



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

**PETROLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO PLUTON ARROIO DO
SILVA, UMA ASSOCIAÇÃO SIENITO-MONZONITO-DIORITO DE AMBIENTE PÓS-
COLISIONAL NO SUL DO BRASIL**

DIONATAN FERRI PADILHA

ORIENTADORA: Prof^a. Dr^a. Maria de Fátima Bitencourt

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

Porto Alegre, 2019.

I

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

PETROLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO PLUTON ARROIO DO
SILVA, UMA ASSOCIAÇÃO SIENITO-MONZONITO-DIORITO DE AMBIENTE PÓS-
COLISIONAL NO SUL DO BRASIL

DIONATAN FERRI PADILHA

ORIENTADORA: Prof^a. Dr^a. Maria de Fátima Bitencourt

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

BANCA EXAMINADORA

Maria do Carmo Pinto Gastal – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Rômulo Vieira Conceição – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Maria José Maluf de Mesquita – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre
em Geociências.

Porto Alegre, 2019.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**Reitor:** Rui Vicente Oppermann**Vice-Reitora:** Jane Fraga Tutikian**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS****Diretor:** André Sampaio Mexias**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Padilha, Dionatan Ferri

Petrologia, Geoquímica e Geocronologia do pluton Arroio do Silva, uma associação Sienito-Monzonito-Diorito de ambiente pós-colisional no sul do Brasil. / Dionatan Ferri Padilha. – Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2019.

102 f. il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2019.

Orientadora: Maria de Fátima Bitencourt

Co-orientador: Lauro Valentim Stoll Nardi

1. Shoshonito. 2. Ultrapotássico. 3. Ediacarano 4. Período pós-colisional. I. Título.

CDU 550.93

Catlogação na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira

CRB 10/2310

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves,
9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6569

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

Ao direito de todo cidadão brasileiro de ter acesso ao ensino superior público de
qualidade

“Ano passado eu morri, mas esse ano eu não morro”.

-Belchior

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar gostaria de agradecer à universidade pública! À UFRGS por ter me proporcionado um ensino de qualidade, tanto na graduação quanto agora na pós-graduação.

Gostaria de agradecer à minha família, que sempre me proporcionou acesso ao estudo e que vêm apoiando minhas decisões em relação à esta vida de pesquisas. Em especial ao meu pai, sem tua ajuda isso não seria possível, te amo! À minha vó, meu grande exemplo de vida! Te amo demais! Aos meus irmãos Burna e João Vitor, amo muito vocês! Ao mais novo membro da família, meu sobrinho Joaquim, mal chegastes e já nos encanta com tua simpatia e inteligência. À minha mãe e tia Cátia, dois exemplos de mulheres fortes que eu admiro muito!

Agradeço também à três grandes amigos que a vida me deu: Francielle Niewinski, Catherine Goulart e Gabriel Favretto. A companhia de vocês nesses últimos anos foi uma satisfação. Obrigado pelas conversas e por todo apoio e carinho. Vocês são a prova de que a felicidade só é real quando compartilhada! Espero que nossos destinos continuem se cruzando por muitos anos! Amo vocês!

Agradeço também à minha orientadora Maria de Fátima Bitencourt. Obrigado por todo apoio e ajuda, especialmente nesta etapa de fim de dissertação! Tua paciência e compreensão foram fundamentais nestes momentos. Te admiro muito! Também quero agradecer ao meu orientador Lauro Nardi, o mago dos magmas. Lauro, muitíssimo obrigado pelas conversas, as geológicas e filosóficas também.

Agradeço também à este grupo de pesquisa maravilhoso que é o Magmatismo Sintectônico: Fran, Steph, Camila, Elisa, Cris, Matheus, Pepe, Amós, Diego, Pedrinho-erro-zero, Felipe, Victor e Luana ! Um agradecimento especial à Duda que superou a própria procrastinação e me ajudou com as minhas imagens! Vocês todos são demais e eu os admiro muito. Esse trabalho não teria sido possível sem a ajuda de vocês todos.

Agradeço também à galerinha da pós, que eu tive o prazer de conhecer e conviver nestes últimos anos: Isaque, Fernando, Henrique, Dudu, Sushi, Amanda, Larissa, Rayane, Vivi, Maiara e Janio. Obrigado pelas conversas e pela cia!

RESUMO

A área de estudo localiza-se na porção centro-norte do Escudo Sul-rio-grandense, nos arredores da cidade de Encruzilhada do Sul. O Pluton Arroio do Silva faz parte do cinturão granítico que compõe o Cinturão Dom Feliciano, cuja gênese deste magmatismo granítico está relacionada com o período pós-colisional do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano. O Pluton Arroio do Silva (PAS) compreende uma associação de rochas sieníticas-monzoníticas e dioríticas, tipicamente ricas em quartzo. Na área de ocorrência, o PAS aflora como quatro corpos, entretanto a concordância da sua trama magmática sugere uma continuidade em subsuperfície sendo interpretado como efeito de corte. São reconhecidas três principais variedades composicionais dentro do PAS: (i) uma quartzo monzonito a sienito (qMS), (ii) quartzo monzonito a monzodiorito (qMd) e (iii) quartzo diorito (qD). Enclaves microgranular máficos de composição diorítica e lamprofírica ocorrem de forma localizada, e estão tipicamente relacionados à variedade qMS, onde exibem contatos indicativos de mistura de magmas. A variedade qMS predomina na porção norte do pluton, e possui caracteristicamente cristais de Kfs euédricos que definem a trama magmática, ressaltada por agregados de máficos constituídos por Hbl ± Cpx. Em direção à porção sul do pluton, ocorre o aumento da mineralogia máfica, principalmente da biotita, acompanhado pela diminuição de Kfs que quando presente exibe formas arredondadas e fraca orientação. O comportamento de elementos maiores compatíveis sugere processo de mistura de magmas, cujos polos ácido e básico são dados pelas variedades qMS e qD, respectivamente. A variedade qMd representa o produto híbrido deste processo. As rochas do PAS são metaluminosas e suas razões K_2O/Na_2O variam entre 1 e 2, sendo portanto classificadas como shoshoníticas. Para os MME lamprofíricos, essas razões são levemente maiores do que 2, classificadas como ultrapotássicas. São individualizados três magmas principais que compõem o PAS: (i) um monzonítico-sienítico, (ii) um diorítico e (iii) um lamprofírico. O enriquecimento em LILEs e ETRL em relação aos HFSE e ETRP, e o comportamento de elementos maiores e traços mostram semelhanças com fontes do tipo OIB. Anomalias negativas de Nb, Ti e P indicam fontes mantélicas metasomatizadas por subducção. A similaridade do padrão destes elementos indica fontes semelhantes para o PAS, e a assinatura isotópica aponta diferenças na composição da fonte, sendo mais rica em flogopita para os MME lamprofíricos. A idade U-Pb em zircão de 578 Ma obtida para a qMS é concordante com a ocorrência de outras associações sieníticas-monzoníticas na região de estudo. As similaridades químicas entre o PAS e estas associações apontam para uma importante contribuição mantélica durante os estágios finais do período pós-colisional no sul do Brasil.

ABSTRACT

The study area is located in center-north portion of Sul-rio-grandense Shield, nearby Encruzilhada do Sul town. The Arroio do Silva Pluton is part of the granitic belt of Dom Feliciano Belt, which the genesis of this granitic magmatism is related to the post-collisional period of Brasiliano/Pan-African Cycle. The Arroio do Silva Pluton (ASP) comprise a typically quartz-rich syenite-monzonite-diorite rock association. The ASP out crop as four isolated bodies but its subsurface behavior is part of a single pluton due to geometrical continuity of magmatic fabric from one exposed area to another. Three main varieties are recognized: (i) a quartz monzonite to syenite (qMS), (ii) a quartz monzonite to monzodiorite (qMd) and (iii) a quartz diorite (qD). Locally occurs amicrogranular mafic enclaves of dioritic and lamprophyric composition, typically related to qMS variety, where develops contacts that suggests magma mixing/mingling. The qMS variety predominate at northern portion of pluton and has characteristically euhedral Kfs crystals that defines magmatic fabric given by its shape orientation, enhanced by mafic aggregates (Hbl \pm Cpx). At southern portions of the pluton occurs an increase of mafic minerals, especially biotite. It is accompanied by decrease of Kfs crystals that, when present, exhibits rounded shapes and exhibits a weak orientation. Major compatible elements patterns indicate magma mingling processes, which acid and basic poles are represented by qMS and qD, respectively. qMd is the hybrid product generated by this process. ASP rocks are metaluminous and K_2O/Na_2O ratios range from 1 to 2, which allow to classify as shoshonitic. Lamprophyric MME K_2O/Na_2O ratios is slightly higher than 2, thus ultrapotassic. ASP magmas are individualized in three compositions: (i) a monzonite-syenitic, (ii) a dioritic and (iii) a lamprophyric. LILEs and LREE are enriched in relation to HFSE and HREE, and trace elements exhibits OIB sources. Nb, Ti and P negative anomalies indicates metasomatized mantle sources. The similar pattern of these suggests a similar source to ASP rocks, otherwise isotopic signature indicates compositional differences, where lamprophyric MME sources is phlogopite-richer. U-Pb zircon crystallization age of 578 Ma to qMS variety is in agreement to others syenite-monzonite associations nearby the study area. The similar chemical signature between ASP rocks and these associations points to an important mantle contribution at late stage of post-collisional period in southern Brazil.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.** Divisão das rochas alcalinas em relação à quantidade de álcalis. 14
- Figura 2.** Diagrama TAS com as principais séries magmáticas e produtos de fusão crustal..... 17
- Figura 3.** Diagrama QAP com os campos das principais séries magmáticas, modificado de Lameyre e Bowden (1982). 1- Série toleítica oceânica; 2- série cálcio-alcalina baixo-K; 3- séries subalcalinas (toleítica e cálcio-alcalina) médio e alto-K; 4- série shoshonítica; 5- série alcalina saturada em sílica sódica; 6- série peralcalina e ultrapotássica; 7- associação leucocrática peraluminosa..... 18
- Figura 4.** Desenhos mostrando a distribuição de átomos de elementos incompatíveis (círculos brancos) em um lherzolito mantélico simplificado sofrendo fusão parcial. a) Antes da fusão começar, elementos incompatíveis concentrados próximos dos limites de grão. b) No início da fusão os elementos incompatíveis se concentram em bolsões, formando líquidos muito enriquecidos (em preto). c) Em estágios mais avançados da fusão a quantidade de elementos incompatíveis é diluída devido a grande quantidade de material fundido e líquido gerado. Retirado de Gill (2014).....21
- Figura 5.** Mapa regional com as principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai. A localização do magmatismo potássico/ultrapotássico é numerada: 1- Complexo Granítico Estaleiro; 2- Granodiorito Cruzeiro do Sul; 3- Granitoide Arroio das Palmas; 4- Maciço Sienítico Piquiri; 5- Associação Shoshonítica Lavras do Sul. Modificado de Bitencourt e Nardi, 2000. 28
- Figura 6.** Croqui de detalhe de dobras magmáticas descritas no PAS..... 73
- Figura 7.** Croqui esquemático do dique sinplutônico cortando em alto ângulo a trama principal e deslocando porções cumuláticas ricas em anfibólio (em preto). Detalhe de um fragmento da qMS retrabalhado pelo dique. 74
- Figura 8-** Amostras do PAS plotadas no diagrama QAP. As variedades sieníticas a dioríticas plotam no campo do trend monzonítico, campo das rochas pertencentes à série alcalina saturada em sílica potássica (shoshonítica)..... 75
- Figura 9.** Diagramas ilustrando os resultados de química mineral obtidos para o PAS. a) diagrama ternário de classificação de piroxênio (Morimoto, 1988). b) e c) diagramas de classificação de anfibólio com valores de Na+K respectivamente maiores e menores do que 0,5 (Leake, 1997). d) diagrama de classificação de biotita (Deer, et al., 1992). e) diagrama de classificação de feldspatos..... 77

SUMÁRIO

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO	10
CAPÍTULO II - ABORDAGEM TEMÁTICA	13
2.1. AS ROCHAS ALCALINAS: POTÁSSICAS E ULTRAPOTÁSSICAS	13
2.1.1. <i>Séries magmáticas</i>	15
2.2. MODELOS PARA A GÊNESE DE MAGMAS POTÁSSICOS/ULTRAPOTÁSSICOS	19
2.2.1. <i>Saturação em sílica</i>	19
2.2.2. <i>Enriquecimento em elementos incompatíveis</i>	20
2.2.3. <i>O manto venulado</i>	21
2.3. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DO MAGMATISMO POTÁSSICO/ULTRAPOTÁSSICO ..	23
2.4. O MAGMATISMO POTÁSSICO/ULTRAPOTÁSSICO NO SUL DO BRASIL	26
2.4.1. <i>Complexo Granítico Estaleiro (CGE)</i>	28
2.4.2. <i>Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS)</i>	29
2.4.3. <i>Granitoide Arroio das Palmas (GAP)</i>	29
2.4.4. <i>Associação Shoshonítica Lavras do Sul (ASLS)</i>	30
2.4.5. <i>Maciço Sienítico Piquiri (MSP)</i>	30
2.5. PLUTON ARROIO DO SILVA: UM BREVE HISTÓRICO	31
CAPÍTULO III - MATERIAIS E MÉTODOS	34
3.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	34
3.2. TRABALHO DE CAMPO E COLETA DE AMOSTRAS	34
3.3. PETROGRAFIA E ANÁLISE MICROESTRUTURAL	35
3.4. MICROSSONDA ELETRÔNICA	35
3.5. GEOQUÍMICA ELEMENTAL E ISOTÓPICA DE ROCHA TOTAL	36
3.6. GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO LA-MC-ICP-MS	37
CAPÍTULO V- ARTIGO SUBMETIDO	39
CAPÍTULO IV - RESULTADOS	72
CAPÍTULO VI - CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	78
REFERÊNCIAS	81
ANEXOS	88

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

A geração de magmas potássicos ocorre em diversos ambientes tectônicos onde a fonte mantélica registra um enriquecimento prévio gerado pela percolação de agentes metassomáticos ricos em potássio (Foley, 1992; Morrison, 1980). O transporte de fluidos e de material da crosta para regiões mantélicas acontece através de zonas de subducção, onde a placa descendente recicla estes materiais e libera-os na região da cunha mantélica. A percolação dos fluidos causa a remobilização de elementos móveis e modifica, de forma heterogênea, a composição desta região do manto.

O período pós-colisional (Liègeois, 1998) registra uma grande dinâmica tectônica, com movimentação horizontal e vertical ao longo de zonas de cisalhamento. A produção e ascensão de magmas está relacionado majoritariamente com este período, uma vez que, durante a colisão *sensu stricto*, período de convergência máxima, a ascensão de magmas não é favorecida. Períodos de regime extensional ocorrem durante o pós-colisional, de forma episódica ou contínua, promovendo a ocorrência de vários tipos de magmatismo.

Como descrito por Liègeois (1998), o magmatismo pós-colisional é predominantemente potássico, em particular cálcio-alcálico alto-K com subordinados volumes shoshoníticos. Granitoides peraluminosos e alcalino-peralcalinos ocorrem esporadicamente. As fontes destes magmas se formaram durante o processo de subducção até o período colisional, e ocorrem dentro da crosta ou no manto astenosférico/litosférico.

O Cinturão Dom Feliciano (CDF) é um cinturão Neoproterozoico formado no final do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano. Seus estágios finais de configuração estão relacionados com o período pós-colisional, onde há formação de um intenso magmatismo granítico. O registro precoce do magmatismo pós-colisional no CDF está intimamente relacionado com a atividade de zonas de cisalhamento anastomosadas de direção NE que compõem o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb – Bitencourt e Nardi, 2000). Porém, o registro ígneo transcende estes sítios de deformação, cortando porções crônicas e granitos posicionados anteriormente por zonas de cisalhamento (Nardi e Bitencourt, 2009). Como descrito por estes e outros autores (e.g. Florisbal *et al*, 2012; Knijnik, 2018) a evolução química dos magmas

gerados durante o período pós-colisional no CDF é coerente com o descrito por Liègeois (1998).

Dentro deste contexto, o Pluto Arroio do Silva (PAS) consiste em um magmatismo de composição sienítica a diorítica localizado fora dos principais sítios deformacionais. Esta associação de rochas é relacionada espacial e temporalmente com o Maciço Sienítico Piquiri (MSP), cuja gênese é bem documentada (e.g. Stabel, 2001; Nardi et al., 2008; Plá Cid *et al.*, 2003; Bitencourt *et al.*, 2015). Além disso, termos extrusivos e intrusivos de composição e idades semelhantes às do PAS e MSP ocorrem a oeste destes, e constituem a Associação Shoshonítica Lavras do Sul (ASLS – Lima, 1995). A ASLS registra um período extensional com a geração de intenso vulcanismo contemporâneo à atividade plutônica.

O grande volume de magmas potássicos de composição sienítica a monzonítica que ocorrem fora dos sítios deformacionais podem ter sido gerados por fontes similares ativas durante o período pós-colisional. Desta forma, o presente estudo tem como objetivo a caracterização petrográfica, geoquímica elemental e isotópica, bem como a determinação temporal da atividade ígnea do magmatismo sienítico-diorítico que constitui o Pluto Arroio do Silva.

A presente dissertação está estruturada em seis capítulos, de modo que os conteúdos apresentados são:

No Capítulo II é ilustrada a abordagem temática sobre magmatismo potássico e ultrapotássico, que abrange definições, modelos genéticos, compartimentação tectônica e o registro deste tipo de magmatismo no sul do Brasil. Além disso, é descrito um breve histórico da unidade de estudo, o Pluton Arroio do Silva.

No Capítulo III é apresentada a metodologia empregada, onde cada método é brevemente descrito. O capítulo é subdividido em: revisão bibliográfica, trabalho de campo e coleta de amostras, petrografia e análise microestrutural, microssonda eletrônica, geoquímica elemental e isotópica em rocha total e geocronologia U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS.

No Capítulo IV são apresentados os resultados obtidos que não foram utilizados no artigo submetido.

No Capítulo V é apresentado o artigo submetido à revista *Lithos*, intitulado **“Sources and settings of the Arroio do Silva Pluton:Ediacaran post-collisional**

shoshonitic magmatism from southernmost Brazil”, compondo o corpo principal da dissertação. Nele, são apresentados dados inéditos de geoquímica elemental e isotópica e geocronologia, sendo discutido sua importância no contexto regional.

O Capítulo VI sintetiza as conclusões apresentadas nos capítulos IV e V com considerações e conclusões sobre os temas abordados.

O Anexo A apresenta uma tabela com os resultados das análises químicas e isotópicas das amostras estudadas.

O Anexo B apresenta uma tabela das composições minerais analisadas por Microsonda Eletrônica.

O Anexo C apresenta o e-mail de confirmação da submissão do manuscrito à *Lithos*.

CAPÍTULO II - ABORDAGEM TEMÁTICA

2.1. As rochas alcalinas: potássicas e ultrapotássicas

As rochas alcalinas formam um grupo de rochas cuja variabilidade composicional é muito ampla o que torna desafiador a sua nomenclatura e classificação. Este grupo engloba rochas com os mais variados índices de cor, *i.e.*, de ultramáficas a félsicas; seus membros podem ser subsaturados até supersaturados em sílica; e caracteristicamente são rochas enriquecidas em elementos incompatíveis. Essa ampla variedade composicional reflete em uma variedade de minerais que, por sua vez é um problema para as classificações baseadas apenas na petrografia, pois mesmo com paragêneses distintas a composição química pode ser similar.

De forma simplificada, as rochas ígneas podem ser separadas no diagrama TAS [SiO_2 vs ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) – Le Maitre, 2002] em alcalinas e subalcalinas. As rochas menos diferenciadas que plotam nos campos ‘traquibasalto’ a ‘traquiandesito’ podem ser subdivididas em função do teor em peso de $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ em: (i) sódicas, quando $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O} > 2\%$ pertencendo à série hawaiíto-mugearito-benmoreíto-traquito; e (ii) potássica pertencendo à série shoshonito-latito moderadamente potássica quando $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O} < 2\%$ (Fig 1).

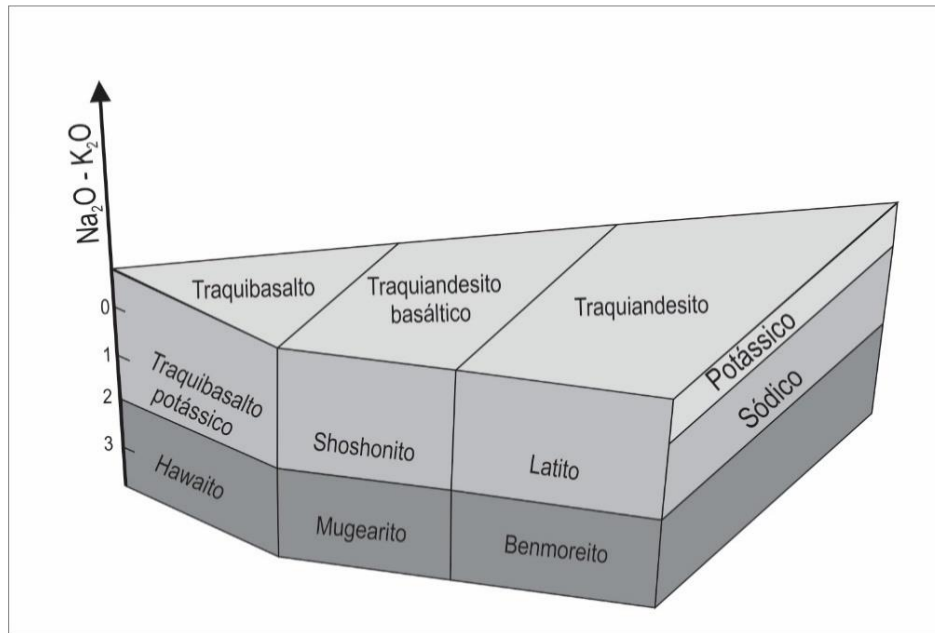


Figura 1. Divisão das rochas alcalinas em relação à quantidade de álcalis.

As rochas potássicas e ultrapotássicas são aquelas cujas razões K_2O/Na_2O são ≥ 1 e $\geq 2,5$, respectivamente (Peccerillo, 1992) com teores de MgO geralmente superiores a 3%. Esta restrição do magnésio é utilizada para excluir rochas como traquitos, dacitos e riolitos que podem apresentar altas razões de K_2O/Na_2O devido ao enriquecimento por processos naturais de diferenciação, mas que não têm relação com um magma parental potássico.

Trabalhos de revisão sobre rochas potássicas e ultrapotássicas (Peccerillo, 1992; Foley *et al.*, 1987.; Morrison, 1980) baseados no comportamento de elementos maiores e traços, na assinatura isotópica e na paragênese mineral, propõem uma subdivisão em 4 grupos: (i) shoshonitos, (ii) rochas ultrapotássica tipo-Roma, (iii) lamproitos e (iv) kamafugitos, além dos kimberlitos, que podem ser considerados um grupo adicional. Estes grupos, porém, não englobam todas as rochas potássicas e ultrapotássicas encontradas na natureza.

Os *lamproitos* são rochas ultrapotássicas que variam de intermediárias a ultramáficas e geralmente possuem conteúdos variáveis de SiO_2 (36-60%). Possuem tipicamente baixos conteúdos de Al_2O_3 (10-11 %), CaO (6-8 %) e Na_2O (1,5-2 %). Os *kamafugitos* compartilham a natureza ultrapotássica dos lamproitos, além dos baixos teores de Al_2O_3 e Na_2O . Porém são rochas com altos valores de CaO (acima de 18%). De modo geral são rochas extremamente subsaturadas em sílica.

As rochas pertencentes ao grupo *tipo-Roma* são ultrapotássicas e possuem altas quantidades de Al_2O_3 (12-20%) e de CaO (10-13%), e conteúdos intermediários de Na_2O (2-3%). Os baixos conteúdos de TiO_2 (< 1,2%) conferem anomalias negativas deste elemento em diagramas multi-elementares. Este grupo se sobrepõe ao “*grupo III*” descrito por Foley *et al.* (1987), cujos padrões de elementos maiores e elementos incompatíveis são relacionados com a classificação do autor como “*orogênicas*”.

Os *shoshonitos* contêm os menores teores de potássio (K_2O 2-3%) dentre os 4 grupos propostos por Peccerillo (1992) e possuem afinidade potássica dada pela razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ que mostra valores próximos da unidade. O termo shoshonito foi cunhado por Iddings (1895) para descrever basaltos potássicos do Parque Yellowstone, Wyoming, EUA. Assim, shoshonito refere-se à uma variedade potássica de traquiandesitos ou andesitos. Possuem altos valores de Al_2O_3 (14-20%) e CaO (10-12%), além de baixos teores de TiO_2 (<1,3%) que também configuram anomalias negativas em diagramas multi-elementares.

Conforme discutido pelos autores, as rochas menos diferenciadas (com conteúdo de MgO acima de 3%) podem ser classificadas como potássicas ou ultrapotássicas dentro dos critérios estipulados. As rochas mais diferenciadas, que não exibem necessariamente um enriquecimento relativo em álcalis, podem ocorrer associadas com líquidos potássicos/ultrapotássicos e o estudo de associações temporalmente relacionadas permite estabelecer de forma mais adequada as suas gêneses.

2.1.1. Séries magmáticas

Uma associação de rochas (Jake e Gil, 1970) pode ser definida pelo comportamento de elementos maiores, particularmente K_2O vs SiO_2 , pelo conteúdo total de álcalis, pelas razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ e pelo enriquecimento em $\text{FeO}_{(t)}$. Embora se admita que magmas são gerados em sistemas dinâmicos e que nos processos de diferenciação podem ocorrer assimilação e mistura com materiais externos, uma associação de rochas derivadas de magmas parentais de composição semelhantes pode ser agrupada conforme suas características composicionais em comum (Nardi, 2016).

As séries magmáticas exibem padrões de diferenciação característicos quando representadas em diagramas químicos como AFM, TAS (Fig 2), $Ca/(Na_2O + K_2O)$, entre outros. Como mencionado anteriormente, as rochas ígneas podem ser divididas em alcalinas ou subalcalinas de acordo com o diagrama TAS e, dentro dos limites de saturação em sílica são reconhecidas 7 principais séries magmáticas:

- Alcalina subsaturada em sílica (sódica, potássica ou ultrapotássica)
- Alcalina saturada em sílica potássica
- Alcalina saturada em sílica sódica
- Alcalina saturada em sílica ultrapotássica
- Toleítica
- Cálculo-alcalina
- Komatiítica

As séries subalcalinas, que geralmente são supersaturadas em sílica no TAS, correspondem a toleítica, a komatiítica e a cálculo-alcalina, sendo subdivididas em baixo, médio e alto-K conforme sugerido por Peccerillo e Taylor (1976) e revisto por Le Maitre (2002).

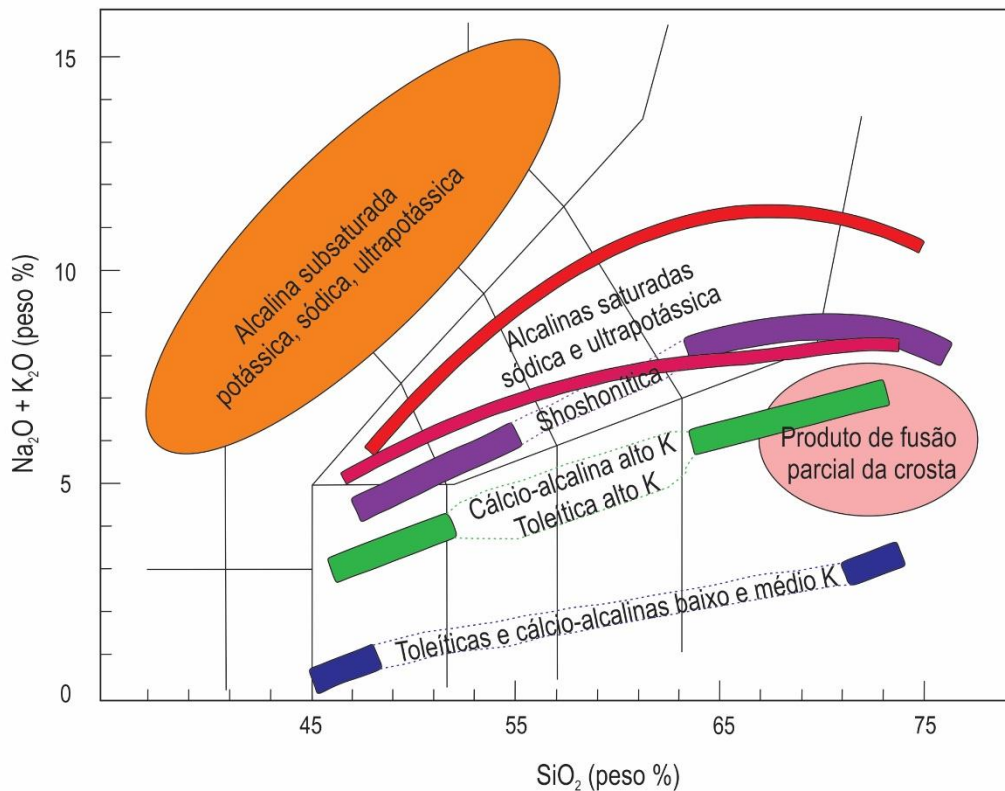


Figura 2. Diagrama TAS com as principais séries magmáticas e produtos de fusão crustal.

A série shoshonítica foi caracterizada por Joplin (1968) que substituiu o enfoque petrográfico original propondo uma associação magmática shoshonítica, que envolve rochas vulcânicas potássicas saturadas e subsaturadas em sílica. Posteriormente, em um trabalho de revisão de dados petrográficos e químicos, Morrison (1980) propõe um quimismo particular, bem como um posicionamento tectônico tardi a pós-orogênico para o magmatismo shoshonítico. Segundo o autor, as rochas da série shoshonítica estão associadas às rochas cálcio-alcalinas ao longo de limites convergentes.

As rochas da série shoshonítica ou alcalina potássica saturada em sílica constituem o *trend* monzonítico no diagrama QAP (Fig 3). Englobam gabros, dioritos, monzodioritos, monzonitos, quartzo monzonitos e granitos (ou seus correspondentes vulcânicos).

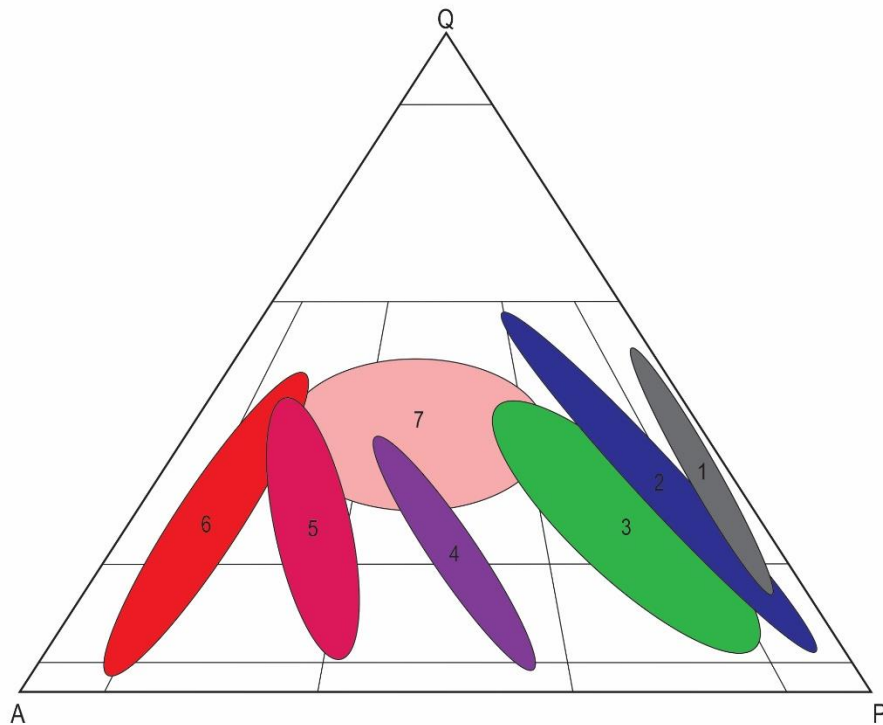


Figura 3. Diagrama QAP com os campos das principais séries magmáticas, modificado de Lameyre e Bowden (1982). 1- Série toleítica oceânica; 2- série cálcio-alcálica baixo-K; 3- séries subalcalinas (toleítica e cálcio-alcálica) médio e alto-K; 4- série shoshonítica; 5- série alcalina saturada em sílica sódica; 6- série peralcalina e ultrapotássica; 7- associação leucocrática peraluminosa.

A razão K_2O/Na_2O entre 1 e 2 é indicativa de afinidade shoshonítica em séries saturadas para termos básicos e intermediários, enquanto que os termos mais diferenciados ($SiO_2 > 63\%$) não apresentam enriquecimento relativo de potássio (Nardi, 2016). Os granitoides da série shoshonítica são tipicamente quartzo monzonitos e granitos s.s. e são discriminados dos granitoides cálcico-alcálicos alto-K apenas pela sua vinculação com a série shoshonítica (Tauson, 1983).

As rochas da série shoshonítica são metaluminosas de acordo com os parâmetros de Maniar & Piccoli (1989). Exibem pouco enriquecimento em $FeO_{(t)}$, altos conteúdos de LILEs (Large-Ion Lithophile Elements – K, Ba, Rb e Sr), alto e variado conteúdo de Al_2O_3 (9-20 peso%), alto CaO (10-12 peso%) nas composições básicas e baixo TiO_2 (<1,3 peso%).

As rochas da série ultrapotássica, como sugere o nome, exibem conteúdos mais elevados em potássio com razões $K_2O/Na_2O \geq 2,5$ (Peccerillo, 1992) ou $K_2O/Na_2O \geq 2,0$ (Plá Cid e Nardi, 2006; Nardi, 2016). As rochas pertencentes a série ultrapotássica saturada em sílica caem no *trend* sienítico no diagrama QAP (Fig 3) e são compostas por feldspato alcalino sienitos, sienitos, quartzo sienitos, feldspato

alcalino granitos, granitos metaluminosos sódicos, gabros, dioritos e lamprófiros (Nardi, 2016).

