.67	0.91	0.80	0.47	0.69	0.87	0.85	2.33	0.22	0.36	1.38	1.55	0.08
Dy	4.95	4.50	4.29	5.13	5.21	2.14	4.29	6.01	3.66	12.45	1.60	2.05	8.13	12.06	0.45
Ho	0.89	0.84	0.81	0.89	1.01	0.39	0.77	1.30	0.48	2.11	0.41	0.36	1.56	2.54	0.10
Er	2.59	2.36	2.23	2.59	2.68	1.05	2.15	4.02	1.36	6.12	1.30	1.01	4.60	8.38	0.38
Tm	0.39	0.35	0.34	0.39	0.46	0.14	0.29	0.65	0.19	0.86	0.24	0.16	0.70	1.59	0.06
Yb	2.71	2.36	2.44	2.52	2.88	1.15	2.05	4.58	1.32	5.76	1.94	1.09	4.92	11.88	0.44
Lu	0.42	0.36	0.39	0.36	0.45	0.16	0.32	0.71	0.18	0.86	0.35	0.16	0.67	1.65	0.09
Y	25.7	24.9	23.8	27.9	27.5	11.6	24.3	33.5	15.1	64.1	13.1	10.1	43.8	73.6	2.9
Ta	2.0	1.4	0.6	0.7	1.1	0.4	0.5	1.3	2.7	0.8	1.9	1.3	2.5	1.8	0.9
Hf	5.6	4.6	4.4	5.9	14.5	2.6	2.6	5.1	2.4	3.4	2.3	2.2	3.0	2.7	1.0
Be	4	4	2	<1	<1	<1	2	2	4	<1	5	2	<1	5	2
Ga	17.2	16.2	15.7	15.8	17.2	13.9	15.5	16.0	20.1	14.6	16.8	19.4	25.7	28.1	14.7
Pb	18.7	17.8	15.6	13.5	12.9	9.9	10.8	10.9	8.3	9.0	8.9	12.8	7.4	6.6	10.1
Th	20.1	19.8	14.6	21.1	16.7	15.0	11.1	25.0	0.7	14.0	3.3	5.2	13.2	13.8	2.4
U	2.7	2.7	2.1	2.1	3.4	1.1	0.8	2.5	1.3	1.9	3.7	3.7	2.9	3.5	4.5

3.2. Field occurrence and macroscopic description

The GCL corresponds to an intrusion of sieno to monzogranitic composition, mapped as two distinct plutons (bodies). The northern pluton comprises the granitic outcrop rocks (Fig. 3a) in the municipality of Capão do Leão and covers an area of about 200 km² while the southern pluton comprises the outcrop granitic rocks in the region of Pedro Osorio municipality, covering approximately 100 km². The plutons have elliptical shape and its major axis is ENE-SSW oriented. Macroscopically, the granite is homogeneous, solid, leucocratic ($M' < 10\%$), pink-grayish colored, has sieno to monzogranitic composition, with coarse to medium hypidiomorphic equigranular texture (Fig. 3b). GLC mineral assembly consists of quartz, alkali feldspar, albite and, to a lesser extent, garnet, biotite and amphibole. As accessory minerals appear apatite, epidote, zircon and oxides may also occur. Rounded miarolitic cavities with an approximate 0.5 cm diameter are frequently found, sometimes containing quartz crystals with up to 1.0 mm (Fig. 3c). Not often, mafic enclaves are found, they are elongated, with dimensions ranging between 20 and 80 cm², composed mainly of micaceous minerals and their texture is medium to coarse equigranular (Fig. 3d). The enclaves have diffuse, interlobar and slightly angular contacts with Capão do Leão Granite, encompassing alkali feldspar xenocrystals with an average size of 1.0 cm. Late aplitic injections with centimetric thickness are also found, usually in straight contact with the granite in the form of dykes or in the form of pockets, leucocratic ($M' < 5\%$), light gray colored, fine-grained equigranular texture, composed of quartz, feldspars and, to a lesser extent, mafic minerals and garnet (Fig. 3e). Besides that, mylonitic bands may also be found in the GLC, especially in its southern portion. These mylonite zones are centimetric to metric sized, sub vertical and have foliation plan with dip greater than 70° and direction NE-SW (Fig. 3f).

3.3. Petrography and mineral chemistry

Microscopically, GLC has a predominantly monzogranitic composition with hypidiomorphic heterogranular texture. Its essential minerals are quartz, K-feldspar, plagioclase and, as varieties, occur biotite, amphibole and garnet. The quartz is found predominantly in the anhedral form with sizes ranging between 0.25 and 2.7 mm, with undulose extinction in all grains. There are recrystallized quartz crystals,

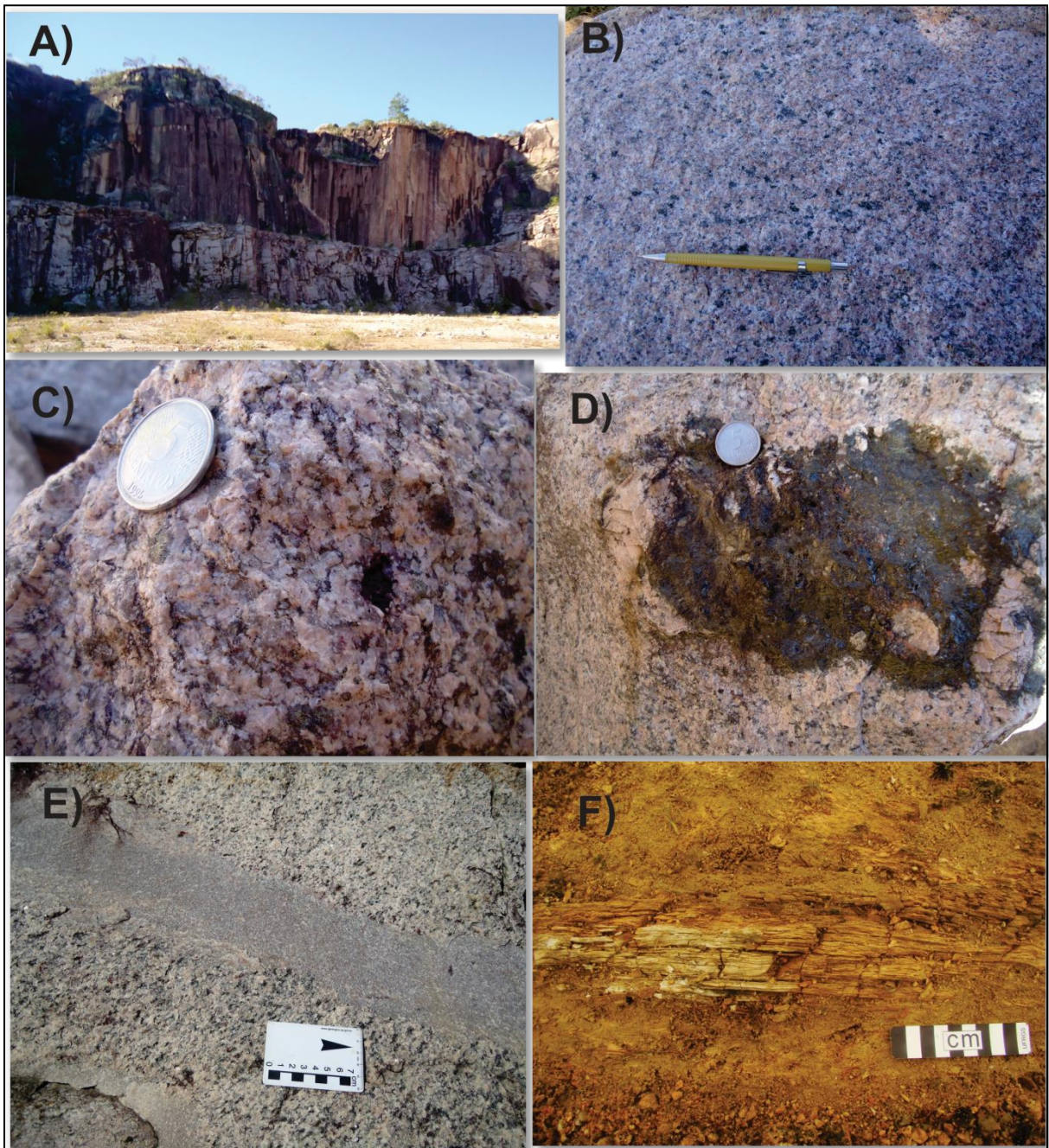


Figure 3. Field and macroscopic aspects of Capão do Leão granite. A) Outcrop overview of visited granite; B) Capão do Leão granite, homogeneous isotropic rock, dominantly monzogranitic; C) Miarolitic cavities present in the granite; D) micaceous composed mafic enclaves with alkali feldspar xenocrystals; E) Aplitic vein, forming the quartz and feldspar basis, unusual in outcrops; F) Mylonitized centimetric band, found mainly in the southern body.

developing subgrain texture, which cover interstices in the matrix of the rock. Apatite, allanite, zircon, hematite and titanite are present as main accessories in the Capão do Leão Granite (Fig. 4).