2.2. Modelos para a gênese de magmas potássicos/ultrapotássicos

Trabalhos a partir do estudo de xenólitos atestam a natureza heterogênea das fontes mantélicas e sugerem uma grande variedade composicional para estes pedaços do manto litosférico, com destaque para as regiões metasomatizadas (O'Reilly e Griffin, 2013; Wass *et al.*, 1980). Essas diferenças composicionais são resultado de uma complexa interação entre as regiões mantélicas e o material levado a grandes profundidades por placas tectônicas descendentes. Estas heterogeneidades composicionais da fonte, em adição a outros fatores como profundidade crustal e taxa de fusão, resultam na geração dos mais distintos magmas. Esses e outros atributos conferem às rochas potássicas uma gênese complexa e, embora existam modelos petrogenéticos para a origem destas rochas, os mecanismos e processos envolvidos não são totalmente compreendidos.

2.2.1. Saturação em sílica

Estudos experimentais mostram que os teores de SiO₂ nos líquidos magmáticos formados são sensíveis à pressão. Sob condições anídras e profundidades superficiais (~1 GPa) a composição dos líquidos potássicos gerados são supersaturadas em sílica ao contrário dos líquidos gerados para um sistema sódico nestas mesmas condições, que mostra a formação de líquidos subsaturados em sílica (Conceição e Green, 2000; Liu e O'Neill, 2004). Outro estudo realizado por Conceição e Green (2004) mostrou que a fusão de um flogopita lherzolito, após o desaparecimento total da flogopita, em ~1 GPa gerou 5% de líquidos supersaturados em sílica em temperaturas relativamente baixas (1075 °C). A fusão do mesmo material em condições mais elevadas de pressão (~3 GPa) resultou na geração de líquidos subsaturados. (nefelinitos a lamproitos). Como a pressão está intimamente relacionada com a profundidade crustal, as condições de saturação em sílica podem ser usadas para determinar, de forma preliminar, a profundidade da fonte.

2.2.2. Enriquecimento em elementos incompatíveis

Uma das principais características das rochas potássicas e ultrapotássicas é o enriquecimento em elementos-traço incompatíveis como LILEs (K, Rb, Ba, Th, Sr) e ETRL (La, Ce, Pr). Um mecanismo que explica esse enriquecimento relativo é a taxa de fusão que o material mantélico sofreu. Quando a fusão parcial começa, os átomos de elementos altamente incompatíveis são extraídos dos cristais para pequenos bolsões de magma gerados nos limites de grãos (Fig 4). Sob pequenas taxas de fusão, a concentração dos elementos incompatíveis é muito maior no líquido gerado, e a medida que o grau de fusão aumenta, outros elementos são adicionados ao líquido e assim a quantidade de elementos incompatíveis é 'diluída'. Outra proposta é o enriquecimento a partir da litosfera continental. O manto litosférico subcontinental (SCLM, *subcontinental lithospheric mantle*) é utilizado para explicar o enriquecimento em elementos incompatíveis em regiões continentais, onde ocorre a interação dos líquidos magmáticos gerados com o SCLM durante a ascensão ou a fusão parcial do próprio SCLM (Gill, 2014). Como o SCLM é parcialmente metassomatizado devido a percolação de fluidos e/ou líquidos magmáticos ascendentes, formam-se porções enriquecidas em elementos incompatíveis provenientes destes líquidos. Magmas posteriores podem ascender através do SCLM e assimilar essas regiões enriquecidas, ou até mesmo essas porções podem vir a fundir e gerar magmas que serão ricos nestes elementos.

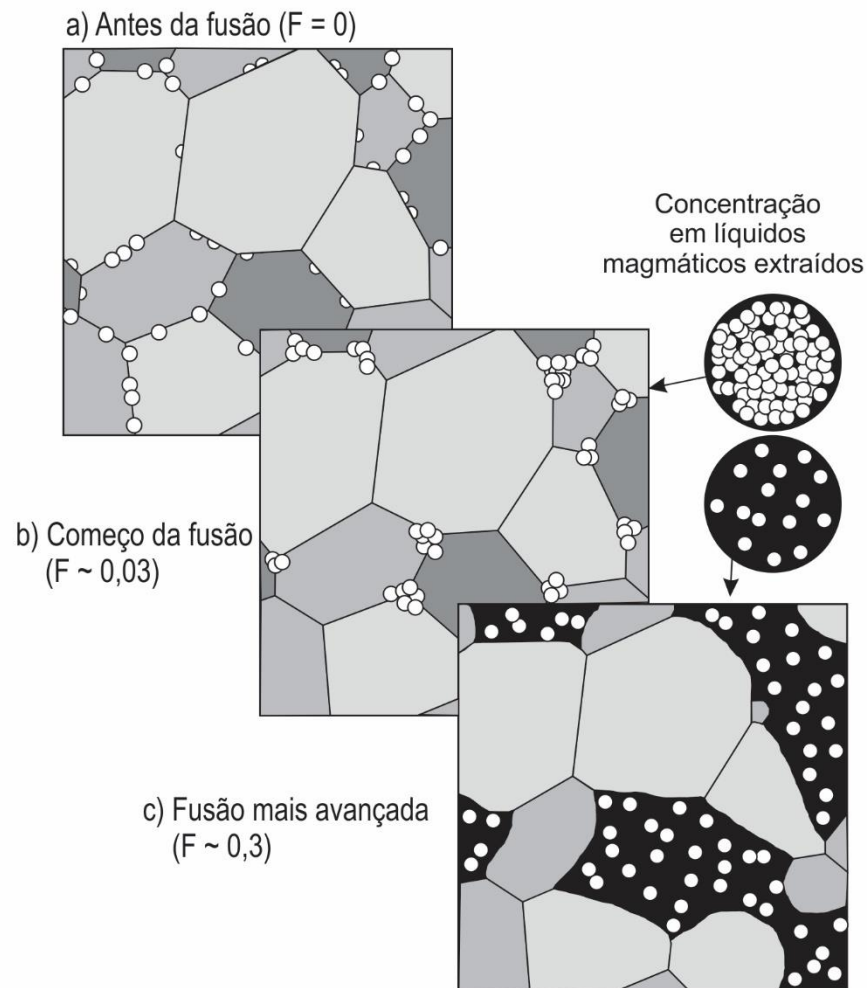


Figura 4. Desenhos mostrando a distribuição de átomos de elementos incompatíveis (círculos brancos) em um lherzolito mantélico simplificado sofrendo fusão parcial. a) Antes da fusão começar, elementos incompatíveis concentrados próximos dos limites de grão. b) No início da fusão os elementos incompatíveis se concentram em bolsões, formando líquidos muito enriquecidos (em preto). c) Em estágios mais avançados da fusão a quantidade de elementos incompatíveis é diluída devido a grande quantidade de material fundido e líquido gerado. Retirado de Gill (2014).

2.2.3. O manto venulado

O modelo mais aceito para explicar a origem de líquidos potássicos e ultrapotássicos é o do manto venulado (Foley, 1992). Neste sistema, são admitidos mais de um evento de fusão mantélica para a geração de líquidos alcalinos que assimilam parcialmente componentes do manto adjacente. Os líquidos gerados coalescem e podem migrar quando atingem 2% de fusão. Essa migração ocorre por dois mecanismos de fluxo: (i) fluxo nos poros, que é comumente relacionado com os estágios iniciais da refusão onde formam-se bolsões de fusão nas porções

intercristalinas; e (ii) fluxo canalizado, que ocorre em estágios mais avançados de refusão onde os líquidos gerados migram a partir de fraturas. A distância que os líquidos gerados se movem a partir da fonte depende do volume, da capacidade efetiva de calor e da diferença de temperatura com as rochas encaixantes.

Segundo este modelo o estágio mais importante na geração de magmas ultrapotássicos é o estágio inicial de fusão, onde ocorrem os mecanismos de hibridização por: (i) fusão de soluções-sólidas e (ii) dissolução de minerais das rochas encaixantes promovida pelo líquido alcalino dos veios, seguida pela percolação na rocha hospedeira.

Quando o processo de refusão começa, os veios são afetados primeiro, uma vez que, geralmente, contém minerais hidratados e acessórios ricos em elementos incompatíveis e fases fluidas. A presença de minerais com solução-sólida com amplo intervalo termal (e.g. micas e anfibólios) proporcionam um aumento suave na quantidade de líquido gerado à medida que a temperatura aumenta. O efeito disto é a presença de minerais refratários provenientes do veio em temperaturas superiores à *solidus* da rocha hospedeira. Na ausência de minerais com solução-sólida, o veio funde completamente antes da rocha encaixante começar a fundir.

A dissolução dos minerais da rocha encaixante depende da capacidade do líquido proveniente do veio de infiltrar a rocha por fluxo poroso, em condições de temperaturas abaixo do seu ponto de fusão da rocha encaixante. Se a infiltração ocorrer, então o líquido alcalino começa a dissolver os minerais da rocha hospedeira que não estão em equilíbrio com ele a uma taxa que depende do grau de instabilidade individual de cada fase mineral. Segundo Foley (1992), para magmas derivados de veios ricos em clinopiroxênio e micas, a dissolução de clinopiroxênio vai ser mínima em uma rocha encaixante de composição peridotítica, por exemplo, enquanto que olivina e ortopiroxênio serão preferencialmente dissolvidos por serem raros ou ausentes na assembléia do veio.

A hibridização pela dissolução da rocha hospedeira adiciona componentes refratários quimicamente distintos dos componentes gerados pela fusão de solução-sólida do líquido alcalino. A dissolução da olivina, por exemplo, pode produzir uma característica primária em muitos magmas ultrapotássicos parentais como o Mg# e os conteúdos de Ni. Por outro lado, se o magma ultrapotássico é derivado predominantemente do veio rico em clinopiroxênio + micas (sem a hibridização pela

dissolução das rochas adjacentes) então esta característica primária é ausente. Os veios que participam dos eventos de refusão, cujos produtos são vistos na superfície da Terra, são produtos de estágios múltiplos de fusão e injeção e, provavelmente não representam líquidos derivados diretamente do regime de fluxo poroso.

Mesmo explicando algumas questões intrigantes a respeito das rochas alcalinas como um todo (*p.ex.* enriquecimento em elementos incompatíveis), o modelo de manto litosférico venulado ressalta o alto grau de complexidade envolvida na gênese destas rochas. A geração multi-estágios de magmas composicionalmente distintos que dependem de fatores como taxa de fusão, grau de dissolução e hibridização com rochas encaixantes salienta o pouco conhecimento que temos a respeito do manto litosférico. Isso implica que as fontes as quais normalmente atribuímos certos tipos de rochas podem, e possivelmente são, muito mais abstratas do que podemos interpretar por hora.

2.3. Compartimentação tectônica do magmatismo potássico/ultrapotássico

A geoquímica elemental fornece informações importantes a respeito da gênese de magmas a partir do comportamento de elementos maiores e traços. Como visto anteriormente, a distribuição de elementos maiores permite agrupar rochas em associações ou séries magmáticas. Os elementos traço por outro lado, são discriminantes geoquímicos mais úteis, uma vez que suas concentrações variam de modo mais amplo em termos de ambiente de origem, comparadas aos teores de elementos maiores. Os elementos incompatíveis exibem padrões mais ou menos fixos e são indicativos das fontes onde foram gerados.

Diversos diagramas de discriminação tectônica foram criados embasados no comportamento de elementos incompatíveis em ambientes tectônicos atuais. Dessa forma, a utilização desses diagramas para rochas mais antigas começou a se propagar e, de modo geral, mostram bons resultados quando utilizados com critério. Embora os diagramas tectônicos sejam muito úteis para a determinação dos possíveis ambientes de gênese, a sua utilização deve ser feita com cautela, especialmente para rochas mais antigas (Condie, 2015). Como discute o autor, nenhum método deve ser utilizado para determinar antigos ambientes tectônicos, especialmente quando aplicado para rochas antigas (> 2,5 Ga), pois neste período a Terra estava em

transição de um período de placas estacionárias para o início da tectônica de placas. Devido a isto, os ambientes geológicos atuais não condizem com os ambientes tectônicos do Neoarqueano. De acordo com Condie (2015), os diagramas devem ser usados com o intuito de determinar as heterogeneidades e fontes mantélicas, os efeitos da taxa de fusão, mistura e contaminação de magmas com outros magmas ou assimilação crustal.

O comportamento de elementos maiores compatíveis como K_2O é de grande importância, pois ajuda a definir, juntamente com outros critérios, a série magmática a qual uma associação de rochas pertence. Porém, o padrão de elementos maiores tende a mudar ao longo da diferenciação magmática. Os elementos incompatíveis, porém, exibem padrões mais ou menos fixos e são indicativos das fontes onde foram gerados. Embora os diagramas discriminativos de ambientes tectônicos sejam muito úteis para a determinação dos possíveis ambientes de gênese, a sua utilização deve ser feita com cautela, especialmente para rochas mais antigas (Condie, 2015). Como sugere o autor, esses diagramas devem ser usados principalmente para restringir as fontes mantélicas em placas tectônicas ativas e regiões cratônicas.

Morrison (1980), no seu trabalho de revisão de dados petrográficos e químicos, relacionou diferentes associações shoshoníticas modernas, onde determinou os padrões dos principais elementos marcadores e os relacionou com seus respectivos posicionamentos tectônicos. O autor desassociou o ramo subsaturado em sílica de Joplin (1968) deste estudo e comparou as rochas da série shoshonítica saturadas em sílica com outras associações consagradas (toleítica, cálcico-alcálica e alcalina). Dessa forma, conseguiu determinar um quimismo particular para essas associações e estabelecer um posicionamento tectônico preferencialmente tardi a pós-colisional. O aumento do conteúdo de potássio em porções afastadas das zonas de consumo de placas fez com que as rochas shoshoníticas fossem relacionadas com ambientes orogênicos ou próximos, representando um magmatismo tardio.

Muller *et al.* (1992) reconhecem os seguintes ambientes de ocorrência de associações shoshoníticas, cujas diferenças são marcadas principalmente no comportamento de elementos incompatíveis relativamente imóveis como os HFS (Ti, P, Zr, Y, Nb, ETR, Hf, Ta e Th).

1. Arco continental
2. Arco pós-colisional

3. Arco de ilhas oceânico
4. Intra-placa

Como mostra o autor, o magmatismo shoshonítico pode ocorrer de forma precoce e é pontualmente observado em ambientes de arco de ilhas oceânico, tanto em estágios iniciais (e.g. arco das Marianas) como em estágios finais, configurando neste último uma maturidade de arco oceânico (e.g. Fiji e Novas Hébridas).

A construção de um arco continental registra um estágio intermediário que sucede a colisão, e neste ambiente o volume de rochas shoshoníticas é maior (e.g. cinturão andino). O magmatismo shoshonítico também é comumente encontrado em configurações pós-colisionais onde, após o fechamento da bacia oceânica e a subducção completa da placa oceânica, diversas fontes mantélicas são geradas e ativadas pela entrada de fluidos na região da cunha mantélica. Esse magmatismo pode ser posicionado precocemente através de zonas de cisalhamento ou mais tardiamente, quando o regime se torna localmente extensional devido ao colapso orogênico.

As rochas encontradas no ambiente intraplaca são controversas pois sua relação com esse ambiente não é completamente clara. As hipóteses que melhor explicam a geração desse magmatismo descrevem uma gênese relacionada à regimes extensionais ou atividade de *hot spots*.

As rochas shoshoníticas encontradas em ambiente intraplaca exibem maior enriquecimento em elementos incompatíveis como LIL, HFS e ETRL além de possuírem maiores razões de Zr/Al e Ti/Al em comparação com as rochas shoshoníticas encontradas em outros ambientes. Valores intermediários de LILE, ETRL e Zr/Al e Ti/Al são observados nos ambientes de arco continental e pós-colisional, enquanto no ambiente de arco de ilha os valores de enriquecimento nestes elementos e razões são menores. As rochas shoshoníticas de modo geral são depletadas em HFSE, o que é explicado por Pearce (1982) como reflexo de subducção prévia. Esse comportamento é observado em todos os grupos com exceção dos shoshonitos intraplaca. Como propõe Muller *et al.* (1992), na transição de um ambiente de arco de ilhas para arco continental e por fim para um ambiente pós-colisional, a quantidade de crosta continental aumenta e pode contribuir para o enriquecimento em LILE e ETRL.

2.4. O magmatismo potássico/ultrapotássico no sul do Brasil

Na região sul do Brasil ocorre o amplo registro de magmatismo Neoproterozoico pós-colisional, que se estende de Santa Catarina, Rio Grande do Sul até o Uruguai. O magmatismo de idade Criogeniana-Ediacarana está relacionado à tectônica transpressiva do final do Ciclo Brasileiro (Nardi e Bitencourt, 2009). Essas associações de rochas estão dispostas segundo uma faixa de direção NE formada predominantemente por granitos e, em menor volume, por rochas máficas representadas por diques sinplutônicos, enclaves máficos microgranulares e corpos dioríticos sincrônicos. Septos do embasamento de idade Peloproterozoica ocorrem intercalados ou como *roof pendants*. Embora exibam uma continuidade sugestiva em escala de mapa, essas faixas graníticas foram desassociadas e denominadas em função de sua localidade, desta forma foram divididas em três partes: Batólito Pelotas (BP) no Rio Grande do Sul (Fragoso Cesar *et al.*, 1986), Batólito Florianópolis (BF) no estado de Santa Catarina (Silva, 1999) e Batólito Aiguá (BA) no Uruguai.

Modelos para a gênese dessa faixa granítica foram propostos por diversos autores, dentre os quais Fernandes *et al.* (1992) atribuem este magmatismo granítico a um ambiente de arco magmático acima da zona de subducção do antigo Oceano Adamastor, com mergulho para oeste. Chemale Jr (2000), que também defende a hipótese de um arco continental, sugere um oceano a oeste do BP mergulhando para leste.

Entretanto, outros autores (Bitencourt e Nardi, 2000; Philipp *et al.*, 2002) sugerem que a geração deste magmatismo se deu em um ambiente pós-colisional. Nardi e Bitencourt (2009) propõem a geração deste magmatismo em sucessivas etapas (650-580 Ma), cujo posicionamento se deu a partir de uma descontinuidade de escala litosférica, denominada Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb – Bitencourt e Nardi, 2000). Esta descontinuidade é formada por diversas zonas de cisalhamento dúcteis anastomosadas de espessura geralmente quilométrica e cinemática transcorrente. A maior parte destas zonas de cisalhamento são subverticais com direção variável NS e N60E, e deslocamento horário ou anti-horário.

As etapas de estruturação do cinturão granítico foram estabelecidas a partir dos principais eventos de geração de magmas, distintos entre si pelas afinidades geoquímicas, bem como pelas idades de cristalização durante o Neoproterozoico. Desta forma, Nardi e Bitencourt (2009), descrevem o magmatismo precoce (650-620

Ma) representado por granodioritos-granitos de afinidade toleítica médio-K a alto-K e cálcico-alcálica médio-K a alto-K, controlados por zonas de cisalhamento de baixo a alto ângulo de mergulho. Em seguida são posicionados em zonas de cisalhamento de baixo a alto ângulo magmas peraluminosos representado por leucogranitos com duas micas. O próximo magmatismo (610-590 Ma), de afinidade shoshonítica, ocorre dentro dos sítios de deformação (nas zonas de cisalhamento) bem como fora destes sítios, cortando regiões de embasamento e granitoides previamente posicionados. Por fim, ocorre a entrada de magmas alcalinos saturados em sílica (595-560 Ma) que ocorrem dentro ou fora do cinturão de cisalhamento.

O magmatismo potássico/ultrapotássico tem uma ampla distribuição na granitogênese pós-colisional no sul do Brasil (Fig. 5), e seu registro é observado desde os estágios iniciais do regime transpressivo, onde exibe composições sieníticas e granodioríticas-graníticas (Granitoides Arroio das Palmas, Complexo Granítico Estaleiro e Granodiorito Cruzeiro do Sul) até estágios tardios onde são geradas rochas sieníticas, monzoníticas e graníticas, bem como seus correspondentes vulcânicos sob regimes extensionais (Associação Lavras do Sul, Maciço Sienítico Piquiri, Pluton Arroio do Silva). A tabela 1 contém as idades e relações com os sítios deformacionais das principais unidades potássicas/ultrapotássicas do sul do Brasil.

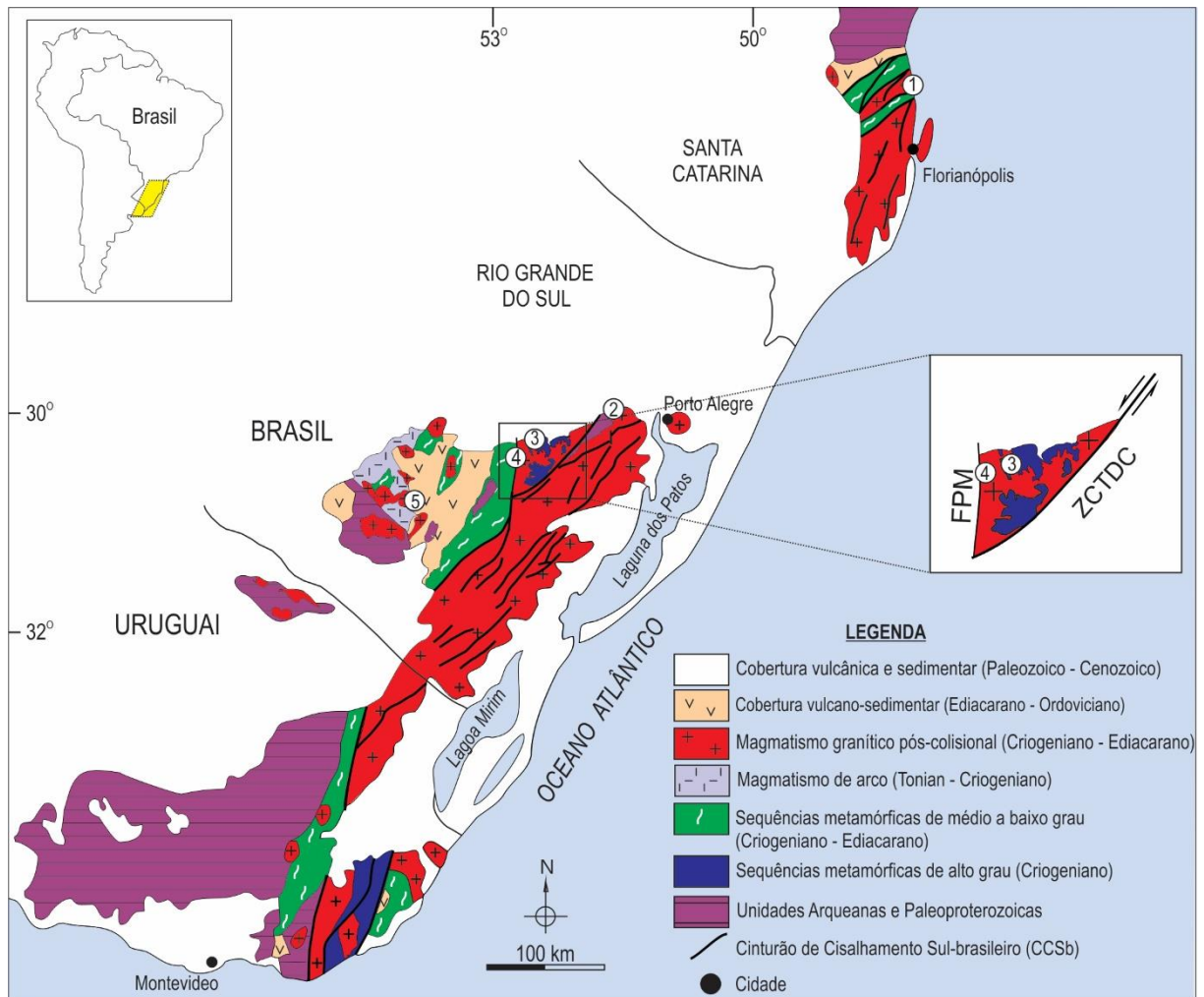


Figura 5. Mapa regional com as principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai. A localização do magmatismo potássico/ultrapotássico é numerada: 1- Complexo Granítico Estaleiro; 2- Granodiorito Cruzeiro do Sul; 3- Granitoide Arroio das Palmas; 4- Maciço Sienítico Piquiri; 5- Associação Shoshonítica Lavras do Sul. Modificado de Bitencourt e Nardi, 2000.

2.4.1. Complexo Granítico Estaleiro (CGE)

Localizado na região de Porto Belo (litoral de Santa Catarina), o CGE foi definido por Bitencourt (1996), e é composto predominantemente por granodioritos e grande quantidade de veios graníticos e corpos máficos que representam eventos sucessivos de magmatismo sintranscorrente à Zona de Cisalhamento Major Gercino. O embasamento da região é representado pelo Complexo Porto Belo (650 Ma), intrudido sequencialmente pelos Granitoides Quatro Ilhas (GQI - 630-615 Ma), Granito Mariscal (GM - 610 Ma), CGE (611 Ma) e pela Suíte Intrusiva Zimbros (SIZ - 590 Ma) (Bitencourt, 1996; Florisbal *et al.*, 2012; Peruchi, 2016).

O magmatismo do CGE tem afinidade shoshonítica e caráter metaluminoso e juntamente com as sequências graníticas as quais se relaciona, exibem um

comportamento geoquímico compatíveis com o ambiente pós-colisional: (i) afinidade cálcico-alcalina entre 630-610 Ma (GQI e GM), (ii) afinidade shoshonítica em 611 Ma (CGE) e, (iii) afinidade moderadamente alcalina em 590 Ma (SIZ).

2.4.2. Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS)

Localiza-se na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense. Definido por UFRGS (2006) e estudado por Knijnik (2011), o GCS é predominantemente granodiorítico com magmatismo máfico contemporâneo (enclaves microgranulares e diques sinplutônicos) cujo posicionamento é controlado pela Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval. O GCS tem afinidade shoshonítica e caráter metaluminoso a levemente peraluminoso, sugerindo contaminação crustal (Knijnik, 2011, 2018). Novas idades para este magmatismo shoshonítico foram recentemente obtidas e apontam cristalização entre 635 e 605 Ma (Knijnik, 2018), expandindo assim o intervalo deste magmatismo no sul do Brasil.

2.4.3. Granitoide Arroio das Palmas (GAP)

Localizado na porção nordeste do Escudo Sul-rio-grandense, os GAP foram definidos por Martil (2007) e são predominantemente sienitos porfiríticos intrusivos no Complexo Várzea do Capivarita (CVC). Os GAP exibem uma foliação milonítica bem desenvolvida sobreposta à foliação magmática. A trama deformacional é heterogênea e em porções localizadas onde a deformação se concentra, a composição da rocha é modificada devido aos avançados processos de recristalização, gerando rochas de composição tonalítica (De Toni *et al.*, 2016).

Os GAP exibem um forte controle estrutural advindo das rochas do CVC e, assim como suas encaixantes, registra o regime transpressivo descrito por Martil *et al.* (2016). A idade de cristalização de 642 ± 10 Ma foi obtida por Bitencourt *et al.* (2011) pelo método U-Pb LA-ICP-MS em zircão, atestando a entrada precoce deste magmatismo sienítico intrusivo de forma sintectônica ao evento colisional de 650 Ma (Martil *et al.*, 2016). Os GAP representam um magmatismo sienítico de afinidade ultrapotássica e demonstram uma contribuição mantélica precoce neste período colisional.

2.4.4. Associação Shoshonítica Lavras do Sul (ASLS)

Localiza-se na porção oeste do ESrg, e compreende uma associação de rochas extrusivas e intrusivas de idade Neoproterozoica. Lima *et al.* (2007) descrevem traquibasaltos potássicos, shoshonitos, dacitos, riolitos, quartzo dioritos, quartzo monzodioritos, quartzo monzonitos, granodioritos, monzogranitos e sienogranitos, dos quais a base é constituída por traquibasaltos potássicos seguidos de quatro ciclos efusivos shoshoníticos, além de depósitos piroclásticos correlatos (Lima, 1995). O magmatismo intrusivo é contemporâneo à atividade ígnea efusiva, e é representado pelo Granito Santo Antônio, pelo Monzodiorito Arroio do Jacques, pelo Monzonito Tapera e pelos granitos que constituem o núcleo do Complexo Granítico Lavras, ambos com idades de 600 Ma (Gastal *et al.*, 2006).

Liz *et al.* (2009) descrevem como a última manifestação intrusiva de afinidade shoshonítica os corpos ressurgentes hipabissais, de idade 587 Ma, representados por monzonitos e quartzo monzonitos. Ainda, estão vinculados temporalmente a estes corpos diques de composição riolítica e latítica. Como concluem Lima e Nardi (1998), a totalidade destas rochas derivam de magmas parentais basálticos de afinidade shoshonítica, gerados pela metassomatização do manto listosférico por subducção prévia.

2.4.5. Maciço Sienítico Piquiri (MSP)

O MSP localiza-se na porção leste do ESrg e é constituído predominantemente por sienitos e, em menor volume, por quartzo sienitos. O MSP é intrusivo no embasamento metamórfico de alto grau (Complexo Varzea do Capivarita – CVC) onde desenvolve localmente metamorfismo termal. O carácter shoshonítico foi estabelecido por Stabel (2000), e posteriormente Nardi *et al.* (2007) definem este magmatismo como de carácter ultrapotássico. Trabalhos de detalhe demonstram que a variação faciológica observada no MSP na verdade representa pulsos temporalmente espaçados que configuraram o maciço. Idades de cristalização obtidas pelo método U-Pb LA-MC-ICP-MS em zircão para os três pulsos principais apontam idades de 609 ± 2 Ma para o pulso 1, 603 ± 4 Ma para o pulso 2 e 589 ± 3 Ma para o pulso 3 (Bitencourt *et al.*, 2015). Trabalhos recentes apontam diferenças químicas entre os

distintos pulsos e propõem a afinidade ultrapotássica apenas para o pulso 1, enquanto que os demais pulsos demonstram caráter shoshonítico (Bitencourt *et al.*, 2015).

Tabela 1- Principais unidade potássicas e ultrapotássicas do sul do Brasil, suas relações com os sítios deformacionais e idades de cristalização.

Litologia - Unidade	Método	Idade (Ma)	Afinidade geoquímica	Referência
<i>Próximo aos sítios de deformação</i>				
Sienito Arroio das Palmas (GAP)	LA-MC-ICP-MS	642 ± 10	Ultrapotássico	Bitencourt et al. (2011)
Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS)	SHRIMP	635 ± 1,5 e 636 ± 4,1	Shoshonítico	Knijnik et al. (2018)
Diques tardios (GCS)	SHRIMP	605 ± 4,5	Shoshonítico	Knijnik et al. (2018)
Granodiorito Estaleiro (CGE)	TIMS	602 ± 3,4	Shoshonítico	Bitencourt (1996)
Granodiorito Estaleiro (CGE)	TIMS	602 ± 3	Shoshonítico	Chemale Jr et al. (2012)
Granodiorito Estaleiro (CGE)	LA-MC-ICP-MS	611,9 ± 1,7 e 611,2 ± 2,7	Shoshonítico	Peruchi (2016)
<i>Fora dos sítios de deformação</i>				
Maciço Sienítico Piquiri (MSP)	LA-MC-ICP-MS	609 ± 2, 603 ± 4 e 589 ± 3	Ultrapotássico a shoshonítico	Bitencourt et al. (2015)
Maciço Sienítico Piquiri (MSP)	Pb-Pb evaporação	611 ± 3	Ultrapotássico a shoshonítico	Philipp et al. (2002)
Sienito Arroio do Silva (PAS)	Pb-Pb evaporação	612 ± 3	Shoshonítico	Philipp et al. (2002)
Granito Santo Antônio (ASLS)	Rb-Sr rocha total	645 ± 19	Shoshonítico	Barros e Nardi (1994)
Granito Lavras do Sul (ASLS)	Rb-Sr rocha total	608 ± 54	Shoshonítico	Gastal et al. (1998)
Granito Lavras do Sul (ASLS)	SHRIMP	594 ± 5 e 594 ± 4	Shoshonítico	Remus et al. (2000)
Sienogranito Lavras do Sul (ASLS)	Pb-Pb evaporação	598 ± 3	Shoshonítico	Gastal et al. (2006)
Monzonito Tapera (ASLS)	Pb-Pb evaporação	601 ± 5	Shoshonítico	Gastal et al. (2006)
Monzodiorito Arroio do Jaques (ASLS)	Pb-Pb evaporação	599 ± 7	Shoshonítico	Gastal et al. (2006)
Shoshonitos e intrusões monzoníticas (AS)	Rb-Sr rocha total	653 ± 23	Shoshonítico	Lima et al. (1995)
Lápili-tufo da Fm. Hilário (ASLS)	SHRIMP	590,5 ± 5,7	Shoshonítico	Janikian et al. (2008)
Andesitos da Fm. Hilário (ASLS)	Ar-Ar	586 ± 8 e 588 ± 7	Shoshonítico	Janikian et al. (2008)
Monzonitos subvulcânicos (ASLS)	SHRIMP	587 ± 4	Shoshonítico	Liz et al. (2009)

2.5. Pluton Arroio do Silva: um breve histórico

A primeira descrição de rochas sieníticas no Rio Grande do Sul foi realizada por Tessari e Picada (1966) que descreveram rochas encontradas a 30 km a noroeste da cidade de Encruzilhada do Sul. O denominado Sienito Gnáissico Piquiri foi interpretado como produto do metamorfismo regional sobre rochas aluminosas de idade Pré-Cambriana. Rochas sieníticas próximas da cidade de Encruzilhada (que atualmente são denominadas como Pluton Arroio do Silva) também foram observadas por estes autores, e incluídas ao Sienito Gnáissico Piquiri. Jost *et al.* (1985) substituíram a designação destas rochas para Sienito Piquiri e, posteriormente, devido à diversidade composicional de suas litologias, foi redefinido por Vieira *et al.* (1989) como Maciço Sienítico Piquiri (MSP).

Bitencourt *et al.* (1993) mantêm a correlação proposta por Tessari & Picada (1966) de agrupamento destas duas unidades, presumindo que a variação composicional mais ampla presente na região de Encruzilhada do Sul não justificaria a criação de uma nova unidade litológica. Entretanto, uma vez que as ocorrências de rochas sieníticas próximas da cidade de Encruzilhada do Sul encontram-se a cerca de 30 km de distância das ocorrências de Piquiri, separadas por um volumoso magmatismo granítico, seria mais correto, a partir do ponto de vista estratigráfico, que recebessem outro nome.

A associação de rochas que constituem o Pluton Arroio do Silva (PAS) foi originalmente definida por UFRGS (1992) como Suíte Intrusiva Arroio do Silva (SIAS). Na definição original, foram reunidos quatro corpos intrusivos no embasamento metamórfico, até então chamado de Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (de Fernandes *et al.*, 1988), além de dois corpos encontrados dentro do Complexo Granítico Encruzilhada (de Tessari & Picada, 1966), que representariam megaxenólitos ou *roof pendants*.

Segundo a definição de UFRGS (1992) a SIAS compreenderia rochas equigranulares médias a levemente porfirítica, com foliação localizada e grande variação composicional incluindo: dioritos, monzodioritos, monzonitos, sienitos, quartzo dioritos, quartzo monzodioritos, quartzo monzonitos e quartzo sienitos.

Estas litologias foram então subdivididas em três principais faciologias, cuja coerência textural se mantêm, apresentando mudanças na proporção entre os minerais constituintes. As faciologias foram denominadas segundo a composição predominante em: fácies quartzo diorito (fd), fácies quartzo monzonito (fm) e fácies quartzo sienito (fs). Vasquez (1997) adota informalmente a denominação de Sienito Arroio do Silva para estes corpos, incluindo-o na Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul.

Os dados geocronológicos Pb-Pb em zircão obtidos por Philipp *et al.* (2002) nas rochas da SIAS e do MSP, respectivamente de 612 ± 3 Ma e 611 ± 3 Ma, justificam a correlação feita por Tessari e Picada (1966) e Bitencourt *et al.* (1993), levando Philipp *et al.* (2002) a englobar ambas as unidades na Suíte Piquiri. Neste caso, o termo Suíte Intrusiva Arroio do Silva foi substituído por Sienito Arroio do Silva (de Vasquez, 1997), porém, como discute Reis (2006), esta designação também é problemática uma vez que nesta ocorrência predominam monzonitos e sienitos sobre dioritos e granitos.

No trabalho de revisão e reavaliação dos dados pré-existentes das rochas que constituem atualmente o Pluton Arroio do Silva, Reis (2006) discute as relações estratigráficas entre esta unidade comparando-as ao MSP. A autora por fim, sugere a designação de Sienitoides Arroio do Silva e corrobora a correlação desta unidade com o Maciço Sienítico Piquiri na denominada Suíte Piquiri proposta por Philipp *et al.* (2002).

Neste trabalho, porém, é sugerido a utilização do nome Pluton Arroio do Silva, uma vez que as rochas que constituem este corpo são produto da interação de líquidos comagmáticos de gênese distintas que refletem uma complexa história de contaminação e mistura em mais de um evento.

CAPÍTULO III - MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo serão abordados os métodos e técnicas empregadas na caracterização das rochas que compõem o Pluton Arroio do Silva. Diversas técnicas foram aplicadas com o objetivo de caracterizar de forma robusta as rochas que são o objeto de estudo deste trabalho de dissertação. Cada etapa está descrita nos itens subsequentes e o grau de detalhamento de cada método está de acordo com a relevância para este trabalho.

3.1. Revisão Bibliográfica

Esta etapa compreendeu a leitura, pesquisa e discussão a respeito da área de estudo, bem como de assuntos relacionados ao tema abordado. Também foi realizado o levantamento de dados pré-existentes sobre a área (Reis, 2006), o que serviu como embasamento para o planejamento do campo e dos dados necessários para o desenvolvimento da pesquisa. Para a pesquisa bibliográfica sobre a geologia regional e local foram utilizados artigos científicos, teses, dissertações, monografias e resumos publicados em anais de eventos, uma vez pesquisas anteriores possuem dados relevantes que não foram publicados na forma de artigo. (e.g. Bitencourt *et al.*, 2015; Padilha *et al.*, 2016). Outro segmento da revisão bibliográfica refere-se à gênese do magmatismo potássico e ultrapotássico: critérios químicos empregados na sua caracterização, os principais processos que geram o enriquecimento do magma parental em LILEs (Large-Ion Lithophile Elements) e ETRL (Elementos Terras Raras leves) e os principais ambientes tectônicos de ocorrência.

3.2. Trabalho de campo e coleta de amostras

A grande variação composicional e textural registrada nas rochas do Pluton Arroio do Silva (PAS) aponta para uma complexa relação entre porções composicionalmente diferentes. A relação de mistura, evidenciada pela presença de enclaves microgranulares máficos de diferentes composições, corrobora a coexistência de magmas distintos que participaram da formação do pluton. O trabalho

de campo, portanto, se fez necessário para o entendimento das relações entre as diferentes variedades encontradas no PAS.

A etapa de campo foi realizada na região da cidade de Encruzilhada do Sul, onde foram mapeadas as ocorrências do PAS por UFRGS (1992). Foram realizados três trabalhos de campo com o objetivo de entender as variações composicionais e suas relações estruturais e, assim, foi feita a coleta de amostras representativas para os estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos. As amostras destinadas às análises químicas foram condicionadas e armazenadas individualmente, para evitar contato e possível contaminação.

3.3. Petrografia e análise microestrutural

Nesta etapa foram selecionadas 15 amostras representativas para a confecção de lâminas petrográficas no Laboratório de Preparação de Amostras no Instituto de Geociências (IGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Desta forma, somas às lâminas pré-existentes, foram analisadas um total de 70 lâminas petrográficas. A descrição petrográfica e microestrutural aliada aos dados de campo, permite estabelecer as principais variedades litológicas, bem como caracterizá-las e definir os elementos da trama.

3.4. Microsonda Eletrônica

Cinco lâminas representativas das principais variedades do Pluton Arroio do Silva foram analisadas com o objetivo de auxiliar na descrição petrográfica. Foram realizadas duas sessões de microsonda eletrônica, que ocorreram no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGEO-UFRGS. A máquina utilizada foi uma Cameca SXFive, com condições analíticas de potencial de aceleração de 15 keV, corrente de amostra de 15 nA e feixe de 5 μm .

Os resultados em forma de tabelas foram manipulados utilizando-se o *software* Microsoft Excel 2010TM. Para o cálculo da fórmula de minerais anidros utilizou-se como base o número ideal de oxigênios, enquanto para as biotitas foi utilizado o número de 22 ânions. Os gráficos binários foram plotados no mesmo *software*, enquanto os ternários no *software* TriplotTM. As nomenclaturas de anfibólios e

pirixênios seguem as classificações de Leake *et al.*, (1997) e Morimoto *et al.* (1988), respectivamente.

3.5. Geoquímica elemental e isotópica de rocha total

Para a caracterização geoquímica, foram selecionadas 5 amostras representativas que, adicionadas aos dados pré-existentes, totalizam 33 análises de rocha total das principais variedades litológicas do PAS. As amostras foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras da UFRGS, onde foram submetidas aos procedimentos padrões de cominuição: fragmentação, britagem e passagem pelos moinhos de disco e bolas para a obtenção do tamanho adequado para a análise.

O método empregado foi a análise em rocha total, realizado no laboratório *Activation Laboratories Ltd. (Actlabs)*, na cidade de Ancaster, Canadá. A leitura dos elementos maiores foi feita pelo método de fluorescência de raio-X (XRF), dado em óxidos, e para a obtenção dos teores dos elementos traços foi realizada leitura pelo método de espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente (ICP-MS).

Para o estudo isotópico, foram analisadas 6 amostras no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Estas amostras foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras IGEO/UFRGS, seguindo os mesmos procedimentos aplicados nas amostras analisadas para o estudo de geoquímica elemental. Após a obtenção do tamanho de 200 *mesh*, as amostras foram colocadas em solução e atacadas por diversos ácidos.

Após os ataques, que objetivam dissolvê-las, as amostras foram colocadas em colunas cromatográficas a fim de separar os elementos de interesse. Em seguida, as razões isotópicas de interesse (para o sistema Rb-Sr e Sm-Nd) foram então obtidas por análise em espectrômetro de massa multi-coletor por ionização termal (TIMS – *Thermal Ionization Mass Spectrometer*).

As análises Rb-Sr foram realizadas com média de ± 120 razões isotópicas, 1,0 V de intensidade iônica para ^{88}Sr e multicoleção com ^{86}Sr no coletor axial, branco < 100 pg. Normalização para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ ajustada para *bias* com base no SrCo_3 NBS-987, usando $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71025$.

As análises Sm-Nd foram realizadas com média de ± 100 razões isotópicas, 1,0 V de intensidade iônica para ^{146}Nd de multicoleção com ^{146}Nd no coletor axial, branco < 160 pg. Normalização para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ ajustada para *bias* com base no Nd SPEX, assumindo $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511110$ e calibrado contra Nd La Jolla assumindo-se um valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511856$. ϵNd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$ calculado para a idade de cristalização da rocha. Idade modelo Sm-Nd para manto depletado.

3.6. Geocronologia U-Pb em zircão LA-MC-ICP-MS

Foram 4 preparadas amostras para o estudo geocronológico, sendo duas delas representantes do PAS e as outras duas pertencentes ao Granito Encruzilhada, intrusivo no PAS. O objetivo era de obter as idades de cristalização de duas variedades do PAS (sienítica e diorítica) a fim de corroborar sua contemporaneidade. Além disto, as amostras referentes ao Granito Encruzilhada foram coletadas nas proximidades do contato com o PAS e longe do contato, a fim de determinar os efeitos da assimilação causadas pelo granito. Entretanto, os zircões obtidos para a variedade diorítica do PAS apresentou apenas relações de herança, não sendo representativo para determinar a idade de cristalização. E as amostras do Granito Encruzilhada apresentaram problemas analíticos e, por isso, não serão apresentadas neste trabalho.

Devido a isto, apenas a amostra CD-102A será apresentada neste trabalho. Os zircões provenientes do Granito Encruzilhada e da variedade diorítica do PAS serão submetidos a novas análises futuramente a fim de determinar as relações estratigráficas-temporais do magmatismo nesta região.

A amostra CD 102A foi preparada no Laboratório de Preparação de Amostras da IGEO/UFRGS. Para a obtenção dos cristais de zircão, a amostra foi inicialmente cominuída com o auxílio de prensa hidráulica e posteriormente britada e passada no moinho de discos. A primeira separação foi realizada na bateia, onde a fração mais densa foi concentrada e, com o auxílio de um imã, a fração magnética foi retirada. Em seguida, a amostra passou pelo separador magnético Frantz, inicialmente sob a atuação de uma baixa corrente, aumentando progressivamente (0,4, 0,8, 1,2 e 1,8 A), obtendo-se assim o concentrado de zircão na fração menos magnética.

Foram selecionados 142 cristais de zircão, montados e polidos em resina padrão. As análises U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS foram realizadas no Laboratório Multiusuário da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (LM/UERJ). Os métodos analíticos e procedimentos destes estão detalhados no artigo, capítulo IV. Todas as idades foram calculadas usando o *software* Isoplot 3.0 (Ludwig, 2003).

CAPÍTULO V- ARTIGO SUBMETIDO

Sources and settings of Ediacaran post-collisional syenite-monzonite-diorite shoshonitic magmatism from southernmost Brazil

Dionatan Ferri Padilha^a, Maria de Fátima Bitencourt^a, Lauro Valentim Stoll Nardi^a, Luana Moreira Florisbal^b, Carolina Reis^c, Mauro Geraldés^d, Bruna Saar de Almeida^e

^a Institute of Geosciences, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil

^b Department of Geology, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, SC, Brazil

^c Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais, Porto Alegre, RS, Brazil

^d Department of Regional Geology and Geotectonics, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, Brazil

^e Dipartimento di Scienze della Terra, dell' Ambiente e delle Risorse, Università di Napoli Federico II; Napoli, Italy

ABSTRACT

ABSTRACT

The Arroio do Silva Pluton comprises quartz-rich syenite-monzonite-diorite rocks, with subordinate lamprophyre as enclaves. Compositional and textural variations lead to the identification of three main varieties: (i) quartz monzonite to syenite, (ii) quartz monzonite to monzodiorite and (iii) quartz diorite. The transition between these rock types is gradational and marked mostly by the increase of mafic mineral phases, especially biotite, and by the K-feldspar content, which is characteristically euhedral in the quartz monzonite to syenite variety and becomes subhedral to anhedral towards diorite compositions. Geochemical features corroborate field relations and both point to magma mingling as the main differentiation process. Syenite is considered to be the acidic endmember, whilst the mafic one has dioritic composition. Different degrees of interaction between these magmas result in hybrid varieties represented by quartz monzonite to monzodiorite. A third magma type is individualized in ultrapotassic lamprophyric enclaves, but its influence in the mixing processes seems to have been minor. The shoshonitic affinity of endmembers is suggested by K₂O/Na₂O ratios between 1 and 2, except for lamprophyric enclaves, where this ratio is slightly higher than 2, which classifies them as ultrapotassic. The source of shoshonitic and ultrapotassic magmas, according to trace element and isotope evidence, is probably a phlogopite-bearing mantle which was affected by previous subduction of Paleoproterozoic or Neoproterozoic age. The variation of ultrapotassic to shoshonitic magmas is probably controlled by variation of phlogopite contents in the mantle source. The U-Pb 578 Ma crystallization age in zircon by LA-MC-CIP-MS determined for the ASP quartz monzonite to syenite variety is in agreement with the Neoproterozoic post-collisional period of the Dom Feliciano Belt. It is also in agreement with other syenitic associations from south Brazil, such as the Piquiri Syenite Massive, that records similar compositions and chemical signatures. Therefore, it is taken to represent previously metasomatized mantle sources in late post-collisional setting from the Brasiliano/Pan-African Cycle in southernmost Brazil.

Keywords: Shoshonite, Ultrapotassic, Ediacaran, Late post-collisional period, Brasiliano/Pan-African Cycle.

1. Introduction

Potassium-rich rocks are typically scarce. They are found as minor components in several tectonic environments such as continental cratons, post-collisional settings, active orogenic belts and oceanic intraplate settings (Peccerillo, 1992). The genesis of this magmatism is often related to the introduction of metasomatizing agents that are rich in incompatible elements, especially LILE and LREE (Foley, 1992).

Subduction is the main process responsible for recycling material and adding sedimentary and K-rich fluids to mantle depths (Irifune *et al.*, 1994). Thus, subduction-related metasomatism is an important key to understand the mantle evolution, since trace-element and isotope signatures reflect mantle processes as compositional heterogeneities, effects of partial melting, contamination by crustal material and/or mixing with other magmas (Condie, 2015).

In this paper we report the study of the Arroio do Silva Pluton, a syenite-monzonite-diorite intrusion representative of alkaline saturated potassic magmatism in Neoproterozoic post-collisional setting from southernmost Brazil. The paper aims at discussing the sources and settings of this magmatism based on petrographic and chemical characteristics of the plutonic rocks, together with U-Pb age data, Sm-Nd and Rb-Sr isotope composition of selected samples.

2. Geological Setting

The study area is located in the southern segment of the Mantiqueira Province (Almeida *et al.*, 1981) and is part of a Neoproterozoic orogenic system which extends from southern Brazil to Uruguay (Fig. 1a), known as Dom Feliciano Belt (DFB). The overall DFB architecture was formed during the Brasiliano/Pan-African Cycle, which involved subduction of oceanic crust and collision among continents and magmatic arcs, leading to the consolidation of West Gondwana supercontinent.

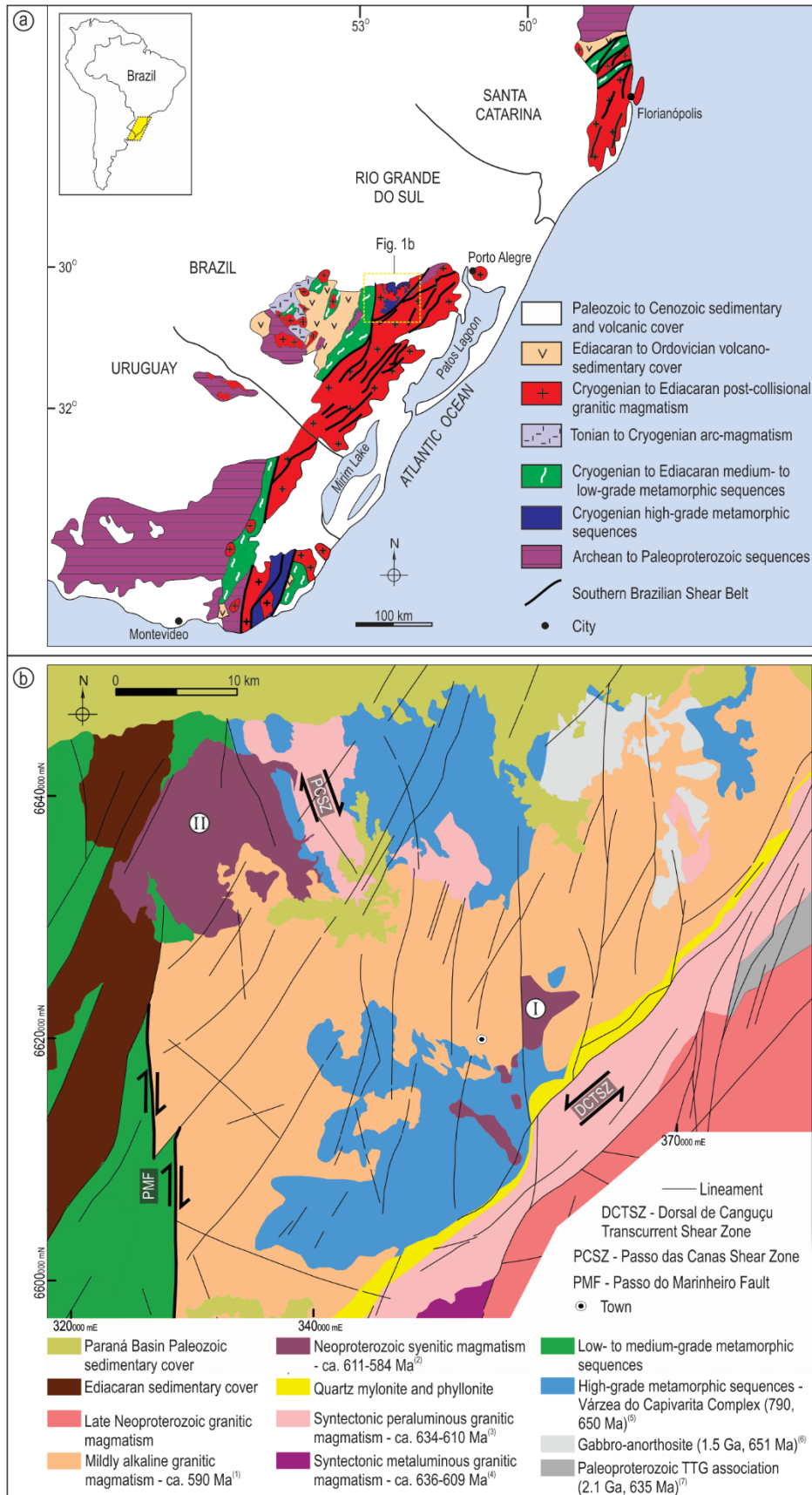


Figure 1 - a) Main lithological domains of southern Mantiqueira Province (modified from Bitencourt and Nardi, 2000), with location of figure 1b indicated. 1- Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone, 2- Passo do Marinheiro Fault. b) Major geological units and lineaments in the northern portion of the Dom Feliciano Belt in southern Brazil (modified from Lyra *et al.*, 2018). Syenitic plutons indicated as I- Arroio do Silva Pluton, II- Piquiri Syenite Massive. Geochronological data: ⁽¹⁾ Babinski *et al.* (1997); ⁽²⁾ Bitencourt *et al.* (2015b); ⁽³⁾ Frantz *et al.* (2003);

Bitencourt *et al.* (2015a); ⁽⁴⁾ Knijnik *et al.* (2015); ⁽⁵⁾ Martil *et al.* (2017); ⁽⁶⁾ Chemale *et al.* (2011); ⁽⁷⁾ Gregory *et al.* (2015).

The basement of the Dom Feliciano Belt is formed by high grade metamorphic rocks of Archean-Paleoproterozoic ages. This record is best preserved in Uruguay, where basement rocks are interpreted as fragments of the Rio de La Plata Craton or as allochthonous terrains amalgamated to the craton (Oyhantçabal *et al.*, 2011). In southern Brazil, high-grade Archean to Paleoproterozoic rocks related to the Rio de La Plata and Luis Alves cratons are found respectively in the western and northwestern parts of these shield areas (Fig. 1a).

The Dom Feliciano Belt in south Brazil comprises, from west to east, supracrustal and granitic rocks (Fig. 1a). However, in Uruguay supracrustal rocks occur both west and east of the granitic domain. The oldest rocks crop out in the western portion of the DFB (Hartmann *et al.*, 1999; Philipp *et al.*, 2016). Juvenile, magmatic arc-related rocks of Tonian-Cryogenian ages are reported as juxtaposed to these older rocks in south Brazil (750-680 Ma – Babinski *et al.*, 1997; Philipp *et al.*, 2016) (Fig. 1a). The supracrustal belt comprises medium to low-grade metamorphic sequences of Tonian to Ediacaran ages with Paleoproterozoic rock locally found as basement nuclei in this area (Camozzato *et al.*, 2013; Philipp *et al.*, 2016). These domains are partially covered by volcano-sedimentary sequences related to post-collisional basins (Paim *et al.*, 2014).

The granitic rocks of the DFB form a NE-trending belt exposed discontinuously from the state of Santa Catarina, in south Brazil, to Uruguay (Fig 1a). The increasing structural and geochemical data obtained in these areas have led several authors to interpret this dominantly granitic belt as formed in post-collisional setting, which would explain the highly variable chemical and structural patterns recorded in these rocks (Bitencourt and Nardi, 1993, 2000; Florisbal *et al.*, 2012; Oyhantçabal *et al.*, 2009). Alternatively, in some geotectonic models these areas feature as roots of a Neoproterozoic magmatic arc (Fernandes *et al.*, 1992; Silva *et al.*, 2005; Basei *et al.*, 2005).

According to Bitencourt and Nardi (1993, 2000) the post-collisional magmatic activity is related to the Southern Brazilian Shear Belt, a translithospheric structure that controlled the transport and emplacement of these magmas between 650 and 580 Ma. Its deep-reaching discontinuities were responsible for mantle decompression and for reactivation of pre-existing magma sources, and attest to the importance of mantle sources as recorded in the widespread mafic magmas coeval with most of the granitic magmatism.

The early phase of DFB post-collisional magmatism within the granitic belt (650–620 Ma) has medium- to high-K tholeiitic or calc-alkaline affinity, either related to ENE-trending, gently dipping or transcurrent shear zones (Nardi and Bitencourt, 2009). Two-mica leucogranites are found along subhorizontal and subvertical shear zones, and are restricted to the end of this early phase (630-617 Ma). Later granitoids have shoshonitic affinity and are found either within shear zones or far from these deformational sites, piercing through cratonic areas and granitoids from previous phases.

The Encruzilhada do Sul region, where the present study was carried out, is situated at the central-northern part of the granitic belt, within the so-called Encruzilhada Block, bound by

the NE-trending Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone and the NS-trending Passo do Marinheiro Fault (Fig 1b). The basement rocks in this area form roof pendants on the granitoids and comprise interleaved high-grade ortho- and paragneisses of Tonian protolith ages and subordinated medium-grade metagabbro-anorthosite rocks of Mesoproterozoic protolithic ages, both metamorphosed at ca. 650 Ma (Martil *et al.*, 2017; Chemale *et al.*, 2011). According to Martil *et al.* (2017) the high-grade metamorphic sequences record structures related to oblique collision at Cryogenian times.

The magmatic activity recorded in this region (Fig. 1b) comprises syntectonic peraluminous magmatism whose emplacement was mainly controlled by transpressive tectonics, followed by later syenitic magmatism, represented by the Piquiri Syenite Massive and the Arroio do Silva Pluton, object of this study. These plutons are indicated as (II) and (I) in figure 1b. Mildly-alkaline granites and associated mafic rocks of tholeiitic affinity compose the Encruzilhada do Sul Suite (ESS) (Philipp *et al.*, 2002) which is intrusive in the previous rocks and hinder their stratigraphical relations.

3. Geology and structure of the Arroio do Silva Pluton

The Arroio do Silva Pluton (ASP) is an intrusive body of ca. 50 km² that crops out as four isolated areas (Fig 2a). Its subsurface behaviour as part of a single pluton is proposed due to the geometrical continuity of magmatic fabric from one exposed area to another, independent of its outline on the map, which is thus interpreted as resulting from a cut effect on the sub-horizontal host rocks. The ASP is intrusive in the high-grade metamorphic rocks of the Várzea do Capivarita Complex (VCC) and most of its northern border is intruded by mildly-alkaline granites and coeval mafic rocks of the Encruzilhada do Sul Suite.

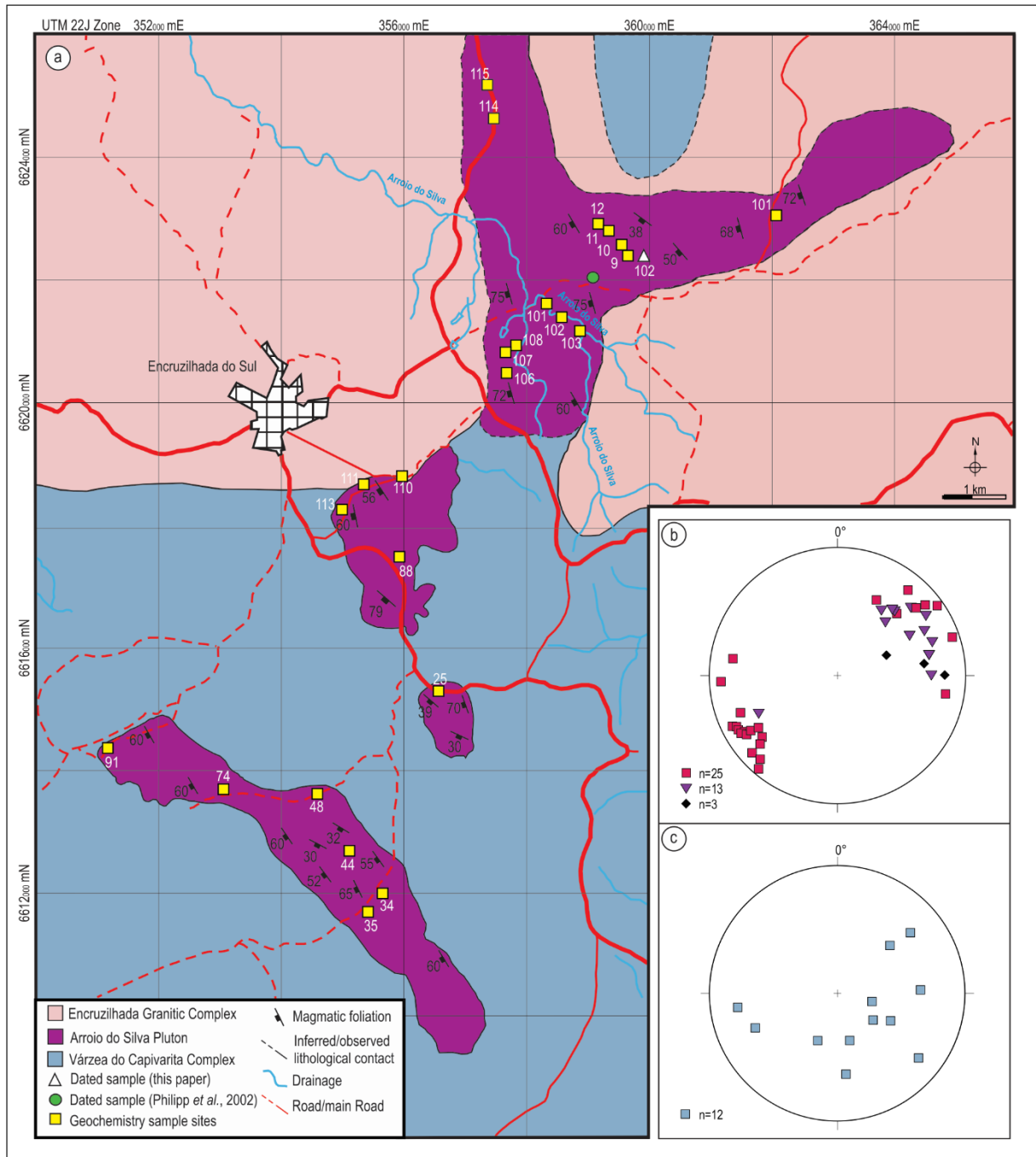


Figure 2- (a) Arroio do Silva Pluton geological map showing major structures, host-rocks and relations with intrusive rocks. Location of studied samples are indicated. (b) Poles to magmatic foliation of Arroio do Silva Pluton varieties; squares - quartz monzonite and syenite, triangles - quartz monzonite to monzodiorite; circles - quartz diorite. (c) Poles to metamorphic banding of the Varzea do Capivarita Complex. (b) and (c) are lower hemisphere, equal-area projection diagrams.

The ASP rocks are quartz-rich varieties of syenite to diorite composition. They are typically hypidiomorphic equigranular rocks, with variable amounts of elongate mafic aggregates that define a pronounced magmatic foliation. Different compositional varieties are recognized, although not possible to discriminate to the map scale. *Quartz monzonite to syenite* varieties (*qMS*) are medium- to coarse-grained rocks of low colour index (M^c 7-10), with hornblende as the main mafic mineral and characteristic euhedral K-feldspar crystals (Fig. 3a).

Quartz monzonite to monzodiorite varieties (*qMd*) are mafic-rich (M' 15-25), medium- to coarse-grained rocks where biotite is dominant over hornblende and K-feldspar forms anhedral crystals (Fig. 3b). *Quartz diorites* (*qD*) are medium- to fine-grained and significantly rich in biotite, with subordinate amount of hornblende (M' 30).

Leucocratic injections of equigranular fine- to coarse-grained texture (*fGm*), granitic or monzonitic composition crosscut the main varieties, either with diffuse or sharp contacts (Fig. 3c). Ellipsoidal mafic microgranular enclaves are found only in the *qMS* variety. They have sharp, irregular or lobate contacts, and their composition is either dioritic or lamprophyric. The dioritic MME's are typically equigranular, cm-sized and relatively more abundant. Kfs megacrysts, probably original from the *qMS* host, are locally found and exhibit disequilibrium features, such as corroded borders. The lamprophyric MME's are larger (dm to m) but more rare, and contain aligned, cm-sized biotite phenocrysts.

All ASP varieties show a well-developed, dominantly NW-trending magmatic foliation which dips at medium to high angles towards NE or SW (Fig. 2b). In the *qMS* varieties it is marked by the shape alignment of euhedral K-feldspar crystals and enhanced by elongate mafic aggregates (Fig. 3a). In the *qMd*, only mafic aggregates are aligned in the foliation, and K-feldspar crystals, when present, have but a weak preferred orientation. In the *qD* varieties, the magmatic fabric is marked by strong plagioclase shape preferred orientation and enhanced by aligned biotite aggregates. An irregular banding is occasionally developed parallel to the main fabric generating a grain size segregation of K-feldspar crystals, which probably results from flow velocity gradients (Fig. 3d). Magmatic open folds are locally developed on the magmatic foliation marked by the shape alignment of Kfs crystals (Fig. 3e). Cumulative features are subordinate and represented by coarse-grained aggregates of euhedral amphibole or up to 5 cm-long K-feldspar crystals.

Dykes of syenite composition crosscut the ASP at high angle with its foliation (Fig. 3f). The dyke rocks have heterogranular (locally porphyritic) fine-grained texture and their contact relation with the host rocks are typically sinuous and diffusive. The host rocks are also observed to locally intrude these dykes, which leads to their interpretation as synplutonic. A well-developed internal foliation is commonly parallel to dyke contacts. Moreover, the dyke rocks exhibit fragments and crystals from the ASP host, and displace cumulative aggregates.

The ASP magmatic foliation is discordant relative to the gneissic banding of the VCC rocks (Fig. 2b, c and Fig. 3g). At the northern portion of the ASP, the *qMS* variety develops a local porphyritic texture near its contact with the basement rocks, pointing to a probable undercooling against them. The Kfs phenocrysts reach up to 1 cm size and the groundmass is typically fine-grained.

Massive hornfelses are well-developed but only locally found, at the southernmost portion of the ASP, where *qD* varieties interact with pelitic gneiss basement rocks. Radial sillimanite overgrowths developed at the expenses of garnet suggest high-temperature intrusion conditions. Thermal effect also promotes fading of the metamorphic banding, which remains locally as ghost banding.

The Encruzilhada do Sul Suite (ESS) rocks intrude the northern portion of the ASP and develop an interactive contact with it. Centimeter to meter-size xenoliths from ASP varieties

are abundant, and the granitic rocks record progressive assimilation of these fragments (Fig 3h) which is possible to follow for tens of meters from the contact. Amphibole aggregates compose schlieren in the granite which are restricted to such border zones, and in some places the distinction between the syenite and a quartz-poor variety of the granite is only possible due to their very different textures. The intensity of the assimilation process suggests a low temperature contrast between the qMS and the granite magma, but the opposite stratigraphic relation has not been observed.