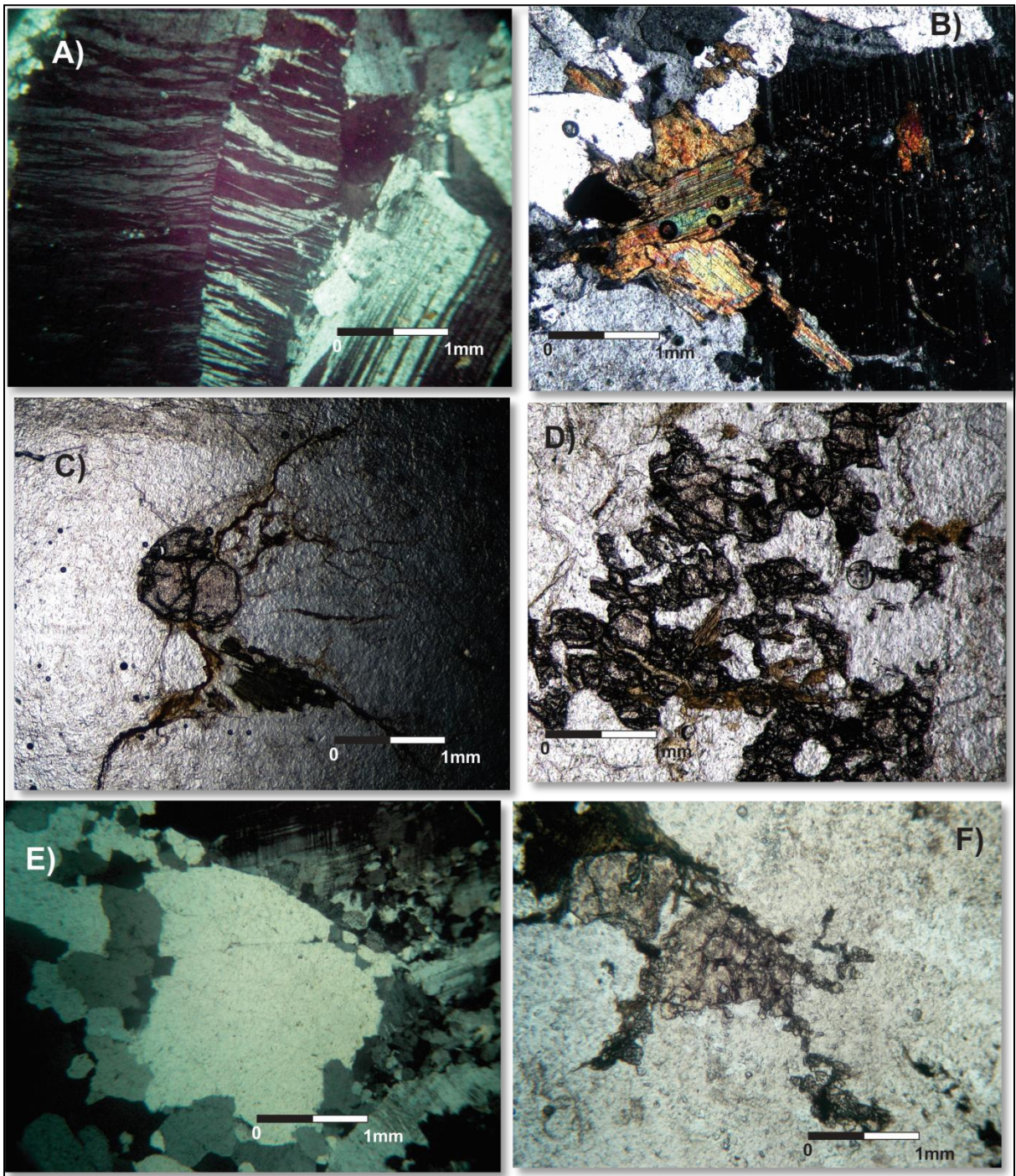


Figure 4. Microscopic aspects of Capão do Leão granite. A) Alkali feldspar grain showing Carlsbad twinning and mirmekitic texture, plagioclase grain with polysynthetic twinning; B) poikilitic texture plagioclase with polysynthetic twinning, intergrown with biotite crystals; C) round-shaped garnet crystal, fractured surrounded by and in contact with biotite crystals; D) highly fractured garnet crystals, widespread in the rock, also in contact with and surrounded by biotite crystals; E) quartz crystals, in varying degrees of fracturing, presented as subgrain and with undulose extinction; F) garnet crystal in intermediate stages of fracturing, with slightly rounded shape and also widespread in the rock.

The mineral chemistry data obtained through electron microprobe analyzes are expressed in Tables 2 a, b, c, d and e, which were designed taking into account the minimum and maximum values for the analyzed grains. Compositional variations in minerals are noticeable, more significantly when samples of northern and southern plutons are compared. This occurrence may be associated with the following factors: evolution of the fractionated crystallization process; occurrence of distinct magmatic pulses, from the same source; difference in proportions of crustal material assimilated by each of the granitic plutons.

3.3.1. *Alkali feldspar*

The alkali feldspar presents compositional range (minimum and maximum values) between $Ab_2 An_0 Or_{74}$ and $Ab_{25} An_{0.7} Or_{98}$ in northern pluton, while in the southern pluton the variation is from $Ab_2 An_0 Or_{89}$ to $Ab_{10.5} An_{0.15} Or_{98}$ (Tab. 2a). The crystals are anhedral to subhedral, sizes between 0.2 and 3.5 mm, and rare phenocrysts up to 7.5 mm. They may also present double or none twinning, but the occurrence of simple or type Carlsbad twinning is rare. Also, are observed inclusions of apatite that give origin to poikilitic texture, as well as rare myrmekites, ribbon type, with intergrowth of quartz crystals and plagioclase (Fig. 4a). Alkali feldspar also occurs as perthites, included in plagioclase.

3.3.2. *Plagioclase*

Plagioclase predominantly consists of compositions classified as albite, yet oligoclase crystals are identified in the southern pluton. Its contents, minimum and maximum, range between $Ab_{89} An_{0.6} Or_{0.2}$ and $Ab_{99} An_{10} Or_1$ in the northern pluton and from $Ab_{83} An_2 Or_{0.2}$ to $Ab_{98} An_{16} Or_3$ in the southern pluton (Tab. 2b). The grains have tabular, anhedral to subhedral form with sizes ranging from 0.5 to 3.0 mm, 1.5 mm on average. It has polysynthetic twinning, which is not always visible, with poikilitic texture of intergrowth marked by the inclusion of acicular or tabular apatite and potassium feldspars intergrown with plagioclases, originating a perthitic texture (Fig. 4b). The analyzed grains of plagioclase have non-standard zoning pattern, core to the rims of the crystals, in the distribution of its An content.

Table 2a. Representative compositions of alkali feldspar in Capão do Leão granite from electron microprobe analyses.

Northern pluton								
Sample	GCL-01				GCL-02			
	Grain 1		Grain 2		Grain 5		Grain 6	
Weight %	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
SiO ₂	63.74	64.79	64.18	64.40	63.32	64.09	62.62	64.59
TiO ₂	0.01	0.03	-	-	0.01	0.03	-	0.01
Al ₂ O ₃	18.49	19.24	18.23	18.47	18.16	18.63	18.12	18.81
FeO	0.00	0.07	0.01	0.03	-	0.04	-	0.05
CaO	-	0.14	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0.33	2.78	0.30	0.51	0.26	0.37	0.22	0.40
K ₂ O	12.47	16.42	99.200	99.420	16.15	16.54	15.79	16.56
An	-	0.70	-	-	-	-	-	-
Ab	3.14	25.13	2.70	4.61	2.34	3.36	1.99	3.60
Or	74.17	96.86	95.39	97.30	96.64	97.66	96.40	98.01

Table 2a. (continued)

Southern pluton								
Sample	GCL-11				GCL-19			
	Grain 1		Grain 2		Grain 4		Grain 5	
Weight %	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
SiO ₂	63.43	65.94	63.00	65.99	63.38	64.12	63.46	64.12
TiO ₂	-	0.03	-	0.02	-	0.03	-	0.01
Al ₂ O ₃	18.42	19.05	18.42	19.23	18.51	18.90	18.62	18.73
FeO	-	0.04	-	0.05	-	0.04	-	0.05
CaO	-	0.01	-	-	-	-	-	0.03
Na ₂ O	0.27	0.87	0.30	1.16	0.30	0.72	0.66	0.92
K ₂ O	12.67	16.49	12.80	16.32	15.74	16.41	15.48	15.79
An	-	0.05	-	-	-	-	-	0.15
Ab	2.43	7.76	3.25	10.57	2.70	6.50	6.01	8.28
Or	92.24	97.57	89.43	96.75	93.50	97.30	91.72	93.94

3.3.3. Garnet

The garnet is widespread, though widely distributed in the granite, and is present in all samples, including the late aplitic veins, indicating crystallization up to the final stages of the magmatic process in Capão do Leão Granite. It has irregular forms, anhedral, with an average size of 1.5 mm without evidence or pattern of core and rims zoning. Regarding texture, it is possible to distinguish the crystals of garnets into two populations: (a) Grt_a appears in rounded, anhedral and fractured grains,

Table 2b. Representative compositions of plagioclases in Capão do Leão granite from electron microprobe analyses.