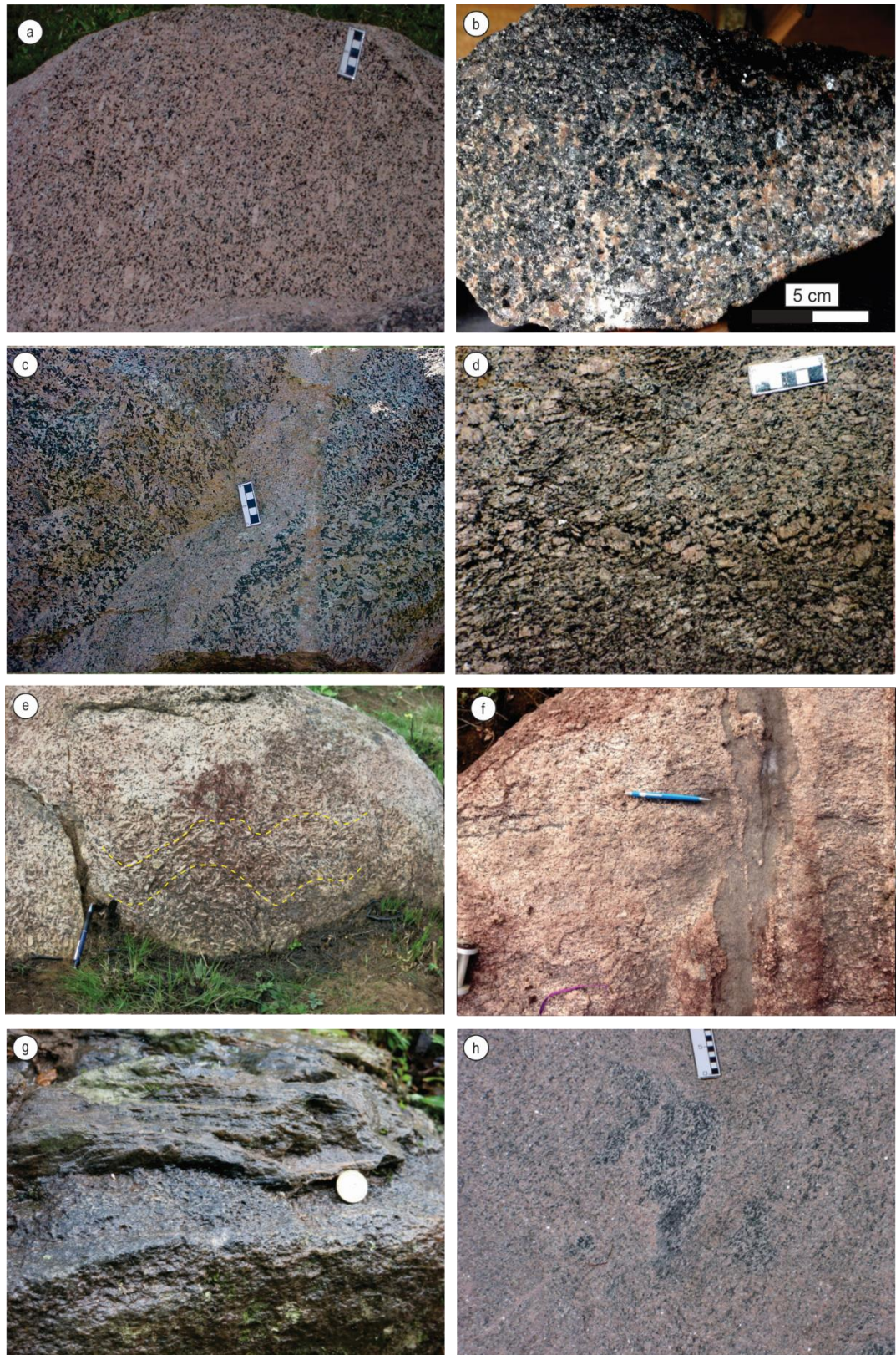


Figure 3- Arroio do Silva Pluton macroscopic features: (a) flow foliation given by Kfs crystals shape preferred orientation in qMS; (b) monzonite from qMd variety with anhedral Kfs crystal; (c) leucogranitic injection of Gmf at high angle to the main foliation; (d) irregular banding locally developed parallel to the main planar fabric; (e) open folds of the magmatic foliation marked by shape preferred orientation of Kfs crystals; (f) synplutonic dykes that crosscut the host qMS main fabric (parallel to the pencil) at high angle; reworked fragments from the host are observed at the lower central part; (g) contact relation between ASP qD variety with high-grade basement gneiss; (h) partially assimilated fragments of qMS in Encruzilhada do Sul Suite granite and the generation of Hbl schlieren in their vicinity.

4. Materials and Methods

4.1 Mineral composition

In order to support petrographic characterization of the Arroio do Silva Pluton, electron microprobe analyses of five thin sections were performed to estimate the chemical composition of main mineral phases of ASP varieties. The analyses were carried out at Universidade Federal do Rio Grande do Sul in a CAMECA SXFive electron microprobe, with analytical conditions of 15 KeV and beam size of 5 μm . Amphibole and pyroxene nomenclatures follow Leake *et al.* (1997) and Morimoto *et al.* (1988), respectively.

4.2 Major and trace elements

Major and trace element analyses were performed at Actlabs, Canada, where samples were exposed to metaborate/tetraborate fusion and then analysed using ICP-EOS and ICPMS techniques for trace and rare earth elements. The precision of results is better than 2% for major elements and better than 10% for trace elements.

4.3 Sr and Nd isotopes

The Rb-Sr and Sm-Nd whole-rock isotope analyses were performed at Laboratório de Geologia Isotópica (LGI), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Six samples were taken into solution by acid attack and then elements of interest were separated in ion-exchange columns, according to procedures summarized in Sato *et al.* (1995). The isotope analyses were done by thermal ionization mass spectrometry (TIMS) in a *VG Sector 54* spectrometer. Sr and Nd isotopic ratios were normalized to $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ and $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectively.

4.4 U-Pb zircon LA-MC-ICP-MS geochronology

One ASP syenite sample was selected for U-Pb LA-MC-ICP-MS zircon age determination. About 142 zircon crystals were selected from the least magnetic zircon fraction of sample CD 102A (location in figure 2a) and then mounted and polished in a standard epoxy mount. The sample was prepared by conventional procedures at LGI/UFRGS (Laboratório de Geologia Isotópica/ Universidade Federal do Rio Grande do Sul), as described in Florisbal *et al.* (2012). All crystals were imaged by back-scatter electron (BSE) and cathodoluminescence (CL) before LA-MC-ICP-MS analyses.

A Neptune MC-ICP-MS was used for the analyses at LM/UERJ (Laboratório Multiusuário/Universidade Estadual do Rio de Janeiro). Analytical protocols and collector configurations are described in detail in Jackson *et al.* (2004) and Chemale *et al.* (2012). The

correction of laser-induced elemental fractional and instrumental mass discrimination was made by zircon standard (GJ-1) as suggest by Wiedenbeck *et al.* (1995).

5. Petrography and mineral composition

5.1 Arroio do Silva Pluton rock types

The Arroio do Silva Pluton comprises typically medium-grained hypidiomorphic rocks, rarely fine-grained. They are typically quartz-rich rocks, with minor contribution of quartz-poor rocks in all varieties, as syenite, monzonite and diorite. Variable proportions of pyroxene, hornblende and biotite are found in all groups. Apatite, zircon, magnetite and ilmenite are accessory phases, whilst white mica, chlorite, titanite, actinolite and epidote are found as secondary phases.

K-feldspar forms typically coarse, Or₈₆₋₉₃ euhedral crystals that may reach up to 5 cm in the qMS (Fig. 4a). They have less than 10% vol. of string perthites and show abundant inclusions, sometimes concentrically arranged, of plagioclase with albite rims, pyroxene, apatite and zircon in the inner portions, with biotite and late plagioclase restricted to the outermost portions of most crystals. In the qMd variety, K-feldspar (Or₈₆₋₉₃) is typically small (~ 5 mm) and anhedral, with weak preferred orientation. Corroded borders are frequently observed (Fig. 4b) and more rarely an ocellar texture is given by round cores of K-feldspar and rims of fine biotite crystals. The fine-grained varieties near the borders have more Na-rich K-feldspar compositions (Or₈₀₋₈₇).

Plagioclase of qMS is dominantly oligoclase (An₂₀₋₂₇) whilst that of qMd shows wider compositional range from oligoclase to andesine (An₂₉₋₃₆). In both varieties plagioclase forms equant to elongate prismatic grains. Andesine (An₃₉₋₄₃) is dominant in the qD variety, and more elongate plagioclase prisms define the magmatic fabric (Fig. 4c). Larger crystals are locally found in qD, which display disequilibrium features as corroded borders and albite overgrowths.

Quartz makes up to 5% interstitial, late-crystallized grains in all varieties. Chessboard-pattern subgrains are commonly present (Fig. 4d), attesting to high-temperature, probably magmatic-stage deformation according to Kruhl (1996).

Amphibole is the main mafic phase in qMS (up to 10%), decreasing in qMd and only rarely found in qD. It forms individual 0.5-1 cm subhedral light green crystals of Fe-edenite composition in qMS with mg# (Mg/[Mg+Fe]) values ranging from 0.4 to 0.5 and tetrahedral Si (Si^T) 6.5-6.8. Edenitic composition was obtained for qMd amphiboles, with mg# 0.55 and tetrahedral Si 6.6. Amphiboles in qD have Mg-hastingsite composition (mg# 0.5-0.6 and Si^T 6.4-6.5). The amphibole crystals produced as reaction rims around clinopyroxene are anhedral, dark-green and smaller (0.5 – 1 mm), with Na+K values < 0.5. They are Fe-hornblendes in qMS (mg# 0.4-0.5 and Si^T 6.8-6.9) and Mg-hornblendes in qD (mg# 0.5-0.6 and Si^T 6.7).

Pyroxene reaches up to 1-2% in qMS but is only found in trace amounts in the other varieties. The crystals are corouless and typically anhedral, as remnant cores within amphibole crystals (Fig. 4e) which is compatible with its early-crystallized condition. In the qMS the

pyroxene is mostly augite ($W_{0.25-2.7}En_{38-44}Fs_{28-34}$), with subordinate diopside ($W_{0.46}En_{32}Fs_{21}$) composition. The qMd diopside has higher enstatite component with ($W_{0.46}En_{38}Fs_{15}$) composition. The clinopyroxene crystals in qD exhibit augite composition with higher En component ($W_{0.28-2.9}En_{47-54}Fs_{18-24}$).

Biotite is the typical mafic phase in qD and qMd varieties. It is less abundant in qMS (less than 3%) and results mainly of amphibole disequilibrium. The biotite crystals are 0.5 – 1 cm-long, with brown to dark-brown colour. Biotites from qMd and qD have similar compositions, with Fe/(Fe+Mg) ratios between 0.4 and 0.45. Biotite from qMS has the highest Fe/(Fe+Mg) ratios (0.5-0.6) and variable Al^{IV} , in the range of 2.25-2.55. In the qMd and qD compositions biotite Al^{IV} ranges from 2.4 in qMd to 2.6 in qD.

5.2 Enclaves

Lamprophyric enclaves have mostly biotite phenocrysts (2-10 mm), with minor amounts of clinopyroxene (1-5 mm), in a fine-grained hypidiomorphic groundmass (Fig. 4f), and are thus minette type in the classification of Rock (1987). *Biotite* forms euhedral to subhedral, brown to orange-brown laths aligned in the main fabric. They have Fe/(Fe+Mg) between 0.4 and 0.45, and low to medium Al^{IV} (~ 2.3). Groundmass biotite has the same composition, except for higher titanium contents. *Pyroxene* is colorless to light-green, with subhedral to anhedral shapes and diopside composition ($W_{0.47-4.8}En_{37-40}Fs_{14-16}$) both in phenocrysts and groundmass. The groundmass is also formed by typically subhedral to anhedral feldspars, with advanced textural equilibrium given by 120° contacts. *K-feldspar* has orthoclase composition (Or_{81-86}), whilst *plagioclase* is oligoclase (An_{21-23}).

Dioritic enclaves have hypidiomorphic equigranular to porphyritic texture and their mineral composition is similar to that of qD variety, with the exception of very abundant amphibole crystals in the enclaves. *Hornblende* is dark-green and reaches up to 20% vol., as subhedral phenocrysts and subhedral to anhedral groundmass crystals. Its preferred orientation defines the magmatic foliation. *Biotite* is dark brown and occurs typically in the groundmass, with rare oriented phenocrysts. *Pyroxene* cores are locally observed within hornblende. *Plagioclase* is found in the groundmass but also forms aligned phenocrysts in the magmatic foliation. *K-feldspar* crystals are rare, either as part of the groundmass or as rounded xenocrysts.

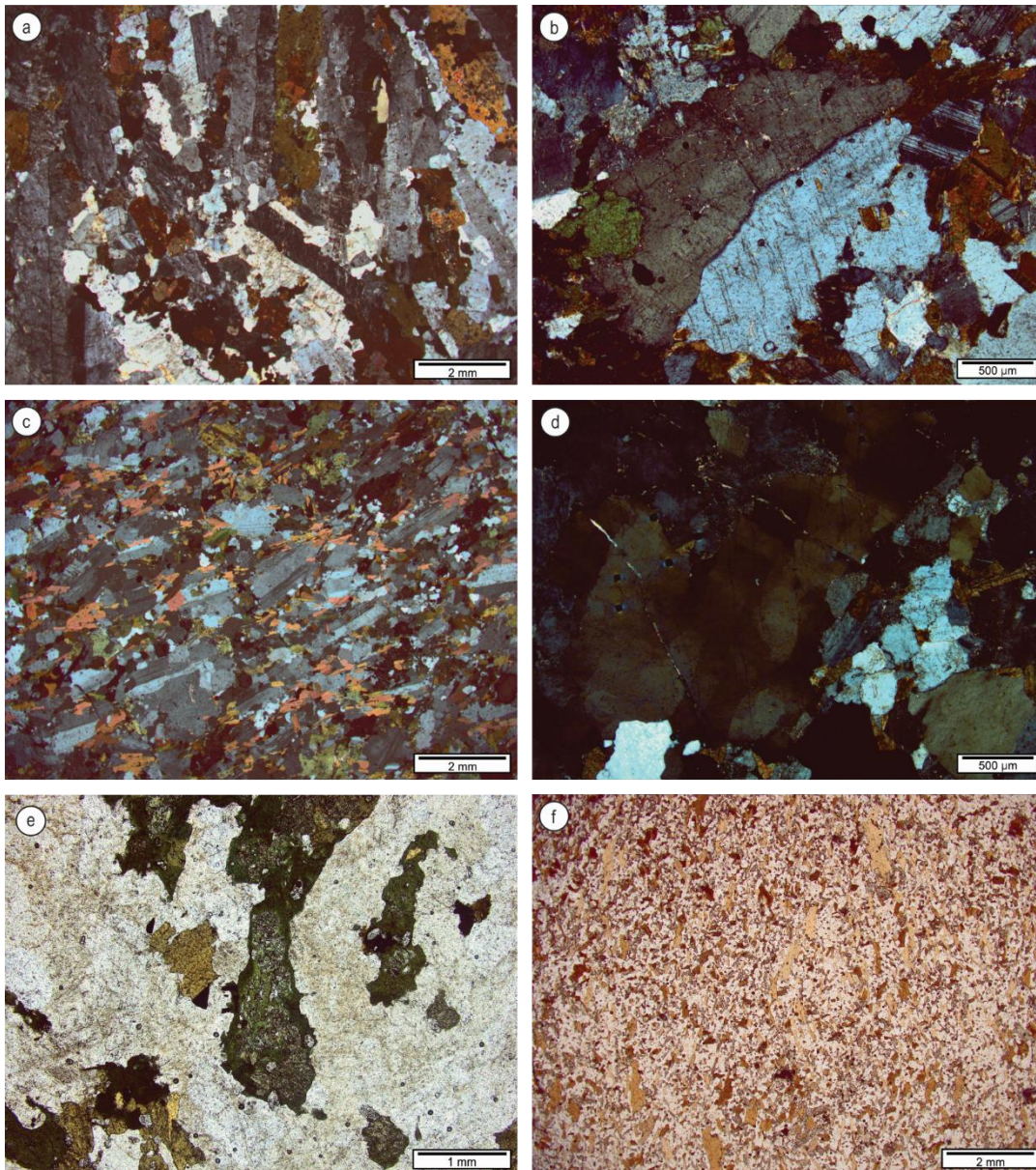


Figure 4 - (a) Overall textural aspect of qMS variety with shape alignment of Kfs crystals in the magmatic fabric; (b) K-feldspar crystal from qMd with irregular and corroded borders; (c) general aspect of qD magmatic fabric; (d) chessboard subgrain pattern in qMS quartz crystal; (e) mafic aggregates composed of clinopyroxene, hornblende and biotite; (f) biotite phenocrysts and clinopyroxene microphenocrysts in lamprophyric enclave.

6. Elemental Geochemistry

6.1 Major and Trace Elements

Thirty-three samples were selected to represent different compositional and textural varieties of ASP rocks and enclaves; results are shown in table 1. The quartz monzonite and syenite varieties show variable SiO_2 content ranging from 52 to 58 wt.% and mg# ($\text{MgO}/[\text{MgO}+\text{FeO}] * 100$) ranges from 30 to 50, whilst quartz monzonite and monzodiorite varieties have SiO_2 range from 57 to 64 wt.% and mg# 47-53. Diorites exhibit SiO_2 range from 47 to 55 wt.% and mg# from 44 to 56.

In the TAS diagram Le Bas *et al* (1986) all samples are identified with the silica-saturated alkaline series (Fig 5a), although the enclaves show higher alkali contents. K_2O/Na_2O ratio is between 1 and 2 for most samples, with the exception of three samples (one MME diorite, a qMS and a fGm) that show higher than 2 ratios. These features characterize the ASP rocks as potassic or shoshonitic according to the IUGS proposition (Le Maitre, 2002) and review by Nardi (2016). In R1-R2 (De la Roche *et al.*, 1980) diagram (not shown) all samples plot near the shoshonitic trend. The chemical classification of samples indicated in R1R2 is in agreement with petrographic names: qMS samples scatter along the shoshonitic trend as syenodiorite, monzonite, quartz monzonite, monzodiorite and syenite; qMd samples are syenodiorite, monzonite and quartz monzodiorite; whilst qD samples are diorite, syenodiorite, monzonite syenogabbro and gabbro. The fGm samples plots in the granite and monzonite field.

Most of the ASP samples are metaluminous, with A/CNK values predominantly in the 0.7-1.1 range; whilst one qD and one qMS sample plot in the peraluminous field as shown in the diagram A/NK vs A/CNK suggested by Maniar & Piccoli (1989) (Fig.5b).

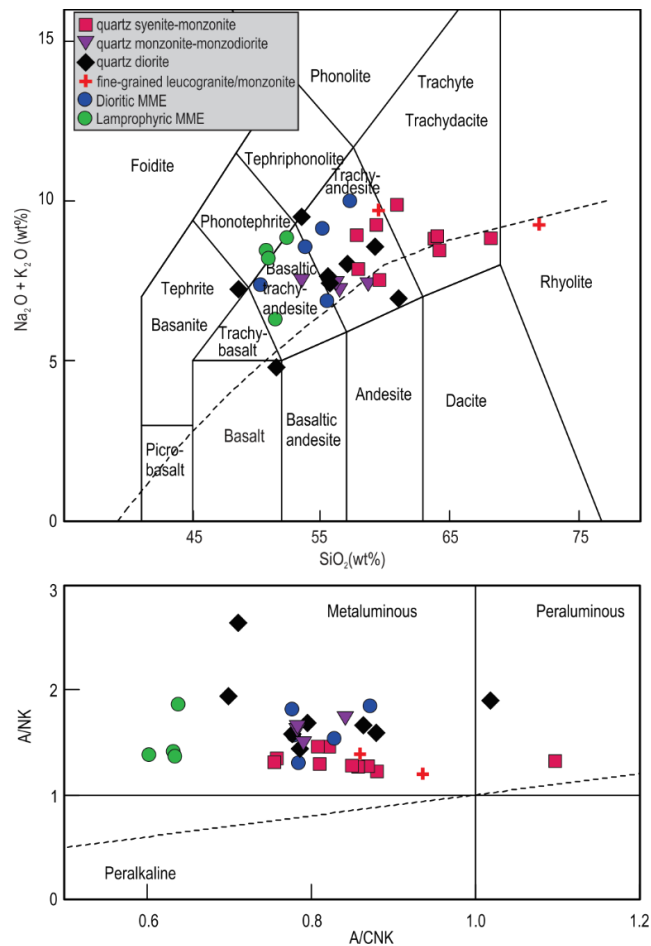


Figure 5 - Discrimination diagrams for ASP rocks. (a) TAS diagram of Le Bas *et al.*, (1986) for volcanic rocks. (b) A/(NK) versus A/(CNK) diagram suggested by Maniar & Piccoli (1989). Square – quartz monzonite to syenite (qMS); triangle – quartz monzonite to monzodiorite (qMd); diamond – quartz diorite (qD); blue circle – dioritic mafic microgranular enclave; green circle – lamprophyric mafic microgranular enclave; cross – leucogranite and leucomonzonite (fGm).

Harker-type diagrams with SiO_2 as differentiation index show linear trends for compatible elements, Mg, Fe, Ca, Ti, and P (Fig 6). The qD variety represents the basic magma and shows Al_2O_3 contents higher than 16 wt.%, and MgO and FeO_t contents varying from 3-67 wt.% and 6-9 wt.%, respectively. Other major elements as calcium and titanium are often concentrated in the qD group, where CaO contents vary from 4-10 wt.% and TiO_2 from 0.6 to 1.5 wt.%. As expected for felsic rocks, the amounts of compatible major elements tend to decrease along magmatic evolution. In qMd samples, Al_2O_3 varies from 15 to 19 wt.%, whereas in qMS it shows contents between 15-17 wt.%.

ASP samples show generally high contents of Ba and Sr which conform a negative trend relative to silica index, whilst Rb behavior is the opposite, setting a positive correlation relative to silica (Fig 7). Although the typical values of Ba in ASP rocks are between 2000-3000 ppm, a wide range is observed in the qD variety, with concentration values from 1000 to 5000 ppm. Sr contents are typically between 1000 and 1500 ppm, and some samples of the qD variety exhibit higher values, from 1000 to 2700 ppm, whilst in qMd and qMS the values are below 1500 ppm. Rb exhibits a wide distribution in the ASP rocks, and the qMS variety shows the most variable contents, ranging from 120 to 350 ppm, whilst qMd shows values around 120 ppm. The qD sample have lower values of Rb but overlap some qMd and qMS sample values, ranging from 90 to 250 ppm. The Zr contents range typically from 200 to 400 ppm in the ASP rocks, with some samples from qMS and qD varieties showing higher values. The high contents of Ba and Sr are typical of shoshonitic or ultrapotassic series (Tauson and Kozlov, 1972, Morrison, 1980, Nardi 2016).

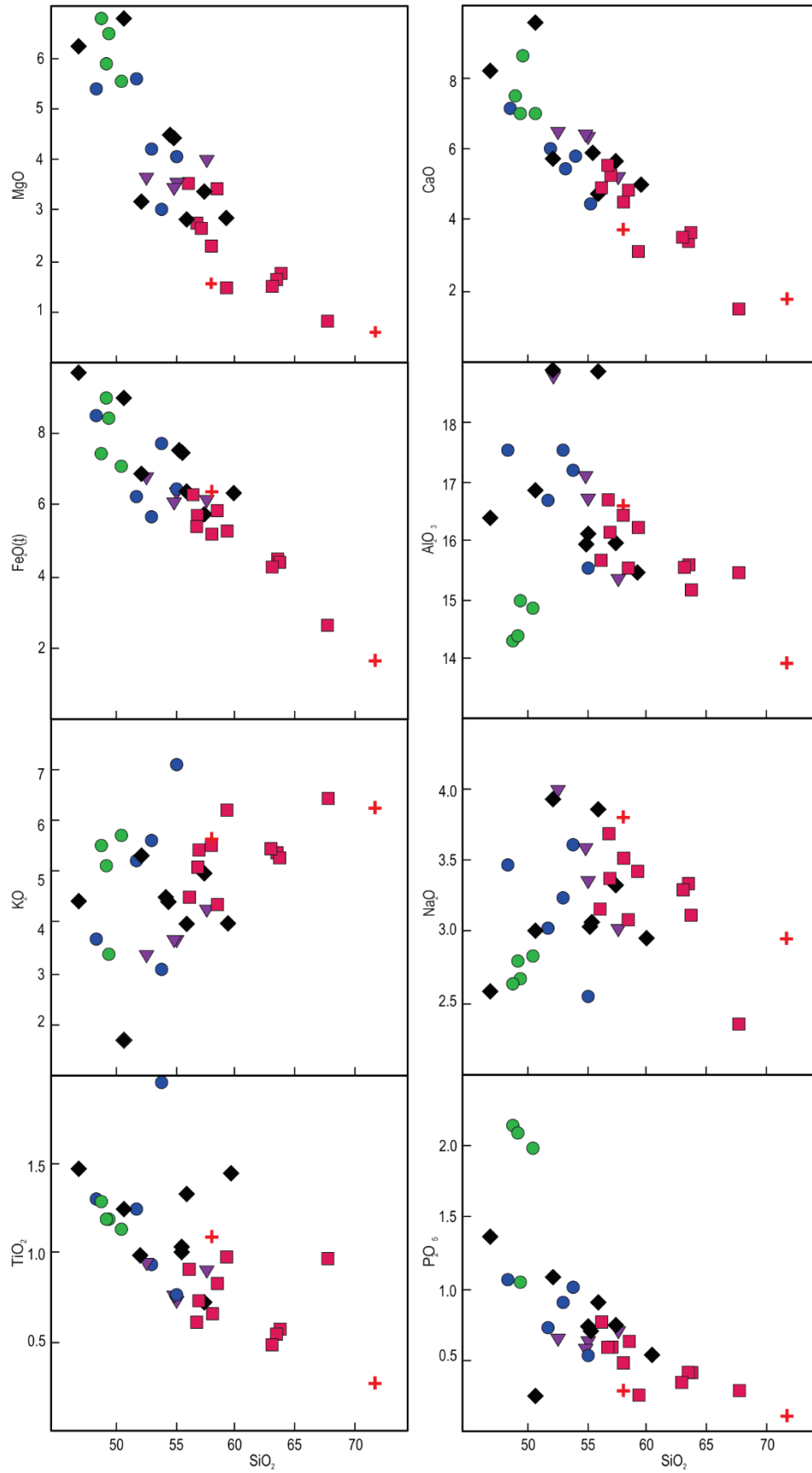


Figure 6 - Major element variation diagrams using SiO_2 as differentiation index for the ASP rocks. All data in wt.%. Symbols as in figure 5.

The mafic microgranular enclaves of dioritic composition have SiO_2 values from 45 to 55 wt.% and #mg values from 42 to 62. They are metaluminous and plot in the syenodiorite, syenogabbro and monzonite fields on the R1R2 diagram. Ba, Rb and Sr contents (Fig. 7) are similar to those of the qD samples and vary from 2900 to 4900 ppm, 110 to 190 ppm and 1000 to 3000 ppm, respectively.

The lamprophyric MME samples have SiO_2 contents around 50 wt.% and mg# values from 54 to 63. Major element contents are equivalent to those of dioritic rocks except for aluminum and phosphorus. Lamprophyric MME are less enriched in Al_2O_3 with values from 14-15 wt.%, whilst P_2O_5 contents are higher than other ASP varieties (Fig 6), with values of about 2 wt.%. Ba varies from 3000 to 5000 ppm, Sr from 1500 to 4500 ppm and Rb from 120 to 460 ppm.

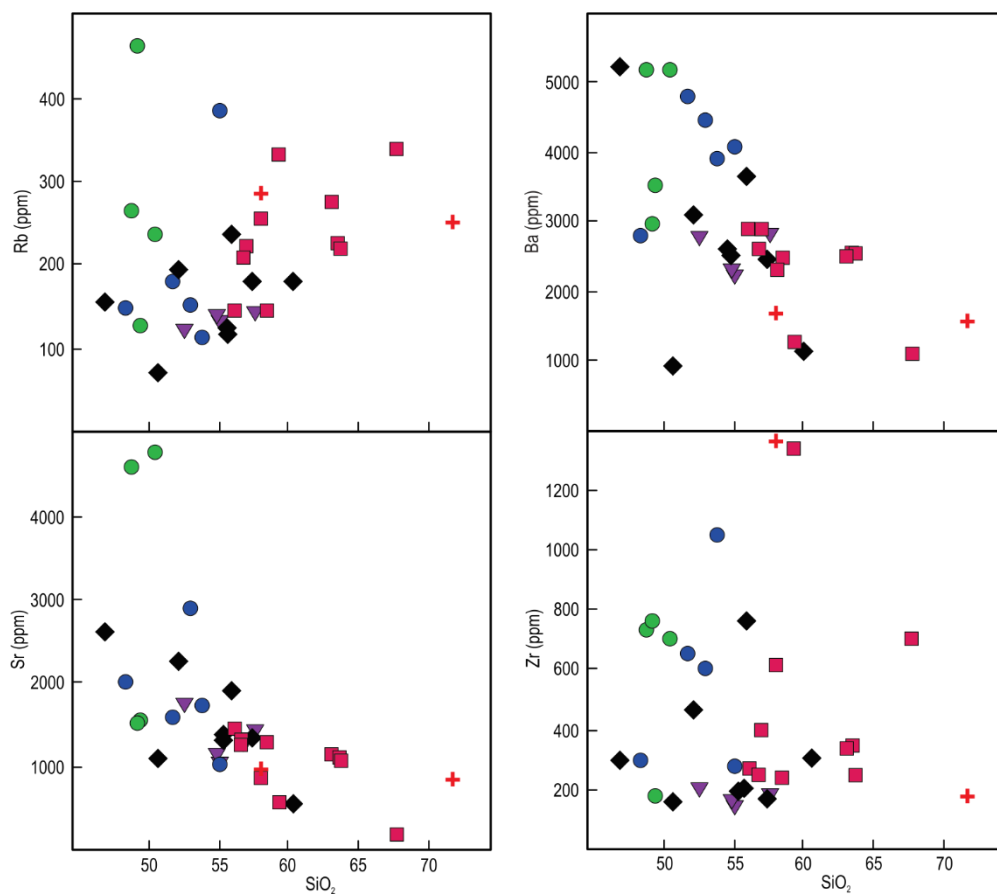


Figure 7 - Some trace element variation diagrams using SiO_2 as differentiation index for the ASP rocks. SiO_2 values in wt.% and trace elements in ppm. Symbols as in figure 5.

6.2. Rare Earth Elements

In the chondrite-normalized diagrams, all ASP samples show similar REE patterns (Fig 8). LREE contents in felsic varieties qMS and qMd (La_N mostly in the range of 150-400) are typically higher than HREE which is demonstrated by their moderate $(\text{La}/\text{Yb})_N$ ratios, generally ~ 30 . Eu anomalies are absent (Eu/Eu^* from 0.80 to 1.24, average 1.02 and locally 0.49) as commonly referred to for shoshonitic rocks (Nardi, 1989). The LREE in mafic rocks as qD and

enclaves is moderate to high, and is typically higher in lamprophyric that display contents of LREE ($(La_N \sim 900)$). Eu anomalies is virtually absent to all rock types.

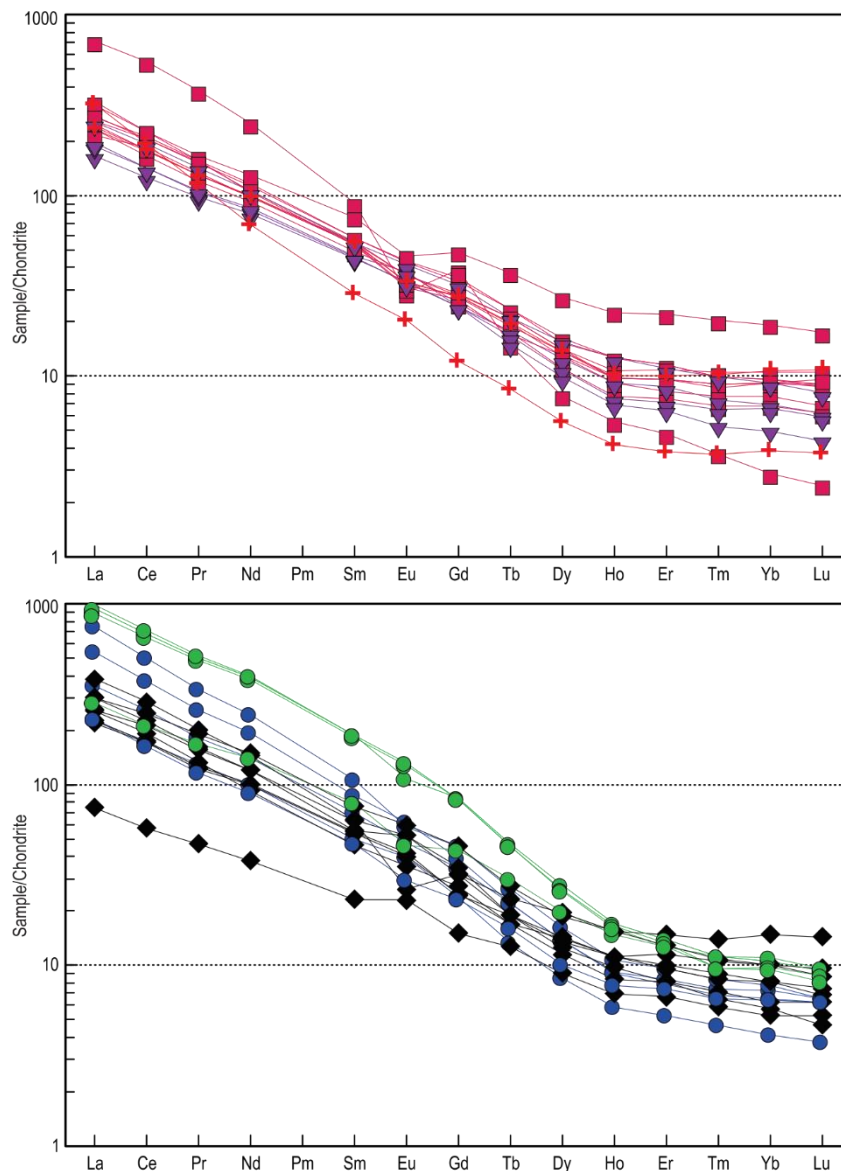


Figure 8 - Chondrite-normalized REE patterns (values from Boynton, 1984) for the studied rocks. (a) ASP felsic varieties (qMS, qMd and fGm); (b) ASP mafic varieties (qD, MME lamprophyric and dioritic). Symbols as in figure 5.

In the qMS ratio values range from $(La/Yb)_N = 20-35$ and has low LREE fractionation $(La/Sm)_N = \sim 4.5$. Eu anomalies range from $(Eu/Eu^*)_N = 0.8- 1.06$. In the qMd $(La/Yb)_N = 23-40$ and $(La/Sm)_N = \sim 4.5$ and $(Eu/Eu^*)_N = 1-1.13$.

The qD group exhibits a higher range in fractionation of LREE/HREE ratios $(La/Yb)_N = 14-67$ and a low LREE fractionation $(La/Sm)_N = 3-6$. The Eu-anomalies are typically absent to slightly positive $(Eu/Eu^*) = 0.99 - 1.24$.

The dioritic MME show a wide range in LREE/HREE fractionation $(La/Yb)_N = 35-97$ and similar LREE fractionation to qD with values $(La/Sm)_N = 4-7$. Eu-anomalies exhibit a broad

range, with (Eu/Eu^*) varying from 0.84 to 1.15. The lamprophyric enclaves show higher fractionation of LREE/HREE $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 25\text{-}106$ and low fractionation of LREE $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 3\text{-}5$. Eu-anomalies are absent to slightly negative $(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.80 - 1)$.

Sample monzonitic sample of fGm exhibits the same REE pattern than qMS with low LREE fractionation $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 4.21$ and moderate LREE/HREE fractionation $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 21$. On the other hand, the fGm of granitic composition shows more fractionated patterns, with values of $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 11.12$ and $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 8$ and Eu-anomalies are also absent $(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.1)$.

6.3. Spidergrams

ASP samples are compositionally similar to OIB (Oceanic Island Basalt) as displayed in the spidergrams (Fig 9). There is enrichment in LILE and LREE with respect to HFSE (Nb, Ta, Hf and Zr) and HREE. Nb-, Ti-, P-, Zr-negative anomalies are present in all ASP samples, and probably reflect source conditions since they are more intense in mafic varieties, both qD and enclaves. The qMS variety shows a slight enrichment in LILEs and REE than qMd, where contents of these elements overlap those of qMS and qD. Lamprophyric enclaves show strong enrichment of LILEs (Rb, Cs and Sr) and P relative to other ASP samples. As shown in figure 9 the contents of HFSE as Nb and Yare higher in the enclaves, especially in the lamprophyric ones, relative to the other ASP varieties.