Northern pluton								
Sample	GCL - 01				GCL - 02			
	Grain 1		Grain 3		Grain 3		Grain 4	
Weight %	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
SiO ₂	65.76	72.24	65.48	67.77	66.08	66.91	67.50	67.78
TiO ₂	-	0.02	-	0.02	-	0.03	-	0.03
Al ₂ O ₃	20.74	21.39	20.78	21.54	19.51	20.74	19.55	20.62
FeO	-	0.04	-	0.07	-	0.04	0.01	0.05
CaO	0.47	1.89	0.68	2.07	0.18	0.42	0.14	0.34
Na ₂ O	4.61	11.27	9.75	11.29	11.27	11.94	11.63	12.01
K ₂ O	0.03	0.15	0.03	0.17	0.03	0.09	0.05	0.08
An	2.80	8.80	3.02	9.75	0.82	1.96	0.64	1.55
Ab	90.54	96.74	89.29	96.71	97.76	98.79	98.01	98.98
Or	0.27	0.83	0.29	0.96	0.17	0.49	0.28	0.43

Table 2b. (continued)

Southern pluton								
Sample	GCL - 11				GCL - 19			
	Grain 4		Grain 5		Grain 2		Grain 6	
Weight %	Mín.	Máx.	Mín.	Máx.	Mín.	Máx.	Mín.	Máx.
SiO ₂	63.17	63.80	63.64	67.55	66.14	66.88	65.90	68.19
TiO ₂	-	0.02	-	0.02	-	0.02	-	0.03
Al ₂ O ₃	22.51	22.65	19.96	22.69	20.57	21.34	20.53	21.55
FeO	0.02	0.03	-	0.03	-	0.16	-	0.04
CaO	3.23	3.43	0.40	3.22	0.63	1.57	0.47	1.64
Na ₂ O	9.72	10.06	8.36	11.76	10.80	11.69	6.53	11.68
K ₂ O	0.07	0.14	0.05	0.10	0.04	0.15	0.07	0.11
An	15.24	16.11	1.84	15.36	3.04	7.39	2.17	8.25
Ab	83.30	84.37	88.03	97.78	92.05	96.73	91.11	97.56
Or	0.39	0.79	0.28	3.63	0.23	0.81	0.27	0.64

associated to biotites; (b) Grt_b occurs as a subgrain, highly fractured, widespread in the matrix of the rock (Figs. 4c e 4d).

Chemical analyzes also reveal the existence of two different garnet populations in Capão do Leão Granite (Tab. 2c). In the northern pluton, occur MnO, FeO and CaO-rich garnets, wherein the final members, essentially classified as spessartine-almandine-grossular, correspond to 99.9 % of the composition. The compositional, minimum and maximum values, for the northern pluton garnets range between: 0 to 0.3 (mol %) of pyrope; 25 and 46 of almandine; 15 and 36 of grossular; 28 and 58 of spessartine. As for the southern pluton, samples form an essentially solid

spessartine-almandine solution, which generally represents 90 to 97 % of the composition of these garnets, while final grossular solutions appear in a smaller proportion of 0.8 to 11 mol %. Moreover, garnets present pyrope as the final member, which is usually <1 %, or up to 5 % of the composition in the final solution (Fig. 5a). There was no correlation between textural and chemical populations in GCL garnets.

Table 2c. Representative compositions of garnet in Capão do Leão granite from electron microprobe analyses.

Northern pluton								
Sample	GCL-01				GCL - 02			
Spot	Grain 1		Grain 2		Grain 2		Grain 5	
Weight %	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
SiO ₂	34.55	38.50	34.95	36.80	34.48	35.25	34.63	35.96
TiO ₂	0.01	0.46	0.01	0.24	0.01	0.18	0.02	0.21
Al ₂ O ₃	17.72	20.63	18.73	20.56	20.00	20.75	19.93	20.57
FeO	11.91	20.95	14.17	20.86	15.62	19.80	14.93	21.37
MnO	13.38	26.08	12.83	24.56	15.07	20.93	13.22	22.83
MgO	0.02	0.08	0.02	0.12	-	0.03	-	0.02
CaO	5.97	11.30	5.43	13.05	5.57	8.27	5.48	9.58
Py	0.08	0.31	0.08	0.46	-	0.12	-	0.08
Alm	25.23	44.45	28.50	45.62	33.65	43.35	32.60	46.75
Gro	16.16	32.97	15.21	36.03	15.58	23.20	15.48	26.85
Sp	29.36	58.12	27.84	48.12	33.42	46.29	29.29	50.48

Tabela 2c. (continued)

Southern pluton						
Sample	GCL - 11		GCL -19			
Spot	Grain 1		Grain 1		Grain 2	
Weight %	Mín.	Máx.	Mín.	Máx.	Mín.	Máx.
SiO ₂	35.25	39.40	34.17	34.86	34.20	35.58
TiO ₂	0.01	0.30	-	0.02	-	0.02
Al ₂ O ₃	17.56	20.61	20.36	20.76	20.36	20.97
FeO	15.58	17.79	24.91	26.81	21.28	25.74
MnO	22.40	24.78	16.47	17.92	15.11	20.61
MgO	0.53	1.17	-	0.01	-	0.02
CaO	1.56	4.04	0.30	0.52	0.90	3.98
Py	2.11	4.57	-	0.04	-	0.08
Alm	34.83	39.17	56.95	61.07	48.41	58.43
Gro	4.47	11.38	0.87	1.52	0.81	11.46
Sp	50.30	56.00	38.00	41.49	39.26	47.44

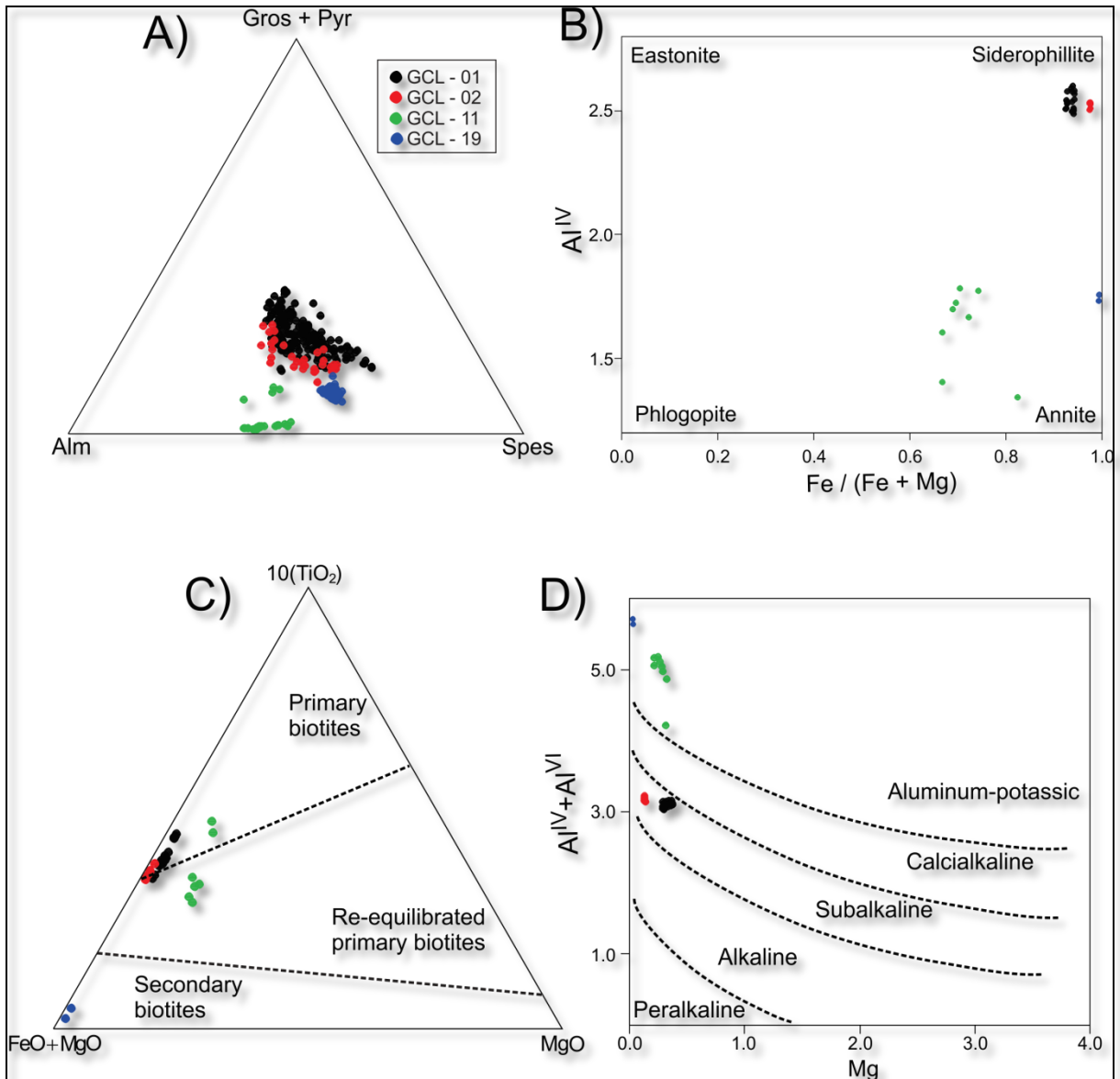


Figure 5. Capão do Leão granite classification diagrams for garnets and biotites, based on mineral chemistry. A) Classification of Capão do Leão granite garnets, where samples are distributed preferentially in almandine-spessartine terms; B) nomenclature diagram of Capão do Leão granite biotites, by Deer *et al.* (1992), northern pluton biotite classified as siderophyllites and southern pluton as annites; C) Diagram of Nachit (1986), in which northern and southern plutons samples are classified as primary turning into re-equilibrated; D) Chemical classification diagram of biotite, of Nachit *et al.* (1985), according to their geochemical affinity and the nature of the magma they crystallized, northern pluton present subalkaline trend while southern pluton ones are aluminum-potassic.

3.3.4. Biotite

The biotite is anhedral, with rare subhedral crystals, an average size of 1.0 mm, reaching up to 2.5 mm, with low pleochroism, brown to greenish-brown in color (Fig. 4b). The biotite we analyzed (Tab. 2d) presents great difference in levels between

Table 2d. Representative compositions of biotite in Capão do Leão granite from electron microprobe analyses.

	Northern pluton							
Sample	GCL-01				GCL - 02			
Spot	Grain 1		Grain 4		Grain 6		Grain 7	
Weight %	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
SiO ₂	32.76	33.64	32.38	33.44	32.74	32.77	32.70	33.00
TiO ₂	2.16	2.36	1.88	2.78	1.74	1.78	1.86	1.90
Al ₂ O ₃	15.94	16.24	15.50	16.26	16.24	16.39	16.06	16.23
FeO	32.03	32.84	32.19	33.87	33.00	33.40	32.93	33.40
MnO	0.59	0.71	0.52	0.64	0.62	0.71	0.67	0.75
MgO	1.43	1.49	1.14	1.33	0.00	0.50	0.49	0.50
CaO	-	0.05	0.01	0.08	0.01	0.03	-	-
Na ₂ O	-	0.04	-	0.06	0.02	0.03	0.01	0.05
K ₂ O	8.47	9.20	7.54	8.68	8.73	8.98	8.96	9.10
Si	5.42	5.49	5.40	5.50	5.46	5.47	5.47	5.50
Al iv	2.51	2.58	2.49	2.59	2.53	2.54	2.50	2.53
Al vi	0.57	0.61	0.51	0.61	0.67	0.69	0.63	0.67
Ti	0.27	0.29	0.24	0.35	0.22	0.22	0.23	0.24
Fe(ii)	4.37	4.50	4.45	4.73	4.61	4.67	4.58	4.67
Mn	0.08	0.09	0.07	0.09	0.09	0.10	0.09	0.11
Mg	0.35	0.37	0.28	0.32	0.12	0.12	0.12	0.12
Ca	-	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	-	-
Na	-	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02
K	1.78	1.92	1.61	1.84	1.86	1.91	1.91	1.93

the northern and southern pluton samples, making clear that distinct varieties of biotite occur, at least two, for the granite in the study: (a) Bt_a in northern pluton, which is characterized by high levels of SiO₂, Al₂O₃ and FeO(t), with minimum and maximum values of, respectively, 32.7 and 33.6 % for SiO₂; 15.5 and 16.39 % for Al₂O₃; and 32.03 to 33.87 % for FeO(t); (b) Bt_b in the southern pluton, which is rich in SiO₂ and Al₂O₃, with respective minimum and maximum values of 45.7-50 % and 26-33 %, and depletion in FeO(t) of 4.67 to 12.56 % in relation to the variety Bt_a.

The Mn and TiO₂ oxides also present relative decrease in concentration, from northern to southern pluton. The MnO values are between 0.52 and 0.75 % for the northern pluton, and 0.04 to 0.13 % for the southern pluton. In regard to TiO₂, values are between 1.74 and 2.78% for the northern pluton and 0.02 and 0.65 % for the southern pluton. Alkalis (Na₂O + K₂O) are slightly rich in biotite in the southern pluton in relation to the northern pluton, with minimum and maximum values from 7.54 to 9.24 % for Bt_a and 9.34 to 12.5 % for Bt_b.

Table 2d. (continued)

Southern pluton						
Sample	GCL - 11				GCL - 19	
Spot	Grain - 2		Grain - 3		Grain - 5	
Weight %	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
SiO ₂	45.78	46.19	46.19	50.06	45.72	45.96
TiO ₂	0.35	0.60	0.05	0.65	-	0.02
Al ₂ O ₃	31.33	32.39	26.16	32.07	33.17	33.31
FeO	4.67	5.04	5.13	12.56	5.44	5.49
MnO	0.04	0.13	0.04	0.11	0.10	0.11
MgO	1.01	1.19	1.02	1.56	-	0.02
CaO	-	-	-	0.32	-	0.01
Na ₂ O	0.19	0.24	0.09	2.76	-	0.17
K ₂ O	9.47	10.16	1.98	9.74	9.34	9.46
Si	6.22	6.33	6.23	6.66	6.24	6.26
Al iv	1.67	1.78	1.41	1.77	1.74	1.76
Al vi	3.40	3.40	2.88	3.57	3.59	3.60
Ti	0.04	0.06	0.01	0.07	-	0.00
Fe(ii)	0.54	0.57	0.57	1.44	0.62	0.63
Mn	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	0.21	0.24	0.21	0.32	-	0.00
Ca	-	-	0.00	0.05	-	0.00
Na	0.05	0.06	0.02	0.73	-	0.05
K	1.64	1.78	0.35	1.69	1.63	1.64

The chemical concentration values of the analyzed biotites were plotted in the diagrams of Deer *et al.* (1992), Nachit *et al.* (1985) and Nachit (1986), as shown in figure 5. In $^{iv}Al \times Fe/(Fe+Mg)$ used for the nomenclature of biotites, the northern pluton samples show parallel trends, characterized by high values and low variations in ^{iv}Al contents and in $Fe/(Fe+Mg)$ ratios, classified as siderophyllite. In the southern pluton, same diagram, they are classified as annite, presenting high values and little variation in $Fe/(Fe+Mg)$ and greater dispersion with smaller values for ^{iv}Al (Fig. 5b).

Diagram of Nachit *et al.* (1985) values to establish a relation between the composition of biotites and the nature of the magma that they crystallized, while diagram of Nachit (1986) uses the values of $FeO+MgO-10 \cdot TiO_2-MgO$ to classify biotites as primary, re-equilibrated or secondary.

In the diagram $FeO+MgO - 10 \cdot TiO_2 - MgO$, the biotites from both northern and southern plutons are divided into two groups, both developing vertical trends that plot in the field of primaries going to rebalanced biotite (Fig. 5c). According to Speer (1984), biotites of plutonic rocks are commonly affected by post-magmatic

rebalancing. In diagram $Al_t \times Mg$, the biotites of Capão do Leão Granite plot into two distinct fields. Northern pluton samples are distributed in the field of subalkaline rocks, while the biotites of the southern plutons are distributed in the field of aluminopotassic rocks (Fig. 5d). In both cases the samples display vertical trends due to the greater variation in Al_t in relation to Mg.

3.3.5. Amphibole

The amphibole occurs as mafic mineral varietal, and its presence was not detected in all samples. It features 1.0 mm in size, anhedral form and dark green pleochroism. It was identified in only one of southern pluton samples (Tab. 3e), wherein its composition is classified as Fe-pargasite, in the group of calcic amphibole, as classified by Leake *et al.* (1997), who used the $Mg/(Mg+Fe_2)$ to classify amphiboles. The amphibole is therefore enriched in CaO, SiO_2 , Al_2O_3 e FeO, and concentrations of those elements vary respectively between: 21.6 to 23 %; 36.6 to 37.5 %; 22 to 26 %; and 8.8 to 14 %.

Table 2e. Representative compositions of amphibole in Capão do Leão granite from electron microprobe analyses.

Southern pluton		
Sample	GCL-11	
Spot	Grain 1	
Weight%	Min.	Max.
SiO₂	36.63	37.52
TiO₂	0.010	0.100
Al₂O₃	22.41	25.92
FeO	8.83	14.33
MnO	0.050	1.060
MgO	-	0.210
CaO	21.66	23.44
Na₂O	0.010	0.040
K₂O	-	0.370
Si	5.544	5.676
Al (iv)	2.381	2.456
T	8.000	
Al (vi)	1.429	2.165
Ti	0.001	0.011

Table 2e. (continued)

Fe(iii)	0.193	0.979
Fe(ii)	0.771	1.153
Mn	0.006	0.131
Mg	-	0.047
Ca	3.521	3.757
C + B	7.000	
Na ***	0.003	0.012
K	0.002	0.072
A	0.002	0.072

3.4. Whole-rock geochemistry

Capão do Leão Granite has high contents of SiO₂ (71.6 to 75.95 %), Al₂O₃ (11.00 to 15.00 %) and alkalis with concentrations of Na₂O (1.76 to 4.61 %) lower than that of K₂O (3.8 to 7.36 %) and values of (Na₂O + K₂O) > 8 % for all samples (Tab. 1). The GCL also shows relatively high contents of Fe₂O₃ (1.32 to 2.85 %) and low contents of CaO, MgO, MnO and TiO₂, generally lower than 1 %. Besides that, it contains extremely low levels of P₂O₅ (< 0.03 %).

In Harker diagrams, samples present negative correlation trends for Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃, MgO, TiO₂ and positive correlations for K₂O e Na₂O, as SiO₂ increases (Fig. 6). In diagram of Le Maitre (2002), used to classify plutonic rocks, the samples plot predominantly in the field of granites with subalkaline affinity (Fig. 7a). In the diagram of genetic classification K₂O vs SiO₂, proposed by Peccerillo and Taylor (1976), GCL samples prevail in the field of high-K calc-alkaline series (Fig. 7b). The diagram of A/NK vs A/CNK, by Shand (1943), in which samples are plotted according to the molar ratio obtained between the oxides Al₂O₃, Na₂O, K₂O and CaO, resulted in metaluminous to weakly peraluminous character for samples of the northern pluton, with oscillatory ratios A/CNK ranging from 0.98 to 1.1 and peraluminous character for the southern pluton samples, with the same ratios close to 1.2 (Fig. 7c).