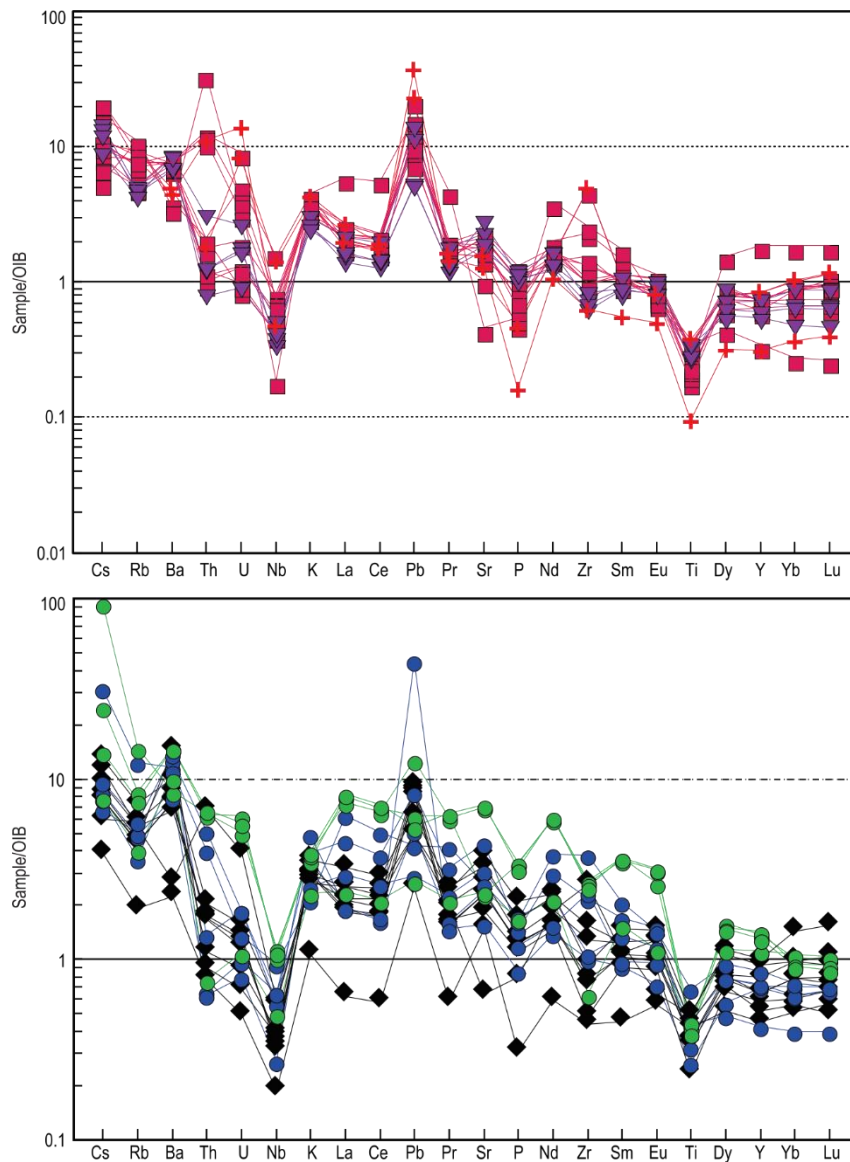


Figure 9 - Spidergrams normalized by Oceanic Island Basalts (OIB – Sun and McDonough, 1989). (a) felsic ASP varieties (qMS, qMd and fGm); (b) mafic varieties (qD, MME lamprophyric and dioritic). Symbols as in figure 5.

6.4 Isotope geochemistry

Six representative samples of ASP were analysed for the Sm-Nd and Rb-Sr isotopic systems: four of them represent the qMS variety, one is representative of qD, one of granitic fGm and one of dioritic enclave. The results are presented in table 2. For calculation of the isotope parameters ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(T)}$, $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$) of each sample, the zircon U-Pb crystallization ages of the Arroio do Silva Pluton of ~578 Ma obtained and discussed in this work was used.

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ ratio exhibits a wide range in qMS (from 0.7034-0.7155). The qD variety possesses less radiogenic values of 0.7055, whilst MME diorites exhibit more radiogenic composition of 0.7116, and the granite shows a value of 0.7076. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ ratios show higher values in samples with higher SiO_2 contents (Fig 10).

The $\epsilon\text{Nd}(t)$ values are negative for the six samples and have a positive correlation with the SiO_2 content. The values for qMS vary from -9.5 to -11.8, qD have a value of -9, MME diorite -11.7, and granite -10.4.

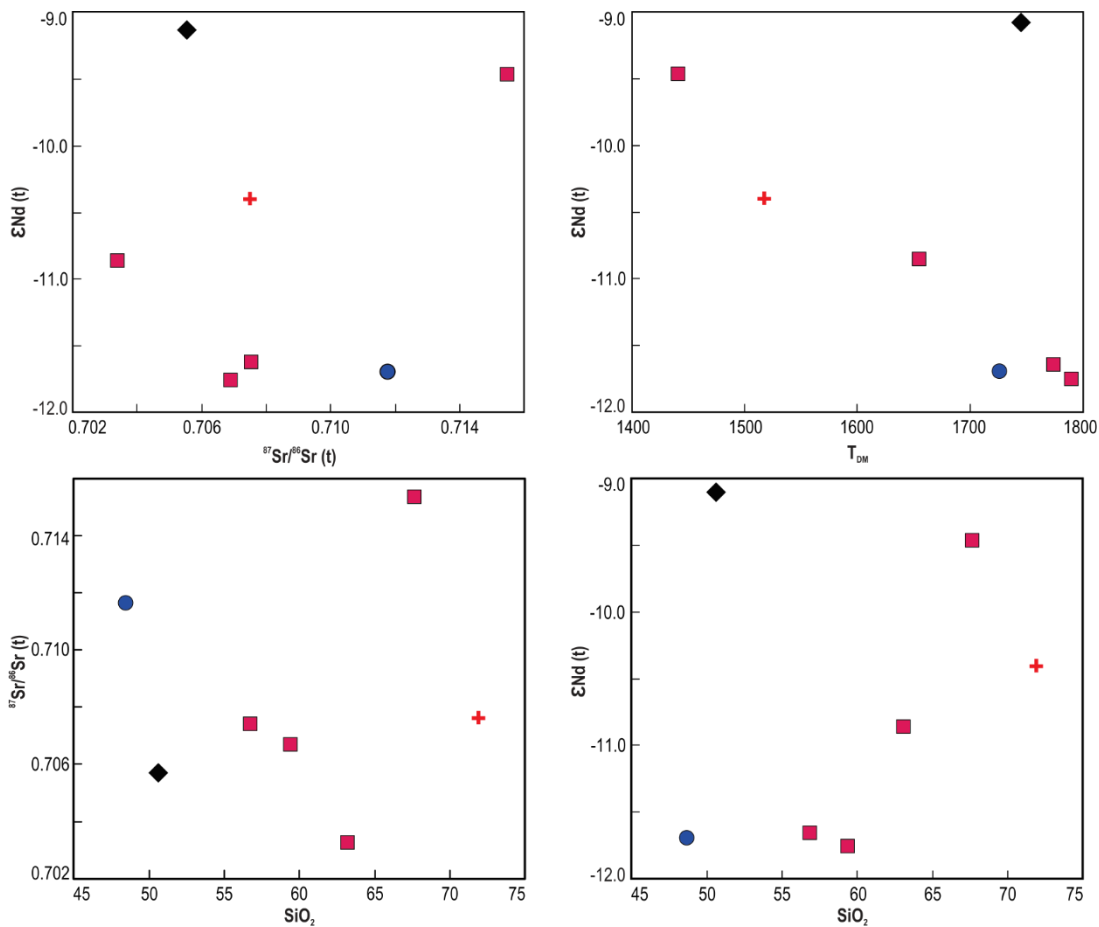


Figure 10 - Whole rock Rb-Sr and Sm-Nd isotope data for the ASP: (a) $\epsilon\text{Nd}(t)$ relative to SiO_2 , (b) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ relative to SiO_2 , (c) $\epsilon\text{Nd}(t)$ relative to $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$, (d) $\epsilon\text{Nd}(t)$ relative to T_{DM} . Symbols as in figure 5.

7. Geochronology

7.1 Pre-existing data

Pre-existing geochronological data for the Arroio do Silva Pluton rocks were obtained by Phillip *et al.* (2002) using Pb-Pb evaporation TIMS method. The age of 612 ± 3 Ma is interpreted as the magmatic crystallization age and a single zircon crystal of 685 ± 9 Ma was interpreted as inheritance. According to these authors, the ASP magmatism is related to the Neoproterozoic syenitic magmatism of the Piquiri Syenite Massive (PSM), where a magmatic age of 611 ± 3 Ma as obtained by the same authors using the same method. Bitencourt *et al.* (2015b) report a broad age interval (609 - 589 Ma) for the three distinctive pulses that compose the PSM. Therefore, a detailed study is required to unravel the ASP temporal relations and to link its age with PSM to better understand these two compositionally similar intrusions.

7.2 Samples and results

The syenite of sample CD 102A was chosen because its fine-grained texture suggests it may have been part of a chilled margin, and therefore the results are prone to indicate the magmatic age of the pluton.

The CL images (Fig 11) show that crystal shapes and sizes are variable and permit to distinguish two groups, in order of decreasing abundance: (i) small (90-150 μm), equidimensional sub-rounded crystals, and (ii) prismatic, bipyramidal euhedral crystals (200 μm) with aspect ratio of 2:1 to 3:1. The zoning patterns are mostly concentric, with rare truncated cores. Overgrowths are identified in some zircon crystals, typically as thin black rims. In some crystals the overgrowth is well developed, leading a prismatic overgrowths of pyramidal crystal faces.

The selection of the results data spots to be used for determination of magmatic crystallization age was done on the basis of their associated concordant values. Spots with discordance higher than 5% were excluded. Sample location is shown in figure 2. The analytical results used for the age calculations are presented in table 3.

A set of 45 spots were analyzed, whereby 16 spots represent selected results with associated discordance lower than 5%. The concordia age of 577.5 ± 4.3 Ma (MSWD = 0.64) is interpreted to be the crystallization age of the sample (Fig. 12). The 576.2 ± 9.6 Ma $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ weighted mean average is in accordance with the concordia age obtained.

Table 3 - LA-MC-ICP-MS U-Pb data used to calculation the ASP age value.

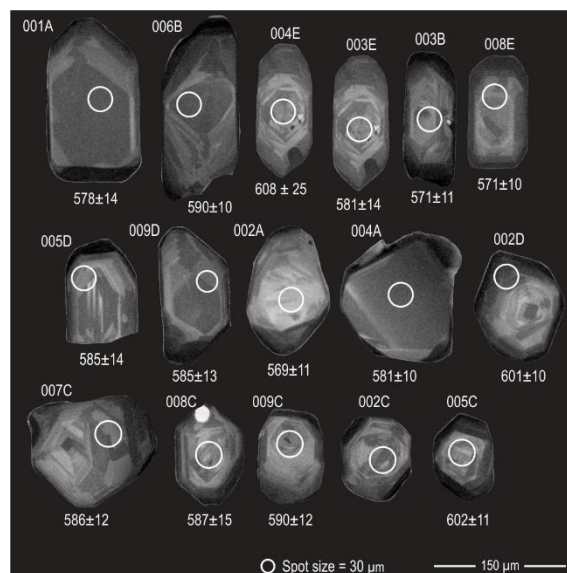


Figure 11 - Cathodoluminescence (CL) images of zircon grains from sample CD 102A. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ for all ages are shown in the figure.

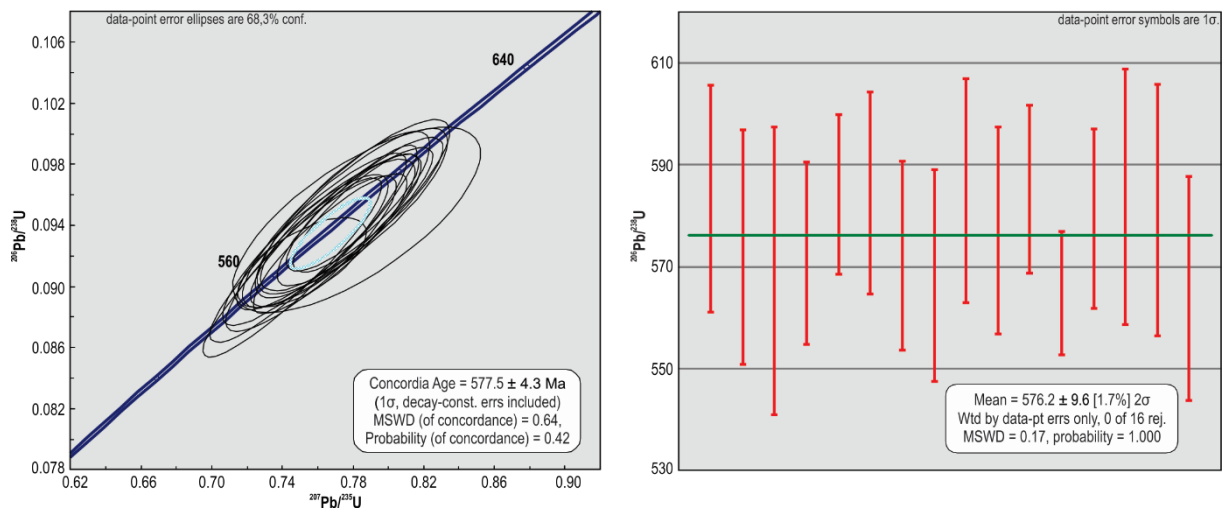


Figure 12 - Geochronological diagrams for ASP. (a) LA-ICP-MS Concordia diagram of Neoproterozoic crystallization age for the Assoio do Silva Pluton qMS variety; error ellipse 1 σ . (b) Bar diagram of weighted average of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ crystallization ages; error 2 σ .

8. Discussions

8.1 Compositional variation and pluton geometry

The geometry of compositional variation distribution in the Arroio do Silva Pluton is roughly suggested by the predominance of felsic varieties (qMS) at the northern portion of the pluton, and of mafic compositions in the south. The transition between these extremes is gradational, and mafic minerals, especially biotite, become more voluminous towards the southern portions, where they form elongate aggregates that define the magmatic fabric. This is accompanied by decrease in the amount of Kfs crystals and change of its shape from euhedral, well-aligned large crystals in qMS to anhedral, mostly rounded, weakly-aligned crystals in qMd, eventually disappearing completely, where dioritic terms prevail. As shown in figure 2b, all rock types register a common, NW-trending magmatic foliation orientation, suggesting a common magmatic dynamic for all. This is also in accordance with the inference of a single pluton in subsurface.

As shown in Harker-type diagrams (Fig. 6) the behavior of major compatible elements as MgO, FeO_t, CaO, Al₂O₃, TiO₂ and P₂O₅ exhibit a straight linear pattern typical of mingling magmas, whereby two main poles are indicated by: (i) basic rocks with high contents of compatible elements, and (ii) acid rocks with lower contents of these elements. The acid pole comprises rocks from the qMS variety, whilst the basic one is represented by diorites, both of qD and enclaves. The overlapping values of compatible major elements within the 52-60 wt.% SiO₂ interval indicates that this may be interpreted as the hybrid compositional range of qD, qMd and qMS relative to the basic and acid poles. The similar chemical signatures of qD and dioritic MME allows to interpret them as the same magma, and the wide range of scales at which they are seen, i.e., from centimeter-size MME hosted in qMS to large outcrops, is interpreted as a consequence of the mingling process.

Despite the similarity of major compatible elements as MgO, FeO, CaO and TiO₂ in the ASP mafic rocks (Fig. 6), lamprophyres are distinguished from diorites by their lower Al₂O₃ and higher P₂O₅ contents. Therefore, the overall chemical composition of these rocks permits to disregard them as the basic pole of the mingling system.

The dominant composition of ASP rocks is defined as metaluminous and shoshonitic due to K₂O/Na₂O values characteristically between 1 and 2. Lamprophyric MME samples have values slightly higher than 2, and are therefore classified as ultrapotassic according to the criteria of Foley *et al.* (1987). The high amounts of LILE and LREE in contrast to a relative depletion in HREE and HFSE is observed in all varieties and enclaves, which is also in accordance with their shoshonitic character.

8.2 Post-collisional syenitic and lamprophyric magmatism in southernmost Brazil

The post-collisional period is characterized by the generation and emplacement of magmas from different sources, whereby shear zones typical of this setting act as channels to connect, transport and promote the interaction between different sources.

In the Encruzilhada do Sul region the occurrence of syenite magmatism is also recorded in the well-documented Piquiri Syenite Massive (PSM – Fig. 1b). This unit represents a shoshonitic to ultrapotassic post-collisional magmatism of Neoproterozoic age (Stabel *et al.*, 2001; Nardi *et al.*, 2008; Bitencourt *et al.*, 2015b). The construction of this pluton is ascribed to a sequence of three pulses (Bitencourt *et al.*, 2015b), where the first pulse has ultrapotassic character and crystallization age of 609 ± 2 Ma, and the following two pulses have shoshonitic affinity, with crystallization ages of 603 ± 4 Ma and 589 ± 3 Ma, respectively (Bitencourt *et al.*, 2015b; Nardi *et al.*, 2008).

The zircon U-Pb LA-MC-ICP-MS crystallization age of 578 ± 4 Ma obtained for the ASP is concordant with that referred for the last pulse found in the PSM, which is also characterized by quartz-rich compositions, and comprises quartz syenites similar to the qMS variety of ASP. The geochemical parameters of ASP rocks are similar to those of PSM in that both are ultrapotassic to shoshonitic with high contents of LILE, particularly Ba and Sr; similar REE fractionation patterns and absence of Eu anomalies; equivalent Sr_i and εNd values, in general from 0.705 to 0.708, and -9 and -11 respectively. Both exhibit similar OIB-normalized spidergrams with negative Nb anomalies which point to subduction-related sources (Stabel *et al.*, 2001; Plá Cid *et al.*, 2003; Nardi *et al.*, 2008).

Minette-type enclaves similar to those of ASP are described by Plá Cid *et al.* (2003) in the PSM. According to these authors, the ultrapotassic affinity of lamprophyric enclaves is restricted to the first pulse of PSM, and the occurrence of rare K-rich pyroxene within these enclaves points to a high-pressure condition during a co-mingling process with syenitic magma host. The compositional similarity between the enclaves from the both syenite units may suggest that deep sources had a protracted activity between 609 and 578 Ma, taken the age interval from the PSM first pulse and the ASP crystallization ages reported here.

The geochemical similarity, in addition to crystallization ages and geological context of ASP and PSM indicates the importance of potassic to ultrapotassic suites in the Encruzilhada

do Sul region. Additionally, the occurrence of these units far from the deformational sites, and its temporal relation with the establishment of post-collisional basins points to an extensional regime in the late stages of the post-collisional period.

8.3 Sources and settings of the magmatism

Silica-saturated K-rich magmatism is a typical product of melting of mantle sources modified by metasomatism associated to lithosphere subduction. According to several authors (e.g. Morrison, 1980, Pearce, 1996, Weaver *et al.* 2013, Nardi, 2016), magmatism is medium- to high-K calc-alkaline when the subduction is active, whilst in post-collisional settings shoshonitic or high-K tholeiitic magmas are dominant.

The concept of subduction-related metasomatism is an important key to understand potassium-rich magmatic systems, and as pointed out by Peccerillo (1992) the heterogeneity of the upper mantle is present at small scales and is due to the introduction of metasomatizing agents that are rich in incompatible elements, particularly LILE and LREE. Foley (1992) has suggested a model to explain the enrichment in incompatible elements by vein-plus-wall-rock melting, where veins are comprised of phlogopite and K-rich amphibole bearing pyroxenites. The author concludes that the potassic to ultrapotassic character of the melt broadly reflects the increase of vein component proportion, particularly for low fraction of melting. Irifune *et al.* (1994) have proposed that K-enriched mantle sources reflect the addition of sedimentary material through subduction of an oceanic crust.

Shoshonitic and ultrapotassic magmas of the Piquiri Syenite Massif were produced, according to Pla Cid *et al.* (2003, 2005) and Nardi *et al.* (2008), from a peridotitic mantle with phlogopite pyroxenite veins by partial melting at pressures between 3 and 5 GPa. The strong similarity between the PSM and the ASP regarding age, context and composition indicates that similar processes may have generated both.

Experimental studies by Conceição and Green (2000, 2004) amongst other authors, have pointed out the importance of pressure in the control of major and trace element melt composition. Melting of a fluid-undersaturated phlogopite lherzolite at ~1 GPa generates ~5% silica-oversaturated liquids at relatively low temperatures (~1075°C). At higher pressures (~3 GPa) however, silica-undersaturated liquids (nephelinites to lamproites) are produced. Under pressures higher than 6 GPa, melts are no longer K-rich, since K-hollandite is stabilized (Irifune *et al.* 1994). Applied to the present study, these results suggest that the ASP syenite magma could have been generated in the lithospheric mantle affected by previous, subduction-related metasomatism.

The observed parallelism of REE patterns in all ASP varieties, whereby an LREE are enriched whilst HREE are relatively depleted, suggests that they stem from the same source, and therefore the pattern reflects the original magma source composition. Although MME diorite exhibits slightly higher values of LREE this characteristic may reflect an enrichment due the interaction with syenite magma. The typical La_N values range between 100 and 400 for all ASP varieties, with the exception of lamprophyres, which possess higher values (~900). This suggests an enrichment that may be generated alternatively by: (i) lower degree of melting of the same source, hence increasing the content of those elements, or (ii) a different source, richer

in phlogopite. The isotopic signature points to the second hypothesis due evolutionary trends displayed in figure 10. The highest values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ shown by some samples indicate crustal contamination, which is in accordance with observed field relations. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.706 - 0.711) are compatible with Rb-rich sources. That is consistent with that observed in the shoshonitic-ultrapotassic Tibetan magmatism (Turner *et al.* 1996) where the effects of partial melting and composition of mantle sources controlled the compositional variations rather than fractional crystallization processes.

Compared to OIB patterns (Fig 9) the syenite-monzonites, diorites and lamprophyres show similar pattern, with lamprophyre showing LILE-enrichment. Significant negative anomalies of Nb, Ti, and P present in all varieties, point towards a subduction-related source (Pearce, 1982). The behavior of major and trace element ratios diagrams suggested by Pearce (1996) demonstrate that ASP rocks plots in the post-collisional field (Fig.13). In the binary diagrams proposed by Muller *et al.* (1992) to potassic rocks, the ASP rocks plots in the continental arc field, whilst in the ternary diagrams from the same author, the samples plots in the post-collisional field (Fig. 14). As suggested by these diagrams, the behavior of major and trace elements suggest an evolved tectonic setting, which is in concordance with geological context of ASP.

However, as discussed by Condie (2015), geochemical discriminant diagrams are more useful for constraining mantle-source composition than for identifying ancient tectonic settings. Among the main sources proposed by this author as depleted, enriched and hydrated mantle sources, the ASP rocks can be related to the hydrated mantle (HM), where hydration of the mantle wedge is induced by volatile concentration. Isotope compositions indicate similarity with OIB-EM1 sources, in agreement with those previously suggested for the alkaline, potassic and sodic, post-collisional magmatism in southernmost Brazil (e.g. Wildner *et al.* 1999, Sommer *et al.* 2006).

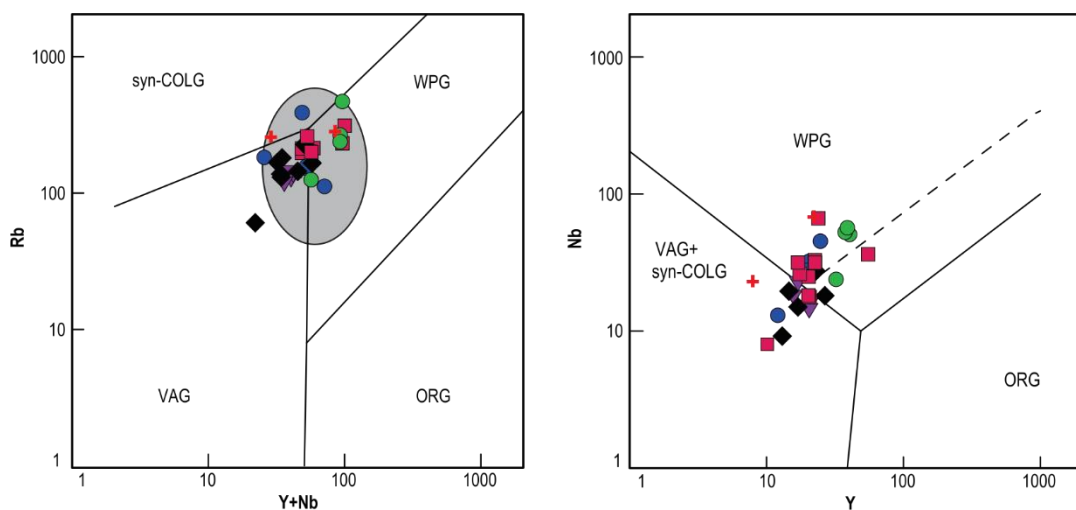


Figure 13 - Tectonic setting discriminant diagram for granitoids from Pearce *et al.* (1984), with indication of post-collisional magmatism field suggested by Pearce (1996). Symbols as in figure 5.

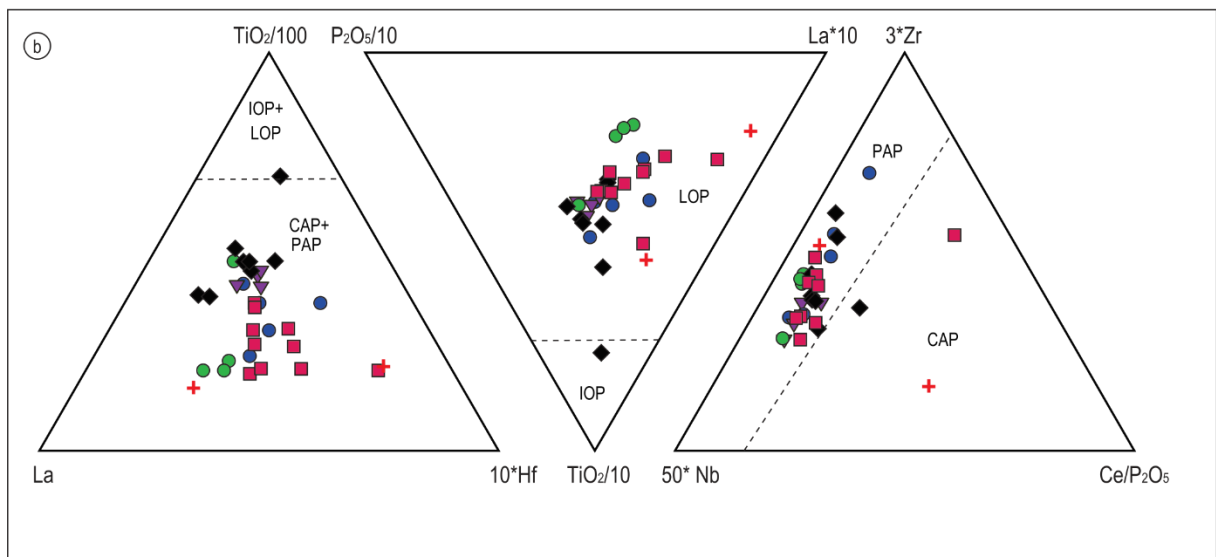
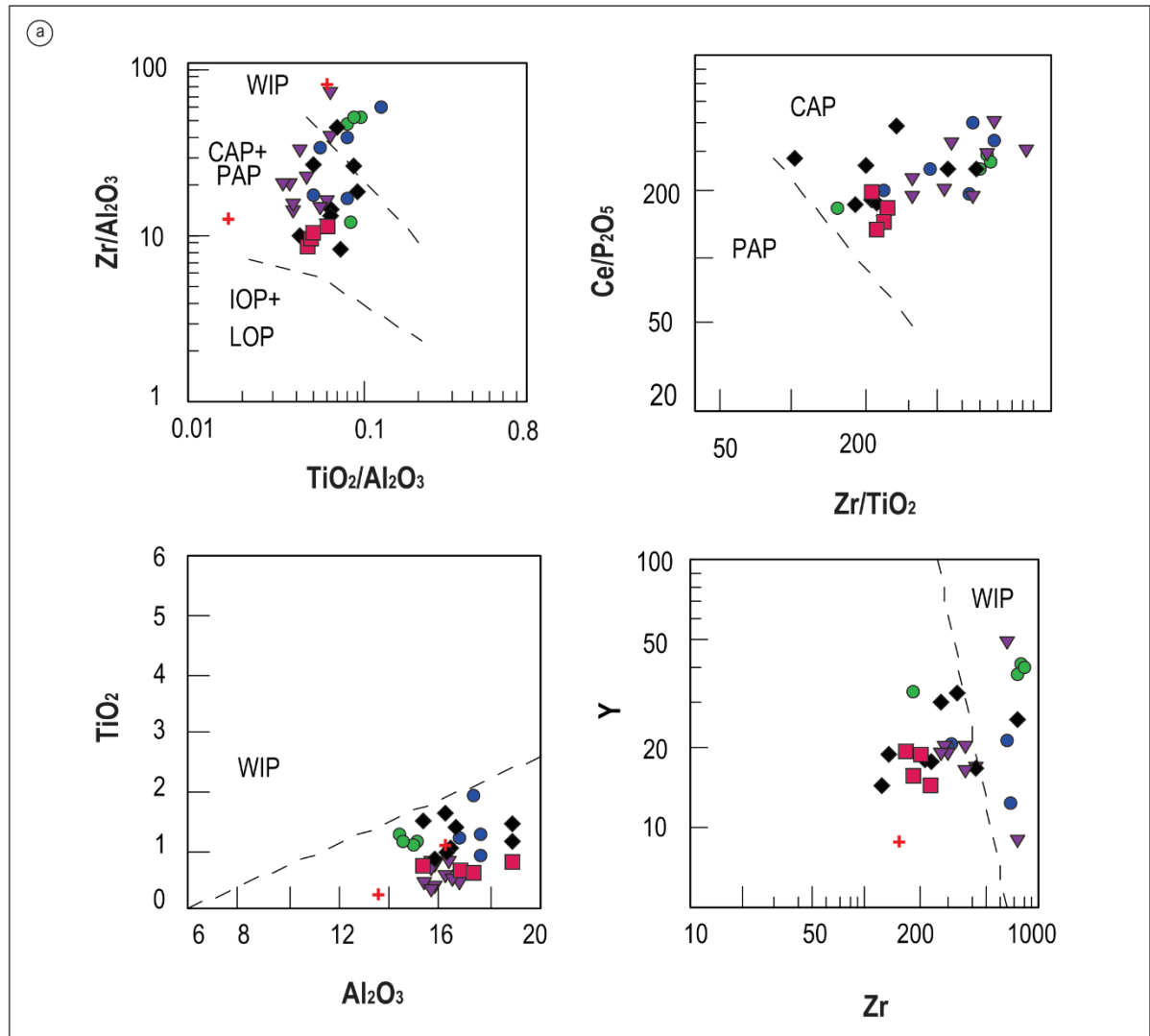


Figure 14 - The Arroio do Silva Pluton rocks in the binary and ternary tectonic discriminant diagrams for potassic rocks suggested by Muller *et al.* (1992). WIP - within plate, CAP - continental arc, PAP - post-collisional arc, IOP - initial oceanic arc, LOP - late oceanic arc.

9. Conclusions

The combined petrological, geochemical and geochronological data from the ASP suggest that this rock association comprises at least three distinctive original magmas: (i) a lamprophyre of slightly ultrapotassic character, (ii) a shoshonitic diorite, and (iii) shoshonitic syenite.

The magma mingling process is the main cause of the wide compositional range, as suggested by field relations and chemical behavior of major and trace elements. Syenites from qMS and diorites (qD and MME) are interpreted as the best-preserved compositional poles, and its interaction results mainly in the generation of monzonitic varieties whose marked textural features, as round, ocellar or corroded Kfs crystals suggest disequilibrium due to this interaction. The chemical composition of biotites from qD and qMd is similar, reinforcing the hybrid nature of the qMd, which has minerals provenant from both poles. Whole-rock geochemical data are also in agreement with this hypothesis and exhibit straight linear patterns for major elements. The 52-60 wt.% SiO₂ interval suggests a hybrid compositional range, where qMd samples plot and overlap some qMS and qD samples. These features reinforce the importance of mingling processes in the genesis of this pluton, which is distinct from other syenitic systems whose variation is ascribed mainly to crystal fractionation.

The Arroio do Silva Pluton is temporally related to the post-collisional setting described by several authors in south Brazil. Its geochemical signature and structural features are coherent with advanced stages of this period. The extensional regime is in agreement with the occurrence of temporally related volcano-sedimentary sequences attributed to post-collisional basins. The chemical similarity of ASP and PSM, in addition to crystallization ages and geological context, indicates the importance of the activity of metasomatized mantle sources in post-collisional setting during Neoproterozoic times. The source of shoshonitic and ultrapotassic magmas, according to trace element and isotope evidence, is probably a phlogopite-bearing mantle which was affected by previous subduction of Paleoproterozoic or Neoproterozoic age. The variation of ultrapotassic to shoshonitic magmas is probably controlled by variation of phlogopite contents in the mantle source.

References

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., de Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science* 17, 1-29.
- Babinski, M., Chemale, F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A., Da 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), 263-274.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., Jacob, J., 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brasil/Uruguay) and Garipe (Namibia/south Africa) orogens belts – evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research* 139, 195-221.