The patterns of trace elements were plotted in multielement spiderdiagrams, normalized for the upper crust of Taylor and McLennan (1995). Capão do Leão Granite is enriched in Rb, Th and K, and depleted in the elements Ba, Nb, Sr, P and Ti (Fig. 8). The REE's concentrations were plotted in multielement spiderdiagrams, normalized to the chondritic model of Boynton (1984). Thus, it was possible to verify a moderate decrease pattern, from LREE to HREE, with evident anomaly in Eu (Eu/Eu* = 0,12), taking into consideration that LREE values were of the order of 10

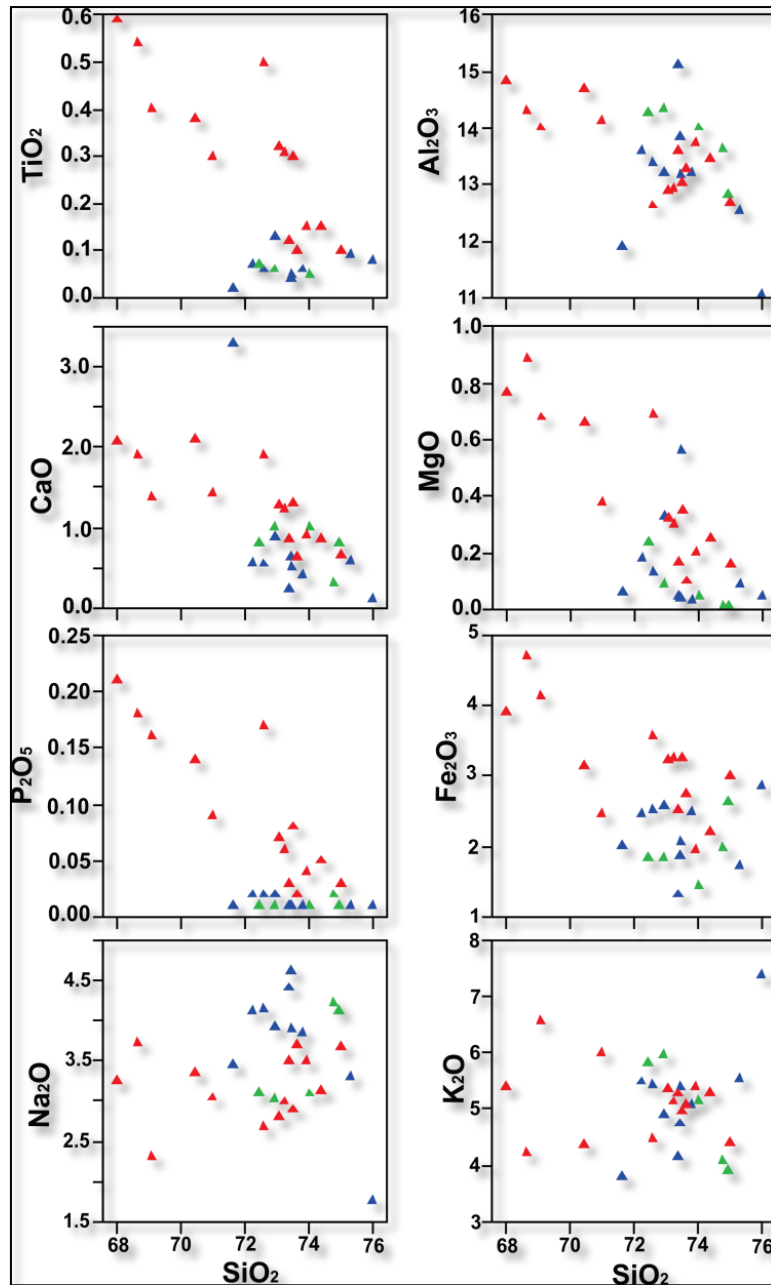


Figure 6. Harker diagrams of correlation, using SiO_2 as differentiation index, for Capão do Leão and Chasqueiro granites. Samples show negative correlation trends for Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 and positive correlation for K_2O and Na_2O . (See figure 7).

to 100 times higher than the standard chondritic and HREE values of the order of less than 10 times in relation to the same standard (Fig. 9).

To determine the petrogenesis of Capão do Leão Granite, the analyzes were plotted in the diagrams of Whalen *et al.* (1987) in order to classify the granites as A-type, I-type, S-type or felsic fractionated granites, from ratio Ga/Al and the sum of Zr, Nb, Ce and Y vs major elements and traces (Fig. 10). The samples are distributed

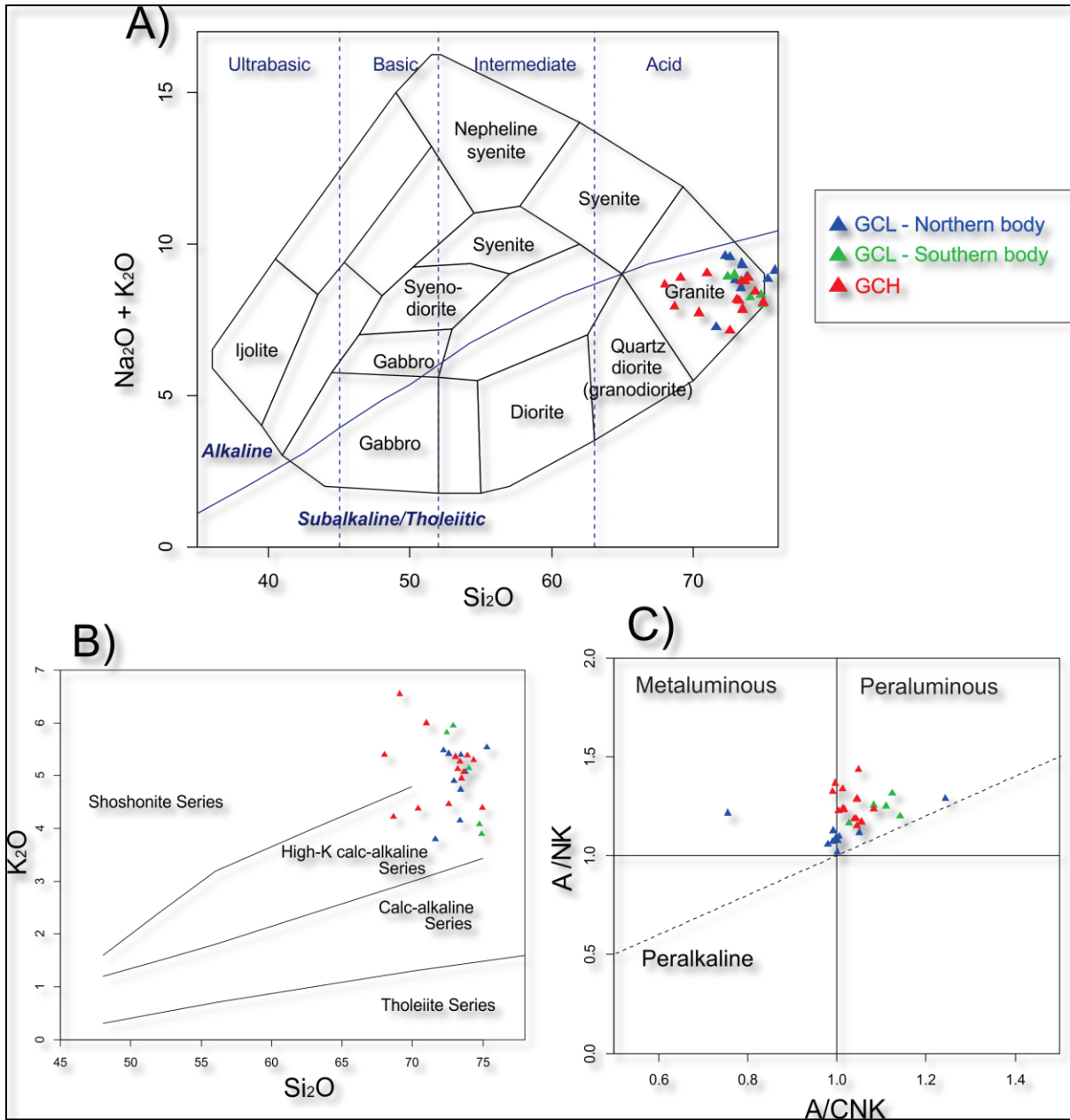


Figure 7. Geochemical classification of Capão do Leão and Chasqueiro granites. A) TAS Diagram for the classification of plutonic igneous rocks, of Le Maitre (2002), rocks plotting in the field of granites with subalkali affinity; B) diagram of genetic classification K_2O vs. SiO_2 proposed by Peccerillo and Taylor (1976), in which samples plot in the field of calcium-alkaline high-K series. C) diagram A/NK vs A/CNK , of Shand (1943), in which samples present metaluminous to weakly peraluminous character.

predominantly in the fields of highly fractionated I-type and S-type Granites. In the diagrams for major elements, especially when involving Fe, K and Na oxides, samples are plotted in the A-type granite field. The samples show positive trends parallel to the axis of these elements, which could indicate an enrichment caused by late alteration, besides being the reflection of K and Na feldspars (orthoclase and