- 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.
- Bitencourt, M.F., Florisbal, L.M., Heaman, L.M., 2015a. Geology, geochronology and petrogenesis of a Neoproterozoic, syntectonic sillimanite-muscovite-biotite granite from southernmost Brazil. 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Florianópolis. Book of Abstracts, 179-179.
- Bitencourt, M.F., Florisbal, L.M., Sbaraini, S., Rivera, C.B., 2015b. Idades U-Pb e a duração do magmatismo ultrapotássico do Maciço Sienítico Piquiri. In *Sociedade Brasileira de Geociências* (ed.), Proceedings of IX Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, Florianópolis, 143-143.
- Camozzatto, E., Philipp, R.P., Chemale F., J., 2013. Idades Estaterianas no Domo da Vigia: Complexos Vigia e Porongos, Metagranito Seival e Anfibolito Tupi Silveira, Bagé, RS. In *Sociedade Brasileira de Geociências* (ed.), Proceedings of XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos.
- Chemale Jr., F., Philipp, R.P., Dussin, I.A., Formoso, M.L.L., Kawashita, K., Bertotti, A.L., 2011. Lu-Hf and U-Pb age determinations of Capivarita anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research* 186, 117–126.
- Chemale Jr., F., Kawashita, K., Dussin, I. A., Ávila, J. N., Justino, D., Bertotti, Anelise L., 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84(2), 275-295.
- Condie, K.C., 2015. Changing tectonic settings through time: indiscriminate use of geochemical discriminant diagrams. *Precambrian Research*, 266, 587-591.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183-210.
- Fernandes, L.A.D., Tommazi, A., Porcher, C.C., 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences* 5, 77–96.
- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Heaman, L.M., 2012. Space-time relation of the post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U-Pb LA-MCICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Research* 216-219. 132-151.
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Review* 24, 81-134.
- Foley, S.F., 1992. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos* 28, 435-453.
- Frantz, J.C., McNaughton, N.J., Marques, J.C., Hartmann, L.A., Botelho, N.F., Caravaca, G., 2003. SHRIMP U-Pb zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constrains on the temporal evolution of the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone and Eastern Dom Feliciano Belt. In: *Sociedade Brasileira de Geologia* (ed.), IV South American Symposium on Isotope Geology, Short papers, vol.1, Salvador 174-177.

- Gregory, T.R., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., Chemale Jr, F., 2015. Geochronological data from TTG-type rock associations of the Arroio dos Ratos Complex and implications for crustal evolution of southernmost Brazil in Paleoproterozoic times. *Journal of South American Earth Sciences* 57, 49-60.
- Hartmann, L.A., Nardi, L.V.S., Formoso, L.L., Remus, M.V.D., Lima, E.F., Mexias, A.S., 1999. Magmatism and metallogeny in the crustal evolution of Rio Grande do Sul Shield, Brazil. *Pesquisas em Geociências* 26, 45–63.
- Irifune, T., Ringwood, A.E., Hibberson, W.O. 1994. Subduction of continental crust and terrigenous and pelagic sediments: an experimental study. *Earth and Planetary Science Letters* 126, 351-368.
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffina, W.L., Belousova, E. A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47-69.
- Khruhl, J.H., 1996. Prism- and basis-parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 581–589.
- Knijnik, D.B., Bitencourt, M.F., Pimentel, M.M., Nardi, L.V.S., Weinberg, R.F., Gregory, T.R., Armstrong, R., Pinto, V.M., Santos, S.S.J.O., McNaughton, N.J., 2015. U-Pb ages of the early post-collisional shoshonitic magmatism from Southern Brazil. In: *Proceedings of 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Florianópolis*, 83-83.
- Leake, B.E., Woolley, 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., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist* 35, 219–246.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- Le Maitre R.W. 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. In: *recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematic of igneous rocks*. Cambridge: Cambridge University Press, 252 p.
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Schmitt, R. da S., Weinberg, R., 2017. Pre-collisional, Tonian (ca. 790 Ma) continental arc magmatism in southern Mantiqueira Province, Brazil: Geochemical and isotopic constraints from the Varzea do Capivarita Complex. *Lithos* 274-275, 39-52.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101 (5), 635-643.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, Lancaster 73, 1123–1133.
- Morrison, G.W., 1980. Characteristics and tectonic settings of the shoshonite rocks association. *Lithos*, 13, 97-108.

- Muller, D., Rock, N.M.S., Groves, D.I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study. *Mineral. Petrol.* 46, 259-289.
- Nardi, LVS, Pla Cid, J, Bitencourt, MF, Stabel, LZ., 2008. Geochemistry and petrogenesis of post-collisional ultrapotassic syenites and granites from southernmost Brazil: the Piquiri Syenitic Massif. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80(2):353-372.
- Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 2009. A-type granitic rocks in the post-collisional settings in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *The Canadian Mineralogist* 47, 1493-1503.
- Nardi, L.V.S., 2016. Granitoides e Séries Magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. *Pesquisas em Geociências*, 43 (1), 85-99.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., Layer, P., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of Geological Society* 166, 1075-1084.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2011. The Rio de la Plata Craton, a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 201-220.
- Paim, P.S.G., Chemale Junior, F., Wildner, W., 2014. Estágios Evolutivos Da Bacia Do Camaquã (RS). *Ciência e Natureza* 36, 183–193.
- Pearce, J.A., 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thrope, R.S. (ed), *Andesites*. Wiley, Chichester, p. 525-548.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19 (4): 120-125.
- Peccerillo, A., 1992. Potassic and ultrapotassic magmatism: compositional characteristics, genesis and geological significance. *Episodes* 15, 243–251.
- Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Chemale Jr, F., 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology* 46, 83-104.
- Plá Cid, J, Nardi, L.V.S., Stabel, L.Z. Conceição, R.V. Balzaretto, N.M., 2003. High-pressure minerals in mafic microgranular enclaves: evidences for co-mingling between lamprophyric and syenitic magmas at mantle conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 444-459.
- Plá Cid, J, Nardi, L.V.S., Enrique, P., Merlet, C., Boyer, B. 2005. SIMS analysis on trace and rare earth elements in coexisting clinopyroxene and mica from minette mafic enclaves in potassic syenites crystallized under high pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148, 675-688.
- Rock, N.M.S., 1987. The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: Fitton, J.G. & Upton, B.G.J. (eds.) *Alkaline igneous rocks*. London: Geological Society of London, 30, 191-226.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., Petronilho, L., 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 67, 315-336.

- Silva, L.C., 1999. Geochronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira Meridional, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a evolução do Ciclo Brasileiro/PanAfricano. PhD thesis, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 243 pp.
- Sommer, C.A, Lima, E.F, Nardi, L.V.S, Liz, J.D., Waichel, B.L., 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic, alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78(3), 573-589.
- Stabel, L.Z., Nardi, L.V.S., Plá Cid, J., 2001. Química mineral e evolução petrológica do Sienito Piquiri: magmatismo shoshonítico, neoproterozóico, pós-colisional no sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2), 211-222.
- Tauson, L.V., Kozlov, V.D., 1972. Distributions Function and ratios of trace elements concentrations as estimators of the OreBearing Potential Granites. In: Jones, M.J. (ed) *Geochemical Exploration*. Institution of Mining and Metallurgy, London. p.3744.
- Tauson, L.V., 1974. Geochemical types of granitoids. *Doklad*, 215, 184-186.
- Turner, S.P., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P., Deng, W., 1996. Post-collisional shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications of convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37, 45-71.
- Weaver, S.L., Wallace, P.J., Johnston, A.D., 2013. Experimental constraints on the origins of primitive potassic lavas from the Trans-Mexican Volcanic belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 166, 825–843.
- Wiedenbeck, M, Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C. & Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* 191, 1– 23.
- Wildner, W., Nardi, L.V.S. & Lima, E.F., 1999. Post-Collisional Alkaline Magmatism on the Taquarembó Plateau: A well reserved Neoproterozoic-Cambrian Plutono-Volcanic Association In Southern Brazil. *International Geology Review*, 41(12), 1082-1098.

CAPÍTULO IV - RESULTADOS

A partir deste estudo foi possível caracterizar as principais variedades composicionais do Pluto Arroio do Silva (PAS) a partir da análise petrográfica e geoquímica. Além disso, também foi possível estabelecer a idade de cristalização para estas rochas a fim de relacioná-las com o contexto geológico local e regional.

O PAS é definido como uma associação de rochas sieníticas-monzoníticas-dioríticas saturadas em sílica que possuem contemporaneidade com rochas máficas de composição lamprofírica, ocorrendo em menor volume. A identidade textural é dada principalmente pela textura hipidiomórfica equigranular média a grossa, raramente ocorrendo termos de granulação fina. De forma local também ocorrem termos porfiríticos, muitas vezes relacionados com as bordas do corpo.

A partir da análise petrográfica, as rochas do PAS foram divididas em 3 principais variedades: (i) *quartzo monzonito-sienitos (qMS)* com textura equigranular média a grossa, localmente porfirítica, com cristais de K-feldspato euédricos e pouco conteúdo de máficos ($M' \sim 7\%$) sendo a hornblenda o fase principal; (ii) *quartzo monzonito-monzodioritos (qMd)* de textura equigranular média a grossa e mais rica em máficos ($M' 15-25\%$) onde há uma maior quantidade de biotita e os cristais de K-feldspato exibem baixos graus de euedria; (iii) *quartzo dioritos (qD)* com textura hipidiomórfica equigranular fina a média, ricos em biotita e subordinada hornblenda ($M' \geq 30\%$). Enclaves microgranulares máficos de contatos bem definidos lobados a irregulares ocorrem com duas composições: diorítica e lamprofírica sendo, de modo geral, restritos à variedade qMS. Os enclaves dioríticos são tipicamente centimétricos e de forma local apresentam xenocristais de K-feldspato com texturas de desequilíbrio. Os enclaves lamprofíricos são decimétricos e possuem fenocristais (~ 1 cm) de biotita, orientadas em paralelo com a estrutura das rochas hospedeiras. Além disto, injeções leucocráticas tardias (Gmf) de textura equigranular fina cortam as principais variedades do PAS e possuem composições predominantemente graníticas, com termos monzoníticos localizados.

Embora exista um predomínio das variedades félsicas nas porções norte do PAS à medida que as variedades máficas ocorrem em maior volume na porção sul, não foi possível estabelecer uma distribuição espacial coerente entre elas. Os limites das diferentes variedades (qMS – qMd – qD) são transicionais e não-mapeáveis.

Para todas as rochas que compõem o PAS é observada uma foliação primária bem desenvolvida. Esta foliação é caracterizada pela orientação de forma de cristais de Kfs na qMS, e é ressaltada pelos agregados máficos ($Hbl \pm Cpx$) que ocorrem alinhados paralelo à foliação. Na qD, a trama é dada pela orientação de forma de cristais de Pl e pela orientação dos agregados máficos ($Bt + Hbl \pm Cpx$). Já na variedade qMd, a trama exhibe feições transicionais e é dada principalmente pela orientação de forma de Pl e agregados máficos ($Bt + Hbl \pm Cpx$) e, de forma local, ocorrem cristais de Kfs com baixo grau de euedria constituindo uma fraca orientação de forma.

A foliação magmática tem direção predominante NW com mergulhos de médio a alto ângulo para SW. A dinâmica do fluxo magmático que gerou essa trama é evidenciada por dobras magmáticas (Fig 6) e pelo bandamento de segregação. De modo geral, essas estruturas não são acompanhadas por deformação em estado sólido. Diques sinplutônicos ocorrem localizadamente cortando a qMS na porção norte do PAS (Fig 7). Esses diques tem textura hipidiomórfica equigranular fina, e composição sienítica e cortam em alto ângulo a trama principal de direção NW. Os contatos são contínuos, regulares e difusos e fragmentos da variedade qMS ocorrem dentro destes diques com feições de retrabalhamento. Estas relações apontam para a entrada dos diques sinplutônicos em estágios avançados de cristalização da qMS, com uma carga considerável de cristais.

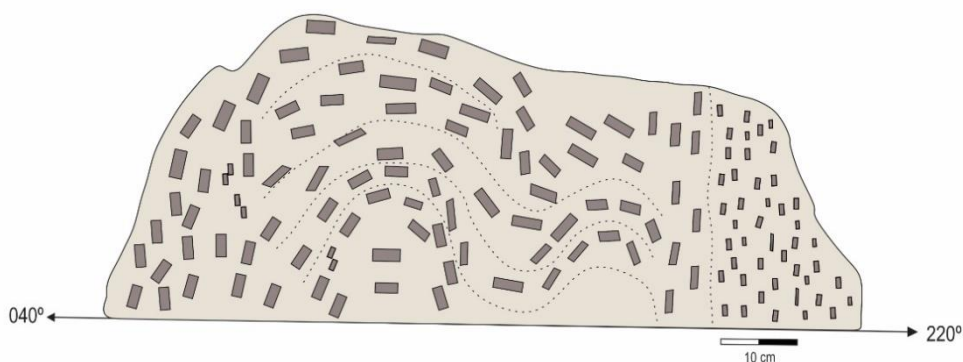


Figura 6. Croqui de detalhe de dobras magmáticas descritas no PAS.

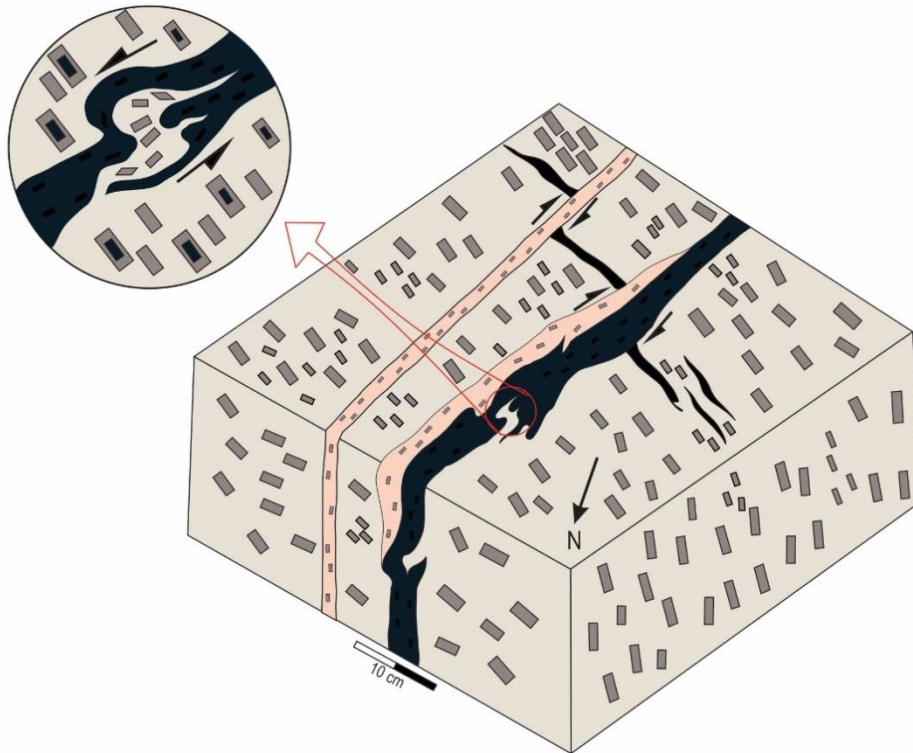


Figura 7. Croqui esquemático do dique sinplutônico cortando em alto ângulo a trama principal e deslocando porções cumuláticas ricas em anfibólio (em preto). Detalhe de um fragmento da qMS reprocessado pelo dique.

A partir da contagem modal de algumas lâminas estudadas em detalhe, foi possível estabelecer que as variedades petrográficas do PAS plotam no *trend* monzonítico no diagrama QAP (Fig 8). Como é discutido por Nardi (2016), associações de rochas que plotam nesse *trend* refletem rochas pertencentes às séries magmáticas ricas em potássio (shoshonítica).

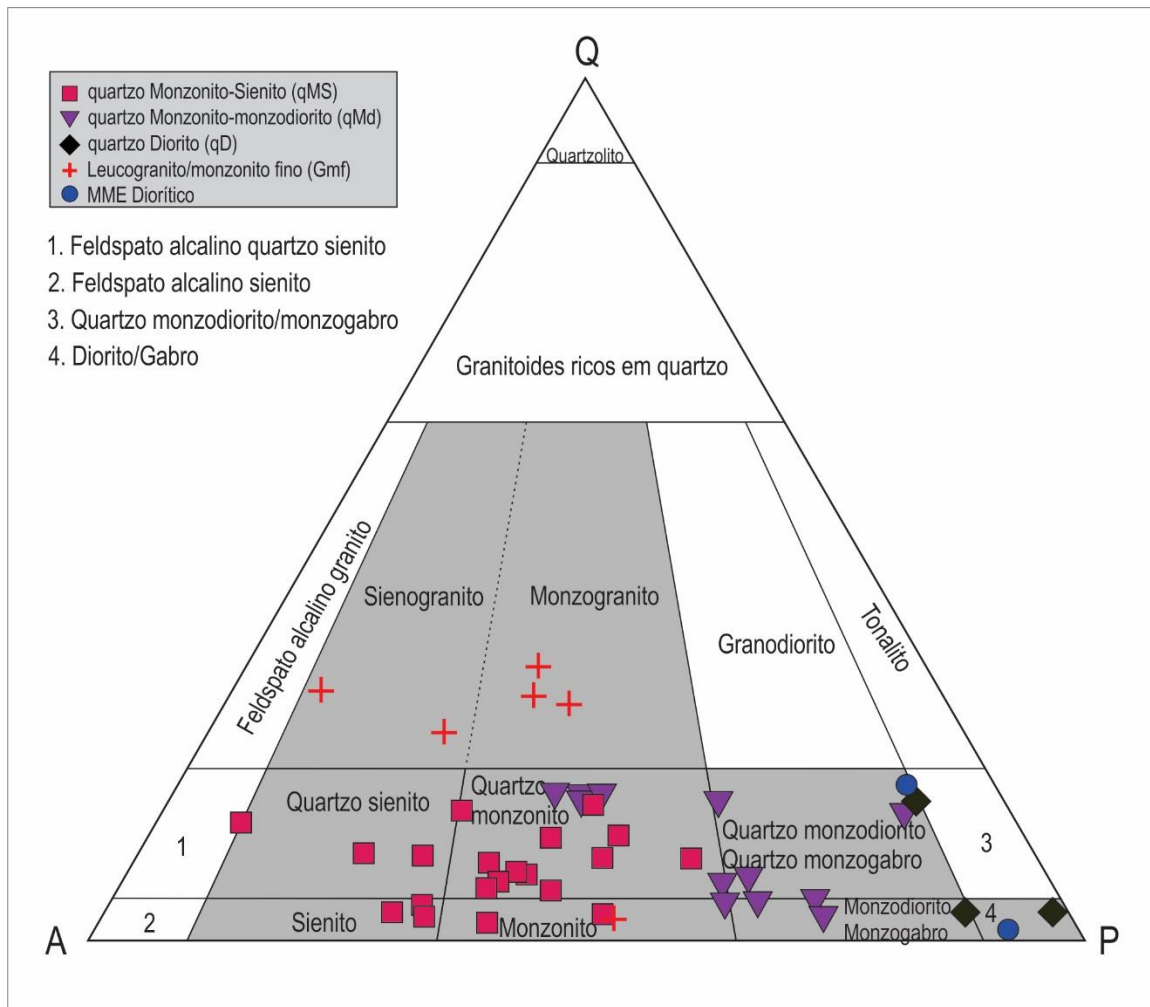


Figura 8- Amostras do PAS plotadas no diagrama QAP. As variedades sieníticas a dioríticas plotam no campo do trend monzonítico, campo das rochas pertencentes à série alcalina saturada em sílica potássica (shoshonítica).

Os cristais de piroxênio anédricos e possuem tons de verde claro a incolor. São tipicamente encontrados como núcleos dentro de cristais de anfibólio, sendo relativamente mais abundantes na qMS, onde chegam até 2% e muito raros na qD. A partir da química mineral, os piroxênios podem ser classificados predominantemente como augitas ($Wo_{25-27}En_{38-44}Fs_{28-34}$) e diopsídio ($Wo_{46}En_{32}Fs_{21}$) na variedade qMS. Na qMd possui composição de diopsídio ($Wo_{46}En_{38}Fs_{15}$) e na qD possuem composição de augita ($Wo_{28-29}En_{47-54}Fs_{18-24}$). Nos lamprófiros, a composição diopsídio é predominante ($Wo_{47-48}En_{37-47}Fs_{14-16}$) (Fig.9a).

Os cristais de anfibólios ocorrem ora como grãos individuais com formas subédricas de coloração verde a localmente marrom, ora como bordas de reação ao redor de cristais de piroxênio, onde são anédricos e exibem coloração verde escuro.

De modo geral, quando formam cristais individuais os anfibólios têm valores de K+Na >0,5 e são tipicamente Fe-edenitas na qMS e edenitas na qMd, enquanto que na qD são Mg-hastingitas (Fig. 9b). Quando relacionados com cristais de piroxênio, os valores de K+Na são < 0,5 e são classificados como Fe-hornblenda na qMS e Mg-hornblenda na qMd (Fig.9c).

Os cristais de biotita exibem dois *trends* no diagrama de classificação (Fig. 9d). um dos *trends* é formado por amostras da variedade qMS, com valores de Fe/(Fe+Mg) entre 0,5-0,6, aumentando os teores de Al tetraédrico em direção às composições de siderofilita (variação do Al tetraédrico 2,25-2,55). O outro *trend* é formado pelas amostras do enclave lamprofírico, qMd e qD onde há um aumento do Al tetraédrico (2,25-2,55) e os valores de Fe/(Fe+Mg) variam entre 0,4-0,45.

Os cristais de feldspatos analisados (Fig. 9e) exibem conteúdos elevados no componente andesina para a qD (An₃₉₋₄₃). Ambas as amostras da qMS e do EMM lamprofírico possuem feldspatos de composição oligoclásio An₂₀₋₂₀₋₂₇ e An₂₁₋₂₃, enquanto que a qMd exibe um comportamento transicional apontando composição oligoclásio e andesina (An₂₉₋₃₆). Os cristais de K-feldspato têm composição (Or₈₆₋₉₃) na qMS e na qMd, sendo tipicamente menores e com bordas de desequilíbrio nesta última. No lamprófiro, o K-feldspato tem composição mais rica em sódio (Or₈₁₋₈₆Ab₁₄₋₁₆).

A caracterização petrográfica, bem como os dados de geoquímica elemental e isotópica em rocha total e a idade U-Pb em zircão são apresentados e discutidos no artigo submetido, capítulo V.

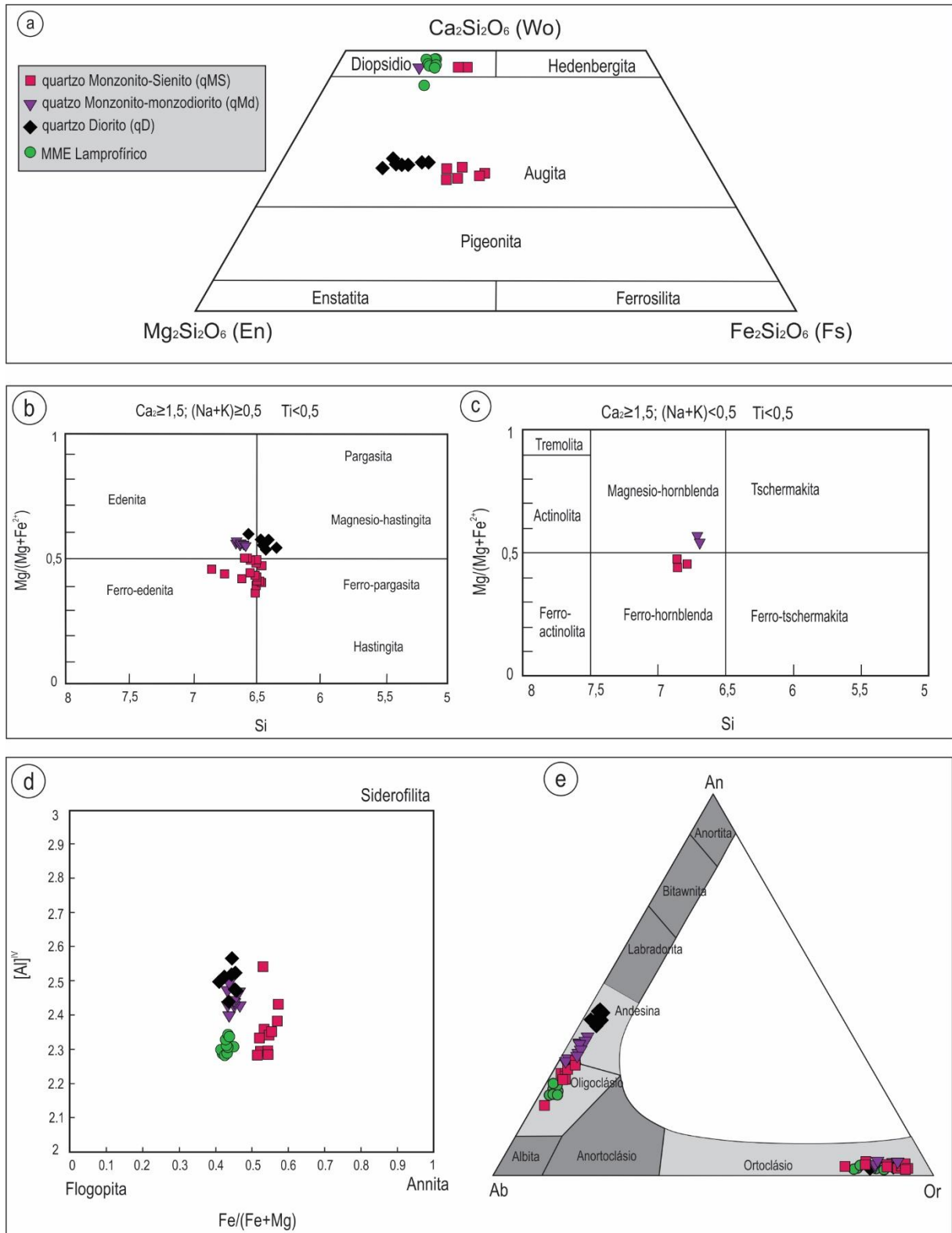


Figura 9. Diagramas ilustrando os resultados de química mineral obtidos para o PAS. a) diagrama ternário de classificação de piroxênio (Morimoto, 1988). b) e c) diagramas de classificação de anfibólio com valores de Na+K respectivamente maiores e menores do que 0,5 (Leake, 1997). d) diagrama de classificação de biotita (Deer, *et al.*, 1992). e) diagrama de classificação de feldspatos.

CAPÍTULO VI - CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

O presente estudo demonstra que o Pluton Arroio do Silva é composto por uma associação de rochas e exibe uma ampla variação composicional: de quartzo sienitos, a quartzo monzonitos e quartzo dioritos com lamprófiros e leucogranitos em menor volume. Feições petrográficas, que aliadas aos dados químicos, permitem estabelecer três principais variedades para o pluton: (i) qMS, (ii) qMd e (iii) qD. A transição entre estas variedades ocorre de forma gradual e é acompanhada de mudança composicional e textural. A presença de enclaves microgranulares máficos de composição diorítica e lamprofírica dentro da qMS aponta para processos de mistura entre estes componentes.

O comportamento geoquímico de elementos maiores compatíveis exibe um *trend* retilíneo, sugerindo um processo de mistura entre magmas, corroborando as evidências de campo. A partir destes *trends* são estabelecidos dois principais polos composicionais envolvidos na mistura: um sienítico (qMS) e outro diorítico (qD). A variedade qMd, para estes elementos, plota entre os polos principais, e é interpretada como o produto híbrido gerado pela interação destes líquidos. No intervalo de SiO₂ entre 52-60% ocorre a justaposição das principais variedades do PAS, refletindo o intervalo composicional principal da mistura.

A afinidade shoshonítica é atribuída à todas as variedades do PAS, com exceção dos lamprófiros que possuem valores da razão K₂O/Na₂O levemente maiores que 2 e são classificados como ultrapotássicos. Os altos conteúdos de LILEs e ETRLs também confirmam a natureza alcalina potássica destas rochas. O paralelismo no padrão dos ETRs para todas as variedades do PAS indica que elas são provenientes de fontes similares e refletem a composição do magma parental. Diferentes conteúdos de ETRL são observados no PAS, sendo os termos lamprofíricos os mais enriquecidos, enquanto as variedades sieníticas e dioríticas têm valores similares. O maior enriquecimento pode ser explicado por: (i) diferenças nas taxas de fusão ou (ii) diferenças composicionais na fonte que gerou estes magmas. A segunda hipótese é preferível neste caso, uma vez que as assinaturas isotópicas são diferentes, refletindo assim fontes levemente distintas. Desta forma, acredita-se que a fonte que gerou os líquidos lamprofíricos são provenientes de porções mantélicas enriquecidas em

flogopita. O maior conteúdo de Rb nos lamprófiros também aponta para as diferenças composicionais das fontes.

A semelhança com fontes do tipo OIB é observada em todas as amostras do PAS, e as anomalias negativas de Nb, Ti e P são relacionadas com processos prévios de subducção (Pearce, 1982). Razões de elementos maiores e traços sugeridos por Pearce (1996) e Muller *et al.* (1992) indicam que os magmas do PAS plotam nos campos pós-colisional e de arco continental. Isso reflete a maturidade das fontes geradores destes magmas, relacionadas com estágios avançados do evento tectônico regional. Como é discutido por Condie (2015), os diagramas de discriminação geoquímica têm maior utilidade para distinguir as composições de fontes mantélicas do que para identificar antigos ambientes tectônicos. Segundo este autor, as rochas do PAS são semelhantes às rochas geradas a partir do manto hidratado, relacionado com a porção de cunha mantélica hidratada pela indução de voláteis. A composição isotópica indica similaridade com fontes do tipo OIB-EM1, o que vem sendo sugerido para o magmatismo pós-colisional alcalino (potássico e sódico) no sul do Brasil (Wildner *et al.*, 1999; Sommer *et al.*, 2006).

A idade U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS obtida para a variedade qMS do PAS aponta cristalização em 578 Ma, período no qual o magmatismo pós-colisional já estava estabelecido no sul do Brasil. Embora os principais condutos para a ascensão magmática durante este período tenham sido as zonas de cisalhamento que compõem o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb - Bitencourt e Nardi, 2000), os magmatismos do PAS ocorrem fora deste sítios deformacionais. Na região de ocorrência do PAS, as rochas magmáticas não registram deformação relacionada com a atividade de zonas de cisalhamento. O intenso magmatismo potássico plutônico gerado neste período (PAS, Maciço Sienítico Piquiri e granitoides da Associação Shoshonítica Lavras do Sul) é temporalmente correlacionado com atividade efusiva (Lima, 1995) e com abertura de bacias (Paim, 2014), indicando um regime extensional local. No PAS, esse registro é demonstrado pela entrada de diques sinplutônicos que cortam a trama principal em alto ângulo. A entrada destes diques em condições de cristalização avançada implica uma mudança do regime tensional antes da cristalização total do PAS. Como proposto por Conceição e Green (2000, 2004), a geração de líquidos potássicos saturados em sílica ocorre em condições de baixa pressão. Este dado aplicado ao contexto geológico do PAS sugere que seus magmas foram gerados em porções superficiais do manto litosférico afetado por

metassomatismo potássico, provavelmente durante um período de colapso orogênico, onde campos tensionais extensionais são comuns.

Idades U-Pb discórdia obtidas por Babinski *et al.* (1997) de 594 ± 5 Ma para o Granito Encruzilhada sugerem que o granito é mais velho do que as rochas do PAS. Entretanto, relações de campo como as descritas por Bitencourt *et al.* (1993) indicam relações de intrusão do Granito Encruzilhada no PAS, assim como no MSP. A idade discórdia obtida por estes autores se mostra problemática, e são propostos novos estudos geocronológicos para o entendimento temporal destas unidades.

A correlação feita por Philipp *et al.* (2002) entre o Pluton Arroio do Silva e o Maciço Sienítico Piquiri se mostra coerente, uma vez que novos dados obtidos para estas duas unidades apontam outras semelhanças, tais como composição química, idades de cristalização, assinatura isotópica etc (Bitencourt *et al.*, 2015). Embora o MSP tenha sua construção relacionada a entrada de diversos pulsos que evoluem composicionalmente, sua evolução também mostra a atuação do regime extensional: sendo o terceiro pulso quartzo sienítico com afinidade shoshonítica e idade de cristalização U-Pb em zircão de 586 Ma. Este último pulso do MSP exhibe características similares a variedade qMS do PAS e também sugere condições crustais mais rasas de geração em comparação ao seu primeiro pulso, cuja afinidade ultrapotássica e raros cristais de piroxênio ricos em potássio indicam cristalização sob altas pressões (Plá Cid *et al.*, 2003).

Embora a maior parte dos estudos em rochas monzoníticas e dioríticas descrevem a cristalização fracionada como o principal processo magmático (Lima e Nardi, 1998; Campos *et al.*, 2002; Rios *et al.*, 2007), as rochas do PAS são produto da mistura de magmas dioríticos e sieníticos, com um menor componente lamprofírico.

Este estudo propõe que o Pluton Arroio do Silva é constituído de pelo menos 3, provavelmente coevos, pulsos de magmas: (i) um lamprofírico de afinidade ultrapotássica; (ii) um diorítico e (iii) um sienítico, ambos de afinidade shoshonítica, e são provenientes de fontes com heterogeneidades locais, como indicam suas assinaturas isotópicas. Como conclui Turner *et al.* (1996) para o magmatismo potássico e ultrapotássico tibetano, os efeitos da taxa de fusão e as composições mantélicas têm maior controle nas variações composicionais do que os processos de cristalização fracionada. Da mesma forma, estes processos demonstram uma maior importância para a gênese dos magmatismos do Pluton Arroio do Silva.

REFERÊNCIAS

- Bitencourt, M. F.; Gastal, M. C. P.; Kirchheim, R. E.; Costa, K. B. & Toledo, F. A. L., 1993. Reavaliação preliminar das relações estratigráficas do Complexo Granítico Encruzilhada (CGE), RS. In: Simpósio Internacional del Neoproterozóico-Cambrico de la Cuenca del Plata, i., La Paloma-Minas, Boletim de Resumos Extendidos, v. 2, nº 34, 6p.
- Bitencourt, M.F., 1996. Granitoides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 310 pp.
- 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.
- Bitencourt, M.F., De Toni, G.B., Florisbal, L.M., Martil, M.M.D., Niessing, M., Gregory, T.R., Nardi, L.V.S., Dufrane, S.A., 2011. Structural geology and U-Pb age of unusual Neoproterozoic syn-collisional syenite-tonalite association from southernmost Brazil. In: Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Abstracts books, Universidad de Salamanca, Avila, 21.
- Bitencourt, M.F., Florisbal, L.M., Sbaraini, S., Rivera, C.B., 2015. Idades U-Pb e a duração do magmatismo ultrapotássico do Maciço Sienítico Piquiri. In: IX Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, Florianópolis, Book of Abstracts, 143-143.
- Campos, T.F., Neiva, A.M., Nardi, L.V.S., 2002. Geochemistry of The Hybrid Complex and Their Minerals from Rio Espinharas Pluton, Northeastern Brazil. *Lithos*, 64 (3-4):131-153. [10.1016/S0024-4937\(02\)00199-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00199-8)
- Carvalho, B.B., Janasi, V.A., Henrique-Pinto, R., 2014. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotope constraints on the petrogenesis of K-rich Pedra Branca Syenite: implications for the Neoproterozoic post-collisional magmatism in SE Brazil. *Lithos* 205, 39-59.
- Chemale Jr, F., 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. *Geologia do Rio Grande do Sul: CIGO* p 13-52.
- Conceição, R.V. and Green, D.H., 2000. Behavior of the cotectic curve En-Ol in the system leucite-olivine-quartz under dry conditions to 2.0 GPa. *Geochem. Geophys. Geosyst.* Vol.1, paper number 200GC000071.
- Conceição, R.V. and Green, D.H., 2004. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite. *Lithos* 72: 209–229.

- Condie, K.C., 2015. Changing tectonic settings through time: indiscriminate use of geochemical discriminant diagrams. *Precambrian Research*, 266, 587-591.
- De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2016. Strain partitioning into dry and wet zones and the deformation of Ca-rich myrmekite in syntectonic syenite: a case for melt-assisted dissolution-replacement creep under granulite facies conditions. *Journal of Structural Geology* 91, 88-101.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals, Second ed. Longman Scientific & Technical:Wiley, Harlow, Essex; New York, 696 pp.
- Fernandes, L. A. D.; Tomassi, A.; Porcher, C. C.; Vieira, Jr, N.; Marques Toigo, M., Guerra-Sommer, M., Piccoli, A. E. 1988. Mapa geológico de parte das folhas de Quitéria (SH 22-Y-B-I-4) e Várzea do Capivarita (SH 22-Y-B-I-3), RS. Porto Alegre, 1988. 1 mapa preto e branco. Escala 1:50.000.
- Fernandes, L.A.D., Tommazi, A., Porcher, C.C., 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences* 5, 77–96.
- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Heaman, L.M., 2012. Space-time relation of the post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U-Pb LA-MCICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Res.* 216-219. 132-151. <http://doi.org/10.106/j.precamres.2012.06.015>.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., Solani Jr, E., Faccini, U.F., 1986. Obatólito Pelotas (Proterozoico Superior/Eopaleozoico) no escudo do Rio Grande do Sul. XXXIV Congr. Bras. Geol. 1321-1342.
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. *Earth-Sci. Rev.*, 24, 81-134.
- Foley, S.F. (1992). Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*, 28:435-453.
- Gastal M.C.P. and Lafon J.M. 2006. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 2: química mineral, geoquímica e isótopos Pb-Sr-Nd. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(1):125-146.
- Gill, R. 2014. Rochas e processos ígneos: um guia prático. Edit. Bookman, 427p.
- Iddings, J.P. 1895. Absokarite-shoshonite-banakite series. *Journal of Geology*, 3,935-959.

- Irifune, T., Ringwood, A.E., Hibberson, W.O. 1994. Subduction of continental crust and terrigenous and pelagic sediments: an experimental study. *Earth and Planetary Science Letters*, 126: 351-368.
- Jake, P., Gill, J., 1970. Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Lett.* 9:17-28.
- Joplin, G. A., 1968. The Shoshonite Association: a review. *J. Geol. Soc. Aust.*, n. 15, v. 2, p. 275-294.
- Jost, H.; Brod, J.A.; Holz, M.; Kuhn, A.; Flor, M.A.D.; Ktonbauer, A.; Dillenburg, S., 1985. Geologia estrutural, petrografia e petrologia do Sienito Piquiri (Proterozóico Superior), Rio Grande do Sul. In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 2, Florianópolis, Anais, 63-61
- Knijnik, D.B., 2011. Posicionamento estrutural, geoquímica e geocronologia do Granodiorito Cruzeiro do Sul, região de Quitéria, RS. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Knijnik, D.B., 2018. Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sr-Nd dos granitoides sintectônicos às zonas de cisalhamento transcorrentes Quitéria-Sera do Erval e Dorsal do Cnaguçu, Rio Grande do Sul, Brasil. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 260 pp.
- Le Maitre, R. W., 2002. Igneous rocks: a classification and glossary of terms. In: recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematic of igneous rocks. Cambridge: Cambridge University Press, 252 p.
- Leake, B.E., Woolley, 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., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist* 35, 219–246.
- Liégeois, J.P., 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos* 45, xv-xvii.
- Lima E.F. 1995. Petrologia das Rochas Vulcânicas e Hipabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul ASLS, RS. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 338pp.
- Lima, E.F., Sommer, C.A., Nardi, L.V.S., 2007. O vulcanismo Neoproterozoico-Ordoviciano no Escudo Sul-rio-grandense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. In Roberto Iannuzzi; José Frantz (Org). 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências.

- Contribuições. 1 ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO e IG-UFRGS, v.1, p.79-95.
- Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1998. Química mineral das rochas vulcânicas e lamprófiros espessartíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul-RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2):113-124.
- Liu, X.I., O'Neill, H.S.C., 2004. Partial melting of spinel lherzolite in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ ± K₂O at 1.1 GPa. *Journal of Petrology* 45 (7), 1339-1368.
- Liz, J.D., Lima, E.F., Nardi, L.V.S. 2009. Avaliação de fontes magmáticas de séries shoshoníticas pós-colisionais com base na normalização pela Associação Shoshonítica de Lavras do Sul – aplicação de Sliding Normalization. *Revista Brasileira de Geociências*, 39 (1): 55-66.
- Ludwig, K.R., 2003. Isoplot 3.0: a geochronological toolkit for Microsoft Excel (revised version). In: Special Publication 4. Berkeley Geochronological Center, Berkeley, CA, 70 pp.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101 (5), 635-643.
- Martil, M.M.D., 2007. Relações de intrusão do Maciço Sienítico Piquiri, RS com suas encaixantes. Monografia de conclusão de curso, curso de geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 71 pp.
- Martil, M.M.D., 2016. O magmatismo de arco continental pré-colisional (790 Ma) e a reconstituição espaço-temporal do regime transpressivo (650 Ma) no Complexo Várzea do Capivarita, Sul da Província Mantiqueira. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 167 pp.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, Lancaster 73, 1123–1133.
- Morrison, G.W. 1980. Characteristics and tectonic settings of the shoshonite rocks association. *Lithos*, 13, 97-108.
- Muller, D., Rock, N.M.S., Groves, D.I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study. *Mineral. Petrol.* 46, 259-289.
- Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 2007. Magmatismo granítico e evolução crustal no sul do Brasil. In: R. Ianuzzi; J.C. Frantz (Org). 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, v.2, p. 125-139.
- Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 2009. A-type granitic rocks in the post-collisional settings in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonics and magmatic

series. J. Canadian Mineralogist 47, 1493-1503.
<https://doi.org/10.3749/canmin.47.6.1493>

- Nardi, LVS, Pla Cid, J, Bitencourt, MF, Stabel, LZ. 2008. Geochemistry and petrogenesis of post-collisional ultrapotassic syenites and granites from southernmost Brazil: the Piquiri Syenitic Massif. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80(2):353-372.
- Nardi, L.V.S. 2016. Granitoides e Séries Magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. *Pesquisas em Geociências*, 43 (1): 85-99.
- O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., 2013. Mantle metasomatism. *Metasomatism and chemical transformation of rock, lecture notes in Earth system sciences*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 471-533.
- Padilha, D.F., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2016. Estudo petrológico e geoquímico comparativo do magmatismo sienítico Neoproterozoico no Batólito Pelotas: Sienitoides Arroio do Silva e Maciço Sienítico Piquiri, RS. In: 48 Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre. *Anais do evento* 6787.
- Paim, P.S.G., Chemale Junior, F., Wildner, W., 2014. Estágios Evolutivos Da Bacia Do Camaquã (Rs). *Ciência e Nat.* 36, 183–193. <https://doi.org/10.5902/2179460X13748>
- Pearce, J.A., 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thrope, R.S. (ed), *Andesites*. Wiley, Chichester, p. 525-548.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19 (4): 120-125.
- Peccerillo, A., 1992. Potassic and ultrapotassic magmatism: compositional characteristics, genesis and geological significance. *Episodes* 15, 243–251.
- 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, p. 63–81.
- Peruchi, F., 2016. Evolução espaço-tempo do Granodiorito Estaleiro, região de Porto Belo, SC. Trabalho de conclusão de curso. Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 81 pp.
- Philipp, R., Machado, R., 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Rev. Bras. Geociências* 32, 277–290.
- Plá Cid, J., Nardi, L.V.S., 2006. Alkaline ultrapotassic A-type granites derived from ultrapotassic syenites magmas generated at metasomatized mantle sources. *International Geology Review*, 48 (10): 942-956.

- Plá Cid, J., Nardi, L.V.S., Stabel, L.Z. Conceição, R.V. Balzaretto, N.M. 2003. High-pressure minerals in mafic microgranular enclaves: evidences for co-mingling between lamprophyric and syenitic magmas at mantle conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145: 444-459. DOI 10.1007/s00410-003-0451-4
- Plá Cid, J., Nardi, L.V.S., Enrique, P., Merlet, C., Boyer, B. 2005. SIMS analysis on trace and rare earth elements in coexisting clinopyroxene and mica from minette mafic enclaves in potassic syenites crystallized under high pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148:675-688. DOI 10.1007/s00410-004-0626-7
- Reis, C., 2006. Os Sienitoides Arroio do Silva: caracterização estrutural, petrográfica e geoquímica. Trabalho de conclusão de curso. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 76 pp.
- Rios, D.C., Conceição, H., Davis, D.W., Plá Cid, J., Rosa, M.L.S., Macambira, M.J.B., McReath, I., Marinho, M.M., Davis, W.J. 2007. Paleoproterozoic potassic-ultrapotassic magmatism: Morro do Afonso Syenite Pluton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research* 154: 1–30.
- Silva, L.C. 1999. Geochronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira Meridional, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a evolução do Ciclo Brasileiro/PanAfricano. PhD thesis, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 243 pp.
- Stabel, L.Z. 2000. Química mineral e evolução petrológica do Sienito Piquiri: magmatismo shoshonítico, neoproterozóico, pós-colisional no sul do Brasil. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 134p.
- Stabel, L.Z., Nardi, L.V.S., Plá Cid, J. 2001. Química mineral e evolução petrológica do Sienito Piquiri: magmatismo shoshonítico, neoproterozóico, pós-colisional no sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2)211-222.
- Tauson, I.V., 1983 - Geochemistry and metallogeny of the latitic series. *Inter. Geol. Rev.*, 25 :125-135
- Tessari, R.I. & Picada, R.S. 1966. Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim da Divisão de Fomento à Produção Mineral, DNPM*, nº124, 147p.
- Turner, S.P., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P., Deng, W., 1996. Post-collisional shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications of convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *J. Petrol.*, 37: 45-71.

- UFRGS 1992. Mapeamento Geológico 1: 25.000 de Parte das folhas de Encruzilhada do Sul e Delfino, RS. Porto Alegre. Mapa e Relatórios de Geológico VII vol. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS, 2006. Mapeamento geológico 1:25000 de parte da Folha Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4), RS. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de geologia Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Vasquez, M.L. 1997. Evolução Petrogenética dos granitos da Suíte Encruzilhada do Sul – RS. Porto Alegre. 195 p. Dissertação de Mestrado em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Vieira, Jr., N., Fernandes, L. A. D., Koester, E. & Scherer, C. M. 1989. Enclaves Microgranulares do Maciço Sienítico de Piquiri – RS. *Acta Geologica Leopondensia*, 29: 185-206.
- Vieira, Jr., N., Fernandes, L. A. D., Koester, E. & Scherer, C. M. 1989. Enclaves Microgranulares do Maciço Sienítico de Piquiri – RS. *Acta Geologica Leopondensia*, 29: 185-206.
- Wass, S.Y., Henderson, P., Elliott, C.J., 1980. Chemical heterogeneity and metasomatism in the upper mantle: evidence from rare earth and other elements in apatite-rich xenoliths in basaltic rocks from eastern Australia. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A297*, 333-346.

ANEXOS -A

Variedade	qMS	qMS	qMS	qMS	qMS	qMS	qMS	qMS	qMS	qMS	qMS	qMS	qMS	qMS	fGm	fGm
Amostra	AS-111A	AS-113G	AS-114A	AS-115A	CD9A	CD10A	CD34B	CD48A	CD74A	CD 102 A	AS-106A	AS-107A	AS-108A	CD25C	AS-113B	AS 113J
SiO ₂	56.89	56.84	59.37	58.04	63.41	63.63	56.16	67.64	58.35	63.08	55.12	54.8	52.46	57.56	58.39	72.2
Al ₂ O ₃	16.27	16.82	16.35	16.57	15.74	15.32	15.81	15.6	15.67	15.68	16.84	17.2	18.91	15.45	16.59	13.95
Fe ₂ O _{3T}	6.55	6.2	6.09	6.03	5.18	5.17	7.25	3.18	6.68	4.94	7.29	6.98	7.7	7	7.07	1.85
MnO	0.121	0.117	0.08	0.11	0.094	0.104	0.115	0.033	0.108	0.093	0.126	0.119	0.104	0.115	0.074	0.026
MgO	2.8	2.9	1.61	2.46	1.77	1.91	3.67	0.94	3.57	1.63	3.67	3.59	3.76	4.11	1.58	0.59
CaO	5.45	5.71	3.32	4.67	3.62	3.82	5.12	1.74	5	3.71	6.51	6.58	6.64	5.38	3.73	1.74
Na ₂ O	3.42	3.74	3.47	3.56	3.39	3.18	3.2	2.41	3.14	3.34	3.4	3.63	4.03	3.07	3.81	2.95
K ₂ O	5.57	5.2	6.34	5.67	5.51	5.4	4.63	6.56	4.46	5.59	3.81	3.77	3.5	4.36	5.65	6.24
TiO ₂	0.765	0.651	1.016	0.699	0.59	0.612	0.952	0.998	0.864	0.533	0.77	0.799	0.979	0.944	1.089	0.274
P ₂ O ₅	0.65	0.65	0.31	0.54	0.46	0.46	0.82	0.34	0.67	0.4	0.67	0.62	0.7	0.74	0.28	0.1
LOI	0.85	0.63	0.81	0.81	0.511	0.583	1.02	1.05	1.04	0.74	1.07	1.07	1.15	1.03	0.61	0.695
TOTAL	99.34	99.46	98.77	99.16	100.275	100.189	98.747	100.491	99.552	99.74	99.28	99.15	99.92	99.759	98.88	100.615
Sc	13	13	10	13	9	9	17	3	16	8	18	16	14	18	9	4
Be	6	7	8	8	7	6	3	2	3	9	4	4	3	3	8	5
V	79.97	81.25	54.06	74.81	61.00	68.00	135.00	33.00	124.00	58.00	101.53	109.21	121.67	135.00	67.20	22.00
Cr	<20	<20	<20	<20	<20	<20	30.00	<20	40.00	<20	47.67	<20	32.66	60.00	<20	<20
Co	15.24	15.08	12.29	15.00	10.00	10.00	18.00	8.00	18.00	11.00	17.23	16.71	20.46	21.00	13.22	5.00
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	307.29	<20	<20	<20	<20	<20
Cu	14.23	17.66	86.48	40.76	20.00	<10	20.00	<10	30.00	40.00	18.73	<10	38.49	40.00	60.83	90.00
Zn	89.29	87.64	98.84	103.40	60.00	60.00	120.00	130.00	110.00	50.00	105.99	94.75	114.00	110.00	98.74	40.00
Ga	18.98	19.87	21.54	20.63	21.00	20.00	24.00	28.00	23.00	21.00	19.82	21.68	23.81	23.00	23.99	16.00
Ge	1.70	1.63	1.63	1.78	2.00	1.00	2.00	1.00	2.00	2.00	1.73	1.67	1.34	2.00	1.68	<1
As	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Rb	235.81	218.22	344.27	265.78	237.00	232.00	158.00	349.00	157.00	288.00	141.33	149.09	130.98	154.00	286.72	251.00
Sr	1420.00	1370.00	681.33	997.91	1204.00	1169.00	1563.00	302.00	1384.00	1232.00	1140.00	1240.00	1830.00	1512.00	1030.00	851.00
Y	18.75	21.00	24.31	54.54	22.00	22.00	21.00	10.00	21.00	18.00	21.18	17.43	15.71	21.00	24.35	9.00
Zr	431.00	275.94	1370.00	643.37	378.00	277.00	296.00	732.00	269.00	368.00	172.98	190.66	234.56	206.00	1370.00	175.00
Nb	29.00	27.24	73.99	39.65	36.00	33.00	20.00	9.00	20.00	35.00	18.29	24.55	19.82	16.00	66.75	23.00
Mo	<2	<2	13.11	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	12.29	<2
Ag	3.82	2.59	12.31	5.78	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.10	1.54	1.84	2.27	<0.5	13.18	<0.5
In	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Sn	3.42	4.67	5.15	4.03	4.00	4.00	3.00	3.00	4.00	5.00	9.47	12.13	2.15	3.00	5.25	2.00
Sb	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0.60	0.60	1.30	0.80	0.80	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1.20	<0,5	<0,5
Cs	3.75	4.20	6.53	4.37	8.30	4.00	2.80	2.10	3.30	8.30	5.13	4.64	3.43	5.60	4.16	3.30
Ba	3040.00	2710.00	1400.00	2450.00	2696.00	2702.00	3012.00	1255.00	2591.00	2647.00	2350.00	2420.00	2910.00	2938.00	1700.00	1587.00
La	72.27	76.80	74.35	102.23	66.70	85.40	83.90	220.00	79.70	98.30	51.57	58.36	60.68	79.00	71.59	99.00
Ce	133.73	144.16	144.72	181.76	149.00	166.00	172.00	444.00	165.00	181.00	101.81	114.17	114.61	156.00	141.67	156.00
Pr	14.50	15.83	15.79	20.15	16.30	18.60	19.00	46.10	18.50	19.00	11.95	12.71	13.01	17.40	15.75	14.10
Nd	55.12	60.12	58.61	77.74	59.00	63.60	69.60	150.00	67.90	63.00	47.16	49.84	51.29	63.40	59.31	41.20
Sm	9.50	10.72	10.51	14.73	10.40	10.80	11.30	17.60	11.40	10.30	8.73	8.88	8.92	10.60	10.70	5.60
Eu	2.74	2.66	2.32	3.40	2.44	2.65	3.20	2.13	3.12	2.26	2.44	2.41	2.76	3.02	2.41	1.50
Gd	6.53	7.13	7.27	12.54	7.10	7.40	9.10	10.00	8.60	6.90	6.26	6.27	6.28	8.30	7.13	3.10
Tb	0.83	0.92	1.00	1.77	0.90	1.00	1.10	0.70	1.10	0.80	0.84	0.79	0.71	1.00	0.94	0.40
Dy	3.53	4.12	4.55	8.73	4.40	4.50	5.20	2.50	4.90	4.20	4.00	3.50	3.17	5.00	4.39	1.80
Ho	0.55	0.66	0.77	1.61	0.70	0.70	0.90	0.40	0.90	0.70	0.66	0.54	0.50	0.90	0.72	0.30
Er	1.57	1.71	2.26	4.60	2.00	2.00	2.40	1.00	2.40	2.00	1.83	1.49	1.34	2.30	2.12	0.80
Tm	0.22	0.25	0.34	0.66	0.29	0.29	0.32	0.12	0.32	0.28	0.24	0.21	0.17	0.32	0.33	0.12
Yb	1.43	1.60	2.19	4.01	1.90	1.90	2.00	0.60	2.00	1.90	1.45	1.38	1.03	1.90	2.24	0.80
Lu	0.20	0.22	0.34	0.56	0.28	0.29	0.29	0.08	0.28	0.31	0.20	0.19	0.14	0.26	0.35	0.12
Hf	9.20	6.28	30.14	14.55	9.00	7.10	6.80	17.60	6.50	8.90	4.29	5.09	5.35	4.80	33.33	4.60
Ta	1.30	1.03	3.44	1.83	2.40	2.30	1.00	0.40	1.10	2.30	0.57	0.64	0.52	1.00	2.87	1.70
W	2.41	1.62	14.70	4.90	3.00	1.00	<1	<1	<1	1.00	<1	1.27	<1	<1	9.59	4.00
Tl	1.71	1.52	2.73	1.93	1.20	1.10	0.90	2.00	0.90	1.00	1.21	1.00	0.99	0.90	2.25	1.40
Pb	26.02	24.50	70.68	42.88	49.00	37.00	33.00	52.00	31.00	36.00	44.49	16.86	16.31	36.00	117.54	75.00
Bi	<0,4	<0,4	0.58	<0,4	0.60	0.60	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	0.50	<0,4	<0,4
Th	4.48	4.02	8.37	7.18	52.20	44.70	4.90	138.00	8.50	49.70	4.93	4.99	3.16	12.40	7.22	44.50
U	1.35	1.31	5.37	2.06	4.40	3.30	1.00	4.00	0.90	9.30	1.80	1.68	0.92	2.70	8.42	14.30

Variedade	qD	qD	qD	qD	qD	qD	qD	qD	MMED	MMED	MMED	MMED	MMED	MME L	MME L	MME L	MME L
Amostra	CD35A	CD12A	CD25B	CD 44J-1	CD 44J2	CD 101A	CO88A	CD91A	AS-102A	AS-103C	AS-103D	AS-103E	AS-113E	AS-108B	AS-110A	AS-110B	AS-113H
SiO ₂	46.92	50.61	52.1	55.19	55.05	60.65	55.85	57.36	48.41	53.03	51.71	53.78	55.16	49.46	48.83	50.44	49.11
Al ₂ O ₃	16.27	16.71	18.91	16.26	15.99	15.13	18.84	15.83	17.52	17.54	16.68	17.18	15.55	15	14.31	14.88	14.39
Fe ₂ O _{3T}	10.52	9.73	7.34	8.42	8.28	7.06	6.85	6.1	9.46	6.28	6.9	8.61	7.14	9.39	8.26	7.83	10.01
MnO	0.143	0.138	0.099	0.133	0.132	0.114	0.078	0.112	0.178	0.097	0.122	0.088	0.113	0.171	0.149	0.132	0.141
MgO	6.06	6.61	2.99	4.45	4.48	2.68	2.68	3.22	5.37	4.19	5.61	3.04	4.05	6.46	6.76	5.54	5.91
CaO	7.99	9.33	5.49	6.18	6.12	4.98	4.47	5.39	7.16	5.46	6.02	5.8	4.42	8.59	7.5	7.02	7.01
Na ₂ O	2.52	2.95	3.87	3.01	3.1	2.88	3.8	3.27	3.47	3.24	3.02	3.61	2.54	2.68	2.64	2.83	2.79
K ₂ O	4.25	1.55	5.15	4.28	4.37	4.03	3.83	4.82	3.65	5.58	5.22	3.07	7.11	3.38	5.5	5.71	5.12
TiO ₂	1.431	1.199	0.969	1.025	1.016	1.426	1.279	0.673	1.299	0.93	1.254	1.974	0.772	1.194	1.288	1.132	1.19
P ₂ O ₅	1.3	0.19	1.03	0.76	0.77	0.49	0.84	0.68	1.06	0.9	0.73	1.01	0.53	1.05	2.14	1.98	2.09
LOI	1.16	1.316	0.96	0.64	0.7	1.16	1.2	0.85	1.33	1.59	1.58	1.12	1.24	1.37	1.25	1.15	1.18
TOTAL	98.564	100.333	98.908	100.3	99.99	100.6	99.717	98.305	98.89	98.83	98.84	99.27	98.63	98.75	98.61	98.63	98.94
Sc	25	24	11	20	20	14	13	16	19	14	15	14	17	23	15	15	15
Be	3	2	3	3	3	3	4	3	4	4	2	3	5	3	7	7	7
V	209.00	178.00	105.00	138.00	137.00	93.00	97.00	102.00	148.00	90.79	90.63	102.75	93.24	170.97	93.41	84.41	95.53
Cr	60.00	40.00	<20	70.00	70.00	30.00	<20	<20	48.86	54.87	220.04	<20	139.27	74.68	121.37	59.32	70.89
Co	27.00	40.00	21.00	22.00	22.00	19.00	18.00	17.00	28.73	19.46	27.26	19.61	18.57	31.84	25.87	24.32	20.78
Ni	<20	40.00	<20	30.00	20.00	30.00	<20	<20	<20	43.57	124.95	<20	109.87	<20	89.01	52.86	49.71
Cu	40.00	50.00	60.00	30.00	30.00	10.00	30.00	20.00	64.61	31.33	14.03	26.93	27.32	135.60	52.25	223.99	10.02
Zn	150.00	70.00	120.00	100.00	100.00	100.00	100.00	90.00	155.48	115.17	116.17	145.60	117.50	157.74	142.61	144.38	146.16
Ga	26.00	20.00	26.00	22.00	22.00	21.00	26.00	22.00	24.52	21.79	24.68	25.60	19.05	20.89	20.50	21.08	22.51
Ge	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	2.00	1.00	2.00	1.48	1.55	1.33	1.61	1.50	1.72	1.77	1.68	2.21
As	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	5.14
Rb	143.00	59.00	181.00	138.00	136.00	167.00	226.00	168.00	148.96	153.15	179.81	111.50	384.20	125.46	266.02	237.17	462.55
Sr	2508.00	976.00	2153.00	1530.00	1521.00	426.00	1789.00	1220.00	2030.00	2900.00	1600.00	1730.00	1040.00	1570.00	4590.00	4770.00	1530.00
Y	27.00	13.00	15.00	19.00	19.00	29.00	23.00	17.00	20.70	20.99	12.35	24.84	20.17	32.24	41.19	38.04	39.35
Zr	264.00	123.00	433.00	219.00	204.00	357.00	732.00	136.00	297.26	608.55	649.82	1050.00	279.27	179.31	736.06	707.79	766.72
Nb	18.00	9.00	19.00	17.00	16.00	28.00	27.00	15.00	31.39	31.39	13.06	44.89	27.26	23.95	49.96	52.46	55.25
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	9.78	<2	29.23	2.77	3.57
Ag	<0.5	<0.5	0.70	0.70	0.60	1.30	<0.5	<0.5	2.88	5.45	-0.50	9.44	2.63	1.87	6.33	5.91	6.84
In	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Sn	3.00	2.00	2.00	3.00	3.00	6.00	3.00	3.00	2.79	2.55	3.79	5.21	4.30	2.88	1.40	1.27	13.96
Sb	<0.5	<0.5	1.00	1.10	<0.5	<0.5	<0.5	0.70	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cs	3.20	1.50	2.30	3.00	3.00	4.40	5.00	3.70	3.27	2.60	3.75	3.02	12.16	3.04	9.77	5.50	36.76
Ba	5096.00	783.00	2974.00	2615.00	2644.00	948.00	3513.00	2327.00	2780.00	4470.00	4810.00	3890.00	4080.00	3510.00	5160.00	5170.00	2970.00
La	93.80	23.10	119.00	67.90	69.80	80.20	93.50	79.40	109.09	168.41	71.07	230.84	70.89	87.39	274.88	308.29	294.53
Ce	200.00	46.30	231.00	138.00	141.00	172.00	182.00	155.00	207.67	300.67	137.64	404.61	131.15	171.01	522.97	573.45	553.11
Pr	23.30	5.71	24.50	14.90	15.20	19.10	19.60	16.20	22.08	31.55	40.94	14.20	20.57	59.28	63.16	61.01	
Nd	89.20	22.70	86.60	60.10	60.50	72.10	71.80	55.70	83.85	115.39	59.84	146.43	53.54	83.42	229.78	238.86	233.97
Sm	14.70	4.50	12.40	10.40	10.70	12.30	10.80	9.00	13.51	16.87	9.74	20.60	9.11	15.32	35.37	36.42	36.67
Eu	4.38	1.68	3.85	2.93	3.08	1.93	3.83	2.60	3.51	4.51	2.89	4.28	2.17	3.39	9.34	9.59	7.95
Gd	11.80	3.90	9.00	6.40	6.30	8.30	8.20	7.10	8.91	10.02	6.11	11.70	5.99	11.18	21.43	21.30	21.81
Tb	1.30	0.60	0.90	0.80	0.90	1.10	0.90	0.80	1.05	1.04	0.63	1.25	0.75	1.42	2.15	2.16	2.22
Dy	6.00	2.90	4.00	4.50	4.30	6.30	4.60	3.70	4.38	4.41	2.72	5.24	3.22	6.33	8.37	8.26	8.87
Ho	1.10	0.50	0.70	0.80	0.80	1.10	0.80	0.60	0.66	0.65	0.42	0.77	0.55	1.05	1.17	1.15	1.22
Er	2.70	1.40	1.70	2.10	2.00	3.10	2.40	1.70	1.76	1.64	1.10	2.01	1.55	2.67	2.77	2.67	2.90
Tm	0.35	0.19	0.21	0.29	0.27	0.45	0.34	0.23	0.24	0.22	0.15	0.27	0.21	0.36	0.31	0.31	0.36
Yb	2.10	1.10	1.20	1.70	1.70	3.10	2.10	1.30	1.52	1.36	0.86	1.60	1.34	2.29	2.04	1.96	2.20
Lu	0.28	0.17	0.15	0.24	0.22	0.46	0.31	0.20	0.21	0.20	0.12	0.21	0.20	0.31	0.28	0.26	0.30
Hf	5.20	3.20	4.00	4.90	4.50	7.90	7.10	3.30	6.95	12.91	14.01	22.03	5.96	4.43	16.75	13.90	17.10
Ta	0.60	0.60	0.70	0.70	0.80	1.90	1.50	0.80	0.84	0.69	0.39	1.36	0.73	0.57	2.57	2.32	2.33
W	<1	<1	1.00	2.00	2.00	4.00	5.00	<1	5.33	<1	<1	1.08	2.28	1.14	<1	<1	1.65
Tl	0.70	0.30	1.00	0.60	0.60	0.80	1.30	0.90	1.44	1.23	1.67	0.98	2.97	0.91	2.71	2.46	4.09
Pb	16.00	8.00	20.00	27.00	26.00	16.00	29.00	28.00	9.34	26.92	16.32	13.71	143.21	8.71	41.03	17.48	19.91
Bi	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4
Th	3.60	3.10	4.40	6.70	6.80	27.00	8.20	7.00	2.64	20.54	2.53	16.14	5.45	3.08	25.62	27.26	25.84
U	0.70	0.50	0.90	1.20	1.30	4.00	1.60	1.40	0.99	1.89	0.81	1.36	1.90	1.10	6.42	5.81	5.15

Sample	Variety	T (Ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	SE (%)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ₍₀₎	SE (%)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(t)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	SE (%)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ₍₀₎	SE (%)	ENd ₍₀₎	ENd _(t)	T _{DM} (Ma)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(t)
AS 113G	qMS	578	218.2	1370	0.449907	0.045	0.711297	0.001	0.707525	10.3	65.6	0.094461	0.1069	0.511648	0.0006	-19.3	-11.7	1774	0.511284
AS 114A	qMS	578	344.3	681.3	1.427217	0.1427	0.718851	0.0018	0.706884	10.6	67.7	0.094855	0.1064	0.51164	0.0019	-19.5	-11.8	1789	0.511275
CD 48A	qMS	578	349	302	3.264125	0.3264	0.742832	0.001	0.715464	15.5	139.5	0.067089	0.1505	0.511651	0.0007	-19.3	-9.5	1441	0.511393
CD 102A	qMS	578	288	1232	0.660228	0.066	0.708922	0.008	0.703386	12.9	89.6	0.086945	0.1161	0.511659	0.0005	-19.1	-10.9	1655	0.511324
AS 113J	fGm	578	251	851	0.833091	0.0833	0.714632	0.0008	0.707647	5.4	44.6	0.072879	0.1385	0.51163	0.0007	-19.7	-10.4	1522	0.511349
CD 12A	qD	578	59	976	0.170746	0.0171	0.706973	0.0013	0.705541	4.1	22.5	0.109074	0.0926	0.511838	0.001	-15.6	-9	1745	0.511418
AS 102A	MME dioritic	578	149	2030	0.207291	0.0207	0.713389	0.001	0.711651	9.7	65.7	0.088869	0.1136	0.511624	0.0007	-19.8	-11.7	1723	0.511281

ANEXOS -B

Feldspatos - CD 91A (qMd)															
DataSet/Point	1/1.	2/1.	3/1.	4/1.	5/1.	6/1.	7/1.	8/1.	17/1.	18/1.	26/1.	31/1.	32/1.	41/1.	42/1.
SiO ₂	62.3698	62.3682	63.0713	63.8852	58.953	57.9008	59.8279	60.0506	56.7951	62.0465	58.2773	59.6808	62.6908	59.3811	63.0441
Al ₂ O ₃	18.6651	18.8964	18.9133	18.6481	25.4631	25.6728	25.0933	24.9012	26.2095	18.8691	25.9438	25.2096	18.7384	25.2626	18.7239
FeO	0.0681	0.0153	0.0606	0.0699	0.0942	0.1139	0.2241	0.0684	0.1342	0.0499	0.1326	0.1423	0.0231	0.1266	0.0917
MnO	0.0071	0.013	0.0036	0	0.0439	0.0146	0.0067	0.0051	0.0219	0.0474	0	0	0.0171	0.0011	0.0141
MgO	0	0.0022	0	0.0011	0	0.0023	0	0.0017	0.0069	0	0.0167	0.0069	0	0.0075	0.0006
TiO ₂	0.0116	0.0297	0.0553	0.0204	0.0064	0.0006	0	0	0	0.0187	0.0174	0	0.0401	0	0.0244
NiO	0	0.0481	0	0.0219	0.0313	0	0	0	0.0075	0.0091	0.0384	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0.0111	0	0.0006	0	0	0.0064	0.0076	0	0.012	0
CaO	0	0.1031	0.0203	0.0258	6.9829	7.124	6.3897	6.207	7.3882	0	7.6128	6.6767	0.0016	6.7604	0
Na ₂ O	0.8687	1.4958	1.3864	1.4483	7.625	7.3669	7.8053	7.9921	7.2412	0.9765	7.2443	7.713	0.986	7.7689	0.7741
K ₂ O	15.1246	14.0082	14.3163	14.0586	0.1788	0.1483	0.1731	0.1143	0.2009	14.9201	0.2494	0.2188	14.8356	0.2084	14.9949
BaO	1.3649	1.567	1.3159	1.4314	0	0.0313	0.0208	0	0.0114	1.4865	0.0238	0.0224	1.4856	0.01	1.91
Total	98.48	98.5471	99.1431	99.6107	99.3786	98.3868	99.5409	99.3409	98.0168	98.4238	99.5629	99.6781	98.8185	99.5386	99.5778