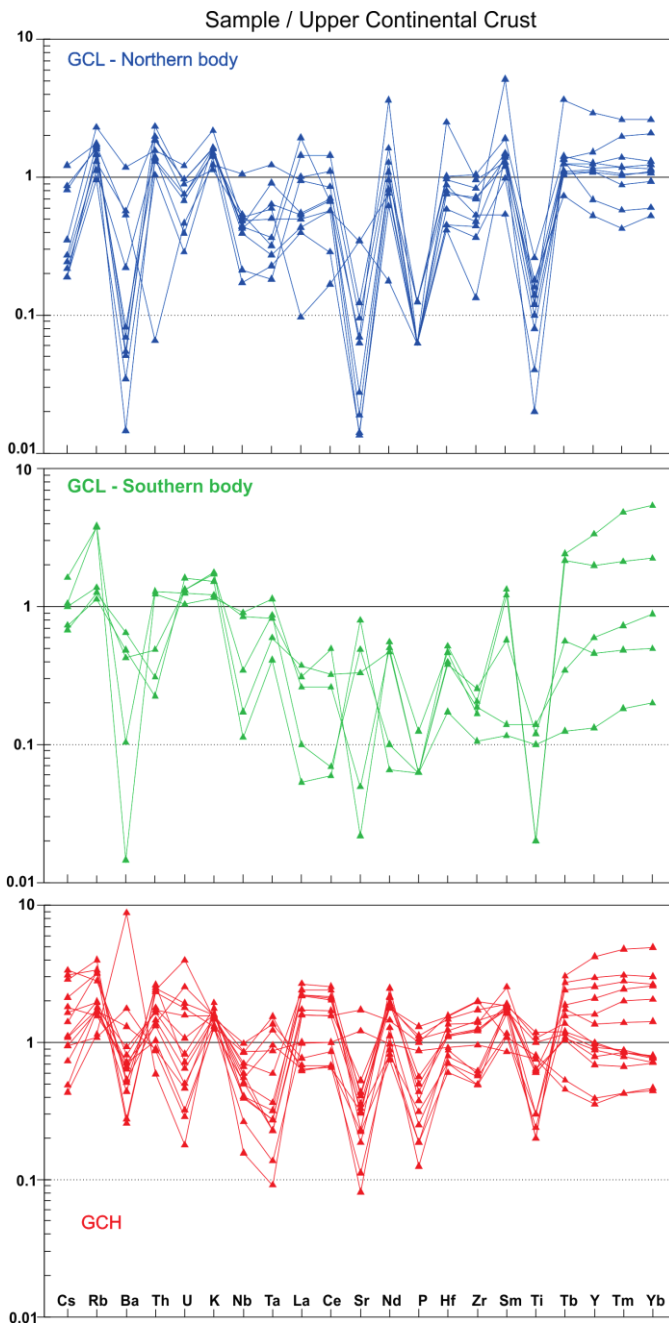


Figure 8. Multi-element spider diagrams for trace elements of Capão do Leão and Chasqueiro granites, presenting positive and negative anomaly peaks, similar, more depleted patterns in Ba, Nb, Sr, P, Ti and enriched in Rb, Th and K.

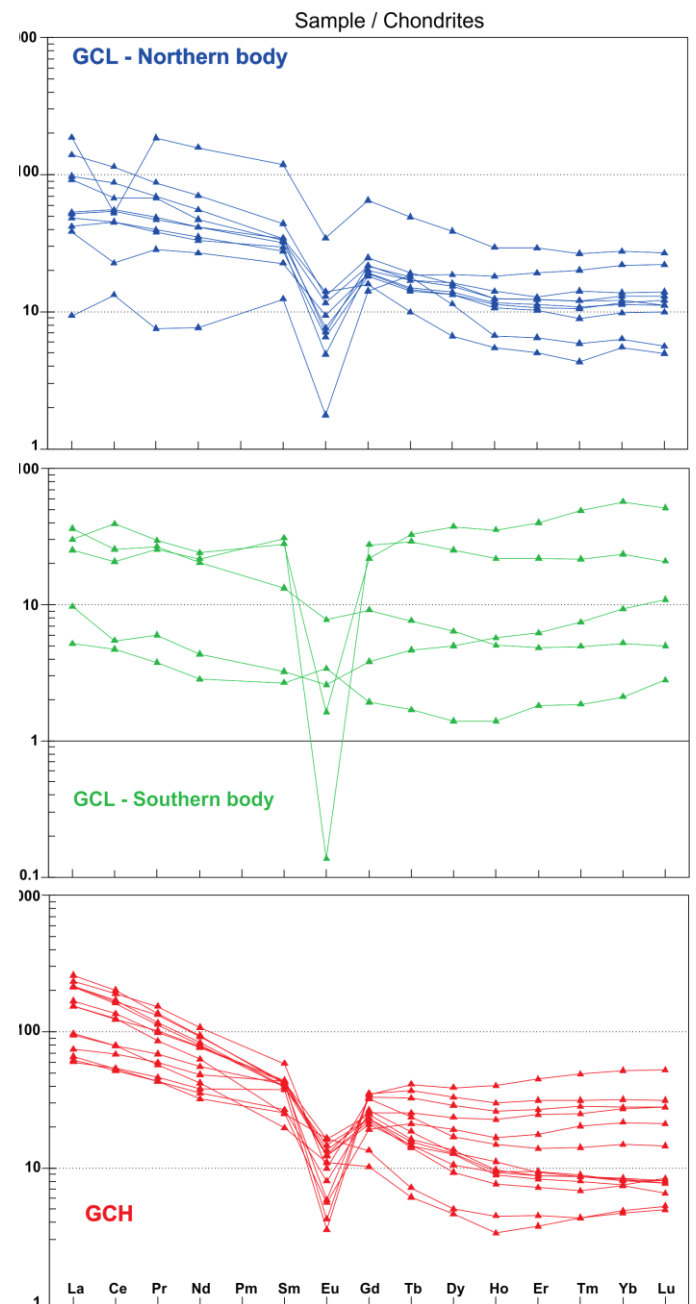


Figure 9. Multi-element spider diagrams for REEs of Capão do Leão and Chasqueiro granites, verifying a decreasing pattern of LREE and HREE, with remarkable negative anomaly in Eu.

albite) predominance in the mineral rock assembly. In the diagrams for trace elements, the concentrations of the samples plot in the field of I-type and S-type or fractionated felsic granites.

To classify the tectonic environment of GCL, samples were plotted in the diagrams of Pearce *et al.* (1984). In these, there is a correlation in the concentrations of the elements Rb, Nb, Y, and Ta, and samples of Capão do Leão Granite are arranged preferably in post-collisional rocks field (Fig. 10e).

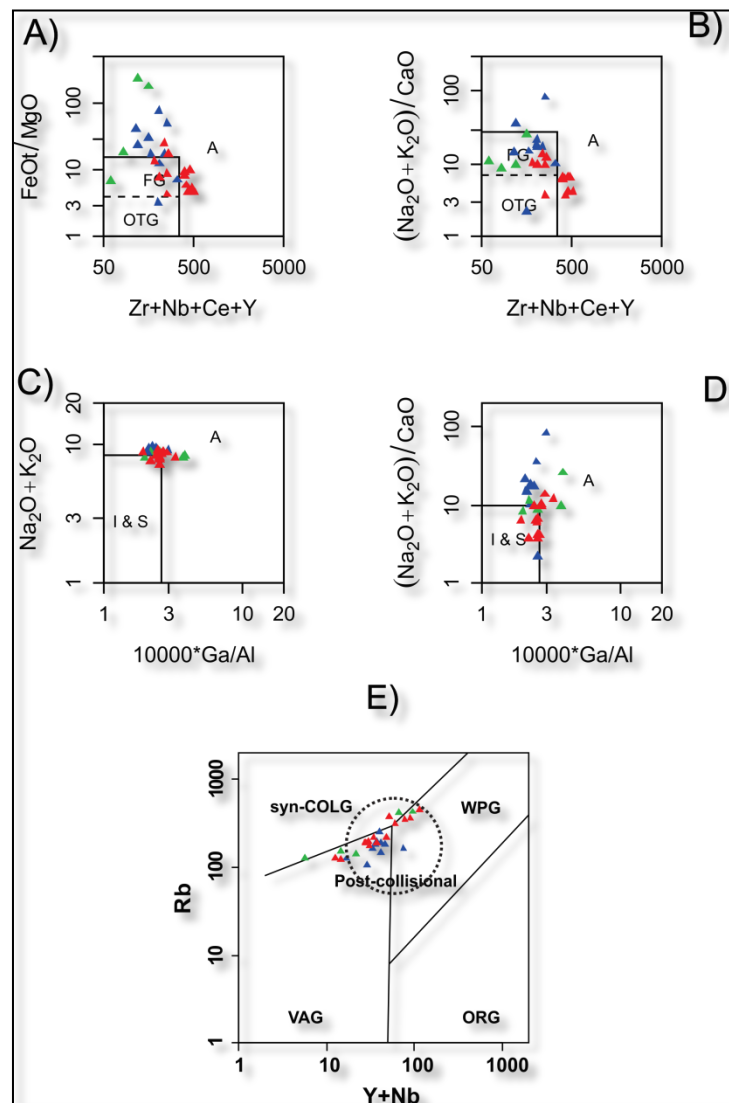


Figure 10. Petrogenetic and geotectonic diagrams of Whalen *et al.* (1987; A, B, C, D) and Pearce *et al.* (1984; E), showing the classification of the study granites as fractionated and post-collisional environment granites, respectively. (See figure 7).

4. Discussion and interpretations

4.1. High fractionating and I-, S- or A-type granites

The terms I-type and S-type, widely used for the classification of granitic rocks, were introduced by Chappel and White (1974). Initially such classification took the crustal melting as the main mechanism for the generation of granites, seeking then to define the nature of molten protolith, which would be the source of the granitic liquid, being I-type for metagneous sources and S-type for metasedimentary sources. In this same sense, Loiselle and Wones (1979) coined the term A-type, which was meant to classify granitic rocks with chemical compositions that are distinct of those of I- and S-types, such as those with alkaline affinities, anhydrous compositions and related to the anorogenic environment. Thus, the so-called "alphabetical order" was created (Frost *et al.*, 2001), which currently refers more properly to the chemical composition and its contribution to the understanding of a rock's petrogenetic evolution or of lithologic associations than to its the relation with specific petrologic mechanisms of igneous rocks genesis, such as crustal melting (e.g. Chappel and White, 2001; King *et al.*, 2001; Chappel *et al.*, 2012; Arndt, 2013). The "fractionated granite", also called haplogranites, is those derived from long fractionated crystallization, with quartz and feldspar (alkali and plagioclase) in similar amounts, which represent the final composition into which granitic liquids from different sources tend to converge (Tuttle and Bowen, 1958; King *et al.*, 1997; Chappel, 1999).

Capão do Leão Granite features geochemical characteristics that are similar to those of types I, S or A. King *et al.* (1997, 2001) have commented on the difficulty in classifying and dividing highly differentiated ($\text{SiO}_2 > 72\%$) and highly fractionated rocks into types I, S or A, considering that such definition will primarily take into account the geological setting under study. The authors suggest that, for the use of chemical schemes and classifications in studies addressing fractionated felsic rocks, mafic members of each association should be used, in order to facilitate the definition of the type of granite in study. Still according to these authors, the greatest difficulty is actually in discerning I-type granite from A-type granite, since the S-type granites are more easily determined due to natural features as, for instance, their

strongly peraluminous character, with two-mica crystallization, muscovite and biotite, as well as their content relatively enriched in P_2O_5 .

In the diagrams of Whalen *et al.* (1987), used to discriminate petrogenetic associations of types I and S or A, the geochemical features of GCL are distinct from the typically defined as A-type granites, plotting in the field of highly fractionated I and S-types granites. This difference is mainly due to low-HFSE (average value of 187 ppm), defined as $Zr + Nb + Ce + Y > 340$ ppm, and to the $Ga/Al \cdot 10000$ ratios, defined as greater than 2.6 for the A-type granites (Whalen *et al.*, 1987), ratio at which the GCL also predominantly presents lower values. Another criteria for the classification of A-type rocks suggested by Nardi and Bitencourt (2009), is the sum $Na_2O + K_2O > 9$ w t% and the ratio $FeOt / (MgO + FeO) > 0.9$. GCL samples are distributed both in and outside A-type granites fields, with a predominance of values $Na_2O + K_2O < 9$ %, with some ratios $FeOt / (FeOt + MgO) > 0.9$, thereby interfering in the classification of the studied granite as an A-type (Figs. 10a, 10c). Nardi and Bitencourt (2009) postulate yet two other features for the A-type granites, which are: 1) genetic association with magmatic rocks of sodic alkaline or ultrapotassic affinity, including monzogabbroids, monzodiorites, monzonites and syenites; and 2) plotting predominantly in the field of post-collisional rocks (Fig. 10e). However there is no register of any of such features in GCL, as intra-plate field samples plotted in the diagram $Nb + Y$ vs Rb , of Pearce *et al.* (1984). Thus, GCL is classified as a highly fractionated magmatism.

4.2. Capão do Leão Granite petrogenesis

Being GCL the result of an extensive process of fractionated crystallization, what would be the evidence for the evolution of this magmatism or its early liquid? In the studied area, occur Chasqueiro and Arroio Grande granites. Both are nearly as old as granite Capão do Leão, so they could potentially be consanguineous granites and represent the early stages of the magmatic system.

GLC and GCH share mutual chemical affinity, in addition to both being subalkaline natured liquids, metaluminous to weakly peraluminous, it is possible to observe evolution trends between their lithologies, which suggest genetic link between them both and shared evolutionary histories. In the diagrams of Harker, spider of trace elements and of petrogenetic classification by Whalen *et al.* (1987), plots exhibit

differentiation trends characteristic of I-type associations, culminating in highly fractionated rocks that are represented by Capão do Leão granite (Figs. 6, 8, 9 and 10).

The correlation patterns between trace elements and REE are evidence that reinforces the hypothesis that GLC and GCH are consanguineous liquids. Lithologies we analyzed present similar behavior patterns, both having positive and negative anomaly for the same elements. GLC has more depleted patterns in comparison to GCH, specially in elements such as Sr, Ba, Ti, P, and REEs, which could be due to the fractionated crystallization process and the granitic magma evolution, since such elements, more compatible and less mobile, tend to be retained firstly in the structure of minerals, in the earliest stages of fractionated crystallization, presenting greater depletion in final or highly fractionated liquids. Both granites present negative anomaly in Eu, which is commonly attributed to the fractionation of feldspars, plagioclase and alkaline, during the liquid segregation, which may suggest both share the same source. Besides that, compared to GCH, GLC presents patterns more depleted in levels of Eu, which is also evidence that its fractioning character higher than in GCH.

In addition to that, GCL has garnet as its accessory mineral, appearing significantly in the rock. Dahlquist *et al.* (2007) highlight the uncommon fact of the presence of garnet in the mineralogy of igneous rocks, though significant in petrological terms. Mohamed and Abu El-Ela (2011), stress that such occurrence suggests granite with highly differentiated character as a result of long fractionated crystallization, which is in line with the interpretation given to the GCL. The garnet genesis is interpreted as an advancement of this differentiation and fractionated crystallization process, marking an excess of aluminum up to the later stages of crystallization, typical of peraluminous magmas. This factor may be due to an increased participation of crustal material to the GCL, merging with the initial liquid by partial crust melting. The variations in concentration levels of garnets do not present a zoning pattern, that is, there is no occurrence of rims and core with concentration of one or other element. According to Dalquist *et al.* (2007), the zonal characteristic of the garnet is strongly linked to the temperature, wherein above 700°C the diffusion of chemical elements tends to accelerate and such pattern to be eliminated, which also suggests the magmatic character of the GCL garnets.

The process of granitic liquid generation in the rocks of the area studied, which originated the Capão do Leão, Chasqueiro and Arroio Grande granites, may be linked to or be the result of ZCAG action. The pressure relief, in a post-collisional environment, caused by the opening of the shear zone, would be the initial mechanism for melting the crust and/or the mantle, generating the initial liquid of these rocks. The rise of this magma to the crust, could also be linked to fractures and spaces generated by the shear region, as well in the main zone as for radial failures in it, occurring assimilation and fusion of crustal material, which in part would be responsible for the differentiation between GCL and GCH, and on the other hand responsible for generating GAG, which would represent the portion of the crust melted by the heat source arising from lower levels of the lithosphere. GCH and GAG demonstrate syntectonic magmatism features in macro and micro scale, while in GCL such features are not observed. Thus ZCAG would work as generation and accommodation mechanism for GCH and GAG, whilst for GCL it would act as a transport and differentiation mechanism, and could also, occasionally, make room for the accommodation of highly differentiated magmatic Capão do Leão granite liquid.

The northern and southern plutons of GCL have different petrographic and geochemical characteristics (Tab. 3). Geochemically, GCL samples have unique patterns for northern and southern plutons, which are also reflected in their mineral chemistry. Furthermore, macroscopic characteristics such as the presence of mafic enclaves and miarolitic cavities in northern pluton, and mylonitic bands in the southern pluton, also point to distinct evolution paths for the two plutons. Such differences may have been given due to granitic magma's own petrological evolution, which has the following approach: address the two plutons, northern and southern, as liquids that took different amounts of host rock material, via contamination or assimilation of mantle or crustal materials, concomitant with the advance of fractionated crystallization process, which would also be responsible for the differentiation of granite.

5. Conclusions

Macro and microscopic petrographic characteristics identified, along with the results of mineral chemistry and whole-rock geochemistry, demonstrate the complexity of the genesis and heterogeneity in the cooling and crystallization of

GCL. The granite studied presents incipient deformation and it is possible to observe original igneous textures and structures that are still preserved. In general, GCL is an isotropic rock which has no magmatic foliation. The presence of subgrains of recrystallized quartz with undulose extinction and alkali and plagioclase feldspar with slightly deformed twinning plans are evidences that the granite has suffered deformation beyond mylonite portions that are interpreted as post-magmatic.

Table 3. Distinctive characteristics between northern and southern bodies of Capão do Leão granite.

CAPÃO DO LEÃO GRANITE		
PLUTON	NORTHERN	SOUTHERN
QAP	Sieno a monzogranite	Sieno a monzogranite
Macroscopic petrography	Miarolitic cavities; Mafics enclaves; Aplitics veins;	Mylonite bands; Mafics enclaves;
Microscopic petrography	Kf = Ortoclase; Plg = Albite; Bt = Siderofilite (>TiO ₂); Grt = Spessartine, almandine e grossular;	Kf = Ortoclase; Plg = Albite and oligoclase ; Bt = Anite(<TiO ₂); Grt = Almandine and spessartine; Anf = Iron-pargasite;
Geochemistry	Subalkaline; Calc-alkaline high-K; weakly peraluminous(0.99 - 1.00); Negative anomaly in Eu; Post-collisional;	Subalkaline; Calc-alkaline high-K; Peralumious (1.1 - 1.2); Negative anomaly in Eu; Post-collisional;

The presence of miarolitic cavities indicates an epizonal granite pluton, which crystallized in a shallow crustal level relatively close to the earth's surface, at a depth of up to 10 km from the surface. The formation of these cavities is associated with the exsolution of the fluid phase, when it is at low confining pressure, indicating a final crystallization in shallow conditions of the upper crust, and the important presence of fluids until advanced stages of magmatism. The mafic enclaves, which comprise xenocrystals of felsic minerals may represent the occurrence of mixtures of acids and alkali magmas, suggesting the presence of mantle material.

The mineral chemistry suggests that Capão do Leão Granite is a highly fractionated rock, result of the end of a long process of differentiation and fractional

crystallization. Such indications are: Na-rich plagioclase (albite); primary biotites with subalkaline nature and rebalanced biotites with aluminum potassium nature; presence of garnet, with a predominance of final members in almandine, spessartine and grossular in the northern pluton, and almandine and spessartine in the southern pluton, denoting the distinctive character of GCL.

The mechanisms that led to the segregation of an initial magma in the magmatic fluids of GCL and GCH, the relation between this initial liquid with the generation of GAG, and the process of accommodation of these granites may have been given by or through the participation of ZCAG, which would be as responsible for processes of extraction, emplacement and/or said segregation of the GCL and GCH as for the origin and setting of GAG liquid, which is a peraluminous leucogranite, with two micas, garnet and tourmaline, with relative enrichment in P_2O_5 . Such characteristics are typically associated with granites generated from crustal fusions. Therefore, ZCAG is presented as a potential agent of the crust fusion process that set the granites mentioned above, through pressure relief and fluid flux and addition as well as having acted in the transportation, collocation and/or segregation of GCL and GCH liquids and in the origin and placement of GAG liquid.

Associating the evidences from petrographic and mineral chemistry data with geochemistry data, and comparing them to data from granites that are found near GCL, especially GCH, it is possible to make the proposition that the liquids of Capão do Leão and Chasqueiro granites share a common genesis in their early segregation process. Due to the advancement of petrological processes, particularly the role played by ZCAG, there was a new segregation of these liquids, which differed in their mineralogy, texture and whole-rock chemistry.

Acknowledgements

The authors thank the Institute of Geosciences of UFRGS, its Graduation Program and staff, who made this work possible, due to their technical and infrastructural support. FAPERGS and CNPq are also thanked by financial support to the project.

References

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. 1984. O embasamento da Plataforma Sul Americana. *In: O Pré-cambriano do Brasil*, p. 1-5. Ed. Edgard Blucher, São Paulo, 378p.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8, Campina Grande, Anais, 363-391.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Review*, 17:1- 29.

ARNDT, N.T. 2013. Formation and Evolution of the Continental Crust. *Geochemical Perspectives*, 2(3):405-533.

BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; VAN SCHMUS, W.R.; HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic- Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3-4):263-274.

BARBARIN, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46:605-626.

BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:184-187.

BOYNTON, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare Earth elements: meteorite studies. *In: Henderson, P. Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier*, 63–114.

BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; FUCK, R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana, an approach to the Brasiliano-Pan african Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22:155-166.

BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3):493-518.

CHAPPELL, B.W. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*, 46:535–551.

CHAPPEL, B.W.; BRYANT, C.J.; WYBORN, D. 2012. Peraluminous I-type granites. *Lithos*, 153:142–153.

CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8:173–174.

CHAPPELL B.W.; WHITE A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83:1–26.

CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48:489-499.

COSTA, A.F.U. 1997. Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense. Porto Alegre, 291p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. George Allen & Unwin. London, 450 pg.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO BRASILEIRO. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Brasília: CPRM, 2007. Escala 1:750.000. CD-ROM.

DAHLQUIST, J.A.; GALINDO, C.; PANKHURST, R.J.; RAPELA, C.W.; ALASINO, P.H.; SAAVEDRA, J.; FANNING, C.M. 2007. Magmatic evolution of the Peñón Rosado granite: Petrogenesis of garnet-bearing granitoids. *Lithos*, 95:177-207.

DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93:215-233.

DEER W.A.; HOWIE R.A.; ZUSSMAN J. 1992. An Introduction to the rock forming minerals. 2.ed., Hong Kong, Longman Scientific & Technical, 696p.

FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; COSTA, A. F. U.; KOESTER, E.; PORCHER, C. C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G. E.; CAMOZZATO, E. 1995a. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):351-374.

FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; COSTA, A.F.U.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E. 1995b. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte II – uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):375-384.

FRAGOSO CÉSAR, A.R.S.; FIGUEIREDO, M.C.H.; SOLIANI JR., E.; FACCINI, U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, 1986, Goiânia. *Anais...Goiânia, SBG*, V.3, p.1322-1343.

FROST, B.R.; BARNES, C.; COLLINS, W. J.; ARCULUS, R. J.; ELLIS, D. J.; FROST, C. D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11):2033-2048.

FROST, B.R.; FROST, C.D. 2008. A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, 49(11):1955-1969.

GILL, R. 2010. Granitic rocks. *In: (Ed). Igneous rocks and processes: a practical guide*. Oxford: Wiley-Blackwell.

HARTMANN, L.A.; CHEMALE Jr., F.; PHILIPP, R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Precambriano. *In: Ianuzzi, R.; Frantz, J.C. (Org.). 50 anos de Geologia*. Instituto de Geociências. Contribuições. 1ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO. IG-UFRGS, v. 1, p. 97-123.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J. 2004. A Província Mantiqueira. *In: Mantesso Neto, A., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito Neves, B.B. (Eds.). O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, p. 203-234.

JANOUSĚK, V.; FARROW, C., M.; ERBAN, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6):1255-1259.

KING, P.L.; CHAPPELL, B.W.; ALLEN, C.M.; WHITE, A.J.R.; 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48:501-514.

KING, P.L.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W.; ALLEN, C.M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 38:371–391.

KLEIN, F.G. 2012. Petrologia do Metagranito Três Figueiras, Arroio Grande, RS. Monografia (Graduação) – Instituto de Geociências, Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 84p.

LEAKE, B.E.; WOOLEY, A.R.; ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D.; GILBERT, M.C.; GRICE, J.D.; HAWTHORNE, F.C.; KATO, A.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LINTHOUT, K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J.A.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; SCHUMACHER, J.; SMITH, J.C.; STEPHENSON, N.C. N.; UNGARETTI, L.; WHITTAKER, E.J.W.; YOUZHI, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine*, 61:295-321.

LE MAITRE, R.W. 2002. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Cambridge University Press*, 236 p., Cambridge

LOISELLE, M.C.; WONES, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 11, 468.

MASQUELIN, H.; FERNANDES, L.A.D.; LENZ, C.; PORCHER, C.C.; MCNAUGHTON, N.J. 2012. The Cerro Olivo Complex: a pre-collisional Neoproterozoic magmatic arc in Eastern Uruguay. *International Geology Review*, 54: 1161- 1183.

MOHAMED, M.A.; ABU EL-ELA, F.F. 2011. Geochemistry and fluid inclusions study of highly fractionated garnet-bearing granite of Gabal Abu Diab, central Eastern Desert of Egypt. *Arabian Journal of Geosciences*, 4:763–773.

NACHIT H. 1986. *Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques*. Tese de Doutorado, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 238 p.

NACHIT H.; RAZAFIMAHEFA N.; STUSSI J.M.; CARRON J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 301:813-818.

NARDI, L.V.S.; BITENCOURT, M.F. 2009. A-type granitoids in post-collisional settings from southernmost Brazil: their classification and relationship with magmatic series. *Canadian Mineralogist*, 47(6):1493-1504.

PATIÑO DOUCE, A. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: A. Castro, C. Fernandez, J.L. Vigneresse (eds) *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society, London, *Special Publications*, 168:55-75.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25:956–983.

PECCERILLO, A.; TAYLOR, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58:63–81.

PHILIPP, R.P.; MACHADO, R. 2005. The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 19:461–478.

PHILIPP, R.P.; MACHADO, R.; NARDI, L.V.S.; LAFON, J.M. 2002. O Magmatismo Granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no Sul do Brasil: Novos Dados e Revisão da Geocronologia Regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2):277-290.

PHILIPP, R.P.; MACHADO, R.; CHEMALE Jr., F. 2007. A Geração dos granitoïdes Neoproterozoicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: Ianuzzi, R.;

Frantz, J.C. (Org.). 50 anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. 1ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO. IG-UFRGS, v. 1, p. 59-77.

RAMGRAB, G.E.; WILDNER, W. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folha SH.22-Y-C Pedro Osório. Escala 1:250.000, CPRM, Brasília.

RAMOS, R.C; KOESTER, E. 2015. Lithogeochemistry of the meta-igneous units from Arroio Grande Ophiolitic Complex, southernmost Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 45(1):65-78.

SHAND, S.J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley e Sons.

SPEER, J.A. 1984. Micas in igneous rocks. In: Bailey, S. W. (ed.), Micas. *Reviews in Mineralogy*, 13, p. 299-356.

STRECKEISEN, A.L. 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie*. Stuttgart. Vol. 63, p. 773-785.

TAYLOR, S.R.; MCLENNAN, S.M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews in Geophysics*, 33:241-265.

THORPE, R.S.; BROWN G.C. 1999. *The field description of igneous rocks*. John Wiley e Sons, 154p.

TICKYJ, H.; HARTMANN, L. A.; VASCONCELLOS, M.A.Z.; PHILIPP, R.P.; REMUS, M.V.D. 2004. Electronmicroprobe dating of monazite substantiates ages of major geological events in the southern Brazilian Shield. *Journal of South American Earth Sciences*, 16:699-713.

TUTTLE, O.F.; BOWEN, L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$. *Geological Society of America Memoir* 74.

VIEIRA, D.T.; KOESTER, E.; BERTOTTI, A.L. 2016. Petrologia do Granito Chasqueiro, um estudo integrado de petrografia, análise estrutural, geoquímica e geologia isótopica (U-Pb, Lu-Hf) na região de Arroio Grande, SE do Escudo Sul-Rio-Grandense. *Brazilian Journal of Geology*. Submitted.

WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95:407-419.

WOLF, M.B.; LONDON, D., 1994. Apatite dissolution into peraluminous haplogranite melts: An experimental study of solubilities and mechanisms. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58:4127–4145.