Feldspatos - CD 102A (qMS)											
DataSet/Point	45/1.	46/1.	47/1.	51/1.	57/1.	58/1.	61/1.	63/1.	69/1.	70/1.	
SiO ₂	63.91	61.22	64.01	62.84	64.7	64.28	64.33	60.93	64.35	61.44	
Al ₂ O ₃	18.51	24.44	18.7	23.1	18.89	18.73	18.71	24.56	18.74	24.51	
FeO	0.04	0.06	0.02	0.08	0.01	0.01	0.09	0.07	0.03	0.06	
MnO	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0.02	0.04	
MgO	0.01	0.01	0	0	0	0.01	0.01	0	0.01	0	
TiO ₂	0	0.04	0	0	0.01	0.06	0.01	0.02	0.03	0	
NiO	0	0	0	0.01	0.08	0	0.04	0.08	0.07	0.01	
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0.02	0	0	0	0	0	0	
CaO	0	5.4	0	4	0.03	0	0	5.51	0	5.33	
Na ₂ O	0.8	8.74	0.99	9.44	1.51	0.99	1.1	8.43	0.85	8.64	
K ₂ O	15.43	0.21	15.14	0.17	14.46	14.86	15.26	0.24	15.33	0.2	
Total	98.69	100.12	98.86	99.66	99.7	98.92	99.54	99.84	99.42	100.23	

Feldspatos - MME Lamprofirico (AS 110A)										
DataSet/Point	88/1.	89/1.	90/1.	91/1.	92/1.	93/1.	103/1.	104/1.	106/1.	
SiO ₂	62.12	62.04	62.41	61.64	62.28	61.83	61.87	61.78	61.75	
Al ₂ O ₃	24.11	24.25	23.78	24.07	23.77	24.3	24.07	24.12	24.28	
FeO	0.08	0.14	0.07	0.03	0.08	0	0.09	0.04	0.18	
MnO	0	0	0	0	0.03	0	0.01	0	0	
MgO	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0	
TiO ₂	0	0	0	0.02	0.01	0.01	0.02	0.04	0.03	
NiO	0.05	0	0	0	0	0	0.03	0.05	0	
Cr ₂ O ₃	0.01	0	0.02	0	0	0	0.02	0.01	0	
CaO	4.5	4.75	4.44	4.7	4.34	4.84	4.77	4.69	4.88	
Na ₂ O	8.46	8.6	8.6	8.3	8.62	8.37	8.51	8.51	8.51	
K ₂ O	0.15	0.31	0.28	0.28	0.32	0.27	0.32	0.26	0.23	
Total	99.49	100.1	99.6	99.05	99.45	99.63	99.7	99.48	99.86	

Feldspatos - AS 115A (qMS)								
DataSet/Point	14 / 1 .	15 / 1 .	16 / 1 .	23 / 1 .	24 / 1 .	34 / 1 .	35 / 1 .	36 / 1 .
SiO ₂	64.36	64.36	61.44	63.95	60.81	64.54	60.63	61.3
Al ₂ O ₃	18.61	18.7	24.75	18.78	24.61	18.81	25.02	24.48
FeO	0	0.03	0.11	0.14	0.17	0.18	0.05	0.05
MnO	0	0.02	0	0	0	0	0.01	0
MgO	0.01	0	0	0	0	0.01	0.01	0
TiO ₂	0.02	0.01	0.04	0.08	0.14	0.39	0	0.01
NiO	0	0.02	0.01	0	0	0.06	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0.03	0	0.01	0	0	0.01
CaO	0.01	0.02	5.91	0	6.19	0.04	6.28	6.13
Na ₂ O	1.52	1.67	8.1	1.35	7.71	2.22	7.83	7.99
K ₂ O	15.19	14.66	0.17	15.38	0.25	13.39	0.16	0.2
Total	99.71	99.5	100.55	99.68	99.89	99.65	100	100.17

Feldspatos - CD 35A (qD)								
DataSet/Point	47 / 1 .	50 / 1 .	52 / 1 .	53 / 1 .	58 / 1 .	63 / 1 .	64 / 1 .	66 / 1 .
SiO ₂	56.8112	55.7086	56.182	57.0292	60.544	60.6615	55.8017	56.9897
Al ₂ O ₃	26.8859	27.255	27.1575	26.6564	19.5798	19.0289	27.1814	26.9272
FeO	0.2388	0.1607	0.1952	0.2117	0.1018	0.0092	0.1921	0.1675
MnO	0	0	0	0.0193	0.0082	0	0.0223	0.0181
MgO	0.0126	0.0178	0.0006	0.0155	0	0.013	0.0167	0.0138
TiO ₂	0.0263	0.063	0.0018	0	0.0891	0.007	0	0.0438
NiO	0	0.0057	0	0	0	0	0	0.0078
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0.0056	0	0	0.0276	0
CaO	8.6548	8.8321	8.8018	8.2631	0.0887	0	8.6857	8.2984
Na ₂ O	6.4276	6.3065	6.3651	6.6811	1.5231	1.0296	6.558	6.8549
K ₂ O	0.2131	0.1832	0.1932	0.1301	13.3181	14.3427	0.2307	0.3273
BaO	0.0595	0.0241	0.0143	0.0541	2.9322	2.9884	0.0523	0.0612
Total	99.3298	98.5567	98.9114	99.0662	98.1851	98.0804	98.7686	99.7097

Piroxênios - CD 35A (qD)								CD 91A
DataSet/Point	48 / 1 .	54 / 1 .	55 / 1 .	59 / 1 .	75 / 1 .	76 / 1 .	77 / 1 .	39 / 1 .
SiO ₂	48.4543	54.6991	50.9074	53.5654	51.4191	49.488	46.4571	52.0561
Al ₂ O ₃	5.4148	1.1674	3.7124	1.5314	2.6444	4.8548	6.6283	1.2116
FeO	13.0086	10.0514	11.3521	11.0506	10.5322	11.7179	13.3925	9.3106
MnO	0.3615	0.3281	0.3299	0.3697	0.3185	0.3244	0.295	0.5917
MgO	14.6313	17.8297	16.156	17.0341	16.9433	15.6359	14.2017	13.1901
TiO ₂	0.7671	0.0299	0.3292	0.0006	0.2418	0.3669	0.4207	0.1205
NiO	0.0041	0.0037	0.0194	0	0.048	0	0	0.0249
Cr ₂ O ₃	0.022	0.0183	0.0417	0.0082	0.0174	0.0156	0.0085	0.0586
CaO	12.3213	12.5159	12.265	12.6988	12.9971	12.287	12.3169	22.2196
Na ₂ O	0.6418	0.1553	0.4686	0.1502	0.2656	0.6281	0.8414	0.54
K ₂ O	0.4479	0.0534	0.2713	0.0464	0.169	0.34	0.4525	0
BaO	0.0349	0.0258	0.0235	0.0287	0.0107	0.0052	0.0034	0
Total	96.1097	96.878	95.8765	96.484	95.607	95.6638	95.0181	99.3237

Piroxênios - AS 110A (MME Lamprofírico)									
DataSet/Point	71 / 1 .	72 / 1 .	75 / 1 .	77 / 1 .	94 / 1 .	95 / 1 .	99 / 1 .	100 / 1 .	101 / 1 .
SiO ₂	47.61	52.98	53.17	52.81	53.39	52.87	52.56	52.57	53.2
Al ₂ O ₃	6.74	0.71	0.96	0.84	0.29	0.85	1.08	0.79	0.78
FeO	14.31	9.45	8.98	9.58	9.42	9.4	9.87	9.72	9.88
MnO	0.34	0.53	0.5	0.48	0.52	0.54	0.46	0.53	0.46
MgO	12.86	12.94	13.02	12.9	12.78	12.58	13.32	12.74	13.05
TiO ₂	1.08	0.03	0.15	0.14	0.04	0.12	0.11	0.13	0.08
NiO	0.04	0	0	0.01	0	0.05	0.03	0	0.07
Cr ₂ O ₃	0.05	0.07	0.07	0.01	0	0	0.02	0.04	0.01
CaO	11.89	22.63	22.81	22.54	23.76	23.27	20.31	23.13	22.54
Na ₂ O	1.48	0.44	0.41	0.4	0.17	0.36	0.36	0.29	0.4
K ₂ O	0.74	0	0.01	0.01	0.01	0	0.09	0	0
Total	97.14	99.78	100.08	99.71	100.39	100.03	98.23	99.94	100.47

Anfibólios - AS 115A (qMS)													
DataSet/Point	1 / 1 .	2 / 1 .	3 / 1 .	4 / 1 .	5 / 1 .	8 / 1 .	11 / 1 .	12 / 1 .	18 / 1 .	21 / 1 .	22 / 1 .	32 / 1 .	33 / 1 .
SiO ₂	43.06	42.66	42.77	43.54	43.11	44.12	45.17	42.79	44.83	42.56	42.56	43.98	42.44
Al ₂ O ₃	9.17	9.4	9.43	9.2	9.41	8.33	8.13	9.59	7.58	9.6	9.44	8.13	9.58
FeO	18.02	18.47	18.39	18	18.08	20.38	20.09	18.49	20.99	19.17	19.6	21.14	18.21
MnO	0.28	0.32	0.35	0.29	0.28	0.62	0.54	0.25	0.52	0.4	0.33	0.49	0.3
MgO	9.91	9.63	9.85	10.29	10.01	9.33	9.91	9.99	9.23	9.29	9.04	8.75	9.69
TiO ₂	2.32	2.4	2.18	2.37	2.31	0.79	0.46	2.42	1.02	2.38	2.38	1.25	2.28
NiO	0.02	0	0	0	0	0.07	0.03	0.05	0.08	0	0	0.03	0
Cr ₂ O ₃	0	0.03	0.02	0	0.01	0	0	0	0.03	0	0	0	0
CaO	11.3	11.4	11.34	11.2	11.39	11	11.1	10.95	11.4	11.13	11.31	11.26	11.14
Na ₂ O	1.8	1.68	1.75	1.76	1.62	1.48	1.52	1.8	1.21	1.82	1.86	1.67	1.78
K ₂ O	1.6	1.68	1.52	1.64	1.62	1.16	0.99	1.59	1.06	1.65	1.57	1.21	1.66
Total	97.49	97.66	97.6	98.29	97.85	97.27	97.92	97.9	97.96	97.99	98.08	97.92	97.09

Anfibólios - CD 102A (qMS)										
DataSet/Point	42 / 1 .	44 / 1 .	49 / 1 .	50 / 1 .	52 / 1 .	53 / 1 .	54 / 1 .	66 / 1 .	67 / 1 .	68 / 1 .
SiO ₂	43.03	42.99	44.68	41.97	41.76	42.8	42.61	41.81	42.41	42.19
Al ₂ O ₃	9.08	9.27	7.92	9.64	9.57	8.92	9.2	9.49	9.36	9.35
FeO	20.22	19.95	20.07	21.12	21.16	20.85	20.17	22.46	20.06	21.09
MnO	0.54	0.51	0.5	0.55	0.53	0.51	0.55	0.52	0.49	0.47
MgO	9.27	9.14	9.55	8.05	8.35	8.69	8.88	7.29	8.97	8.57
TiO ₂	1.97	1.94	0.61	1.79	1.83	1.43	1.89	1.75	1.88	1.79
NiO	0.04	0	0.04	0	0.01	0.02	0	0.03	0	0
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.01	0	0	0	0.01	0.05	0.02	0
CaO	11.11	10.93	11.54	11.1	11.13	11.23	11.26	11.22	11.13	11.12
Na ₂ O	1.68	1.8	1.39	1.73	1.81	1.71	1.66	1.57	1.85	1.69
K ₂ O	1.43	1.49	1.02	1.52	1.54	1.31	1.45	1.51	1.46	1.45
Total	98.39	98.05	97.32	97.49	97.69	97.48	97.68	97.7	97.64	97.72

Anfibólios - CD 91A (qMd)										
DataSet/Point	20 / 1 .	21 / 1 .	24 / 1 .	27 / 1 .	28 / 1 .	29 / 1 .	30 / 1 .	35 / 1 .	40 / 1 .	44 / 1 .
SiO ₂	43.7136	44.4434	43.5071	43.53	44.0466	43.3155	43.6892	43.4135	43.808	43.6162
Al ₂ O ₃	9.1627	8.7635	9.4407	9.4719	9.0257	9.3631	9.3663	9.4952	9.2538	9.3792
FeO	15.9651	15.9644	16.2461	16.3013	16.8036	16.2784	16.2826	16.4205	15.9737	16.2123
MnO	0.3386	0.3985	0.3561	0.3354	0.4236	0.3728	0.3767	0.3715	0.351	0.3515
MgO	11.7326	11.7836	11.3666	11.4533	11.0857	11.2306	11.4868	11.4629	11.5158	11.5498
TiO ₂	1.5813	1.4617	1.6596	1.6826	1.4325	1.5533	1.6033	1.6812	1.5191	1.5837
NiO	0.018	0	0	0.0423	0	0	0.0135	0	0.0078	0.0044
Cr ₂ O ₃	0.0114	0.0317	0.0487	0.0114	0.0285	0.0416	0.0366	0.0341	0	0.0214
CaO	11.4134	11.6164	11.4194	11.3676	11.6081	11.4241	11.5027	11.4595	11.4157	11.4793
Na ₂ O	1.4289	1.3854	1.443	1.5354	1.1061	1.5085	1.4471	1.4641	1.5495	1.5171
K ₂ O	1.2082	1.1018	1.2352	1.2636	1.0597	1.2564	1.2427	1.2403	1.1845	1.1938
Total	0	0.0131	0	0.0038	0.0561	0.0147	0.0527	0.0111	0.0532	0.0246

Anfibólios - CD 35A (qD)							
DataSet/Point	56 / 1 .	60 / 1 .	61 / 1 .	67 / 1 .	74 / 1 .	78 / 1 .	82 / 1 .
SiO ₂	41.7445	43.1131	41.1294	42.0083	41.9095	42.4035	41.5767
Al ₂ O ₃	10.232	9.7927	10.4454	10.1529	10.3471	10.4056	10.1891
FeO	15.7308	14.6909	16.2062	15.6893	15.8027	16.2662	16.0474
MnO	0.2877	0.3353	0.3496	0.316	0.3025	0.3809	0.302
MgO	11.3184	12.1881	10.8626	11.3992	11.253	11.1798	11.1223
TiO ₂	1.9047	1.5628	1.731	1.7378	1.6931	1.6873	1.6538
NiO	0.0307	0	0	0	0	0.0885	0.0078
Cr ₂ O ₃	0.0385	0.0067	0.0384	0	0.0254	0.0061	0.0151
CaO	11.7129	11.5988	11.6045	11.4817	11.5459	11.5312	11.6253
Na ₂ O	1.3553	1.3015	1.291	1.3601	1.344	1.361	1.2404
K ₂ O	1.5171	1.343	1.4659	1.4942	1.4745	1.4924	1.4033
Total	0.0644	0.0382	0.0454	0.0437	0.0663	0.0731	0.0515

Biotitas - AS 110A (EMM Lamprofirico)												
DataSet/Point	73 / 1 .	74 / 1 .	76 / 1 .	78 / 1 .	79 / 1 .	81 / 1 .	83 / 1 .	84 / 1 .	85 / 1 .	87 / 1 .	96 / 1 .	97 / 1 .
SiO ₂	37.77	37.79	37.7	37.33	37.37	37.42	37.7	37.66	37.59	38	37.34	37
Al ₂ O ₃	13.47	13.5	13.56	13.37	13.33	13.3	13.35	13.28	13.63	13.53	13.69	13.4
FeO	18.12	17.9	17.6	18.3	18.64	18.01	18.27	18.22	18.24	17.88	17.93	18.25
MnO	0.26	0.21	0.23	0.23	0.22	0.2	0.23	0.25	0.19	0.25	0.24	0.26
MgO	13.56	13.57	13.92	13.14	12.88	13.2	13.41	13.41	13.48	13.88	13.36	13.29
TiO ₂	2.87	2.89	2.79	3.58	3.34	3.38	3.44	3.41	3.15	2.83	2.97	3.11
NiO	0	0.05	0.01	0.01	0	0	0.03	0	0	0.06	0.02	0.09
Cr ₂ O ₃	0.06	0.04	0.05	0.04	0.03	0	0.07	0.06	0.1	0.02	0.01	0.02
CaO	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0.01	0	0
Na ₂ O	0.08	0.08	0.07	0.08	0.09	0.09	0.11	0.06	0.08	0.06	0.06	0.06
K ₂ O	9.56	9.61	9.66	9.59	9.42	9.65	9.72	9.62	9.65	9.77	9.73	9.59
Total	95.77	95.64	95.59	95.69	95.3	95.24	96.33	95.96	96.1	96.28	95.35	95.06

Biotitas - CD 35A (qD)							
DataSet/Point	49 / 1 .	51 / 1 .	62 / 1 .	70 / 1 .	79 / 1 .	80 / 1 .	81 / 1 .
SiO ₂	35.6239	35.738	35.6468	36.0278	35.0521	35.76	35.5878
Al ₂ O ₃	14.4395	14.932	14.3955	14.7458	14.5854	14.6325	14.9836
FeO	17.953	16.8497	18.7193	17.8934	17.7078	17.9827	17.2341
MnO	0.2402	0.2509	0.2922	0.3027	0.2188	0.2994	0.2555
MgO	12.2179	13.4688	12.4599	12.7186	12.6457	12.1236	12.9084
TiO ₂	4.1735	2.6266	2.7003	2.42	3.6052	3.3596	2.9671
NiO	0.0096	0	0.0101	0.0481	0.0217	0	0.045
Cr ₂ O ₃	0.0014	0.0224	0	0	0.0011	0.0154	0.0072
CaO	0	0	0	0	0	0	0.0038
Na ₂ O	0.0803	0.1027	0.0817	0.0525	0.1041	0.0516	0.0713
K ₂ O	9.5726	9.6649	9.6031	9.7541	9.7238	9.6848	9.5949
BaO	0.8887	0.785	0.7699	0.7141	0.8075	0.8454	0.9233
Total	95.2005	94.4411	94.6787	94.677	94.4732	94.755	94.582

Biotitas- CD 91A (qMd)									
DataSet/Point	9 / 1 .	10 / 1 .	11 / 1 .	13 / 1 .	14 / 1 .	19 / 1 .	22 / 1 .	23 / 1 .	36 / 1 .
SiO ₂	36.723	36.7551	36.9051	35.5689	36.2813	36.023	35.4555	35.8425	36.509
Al ₂ O ₃	13.9789	14.0125	13.9959	14.1078	13.8952	14.0622	14.2159	14.0363	13.966
FeO	17.8083	18.0536	17.588	17.993	18.6642	18.2512	17.968	17.9116	18.2946
MnO	0.2367	0.2472	0.2508	0.1992	0.2032	0.2317	0.2411	0.2401	0.2304
MgO	12.5129	12.4291	12.8018	13.132	12.0646	11.9216	12.769	12.9303	12.5883
TiO ₂	4.6406	4.5031	3.9524	2.8569	3.99	4.3991	3.3046	2.8485	3.8475
NiO	0	0.0121	0.0068	0	0	0.0247	0	0.0381	0
Cr ₂ O ₃	0.0039	0	0.0248	0.0047	0.0247	0.0118	0.0316	0.0151	0.0154
CaO	0	0	0	0.0083	0	0	0.0116	0.0172	0
Na ₂ O	0.0644	0.0896	0.0558	0.0762	0.0576	0.1271	0.0932	0.0882	0.117
K ₂ O	9.627	9.681	9.745	9.469	9.506	9.5486	9.3725	9.5328	9.4936
BaO	0.3308	0.3898	0.2833	0.3636	0.3451	0.3985	0.3957	0.3114	0.5216
Total	95.9264	96.1731	95.6097	93.7796	95.0319	94.9993	93.8588	93.8123	95.5833

Biotitas - AS 115A (qMS)					Biotitas - CD 102A (qMS)							
DataSet/Point	27 / 1 .	28 / 1 .	37 / 1 .	38 / 1 .	DataSet/Point	39 / 1 .	40 / 1 .	41 / 1 .	43 / 1 .	56 / 1 .	59 / 1 .	60 / 1 .
SiO ₂	35.55	36.81	35.62	36.45	SiO ₂	36.81	36.55	36.91	36.08	36.63	36.2	36.63
Al ₂ O ₃	14.72	13.37	13.31	13.45	Al ₂ O ₃	13	13.55	13.05	13.2	13.31	13.4	13.21
FeO	25.15	22.36	22.74	23	FeO	21.38	21.42	20.86	21.53	22.11	21.72	22.16
MnO	0.23	0.21	0.23	0.24	MnO	0.25	0.29	0.29	0.35	0.31	0.29	0.27
MgO	12.51	10.11	9.53	9.73	MgO	11	10.82	10.94	10.5	10.58	10.02	10.46
TiO ₂	1.95	3.92	4.27	3.95	TiO ₂	3.07	2.99	3.4	3.34	2.39	3.44	2.78
NiO	0	0.04	0	0.05	NiO	0	0.05	0	0	0	0.01	0.07
Cr ₂ O ₃	0.01	0	0	0	Cr ₂ O ₃	0	0	0.01	0.01	0.03	0.03	0
CaO	0.01	0	0.06	0	CaO	0.03	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	0.01	0.08	0.07	0.11	Na ₂ O	0.11	0.04	0.05	0.05	0.03	0.08	0.08
K ₂ O	5.15	9.52	9.32	9.51	K ₂ O	9.34	9.44	9.46	9.56	9.57	9.48	9.44
Total	95.29	96.43	95.15	96.49	Total	94.99	95.15	94.96	94.62	94.97	94.69	95.09



Dionatan Ferri Padilha <dionatan25fp@gmail.com>

Acknowledgement of receipt of your submitted article

1 mensagem

Lithos <eesserver@eesmail.elsevier.com>

5 de fevereiro de 2019 12:46

Responder a: Lithos <lithos-ee@elsevier.com>

Para: dionatan25fp@gmail.com, dionatan25fp@hotmail.com

*** Automated email sent by the system ***

Re: Sources and settings of Ediacaran post-collisional syenite-monzonite-diorite shoshonitic magmatism from southernmost Brazil

by Dionatan Ferri Padilha, M.Sc.; Maria de Fátima Bitencourt, Professor; Lauro Valentim S Nardi, Professor; Luana M Florisbal, Professor; Carolina Reis; Mauro Geraldês; Bruna S Almeida
Regular Article

Dear Mr. Padilha,

Your submission entitled "Sources and settings of Ediacaran post-collisional syenite-monzonite-diorite shoshonitic magmatism from southernmost Brazil" (Regular Article) has been received by Lithos.

Please note that submission of an article is understood to imply that the article is original and is not being considered for publication elsewhere. Submission also implies that all authors have approved the paper for release and are in agreement with its content.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to <https://ees.elsevier.com/lithos/> as Author.

Your manuscript will be given a reference number in due course.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal management

Lithos

ATA Nº 853

A comissão abaixo assinada tendo examinado a Dissertação de Mestrado do aluno **Dionatan Ferri Padilha**, intitulada **“PETROLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO PLUTON ARROIO DO SILVA, UMA ASSOCIAÇÃO SIENITO-MONZONITO-DIORITO DE AMBIENTE PÓS-COLISIONAL NO SUL DO BRASIL”**, atribuem os seguintes conceitos:

Profa. Dra. Maria José Maluf de Mesquita (UNICAMP)
CONCEITO: "A" (EXCELENTE)

Profa. Dra. Maria do Carmo Pinto Gastal (IGEO/UFRGS)
CONCEITO: "A" (EXCELENTE)

Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição (PPGEO/UFRGS)
CONCEITO: "A" (EXCELENTE)

de de 2019.

Homologação pela Comissão de Pós-Graduação,	
Ata nº	Data:
Conceito Final:	
Rubrica:	

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“PETROLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO PLUTON ARROIO DO SILVA, UMA ASSOCIAÇÃO SIENITO-MONZONITO-DIORITO DE AMBIENTE PÓS-COLISIONAL NO SUL DO BRASIL”	
Área de Concentração: Geoquímica	
Autor: Dionatan Ferri Padilha	
Orientador: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt	
Examinador: Prof. Dr. Rommulo Vieira Conceição	
Data: 19.02.2019.	
Conceito: A - EXCELENTE.	
PARECER:	
<p>A DISSERTAÇÃO APRESENTADA PELO SENHOR PADILHA ABORDA A CARACTERIZAÇÃO DO PLUTON ARROIO DO SILVA ATRAVÉS DE SEUS ASPECTOS PETROLÓGICOS, GEOQUÍMICOS E GEOCRONOLÓGICOS. O SR. PADILHA ABORDA ESTA CARACTERIZAÇÃO ATRAVÉS DE MÉTODOS ADEQUADOS AO TEMA. O TRABALHO REPRESENTA UMA BOA REVISÃO NOS ASPECTOS GEOLÓGICOS DESTACANDO O CONTEXTO NO QUAL O CORPO INTRUSIVO SE SITUA. ALÉM DISSO HÁ UMA BOA ABORDAGEM NOS ASPECTOS PETROLÓGICOS E GEOQUÍMICOS. O AUTOR FAZ UMA REVISÃO ADEQUADA SOBRE ROCHAS ALCALINAS, MAIS ESPECIFICAMENTE AS ROCHAS POTÁSSICAS E ULTRA POTÁSSICAS. AS DISCUSSÕES E CONCLUSÕES CHEGAM A RESULTADOS COERENTES E BEM FUNDAMENTADOS. UM PUNTO ENCONTRA-SE SUBMETIDO A LITOS APRESENTANDO A EXIGÊNCIA DO PROGRAMA PARA A REFEITA DE UMA REVISÃO DE MESMADO.</p> <p>APRIMO ALGUNS DETALHES EM ALGUMAS FIGURAS COMO P. ex. A FIG. (1) QUE DEIXA DUVIDAS SOBRE A CLASSIFICAÇÃO. GULIRO QUE O SR. PADILHA OBSERVE TAMBÉM ALGUNS ASPECTOS PRINCIPAIS DO MME E DOS TERMOIS CAMPO FINIZOS, PIS CREIO QUE PODERIAM SER NIS OUTROS PONTOS IMPORTANTES PARA A GÊNESE DESSAS MAGMAS, COMO CONDIÇÕES FINAIS MUITA ATENÇÃO E QUE O TRABALHO DO SR. PADILHA ATENDE TODOS OS REQUISITOS DE UMA DISSERTAÇÃO</p>	

DE MESTRADO E DOU O PARIEER PELA SUA
APROVAÇÃO COM CONCEITO "A".

Assinatura:

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

Data:

18. FEV. 2019

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
PETROLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO PLUTON ARROIO DO SILVA, UMA ASSOCIAÇÃO SIENITO-MONZONITO-DIORITO DE AMBIENTE PÓSCOLISIONAL NO SUL DO BRASIL	
Área de Concentração: GEOQUÍMICA	
Autor: DIONATAN FERRI PADILHA	
Orientadora: Maria de Fátima Bitencourt	
Examinadora: Maria José Mesquita	
Data: 15/02/2019	
Conceito: A	
PARECER:	
<p>A dissertação de mestrado é elaborada na modalidade de artigo científico, contendo capítulos de introdução, abordagem temática, materiais e métodos, artigo submetido, resultados e considerações finais e conclusões. O texto de modo geral é bem escrito em português e inglês de muito fácil leitura.</p> <p><i>Pontos positivos:</i> o capítulo de revisão teórica é muito bom e bem embasado. As referências escolhidas agrupam textos seminais e textos de revisão. Muito bom.</p> <p>As descrições petrográficas e geoquímicas são bem feitas e bem descritas. Submeter um artigo para revista como a Lithos com uma dissertação de mestrado também merece muito destaque.</p> <p><i>Pontos negativos:</i> figuras e mapa da figura 2 muito ruins. Tamanho de letra de legenda e símbolos muito pequenos. Sem indicação nas figuras. Para submissão terá que colocar outras figuras de campo e petrográficas de melhor qualidade, ou melhor tratadas, e que ilustrem melhor o que o texto indica. O mapa (Fig. 2) está com a legenda incompleta dentro da figura, norte e escala muito pequenos, símbolos em estereogramas e mapa sem legenda, etc. Carece um mapa regional de escala intermediária entre o da figura 1 e o da figura 2. Símbolos dos diagramas geoquímicos na figura 5 são muito pequenos e com fundo cinza. Muito difícil de enxergar e decorar para as outras figuras. Tem muito espaço sobrando e muitos símbolos. Pode repetir mais vezes os símbolos. Falta colocar os campos nos diagramas de Sm-Nd-Sr (Fig. 10), que aliás estão com a legenda invertida.</p> <p>Página 20 e muitas outras o autor coloca elementos LILE como incompatíveis, fazer revisão. Por recomendação da IUGS nem mineral nem rocha tem plural. O sienito ou os corpos de sienito. O anfibólio ou os grupos/cristais/grãos de anfibólio. Descrever bordas corroídas é interpretação, O autor deve descrever o que lembra ser corrosão. Ao invés de borda, limite de grão.</p> <p>Sempre descrever na metodologia os dias de campo e tipo de mapeamento. Poderia ter colocado mapa de pontos separado em anexo. Faltam legendas em todos os anexos.</p>	

A discussão está muito boa para uma dissertação de mestrado, contudo sugiro desenvolver melhor a discussão de geometria do corpo, não me convenceu, e casar melhor os dados de petrografia e os dados de geoquímica para deixá-la mais robusta. Talvez seja regra do programa, mas ficou muito estranho ver os resultados do QAP e de química mineral no final da dissertação. Poderia ter vindo antes do artigo. A pesquisa cumpre muito satisfatoriamente os quesitos de uma dissertação de mestrado e as sugestões são construtivas para a melhoria do artigo científico.

Assinatura:



Data: 15 de outubro de 2019.

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
"PETROLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO PLUTON ARROIO DO SILVA, UMA ASSOCIAÇÃO SIENITO-MONZONITO-DIORITO DE AMBIENTE PÓS-COLISIONAL NO SUL DO BRASIL"	
Área de Concentração: Geoquímica	
Autora: Dionatan Ferri Padilha,	
Orientadora: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt	
Examinador: Profa. Dra. Maria do Carmo Pinto Gastal	
Data: 17/02/2019	
Conceito: A, com ressalvas	
PARECER:	
<p>A dissertação apresenta dados geológicos, petrográficos e geoquímicos de excelente qualidade e, assim, de grande valia para a geologia do estado, especificamente, da região de Encruzilhada do Sul & arredores. Trata-se de um trabalho sintético, com figuras bem elaboradas incluindo croquis didáticos, que tem dois focos principais, um local e outro mais ambicioso:</p>	
<p>(1) O entendimento das relações de campo entre os vários corpos aflorantes da então suíte Arroio do Silva, e sua relação com o complexo granítico Encruzilhada do Sul e o maciço sienítico Piquiri; e</p>	
<p>(2) A petrogênese das associações magmáticas pós-colisionais.</p>	
<p>Com relação ao primeiro item, sente-se falta de uma comparação dos dados geoquímicos do Arroio do Silva com os do M.S.Piquiri e C.G.Encruzilhada do Sul, que possibilite uma avaliação geral sobre as afinidades geoquímicas. Igualmente, a apresentação de mapa com a distribuição (ou apenas, pontos de afloramentos classificados) das fácies petrográficas possibilitaria ao leitor(a) melhor acompanhar e constatar o que é descrito no texto.</p>	
<p>O segundo item continua atual, e tem sido motivo de debate acalorado na bibliografia internacional sobre os possíveis processos petrogenéticos que ocorrem na interface manto/crosta no período pós-colisional de uma orogenia; muitos dos quais vinculados à origem de associações saturadas em sílica potássicas. Entretanto, tal assunto não é citado na dissertação, nem de forma "en passant". No meu entender, tal discussão deveria ser abordada, mesmo que fosse para ser descartada com argumentos sólidos, que os dados ora apresentados, com certeza, permitem. Além disso, a abordagem da petrogênese destas associações é feita a partir de generalizações, por vezes, equivocadas, que misturam rochas shoshonítica, potássica e ultrapotássica. Um dos pontos mais cruciais, que prefiro atribuir à pressa para a finalizar a dissertação, diz respeito à revisão de conceitos e critérios referentes às rochas alcalinas potássicas e ultrapotássicas (Cap. II), cuja melhoria e <i>upgrade</i> seriam extremamente bem-vindos.</p>	

A seguir, relaciono alguns pontos que merecem ser melhor avaliados/corrigidos:

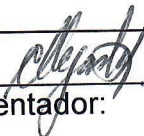
(a) Questão de *pluton* e não suíte Arroio do Silva. O uso do termo *pluton*, *stock*, normalmente implica em continuidade espacial e forma 3D. A trama mostrada na figura 2 (no artigo) não delimita um *pluton* (inclusive, no artigo são mencionados mergulhos para NE e SW o que está claro no estereograma, porém, no mapa ao lado, a foliação só tem mergulho para SW, e o mesmo é repetido no capítulo IV – Resultados, 2º parágrafo, 2ª linha). A pergunta que fica, qual seria a forma de tal *pluton*? No estágio atual do conhecimento, o uso do termo suíte seria o mais adequado.

(b) Cap. III – Materiais e Métodos: seria interessante falar sobre a qualidade dos afloramentos (extensão, continuidade, exposição de contatos) no item 3.2 (p. 34); e no item 3.4. (p. 36), mencionar os procedimentos para estimativa da razão Fe^{+3}/Fe^{+2} em anfibólios e piroxênios. Para o anfibólio é preferível adotar uma estimativa (mesmo que imprecisa) do que calcular a fórmula estrutural apenas com Fe^{+2} (IMA 1997). Além disso, a versão atual da classificação de anfibólios é IMA 2012 (Hawthorne *et al.* 2012. AM 97, 2031-2048), e não IMA 1997, como adotado.

(c) Enclaves MME-lamprofíricos (Cap. VI, p. 78, 3º parágrafo). Considerando os dados geoquímicos (anexo A, p. 89), as 4 amostras de MME-L possuem alto MgO (> 3 %) e SiO_2 entre 48.8 e 50.4% (< 55-57%), sendo assim passíveis de serem potássicas ou ultrapotássicas, de acordo com os critérios revistos por Peccerillo (2005). Entretanto, as razões K_2O/Na_2O entre 1.3 e 2.1 classificam tais rochas como potássicas ($K_2O/Na_2O = 1.0$ a 2.5), e não ultrapotássicas ($K_2O/Na_2O > 2.5-3$) como é reiteradamente repetido no texto inteiro. Seria interessante corrigir isto.

(d) O fato dos MMEs ocorrerem na fácies qMS, enquanto a fácies híbrida é o qMD parece estar associado a algum tipo de processo evolutivo, dinâmico, particular ao Arroio do Silva. Contudo, isto não foi discutido. Porque?
As demais observações serão repassadas diretamente ao autor.

Assinatura:



Data: 17/02/2019

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: