

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

CONSTRUÇÃO DO MACIÇO SIENÍTICO PIQUIRI (609 A 583 MA) POR
COLOCAÇÃO SUCESSIVA DE PULSOS DE MAGMA ULTRAPOTÁSSICO E
SHOSHONÍTICO SOB EXTENSÃO NO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

CRISTIANE BUTORI RIVERA

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

Co-orientador: Prof. Dr. Lauro Valentin Stoll Nardi

Porto Alegre - 2019

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

CONSTRUÇÃO DO MACIÇO SIENÍTICO PIQUIRI (609 A 583 MA) POR
COLOCAÇÃO SUCESSIVA DE PULSOS DE MAGMA ULTRAPOTÁSSICO E
SHOSHONÍTICO SOB EXTENSÃO NO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

CRISTIANE BUTORI RIVERA

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

Co-orientador: Prof. Dr. Lauro Valentin Stoll Nardi

Banca Examinadora:

Prof^a. Dr^a. Maria do Carmo Pinto Gastal

Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros

Tese de doutorado apresentada como
Requisito parcial para obtenção do
Título de Doutor em Ciências

Porto Alegre - 2019

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Rivera, Cristiane Butori

Construção do Maciço Sienítico Piquiri (609 A 583 MA) por colocação sucessiva de pulsos de magma ultrapotássico e shoshonítico sob extensão no Escudo Sul-Rio-Grandense. / Cristiane Butori Rivera. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2019.
[218 f.] il.

Tese (Doutorado).- 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
Coorientador: Lauro Valentin Stoll Nardi

1. Corpos plutônicos multi-intrusivos. 2. Estruturas primárias. 3. Mistura heterogênea de magmas. 4. Região transtrativa de zonas de cisalhamento transcorrentes. 5. Magmas ultrapotássicos e shoshoníticos. I. Título.

CDU 553.22

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves

CRB 10/1947

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 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

Minha vida, meus mortos

Meus caminhos tortos

Meu sangue latino...

...Rompi tratados

Traí os ritos

Quebrei a lança

Lancei no espaço

Um grito, um desabafo

E o que me importa

É não estar vencido

Sangue Latino, Secos & Molhados

Agradecimentos

Depois de um longo caminho tenho tanto a agradecer, a começar pela minha querida família, a qual eu me dediquei de corpo e alma e hoje vejo belos frutos, tenho certeza que deixaremos boas pessoas neste mundo, amo todos vocês! Agradeço especialmente ao meu companheiro de “volta ao mundo”, que dentro das escolhas que fizemos neste último momento segurou todas.

Aos meus pais que ajudaram muito, principalmente no suporte com as crianças, sem isso eu teria levado mais alguns longos anos na finalização da tese. O mesmo vale para meus sogros que se revezaram na recreação das crianças. Chego à conclusão que “família” são ótimas creches. Devo isso a vocês todos.

Agradeço a Fatimab, que primeiro me aceitou de volta de braços abertos, e depois teve que dar conta de se dividir em mil para abrir as asas numa envergadura que coubessem a todos seus filhotes, conseguiu é claro! No mundo científico foi minha grande mentora. Como prêmio ganhei do Lauro além de muita geologia, também sabedoria e tranquilidade para aceitar que até onde a gente é capaz de ir, basta!

Por fim, como o grupo Magmatismo Sintectônico é repleto de gente, e por isso bastante eclético, tive a oportunidade de conhecer e interagir com seres diferentes, mas com um mesmo objetivo, Geologia na veia. Com cada um deles desenvolvi uma amizade única. Foi muito importante ter esse convívio diário para manter na mente a importância de que não se faz pesquisa sozinho. Obrigada Cami, Fran, Gepeto, Sté, Dioni, Amós, Pedrinho, Diego, Felipe, Victor, Elisa e Duda. Com todos vocês dividi ciência e vivência. Obrigada especial para aqueles que também contribuíram mais diretamente neste trabalho, como o Dioni com o grafismo; o Victor também com grafismo de última hora, mas além disso, dividimos o MSP e nossos estudos acabaram se complementando; a Cami que foi super parceira e amiga na cia final da tese, com uma incentivando a outra a seguir em frente, virou minha amiga para a vida; o Gepete com quem sempre se pode discutir quase tudo de geologia e assuntos aleatórios; o Pedrinho e Diego que me ajudaram no trabalho de campo e quebraram todas, e Pedrinho ainda ajudou no grafismo de um modo prático e sem seguir cartilhas; a Elisa que ajudou nas conversões das medidas estruturais; a Fran que ajudou no grafismo e formatação; a Duda pelos áudios na formatação que foram preciosos. Obrigada magmáticos!

Por fim, agradeço aos coordenadores do Programa de Pós-Graduação que sempre colaboraram e entenderam minha situação. Um obrigado especial ao

Robertinho que acompanhou todo meu desenrolar com o CNPq, tenho certeza que torceu por mim. Agradeço também as normas do Programa de Pós-Graduação que permitem a entrega da tese após longo tempo de afastamento. Porque ao contrário do Piquiri eu tive que me posicionar sob transpressão, e no final como todos costumam dizer: deu certo!

RESUMO

O Maciço Sienítico Piquiri (MSP), situado no extremo sul do Brasil na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense, tem idade neoproterozoica, relacionado-se aos estágios finais do Ciclo Brasileiro. As discussões nesta tese são baseadas em compilações de dados pré-existentes, dados de campo, petrografia, geoquímica de rocha total de elementos maiores e traços, geoquímica de isótopos de Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total, e datações U/Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS. O MSP é composto por três pulsos que se posicionaram em ordem temporal decrescente da borda para o centro do corpo, denominados de Pulso 1, Pulso 2 e Pulso 3 respectivamente, cristalizados num intervalo entre 610 a 584 Ma. Os pulsos se intrudem sequencialmente, sempre sendo retrabalhados pelo pulso seguinte. O MSP compreende rochas com predominância de sienitos e feldspato alcalino sienitos, variando para quartzo feldspato alcalino sienitos a quartzo sienitos, com ocorrência de injeções de quartzo sienitos tardios. O magma do Pulso 1 possui relação de mistura heterogênea com um magma lamprofírico, ambos provenientes de fontes composicionalmente similares, com evidências de rápida ascensão. As rochas do Pulso 1 têm textura de resfriamento rápido contra as rochas encaixantes. A foliação magmática com contatos paralelos as paredes da intrusão, o que de modo geral representa a forma semi-circular do MSP, sendo menos desenvolvida na borda (Pulso 1) e centro do corpo (Pulso 3), tornando-se marcante na porção intermediária (Pulso 2), sugere que a dinâmica interna do magma controlou o fluxo magmático. O magma do Pulso 1 se posicionou em epizona, com evidências de separação de fluídos como geração de brechas magmáticas sobre as rochas encaixantes, amígdalas e injeções aplíticas/pegmatíticas. A geração de metamorfismo de contato restrito às encaixantes posicionadas como pendentes de teto sobre rochas do Pulso 1, também aponta para intrusão em ambiente raso. Os dados de campo e correlações com base na bibliografia sugerem que o posicionamento do MSP ocorreu em ambiente extensional, provavelmente relacionado à porção transtrativa da zona de cisalhamento dextral de direção NNW presente na região. Os dados litogeoquímicos mostram que as rochas do MSP são alcalinas saturadas em sílica, metaluminosas, enriquecidas em Rb, Sr, Ba, K, P₂O₅ e ETRL e com moderados conteúdos de HFSE, indicando fontes enriquecidas em K, semelhantes para todos os pulsos. Os magmas do Pulso 1 e os lamprofíricos tem caráter ultrapotássico, enquanto os magmas dos pulsos 2 e 3 são shoshoníticos. Os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ em torno de -10 e razões iniciais

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,706 e 0,710, refletem fonte mantélica enriquecida por subducção prévia.

Palavras-chave: corpos plutônicos multi-intrusivos; estruturas primárias; mistura heterogênea de magmas; região transtrativa de zonas de cisalhamento transcorrentes; magmas ultrapotássicos e shoshoníticos; fontes mantélicas metassomatizadas.

ABSTRACT

The Piquiri Syenitic Massif (PSM) situated in the southernmost Brazil, eastern part of Sul-rio-grandense Shield, is of Neoproterozoic age, and is related to the latest stages of Brazilian Cycle. Discussions in this thesis are based on available published data, new data from field work, petrography, geochemistry of major and trace elements, of Rb-Sr and Sm-Nd isotopes, as well as, U-Pb geochronology, using zircon grains, through LA-MC-ICP-MS. The PSM is composed of three magmatic pulses, Pulse 1, Pulse 2, and Pulse 3, the older (610Ma), mainly along the borders, and the youngest (584 Ma) in the center of the body. Each pulse is partially reworked by the following. PSM is formed predominantly by syenites and alkali feldspar syenites besides quartz syenites and quartz alkali feldspar syenites. Late injections of quartz syenites are common. Pulse 1 magma shows mingling structures with lamprophyric melts, both derived from compositionally equivalent sources. Textural evidence points to fast ascent, and rapid cooling against the host rocks. Magmatic foliation is parallel to the intrusion contacts, which configures a semi-circular form to PSM, that is clear for Pulse 2. Such features suggest that flow was controlled by magma internal dynamic. Pulse 1 magma is epizonal, and shows evidence of volatile oversaturation leading to formation of magmatic breccia on the host rocks, vesicles and aplite-pegmatite injections. Contact metamorphism occurs only on Pulse 1 roof pendants, what also points out to shallow depth intrusion. Field data and correlation with bibliographical references indicate that PSM was positioned in an extensional setting, probably along transtensional segments of the dextral transcurrent NNE shear zone occurring in this region. Geochemical data show that PSM rocks belong to the silica-saturated alkaline series, are metaluminous and enriched in Rb, Sr, Ba, K₂O, P₂O₅ and LRE elements, with moderate contents of HFSE, which indicate similar sources for PSM magmatic pulses. Pulse 1 and lamprophyre magmas are ultrapotassic, whilst pulses 2 and 3 show shoshonitic affinity. Values of $\epsilon_{Nd(t)}$ c.a. -10 $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial ratios in between 0.706 e 0.710, are coherent with mantle sources affected by a previous subduction-related metasomatism.

Key-words: Multi-intrusive plutons, primary structures, magma mingling, trantension features, ultrapotassic and shoshonitic magmatism, metasomatized-mantle sources.

LISTA DE FIGURAS

Figura 0.1.1 - Mapa de localização e acessos da área estudada.....	14
Figura 1.0.2 - Mapa Geológico do Sienito Piquiri escaneado de Jost et al. (1985).....	25
Figura 1.3 - Mapa Geoplógico do Sienito Piquiri escaneado de Stabel <i>et al.</i> (2001).....	29
Figura 3.1 - a) Mapa das principais unidades dos escudos Sul-riograndense, Uruguaio e Catarinense. b) Mapa geológico regional da região de ocorrência do MSP e rochas adjacentes.....	46
Figura 3.2 - Mapa regional da Região de Encruzilhada do Sul - Bloco Encruzilhada. Modificada de Lyra <i>et al.</i> 2018.....	48
Figura 4.1 - Mapa Geológico do Maciço Sienítico Piquiri mostrando estruturas principais, rochas encaixantes e relações com rochas intrusivas. Modificado de Sbaraini (2012).....	59
Figura 4.2 - a) afloramento tipo matacões em topo de morro; b) e c) afloramento tipo lajeados; d) afloramento tipo lajeado em beira de rio; e) e f) afloramento tipo paredões em pedraira.....	61
Figura 4.3 - a) aspecto textural do sienito fino a muito fino do Pulso 1, com M' 15-30 . Setas em amarelo indicando enclaves microgranulares máficos com formas esféricas. Setas em vermelho indicando os fenocristais espargos de k-feldspato, característico do Pulso 1; b) aspecto textural do sienito (M' 15) fino a médio do Pulso 1. Setas em amarelo indicando enclaves microgranulares máficos alongados e orientados no fluxo magmático; c) enclaves microgranulares máficos destacados pelas setas e círculo. Os demais fragmentos são das rochas encaixantes do CVC; d) fragmentos com contato difuso e forma alongada do termo predominante do Pulso 1 dentro do termo fino a médio do Pulso 1; e) injeções que intrudem o Pulso 1 com contatos nítidos e retos; f) apófise do termo de textura fina a média do Pulso 1 nas rochas do CVC, a direção da apófise é oblíqua ao bandamento do CVC e localmente se paraleliza ao bandamento (canto superior direito da foto).....	63
Figura 4.4 - a) estereograma de contorno da foliação magmática (S_0) das rochas do Pulso 1; b) estereograma de contorno da foliação magmática (S_0) das rochas do Pulso 2; c) estereograma polo do plano da foliação magmática (S_0) na região SW de ocorrência das rochas do Pulso 3; d) estereograma de contorno da foliação magmática (S_0) na região NE de ocorrência das rochas do Pulso 3.....	64
Figura 4.5 - Mapa de amostragem do Maciço Sienítico Piquiri, com curvas de níveis e principais estradas de acesso.....	66
Figura 4.6 - a) vênulas que se projetam a partir da apófise paralelamente ao bandamento da rocha metamórfica (seta vermelha); b) aspecto geral da apófise do termo médio a fino do Pulso 1 nas rochas do SAP. Injeção principal e ramificação menor. Seta em vermelho indicando porção com margem leucocrática; c) apófise do termo médio a fino do Pulso 1 nas rochas do SAP, contendo EMM; d) brecha do Pulso 1 composta por fragmentos de forma esférica ou alongados e contornos angulosos, pertencentes as litologias do CVC. O material que cimenta os fragmentos é o termo fino a médio do Pulso 1; e) brecha do Pulso 1 composta por fragmentos alongados e contornos arredondados, dispostos de forma orientada. Os fragmentos pertencem as litologias do CVC e SAP e o material cimentador é o termo fino a médio do Pulso 1. A brecha é intrudida por injeção do termo fino a médio do Pulso 1 (seta vermelha); f) fragmento porfíritico da brecha com forma esférica e contorno arredondado.....	68

Figura 4.7 - Croqui esquemático da apófise do Pulso 1 nas rochas do Sienito Arroio das Palmas, no Ponto GJ 07. A apófise principal possui enclaves microgranulares máficos orientados pelo fluxo magmático e sua direção é oblíqua a foliação da encaixante. A foliação da apófise é paralela aos contatos com a encaixante.....69

Figura 4.8 - **a)** aspecto da brecha magmática do Pulso 1 contendo fragmentos do SAP e CVC. Os fragmentos têm formas alongadas e contornos arredondados, todos orientados na foliação do material cimentador; **b)** e **c)** amígdalas preenchidas por quartzo e feldspato alcalino, com formas alongadas e orientadas no fluxo magmático do Pulso 1; **d)** aspecto da textura equigranular média a grossa do Pulso 2 e alinhamento planar de k-feldspato; **e)** alinhamento sigmoidal de k-feldspato na foliação magmática; **f)** enclave do Pulso 2 com textura média a grossa de contato nítido, forma esférica e contorno arredondados; **g)** enclave do Pulso 2 de textura média a grossa com forma lenticular.....70

Figura 4.9 - **a)** enclaves microgranulares máficos melanocráticos do Pulso 2 de textura fina a muito fina com contatos nítidos e formas esféricas ou alongadas, e contornos arredondados. Aspecto rotacionado dos enclaves; **b)** enclave do Pulso 2 de textura fina a muito fina rico em máficos com contato nítido, forma esférica e contorno arredondado; **c)** enclaves do Pulso 2 de textura fina a muito fina mesocráticos com contatos nítidos, formas alongadas e contornos arredondados a sinuosos; **d)** enclave de textura fina e bandamento milimétrico, com contatos nítidos, forma alongada e contorno arredondado; **e)** aspecto dos locais de concentração dos enclaves do Pulso 2. Tipo (i) setas vermelhas, tipo (ii) setas azuis e tipo (iii) setas amarelas. Aspecto das porções ricas em minerais máficos que permeiam o entorno dos enclaves. O conjunto todo é denominado de nuvens; **f)** concentração de minerais máficos entorno de enclave no Pulso 2.....71

Figura 4.10 - **a)** aspecto das nuvens com forma do tipo bolsões disformes e esfiapados com formação de trilhas de máficos; **b)** e **c)** aspecto rompido e cisalhado do conjunto de concentração de minerais máficos e enclaves (Nuvens). Setas em vermelho indicando movimento. Seta em amarelo (b) indicando fragmento do Pulso 1; **d)** aspecto deformado do enclave onde o fluxo magmático é mais intenso; **e)** aspecto das porções de concentração de minerais máficos com formas tabulares. Setas em amarelo indicando trilhas de máficos.....72

Figura 4.11 - **a)** aspecto dos minerais máficos alinhados formando bandamento ou estratificação localizado. **b)** injeção leucocrática nas rochas do Pulso 2 com contato nítido, reto a sinuoso cortando a foliação magmática; **c)** injeção no Pulso 2 com contato nítido e reto, concordante com a foliação; **d)** relação de injeção do Pulso 2 nas rochas do Pulso 1. Os contatos são nítidos e levemente sinuosos; **e)** fragmentos do Pulso 1 no Pulso 2 (setas vermelhas) com contatos nítidos e arredondados e formas alongadas ou esféricas; **f)** aspecto geral da textura heterogranular média a grossa das rochas do Pulso 3.....74

Figura 4.12 - **a)** aspecto geral da distribuição dos enclaves do tipo (ii) -setas vermelhas- e tipo (iii) -setas amarelas nas rochas do Pulso 3; **b)** enclave do tipo (iii) com contatos nítidos, forma parcialmente alongada e contorno arredondado, nas rochas do Pulso 3; **c)** enclave do tipo (iii) com contato difuso e contorno sinuoso; **d)** injeção discordante do bandamento do CVC; **e)** injeção concordante com a foliação magmática das rochas do Pulso 1; **f)** e **g)** aspecto textural do metamorfismo de contato do Pulso 1 sobre o CMP, com obliteração da xistosidade (f) e geração de trama maciça (g); **h)** aspecto textural do metamorfismo de contato do Pulso 1 sobre o CVC com obliteração da xistosidade e trama maciça.....76

Figura 4.13 - Diagrama reológico para magmas graníticos (G) e basálticos (B), os campos rosa e cinza representam a evolução da viscosidade efetiva para cada litologia. A curva em preto é a evolução da resistência interna. LR1 é o primeiro limiar reológico, LR2 é o segundo limiar reológico. Os campos I, II

e II são os comportamentos Newtoniano, Bingham e sólido respectivamente. (diagrama modificado de Fernandez e Gasquet, 1994).....79

Figura 4.14 - Distribuição das amostras do MSP no diagrama QAP com base na contagem modal.....87

Figura 4.15 - **a)** aspecto textural equigranular fina a muito fina, com tendência porfírica, do Pulso1; **b)** aspecto textural equigranular fina a média do Pulso 1, com orientação de feldspato alcalino e minerais máficos em agregados; **c)** aspecto dos contatos interdigitados, intercrescidos e recortados entre os grãos do Pulso 1; **d)** textura vermicular de quartzo e feldspato como subproduto da substituição de piroxênio por anfibólio (setas vermelhas); **e)** aspecto da reabsorção de plagioclásio incluso em feldspato alcalino; aspecto do contato lobado, reto a rendilhado, dos grãos de feldspato alcalino com os demais minerais; seta vermelha indica zircão incluso em anfibólio; **f)** visão geral da textura mirmequítica (setas vermelhas).....88

Figura 4.16 - **a)** mirmequito sobre k-feldspato (seta vermelha); **b)** visão geral da extinção ondulante dos grãos de quartzo (setas vermelhas); **c)** quartzo com extinção tipo tabuleiro de xadrez e formação de subgrão (setas vermelhas indicando subgrão); **d)** subgrão em feldspato alcalino e mirmequitos (setas vermelhas); **e)** intercrescimento de biotita e piroxênio; transformação de piroxênio em anfibólio, da borda para o centro dos grãos; **f)** agregado máfico com aspecto cumulático.....90

Figura 4.17 - **a)** inclusão de apatita em minerais máficos e k-feldspato (setas vermelhas); feição de transformação de piroxênio em anfibólio; **b)** k-feldspato com concentração de inclusões de apatita; **c)** alanita associada aos agregados máficos (seta vermelha); piroxênio com transformação para anfibólio nas bordas dos grãos; **d)** textura cumulática de plagioclásio e anfibólio; **e)** grão de plagioclásio com forma subédrica e contatos parcialmente corroídos; **f)** fenocristal de feldspato alcalino com inclusões marcando zonação mineral.....92

Figura 4.18 - **a)** aspecto textural dos fenocristais de feldspato alcalino, com contatos interdigitados a lobados (termos de textura média a fina do Pulso 1); **b)** biotita inclusa em anfibólio; **c)** inclusão de zircão em piroxênio (setas vermelhas); titanita anédrica interpretada como produto de alteração dos minerais máficos (setas amarelas); óxido de ferro com forma euédrica (seta preta); **d)** textura cumulática de anfibólio.....94

Figura 4.19 - **a)** textura equigranular média a grossa pulso 2; grãos de feldspato alcalino pertíticos e orientados; concentrações localizadas de agregados máficos; contato entre os grãos retos, indicando textura de equilíbrio; **b)** titanita com forma euédrica; grãos de anfibólio com forma subédrica; inclusão de zircão em titanita (seta vermelha); **c)** agregados máficos de anfibólio e piroxênio, com ocorrência restrita de biotita; **d)** transformação de piroxênio em anfibólio nas bordas e centro dos grãos; grãos de piroxênio bastante fraturados; grãos de anfibólio euédrico e com clivagem basal bem desenvolvida; setas em vermelho indicam anfibólio de alteração com pleocroísmo verde claro a verde azulado; **e)** reabsorção de plagioclásio pelo feldspato alcalino; **f)** plagioclásio preservado com forma euédrica.....98

Figura 4.20 - **a)** textura cumulática de grãos de plagioclásio; **b)** aspecto do k-feldspato pertítico; filmes de albita de exsolução (setas vermelhas); mineral opaco euédrico (seta azul); **c)** grãos de augita preservados; biotita associada e inclusa em piroxênio **d)** grãos de diopsídio com transformação para augita nas bordas (seta vermelha); grãos de edenita alta sílica e grãos de augita com transformação para edenita alta sílica (seta azul); **e)** biotitas inclusas em anfibólio; **f)** quartzo intersticial, com extinção ondulante ou do tipo tabuleiro de xadrez; mineral opaco como subproduto de transformação do piroxênio em anfibólio (seta vermelha).....100

Figura 4.21 - **a)** apatitas inclusas em titanita e edenita (setas vermelhas); **b)** apatitas inclusas em edenita (círculo vermelho); mineral opaco como subproduto de transformação do piroxênio em anfibólio

(setas vermelhas); **c)** zircão incluído em mineral opaco (seta vermelha); **d)** zircão incluído em edenita (setas vermelhas); opacos incluídos em quartzo (seta azul).....101

Figura 4.22 - a) visão geral da textura heterogranular média a grossa do pulso 3; plagioclásio com zonação de crescimento (seta vermelha); alguns grãos de k-feldspato possuem pertitas; **b)** k-feldspato e plagioclásio levemente orientados, marcando a foliação; alguns grãos de k-feldspato possuem pertitas; grão de plagioclásio intersticial e euédrico; **c)** alanita zonada (seta vermelha) e titanita euédricas (seta azul); biotita com contatos retos; minerais opacos e titanita incluídos em anfibólio e alanita; **d)** titanita euédrica incluída em anfibólio (seta vermelha); alanita euédrica (seta azul); **e)** biotita e anfibólio em agregados máficos com contatos retos; biotita com inclusão de zircão (seta vermelha); anfibólio com inclusões de titanita (setas azuis); borda de anfibólio com alteração para anfibólio verde azulado (actinolita) (seta preta); **f)** zircão incluído em minerais opacos (setas vermelhas); titanita euédrica (seta azul).....104

Figura 4.23 - a) plagioclásio incluído em k-feldspato; zonação de crescimento no k-feldspato; titanita euédrica incluída (seta vermelha); **b)** plagioclásio euédrico e intersticial (setas vermelhas); k-feldspato com pertitas (setas azuis); observa-se os contatos lobados do quartzo e feição de extinção do tipo tabuleiro de xadrez; **c)** agregado máfico com biotita e anfibólio; biotita com contatos retos a esfriados; inclusão de titanita em anfibólio (seta amarela); k-feldspato com pertitas (setas azuis); **d)** titanita incluída em biotita (seta vermelha); feição de cloritização na biotita; magnetita subédrica a euédrica (setas azuis); **e)** biotita com inclusão de anfibólio e apatita; agregado de minerais máficos; **f)** biotita (seta vermelha), titanita (seta azul) e apatita (seta amarela) incluídas em anfibólio.....106

Figura 4.24 - a) e b) apatita euédrica com inclusão de titanita e zircão; magnetita com inclusão de zircão (setas vermelhas); **c)** titanita euédrica associada com minerais opacos e zircão (setas azuis); zircão incluído ou associado a minerais opacos (setas vermelhas).....107

Figura 4.25 - a) textura equigranular média dos quartzo sienitos tardios hipersolvus; **b)** k-feldspato orientado marcando foliação incipiente; **c)** k-feldspato com pertitas; **d)** filmes de exsolução de albita em torno dos grãos de k-feldspato; **e)** plagioclásio incluído e reabsorvido pelo k-feldspato; **f)** restos de hornblenda e biotita; **g)** titanitas euédricas e zircão (seta vermelha).....109

Figura 4.26 - a) textura fina a muito fina dos quartzo sienitos tardios subsolvus; **b)** k-feldspato com pertitas pouco desenvolvidas; **c)** microclínio com macla tartan; **d)** plagioclásio euédrico; **e)** grãos de plagioclásio intersticiais e incluídos em k-feldspato; quartzo intersticial e com extinção ondulante tipo tabuleiro de xadrez; **f)** restos de piroxênio, anfibólio e biotita anédricos a subédricos.....110

Figura 4.27 - a) e b) restos de piroxênio, anfibólio e biotita; **c) e d)** piroxênio euédrico e preservado; na letra 'c' óxido de ferro associado a piroxênio com forma anédrica; **e)** apatita e óxidos de ferro como minerais acessórios; **f)** óxido de ferro euédrico.....111

Figura 5.1- Diagrama TAS (Total-Alcali vs. Sílica). Modificado de Le Bas *et al.* (1986).....112

Figura 5.2 - Diagrama da relação alumina-álcalis-cálcio das rochas do Maciço Sienítico Piquiri com base nos parâmetros de Shand (1943).....113

Figura 5.3 - Distribuição das rochas do MSP no diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y de Pearce 1996.....113

Figura 5.4 - Distribuição das rochas do MSP no diagrama Zr/Ti vs. SiO₂ de Winchester & Floyd 1977.....114

- Figura 5.5** - Diagramas de variação de elementos maiores e menores (% óxido) usando SiO₂ como índice de diferenciação para as rochas do MSP.....115
- Figura 5.6** - Distribuição das amostras do MSP no diagrama R1R2 de De La Roche *et al.* (1980).....116
- Figura 5.7** - **a)** Diagrama de variação de mg# com SiO₂; **b)** variação da razão Zr/Hf com SiO₂; **c)** variação da razão Y/Ho com SiO₂.....118
- Figura 5.8** - Diagramas de variação de elementos traços usando SiO₂ como índice de diferenciação para as rochas do MSP.....119
- Figura 5.9** - Padrões de ETR das rochas do Pulso 1, Pulso 2 e quartzo sienitos tardios *subsolvus*, normalizados pelo condrito de Boynton (1984).....120
- Figura 5.10** - Padrões de ETR das rochas do Pulso 3 e quartzo sienitos tardios *hipersolvus*, normalizados pelo condrito de Boynton (1984).....121
- Figura 5.11** - Padrões de elementos incompatíveis das rochas dos pulsos 1, 2 e 3 normalizados pelos valores OIB de Sun & MacDonough (1989).....122
- Figura 5.12** - Padrões de elementos incompatíveis das amostras dos quartzo sienitos tardios *subsolvus* e *hipersolvus* normalizados pelos valores OIB de Sun & MacDonough (1989).....122
- Figura 5.13** - Padrões de elementos incompatíveis das amostras dos EMM e Pulso 1 normalizados pelos valores OIB de Sun & MacDonough (1989).....123
- Figura 5.14** - Distribuição das rochas do MSP no diagrama Zr/4 - 2Nb - Y sugerido por Meschede (1986) para discriminação geotectônica de basaltos . D = MORB - N e basaltos de arco vulcânico, C = toleitos intraplaca e basaltos de arco vulcânico, Al = basaltos alcalinos intraplaca, All = basaltos alcalinos e toleitos intraplaca.....123
- Figura 5.15** - Distribuição das rochas do MSP no diagrama Th-Hf-Ta-Zr-Nb sugerido por Wood (1980) para discriminação geotectônica de basaltos. IAT = basaltos toleíticos de arco de ilha, CAB = basaltos calcio-alcalinos, WPT = basaltos toleíticos intraplaca, WPA = basaltos alcalinos intraplaca.....124
- Figura 5.16** - Distribuição das rochas do MSP nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) para discriminação tectônica de granitos. VAG: granitos de arco vulcânico; ORG: granitos de cadeia oceânica; syn-COLG: granitos sin-colisionais; WPG: granitos intra-placa.....124
- Figura 5.17** - Distribuição das rochas do MSP nos diagramas de Müller *et al.* (1992) para classificação geotectônica de rochas potássicas. CAP - arco continental; PAP - arco pós-colisional; IOP - arcos oceânicos imaturos; LOP - arcos oceânicos maduros; WIP - intraplaca.....125
- Figura 5.18** - Variação da razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(t) com SiO₂ para as amostras dos pulsos 1, 2 e 3 do MSP.127
- Figura 5.19** - Variação da razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(t) com εNd_(t) nas amostras dos pulsos 1, 2 e 3 do MSP.....127
- Figura 5.20** - Diagrama da razão inicial isotópica de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd com ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr extraído e modificado de Stoppa *et al.* (2014). Retângulo em azul indica a área onde plotariam as amostras do MSP (sem recálculo da idade). Campo em cinza representa lamprófiros italianos. Simbologia em triângulo representa lamprófiros alcalinos do sul da Toscana. GLOSS: composição global dos sedimentos subductados; ITEM: manto italiano enriquecido; ALL: média dos calcários italianos; FOZO: composição

do manto anterior a orogênese alpina; EM1: manto enriquecido 1; Em2: manto enriquecido 2; DMM: manto depletado MORB; HIMU ($\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$).....128

Figura 5.21 - Diagrama da razão inicial isotópica de ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ com ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ das amostras de lamprófiros e riodacitos da região de Floresta Negra (Alemanha) para idades de 330 Ma, extraído e modificado de Hegner *et al.* (1998).....128

Figura 6.1 - Dados geocronológicos da amostra PQ 02, Pulso 1 do MSP. **a)** Diagrama concórdia com todos os pontos analisados com discordância inferior a 10%. Todos os spots têm 32 μm de diâmetro; azul = idade de cristalização; laranja= herança. **b)** Cristais de zircão com os respectivos números. As cores dos spots são marcadas conforme a disposição no gráfico.....134

Figura 6.2 - Dados geocronológicos da amostra PQF-24G, Pulso 2 do MSP. **a)** Diagrama concórdia com todos os pontos analisados com discordância < 10%. Todos os spots têm 32 μm de diâmetro; azul = idade de cristalização magmática; laranja= herança (com discordância de 29%). **b)** Cristais de zircão com os respectivos números. As cores dos spots são marcadas conforme a disposição no gráfico....136

Figura 6.3 - Dados geocronológicos da amostra PQ-99A, Pulso 3 do MSP. **a)** Diagrama concórdia com todos os pontos analisados com discordância inferior a 10%. Todos os spots têm 32 μm de diâmetro; azul = idade de cristalização; laranja= herança. **b)** Cristais de zircão com os respectivos números. As cores dos spots são marcadas conforme a disposição no gráfico.....137

Figura 6.4 - Dados geocronológicos da amostra C-133F, Pulso 3 do MSP. **a)** Diagrama concórdia com todos os pontos analisados com discordância inferior a 10%. Todos os spots têm 32 μm de diâmetro; azul = idade de cristalização; laranja= herança. **b)** Cristais de zircão com os respectivos números. As cores dos spots são marcadas conforme a disposição no gráfico.....139

Figura 7.1- Diagrama temperatura de cristalização do Zr versus teores de Zr em ppm para as amostras do MSP com teores de SiO_2 acima de 67%peso.....148

Figura 7.2 - Bloco diagrama representando curva de liberação onde uma falha dextral se curva para a direita. As direções representadas são orientadas de acordo com a direção real da Zona de Cisalhamento posicionada próxima ao Maciço Sienítico Piquiri e direção de faturamento onde a apófise sienítica intrude.....155

Figura 7.3 - Distribuição das amostras do MSP no diagrama de classificação geotectônico de Müller *et al.* (1992).....160

Figura 7.4 - Padrões de elementos incompatíveis das amostras dos quartzos sieníticos tardios *subsolvus* e *hipersolvus*, normalizados pelos valores ORG de Pearce *et al.* (1984).....163

Figura 8.1 A e B - Bloco diagrama da história evolutiva de geração dos magmas do Maciço Sienítico Piquiri. **A)** geração dos magmas ultrapotássicos do Pulso 1 e lamprófirico no manto venulado, anterior a 609 Ma. **B)** rápida ascensão dos magmas ultrapotássicos do Pulso 1 e lamprófirico, com posicionamento em zona transtrativa e cristalização em ca. 609 Ma. Geração do magma shoshonítico do Pulso 2.....174

Figura 8.1 C e D - Bloco diagrama da história evolutiva de geração dos magmas do Maciço Sienítico Piquiri. **C)** posicionamento do magma shoshonítico do Pulso 2 em zona transtrativa, intrudindo as rochas do Pulso 1. Cristalização em ca. 603 Ma. **D)** posicionamento do magma shoshonítico do Pulso 3 através de zonas de falhas, intrudindo as rochas dos pulsos 2 e 1. Cristalização em ca. 588 a 583 Ma.....175

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1 - Resultados do cálculo da Norma CIPW para todos os termos do Maciço Sienítico Piquiri. Valores calculados para as médias, assumindo que a relação $Fe^{+3} / Fe^{+2} = 0,15$	117
Tabela 5.2 - Resultado das análises isotópicas de Rb/Sr e Sm/Nd.....	126
Tabela 6.1 - Dados de U-Pb (LA-MC-ICP-MS) usados para cálculo de idade U-Pb do MSP.....	131
Tabela 7.1 - Tabela com parâmetros de Watson & Harrison (1983) para cálculo das temperaturas de saturação do zircão em graus (TZr °C) centígrados e em graus Kelvin (TZr °K) nas rochas com mais de 67% peso de sílica. M, D e as concentrações de Zr em ppm são os parâmetros utilizados pelos autores referidos. azul = hipersolvus, rosa = subsolvus.....	147
Tabela 7.2 - Tabela com as razões propostas por Weaver (1991) para a caracterização de fontes magmáticas mantélicas, calculadas para as rochas menos diferenciadas do Pulso 1 e dos EMM ($SiO_2 < 60\%$ peso).....	168

LISTA DE QUADRO

Quadro 5.1 - Quadro de dados comparativos de rochas shoshoníticas no Brasil e Uruguai.....	134
--	-----

LISTA DE ANEXO

Anexo I - Dados analíticos de elementos maiores (wt%) e elementos traços (ppm) das rochas do Maciço Sienítico Piquiri.....	202
--	-----

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO.....	13
1.1. Considerações Iniciais.....	13
1.2 Localização e Acessos.....	14
1.3 Objetivos.....	14
1.4 Exemplos de Rochas Alcalinas Potássicas e Ultrapotássicas Sieníticas no Brasil.....	15
1.4.1 Introdução.....	15
1.4.2 Rochas Alcalinas Potássicas e Ultrapotássicas Sieníticas no Brasil.....	17
1.5 - Breve Histórico do Maciço Sienítico Piquiri.....	23
CAPÍTULO 2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	38
2.1 Mapeamento Geológico e Estrutural.....	38
2.2 Análises Petrográficas e Microestruturais.....	39
2.2.1 Contagem Modal.....	39
2.3 Geoquímica de Rocha Total para Elementos Maiores e Traços.....	40
2.4 Geocronologia U-Pb em Zircão por LA-MC-ICP-MS.....	40
2.4.1 Separação Mineral.....	41
2.4.2 Catação Manual e Montagem das Pastilhas em Resina.....	41
2.4.3 Imageamento das Seções Polidas em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).....	41
2.4.4 Datações U-Pb em Zircão via LA-MC-ICP-MS.....	42
2.5 Geoquímica Isotópica Rb-Sr e Sm-Nd em Rocha Total.....	42
CAPÍTULO 3 – GEOLOGIA E ESTRUTURA DA REGIÃO DE ENCRUZILHADA DO SUL.....	44
3.1 Contexto Geológico Regional.....	44
3.2 Caracterização das Unidades Estratigráficas da Região de Encruzilhada do Sul.....	47
3.2.1 Complexo Várzea do Capivarita.....	48
3.2.2 Anortosito Capivarita.....	49
3.2.3 Complexo Metamórfico Porongos.....	50
3.2.4 Granito Butiá.....	52
3.2.5 Maciço Sienítico Piquiri.....	52
3.2.6 Pluton Arroio do Silva.....	53
3.2.7 Granito Encruzilhada.....	54
3.2.7 Bacia do Camaquã.....	55
CAPÍTULO 4 – GEOLOGIA DO MACIÇO SIENÍTICO PIQUIRI.....	58
4.1 Mapa Geológico Atualizado.....	58
4.2 Caracterização Litológica e Estrutural.....	60
4.2.1 Pulso 1.....	60
4.2.2 Pulso 2.....	67
4.2.3 Pulso 3.....	74
4.3 Significado das Estruturas Primárias.....	77

4.4 Metamorfismo de Contato e Pendentes de Teto.....	82
4.5 Intrusão do Granito Encruzilhada.....	83
4.6 Aspectos Petrográficos e Microestruturais.....	84
4.6.1 Enclaves microgranulares máficos (EMM).....	84
4.6.2 Pulso 1.....	86
4.6.3 Pulso 2.....	95
4.6.4 Pulso 3.....	102
4.6.5 Quartzo Sienitos Tardios.....	107
CAPÍTULO 5 – GEOQUÍMICA ELEMENTAL E ISOTÓPICA.....	112
5.1 Geoquímica dos Elementos Maiores e Traços.....	112
5.2 Geoquímica Isotópica de Sr e Nd em Rocha Total.....	126
CAPÍTULO 6 – GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO.....	131
6.1 Amostras e Resultados.....	131
6.2 Interpretação dos Dados Geocronológicos.....	140
CAPÍTULO 7 – CONSTRUÇÃO E POSICIONAMENTO DO MACIÇO SIENÍTICO PIQUIRI.....	141
7.1 Estratigrafia interna do MSP.....	141
7.2 Aspectos Petrológicos dos Magmas.....	143
7.3 Profundidade de Posicionamento, Velocidade de Ascensão, Tempo de Residência na Fonte ..	148
7.4 Condições de Posicionamento.....	151
7.5- Fontes do Magmatismo.....	157
7.5.1 EMM.....	157
7.5.2. Pulso 1.....	158
7.5.3 Pulsos 2 e 3.....	160
7.5.4 Quartzo Sienitos Tardios.....	161
7.5.5 Relações Entre Pulsos.....	163
7.5.6 Fontes dos Magmas.....	164
7.5.7 Correlação com Rochas Shoshoníticas do Escudo Sul-rio-grandense e extrato temporal do magmatismo shoshonítico no sul do Brasil.....	169
CAPÍTULO 8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	171
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	176

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1. Considerações Iniciais

Este trabalho foi impulsionado pelo interesse em reunir o conhecimento existente e publicado desde a década de 60 sobre o Maciço Sienítico Piquiri (MSP) e mesclar com um levantamento de dados e conhecimento recente, transformando esta mistura num volume único em forma de tese. Sendo assim, este trabalho tomou uma dimensão que atravessa a evolução do pensamento ao longo de 6 décadas e foi formando, com base no antigo, um novo saber.

Os estudos existentes pareciam ser, de certa forma e até onde a ciência permite, pontuais ou voltados para alvos e interesses específicos acerca do MSP. Os artigos que foram publicados inicialmente, entre as décadas de 1960 e 1980, representaram as primeiras descrições do sienito e eram focados mais, de acordo com a época, em observações de campo e descrições petrográficas, que deram impulso para o início do conhecimento. No início dos anos 2000, os artigos publicados mostraram interesse na petrogênese com ênfase na relação dos enclaves lamprofíricos contidos no MSP. Em meados da década de 2000 desenvolveram-se trabalhos de mapeamento e de conclusão do curso de geologia da UFRGS, que melhoraram as descrições de fácies do corpo e seus contatos com encaixantes, partindo também para a utilização de técnicas geofísicas. O Maciço Sienítico Piquiri constitui um exemplo de rara importância por sua diversidade litológica, por suas complexas relações estruturais internas, pela íntima associação espacial de magmas lamprofíricos, shoshoníticos e ultrapotássicos, e por ter algumas de suas fontes magmáticas em grandes profundidades, provavelmente superiores a 150 km.

O estudo aqui desenvolvido visa obter uma visão geral, integrando os dados existentes e os obtidos durante este trabalho numa abordagem petrológica, geoquímica e geocronológica sobre o MSP, fornecendo dados que signifiquem um avanço no conhecimento da geologia do sul do Brasil e um acréscimo ao conhecimento da gênese e evolução do magmatismo sienítico shoshonítico e ultrapotássico, bem como de sua associação com magmas lamprofíricos.

Cabe ressaltar que além deste trabalho contribuir dentro do âmbito acadêmico e científico também pode vir a ser uma fonte de consulta para a indústria de rochas ornamentais, estabelecida há décadas na região do Maciço Sienítico Piquiri, e que

enfrenta ao longo destes anos de atividade sempre a mesma problemática em relação à heterogeneidade desta rocha.

1.2 Localização e Acessos

A área de estudo situa-se na porção central do Escudo Sul-rio-grandense, entre as localidades de Cachoeira do Sul e Encruzilhada do Sul, ambas situadas a oeste de Porto Alegre. O principal acesso é feito pela BR-290 (Fig. 1.1) até Pântano Grande, onde se acessa a BR-471 até a cidade base de Encruzilhada do Sul. Partindo de Porto Alegre até Encruzilhada do Sul são 170km.

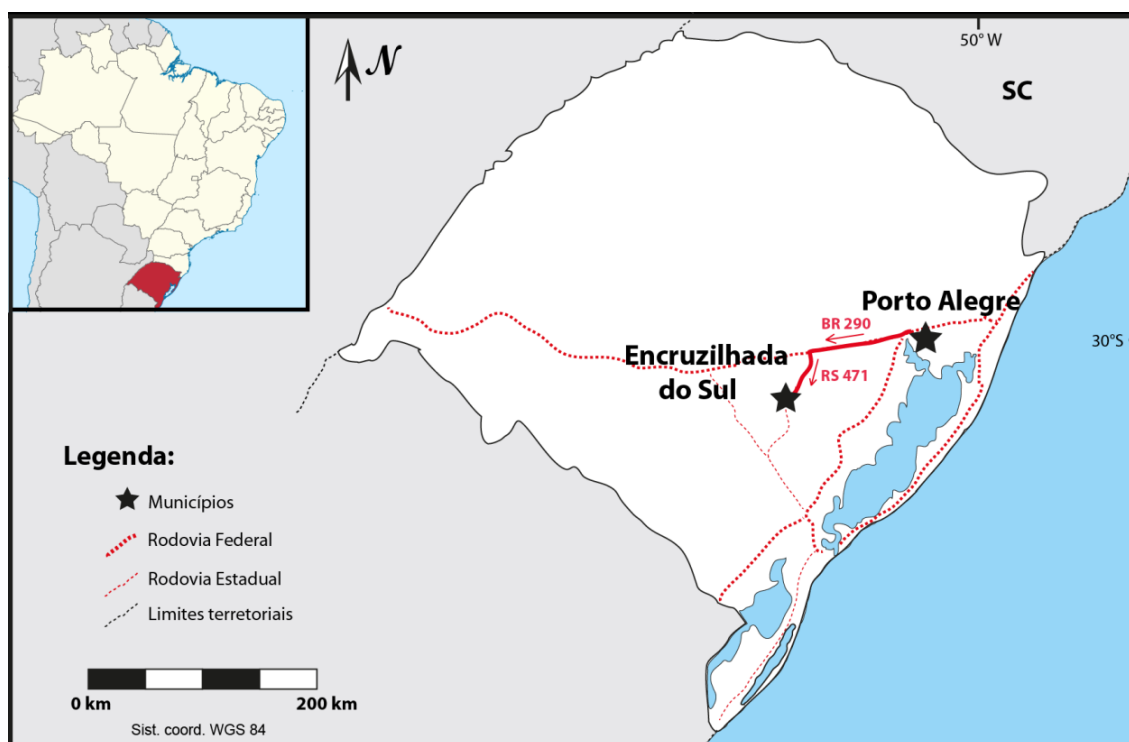


Figura 0.1.1 - Mapa de localização e acessos da área estudada.

1.3 Objetivos

O trabalho visa o estudo do Maciço Sienítico Piquiri de forma a aprofundar o conhecimento de sua gênese e evolução. A investigação é realizada por meio de uma abordagem integrada de técnicas e tratamento de dados com o intuito de comparar e testar critérios conhecidos ou elaborados ao longo do desenvolvimento do trabalho. Os resultados permitem a construção de modelo de evolução

magmática incluindo fontes, composição, processos, aspectos estruturais, idade de formação e posicionamento do MSP.

O mapeamento geológico de detalhe do corpo sienítico constitui o objetivo inicial do trabalho, visando a individualização dos litotipos do corpo e suas relações de contato com as rochas encaixantes, bem como a relação de posicionamento do MSP com o evento transpressivo representado na região pelas unidades que fazem parte do Bloco Encruzilhada. O produto direto é a geração de um mapa geológico atualizado e detalhado do MSP.

O segundo objetivo é a interpretação petrológica, petrográfica, geoquímica e geocronológica, desenvolvendo discussões e interpretações petrogenéticas e geotectônicas sobre o Maciço Sienítico Piquiri, contribuindo assim com a evolução do conhecimento geológico desta região e do tema abordado.

1.4 Exemplos de Rochas Alcalinas Potássicas e Ultrapotássicas Sieníticas no Brasil

1.4.1 Introdução

Suites alcalinas potássicas e ultrapotássicas saturadas em sílica são frequentemente associadas com a série shoshonítica em ambientes intra-placa, arco de ilhas, margem continental ativa e pós-colisional (Muller *et al.* 1992). Para muitos autores o magmatismo ultrapotássico possui características específicas, herdadas do processo de fertilização do manto. Foley & Wheller (1990) afirmam que a fusão da litosfera durante a subducção gera a modificação e enriquecimento do manto em elementos litófilos (LILE) e elementos terras raras (ETR).

Os magmas alcalinos, considerados anorogênicos, são frequentes em ambiente intraplaca e associados a processos extensionais; exibem elevadas concentrações de HFSE, e moderados a baixos valores de LILE (Whalen *et al.* 1987, Bonin 1996). Nardi & Bitencourt (2009) sugerem uma classificação para rochas graníticas tipo-A com base em 4 critérios, sendo necessário que se cumpra pelo menos um deles: i) associadas geneticamente com rochas magmáticas de afinidade alcalina sódica ou alcalina ultrapotássica; ii) valores de rocha total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) maior que 9% peso e $\text{FeO}_T/(\text{FeO}_T + \text{MgO})$ maior que 0,9; (iii) composição peralcalina; (iv) $(10^4 \cdot \text{Ga}) / \text{Al} > 2,6$ e $\text{Ce} + \text{Y} + \text{Nb} + \text{Zr} > 340$ ppm, os valores devem cair no campo intra-placa no diagrama $(\text{Nb} + \text{Y})$ versus Rb. Para os autores, as rochas graníticas do tipo-A presentes no sul do Brasil representam um magmatismo,

predominantemente, dos estágios finais do pós-colisional, com idades neoproterozoicas; sucedendo ocorrências de magmatismos sub-alcálico de médio a alto-K e associações shoshoníticas. Segundo os mesmos autores, estas rochas se posicionariam dentro de grandes zonas de cisalhamento ou em sequências vulcano-sedimentares formadas em bacias de *strike-slip*. Os autores sugerem que a coexistência dos magmas graníticos tipo-A com magmas máficos, de mesma afinidade geoquímica, bem como o comportamento dos elementos traços e isótopos, indicariam uma forte contribuição de fontes OIB-EM1 na geração destes magmas. Os magmas graníticos tipo-A derivariam de magmas mantélicos básicos a intermediários, em geral por processo de cristalização fracionada, e em alguns casos com contaminação crustal.

Nas últimas décadas foram estudadas várias ocorrências de magmas alcalinos gerados em ambientes relacionados a fontes modificadas por subducção prévia (Thompson & Fowler 1986, Leat *et al.* 1988, Nardi & Bonin 1991, Plá Cid *et al.* 2002). Esses mesmos autores discutem que os magmas gerados nestes ambientes diferem dos magmas alcalinos intra-placa anorogênicos e pós-orogênicos por serem depletados em HFSE e enriquecidos em LILE e ETRL.

Lima & Nardi (1997) definem a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS) como um conjunto de rochas evoluídas por cristalização fracionada a partir de magmas basálticos de afinidade shoshonítica. Os mesmos autores sugerem que os magmas que resultaram na ASLS seriam relacionados a fontes mantélicas previamente modificadas pela desidratação/fusão de placa subductada, apresentando enriquecimento em LILE e ETRL. Para Lima & Nardi (1997) as razões isotópicas de Sr e Nd da ASLS também refletiriam fonte de manto enriquecido com baixa taxa de fusão.

Conforme Thompson & Fowler (1986), Leat *et al.* (1988), Nardi & Bonin (1991), Plá Cid *et al.* (2002) e Lima & Nardi (1997) os magmas alcalinos relacionados a fonte afetadas por subducção prévia diferem dos alcalinos intra-placa, anorogênicos e pós-orogênicos por serem depletados em HFSE e enriquecidos em LILE e ETRL. Desta forma, os magmas alcalinos relacionados a fonte mantélica metassomatizada por subducção anterior são caracteristicamente potássicos da série shoshonítica e potássica-ultrapotássica, enquanto os magmas intra-placa anorogênicos são predominantemente sódicos.

1.4.2 Rochas Alcalinas Potássicas e Ultrapotássicas Sieníticas no Brasil

Rochas sieníticas de afinidade shoshonítica e ultrapotássica relacionadas a eventos pós-colisionais têm sido estudadas no Brasil e representam uma importante contribuição para o entendimento dos eventos paleoproterozoicos e neoproterozoicos nesta região. A maior parte das rochas descritas na bibliografia, que se enquadram nesta classificação, são interpretadas como evoluídas de magmas máficos de fusão mantélica, com pouquíssima contribuição crustal, e suas idades são próximas às dos estágios finais de eventos colisionais. São rochas relativamente raras, quando comparadas a outros tipos de rochas crustais. No Brasil, são reconhecidas e estudadas algumas ocorrências localizadas, principalmente, na Bahia, relacionadas ao Cráton São Francisco onde, segundo Conceição *et al.* (2000) se situa a maior província sienítica do mundo, com idades paleoproterozoicas a neoproterozoicas. No Rio Grande do Sul, são reconhecidos o MSP, o Pluton Arroio do Silva (Padilha *et al.*, *em prep.*) e o Sienito Arroio das Palmas todos de idade neoproterozoica.

Conceição *et al.* (1997, 2000), estudou o Maciço Sienítico de Santanópolis (MSS) - BA, que é uma ocorrência de sienitos alcalinos potássicos pertencentes ao Cinturão Móvel Salvador-Curaçá, situados no leste da Bahia e relacionados ao Cráton São Francisco, com idade Rb-Sr de 2.084 ± 138 Ma. Conforme os autores, este maciço tem duas fácies reconhecidas; uma fácies heterogranular, composta por sienitos faneríticos finos ricos em máficos, interpretada como borda de resfriamento, e outra fácies porfirítica composta por sienitos faneríticos médios a localmente grossos, com presença de enclaves máficos microgranulares de composição sienítica meso a melanocráticos. As duas fácies apresentam foliação de fluxo e estruturas de deformação dúctil tardia (*subsolidus*), marcada por recristalização e orientação de quartzo e feldspato alcalino, interpretadas como indicativas de intrusão sintectônica a uma zona de cisalhamento transcorrente pós-colisional. São rochas de caráter metaluminoso, com assinaturas geoquímicas que lembram a da série shoshonítica definida por Morrison (1980), com valores de K crescentes com a diferenciação, ausência de enriquecimento de Fe, baixos conteúdos de titânio e a presença de hipestênio normativo. No entanto, Conceição *et al.* (1997) ressaltam que a ausência de plagioclásio, a paragênese precoce de alta pressão (piroxênio e mica), os valores moderados de Al (14-16%) e os conteúdos mais elevados de Ba, Sr e ETRL fazem com que não seja compatível com a série shoshonítica clássica.

Para Conceição *et al.* (1997, 2000) essas variações geoquímicas que sugerem o não enquadramento das rochas do MSS na série shoshonítica clássica podem ser explicadas pelo fato de que o perfil shoshonítico pode ser associado aos termos mais diferenciados das suítes ultrapotássicas (Edwards *et al.* 1991), sendo explicada esta transição de rochas ultrapotássicas a shoshoníticas como o resultado da paragênese fracionada (Rosa *et al.* 1995) ou por processo de contaminação crustal (Zhao *et al.* 1995). A variação de rochas ultrapotássicas-shoshoníticas pode ser entendida também, segundo Conceição *et al.* (1997), pelas diferentes condições físicas em que se geram estes magmas, assim como a relação de coexistência com magmas básicos ricos em fluidos (lamprofíricos) que envolveria um processo complexo de mistura entre líquidos tardios e a fração cumulática (cf. Leat *et al.* 1988, Conceição *et al.* 1995). Conceição *et al.* (1997, 2000) sugerem que os magmas sieníticos do MSS foram gerados por fusão de um manto enriquecido em potássio e elementos incompatíveis, como produto de metassomatismo de um manto lherzolítico ou peridotítico, que resultou em um manto mica-piroxenítico.

Outra ocorrência de rochas magmáticas alcalino-potássicas denominadas de Maciço do Estreito (ME), pertencente ao Cinturão Móvel Urandi-Paratinga (CMUP), todos inseridos no Cráton São Francisco de idade paleoproterozoica, situado na região oeste do estado da Bahia, foi estudada por Santos *et al.* (2000). O ME pertence a uma das 3 unidades reconhecidas no CMUP, denominado de Batólito Guanambi, que comporta dois conjuntos de intrusões, separados por Rosa *et al.* (1996) em intrusões múltiplas e intrusões tardias, sendo esta última formada pelos maciços Cara Suja, Ceraíma e Estreito. Rosa *et al.* (1996) descreve que o Batólito Guanambi possui estrutura de fluxo magmático, com ausência de deformação, propondo que o posicionamento do batólito se deu em ambiente passivo, tipo sistema *pull-apart*. O ME representa uma intrusão tardia, composta por rochas sieníticas, monzoníticas e graníticas, dividida em duas fácies: uma fanerítica, menos evoluída, e uma porfirítica, mais evoluída. A idade pelo método Pb-Pb é de 2041 ± 2 Ma. Os dados geoquímicos sugerem afinidade alcalino-potássica, metaluminosa, com enriquecimento em elementos LILE (Ba, Sr e K), P_2O_5 e ETRL, e baixos valores de Ti, Nb e Y. Os dados isotópicos com valores de ϵ_{Nd} -10 e razões de Sr_i 0,704 e 0,707 indicam fonte enriquecida, com provável metassomatização mantélica. As anomalias negativas de Ti e Nb são descritas como típicas de ambientes orogênicos associados a zona de subducção (cf. Ringwood 1982, 1990). Santos *et al.* (2000) comparam o ME com os sienitos do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (CMSC) (leste

da Bahia) em relação ao magma parental, definindo que enquanto o ME indica fracionamento de plagioclásio com possível correlação das rochas a um magma basáltico potássico, o CMSC, que não possui plagioclásio, é correlacionado a magma máfico ultrapotássico.

O Pluton Sienítico Morro do Afonso (PSMA), estudado por Rios *et al.* (2007), também pertence ao Cráton São Francisco. Localizado na região leste da Bahia, faz parte de uma das ocorrências alcalino-potássicas, paleoproterozoicas do Núcleo Serrinha. O PSMA é descrito como uma suíte bimodal de rochas sieníticas e lamprofíricas, constituída de feldspato alcalino sienito a feldspato alcalino granito, com xenólitos e diques lamprofíricos. A estrutura predominante é uma foliação magmática distribuída de forma concêntrica, sem presença de deformação, sugerindo posicionamento em ambiente pós-tectônico. Os dados geoquímicos indicam rochas da série alcalina subsaturada a supersaturada em sílica, metaluminosas, classificadas segundo Foley *et al.* (1987) como rochas potássicas-ultrapotássicas, enriquecidas em LILE (Ba, Sr e Rb), P₂O₅ e ETRL e depletados em HFSE (Nb, Y e Hf), típicos de rochas geradas por fusão de um manto metassomatizado por subducção prévia (cf. Pearce & Cann 1973; Pearce & Norry 1979; Green 1980). Rios *et al.* (2007) descrevem que os conteúdos de Cr e Ni não são típicos de magmas em equilíbrio com fontes peridotíticas e harzburgíticas normais e sim com fontes de fusão potássica primitiva. As rochas lamprofíricas, com mais alto conteúdo de MgO, K₂O e razão K₂O/Na₂O maior que 2, apontam para composição ultrapotássica do líquido parental. Os mesmos autores sugerem que os sienitos são produto de fracionamento mineral (clinopiroxênio e anfibólio) dos lamprófiros.

O Maciço Cara Suja (MCS) é outra ocorrência sienítica relacionada ao Cráton São Francisco. Pertence ao Batólito Guanambi, região oeste da Bahia, com idade paleoproterozoica. Segundo Paim *et al.* (2002) o MCS é composto por sienitos de granulação grossa divididos em 3 fácies (sienito leucocrático, sienito mesocrático e granito hololeucocrático), com proporção menor de rochas máficas associadas (autólitos e EMM), com evidências de *mingling* com os sienitos, sugerindo líquidos co-magmáticos e, por fim, diques de lamprófiros e rocha híbrida que cortam o MCS e encaixantes. A todo este conjunto de rochas é atribuída afinidade alcalina potássica-ultrapotássica e caráter metaluminoso, com assinatura dos elementos traços, enriquecidos em LILE e ETRL e empobrecidos em HFSE, indicando magmas produzidos por fusão parcial de manto modificado por subducção. Paim *et al.* (2002)

sugerem que o magma parental ricos em K estaria representado nas rochas máficas (lamprófiros e EMM). Esse magma parental teria evoluído para magmas mais diferenciados por processo dominado por cristalização fracionada. Os mesmos autores descrevem a estrutura do MCS como uma foliação de fluxo magmática, sem evidências de deformação pós-cristalização e sua forma elipsoidal indicaria posicionamento em ambiente extensional.

Plá Cid *et al.* (2012) estudaram os lamprófiros potássicos Gameleira, associados com o Monzonito Gameleira. Essa associação pertence ao magmatismo alcalino paleoproterozoico do Núcleo Serrinha – Cráton São Francisco. Descrevem evidências de *mingling* entre os enclaves lamprófiricos e o monzonito. Segundo os autores os Lamprófiros Gameleira são rochas alcalinas saturadas em sílica, com assinatura potássica. Os dados geoquímicos apontam que o magma primário possui alto conteúdo de MgO e Cr e, associados a valores elevados de Al, K, P, Ba, Ni e ETRL, indicam uma fonte de manto metassomatizado (sem olivina), enriquecido em anfibólio, clinopiroxênio e apatita. Plá Cid *et al.* (2012) comparam esta paragênese com a dos lamprófiros ultrapotássicos do Pluton Sienítico Morro do Afonso (PSMA), contemporâneo no Núcleo Serrinha, e concluem que a fonte para o magma do PSMA seria um manto rico em clinopiroxênio, flogopita e apatita. Os mesmos autores comentam que as evidências na variação das paragêneses minerais nas fontes, contribui para o entendimento da heterogeneidade do manto e evolução tectônica da região. Plá Cid *et al.* (2012) enfatiza que os corpos alcalinos paleoproterozóicos do Cráton São Francisco estudados até o momento, apontam para fontes mantélicas metassomatizadas, com dados geoquímicos indicando enriquecimento em LILE, P₂O₅ e ETRL, e empobrecidos em HFSE, todos sugerindo ambiente de geração tardi-a pós-colisional.

Plá Cid *et al.* (2012) explicam que o enriquecimento em ETRL e a forte relação de fracionamento dos ETRs nos Lamprófiros Gameleira, são típicos de rochas ultrapótássicas tipo lamproítos de ambiente intra-placa e magmas lamprófiricos tipo minete de ambiente pós-colisional (cf Foley 1992; Gibson *et al.* 1992). Para os autores, neste caso, a geração dos lamproítos e lamprófiros podem ser correlacionados com processos metassomáticos da fonte e não necessariamente com o ambiente tectônico.

Plá Cid *et al.* (1999) realizaram estudo petrogenético de duas suítes sieníticas, Casa Nova e Engraçadinha, de idade neoproterozoica, relacionadas aos estágios finais da colisão Brasileira ao longo da borda norte de cisalhamento do

Cráton São Francisco. Descrevem a Suíte Casa Nova composta por feldspato alcalino sienito, subordinadamente feldspato alcalino granito, com ocorrência discreta de pulsos intrusivos de diopsídio sienito, sienito máfico mesocrático ou melanocrático e sienito leucocrático; e a Suíte Engraçadinha, composta por feldspato alcalino sienito, feldspato alcalino quartzo sienito e feldspato alcalino granito. As duas suítes são descritas com foliação de fluxo preservada, paralela à foliação regional Brasileira, podendo variar para porções com estrutura isótropa, com ausência de deformação, sugerindo posicionamento tardi-a pós-tectônico. Segundo os autores, são rochas com características ultrapotássicas, com enriquecimento de elementos LILE e ETRL, fracionamento de ETRs e empobrecidos nos HFSE, similares ao grupo orogênico ultrapotássico III de Foley *et al.* (1987) e de suítes típicas de arco moderno (Ayer & Davis, 1997; Ayer, 1998). Baseados nas relações dos elementos traços sugerem para a Suíte Casa Nova que a evolução do diopsídio sienito para o sienito leucocrático se deu por fracionamento mineral, assim como do sienito para o granito na Suíte Engraçadinha. O sienito melanocrático da Suíte Casa Nova seria uma fácies cumulática do sienito leucocrático, originado por processo de acumulação de piroxênio por fluxo. Comentam que este processo foi descrito, similarmente, para os maciços Cara Suja (Paim 1998) e Ceraíma (Leahy 1997). Plá Cid *et al.* (1999) sugerem para os magmas sieníticos posicionamento em mesozona e processo de evolução magmática controlado por cristalização fracionada, gerando as rochas cumuláticas em níveis de pressão crustal. Para as fases minerais precoces sugerem formação no limite manto/crosta (catazona).

Carvalho & Janasi (2012) estudaram o Sienito Pedra Branca (SPB), um plúton de idade neoproterozoica (610 Ma) posicionado na borda sudoeste do Cráton São Francisco, intrusivo na Nappe Socorro-Guaxupé. O SPB é descrito pelos autores como um corpo de forma elipsoidal, com foliação magmática que acompanha os contornos do corpo com as encaixantes, marcada pela orientação de feldspato alcalino tabular. Janasi (1993) interpreta o posicionamento do SPB como pós-colisional com base nos dados de idade em 610 MA, forma elipsoidal do pluton e foliação magmática preservada. Carvalho *et al.* (2014) descrevem estruturação zonada para o SPB, separada por fácies, cujas duas unidades principais são: uma borda composta por sienitos mesocráticos saturados em sílica e peralcalinos (LSS – laminated silica-saturated syenite), intrudido por quartzo sienitos super-saturados em sílica metaluminosos (LSO – laminated sílica-oversaturated syenite) de textura média a grossa, que compõem o núcleo do corpo. Os mesmos autores descrevem

outras duas fácies de menor volume: uma de ocorrência na área central, chamada de CSO (center silica-oversaturated syenite) composta por quartzo sienitos fino a médio; e outra que ocorre por fora da borda LSS, chamada de ESO (external silica-oversaturated syenite), representados por quartzo sienito médio com tendência mesocrática. Carvalho & Janasi (2012) descrevem que o contato entre as duas unidades principais (LSS e LSO) é nítido e em ângulo com a foliação magmática. A presença de enclaves também foi descrita, sendo mais comum a ocorrência de enclaves cumuláticos máficos a ultramáficos, interpretados pelos autores como o resultado de retrabalhamento pelo fluxo magmático de bandas cumuláticas, compostas por clinopiroxênio, mica, apatita, titanita e óxidos de ferro e titânio. Em menor quantidade, foram descritos enclaves microgranulares máficos compostos de sienitos a dioritos, com ocorrência restrita da fácies LSO. Como líquidos finais, descrevem diques pegmatíticos de composição entre sienito e quartzo sienito com contatos retilíneos, variando localmente a sinuoso, o que indicaria intrusão em porções com resfriamento incompleto. Ainda são descritos, pelos mesmos autores, brechas magmáticas formadas pela intrusão tardia de sienito na fácies de borda LSS. Para Carvalho & Janasi (2012) a fácies LSS é atribuída à série ultrapotássica, enquanto a fácies LSO à série shoshonítica. Todas as unidades sieníticas compartilham a assinatura geoquímica, com alto conteúdo de LILE (Ba e Sr), P_2O_5 e ETRL e empobrecimento de HFSE, com anomalia negativa de Nb e Ta. Os dados isotópicos ($^{87}Sr/^{86}Sr(t) = 0.7077$ a 0.7078 ; $\epsilon Nd(t) \approx -8$; $^{206}Pb/^{204}Pb = 17.2-17.3$) associados com a alta razão ETRL/HFSE, levam os autores a sugerir que o magma parental foi gerado em porções enriquecidas do manto litosférico afetado por subducção anterior. Sugerem também que a diferença do magma LSO para o magma LSS (mais oxidado) vem da relação de interação do LSO com enclaves dioríticos ricos em plagioclásio, em profundidade. Embora a cristalização fracionada possa indicar uma etapa de diferenciação do magma, como sugerido pela presença de bandas máfica-ultramáfica interpretadas como cumuláticas, que posteriormente foram rompidas formando os enclaves, os autores sugerem que outros processos de evolução do magma estiveram presentes, como mistura e assimilação do magma diorítico.

1.5 - Breve Histórico do Maciço Sienítico Piquiri

O Maciço Sienítico Piquiri (MSP) foi descrito pela primeira vez na literatura geológica por Picada (1963, *in* Tessari & Picada 1966), como um corpo de rocha sienítica com estrutura bandada, denominando-o de Sienito Gnáissico Piquiri. Foi descrito composto por um corpo maior (atual MSP) na região do Piquiri e corpos menores a norte e nordeste da cidade de Encruzilhada do Sul (atual Pluton Arroio do Silva - Padilha *et al.*, 2019). Picada (1963) menciona que a porção sudoeste do corpo maior foi descrita por Leinz (1945) como rocha andesítica (Andesito Piquiri). Segundo Picada (1963), o Sienito Gnáissico Piquiri seria uma rocha ígnea metamorfizada, pertencente ao Grupo Porongos, que por sua vez é descrito como rochas metamórficas pré-cambrianas do RS. Segundo o mesmo autor, o Sienito Gnáissico Piquiri teria se originado por processos de migmatização a partir de rochas metamórficas. Descreve como principais características de campo a cor pardo-avermelhada ou pardo-chocolate e o feldspato alcalino orientado paralelamente ao bandamento. O sienito teria contato tectônico na região norte, com xistos e quartzitos, que apresentariam localmente estrutura gnáissica. Nessa mesma região foi descrito concentração de enclaves arredondados a tabulares no sienito. A leste e sudoeste o contato do sienito seria por falhas com xistos, quartzitos, conglomerados e arenitos. Ao sul, o contato seria com o Complexo Granítico Encruzilhada, onde as rochas graníticas recortam as sieníticas. A oeste o contato seria com gnaisses e migmatitos, de forma aparentemente concordante, localmente por falhas.

Picada (1966) volta a estudar o sienito, classificando-o como uma rocha lamboanítica. Descreve outras ocorrências de rochas lamboaníticas na região, todas pertencentes a um complexo composto por vários maciços intrusivos em rochas metamórficas epizonais, mesozonais e catazonais. O autor denomina o anteriormente chamado de Sienito Gnáissico Piquiri, de Maciço Lamboanítico Piquiri. Interpreta uma evolução conjunta para os termos ditos lamboaníticos da região e as rochas graníticas em contato na região sul, denominadas de Maciço Granítico Encruzilhada. Picada (1966) acredita que o Maciço Lamboanítico Piquiri seria uma variação de borda do Maciço Granítico Encruzilhada, cujas rochas seriam produto de metassomatismo com homogeneização química de potássio sobre sequência sedimentar argilosa impura. Descreve como características macroscópicas uma estrutura planar marcada por feldspato alcalino orientados, as cores pardacentas

avermelhadas a pardacentas escuras, tamanho de grão médio a grosso e o predomínio de feldspato alcalino e hornblenda. Comenta a presença de termos graníticos intimamente associados ao lamboanito e enclaves máficos, e destaca que a textura é difícil de enquadrar dentro dos tipos comuns, tendendo a uma textura granoblástica.

Anos depois, foi publicado um estudo sobre o sienito por Jost *et al.* (1985), denominando-o de Sienito Piquiri. Os mesmos autores descreveram o sienito como um corpo em forma de ferradura com 120 Km² de exposição, posicionado ao final do Ciclo Brasileiro, que teria intrudido controlado por um lineamento regional de direção norte-sul. Jost *et al.* (1985) não referem o nome do lineamento, mas entende-se tratar-se da Falha Passo do Marinheiro, definida por Picada (1971). O trabalho de Jost *et al.* (1985) representa um grande avanço no conhecimento sobre o MSP, uma vez que traz seu posicionamento para o Neoproterozoico, assumindo a idade de cristalização de 570 ± 37 Ma referida por Cordani *et al.* (1974), e descreve suas relações com as encaixantes, no que diz respeito à identificação de encaixantes metamórficas, ígneas e sedimentares (Figura 1.2).

Jost *et al.* (1985) delimitam como rochas encaixantes do MSP na região leste, nordeste e parte da norte, milonitos e blastomilonitos regionais derivados de gnaisses. Os gnaisses referidos pelos autores representam rochas descritas por Niessing (2008) como Granito Butiá e rochas descritas por UFRGS (2009) como Complexo Várzea do Capivarita. Segundo Jost *et al.* (1985), na região noroeste as rochas encaixantes seriam xistos pelíticos e quartzitos pertencentes ao que os autores chamaram de Grupo Cerro dos Madeiras, que faz parte do Complexo Metamórfico Porongos; a sudoeste descrevem contato com uma faixa de milonitos e uma pequena intrusão de turmalina granito denominado pelos autores de Granito Arroio do Gaúcho; a oeste e sudoeste, o Sienito Piquiri faz contato com ritmitos do chamado Membro Mangueirão considerado pelos autores com idade do Neoproterozoico, e conglomerados de idade mais nova; na região sul e sudeste as encaixantes seriam granitos grossos do Complexo Encruzilhada. Este último possui relação de contato intrusivo no Sienito Piquiri, descrito por Picada (1967), o que se mantém atualmente.

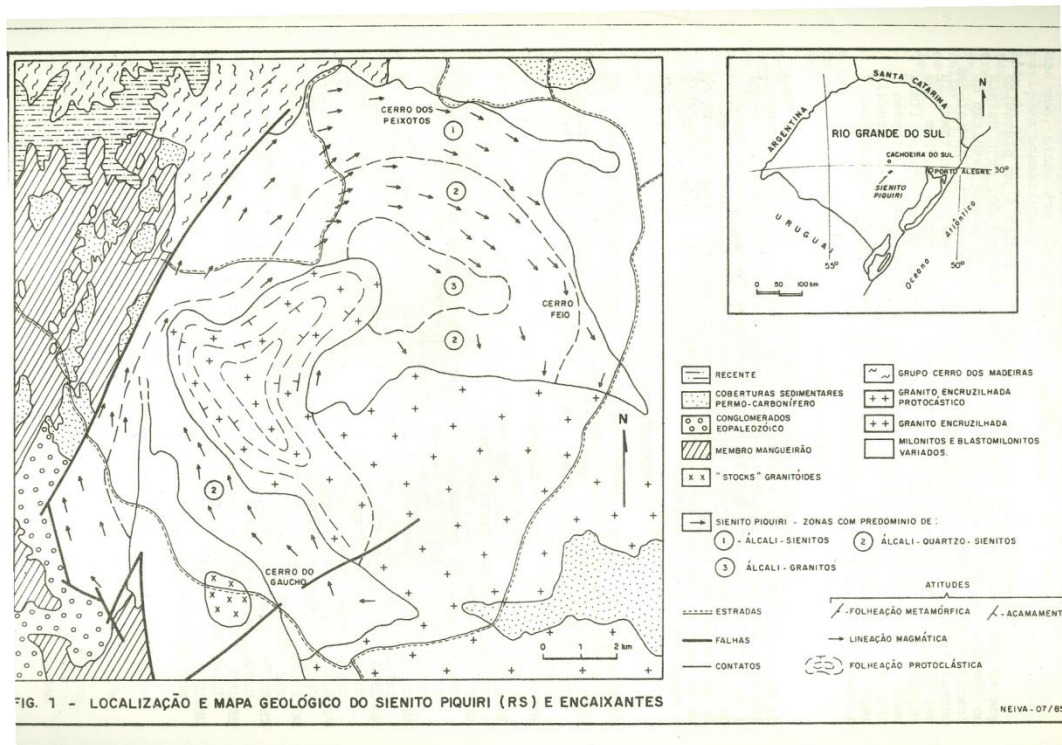


Figura 1.0.2 - Mapa Geológico do Sienito Piquiri escaneado de Jost et al. (1985).

Jost *et al.* (1985) descrevem que a intrusão do Sienito Piquiri gerou injeções, brechas magmáticas e recristalização em rochas metamórficas e sedimentares, sendo o metamorfismo de contato nesta última mais desenvolvido. No entanto, comentam que o contato com as rochas sedimentares em geral seria por falha. Autores posteriores não descrevem evidências de metamorfismo de contato sobre rochas sedimentares. Nesta tese também não foi encontrado metamorfismo de contato nas rochas sedimentares e nem diminuição da granulação do sienito contra as mesmas.

Segundo Jost *et al.* (1985) o maciço representa um processo de diferenciação *in situ* e é caracterizado por três zonas: **zona de borda** - representada por álcali sienitos finos com piroxênio, hornblenda e biotita, sem laminação e contendo xenólitos; **zona intermediária** - composta por álcali quartzo sienitos de textura grossa, com piroxênio e hornblenda, laminação bem desenvolvida, contendo xenólitos e autólitos; **zona central** - representada por álcali granitos de textura equigranular média com piroxênio intersticial e localmente hornblenda (Figura 1.2).

Jost *et al.* (1985), descrevem a existência de laminação magmática, marcada por ortoclásio e anfibólio orientados, e uma lineação mineral marcada pela orientação de ortoclásio e anfibólio. Os autores utilizam o termo laminação, a qual entende-se referir à foliação magmática. Uma lineação foi descrita também por

Vieira Jr *et al.* (1989), mas não foi encontrada por nenhum outro autor que estudou o MSP desde então. Jost *et al.* (1985) sugerem que a assimilação parcial de xenólitos no Sienito Piquiri gerou feições como trilhas de máficos e enriquecimento de biotita nas proximidades dos mesmos. Posteriormente, uma parte destes xenólitos foi interpretada por outros autores como enclaves microgranulares máficos de rochas lamprofíricas (Vieira Jr *et al.* 1989; Stabel *et al.* 2001, Plá Cid *et al.* 2002). Jost *et al.* (1985) descrevem, ainda, autólitos, que teriam menor grau de interação com o magma hospedeiro, evidenciando baixo contraste de temperatura entre os dois. Os autólitos teriam granulação fina, sem quartzo e máficos, e foram interpretados como os primeiros diferenciados. Além destes, foram descritas estruturas de bandamento ou *schlieren*, com variação no teor de hornblenda, piroxênio ou biotita. Por serem concordantes com a foliação, seriam resultantes da segregação mineral por fluxo.

Jost *et al.* (1985) concluem que o caráter zonado do corpo teria resultado do resfriamento mais rápido nas bordas e mais lento em direção ao centro, e as fácies resultariam de fracionamento mineral, fluxo viscoso e assimilação das encaixantes. Com base nos dados estruturais, o corpo é interpretado como uma única injeção em formato de funil, que teria se posicionado durante a fase de arqueamento e extensão crustal do final do Ciclo Brasileiro por processo de “magmatic stoping”.

Em 1989, Vieira Jr. *et al.* publicam o primeiro artigo que versa sobre os enclaves máficos da intrusão, onde propõem também a designação estratigráfica de Maciço Sienítico de Piquiri, empregada até os dias atuais. Enfatizam que a característica marcante do maciço seria a foliação magmática bem desenvolvida e os enclaves microgranulares orientados. Descrevem a foliação de fluxo preservada e as deformações compatíveis com campo tensional gerado pela própria intrusão. Concordam com Jost *et al.* (1985) sobre as encaixantes serem rochas graníticas e sedimentares, com efeito de metamorfismo de contato nessa última, indicando posicionamento em epizona. No entanto, Vieira Jr *et al.* (1989) não mencionam quais seriam as outras rochas encaixantes do MSP.

Vieira Jr *et al.* (1989) identificaram grande quantidade de EMM nas porções mais internas do corpo e descreveram as interações destes com a rocha hospedeira como: enclaves orientados no fluxo; assimilação parcial dos enclaves formando *schlieren*; concentração de minerais máficos do líquido sienítico no entorno dos enclaves; relação de margem resfriada dos enclaves de dimensões maiores; microscopicamente, descrevem relação de interdigitação entre os enclaves e o

sienito, com projeção de Kf para dentro dos enclaves. Estes autores separaram os enclaves em 3 grupos: i) xenólitos de encaixantes (milonitos, gnaisses, etc); ii) microsienitos e traquitos, resultantes de reabsorção de margens resfriadas; iii) enclaves microgranulares máficos com formas elipsoidais concordantes com a foliação e lineação ígneas. Os grupos i) e ii) predominam nas regiões mais externas do maciço, com formas angulosas e discordantes da foliação ígnea, enquanto o grupo iii) ocorre nas porções mais internas do corpo. O estudo dos autores sobre os enclaves foi relacionado ao terceiro tipo de enclaves, que foram classificados como lamprófiros ou diopsídio minete. Os EMM representariam o magma parental da intrusão que coexistiu com o magma sienítico por recarga da câmara magmática. Para os autores, o mecanismo de recarga, associado à cristalização fracionada e convecção duplo-difusiva, seria responsável pela diferenciação.

Vieria Jr. et al. (1989) classificam as rochas do Maciço Sienítico de Piquiri como alcalinas. Os mesmos autores indicam, por comparação de padrões geoquímicos similares, uma relação genética “*lato sensu*” com outras unidades shoshoníticas regionais relacionadas ao final do Ciclo Brasileiro, como o núcleo do Granito Lavras e rochas vulcânicas da região de Lavras do Sul - Membro Hilário. Citando Rock (1984) e Rock (1987), admitem que lamprófiros calcialcalinos podem estar associados a magmatismo shoshonítico. Vieira Jr. et al. (1989) sugerem que o Maciço Sienítico de Piquiri seja incluído na Associação Shoshonítica de Lavras do Sul definida por Nardi & Lima (1985).

Fragoso Cesar (1991) acredita que o Sienito Piquiri seria intrusivo nos granitos da Suíte Encruzilhada do Sul (unidade referida por outros autores como Complexo Granítico Encruzilhada, Granito Encruzilhada, Maciço Granítico Encruzilhada). Justificando seu entendimento estratigráfico, o autor questiona a veracidade dos dados de geocronologia existentes de 580 Ma (Cordani et al. 1974) e 615 ± 99 Ma (Soliani Jr. 1986) para o Sienito Piquiri e os de 550 a 560 Ma (Soliani Jr. 1986) para a Suíte Encruzilhada do Sul, assumindo que a idade do Sienito Piquiri teria que ser, necessariamente, mais jovem do que 550 Ma.

UFRGS (1992) mapeou pequenos corpos de rocha sienítica no interior do Complexo Granítico Encruzilhada e de rochas metamórficas estudadas por Fernandes et al. (1988) na região de Encruzilhada do Sul, RS, anteriormente associadas ao “Sienito Gnáissico Piquiri” por Picada (1963, in Tessari & Picada, 1966). Empregou a designação informal de suíte intrusiva Arroio do Silva, composta por três fácies de contatos gradacionais. No entanto, Bitencourt et al. (1993),

sugeriram manter a proposição feita por Picada (1963, in Tessari & Picada, 1966) em que a suíte intrusiva Arroio do Silva pertenceria à unidade Sienito Piquiri, por entender que não haveriam argumentos suficientes para separá-las. Estes autores consideram adequada a denominação de Maciço Sienítico Piquiri proposta por Vieira Jr. *et al.* (1989), dada a grande variação composicional presente no mesmo.

Bitencourt *et al.* (1993) afirmam que o Complexo Granítico Encruzilhada (CGE) é intrusivo no Maciço Sienítico Piquiri (MSP) com base em evidências de campo de xenólitos de sienito parcialmente assimilados pelo CGE. Descrevem que as feições de assimilação seriam encontradas em grande escala e intensidade, e com base nisso interpretam que a diferença de temperatura entre as duas unidades teria sido pequena, o que implicaria também pequena diferença de idade e nível crustal. Ainda para os mesmo autores, os dados geocronológicos disponíveis à época - CGE - 550 a 560 Ma pelo método Rb-Sr em RT (Cordani *et al.* 1974); MSP – 580 ± 25 Ma pelo método K-Ar em anfibólio (Soliani Jr. 1986) - corroborariam esta conclusão.

Porcher *et al.* (2000) descrevem como encaixantes do MSP paragneisses, ortogneisses, xistos e rochas sedimentares. O Maciço seria intrudido, ainda, pelas litologias do Complexo Granítico Encruzilhada do Sul com idades U/PB zircão de 594 ± 5 Ma (Babinski *et al.*, 1997).

Stabel *et al.* (2001) voltam a utilizar a denominação Sienito Piquiri e descrevem-no como um corpo intrusivo em gnaisses graníticos, metapelíticos, calcisilicáticos e rochas sedimentares, de idade neoproterozoica. Reforçam que o sienito causa metamorfismo de contato nas encaixantes neoproterozoicas e é intrudido pelo Complexo Granítico Encruzilhada, com idade de 594 ± 5 Ma (Babinski *et al.* 1997). Sugerem uma idade estimada do Sienito Piquiri de 600 Ma, com base na compilação de Soliani Jr (1986) e relações de campo. Stabel *et al.* (2001) sugerem, com base na composição química dos piroxênios, na presença de plagioclásio precoce, nos conteúdos de elementos maiores e traços, no caráter metaluminoso e na afinidade shoshonítica, que o Sienito Piquiri poderia ser vinculado ao magmatismo pós-colisional alcalino saturado em sílica do Ciclo Brasileiro, descrito como Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (Nardi & Lima 1985).

Stabel *et al.* (2001) determinaram duas fácies no MSP: a **fácies de borda**, com predomínio de sienitos, e a **fácies central**, com predomínio de feldspato alcalino sienito (Figura 1.3). Descrevem as rochas do corpo como mesocráticas a leucocráticas, de coloração rosa acinzentada e textura variando de equigranular fina, raramente porfírica (fácies de borda – normalmente de estrutura maciça) a grossa (fácies central), localizadamente com concentrações de máficos e megacristais de feldspato alcalino. Segundo os mesmos autores, a fácies de borda difere da fácies central por possuir biotita, plagioclásio, diopsídio e hornblenda, enquanto a fácies central possui augita e anfibólio edenítico, sem biotita e sem plagioclásio. Apatita e zircão são minerais acessórios comuns às duas fácies. A principal feição estrutural descrita é uma foliação magmática marcada pela orientação de forma dos feldspatos, dos minerais máficos e dos enclaves microgranulares máficos.

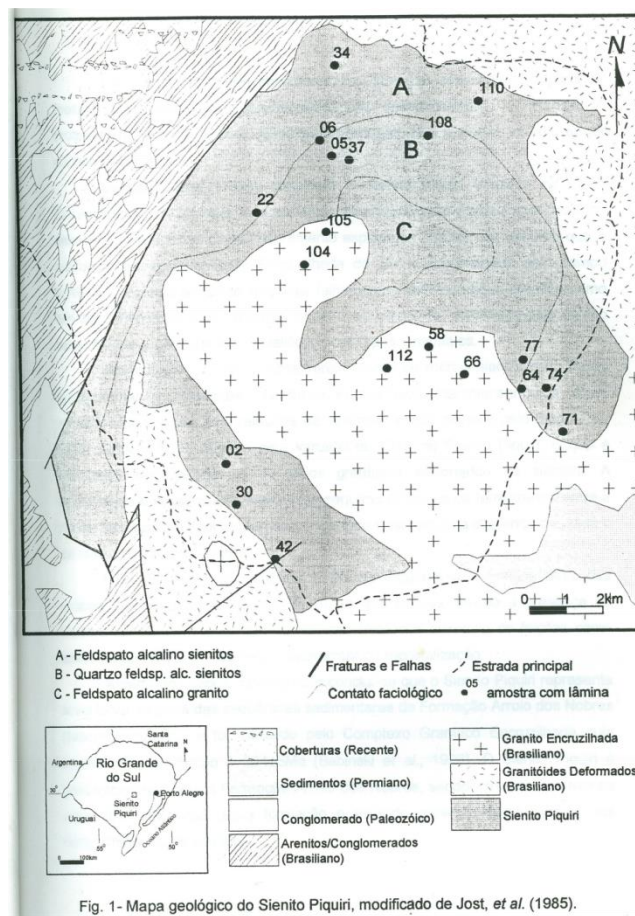


Figura 1.03 - Mapa Geológico do Sienito Piquiri escaneado de Stabel *et al.* (2001).

Stabel (2000) descreve EMM com tamanhos de até 25 cm de comprimento, compostos por piroxênio, biotita, k-feldspato e anfibólio, com contatos nítidos e formas elipsoidais. A mesma autora descreve um quarto tipo de enclave, além dos descritos por Vieira Jr *et al.* (1989), com granulação média, levemente anguloso, formado por piroxênio e anfibólio. De acordo com a autora, este tipo de enclave representaria níveis cumuláticos do magma sienítico quebrados e desmembrados pelo fluxo magmático. Localmente, estes níveis cumuláticos formariam leitos magmáticos onde se alternariam níveis ricos em minerais máficos e níveis ricos em minerais félsicos.

Segundo Stabel *et al.* (2001) o magma sienítico de afinidade shoshonítica que gerou o Sienito Piquiri sofreu processo de mistura heterogênea com magmas lamprofíricos. Deste processo, a biotita presente no magma sienítico ocorreria como xenocristais que sofreram posterior absorção parcial ou englobamento pelo feldspato. A mesma hipótese foi levantada para três amostras onde os piroxênios com quantidade de K_2O em torno de 0,35%, indicariam pressões da ordem de 3 GPa, somente encontradas no manto. Nesta tese, é determinado que biotita e piroxênio não representam somente xenocristais, mas sim mineralogia precoce com relações de intercrescimento, principalmente nas zonas de borda do MSP. Conforme Stabel *et al.* (2001), relações texturais entre pares de minerais (plagioclásio - feldspato alcalino, diopsídio – edenita) indicariam condições de cristalização não-tamponadas. Descrevem que as relações de FeO_T e MgO entre os cristais de anfibólio, mica, piroxênio e magnetita indicam aumento do potencial de oxidação do magma com a cristalização. A presença de extinção ondulante, subgrãos e recristalização de grãos de feldspato alcalino e quartzo na fácies de borda é interpretada pelos autores como produto do contato mecânico entre as fases cristalizadas durante o intenso fluxo magmático. Stabel *et al.* (2001) sugerem que os subgrãos indicariam temperatura em torno de 450-500°C. O fluxo magmático também foi considerado responsável por segregação mineral de piroxênios e anfibólios, formando leitos magmáticos. Sugerem que o anfibólio não precoce nos termos cumuláticos indicaria processo de segregação mineral em estágio mais avançado de cristalização. Afirmam que a afinidade shoshonítica do Sienito Piquiri é reforçada pela evolução composicional dos anfibólios e piroxênios, associada à cristalização precoce de plagioclásio.

Plá Cid *et al.* (2002) estudaram as relações de coexistência dos enclaves lamprofíricos com o magmatismo do MSP. Determinaram, através de relações

texturais, que a coexistência entre estes magmas se iniciou próximo da temperatura *liquidus*, em ambiente mantélico. Ressaltam que a principal evidência são fenocristais de clinopiroxênio enriquecido em K e granada piropo nos enclaves máficos microgranulares (EMM), evidenciando condições da ordem de 5GPa para a cristalização destes minerais. Sugerem duas hipóteses para a evolução do Sienito Piquiri e EMM. Na primeira, o magma sienítico seria gerado a partir do magma lamprofírico (rico em voláteis) por segregação de minerais máficos, e em estágio posterior se daria a coexistência e mistura entre o magma lamprofírico e o magma sienítico. Apontam, no entanto, que este processo demandaria que uma grande quantidade de fracionamento mineral tenha ocorrido a pressões elevadas no manto. Na segunda hipótese, os dois magmas teriam sido gerados em porções distintas do manto e se misturado posteriormente. Conforme Plá Cid *et al.* (2002), a presença de enclaves dioríticos indicaria que outro pulso de magma se misturou heterogeneamente com o magma sienítico a pressões crustais.

Philipp *et al.* (2002) relacionam o Sienito Piquiri e corpos sieníticos da Suíte Intrusiva Arroio do Silva (atual Plúton Arroio do Silva - Padilha *et al.*, 2019 submetido) ao Batólito Pelotas e os denominam de Suíte Piquiri. O Batólito Pelotas é descrito pelos autores como um complexo plutônico multi-intrusivo relacionado ao magmatismo neoproterozoico, construído em 60 Ma (630 e 570 Ma) e composto por seis suítes graníticas (Pinheiro Machado, Erval, Viamão, Encruzilhada do Sul, Cordilheira e Dom Feliciano) e uma sienítica (Suíte Piquiri). Para Philipp *et al.* (2002), todas as suítes possuem contribuição mantélica, evidenciadas pela presença principalmente de dioritos associados às rochas graníticas. Os autores sugerem que a geração e posicionamento dos magmas graníticos do Batólito Pelotas seriam relacionados principalmente com a evolução de zonas de cisalhamento transcorrentes dúcteis. Consideram a Suíte Piquiri como alcalina saturada em sílica, de afinidade shoshonítica, e determinam idade de cristalização magmática Pb-Pb em zircão de 611 ± 3 Ma. Para a unidade Arroio do Silva, apresentam idade calculada pelo mesmo método de 612 ± 3 Ma.

Plá Cid *et al.* (2003) discutem a similaridade dos minerais precoces cristalizados nos enclaves máficos microgranulares com os minerais inclusos em feldspato alcalino e cumulatos do Sienito Piquiri, os quais indicariam o caráter comagmático dos magmas. Enfatizam que as margens resfriadas dos EMM indicariam um elevado contraste de temperatura entre os magmas, favorecendo a preservação de clinopiroxênio enriquecido em K. Associado a isso, a presença de inclusões de

clinopiroxênio-K em diopsídio do Sienito Piquiri indicaria que a mistura se iniciou sob altas temperaturas, ainda no manto.

Plá Cid *et al.* (2005), utilizando a técnica de SIMS em clinopiroxênio e mica dos EMM do Sienito Piquiri, determinaram os conteúdos de elementos traços e terras raras destes minerais. Descrevem que as razões Ce/Yb, Rb/Sr e Zr/Hf no clinopiroxênio e mica sugerem que o magma lamprofírico do tipo minete produziu o magma sienítico hospedeiro por cristalização fracionada. Entretanto, esta hipótese não seria coerente com o comportamento de elementos como o Ba, sugestivo de uma fonte diferente para ambos. A composição relativamente homogênea dos elementos traços do clinopiroxênio confirmaria que houve equilíbrio entre as fases precoces e durante a cristalização do magma, não sendo afetado pelos processos de mistura heterogênea ou contaminação. Os autores concluem que os magmas máficos lamprofíricos do Sienito Piquiri, ricos em K, podem ter sido gerados por fusão parcial de uma fonte mantélica hidratada rica em K.

Reis (2006) discute a criação da unidade denominada de Sienitoides Arroio do Silva, desvinculando-os do Maciço Sienítico Piquiri, como válida enquanto critérios de distância, por estarem separados por cerca de 30 km pelo Complexo Granítico Encruzilhada e rochas do embasamento. No entanto, sua correlação estratigráfica com o MSP é indicada pela autora: “...(i) ambos são intrudidos pelo Complexo Granítico Encruzilhada e intrudem o mesmo embasamento; (ii) ambos apresentam estruturas similares, como forte foliação de fluxo magmático, enclaves máficos microgranulares, cumulos máficos e félsicos; (iii) ambos são associações de rochas sieníticas, monzoníticas e lamprofíricas; (iv) possuem composição mineralógica similar; (v) suas idades radiométricas são semelhantes (Philipp *et al.* 2002). Essa correlação permite agrupar o Maciço Sienítico Piquiri e os Sienitoides Arroio do Silva na Suíte Piquiri, definida por Philipp *et al.* (2002)”. Além destes, a autora sugere semelhanças geoquímicas, as quais indicariam o caráter pós-colisional, afinidade shoshonítica e fontes mantélicas semelhantes modificadas por subducção prévia.

Martil (2007) investigou as relações de intrusão do MSP com suas encaixantes. A mesma autora descreve como rochas encaixantes ortognaisses, paragnaisses, xistos pelíticos, metavulcânicas e granitoides foliados sintranscorrentes. Martil (2007) descreve as litologias da borda do Maciço Sienítico Piquiri como mais máfica, com abundante biotita em relação ao centro do corpo e, conforme descrito por outros autores, observa a textura mais fina e foliação vertical que acompanha os limites do corpo. A mesma autora identificou efeitos de

metamorfismo de contato do MSP sobre paragneisses na região norte e metavulcânicas na região sudoeste. Os dados estruturais nestas duas regiões levam a autora a concluir que as encaixantes com metamorfismo de contato constituem pendentes de teto da intrusão do MSP. No contato leste, descreve feições estruturais e petrográficas originais das rochas encaixantes relativamente preservadas, com estrutura planar subvertical de direção dominante NNW, sugerindo a existência de uma zona de cisalhamento subvertical de direção NNW de caráter transcorrente horário, onde as litologias encaixantes teriam se posicionado concomitante à movimentação. Ainda na região leste, descreve relação de intrusão do MSP em ortogneisses, onde a foliação do sienito seria concordante com o bandamento dos ortogneisses e ortogonal aos limites da intrusão, indicando uma provável existência de componente extensional durante a intrusão do MSP. A autora ressalta que a ausência de deformação no estado sólido das litologias de borda do MSP reforçaria a teoria de ambiente extensional para o posicionamento do mesmo.

Nardi *et al.* (2007) descreveram uma foliação magmática bem desenvolvida em todo o maciço sienítico, marcada principalmente pelo alinhamento de forma do K-feldspato. Os mesmos autores apresentaram no mapa geológico a morfologia da foliação, a qual acompanharia a orientação das paredes da intrusão com mergulhos em geral de alto ângulo, variando na porção central do MSP para direções mais dispersas e mergulhos sub-horizontais. De acordo com esses autores, o fluxo magmático foi responsável pela formação localizada de bandamento e *schlieren*, através de processo de segregação mineral; os autólitos, compostos por piroxênio mais ou menos anfibólio, representariam fragmentos de minerais cumuláticos precoces. Conforme Nardi *et al.* (2007) os EMM estariam orientados no fluxo magmático, localmente formando enxames ou bandas de enclaves, juntamente com concentrações cumuláticas, autólitos e *schlieren*.

Nardi *et al.* (2007), com base na razão K_2O/Na_2O das rochas do MSP entre 2 e 3, classificam-no como pertencente à série alcalina ultrapotássica saturada em sílica (Plá Cid *et al.* 2000). Descartam a hipótese de o magma sienítico ter sido gerado por cristalização fracionada a partir do magma lamprofírico, justificando como critério que o comportamento dos elementos Cs, Rb, U, Sr e ETRL e da razão Nb/Ta indicariam enriquecimento de elementos incompatíveis nos enclaves em relação ao sienito, o que deveria ser o contrário para sustentar a hipótese. Concluem que o comportamento geoquímico dos dois magmas, sienítico e lamprofírico, seria melhor explicado admitindo-se que os mesmos representariam taxas de fusão diferentes de

uma mesma fonte ou de fontes composicionalmente similares. Reafirmam o caráter pós-colisional do MSP e sua origem por fusão parcial de fontes profundas do manto previamente metassomatizadas durante a subducção litosférica.

Nardi *et al.* (2008) sugerem que as rochas graníticas do MSP seriam ultrapotássicas, originadas por cristalização fracionada do magma sienítico, comparando-as a granitos do tipo A *hipersolvus* e *subsolvus*. Enfatizam o caráter não co-magmático dos líquidos sienítico e lamprofírico do MSP, e sugerem que a fonte mantélica previamente afetada por subducção seria o manto venulado contendo flogopita e anfibólio. O sienito máfico de textura fina foi considerado pelos autores o magma parental da maior parte das rochas do MSP preservando, por rápida cristalização, minerais precoces, como plagioclásio. As variadas composições seriam geradas por segregação mineral e acumulação. O feldspato alcalino sienito foi interpretado como um pulso magmático diferente, podendo ser oriundo da mistura do magma lamprofírico com o magma sienítico, devido à semelhança mineralógica e composicional com os enclaves de lamprófiros.

Niessing (2008) individualizou a ocorrência do Granito Butiá, rocha encaixante do MSP na borda nordeste, referido anteriormente como rochas miloníticas por Jost *et al.* (1985), ortognaisses pertencentes ao Complexo Arroio dos Ratos por Porcher *et al.* (2000) e granitoides foliados por Martil (2007). Segundo Niessing (2008), seria um sillimanita leucogranito sintectônico a uma zona de cisalhamento neoproterozoica, alongado na direção NNW, com foliação magmática de mesma orientação passando para foliação milonítica em porções com maior deformação.

UFRGS (2008) descreveram o MSP intrusivo em paragnaisses, ortognaisses e granitoides na região leste/nordeste e em xistos e metapelitos na região noroeste e sudoeste. Na borda oeste descrevem contato tectônico com a Bacia do Camaquã e na região sul contato discordante com o Granito Encruzilhada (GE), reconhecendo fragmentos de rocha sienítica no interior do granito e margem resfriada do GE contra o MSP.

UFRGS (2008) determinam quatro fácies para o MSP, com base em critérios texturais e composicionais: “As rochas da *fácies sienítica fina a média (fsfm)* são sienitos a feldspato alcalino sienitos de cor rosa escura, textura inequigranular, localmente porfirítica, teor de máficos de 15-30% e pertitas do tipo vênulas e filetes. Na *fácies sienítica média a grossa (fsmg)* predominam feldspato alcalino sienitos de textura hipidiomórfica, com teores de máficos de 5 a 15% e feldspatos mesoperiticos. A *fácies quartzo-sienítica (fqs)* compreende rochas de coloração rósea mais clara, com textura hipidiomórfica média a grossa, 2 a 8% de minerais máficos e foliação magmática

menos desenvolvida que a das fácies sieníticas. A *fácies granítica (fg)* compreende biotita-hornblenda sienogranitos de cor avermelhada, granulação média a grossa e teor de máficos em torno de 10%. Nas fácies sieníticas os minerais máficos são principalmente anfibólio e clinopiroxênio, com pequena quantidade de biotita, que apenas localizadamente atinge 5%. Zircão, apatita e titanita são acessórios comuns a todas as fácies. Todas as variedades têm foliação magmática marcada pelo alinhamento dimensional dos cristais de K-feldspato e agregados de minerais máficos”. Descrevem a foliação acompanhando a geometria do corpo com mergulhos médios a altos, variando para direções de foliação mais dispersas e mergulhos sub-horizontais na parte central do corpo, a qual representaria provavelmente uma cúpula de intrusão. A existência de uma borda de resfriamento, de textura fina a muito fina, foi descrita pelos autores no contato nordeste com as encaixantes metamórficas.

UFRGS (2009) descrevem a presença de pendente de teto do MSP no Granito Encruzilhada. O pendente de teto, segundo os autores, representa um pequeno corpo de aproximadamente 1km² de área, alongado segundo direção E-W; com foliação magmática incipiente de direção NE-SW marcada por K-feldspato prismático e anfibólio.

Peternell *et al.* (2011) utilizam técnicas baseadas em geometria de fractais para quantificar anisotropia e não-homogeneidade da estrutura na fácies principal do MSP. O principal objetivo deste trabalho é demonstrar a existência de lineação, mesmo onde ela não é reconhecida em campo, e presença de heterogeneidade composicional em diferentes escalas. A aplicação estes métodos demonstra a presença de heterogeneidades texturais e composicionais, tais como schlieren e diques sinplutônicos, bem como a presença de lineação magmática resultante de fluxo durante a cristalização magmática.

Sbaraini (2012), utilizando Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM) e dados de mapeamento geológico, revisou e redefiniu as quatro fácies previamente estabelecidas no MSP por UFRGS (2008): “i) fácies de borda – composta por sienitos e feldspato-alcálico sienitos de textura equigranular fina a média, localizadamente porfirítica e índice de cor (M’) entre 15 e 30. ii) fácies principal – composta por feldspato-alcálico sienitos de textura equigranular média a grossa com M’ entre 5 e 15, comum ocorrência de *cumulatos* e *schlieren* máficos. iii) fácies quartzo sienítica - granulação média a grossa com M’ 2-8, ocorre na região central do corpo. iv) fácies sienogranítica – granulação média a grossa com M’ em torno de 10, ocorre como dois pequenos corpos na região central.”

A foliação magmática, segundo Sbaraini (2012), seria marcada pelo alinhamento de K-feldspato, em geral acompanhado de alinhamento de agregados

máficos e EMM. Descreve a foliação como concordante com a geometria do corpo, com alto ângulo de mergulho principalmente nas fácies de borda e principal, variando para mergulhos mais moderados na fácies quartzo sienítica e graníticas. O mesmo autor discute as relações de intrusão entre as fácies: na região leste, observou intrusão da fácies principal na fácies de borda, indicando retrabalhamento; na porção nordeste não observou relações de intrusões na escala de afloramento, mas descreve que as porções onde afloram sienitos da fácies principal apresentariam quantidades maiores de máficos do que o normal; na região norte e parte do sudoeste não observou relações de contato entre as fácies. Na região centro-oeste, foi descrita relação da fácies quartzo sienítica intrusiva na fácies principal sob forma de injeção, cortando em ângulo a foliação. Na porção leste/nordeste do maciço, Sbaraini (2012) descreveu apófises da fácies de borda intrusivas nas rochas metamórficas encaixantes. Anteriormente, esse contato havia sido descrito por UFRGS (2008) como contato tectônico. Sbaraini (2012) descreveu contato por falhas entre o MSP e rochas sedimentares na região oeste/nordeste.

Sbaraini (2012) identificou suscetibilidade magnética maior nas fácies de borda e central, devido à concentração de máficos, e menor nas fácies quartzo sienítica e granítica. O mesmo autor demonstra distinções entre as fácies para os dados magnéticos direcionais. As lineações magnéticas na fácies de borda teriam alto caimento, variando para caimento mais baixo na fácies principal e sub-horizontais na fácies quartzo sienítica, indicando diferentes transportes para as fácies. Segundo o mesmo autor, as foliações magnéticas de todas as fácies são coincidentes com as foliações magmáticas. Para a fácies de borda, a foliação magnética mergulhando de forma centrípeta em direção ao centro do corpo, associada à lineação de alto caimento, conformam uma espécie de cone. Com base nas foliações magmáticas e magnéticas coincidentes entre as fácies quartzo sienítica e granítica, conclui que a fácies granítica representaria uma diferenciação *in situ*, embora no corpo oeste de granito as foliações não sigam o mesmo *trend* do quartzo sienito, o que poderia indicar que, neste local específico, não seria processo de diferenciação. Para as fácies de borda e principal, o autor sugere evolução magmática por acreção de corpos multi-intrusivos. Embora as foliações magmáticas e magnéticas sejam coincidentes, as lineações magnéticas distintas e as relações de intrusão entre fácies corroboram a hipótese.

Cardoso (2019) realiza com base em dados geofísicos uma modelagem geológica do MSP, e identifica por gravimetria uma diferença na resposta de

densidade para diferentes rochas que compõem o MSP. Estes dados associados à magnetometria sugerem que o MSP é constituído por pulsos e em subsuperfície os volumes de rochas atingem profundidades superiores a 30km (Cardoso, 2019). Ainda o mesmo autor demonstra que para os dois primeiros pulsos do MSP são perceptíveis condutos remanescentes pelos quais os magmas ascenderam até a crosta, enquanto que o último pulso do MSP, com distribuição maior em subsuperfície e relação entremeada com os demais pulsos, poderia ter se posicionado através de regiões de menor resistência, como falhas.

CAPÍTULO 2. MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia utilizada para desenvolver esta tese é baseada no emprego de diferentes ferramentas e técnicas científicas, visando obter uma visão global dos aspectos estruturais, petrológicos, estratigráficos e tectônicos do Maciço Sienítico Piquiri. A base do trabalho é a pesquisa bibliográfica, o mapeamento geológico e estrutural regional e de detalhe da área, seguidos de análises petrográficas dos diferentes litotipos reconhecidos. Em cada litotipo foram escolhidas amostras representativas para estudo geoquímico e geocronológico.

2.1 Mapeamento Geológico e Estrutural

Foram realizados trabalhos de campo para aprimorar a delimitação dos contatos do MSP com as rochas adjacentes, discriminando casos em que as rochas do MSP eram mais jovens ou mais antigas,; e para determinar e classificar os litotipos do corpo sienítico. Assim, foi realizado na área, inicialmente, um mapeamento regional cobrindo preferencialmente ocorrências fora de estradas, onde os acessos são mais precários. Posteriormente, foi realizado um mapeamento de detalhe em pontos selecionados, com interesse na identificação de metamorfismo de contato com as encaixantes e relações de intrusão entre os litotipos reconhecidos no MSP.

Para o mapeamento geológico regional e de detalhe foram utilizadas como base as cartas topográficas 1: 50 000 (Folha Passo das Canas – SH.22-Y-A-III-4 MI – 2984/4 e Folha Capané – SH.22-Y-A-III-3 MI – 2984/3) confeccionadas pelo Ministério do Exército – Departamento de Engenharia e Comunicações – Diretoria de Serviço Geográfico, e fotografias aéreas 1:25 000, além de mapas geológicos pré-existentes na escala 1:50 000 (Radl 2004) e 1:25 000 (UFRGS 2008). O mapeamento de detalhe foi realizado por meio de perfis partindo da borda para o centro do corpo, ou da borda para rochas adjacentes, com a intenção de cruzar os contatos internos e externos do MSP. O mapa geológico final foi gerado no aplicativo ArcMap 10.1 na escala 1:25.000.

Durante o trabalho de mapeamento, todas as medidas das estruturas planares foram obtidas com bússola Clar pela notação da regra da mão esquerda, em que o primeiro valor indica o azimute da direção apontado pelo dedo indicador, e o segundo é o valor angular do megulho no sentido indicado pelo polegar. Como

exemplo, a notação (340; 65) indica um plano de direção 340° que mergulha 65° para NE. As amostras de rocha coletadas foram orientadas, sempre que possível. Pontos específicos foram escolhidos para coleta de amostras de rocha para geoquímica, com base na separação dos litotipos e sua representatividade.

2.2 Análises Petrográficas e Microestruturais

Para as análises petrográficas, foram confeccionadas 102 lâminas delgadas de um total de 400 amostras de rochas coletadas durante o trabalho de campo. Foram adicionadas outras 120 lâminas selecionadas de trabalhos anteriores (Stabel 2000, Radl 2004, UFRGS 2008) para compor o acervo petrográfico. As lâminas foram confeccionadas no laboratório de preparação de amostras do Instituto de Geociências da UFRGS.

A análise petrográfica e microestrutural foi realizada em amostras de mão e lâminas petrográficas em lupa de luz transmitida Micronal e microscópio petrográfico ZEISS. O estudo petrográfico tem os seguintes objetivos: (i) descrever as principais texturas, o tamanho e morfologia dos cristais, o arranjo e orientação dos minerais na trama da rocha, a presença de recristalização e relações de contato entre os minerais, além de determinar a ordem de cristalização dos principais litotipos; (ii) caracterizar as rochas do Maciço Sienítico Piquiri, partindo dos critérios de campo; (iii) comparar a mineralogia encontrada nos diferentes litotipos; (iv) selecionar as amostras utilizadas para os estudos de geoquímica de rocha total e isotópica; (v) identificar aspectos deformacionais e interpretar a origem (sin- ou pós-magmática); (vi) determinar feições petrográficas que permitam identificar processos de mistura de magmas. Após, foram tiradas fotomicrografias das principais feições encontradas nas lâminas, em microscópio ZEISS com máquina fotográfica digital acoplada e controlada por computador.

A classificação petrográfica foi realizada com base na contagem modal de pontos em seções delgadas, utilizando o diagrama QAP de Streckeisen (1976).

2.2.1 Contagem Modal

Foi realizada contagem modal de minerais em 35 lâminas delgadas, no Laboratório de Microscopia do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq/IG/UFRGS). Para tal, foram utilizados um microscópio petrográfico de luz

transmitida com *charriot* e o software HardLedge™, para o registro dos pontos contados.

Os pontos foram distribuídos com espaçamentos diferentes, de acordo com o tamanho de grão de cada amostra. Em 10 lâminas, a distância entre os pontos foi de 0,5 mm em ambos os eixos do *charriot*. Nas 25 restantes, o intervalo foi de 1 mm.

2.3 Geoquímica de Rocha Total para Elementos Maiores e Traços

Neste trabalho, foi realizado um total de 58 análises químicas de rocha. As análises foram realizadas no *Activation Laboratories* no Canadá, pelo método ICP-MS.

O estudo geoquímico de rocha total tem a finalidade de classificar as rochas e investigar sua gênese e evolução através da análise do comportamento dos elementos maiores, traços e terras raras, bem como caracterizar a composição química dos diferentes pulsos que compõem o MSP.

A preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do IG/UFRGS, sob a coordenação dos técnicos Denise Moreira Canarim e Marcelo Krumel Campos, conforme as seguintes etapas: (i) lavagem das amostras e seleção/descarte de eventuais porções alteradas; (ii) obtenção de brita em britador de mandíbula; (iii) moagem em moinho de disco de porcelana; (iv) quarteamento para obtenção de aproximadamente 25g de amostra; (v) moagem dos 25g em moinho de bolas de ágata até a obtenção de pó na fração com tamanho de grão inferior a 200 *mesh*.

O tratamento dos dados geoquímicos foi efetuado utilizando-se o programa *Geochemical Data Toolkit* GCDKit versão 4.1, elaborado por Janoušek *et al.* (2006), que consiste em um sistema de manipulação e recálculo de dados geoquímicos para análises de rocha total de rochas ígneas e metamórficas.

2.4 Geocronologia U-Pb em Zircão por LA-MC-ICP-MS

A preparação das amostras que foram utilizadas nos estudos de geocronologia U-Pb em zircão foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do CPGeo-USP, com exceção da etapa de separação mineral, realizada no Anexo do Laboratório de Geologia Isotópica do CPGq/IG/UFRGS.

2.4.1 Separação Mineral

A separação dos cristais de zircão a serem datados foi feita primeiramente passando as amostras já fragmentadas e pulverizadas em bateia manual. Após a bateia, as amostras foram secas em estufa e processadas no separador magnético Frantz, modelo L-1. Quatro etapas de separação foram feitas utilizando diferentes amperagens: 0,4A; 0,8A; 1,20A; e 1,80A, visando a separar e descartar os 17 minerais pesados e magnéticos, de modo que no concentrado final restassem principalmente cristais de zircão.

2.4.2 Catação Manual e Montagem das Pastilhas em Resina

Após a etapa de separação mineral foram obtidos os concentrados de minerais pesados e não magnéticos, onde se encontram a maior parte dos cristais de zircão. Contudo, esta fração não é ainda composta apenas de cristais de zircão, mas contém comumente apatita, alguns sulfetos e outros minerais. Procedeu-se então a catação manual em lupa Olympus® com utilização de pequenas agulhas para separação dos cristais de zircão. Feito isso, seguiu-se uma etapa de seleção dos cristais a serem utilizados no estudo. Foram selecionados cristais de diferentes populações, priorizando-se os cristais sem fraturas, feições de metamictização ou inclusões.

Após a seleção de aproximadamente 100 cristais por amostra, estes foram capturados com auxílio de uma micropipeta e colocados em uma lamínula. Estes cristais são então capturados com auxílio de uma agulha fina e dispostos em linha em uma fita dupla face. Após a disposição dos cristais na fita dupla face, a mesma foi encaminhada para impregnação de resina Epoxi em moldes redondos de aproximadamente 2,5 cm de diâmetro.

Quando seca a resina, esta seção é polida até que a face dos cristais a serem analisados seja atingida. A seguir, as seções são metalizadas com película de carbono para que sejam imageadas no microscópio eletrônico de varredura (MEV).

2.4.3 Imageamento das Seções Polidas em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

Para a obtenção das imagens de catodoluminescência dos zircões, utilizou-se o microscópio eletrônico Quanta 250 FEG, equipado com um espectroscópio de

catodoluminescência Mono L3+ (Centaurus) do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo/USP). Estas imagens proporcionam melhor visualização das diversas estruturas internas, como zonações, zonas de reabsorção, fraturas e inclusões, permitindo o planejamento e otimização dos pontos a serem analisados no laser. As fraturas nos cristais foram avaliadas utilizando imagens de lupa convencional. Os critérios de seleção de pontos a serem analisados foram centros e bordas de cristais, sobretudo quando há diferenças de cor ou padrões de zoneamento truncados entre estas duas porções do grão; zonas longe de fraturas ou manchas e zonações irregulares; em cristais euédricos, bipiramidados e aparentemente homogêneos também foram feitas análises, a fim de confirmar o caráter ígneo dos mesmos. A observação das características físicas nas imagens de catodoluminescência, como forma, hábito, geometria das zonações, entre outros, auxiliam também na interpretação dos dados obtidos.

2.4.4 Datações U-Pb em Zircão via LA-MC-ICP-MS

As datações U-Pb em zircão, para obtenção de idades de cristalização e idades de heranças, foram obtidas nas amostras PQ-02, PQF-24G, PQ-99A e C-133F, utilizando o equipamento Finnigan Neptune acoplado a um sistema de abrasão a laser Excimer ArF (= 193 nm) no laboratório CPGeo da Universidade de São Paulo (USP). A correção do *drift* instrumental foi feita utilizando os padrões GJ-1-32 e NIST-612. Os erros foram reportados em 1σ . Os dados obtidos em cristais fortemente fraturados ou em zonas de bordas escuras que apresentaram altos valores de discordância U ou Pb comum foram rejeitados para os cálculos das idades. Os dados adquiridos cuja discordância foi maior ou igual a 10% foram descartados.

Para cálculo das idades e representação dos dados em diagramas concórdia utilizou-se o Software Isoplot (Ludwig 1993).

2.5 Geoquímica Isotópica Rb-Sr e Sm-Nd em Rocha Total

Para o estudo, foram utilizadas 9 amostras representativas dos litotipos do Maciço Sienítico Piquiri, selecionadas do montante de amostras preparadas para análises químicas de rocha total para elementos maiores e traços. O procedimento de preparação é o mesmo descrito no subitem 2.3 deste capítulo.

As análises de isótopos de Rb-Sr e Sm-Nd foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI/CPGq/IG/UFRGS). As amostras pulverizadas passam por digestão ácida e separação dos elementos de interesse em colunas de troca iônica, seguindo os procedimentos descritos em Sato *et al.* (1995). As análises isotópicas foram realizadas pela técnica de espectrometria de ionização termal no equipamento do tipo TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometer), utilizando um espectrômetro VG Sector 54 multi coletor equipado com 9 coletores Faraday e 1 Daly.

As razões iniciais $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ foram calculadas com base nos dados elementares de rocha total e nas idades de cristalização U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS. As razões normalizadas são $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ (Steiger & Jäger 1978) e $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ (De Paolo 1981).

Os dados resultantes das análises foram trabalhados em planilhas de cálculo, onde foram determinados os parâmetros isotópicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$, T_{DM} , $\epsilon\text{Nd}_{(i)}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$.

CAPÍTULO 3 – GEOLOGIA E ESTRUTURA DA REGIÃO DE ENCRUZILHADA DO SUL

3.1 Contexto Geológico Regional

A área estudada situa-se na porção centro-norte do Escudo Sul-rio-grandense (ESrg), situado na porção meridional da Província Mantiqueira (PM) (Figura 3.1a), juntamente com os escudos Catarinense e Uruguai (Almeida *et al.* 1967). O ESrg é composto por duas unidades geotectônicas principais, o Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano (Figura 3.1a). A primeira é representada por fragmentos de rochas arqueanas e paleoproterozoicas, localizados no extremo sudoeste do escudo. A segunda unidade é representada por associações de rochas neoproterozoicas relacionadas a ambiente de arco magmático, sequências metamórficas supracrustais, sequências metamórficas de alto grau e associações graníticas de ambiente pós-colisional (Figura 3.1a). As sequências de cobertura são rochas vulcano-sedimentares de idade neoproterozoica a cambriana, compondo a denominada Bacia do Camaquã, relacionada aos estágios finais do Ciclo Brasileiro (Figura 3.1a).

Uma grande quantidade de rochas graníticas neoproterozoicas do sul do Brasil foi formada durante o Ciclo Orogêneo Brasileiro/Pan-Africano, o qual envolveu subducção de crosta oceânica (800-700Ma) e evento de colisão entre continentes e arcos magmáticos (700-650Ma), resultando na consolidação do supercontinente Pangea (Brito Neves & Cordani, 1991; Martil *et al.* 2016a). Alguns autores como Bonin *et al.* (1998), Liégeois (1998) e Cottin *et al.* (1998) descrevem que o contexto tardio do Ciclo de Wilson termina com episódio ensialítico pós-colisional, o qual consiste na amalgamação de terrenos ou blocos continentais. Estes autores consideram a colisão *stricto sensu* como o início do impacto de duas ou mais placas continentais, caracterizada por tectônica de empurrão, metamorfismo de alto grau e anatexia (Liégeois, 1998). Este primeiro evento seria, conforme o mesmo autor, seguido pelo período pós-colisional, marcado pela atividade de megazonas de cisalhamento e intensa atividade magmática.

O estágio pós-colisional no sul do Brasil (Figura 3.1a) é marcado por intenso magmatismo ao longo de uma descontinuidade de escala litosférica denominada por Bitencourt & Nardi (1993) de Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb). Bitencourt & Nardi (1993, 2000) consideram que o CCSb, além de servir de conduto para os magmas, promoveu fusão do manto superior por decompressão, reativando

fontes do magmatismo cálcico-alcálico pré-colisional. Segundo estes autores, o ambiente pós-colisional do Ciclo Brasileiro seria marcado por magmatismo pós-colisional precoce, de idade em torno de 630 Ma obtido pelo método U-Pb em zircão (Knijnik *et al.* 2012, Knijnik 2018; Koester *et al.* 2001), representado por magmas toleíticos ou cálcico-alcálicos médio a alto-K, controlados por zonas de cisalhamento de baixo a alto mergulho. Os tipos litológicos que predominam neste estágio são biotita granitos e granodioritos, com enclaves microgranulares máficos. O magmatismo que se segue gera leucogranitos peraluminosos a duas micas posicionados ao longo de zonas de cisalhamento de baixo a alto ângulo. O magmatismo seguinte tem afinidade shoshonítica, com idade predominantemente entre 610-580Ma e constitui a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (Nardi & Lima, 1985), uma associação de rochas vulcânicas e plutônicas consideradas como a unidade magmática mais antiga da Bacia do Camaquã, intercaladas com sucessões sedimentares (Sommer *et al.* 2006). Esse último magmatismo ocorre principalmente em zonas preservadas da atividade tectônica, podendo ocorrer como granitoides e rochas máficas associadas em zonas de cisalhamento transcorrentes. Knijnik *et al.* (2012) descrevem intrusões shoshoníticas relacionadas aos estágios precoces do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro com idade U-Pb em zircão de ca. 630 Ma.

O Maciço Sienítico Piquiri (MSP) faz parte do magmatismo de afinidade shoshonítica do final do pós-colisional no sul do Brasil. A área de ocorrência do MSP situa-se na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense (Figura 3.1b) e faz parte do chamado Bloco Encruzilhada (Jost & Hartmann 1984).

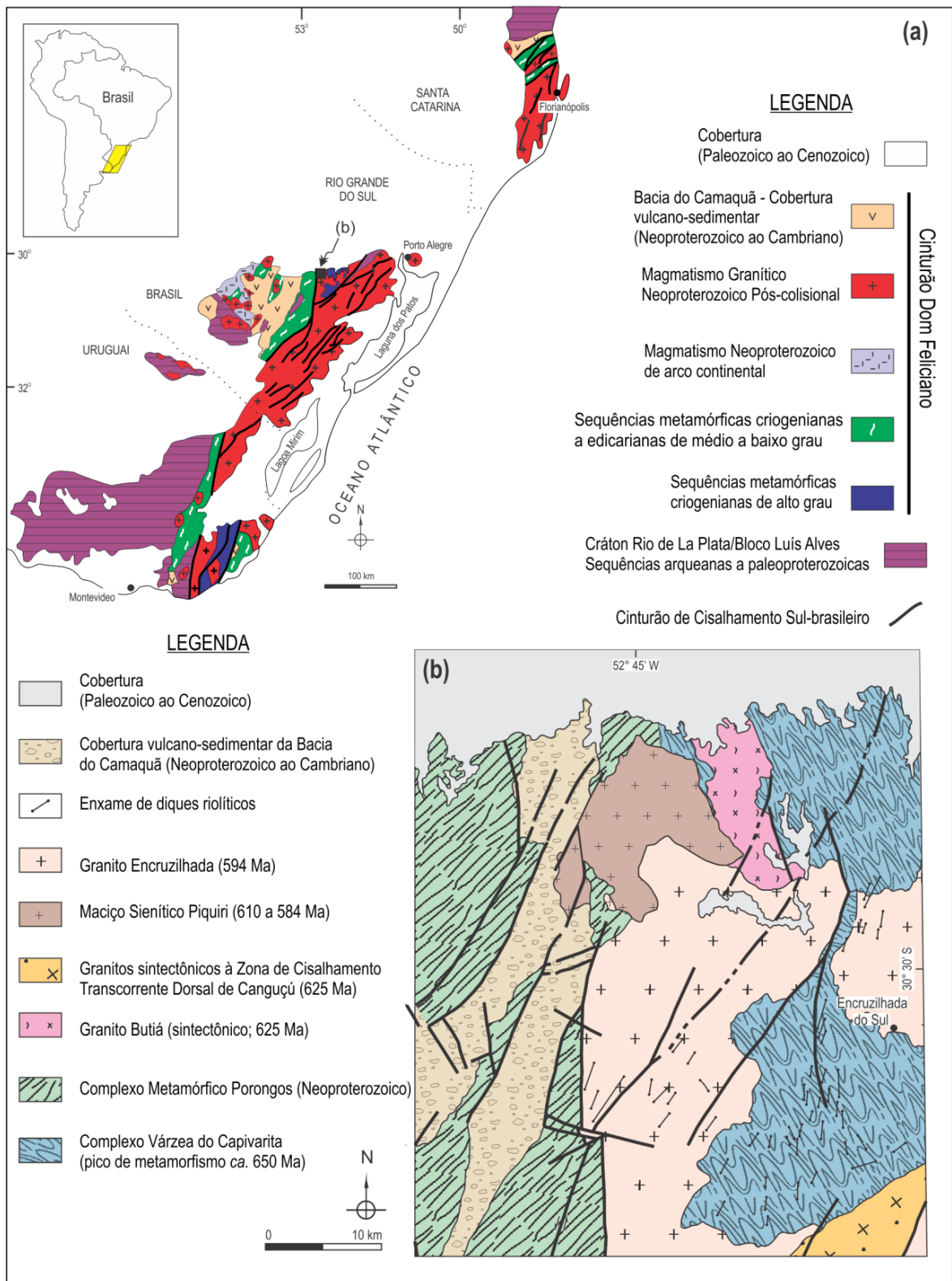


Figura 3.1 - (a) Mapa das principais unidades dos escudos Sul-riograndense, Uruguai e Catarinense. **(b)** Mapa geológico regional da região de ocorrência do MSP e rochas adjacentes.

3.2 Caracterização das Unidades Estratigráficas da Região de Encruzilhada do Sul

As litologias descritas a seguir ocorrem na região de Encruzilhada do Sul, fazendo parte do chamado Bloco Encruzilhada (BE) (Jost & Hartmann 1984) e da Bacia do Camaquã (Figuras 3.1 e 3.2). O BE é delimitado a leste pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) (Fernandes *et al.* 1992) e a oeste pela Falha Passo do Marinheiro (FPM) (Picada, 1971) de direção N-S (Figura 3.2). A ZCTDC representa um sistema de falhamentos de idade pré-cambriana, reativado no evento Brasiliano, ao longo do qual se alinham corpos de rochas graníticas neoproterozoicas. Possui orientação nordeste com caimento subvertical e movimento sinistral.

O BE é composto pelas seguintes unidades estratigráficas: Maciço Sienítico Piquiri, Complexo Várzea do Capivarita (CVC), Anortosito Capivarita, Complexo Metamórfico Porongos (CMP), Granito Butiá, Pluton Arroio do Silva e Granito Encruzilhada. Todas as unidades estão em contato com o MSP, exceto o Anortosito Capivarita e o Pluton Arroio do Silva (Figura 3.1b, Figura 3.2).

O Complexo Várzea do Capivarita e o Anortosito Capivarita representam o embasamento de granitoides neoproterozoicos (Figura 3.2). O Complexo Metamórfico Porongos, no Bloco Encruzilhada, ocorre em pendente de teto no Maciço Sienítico Piquiri (MSP) (Figura 3.2). As litologias restantes são relacionadas ao magmatismo granítico neoproterozoico (Figura 3.2).

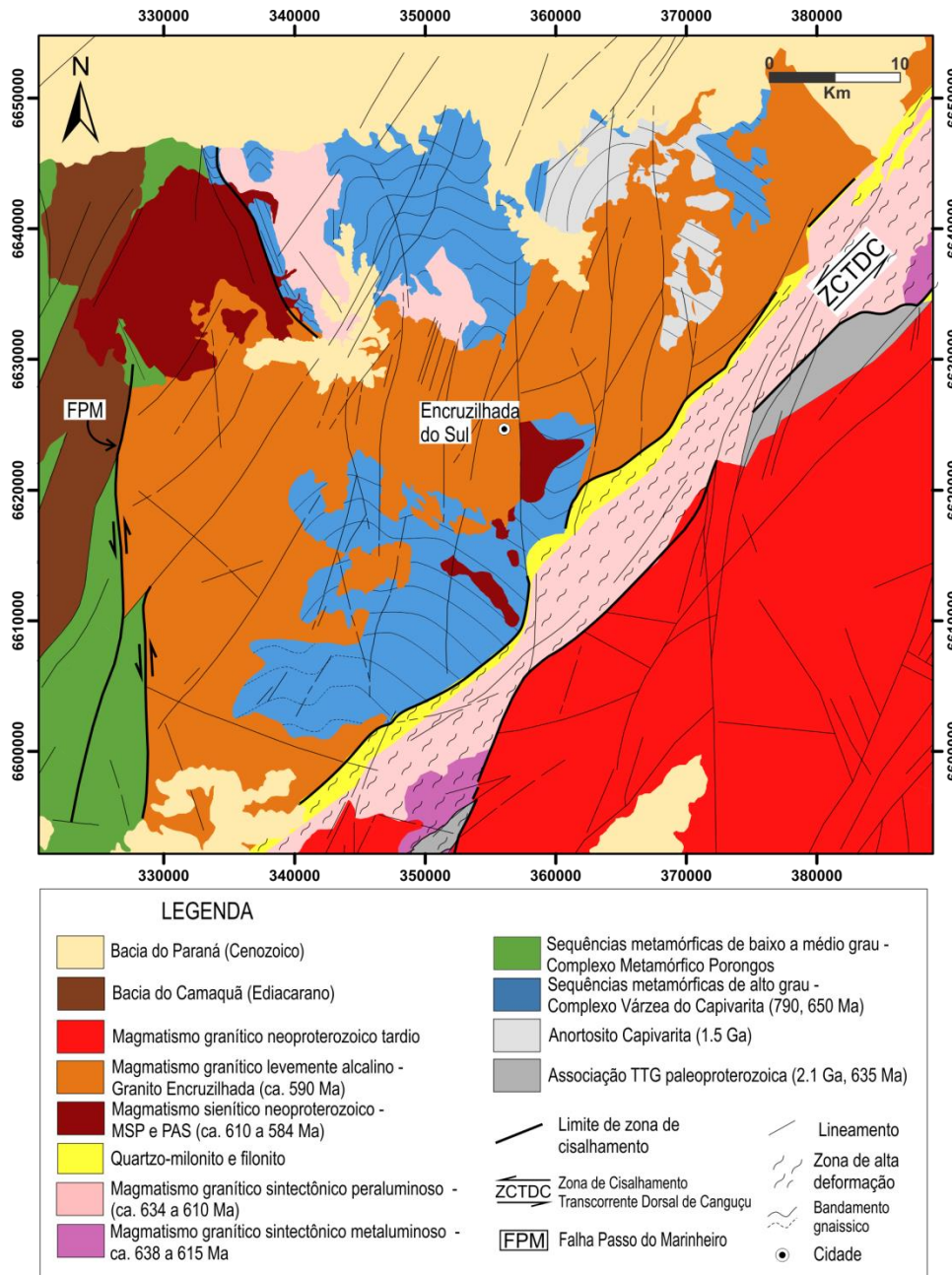


Figura 3.2 - Mapa regional da Região de Encruzilhada do Sul - Bloco Encruzilhada. Modificada de Lyra *et al.* 2018.

3.2.1 Complexo Várzea do Capivarita

O Complexo Várzea do Capivarita (CVC) (UFRGS 2011) foi interpretado como uma sequência de sedimentos platformais do tipo margem continental passiva (Fragoso César 1991), metamorfisados em condições de fácies anfibolito superior a granulito (Figuras 3.1b e Figura 3.2). Em estudos mais recentes, Martil *et al.* (2011) interpreta o magmatismo e sedimentação das rochas do CVC em ambiente de arco continental com idade e metamorfismo neoproterozoico. O CVC compreende intercalações de paragneisses de composição pelítica, rochas

calciossilicáticas, lentes de mármore e quartzitos, ortognaisses de composição tonalítica a graníticas (Martil 2016), além de rochas sieníticas sintectônicas, denominadas de Sienito Arroio das Palmas (De Toni 2015). Este último seria representado por termos porfiríticos de composição sienítica e termos mais finos de composição tonalítica a granodiorítica. Os termos finos apresentariam contatos difusos e irregulares, muitas vezes gradacionais, com os termos porfiríticos. Para Martil (2016) o CVC representa um pendente de teto sobre rochas intrusivas relacionadas ao Ciclo Brasileiro.

As rochas gnáissicas do CVC seriam estruturadas em fatias tabulares ou lenticulares de dimensões métricas a centimétricas, que se alternam ao longo dos planos do bandamento. Segundo Martil (2016) minerais de alta temperatura (hiperstênio e cordierita-espínélio) encontram-se alinhados entre as intercalações das bandas, sugerindo contemporaneidade entre o evento metamórfico de fácies granulito e o empilhamento tectônico destas rochas.

Martil (2016) sugere para a deformação uma tectônica transpressiva, particionada em zonas de cisalhamento do tipo empurrão/cavalgamento (D_1) e transcorrente (D_2), relacionados a um evento de colisão oblíqua. A mesma autora apresenta idades de cristalização para os ortognaisses de 780 e 790 Ma e idades de metamorfismo entre 640 e 650 Ma, ambos pelo método U-Pb em zircão. Segundo aquela autora essa associação de ortognaisses representa um magmatismo de arco maduro continental. Este conjunto de dados permitiu correlações com outras sequências de arco de ca. 800 Ma, como parte das rochas metavulcânicas ácidas do Complexo Metamórfico Porongos (CMP), que apresentam mesma assinatura geoquímica típica de orógenos acrescionários com evidências de contaminação crustal. Martil (2016) sugere que a similaridade das rochas sedimentares do CVC e CMP indicam que as atividades magmática e sedimentar destas duas unidades ocorreram em um mesmo ambiente de arco continental, e que parte das rochas metavulcânicas do CMP representariam os protólitos dos ortognaisses de alto grau do CVC.

3.2.2 Anortosito Capivarita

O Anortosito Capivarita (AC) (Formoso & Carraro 1968) é uma unidade constituída por anortositos, com ocorrência subordinada de granada anortosito, metagabro e anfíbolito (Figura 3.2). Possui idade de cristalização mesoproterozoica

de 1.573 ± 21 Ma e idade metamórfica de $606,4 \pm 5,9$ Ma, ambas pelo método U-Pb em zircão (Chemale *et al.* 2011). O AC ocorre na forma de três corpos alongados segundo direção NS e N30°E, que variam 25 e 7 Km de comprimento. Esta unidade ocorre como pendente de teto nos granitos encaixantes e é intrusiva no CVC (Formoso 1973, Philipp *et al.* 2010, Chemale *et al.* 2011).

O AC foi descrito por Philipp *et al.* (2010) como uma associação de anortositos do tipo maciço, com predomínio de anortositos de cor branca e textura equigranular média a grossa, com teor de máficos de 2 a 5%. Apresentaria locais com bandamento ígneo preservado, com alternância de camadas que variam ora a composição e ora o tamanho de grão, sugerindo evolução por processos de fracionamento mineral. Ainda segundo Philipp *et al.* (2010), o metamorfismo regional de fácies anfíbolito superior a granulito superimposto ao AC gerou bandamento incipiente, descontínuo e irregular, marcado por agregados máficos, principalmente, e orientação dimensional de plagioclásio.

Segundo Chemale *et al.* (2011) o Anortosito Capivarita teria se gerado em ambiente intraplaca, durante a fragmentação do supercontinente Columbia. Para os autores, sua presença indicaria que durante o início do Mesoproterozoico uma área do continente Sul-americano era estável, comportando rochas ígneas anorogênicas.

3.2.3 Complexo Metamórfico Porongos

O Complexo Metamórfico Porongos (CMP) foi descrito por Jost & Bitencourt (1980) como uma associação de rochas supracrustais metamorfizadas em fácies xisto verde a anfíbolito superior, com menor ocorrência de granitoides deformados e lentes de ultramáficas, que ocorre na região central do Cinturão Dom Feliciano (Figura 3.1 e Figura 3.2). Segundo Jost (1981), o CMP forma um cinturão alongado de direção NE, com aproximadamente 170 km de comprimento e 15 a 30 km de largura.

Os autores descrevem quatro domínios no CMP, relacionados a antiformes de escala regional: Antiforme Capané, Antiforme Serra dos Pedrosas, Domo de Santana da Boa Vista e Antiforme Godinho. O Complexo Encantadas, considerado como embasamento do CMP, forma o núcleo no Domo de Santana da Boa Vista e da Antiforme Godinho (Jost & Bitencourt 1980; Zvirtes *et al.* 2017). Embora as separações estruturais regionais sejam bastante aceitas, a evolução estrutural do complexo como um todo é ainda pouco conhecida.

O grau metamórfico do CMP, que varia de xisto verde a anfibolito superior, aumenta de oeste para leste (Jost 1981; Lenz 2006). Quatro fases de deformação são descritas para o complexo (Jost 1981), sendo a estrutura principal e mais penetrativa uma xistosidade de direção NE, relacionada ao desenvolvimento de dobra isoclinal durante D_2 . Entretanto, as interpretações para cada evento deformacional variam de autor para autor, gerando variações desde três eventos até cinco, o que torna a continuidade estrutural regional pouco linear. Para Porcher & Fernandes (1990) e Remus *et al.* (1990) a deformação é progressiva de D_1 para D_2 , enquanto para Saalman *et al.* (2006), a deformação inicial é representada por 3 eventos progressivos, com a D_3 interpretada como um evento de empurrão sob condições de retrometamorfismo para as rochas do Complexo Encantadas. Lenz (2006) sugere três eventos metamórficos para a Antiforme Serra dos Pedrosas e apresenta uma datação para o metamorfismo M1 de 658 ± 26 Ma (método Rb-Sr em muscovita e rocha total), considerado como o pico metamórfico regional. Saalman *et al.* (2005, 2006) interpretam a geometria antiforme do Domo de Santana da Boa Vista como o resultado de uma falha de empurrão, com vergência para NW, durante o evento D_4 , seguido de um evento D_5 rúptil-dúctil, enquanto Jost & Bitencourt (1980) descrevem que o desenvolvimento deste domo está relacionado ao evento D_2 . Estes mesmos autores descrevem, para a formação da Antiforme Serra dos Pedrosas, um evento D_4 , gerado por dobra de arraste relacionado a cisalhamento.

Dados de proveniência para o CMP indicam que esta unidade era originalmente composta por duas sequências sedimentares com fontes distintas, que representariam duas bacias preenchidas em períodos diferentes, com evoluções tectônicas distintas. Na região de Santana da Boa Vista foram encontradas, pelos métodos U-Pb e LA-ICP-MS em zircão, fontes arqueanas (2.9 Ga), paleoproterozoicas (2.2 a 1.8 Ga) e mesoproterozoicas (1.5 a 1.0 Ga), e para a Antiforme Capané, também pelos mesmos métodos anteriores, além de fontes de idade paleoproterozoica, também foram encontradas idades neoproterozoicas entre 800 e 570 Ma (Gruber *et al.* 2011, Hartmann *et al.* 2004, Hofig *et al.* 2017, Pertille *et al.* 2015a, 2015b).

Para as rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas do CMP também foram determinadas idades ígneas contrastantes em diferentes regiões. Idades U-Pb LA-ICP-MS em zircão de 780 Ma (Saalman *et al.* 2005) foram determinadas para rochas da região leste e central do complexo e para as rochas da região norte (Antiforme Capané) idades U-Pb LA-ICP-MS em zircão de 578 ± 1.6 Ma e 601 ± 2.6

Ma (Kohlrausch 2013). Comparando os dados existentes, Battisti *et al.* (2018) sugere que a atividade ígnea e a sedimentação tardia da Antiforme Capané (região norte) é mais jovem que o pico metamórfico descrito por Lenz (2006) na região leste do CMP, com idade de 658 ± 26 Ma, concluindo que o CMP apresentaria eventos metamórficos diacrônicos.

3.2.4 Granito Butiá

O Granito Butiá (GB) foi individualizado por Niessing *et al.* (2008) e descrito como um silimanita-biotita-muscovita leucogranito foliado, intrusivo no CVC, possuindo por vezes, pendentes de teto do mesmo. Descrevem o GB como um corpo alongado segundo a direção NNW, com área aflorante de aproximadamente 63 Km² (Figura 3.1b e Figura 3.2). Segundo estes autores, a foliação acompanha a orientação do corpo, com mergulho de alto ângulo. Nas porções mais externas, a textura seria fina, com foliação bem desenvolvida, localmente milonítica. Em direção ao centro do corpo, a textura seria média a grossa e a foliação seria menos evidente. A lineação mineral seria rara e, quando presente, de baixo caimento. Localizadamente foram descritos pares de foliação S-C indicativos de movimento horário. Para Niessing *et al.* (2008), evidências petrográficas como o alinhamento dimensional de K-feldspato e quartzo magmáticos, presença de quartzo com subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez e mirmequitas indicariam deformação no estado magmático. Para os autores, os dados sugerem um posicionamento do GB controlado por uma zona de cisalhamento dextral. Uma fase de transcorrência D₂ foi descrita por Martil (2016) para o CVC e datada em ca. 648 Ma pelo método U-Pb LA-ICP-MS em zircão. Niessing *et al.* (2011) e Bitencourt *et al.* (2015a) obtiveram idades de cristalização para o GB de 625 a 629 Ma, pelos métodos microsonda eletrônica em monazita, LA-MC-ICP-MS em zircão e U-Pb ID-TIMS em monazita.

Philipp *et al.* (2013) e Bom *et al.* (2014) sugerem que o GB e outros granitos peraluminosos da Suíte Cordilheira, resultam de fusão parcial dos paragnaisses do CVC.

3.2.5 Maciço Sienítico Piquiri

Neste item o Maciço Sienítico Piquiri (MSP) será brevemente descrito, abordando aspectos em relação a sua configuração atual em planta e sua relação

geográfica com as litologias do Bloco Encruzilhada. O Capítulo seguinte versará exclusivamente sobre o MSP.

O MSP é um corpo com área aflorante de aproximadamente 130km², em planta possui a forma de meia lua ou ferradura (Figura 3.1b e Figura 3.2). O MSP é intrusivo no CVC na região leste/nordeste/norte e no CMP na região norte e sudoeste. Na região oeste o contato do MSP é tectônico e limitado por falhas de direção NE-SW e NW-SE com rochas sedimentares da Bacia do Camaquã. A sul/sudeste é intrudido pelo Granito Encruzilhada (Figura 3.1b e Figura 3.2).

3.2.6 Pluton Arroio do Silva

O Pluton Arroio do Silva (PAS) é um corpo intrusivo de cerca de 50Km² que forma quatro corpos isolados, cuja geometria em planta sugere um corpo único em subsuperfície (Figura 3.2). A idade de cristalização U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) é de 578 ± 4 Ma (Padilha *et al.*, 2019). O PAS é intrusivo em rochas do Complexo Várzea do Capivarita e na sua borda norte é intrudido pelo Granito Encruzilhada (Figura 3.2) (Padilha *et al.*, 2019).

Padilha *et al.* (2019) renomeiam o antigo Sienitóides Arroio do Silva (Reis, 2006) de Pluton Arroio do Silva, sugerindo que as rochas que constituem o pluton representam interações de líquidos comagmáticos de gênese distintas com relações de mistura e contaminação complexa e envolvendo mais de um evento. Conforme Padilha *et al.* (2019) o PAS representa rochas com variação composicional de quartzo sienito a quartzo diorito com quantidades variáveis de agregados máficos alongados que tornam a foliação magmática evidenciada. A grande variedade composicional é reconhecida pelos autores, mas em escala de mapa não é viável a sua representação. Desta forma, os autores descrevem três variedades principais: (*qMS*) variedades quartzo monzonito a sienito, com textura média a grossa e M' 7-10, com hornblenda e K-feldspato euédrico; (*qMd*) variedades quartzo monzonito a monzodiorito de textura média a grossa, com ocorrência de biotita superior a hornblenda (M' 15-25) e k-feldspato nédrico; (*qD*) quartzo diorito de textura média a fina com M' 30 e biotita em maior quantidade do que hornblenda. Ainda segundo os mesmo autores, a presença de enclaves microgranulares máficos ocorre somente na variedade *qMS* e sua composição é lamprofírica e diorítica, com predomínio deste último.

Conforme Padilha *et al.* (2019) os termos de borda possuem textura de rápido resfriamento contra as rochas encaixantes e localizadamente identificaram geração de cornubianitos nas rochas do Complexo Várzea do Capivarita. O Granito Encruzilhada (GE) intrude a parte norte do PAS e assimila fragmentos do mesmo, resultando em variações composicionais e texturais nas litologias do GE.

Segundo Padilha *et al.* (2019) a afinidade geoquímica, idades neoproterozoicas e correlação com ambiente pós-colisional poderiam indicar co-geneticidade ou geração por processos semelhantes de fontes similares das unidades PAS e MSP.

3.2.7 Granito Encruzilhada

O Granito Encruzilhada (GE) (Figura 3.1b e Figura 3.2) é um corpo intrusivo que, segundo Vasquez (1997), pertenceria à Suíte Encruzilhada do Sul, definida pelo mesmo autor em detrimento de Complexo Granítico Encruzilhada, sugerido por Tessari & Picada (1966), por considerar que não se trata de um complexo, uma vez que seria possível identificar as distribuições espaciais dos diferentes tipos litológicos e classificá-los em fácies petrográficas e/ou corpos. No entanto, para Vasquez (1997), a Suíte Encruzilhada do Sul compreenderia o GE e outros corpos graníticos e sieníticos de afinidade alcalina relacionados temporal e espacialmente, enquanto para Tessari & Picada (1966), o Complexo Granítico Encruzilhada não engloba os sienitos da região. Neste trabalho, optou-se por utilizar a nomenclatura de Granito Encruzilhada, conforme designação original de Leinz (1945) e também utilizada por outros autores como Picada (1971), Willig *et al.* (1974), Carraro *et al.* (1974) e Wernick & Penalva (1978). Embora concorde-se com Vasquez (1997) de que complexo não seria apropriado, a denominação de Suíte Intrusiva Encruzilhada não se mostrou coerente, uma vez que não se considera que os sienitos façam parte desta suíte.

O GE, segundo Jacobs (2012), estaria em contato tectônico a leste com a Suíte Cordilheira, através da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu e uma ramificação da Zona de Cisalhamento Passo do Marinheiro. Segundo o mesmo autor, o contato oeste também seria tectônico com o Complexo Porongos, através da Zona de Cisalhamento Passo do Marinheiro, enquanto o contato norte seria encoberto por sedimentos da Bacia do Paraná. Na região norte foi descrito por Bitencourt *et al.* (1993) o contato intrusivo do GE no Maciço Sienítico Piquiri, com

presença de xenólitos de sienito no GE. Os mesmos autores indicam borda de resfriamento com diminuição do tamanho de grão próximo às encaixantes, nas bordas nordeste, oeste e sul do GE.

São descritos ainda, na porção central e norte, xenólitos de gnaiss do Complexo Várzea do Capivarita e meta-anortositos do Anortosito Capivarita, pertencentes ao embasamento, com dimensões métricas a quilométricas (Jacobs 2012).

O GE foi dividido em duas fácies petrográficas: a fácies monzogranito porfirítico e a fácies sienogranito equigranular. A fácies monzogranítica possui textura porfirítica a heterogranular grossa, com presença de xenólitos parcialmente assimilados do PAS e MSP. Apresenta zonas com abundância de enclaves microgranulares máficos de composição diorítica, com porções híbridas da mistura. Em geral apresenta estrutura maciça, mas ocorrem áreas com foliação de fluxo desenvolvida, marcada pela orientação de megacristais de K-feldspato. A fácies sienogranítica é homogênea, com textura equigranular média a fina e rara variação para heterogranular grossa. (Bitencourt *et al.* 1993, Vasquez 1997, Philipp & Campos 2005).

Segundo Vasquez (1997), a contribuição mantélica na geração dos granitos da suíte estaria presente como magmas de composição mais básica (dioritos e quartzo dioritos). Segundo o mesmo autor, a composição química indicaria que o magmatismo pertence à série alcalina e estaria associado ao estágio pós-colisional na evolução do Cinturão Dom Feliciano.

Com base nas idades apresentada por Vasquez (1997) e Babinski *et al.* (1997) de $581,8 \pm 16,8$ Ma (Rb-Sr rocha total) e 594 ± 5 Ma (U-Pb em zircão), respectivamente, Jacobs (2012) sugere que as idades de cristalização e resfriamento das rochas da Suíte Encruzilhada do Sul devem ser próximas de 580 Ma.

3.2.7 Bacia do Camaquã

A Bacia do Camaquã compreende uma sequência vulcano-sedimentar depositada nas fases tardi- a pós-colisionais do Ciclo Brasileiro (Paim *et al.* 2000; Chemale Jr. *et al.* 1995) (Figura 3.1a,b; Figura 3.2). As rochas desta bacia ocorrem em diversas regiões do escudo sobre rochas arqueanas a paleoproterozoicas, de arco continental neoproterozoico e sequências metamórficas neoproterozoicas de

baixo a médio grau (Figura 3.1a,b). Conforme Paim *et al.* (2000, 2014) a Bacia do Camaquã é composta por quatro eventos tectono-vulcano-sedimentares, cuja sucessão é marcada por diferentes ambientes tectônicos e assinaturas vulcânicas, limitados por discordâncias angulares. Paim *et al.* (2000) empregam o termo “sub-bacia” para representar as várias ocorrências distribuídas no ESrg, as quais armazenam a sobreposição total ou parcial dos quatro eventos deposicionais. Em contato com o MSP ocorre uma destas unidades, denominada Sub-bacia Piquiri (Paim *et al.* 2014) (Figura 3.2).

Na Bacia do Camaquã, a Sub-bacia Piquiri é a porção menos estudada, e por isso seu empilhamento é muitas vezes baseado em correlações com outras sub-bacias da região oeste do ESrg. Conforme Paim *et al.* (2014), a Sub-bacia Piquiri registra os quatro episódios tectônicos deposicionais que compõem a Bacia do Camaquã. A base da Sub-bacia Piquiri seria correlacionável à unidade mais antiga e deformada da Bacia do Camaquã, com idade de 630 a 600 Ma, cujo ambiente deposicional foi vinculado a falhas transcorrentes, de empurrão e inversas, marcadas por dobras suaves a moderadas. Segundo Paim *et al.* (2000, 2014), o MSP seria intrusivo nesta unidade da Bacia do Camaquã. As idades apresentadas por Paim *et al.* (2014) forma balizadas com base em idades obtidas em rochas sedimentares da Bacia do Camaquã de $630 \pm 3\text{Ma}$ (U-Pb SHRIMP em zircão Borba *et al.*, 2008) e $601 \pm 33\text{Ma}$ (U-Pb LA-ICP-MS em zircão Almeida *et al.*, 2012). A unidade seguinte na Sub-bacia Piquiri foi estudada por Silveira (2012) e atribuída a tectônica direcional. Paim *et al.* (2014) estimam idade de formação para esta unidade entre *ca.* 593 e 580 Ma, com base em idades obtidas no Granito Lavras do Sul de $594 \pm 5\text{Ma}$ e $580 \pm 7\text{Ma}$ (U-Pb SHRIMP em zircão Remus *et al.*, 2000b) e idades de rochas vulcano-sedimentares da bacia de $580 \pm 4\text{Ma}$ (U-Pb SHRIMP em zircão Janikiani *et al.*, 2008) e $593 \pm 6\text{Ma}$ (U-Pb SHRIMP em zircão Remus *et al.*, 1999). As duas últimas unidades de topo da Sub-bacia Piquiri possuem idades de formação de *ca.* 574 a 549 Ma e *ca.* 535 a 510 Ma, cujas deposições são indicativas de ambiente de *rift*. O Primeiro intervalo (*ca.* 574 a 549 Ma) foi balizado por Paim *et al.* (2014) com base em idade obtida em rocha vulcânica da bacia de $574 \pm 7\text{Ma}$ (U-Pb TIMS em zircão Janikiani *et al.*, 2008) e de $549 \pm 5\text{Ma}$ (U-Pb SHRIMP em zircão Sommer *et al.*, 2005). O segundo intervalo (*ca.* 535 a 510 Ma) foi balizado, ainda por Paim *et al.* (2014), com base em idade obtida em rochas subvulcânica sedimentares da bacia de $535 \pm 1\text{Ma}$ (Ar/Ar RT Almeida, 2005) e de $522 \pm 10\text{Ma}$ (K/Ar em ilitas antigênicas Maraschin *et al.*, 2010)

Borba *et al.* (2007) identificaram, na região denominada de Cerro da Árvore ou região Piquiri (correlata a unidade estudada por Silveira, 2012), presença de clastos do Complexo Porongos nesta unidade. Estes autores sugerem que o Complexo Porongos foi exumado, controlado por falhas de empurrão, e disponibilizado para erosão neste período. Para estes autores a idade de formação desta unidade da Bacia do Camaquã seria entre 600 e 580 Ma (cf. dados de Gastal *et al.* 2003b obtidos em litologias do Complexo Intrusivo Lavras do Sul - 598 ± 3 Ma Pb/Pb em zircão; 581 ± 29 Ma – Rb/Sr RT).

Para Fambrini *et al.* (2018) as rochas sedimentares da Bacia do Camaquã, em contato tectônico com o MSP, representam um único evento deposicional relacionado a tectônica extensional. Segundo os autores, essa porção da Bacia do Camaquã possui idade ediacarana e apresenta clastos de sienito no arcabouço de conglomerados. Desta forma, acreditam que a deposição ocorreu após o posicionamento do MSP, referindo a idade de 611 ± 3 Ma (Pb/Pb evaporação em cristais de zircão) obtida por Philipp *et al.* (2002) neste último.

CAPÍTULO 4 – GEOLOGIA DO MACIÇO SIENÍTICO PIQUIRI

Os dados obtidos nesta tese associados aos existentes na bibliografia foram as bases para delinear um novo mapa geológico e novas interpretações geológicas para as rochas que compõem o corpo do MSP. A bibliografia existente descreve e agrupa as litologias do MSP em fácies, o que levaria ao entendimento que as fácies se sucedem lateralmente, representando cristalização por diferenciação. Os novos dados adquiridos durante este trabalho apontam para processo construtivo do MSP em pulsos, evidenciado por relações intrusivas entre os termos litológicos. Portanto, optou-se a separação litológica em pulsos, em detrimento da separação litológica em fácies.

4.1 Mapa Geológico Atualizado

O mapa geológico atualizado é apresentado na Figura 4.1. As rochas do Pulso 1 representam o menor volume de exposição do MSP, compreendendo ca. 15% do total do corpo intrusivo, dispostas nas extremidades do mesmo. Na região norte ocorre a única exposição contínua das rochas do Pulso 1, enquanto as outras regiões formam diversas pequenas ocorrências de corpos irregulares, sem continuidade lateral, distribuídos nas áreas onde predominam os demais pulsos. A região leste do mapa (Figura 4.1), onde aflora rochas do Pulso 1, representa uma região de relações intrusivas preservadas do magma do Pulso 1 com as rochas encaixantes, sob forma de estreitas apófises que se prolongam para o interior das rochas do CVC e GB. As rochas do Pulso 1 são correlacionáveis às denominações anteriores de fácies sienítica fina a média e fácies de borda empregadas por UFRGS (2008) e Sbaraini (2012), respectivamente.

As rochas do Pulso 2 constituem a maior parte aflorante e contínua do corpo e representam em torno de 40 a 50% do MSP. Na porção sul/sudeste é a única região onde as rochas do Pulso 2 ocorrem sob forma de pequenos corpo irregulares, descontínuos e isolados (Figura 4.1). As rochas do Pulso 2 possuem relação de contato tectônico com as rochas do CVC e sedimentares da Bacia do Camaquã. As litologias do pulso 2 eram atribuídas anteriormente à fácies principal de Sbaraini (2012) e à fácies sienítica média a grossa de UFRGS (2008).

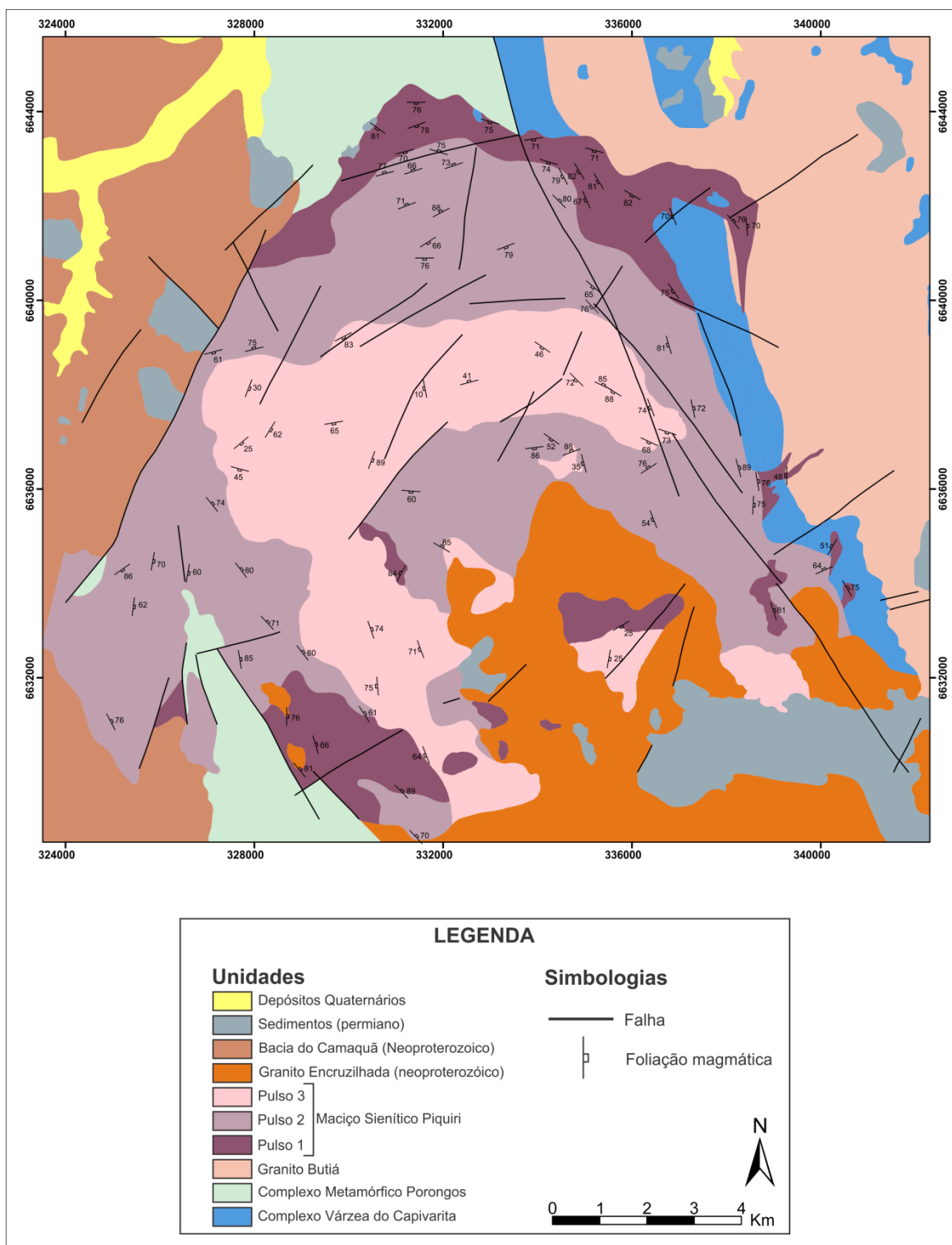


Figura 4.1 - Mapa Geológico do Maciço Sienítico Piquiri mostrando estruturas principais, rochas encaixantes e relações com rochas intrusivas. Modificado de Sbaraini (2012).

As rochas do Pulso 3 representa de 40 a 30% da área aflorante do MSP, localizado na porção central do corpo (Figura 4.1). As rochas deste pulso possuem exposição contínua que se estende da região sul até a zona central do maciço. As demais ocorrências destas rochas concentram-se na porção centro-sudeste, sob forma de pequenos corpos irregulares e descontínuos, distribuídos

preferencialmente nas áreas limítrofes de contato com as rochas do Granito Encruzilhada. Não foram encontradas relações de contato do pulso 3 com as litologias encaixantes do CVC e CMP. As rochas pertencentes a este pulso foram denominadas anteriormente de fácies quartzo sienítica e sienogranítica por Sbaraini (2012) e fácies quartzo sienítica e granítica por UFRGS (2008). Neste trabalho, optou-se por agrupar no Pulso 3 (Figura 4.1) as duas fácies anteriormente apresentadas em separado pelos autores citados acima, tendo em vista a ausência de relações de intrusão entre elas. De acordo com as observações de campo se identificou uma gradação sutil entre as duas fácies, marcada pela variação no teor de quartzo, a qual foi interpretada como resultante de diferenciação.

4.2 Caracterização Litológica e Estrutural

As rochas dos pulsos 1 e 3 afloram com pouca continuidade de exposição, como campo de matacões no topo de morros, blocos na beira de estradas e lajeados em campos abertos ou beiras de arroio, com graus variados de alteração (Figura 4.2a,b,c,d). Já as rochas do Pulso 2 têm continuidade expressiva de exposição inalterada em pedreiras (Figura 4.2e,f), o que torna esse pulso excelente para descrições das feições macroscópicas, sendo o mais estudado na bibliografia existente.

4.2.1 Pulso 1

As rochas do Pulso 1, embora com o menor volume exposto, apresentam as maiores variações texturais e composicionais do MSP. O termo predominante deste pulso são sienitos ricos em máficos ($M' 15-30$) de textura equigranular fina a muito fina, com tendência porfirítica dada por fenocristais esparsos de K-feldspato. Os minerais máficos são anfibólio, piroxênio e biotita, o último em teores de 1,5 a 6% (Figura 4.3a). A quantidade de minerais máficos varia localmente, gerando termos mesocráticos ($M' > 35$), passíveis de serem confundidos com rochas dioríticas, e subordinadamente locais com quantidade de máficos inferiores a 5%.

Com menor frequência, ocorrem sienitos de textura equigranular fina a média, com $M' 15$ (Figura 4.3b). De forma mais restrita, foram identificados sienitos de textura média a grossa com quantidades de máficos em torno de 5%, com grãos de

feldspato potássico da ordem de 0,7cm de comprimento e formas anédricas, conferindo aspecto textural disforme á rocha.

O termo de textura fina a média do Pulso 1 tem foliação magmática bem desenvolvida, marcada pela orientação dimensional de cristais de K-feldspato, em geral acompanhada pela orientação de agregados máficos e enclaves microgranulares máficos (Figura 4.3b). No termo predominante do Pulso 1 esta foliação é menos evidente (Figura 4.3a). A trama planar das rochas do Pulso 1 acompanha o contato com suas encaixantes e o ângulo de mergulho da foliação é sub-vertical com valores variando principalmente entre 71° e 81° (Figura 4.4a).

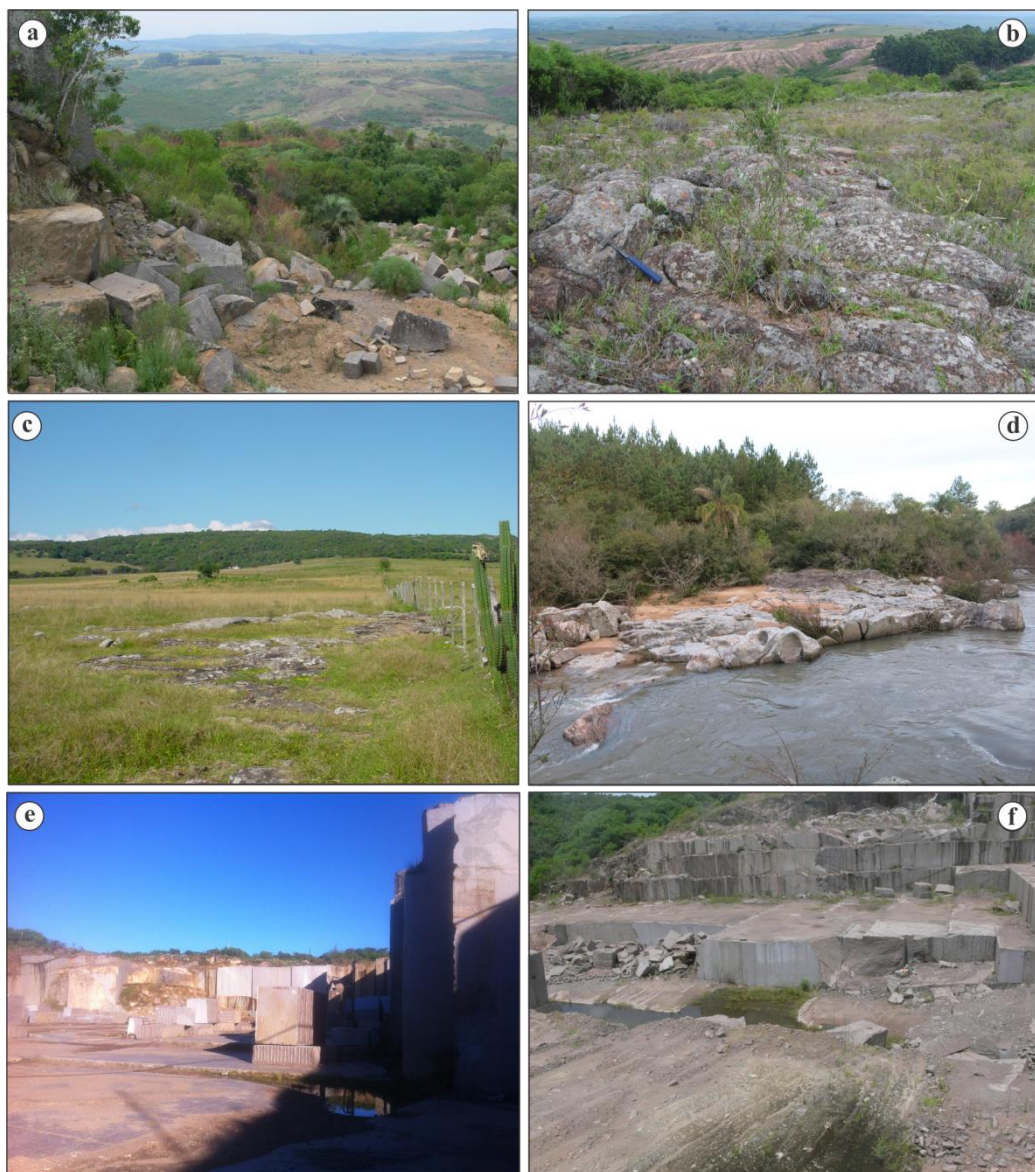


Figura 4.2 - a) afloramento tipo matacões em topo de morro; b) e c) afloramento tipo lajeados; d) afloramento tipo lajeado em beira de rio; e) e f) afloramento tipo paredões em pedreira.

Nas rochas do Pulso 1 é comum a presença de enclaves microgranulares máficos (EMM), e a maior parte deles representa lamprófiros do tipo minete de acordo com o descrito por Plá Cid *et al.* (2002), enquanto uma parcela menor foi descrita por Vieira Jr. *et al.*, (1989) como rochas dioríticas. Os EMM ocorrem normalmente concentrados, formando enxames de enclaves localizados (Figura 4.3c), mas também ocorrem disseminados (Figura 4.3a,b). Os EMM têm tamanhos entre 2 e 30 cm, formas esféricas ou alongadas, normalmente orientados de acordo com a foliação magmática. Os contatos são nítidos, com formas alongadas (Figura 4.3b) ou esféricas (Figura 4.3a,c) e contornos arredondados. Localmente os contatos dos EMM podem ser difusos. De forma restrita ocorre nas rochas do Pulso 1 a presença de trilhas de máficos (piroxênio, anfibólio e biotita), em geral juntos aos locais de concentração de EMM.

Fragmentos do termo predominante do Pulso 1 com formas alongadas, contatos difusos (Figura 4.3d) e tamanhos de até 25 cm, são encontrados localmente nos termos de textura fina a média. Com maior frequência, são encontrados xenólitos das rochas encaixantes nos termos do Pulso 1, com contatos nítidos, formas alongadas, contornos arredondados e tamanhos da ordem de até 30 cm (Figura 4.3c).

A presença de injeções nas rochas atribuídas ao Pulso 1, são restritas as regiões próximas às bordas em contato com as rochas encaixantes do CVC, formando intrusões do tipo apófises sieníticas ou injeções de termos mais empobrecidos em máficos identificados como o termo fino a médio do Pulso 2 ou de composições aplíticas a pegmatíticas. Intrudem os termos do Pulso 1 sempre associadas ou próximas de feições de brecha e amígdalas, além de intrudirem as rochas encaixantes. As injeções de termos mais diferenciados não apresentam continuidade lateral e textural que sejam passíveis de correlacioná-las com os termos do Pulso 1, muito embora suas ocorrências estejam nas proximidades de brechas e amígdalas encontradas nas rochas do Pulso 1.

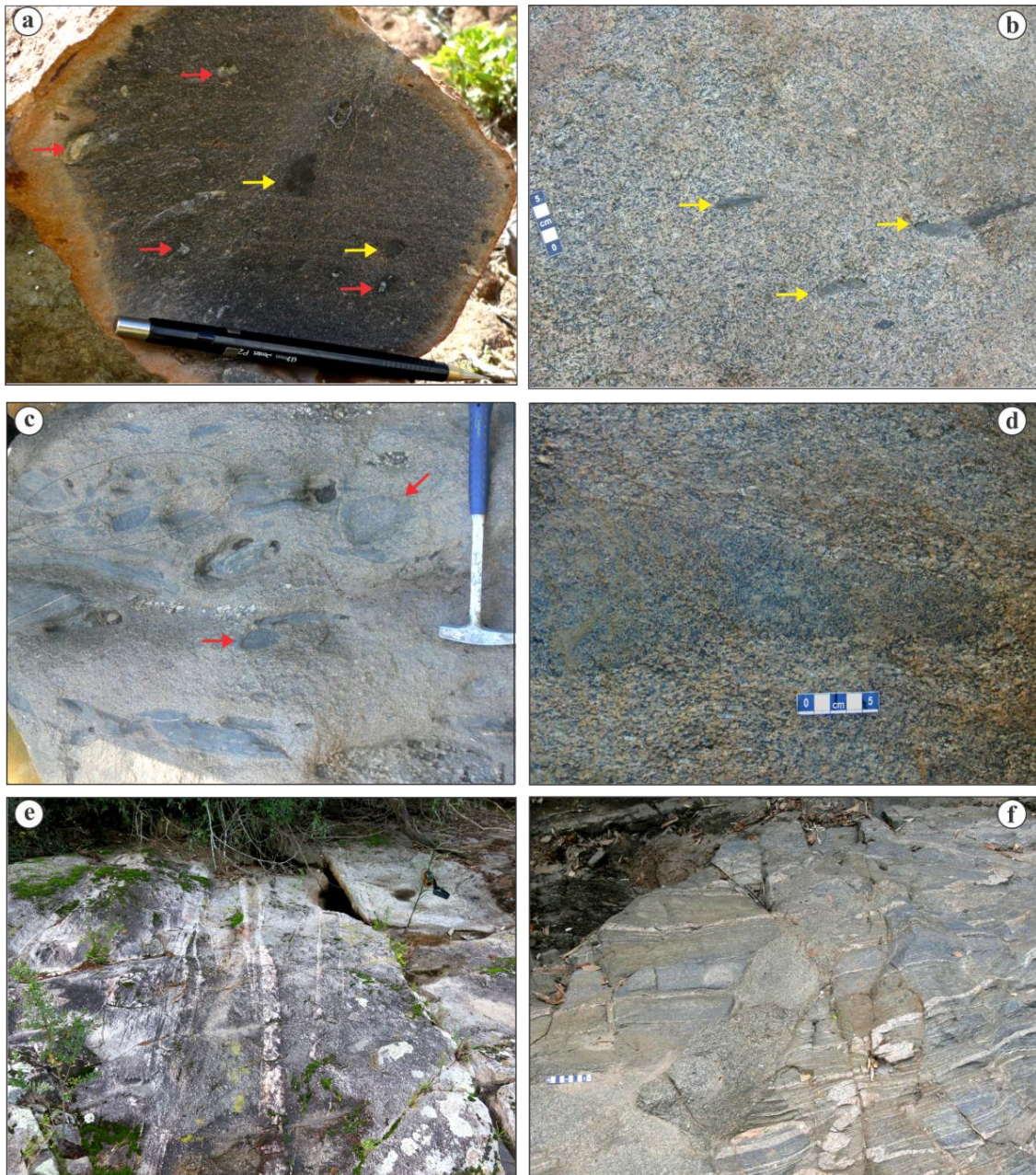


Figura 4.3 - a) aspecto textural do sienito fino a muito fino do Pulso 1, com M' 15-30 . Setas em amarelo indicando enclaves microgranulares máficos com formas esféricas. Setas em vermelho indicando os fenocristais esparços de k-feldspato, característico do Pulso 1; **b)** aspecto textural do sienito (M' 15) fino a médio do Pulso 1. Setas em amarelo indicando enclaves microgranulares máficos alongados e orientados no fluxo magmático; **c)** enclaves microgranulares máficos destacados pelas setas e círculo. Os demais fragmentos são das rochas encaixantes do CVC; **d)** fragmentos com contato difuso e forma alongada do termo predominante do Pulso 1 dentro do termo fino a médio do Pulso 1; **e)** injeções que intrudem o Pulso 1 com contatos nítidos e retos; **f)** apófise do termo de textura fina a média do Pulso 1 nas rochas do CVC, a direção da apófise é oblíqua ao bandamento do CVC e localmente se paraleliza ao bandamento (canto superior direito da foto).

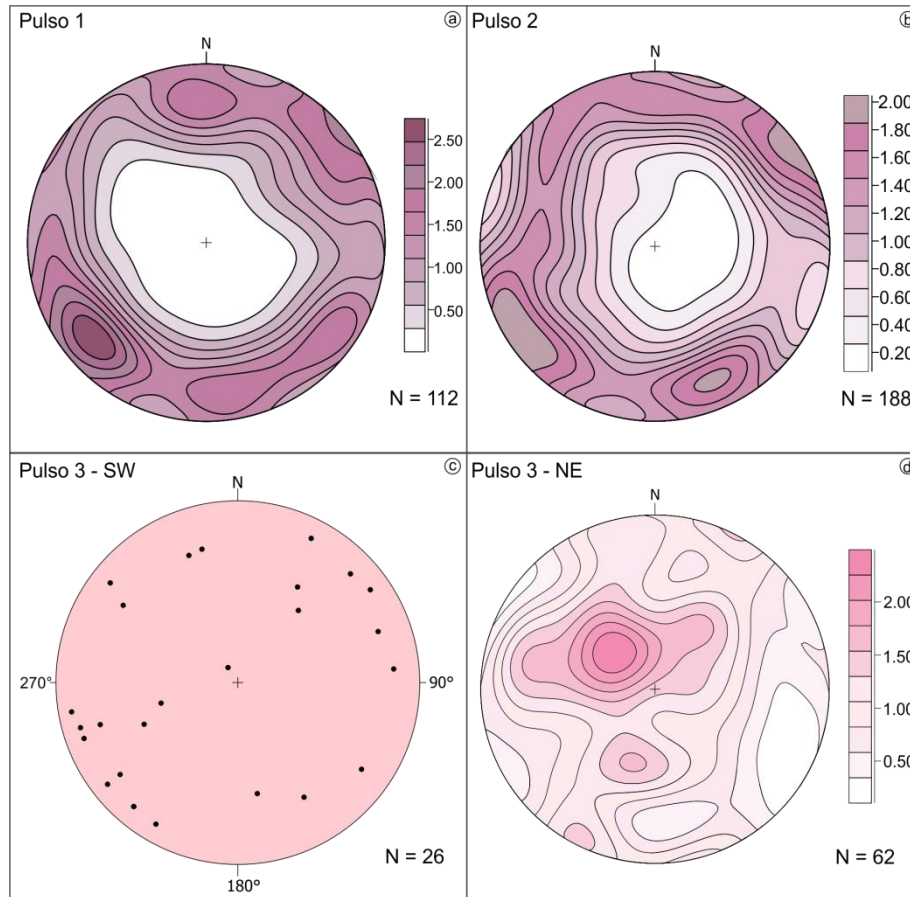


Figura 4.4 - a) estereograma de contorno da foliação magmática (S_0) das rochas do Pulso 1; b) estereograma de contorno da foliação magmática (S_0) das rochas do Pulso 2; c) estereograma polo do plano da foliação magmática (S_0) na região SW de ocorrência das rochas do Pulso 3; d) estereograma de contorno da foliação magmática (S_0) na região NE de ocorrência das rochas do Pulso 3.

As injeções quando intrusivas nas rochas do Pulso 1 possuem contatos nítidos, retos ou sinuosos, com direção concordante ou discordante da foliação da rocha encaixante; quando intrusivas nas rochas do CVC seus contatos são nítidos e retos, com direção concordante ou discordante ao bandamento das rochas do CVC. As injeções possuem tamanhos da ordem de 1m de comprimento por 8 cm de largura (Figura 4.3e).

Apófises do termo fino a médio do Pulso 1 intrusivas nas rochas encaixantes do CVC foram observadas em duas localidades. A primeira ocorre no contato nordeste com ortognaisses do CVC, no ponto MN 155 (Figura 4.1 e Figura 4.5). A apófise de sienito possui direção geral NNE e é oblíqua ao bandamento dos ortognaisses, de direção NW-SE, e localmente tende a se paralelizar com o mesmo (Figura 4.3f). Algumas ramificações cortam a estrutura da encaixante em alto ângulo e vênulas do sienito se projetam ao longo do bandamento da rocha metamórfica

(Figura 4.6a). A foliação do sienito é concordante com o bandamento dos ortognaisses e ortogonal aos limites da injeção.

A segunda ocorrência de apófise foi observada no contato nordeste com o Sienito Arroio das Palmas (SAP) no ponto GJ 07 (Figura 4.1 e Figura 4.5), onde o sienito do Pulso 1 (textura média a fina) intrude o SAP. A apófise é formada por uma injeção principal, que se ramifica em injeções menores com direções distintas (Figura 4.6b, Figura 4.7). A injeção principal tem 5 metros de comprimento por 25 cm de espessura e possui caracteristicamente enclaves microgranulares máficos (Figura 4.6c; Figura 4.7). A direção da apófise é oblíqua à foliação metamórfica da encaixante, e as foliações da apófise e suas ramificações são em geral, paralelas ao contato com a encaixante. Os contatos das injeções são nítidos, variando de retos a sinuosos (Figura 4.6b,c). Localmente, as injeções têm margens leucocráticas (Figura 4.6b), o que pode indicar separação de fluídos do sistema.

São encontradas brechas em três localidades nas rochas do Pulso 1, sempre nas regiões de borda em contato com as rochas encaixantes do CVC e próximas das ocorrências de injeções e concentração de amígdalas do Pulso 1. A **primeira**, na região norte do Pulso 1 (ponto PP 244 e PQ02) (Figura 4.1 e Figura 4.5), possui os fragmentos com bordas angulosas e formas que variam de alongadas a esféricas, e tamanhos da ordem de 4 cm. São fragmentos ricos em máficos com textura fina a muito fina e aspecto em geral maciço, raros fragmentos possuem bandamento sutil. Foram identificados como metapelitos do CVC. É comum nesta brecha presença de uma franja leucocrática entorno dos fragmentos. O material que cimenta os fragmentos foi identificado como o termo médio a fino do Pulso 1 (Figura 4.6d).

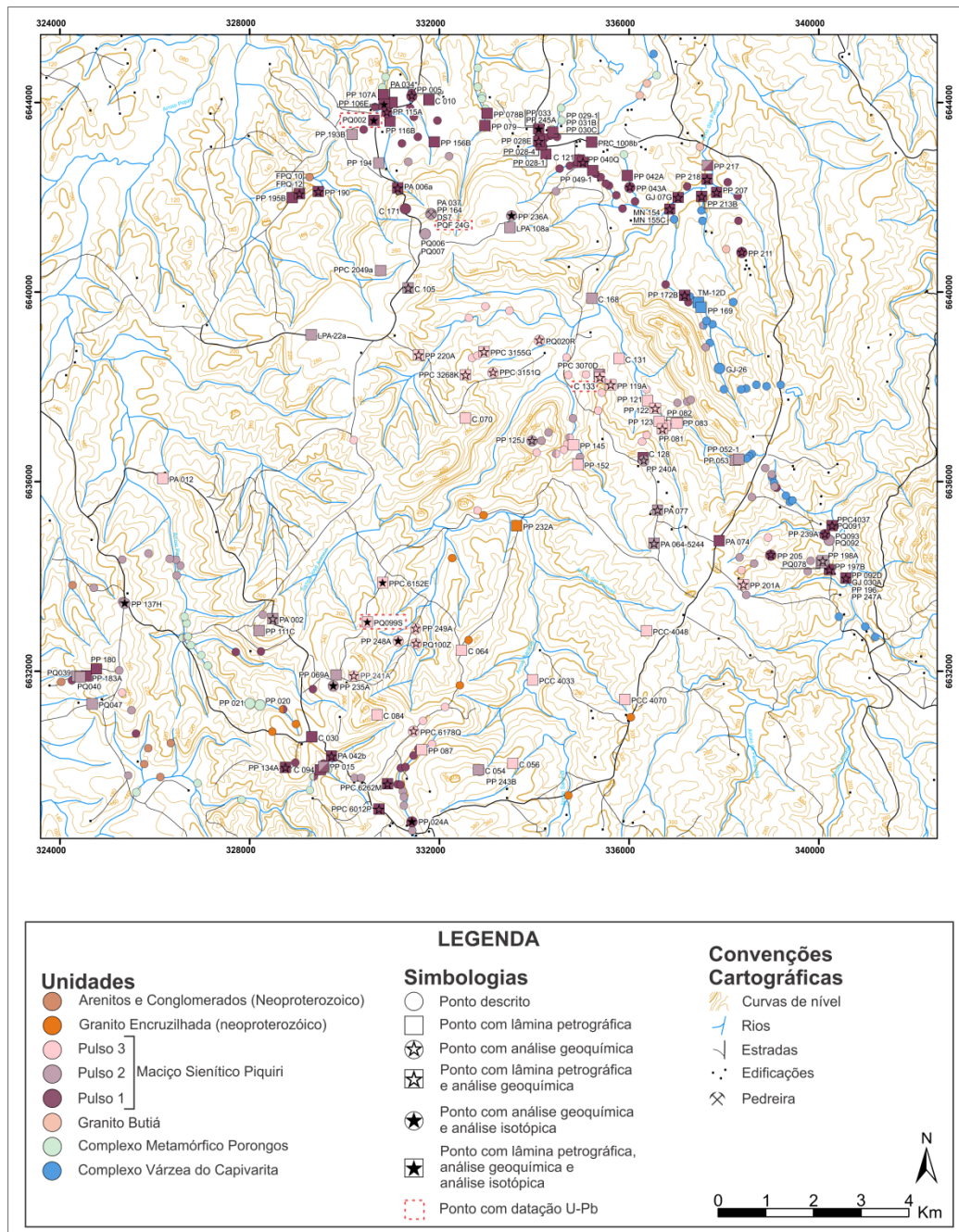


Figura 4.5 - Mapa de amostragem do Maciço Sienítico Piquiri, com curvas de níveis e principais estradas de acesso.

A **segunda** ocorrência de brecha é no contato do Pulso 1 com o SAP na região nordeste, no ponto GJ 07 (Figura 4.1 e Figura 4.5). Os fragmentos que predominam nesta brecha são de textura fina e ricos em máficos, com aspecto maciço ou com fino bandamento, possuem tamanho em média de 5 cm e formas alongadas com contornos arredondados (Figura 4.6e). Estes fragmentos encontram-se orientados de acordo com seus eixos maiores de alongamento. Fragmentos com textura porfirítica são menos abundantes, possuem tamanhos maiores de até 15 cm, com formas esféricas e contornos arredondados (Figura 4.6f). O material que

percola os fragmentos foi identificado como o termo de textura fina a média do Pulso 1 e os fragmentos são compostos por rochas do SAP e CVC. A brecha magmática é intrudida por uma injeção do sienito médio a fino do Pulso 1, fragmentando a brecha em duas partes (Figura 4.6e). Esta injeção acredita-se ser a continuidade da injeção descrita anteriormente nesse mesmo ponto (GJ 07), as duas ocorrências estão separadas por poucos metros no leito de um rio.

A **terceira** ocorrência de brecha é observada no ponto GJ-26 no contato leste do MSP com o SAP (Figura 4.1 e Figura 4.5). Os fragmentos variam de 5 a 15 cm de tamanho com formas alongadas e contornos arredondados, todos orientados conforme foliação predominante do material que os contêm (Figura 4.8a). De Toni (2012) descreve neste local injeções graníticas intrudindo as litologias do SAP. O mesmo autor descreve a direção das injeções ora concordantes e ora discordantes com a foliação do SAP. Nesta tese as injeções foram reinterpretadas como pertencentes ao termo fina a média do Pulso 1, e uma das injeções contém a brecha, com fragmentos do SAP e gnaiss do CVC.

Nas regiões onde são observadas as apófises e brechas é comum a ocorrência de amígdalas nos termos predominante e de textura fina a média do Pulso 1. São amígdalas com formas preferencialmente alongadas, orientadas conforme fluxo magmático e preenchidas por quartzo e/ou \pm feldspato alcalino, com tamanhos entre 1,5 e 3 cm (Figura 4.8b,c).

4.2.2 Pulso 2

As rochas do Pulso 2 são sienitos de textura equigranular média a grossa com M' entre 5 e 15, com piroxênio, anfibólio e, eventualmente, biotita (1 a 2%) como fases máficas (Figura 4.8d).

A foliação magmática das rochas deste pulso é a mais desenvolvida em relação aos outros pulsos do MSP, marcada principalmente pela orientação dimensional dos grãos de K-feldspato, acompanhados pela orientação de agregados de minerais máficos e enclaves microgranulares máficos. Variações locais da intensidade e forma da foliação magmática são indicadas pelo alinhamento planar ou sigmoidal de K-feldspato (Figura 4.8d,e) e pelo menor espaçamento dos planos de foliação observados em pequenas zonas com largura da ordem de centímetros a metros.

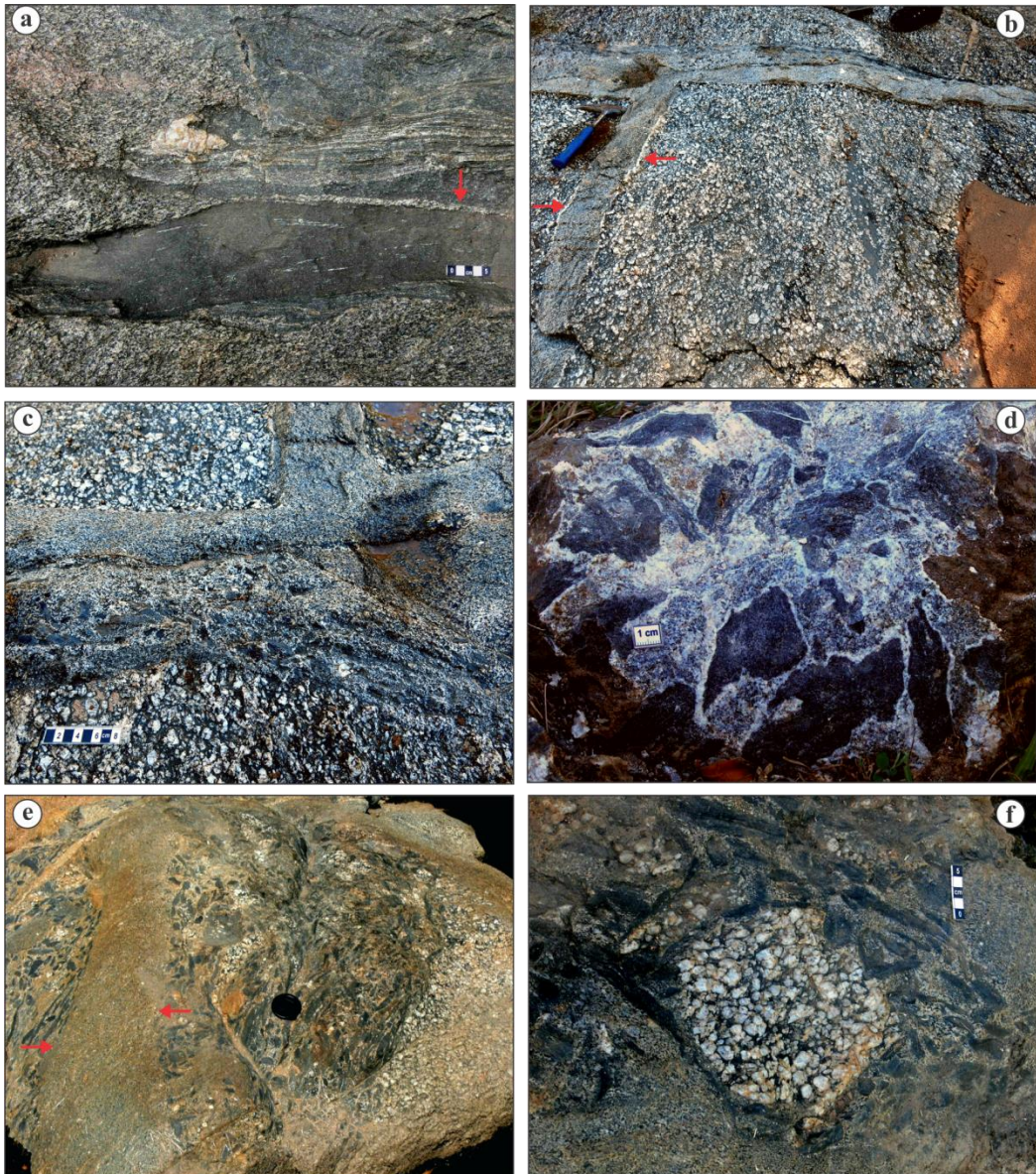


Figura 4.6 - a) vênulas que se projetam a partir da apófise paralelamente ao bandamento da rocha metamórfica (seta vermelha); **b)** aspecto geral da apófise do termo médio a fino do Pulso 1 nas rochas do SAP. Injeção principal e ramificação menor. Seta em vermelho indicando porção com margem leucocrática; **c)** apófise do termo médio a fino do Pulso 1 nas rochas do SAP, contendo EMM; **d)** brecha do Pulso 1 composta por fragmentos de forma esférica ou alongados e contornos angulosos, pertencentes as litologias do CVC. O material que cimenta os fragmentos é o termo fino a médio do Pulso 1; **e)** brecha do Pulso 1 composta por fragmentos alongados e contornos arredondados, dispostos de forma orientada. Os fragmentos pertencem as litologias do CVC e SAP e o material cimentador é o termo fino a médio do Pulso 1. A brecha é intrudida por injeção do termo fino a médio do Pulso 1 (seta vermelha); **f)** fragmento porfiritico da brecha com forma esférica e contorno arredondado.

A trama planar acompanha o contorno das rochas com suas encaixantes, o que de modo geral representa a forma individual do pulso em planta (Figura 4.1). O ângulo de mergulho é sub-vertical variando preferencialmente entre 68° e 80°

(Figura 4.4b). Nenhuma lineação mineral é observada tanto em escala de afloramento quanto em sessão delgada.

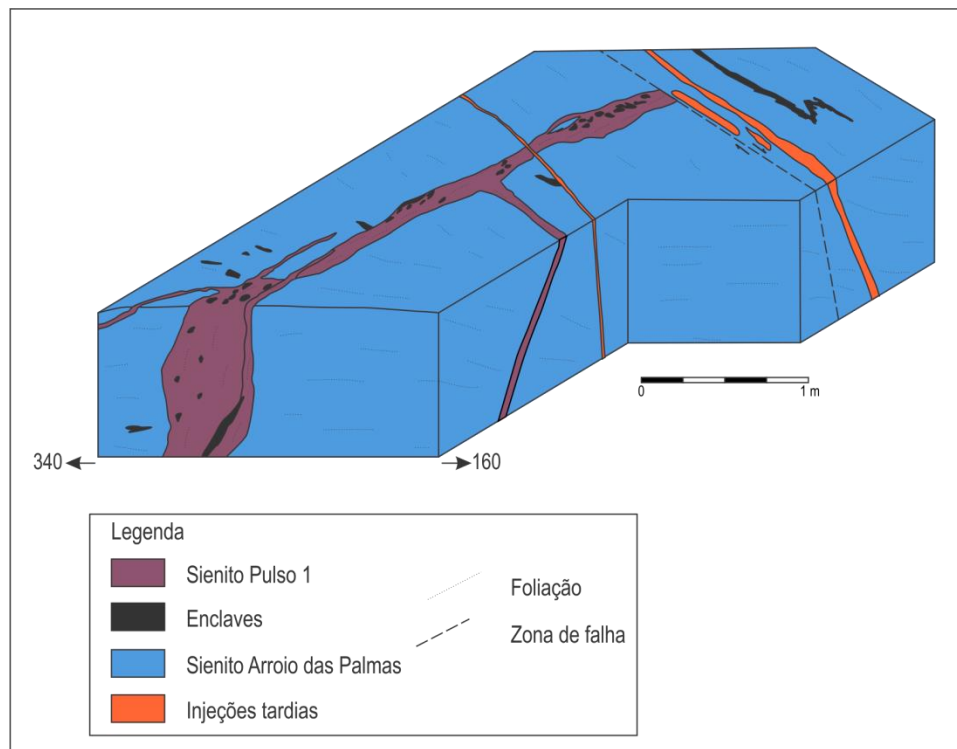


Figura 4.7 - Croqui esquemático da apófise do Pulso 1 nas rochas do Sienito Arroio das Palmas, no Ponto GJ 07. A apófise principal possui enclaves microgranulares máficos orientados pelo fluxo magmático e sua direção é oblíqua a foliação da encaixante. A foliação da apófise é paralela aos contatos com a encaixante.

As rochas atribuídas ao Pulso 2 contêm caracteristicamente enclaves, divididos em 4 tipos texturais: (i) enclaves de textura média a grossa com contatos nítidos ou difusos e formas alongadas ou esféricas, por vezes lenticulares, e contornos arredondados (Figura 4.8f,g). Os tamanhos variam de 5 a 30 cm. (ii) enclaves microgranulares máficos melanocráticos de textura fina a muito fina com contatos nítidos, formas esféricas ou alongadas e contornos arredondados (Figuras 4.9a). Os tamanhos variam de 4 a 30 cm. Estes enclaves correspondem aos descritos por Plá Cid *et al.* (2002) como lamprófiros do tipo minete. (iii) enclaves de textura fina a muito fina ricos em máficos a mesocráticos, por vezes com quantidades inferiores a 5% de máficos. Estes enclaves possuem contatos nítidos, formas esféricas ou alongadas e contornos arredondados podendo ser sinuosos, e tamanhos da ordem de 3 a 10 cm (Figuras 4.9b,c). Correspondem em parte aos enclaves dioríticos descritos por Vieira Jr. *et al.* (1989). (iv) enclaves de textura fina e bandamento milimétrico com contatos nítidos, formas alongadas e contornos

arredondados (Figura 4.9d); tamanhos em média de 5 cm. Estes enclaves ocorrem em menor quantidade que os outros tipos.

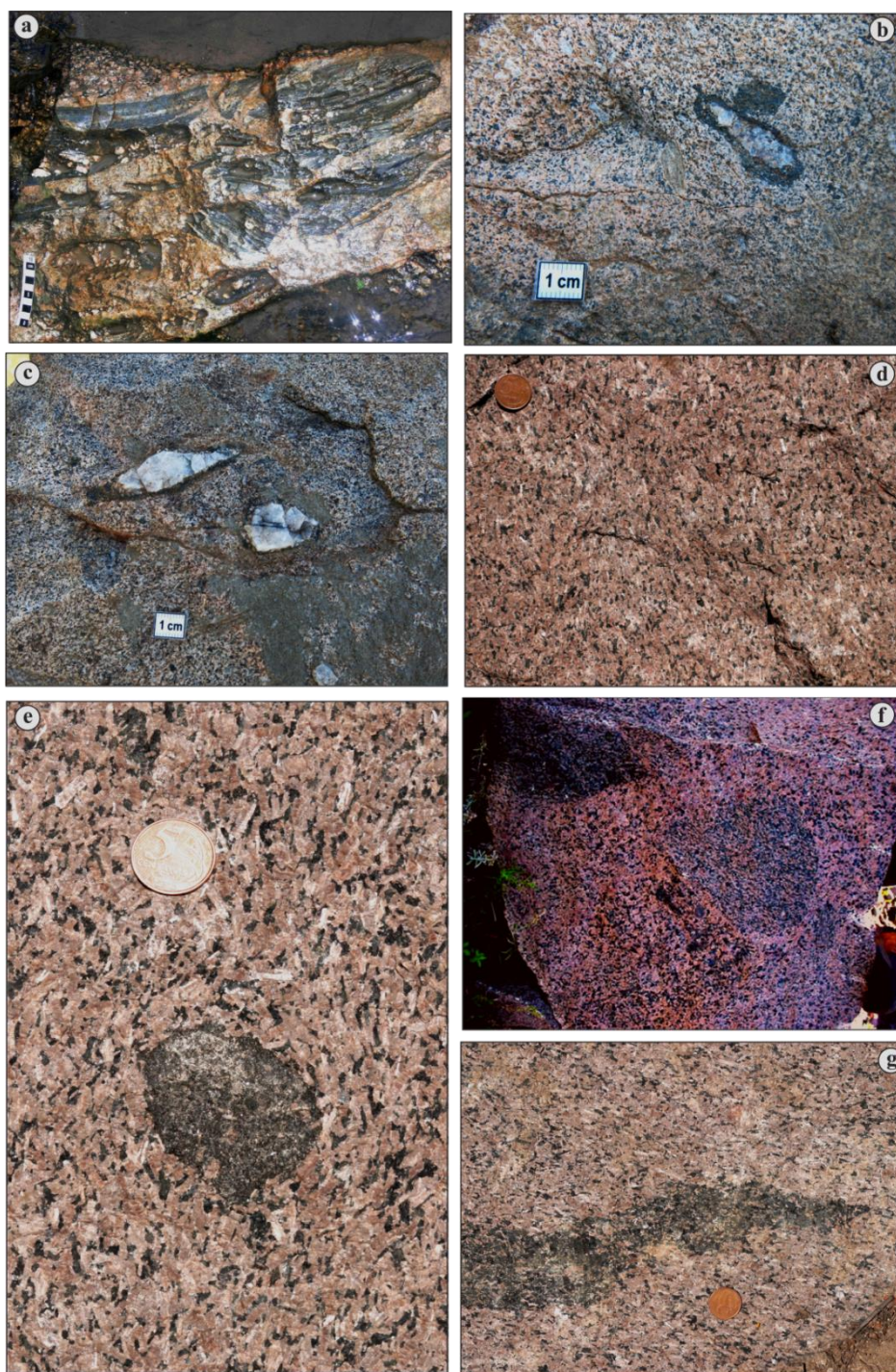


Figura 4.8 - **a)** aspecto da brecha magmática do Pulso 1 contendo fragmentos do SAP e CVC. Os fragmentos têm formas alongadas e contornos arredondados, todos orientados na foliação do material cimentador; **b)** e **c)** amígdalas preenchidas por quartzo e feldspato alcalino, com formas alongadas e orientadas no fluxo magmático do Pulso 1; **d)** aspecto da textura equigranular média a grossa do Pulso 2 e alinhamento planar de k-feldspato; **e)** alinhamento sigmoidal de k-feldspato na foliação magmática; **f)** enclave do Pulso 2 com textura média a grossa de contato nítido, forma esférica e contorno arredondados; **g)** enclave do Pulso 2 de textura média a grossa com forma lenticular.

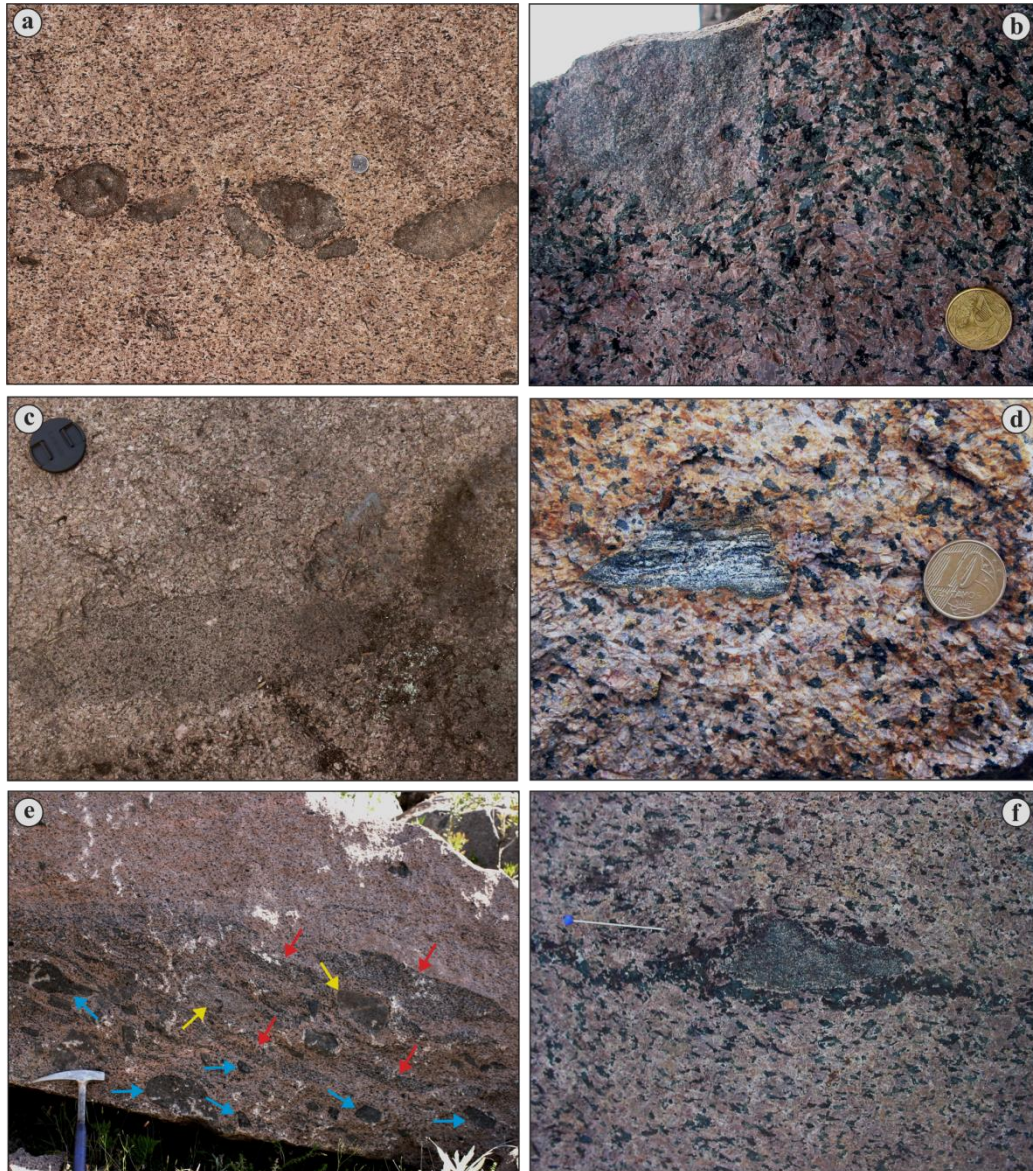


Figura 4.9 - a) enclaves microgranulares máficos melanocráticos do Pulso 2 de textura fina a muito fina com contatos nítidos e formas esféricas ou alongadas, e contornos arredondados. Aspecto rotacionado dos enclaves; b) enclave do Pulso 2 de textura fina a muito fina rico em máficos com contato nítido, forma esférica e contorno arredondado; c) enclaves do Pulso 2 de textura fina a muito fina mesocráticos com contatos nítidos, formas alongadas e contornos arredondados a sinuosos; d) enclave de textura fina e bandamento milimétrico, com contatos nítidos, forma alongada e contorno arredondado; e) aspecto dos locais de concentração dos enclaves do Pulso 2. Tipo (i) setas vermelhas, tipo (ii) setas azuis e tipo (iii) setas amarelas. Aspecto das porções ricas em minerais máficos que permeiam o entorno dos enclaves. O conjunto todo é denominado de nuvens; f) concentração de minerais máficos entorno de enclave no Pulso 2.

Todos os tipos de enclaves ocorrem distribuídos de forma preferencialmente concentrada (Figuras 4.9e), mas também disseminados. É comum associado aos enclaves ocorrências de porções ricas em minerais máficos (piroxênio, anfibólio e biotita), com tamanho da ordem de metros, que permeiam o entorno dos enclaves, podendo formar trilhas de máficos (Figuras 4.9e,f). Este conjunto leva a formação de zonas mesocráticas ricas em fragmentos (enclaves), com formas descontínuas de

contatos difusos e dimensões variáveis de poucos metros até 20 metros de comprimento. Podem ocorrer formando bolsões disformes e esfiapados ou de forma tabular, em geral com os componentes orientados conforme o fluxo magmático (Figuras 4.9e, 4.10a). Ao longo de zonas onde o fluxo magmático do Pulso 2 foi mais intenso, estas porções ricas em máficos podem apresentar aspecto rompido ou cisalhado, e os enclaves ocorrem mais alongados, frequentemente rotacionados, deformados ou rompidos (Figura 4.10b,c,d; Figura 4.9a).

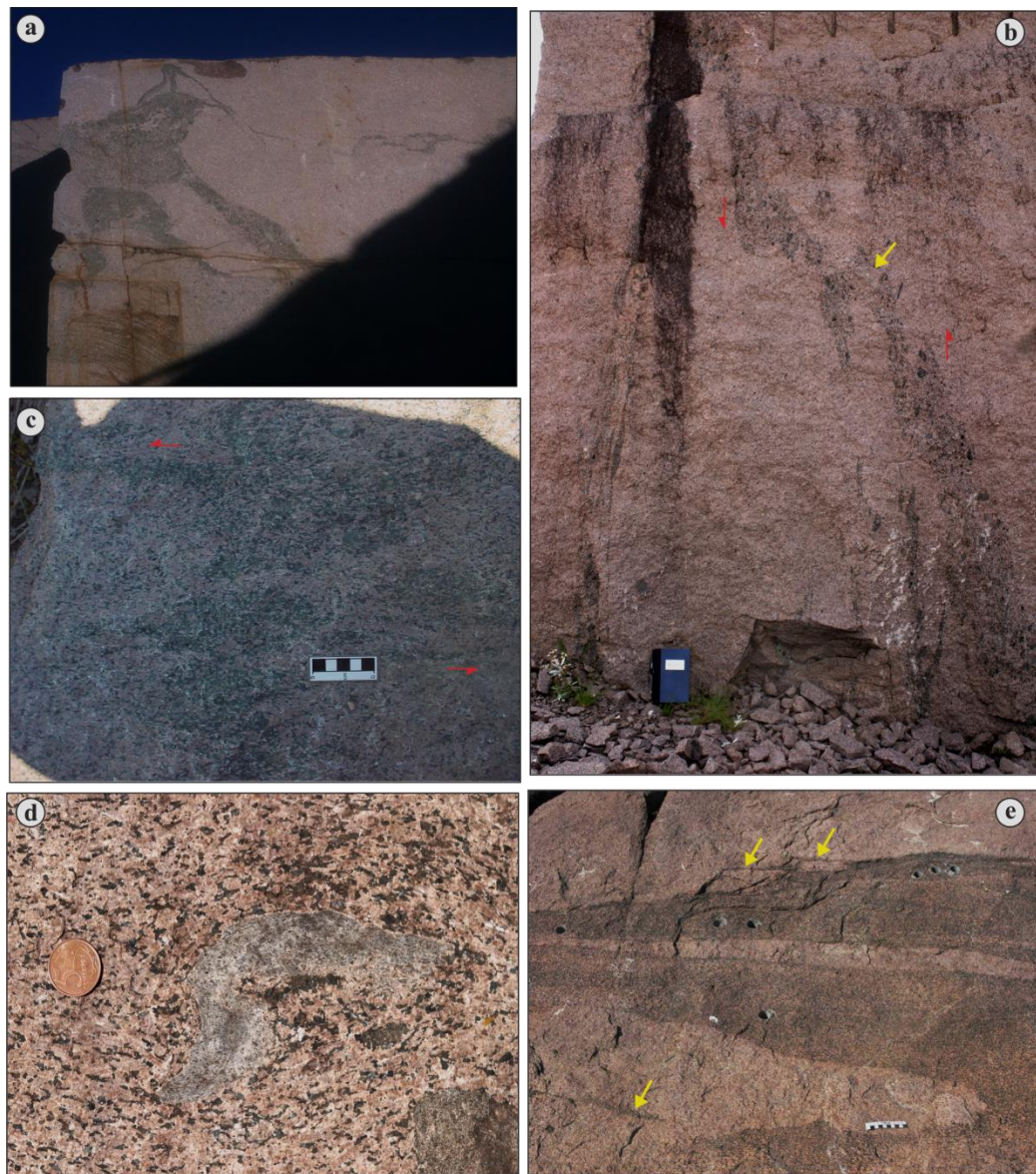


Figura 4.10 - a) aspecto das nuvens com forma do tipo bolsões disformes e esfiapados com formação de trilhas de máficos; **b) e c)** aspecto rompido e cisalhado do conjunto de concentração de minerais máficos e enclaves (Nuvens). Setas em vermelho indicando movimento. Seta em amarelo (b) indicando fragmento do Pulso 1; **d)** aspecto deformado do enclave onde o fluxo magmático é mais intenso; **e)** aspecto das porções de concentração de minerais máficos com formas tabulares. Setas em amarelo indicando trilhas de máficos.

As zonas mesocráticas conferem um aspecto heterogêneo em relação à qualidade para rocha ornamental, sendo chamada pelos cortadores de pedra da região de nuvens. Desta forma, neste trabalho optou-se por chamar de nuvens estas regiões, por acreditar que esta denominação contempla as formas observadas em campo para estas estruturas (Figura 4.10a,b; Figura 4.9e).

Nas rochas do Pulso 2, de forma restrita são observadas porções irregulares geralmente com contato gradacional com a rocha hospedeira, composta predominantemente por minerais máficos (piroxênio, anfibólio ± biotita), com formas aproximadamente tabulares e aspecto esfiapado (Figura 4.10e), este último gerado por formação de trilhas de máficos (foto Isolete Samuel). São porções de textura média e espessura que variam de 2 a 30 cm e possuem foliação magmática normalmente concordante com a foliação do sienito. Estas estruturas parecem ser o mesmo material que permeia os enclaves nas nuvens. Em regiões onde o fluxo magmático foi mais intenso, é passível formar, localizadamente, finas e longas linhas de minerais máficos que conferem a rocha aspecto bandado ou estratificado (Figura 4.11a).

Injeções nas rochas do Pulso 2 são pobres em minerais máficos, localmente leucocrática e sem distribuição preferencial ao longo de todo o corpo. Os contatos são nítidos, variando de retos a sinuosos com espessuras de 5 a 10 cm (Figuras 4.11b). As injeções são intrusivas tanto concordantes quanto discordantes do fluxo magmático das rochas encaixantes (Figura 4.11b,c).

Nos pontos PQ 091, PQ 092 e PQ 093 (Figura 4.5) as rochas do Pulso 1 têm injeções de termos característicos do Pulso 2, de espessura centimétrica, contatos nítidos e levemente sinuosos (Figura 4.11d), ou formam estreitas vênulas que percolam as rocha do Pulso 1 praticamente paralelas à foliação.

Nas inúmeras exposições atribuídas ao Pulso 2 são comuns os fragmentos de termos do Pulso 1, reforçando a evidência de relação intrusiva entre eles. Os fragmentos possuem formas angulosas com contatos nítidos e retos (Figura 4.9b) ou formas mais alongadas ou esféricas e contornos arredondados (Figuras 4.11e), com tamanhos em geral entre 3 e 10 cm. Os fragmentos retrabalhados do Pulso 1 em geral encontram-se na feição textural chamada de Nuvens (Figuras 4.9e, 4.10a,b).

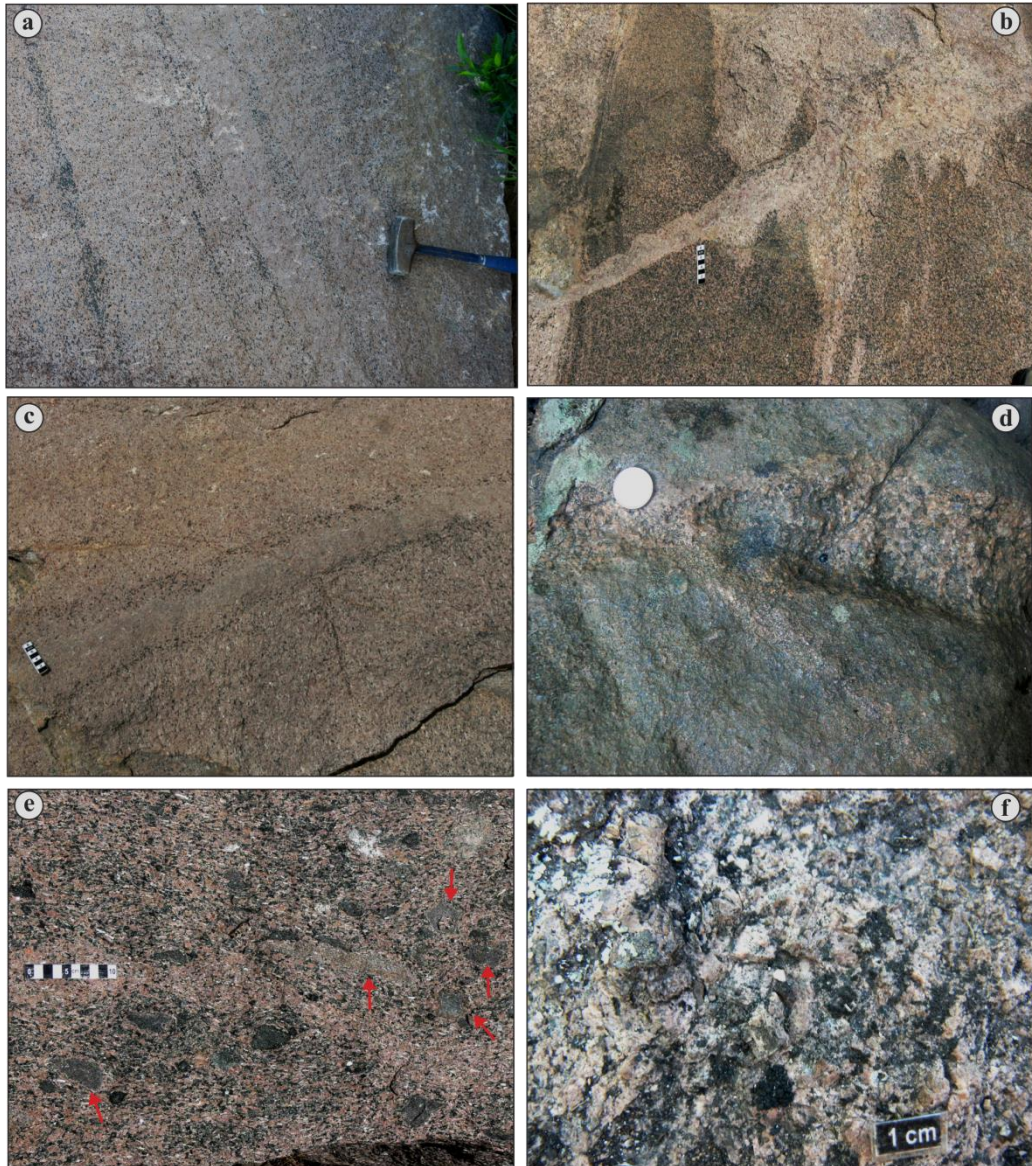


Figura 4.11 - **a)** aspecto dos minerais máficos alinhados formando bandamento ou estratificação localizado. **b)** injeção leucocrática nas rochas do Pulso 2 com contato nítido, reto a sinuoso cortando a foliação magmática; **c)** injeção no Pulso 2 com contato nítido e reto, concordante com a foliação; **d)** relação de injeção do Pulso 2 nas rochas do Pulso 1 .Os contatos são nítidos e levemente sinuosos; **e)** fragmentos do Pulso 1 no Pulso 2 (setas vermelhas) com contatos nítidos e arredondados e formas alongadas ou esféricas; **f)** aspecto geral da textura heterogranular média a grossa das rochas do Pulso 3.

4.2.3 Pulso 3

As rochas do Pulso 3 são predominantemente quartzo sienitos de textura heterogranular média a grossa, com anfibólio e, eventualmente, biotita (M' entre 2 e 8) (Figura 4.11f); subordinadamente ocorre com M' em torno de 10. Localmente a textura é idêntica aos sienitos do Pulso 2, diferenciando-se deste somente pela ocorrência de quartzto. A maior parte de suas exposições são rochas bastante

alteradas, com grandes áreas catacladasas e com regiões com quantidades de injeções graníticas elevadas.

A foliação de fluxo é menos desenvolvida, quando presente é marcada pelo alinhamento de K-feldspato, e subordinadamente por alinhamento de agregados máficos e enclaves microgranulares máficos. A trama planar acompanha a geometria do corpo e o ângulo de mergulho passa de sub-vertical com valores entre 71 e 82° na porção sudoeste, para mergulho moderado a sub-horizontal variando de 65 a 30° na porção central do corpo do Pulso 3 (Figura 4.4c,d).

Nas rochas do Pulso 3 as feições texturais semelhantes aos demais pulsos são mais restritas. Estão presentes nas rochas deste pulso os mesmos enclaves do tipo (ii), (iii) e (iv) descritos para o Pulso 2 (Figuras 4.12a,b). Os enclaves do tipo (iii) possuem localmente contatos difusos com a rocha encaixante (Figura 4.12c) e nas suas proximidades é comum encontrar porções das rochas do Pulso 3 com textura fina e maior concentração de minerais máficos. Os enclaves ocorrem preferencialmente concentrados ou formando porções com poucos metros de distância entre suas ocorrências (Figura 4.12a). Com menor ocorrência, as regiões de enclaves são locais de concentração de minerais máficos entorno dos fragmentos e presença de trilha de máficos.

As injeções atribuídas ao Pulso 3 são bastante empobrecidas em minerais máficos e evoluem para termos aplíticos a pegamatíticos. Ocorrem preferencialmente concentradas em regiões que abrangem diâmetros da ordem de 1km. Seus contatos são nítidos, variando de retos a lobados com espessura entre 5 e 8 cm.

Nos pontos PQ-006, PQ-007 e PP 145 (Figura 4.5) ocorrem injeções centimétricas de magma do Pulso 3 nas rochas do Pulso 2, cortando a foliação em alto ângulo (Figura 4.11b). Foi observado nas exposições do Pulso 3 fragmentos de rochas do Pulso 1. Estes fragmentos têm contatos nítidos e formas alongadas ou esféricas com contornos arredondados (Figuras 4.12a,b). Localmente os contatos tronam-se difusos (Figura 4.12c).

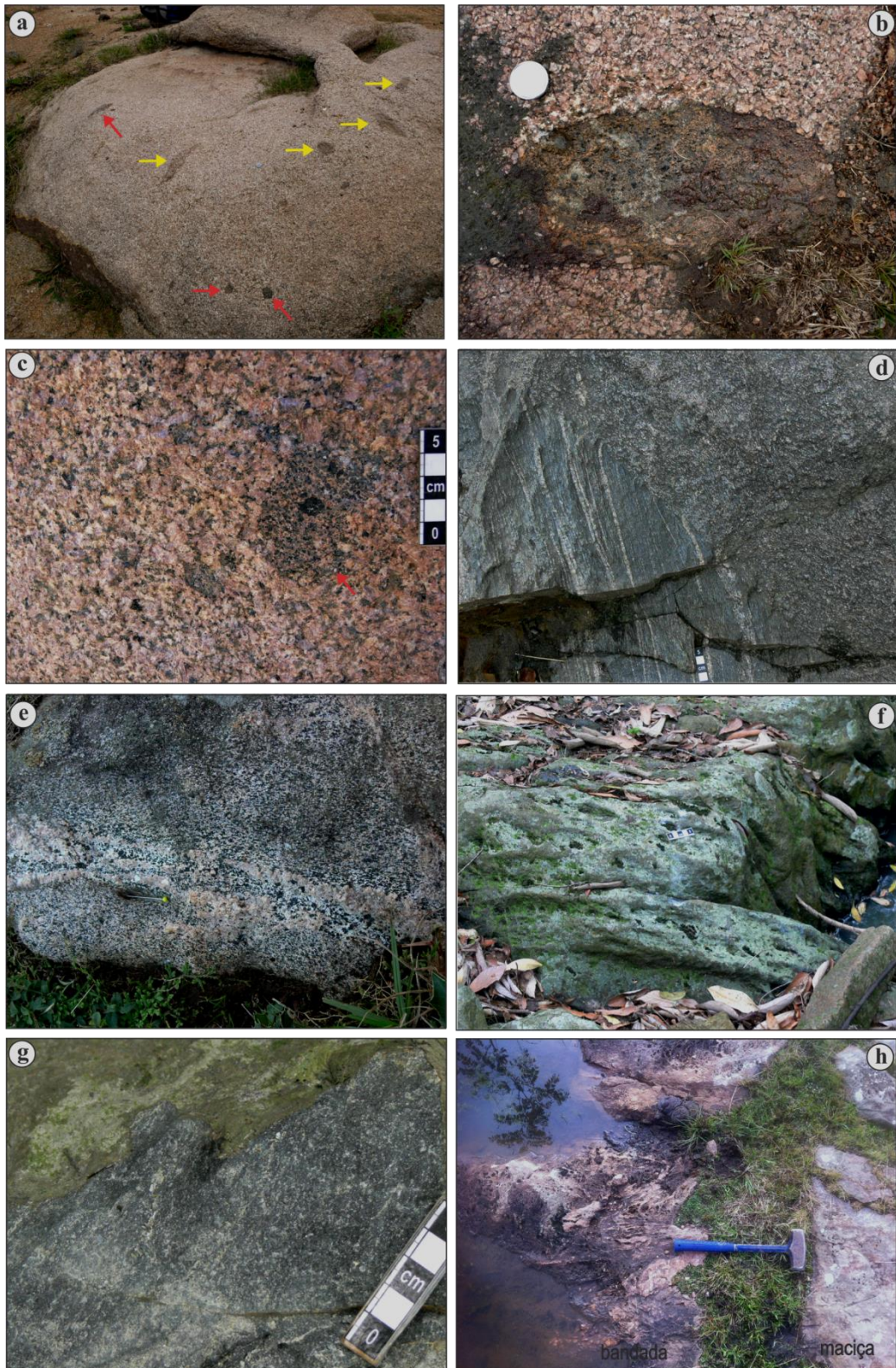


Figura 4.12 - a) aspecto geral da distribuição dos enclaves do tipo (ii) -setas vermelhas- e tipo (iii) - setas amarelas nas rochas do Pulso 3; **b)** enclave do tipo (iii) com contatos nítidos, forma parcialmente alongada e contorno arredondado, nas rochas do Pulso 3; **c)** enclave do tipo (iii) com contato difuso e contorno sinuoso; **d)** injeção discordante do bandamento do CVC; **e)** injeção concordante com a foliação magmática das rochas do Pulso 1; **f)** e **g)** aspecto textural do metamorfismo de contato do Pulso 1 sobre o CMP, com obliteração da xistosidade (f) e geração de trama maciça (g); **h)** aspecto textural do metamorfismo de contato do Pulso 1 sobre o CVC com obliteração da xistosidade e trama maciça.

4.3 Significado das Estruturas Primárias

Os enclaves lamprofíricos (EMM) descritos nas rochas do Pulso 1 são interpretados como o resultado de coexistência deste magma com o magma sienítico do Pulso 1. As formas arredondadas dos enclaves sugerem baixa interação e mistura heterogênea, o que é reforçado pelos dados de química mineral e petrogênese discutidos por Plá Cid *et al.* (2002), (2003) e (2005). A desagregação mecânica de enclaves desta mistura pode ter gerado as trilhas de máficos presentes de forma restrita no Pulso 1. Por outro lado, as trilhas de máficos presentes nas rochas deste pulso também podem ter resultado da segregação de minerais precoces durante o fluxo. Segundo Plá Cid *et al.* (2003), os minerais máficos dos enclaves e os máficos precoces do MSP são petrografica e quimicamente muito semelhantes. Desta forma, a determinação precisa da origem das trilhas de máficos é improvável. Em alguns casos, é possível admitir mais de uma gênese para o mesmo tipo de estrutura primária, como é o caso das trilhas de máficos, que podem resultar de assimilação parcial de xenólitos, assentamento gravitacional, seleção pelo fluxo e desagregação de xenólitos, autólitos cumuláticos e enclaves microgranulares máficos.

Grande parte dos enclaves dioríticos descritos na bibliografia são interpretados como fragmentos do termo predominante do Pulso 1 presentes como enclaves nos termos de textura média a fina do Pulso 1. Estes fragmentos do Pulso 1 assemelham-se a rochas dioríticas pela sua textura fina e alta quantidade de máficos.

Os enclaves do tipo (i), descritos no item “4.2.2 Pulso 2” deste capítulo, resultam do retrabalhamento de estruturas precoces do Pulso 2 interpretadas como as porções irregulares e tabulares descritas no item 4.2.2. Os Enclaves do tipo (ii) do Pulso 2, são fragmentos dos EMM existentes no Pulso 1, herdados do retrabalhamento do Pulso 1 pelo Pulso 2. Os enclaves do tipo (iii) são interpretados como fragmentos do Pulso 1 englobados pelo Pulso 2. Os enclaves do tipo (iv), presentes no Pulso 2, são xenólitos das rochas encaixantes, na maior parte pertencentes às rochas do CVC. Estes xenólitos são bastante restritos e sempre associados às regiões de concentração de fragmentos do Pulso 1. Podem representar tanto material herdado do retrabalhamento do Pulso 1 pelo Pulso 2 como material arrancado das rochas encaixantes do MSP do momento da intrusão

do Pulso 2, muito embora este apresente poucas relações de contato com as rochas encaixantes, conforme observação de campo e mapa geológico (Figura 4.1).

As estruturas dadas por porções irregulares de forma aproximadamente tabular, rica em minerais máficos no Pulso 2, são interpretadas como fragmentos retrabalhados pelo fluxo magmático de estruturas geradas precocemente no momento de intrusão do Pulso 2.

As nuvens descritas no item “4.2.2 Pulso 2” deste capítulo são o resultado de processo de retrabalhamento de todos os componentes sólidos que existiam no sistema magmático do Pulso 2 enquanto ele ainda era capaz de fluir. As nuvens foram provavelmente construídas em duas etapas: o Pulso 2, ao intrudir o Pulso 1, forma nas suas margens um acúmulo de cristais precoces (piroxênio, anfibólio e \pm biotita). Ao mesmo tempo, a intrusão do Pulso 2 capta fragmentos do Pulso 1, que ficam retidos nesta margem precoce. Em seguida, o fluxo magmático do Pulso 2 incorpora estas margens, que contêm, em certos locais, fragmentos do Pulso 1, e começa a redistribuir e retrabalhar estes componentes sólidos, gerando as estruturas de nuvens e porções com concentração de máficos. A capacidade do magma do Pulso 2 em retrabalhar suas próprias estruturas precoces e os fragmentos do Pulso 1 sugere um fluxo magmático dinâmico e baixo contraste de temperatura entre magma e sólidos. Este último é também evidenciado pelos contatos difusos das nuvens com sua encaixante.

O alinhamento de cristais de K-feldspato e de agregados de minerais máficos alongados, que definem a foliação magmática, são evidências da presença de fluxo magmático dinâmico. A heterogeneidade deste fluxo é refletida em zonas de maior intensidade que ficam melhor marcadas quando se desenvolvem nas proximidades ou sobre as nuvens, localmente formando zonas de cisalhamento sin-magmáticas (Figura 4.10b,c).

As zonas de cisalhamento sin-magmáticas podem ser geradas em resposta a uma tensão aplicada dependendo do comportamento reológico de cada magma e do estágio evolutivo em que se encontra a história de cristalização. Estas zonas podem ser geradas a partir do momento em que a viscosidade do magma é alta o suficiente para permitir que o material concentre deformação. O comportamento reológico de um magma depende principalmente de sua viscosidade. Para Vigneresse *et al.* (1996) e Fernandez e Gasquet (1994), na evolução da cristalização dos magmas podem ser delimitados três campos de comportamento reológico definidos por mudanças significativas de comportamento físico, cujos limites são designados

limiares reológicos (Figura 4.13). Em cada campo reológico determinadas estruturas primárias são possíveis. O cisalhamento sin-magmáticos pode ser gerado no campo II, onde os processos gravitacionais são menos intensos, o afundamento de enclaves é restrito, a orientação preferencial de minerais se dá principalmente por rotação corporal e grande parte da tensão é dissipada na fração líquida. À medida que a cristalização magmática prossegue neste campo, começa a se construir um arcabouço tridimensional suficiente para permitir a concentração das tensões, com a geração de zonas de cisalhamento sin-magmáticas, enquanto a fração líquida do sistema permanece móvel.

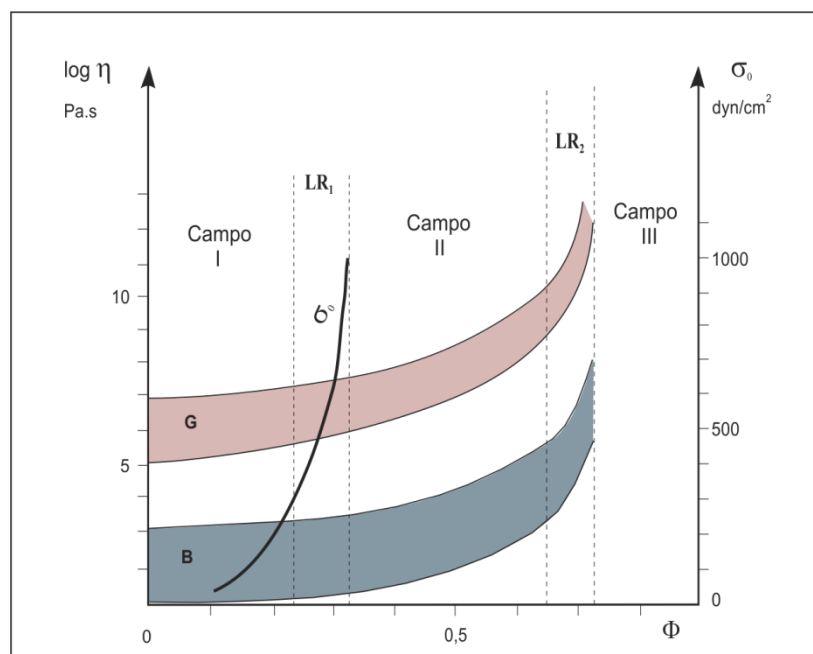


Figura 4.13 - Diagrama reológico para magmas graníticos (G) e basálticos (B), os campos rosa e cinza representam a evolução da viscosidade efetiva para cada litologia. A curva em preto é a evolução da resistência interna. LR1 é o primeiro limiar reológico, LR2 é o segundo limiar reológico. Os campos I, II e III são os comportamentos Newtoniano, Bingham e sólido respectivamente. (diagrama modificado de Fernandez e Gasquet, 1994).

É possível que estas zonas de cisalhamento sin-magmáticas tenham se desenvolvido em diversos locais no magma do Pulso 2, mas o registro preservado é local, uma vez que parte delas provavelmente foi retrabalhada e/ou dissipada na fração líquida. Nos locais onde as nuvens do Pulso 2 foram atingidas pelo cisalhamento sin-magmático, os fragmentos sólidos nelas contidos foram rotacionados, deformados e quebrados (fotos), tornando-se ótimos marcadores do evento cisalhante. No entanto, o caráter localizado destas zonas não possibilita

reconstituir uma cinemática coerente. O plano de movimento é em geral subvertical, mas o sentido é ora esquerdo, ora direito, e pode mesmo indicar componente precoce de cisalhamento puro.

Nas rochas do Pulso 3, as feições de retrabalhamento de fragmentos do Pulso 1 gerando enclaves do tipo (ii), (iii) e (iv) são mais restritas. Este pulso provavelmente englobou menos fragmentos do Pulso 1, porque a maior parte deles foi capturada pela intrusão do Pulso 2, que apresenta contato direto com o Pulso 1.

As estruturas primárias descritas no MSP, tais como trilhas de máficos, concentração de minerais máficos em torno de enclaves, alinhamento dimensional dos constituintes e estruturas geradas pelo retrabalhamento de estruturas precoces do Pulso 2 e de fragmentos do Pulso 1 pelo Pulso 2 representam processos gerados durante a cristalização dos magmas, na ausência de tensões diferenciais, conforme observado por Naslund & McBirney (1996) no estudo de casos semelhantes.

Existe uma variedade de mecanismos propostos para a formação de estratificação primária. Naslund & McBirney (1996) e Barbey (2009) descrevem como mecanismos que atuam durante o posicionamento do magma, dentre outros, a segregação por fluxo, recarga da câmara magmática, mistura homogênea de magmas e mistura heterogênea de magmas. Como mecanismos resultantes de processo mecânico são descritos o assentamento de cristais, correntes magmáticas e deformação magmática. Hodson (1998) descreve correntes de densidade como outro mecanismo de geração de estratificação. Outros autores também utilizam alguns destes mecanismos para descrever estruturas primárias presentes em rochas plutônicas, e enfatizam que a formação das estruturas primárias muitas vezes depende de vários mecanismos atuando em conjunto (Hodson, 1998; Barbey *et al.* 2008; Wiebe *et al.* 2007; Pons *et al.* 2006; Bitencourt & Nardi 2004; Rivera *et al.* 2004).

As estruturas primárias do MSP foram interpretadas como geradas principalmente por processos como segregação por fluxo, mistura heterogênea de magmas, assentamento ou flotação de cristais, deformação magmática e correntes de densidade.

Segundo Naslund & McBirney (1996) a segregação por fluxo é um mecanismo ativo durante o posicionamento do magma, definido como a capacidade de movimento de um magma carregado de fenocristais através de um conduto que pode provocar a concentração de cristais em determinados locais, uma vez que os cristais tendem a migrar para regiões de menor tensão. Outros fatores podem

influenciar a segregação por fluxo, como a presença de enclaves que funcionam como catalisadores de concentração de cristais (Rivera *et al.* 2004).

A mistura heterogênea de magmas é um mecanismo relacionado à recarga da câmara magmática. Nos casos em que a hibridização não ocorre, este mecanismo gera uma mistura heterogênea e feições estruturais como os *schlieren* (Naslund & McBirney, 1996).

Na descrição de Hodson (1998) para que o assentamento de cristais ocorra sua densidade deve ser maior que a densidade do magma que o contém. Num a câmara magmática estática (ambiente estagnado) o cristal só precisa vencer a densidade do magma. Mas quando há fluxo, além de possuir densidade maior que a do líquido ele tem que possuir uma velocidade de assentamento superior à do fluxo magmático.

A deformação magmática é gerada por fluxo viscoso, escorregamento (*slumping*) ou compactação, que pode resultar na segregação de líquidos para zonas de tensão mínima, resultando em estratificação geralmente lenticular ou na formação de *schlieren*. O fluxo viscoso está relacionado com a viscosidade do magma, que aumenta com a cristalização do magma até que seja suficientemente alta para gerar tensão sobre os cristais, e a tensão que o fluxo viscoso exerce sobre os cristais é capaz de deformar o material (Naslund & McBirney, 1996).

As correntes de densidade podem resultar na deposição de estratos com variação de tamanho de grão devido à separação de cristais de acordo com sua densidade. Quanto mais denso o mineral, mais cedo e próximo da fonte das correntes ele é depositado. Os minerais menos densos, como os feldspatos, são carregados pela corrente por mais tempo e são depositados mais longe da fonte. A eficiência das correntes de densidade depende também da temperatura em que se encontra a câmara magmática, i.e., quanto mais alta a temperatura, mais baixa é a densidade do líquido e das partículas em suspensão. Normalmente, as correntes de densidade geram feições deposicionais caóticas, onde não se observa uma sistemática de deposição como é observada em sistemas estáticos de cristalização, como na cristalização fracionada. Desta forma, espera-se que a estratificação assim gerada seja irregular e descontínua, ou mesmo restrita a porções localizadas da câmara (Hodson, 1998).

Muitas vezes, a formação de estratificação ou bandamento magmático, bem como de outros tipos de estruturas primárias geradas por fluxo de um sistema félsico, indica um ambiente dinâmico o suficiente para vencer sua viscosidade

efetiva e resistência interna, e a sua formação pode envolver o cisalhamento da pasta de cristais e a presença de zonas de cisalhamento sin-magmáticas sob tensão diferencial alta (Clarke et al. 2002) ou baixa (Garavaglia et al. 2002, Peternell et al. 2002).

As nuvens descritas no Pulso 2 do MSP são evidências de retrabalhamento e segregação de componentes sólidos por fluxo, associados com assentamento gravitacional e correntes de densidade. As zonas de cisalhamento sin-magmáticas reconhecidas localizadamente sobre as feições do tipo nuvens sugerem que a porção líquida do sistema do Pulso 2 era quente e fluida o suficiente para gerar quebra escalonada nos fragmentos sólidos.

4.4 Metamorfismo de Contato e Pendentes de Teto

Nas regiões de contato do MSP com os metamorfitos dos complexos Várzea do Capivarita e Porongos, apenas as rochas do Pulso 1 mostram, de forma localizada, relações de intrusão com as encaixantes, tais como efeitos de metamorfismo de contato, apófises e brechas magmáticas. O Granito Encruzilhada (GE) é intrusivo nas litologias dos pulsos 2 e 3 do MSP. Nas proximidades do contato, observam-se pedaços do MSP parcialmente assimilados pelo GE, o que imprime nas rochas graníticas aspectos texturais passíveis de ser confundidos com as rochas do MSP, conforme observado por Bitencourt *et al.*, (1993). A existência de *roof pendant* do MSP no GE (Figura 4.1) foi também registrada por UFRGS (2009).

Feições de metamorfismo de contato gerado pelo magma do Pulso 1 sobre as encaixantes foram observadas em dois locais distintos do maciço, no contato norte, com o CVC, e no contato sudoeste, com o CMP (Figura 4.1). Em ambos os casos, as rochas encaixantes são descritas por Martil (2007) como *roof pendants* sobre o MSP. Segundo esta autora, o metamorfismo de contato no CVC desenvolveu-se sobre rochas metapelíticas. Os efeitos deste metamorfismo de contato são descritos como progressão do bandamento milimétrico para bandas com aspecto maciço, até locais onde o bandamento é obliterado a parcialmente apagado, tornando a rocha muito endurecida. Ainda a mesma autora, em análise microscópica, sugere como minerais marcadores do metamorfismo de contato porfiroblastos aluminosos, como sillimanita, cordierita e, sobretudo, porfiroblastos esqueletais de andaluzita.

Na região do metamorfismo de contato das rochas do Pulso 1 sobre o *roof pendant* do CVC, Martil (2007) descreveu muitas injeções graníticas discordantes do

bandamento do CVC e paralelas ao contato do corpo sienítico (Figura 4.12d). A mesma autora descreve as injeções constituídas por biotita sienogranitos de textura equigranular média, com minerais máficos formando agregados intersticiais, cuja foliação magmática seria concordante aos limites do corpo. As mesmas injeções também foram observadas cortando os sienitos concordantes com sua foliação magmática. Algumas injeções aplíticas e pegmatíticas contendo turmalina, foram descritas e interpretadas como líquidos mais evoluídos das injeções (Figura 4.12e).

No CMP o metamorfismo de contato ocorreu sobre rochas metavulcânicas ácidas, observando-se desde obliteração da xistosidade até geração de trama maciça (Martil 2007) (Figura 4.12f,g). Na análise microscópica, Martil (2007) descreve evidências de recristalização em minerais menos reativos, como porfiroblastos de hornblenda, e retrabalhamento de porfiroclastos de K-feldspato e quartzo, com feições microestruturais resultantes da recristalização estática sobrepostas às de recristalização dinâmica.

Uma terceira ocorrência de provável *roof pendant* do CVC nas rochas do Pulso 1 foi identificada neste trabalho, na região norte do MSP, restrita aos pontos PP 244 e PQ02 (Figura 4.5). As rochas do CVC neste local também possuem obliteração do bandamento e aspecto mais maciço, com inúmeras injeções aplíticas/pegmatíticas (Figura 4.12h).

Na região leste do MSP, onde faz contato com as litologias do CVC, Sienito Arroio das Palmas e Granito Butiá (Figura 4.1) não são observados indícios de metamorfismo de contato.

As relações de intrusão do tipo apófises e brechas do Pulso 1 nas rochas encaixantes do CVC foram descritas no item “4.2.1 Pulso 1” na caracterização litológica e estrutural deste pulso, por serem consideradas feições características e exclusivas do mesmo.

4.5 Intrusão do Granito Encruzilhada

As relações de campo indicam que o Granito Encruzilhada (GE) é intrusivo no MSP. Próximo ao contato das duas litologias o GE apresenta diminuição do tamanho de grão, sugerindo resfriamento contra a encaixante; localmente o GE assimila porções do MSP e adquiri feições texturais similares às rochas do MSP, sugerindo baixo contraste de temperatura entre as duas litologias (Bitencourt *et al.*,

1993). No entanto o GE mantém a característica do quartzo euédrico, o que não ocorre no MSP. Bitencourt *et al.* (1993) discutem as diferentes interpretações estratigráficas existentes para o GE e o MSP (Tessari & Picada 1966, Picada 1967, Fragoso César 1991) e a partir de relações de campo concluem que o GE é intrusivo no MSP. Dados de Padilha *et al.* (2019) sustentam as evidências do GE ser uma intrusão mais jovem, com evidências de assimilação de fragmentos do PAS pelo GE. Os mesmos autores apresentam idade de cristalização para o PAS de ca. 578 Ma (U-Pb em zircão LA-ICP-MS), o que sugere idades mais jovens para o GE.

Dados de levantamento aerogeofísico de CPRM (2010) e geofísico terrestre de Cardoso (2019) mostram que o GE, na região de intrusão no MSP, é uma litologia sem raiz profunda, indicando que o magma do GE se movimentou lateralmente formando uma “lingueta” no MSP.

4.6 Aspectos Petrográficos e Microestruturais

4.6.1 Enclaves microgranulares máficos (EMM)

Plá Cid *et al.* (2002 e 2003) descrevem 3 tipos petrográficos de EMM encontrados no Maciço Sienítico Piquiri (MSP): **Tipo I** – seriam rochas microgranulares de composição diorítica, constituído por minerais máficos, predominantemente mica e em menor quantidade anfibólio. **Tipo II** – descrito como uma rocha mesocrática de textura inequigranular fina a média, com pargasita, diopsídio aluminoso mais augita rica em K. Os autores descrevem este tipo de enclave com pouca ocorrência e os distinguem quimicamente do Tipo III, pela mais baixa razão K_2O/Na_2O , MgO e ETR, e mais alto conteúdo de Al_2O_3 , Nb e U. Considerando o caráter alcalino e rico em potássio, os autores sugerem que o tipo II pode estar relacionado à origem do magma sienítico, muito embora a ausência de textura de margem resfriada e a presença de minerais de alta pressão possam sugerir a possibilidade de serem xenólitos. **Tipo III** – seria o tipo dominante de enclaves no MSP, constituindo em torno de 90% dos enclaves encontrados. Os autores descrevem estes EMM como rochas ultramáficas de textura fina a muito fina, constituídas por fenocristais de piroxênio e mica, com ocorrência subordinada de microfenocristais de apatita, numa matriz de mesma composição com cristais de formas aciculares e alongadas e K-feldspato tardio. Os EMM possuem formas geralmente ovais, variando para arredondadas e irregulares, com tamanhos que

variam de alguns centímetros a 2m e raras ocorrências de margens resfriadas. Algumas vezes, próximos da zona de contato entre enclave e rocha hospedeira, observaram xenocristais de K-feldspato provenientes do magma sienítico nos EMM. Descrevem que comumente observaram locais com enxames de enclaves e bandas orientadas de acordo com o fluxo magmático da rocha hospedeira. Nas zonas de fluxo magmático intenso, os EMM seriam alongados e frequentemente rompidos, sendo associados com *schlieren* e concentrações cumuláticas de piroxênio e mica cristalizadas precocemente, formando zonas mesocráticas. Estes cumulos seriam gerados pela segregação pelo fluxo dos magmas sienítico e lamprofírico após *mingling* e localmente *mixing*, e compostos provavelmente por minerais precoces do magma lamprofírico. Segundo os autores, os enclaves seriam rochas onde a mineralogia seria texturalmente preservada e as bordas de anfibólio em piroxênio foram interpretadas como produto de transformação pós-magmáticas geradas por fluídos ricos em água.

Os EMM do tipo III são estudados petrograficamente por Plá Cid *et al.* (2003), sendo classificados de acordo com a contagem modal (Le Maitre 1989) como álcali feldspatos sienitos melanocráticos de cor preto-esverdeado. Seriam rochas de textura fina a muito fina caracteristicamente porfírica, com fenocristais de diopsídio e biotita magnésiana, que ocorrem também na matriz. Estes dois minerais representariam a fase dominante nos EMM. Apatita ocorreria como mineral da matriz e ocasionalmente como microfenocristal, com forma euédrica, alongada e acicular. Cristais de K-feldspato perítico formariam texturas poiquilíticas com minerais da matriz. Os minerais acessórios seriam óxidos de Fe e Ti, sulfetos de As-Cu-Fe, zircão e anfibólio.

Conforme Plá Cid *et al.* 2003 o clinopiroxênio perfaz em torno de 40% dos constituintes minerais dos EMMs, e de acordo com análise de química mineral seria predominantemente diopsídio, com ocorrências de augita segundo a classificação de Morimoto (1988). Em alguns grãos, tanto da matriz quanto fenocristais, foram identificadas microinclusões de augita aluminosa ricas em K. As concentrações de Al_2O_3 acima de 2,07% peso e K_2O acima de 1,97% peso seriam valores considerados excepcionalmente elevados e, podem ser encontrados apenas em piroxênios formados sob pressões da ordem de 3-5 GPa. Os fenocristais de diopsídio teriam forma euédrica com tamanho médio de 2 mm, freqüentemente com lamelas de anfibólio esverdeado no núcleo e alguns grãos seriam zonados. Ocorrem inclusões euédricas a subédricas de biotita, flogopita, apatita, sulfetos e óxidos de Fe-Ti. O

diopsídio da matriz teria forma euédrica e alongada, com tamanho médio de 0,25 mm, comumente com inclusão de apatita acicular e biotita placóide. Alguns grãos possuindo borda de anfibólio azulado.

A flogopita e a biotita representariam em torno de 30% dos minerais dos EMMs e seriam grãos euédricos e alongados de cor marrom claro; ocorrendo em menor quantidade do que o diopsídio, como fenocristais. Sua representatividade seria maior como cristais da matriz e seu tamanho igual ao do diopsídio. Como inclusões comuns foram descritos zircão euédrico, óxidos de Fe-Ti e sulfetos. Uma geração tardia de biotita anédrica a subédrica de cor marrom avermelhada e textura poiquilítica foi descrita na matriz.

A apatita constituiria acima de 4% da ocorrência de minerais dos EMMs. A sua forma seria acicular e ocorreria na matriz, em relação textural com piroxênio e biotita que indicaria crescimento simultâneo. Quando sua forma é euédrica, encontraria-se preferencialmente inclusa nos fenocristais máficos.

O K-feldspato representaria 20% dos constituintes dos EMMs. Foi descrito normalmente como pertítico com textura poiquilítica, englobando minerais precoces. Raramente teria forma euédrica. Por vezes os grãos formariam textura glomeroporfirítica. Poucos grãos foram identificados pelos autores como xenocristais do magma sienítico.

Plá Cid *et al.* (2003) consideraram que as relações texturais dos minerais constituintes dos EMMs representariam rochas tipicamente lamprofíricas, e que lamprófiros com fenocristais de diopsídio e/ou mica, envoltos numa matriz rica em K-feldspato, seriam classificados como minetes.

Os autores descrevem também, cumulos de mica e piroxênio, que seriam encontrados nas zonas mesocráticas do MSP. Os constituintes minerais dos cumulos seriam similares às fases precoces dos EMMs, e apresentariam a mesma ordem de cristalização, sugerindo que seriam formados pelo mesmo magma máfico.

4.6.2 Pulso 1

As rochas do Pulso 1 de acordo com a classificação modal (La Maitre 2002) são predominantemente sienitos, em menor quantidade são quartzo sienitos e feldspato alcalino quartzo sienitos (Figura 4.14) de textura equigranular fina a muito fina, com tendência porfirítica (Figura 4.15a). Localmente têm textura equigranular

média a fina, com classificação modal de feldspato alcalino sienitos (Figura 4.15b). A foliação de fluxo é pouco desenvolvida, nem sempre sendo observada. Quando evidente, é marcada por minerais máficos orientados contornando fenocristais de K-feldspato, também orientados. As relações de contato entre os grãos geram uma textura de desequilíbrio dada por: (i) contatos interdigitados, intercrescidos e recortados (Figura 4.15c), (ii) relações de substituição de piroxênio por anfibólio, gerando quartzo e K-feldspato vermicular como subprodutos (Figura 4.15d), (iii) plagioclásio incluído em K-feldspato com feições de reabsorção (Figura 4.15e). As amostras do pulso 1 apresentam caracteristicamente textura mirmequítica nas bordas dos cristais de K-feldspato em contato com cristais de plagioclásio, por vezes formando agregados mirmequíticos (Figura 4.15f; Figura 4.16a).

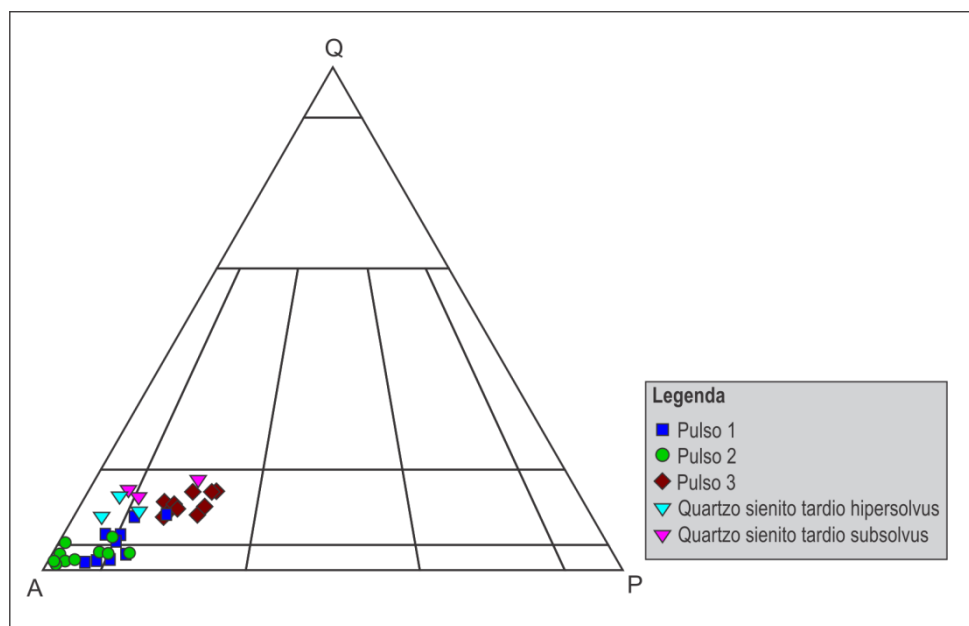


Figura 4.14 - Distribuição das amostras do MSP no diagrama QAP com base na contagem modal.

As rochas do Pulso 1 têm caracteristicamente feições de deformação como extinção ondulante e do tipo tabuleiro de xadrez, migração de limite de grão, grãos novos como subproduto de subgrãos, subgrãos menos desenvolvidos em K-feldspato, textura mirmequítica como reação de plagioclásio com K-feldspato (Figura 4.16b,c,d).

As fases máficas são biotita, piroxênio e anfibólio perfazendo em torno de 20% da composição modal, com proporções variáveis de biotita e piroxênio atingindo às vezes valores > 5%. Os máficos ocorrem comumente em agregados com

relações de intercrescimento entre biotita, piroxênio e anfibólio, podendo desenvolver textura cumulática (Figura 4.16e,f). De forma menos expressiva ocorrem máficos disseminados.

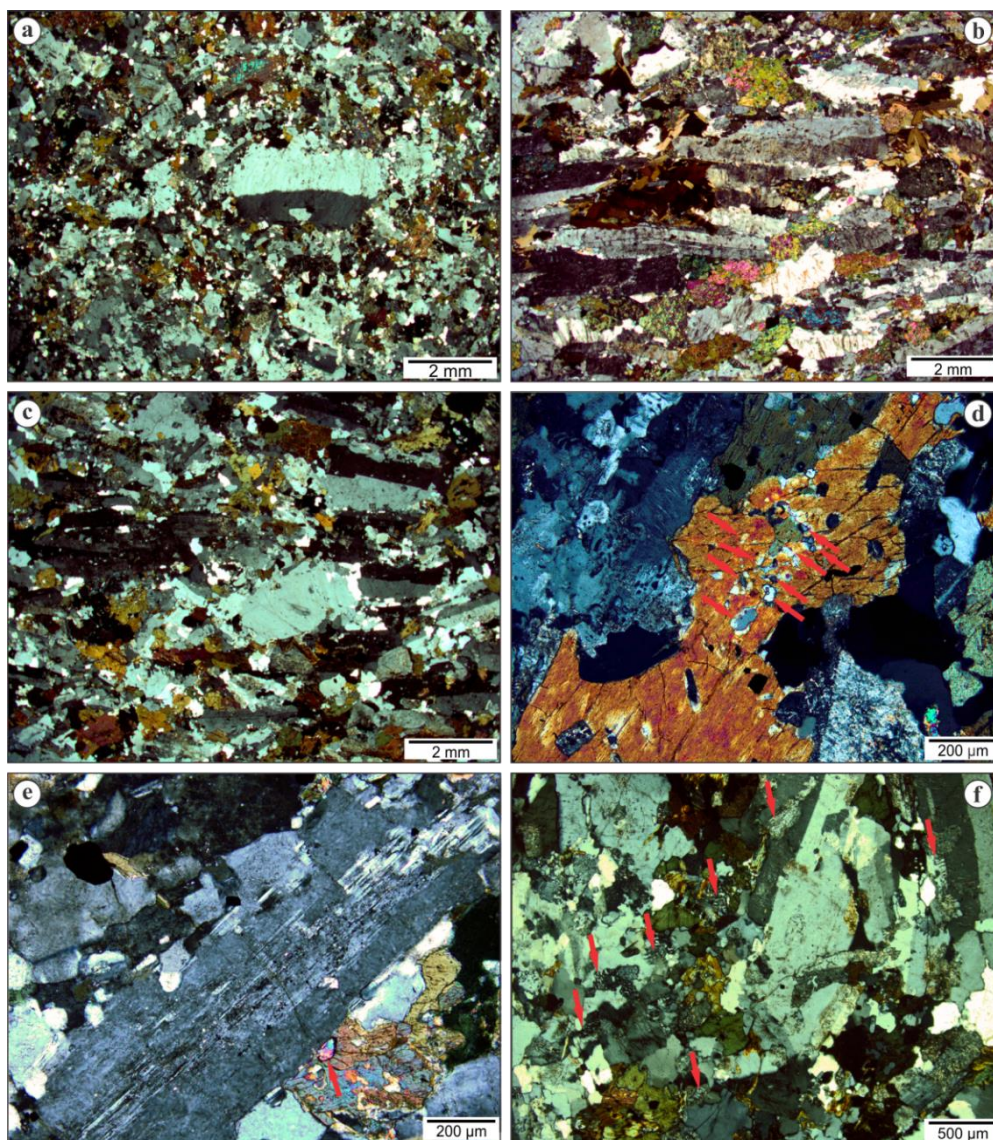


Figura 4.15 - a) aspecto textural equigranular fina a muito fina, com tendência porfírica, do Pulso 1; **b)** aspecto textural equigranular fina a média do Pulso 1, com orientação de feldspato alcalino e minerais máficos em agregados; **c)** aspecto dos contatos interdigitados, intercrescidos e recortados entre os grãos do Pulso 1; **d)** textura vermicular de quartzo e feldspato como subproduto da substituição de piroxênio por anfibólio (setas vermelhas); **e)** aspecto da reabsorção de plagioclásio incluso em feldspato alcalino; aspecto do contato lobado, reto a rendilhado, dos grãos de feldspato alcalino com os demais minerais; seta vermelha indica zircão incluso em anfibólio; **f)** visão geral da textura mirmequítica (setas vermelhas).

Os minerais acessórios comuns são apatita, zircão, alanita e minerais opacos e representam aproximadamente 1% a 2% da composição modal da rocha. A apatita

é o mineral mais abundante entre estes, podendo sozinho representar entre 1 a 1,5% da porcentagem modal dos minerais acessórios; ocorre com frequência incluso tanto em máficos quanto no K-feldspato, por vezes formando locais com concentração de inclusões (Figura 4.17a,b). Em geral os minerais acessórios ocorrem inclusos ou associados aos máficos (Figura 4.15e; Figura 4.17c). Stabel *et al.* (2001) descrevem os minerais opacos como magnetita e ilmenita com formas subédricas, frequentemente associados a piroxênios e anfibólios como produto da transformação dos piroxênios. Os óxidos de ferro mais euédricos foram descritos inclusos em plagioclásio. A relação de grãos de magnetita com titanita na borda foi interpretada como processo de reequilíbrio *subsolidus* de uma composição mais titanífera.

Os minerais secundários são titanita, minerais opacos, clorita e carbonato com composição modal < 1%.

Nos termos de textura equigranular média a fina, a textura se assemelha muito com as amostras do Pulso 2, no entanto a quantidade de biotita é maior. A textura de desequilíbrio não é marcante e o K-feldspato é mais euédrico e começa a desenvolver pertitas do tipo fio que não atravessam todo o grão. A foliação de fluxo é mais desenvolvida e marcada pelo alinhamento do K-feldspato e minerais máficos em agregados (Figura 4.15b).

O plagioclásio representa em torno de 7% dos constituintes minerais, é precoce e encontra-se predominantemente incluso em minerais máficos e K-feldspato, ou associado aos máficos e ainda formando pequenos agregados; comumente estão em desequilíbrio sendo reabsorvidos por K-feldspato e raramente formam agregados cumuláticos preservados (Figura 4.15e; Figura 4.17d). Formam grãos pequenos de 0,15 mm em média, com forma euédrica a subédrica, comumente alterados para sericita ou argilo minerais. A macla albita é pouco desenvolvida e difusa, e torna-se nítida nos termos em que ficam preservadas as texturas cumuláticas (Figura 4.17d). Ocorrem por vezes grãos maiores com tamanho médio de 1,5 mm e forma subédrica a anédrica (Figura 4.17e), preferencialmente como inclusões em K-feldspato. Quando não inclusos, a macla é mais nítida e as bordas têm contatos reativos ou corroídos com os minerais (Figura 4.17e). Os dois tamanhos de cristais de plagioclásio têm, ocasionalmente, inclusão de apatita. Stabel *et al.* (2001) apresenta dados de química mineral classificando o plagioclásio como andesina, podendo conter lamelas de composição sódica (albita) ou pequenas porções de ortoclásio, e ainda grãos de oligoclásio com quartzo exsolvido.

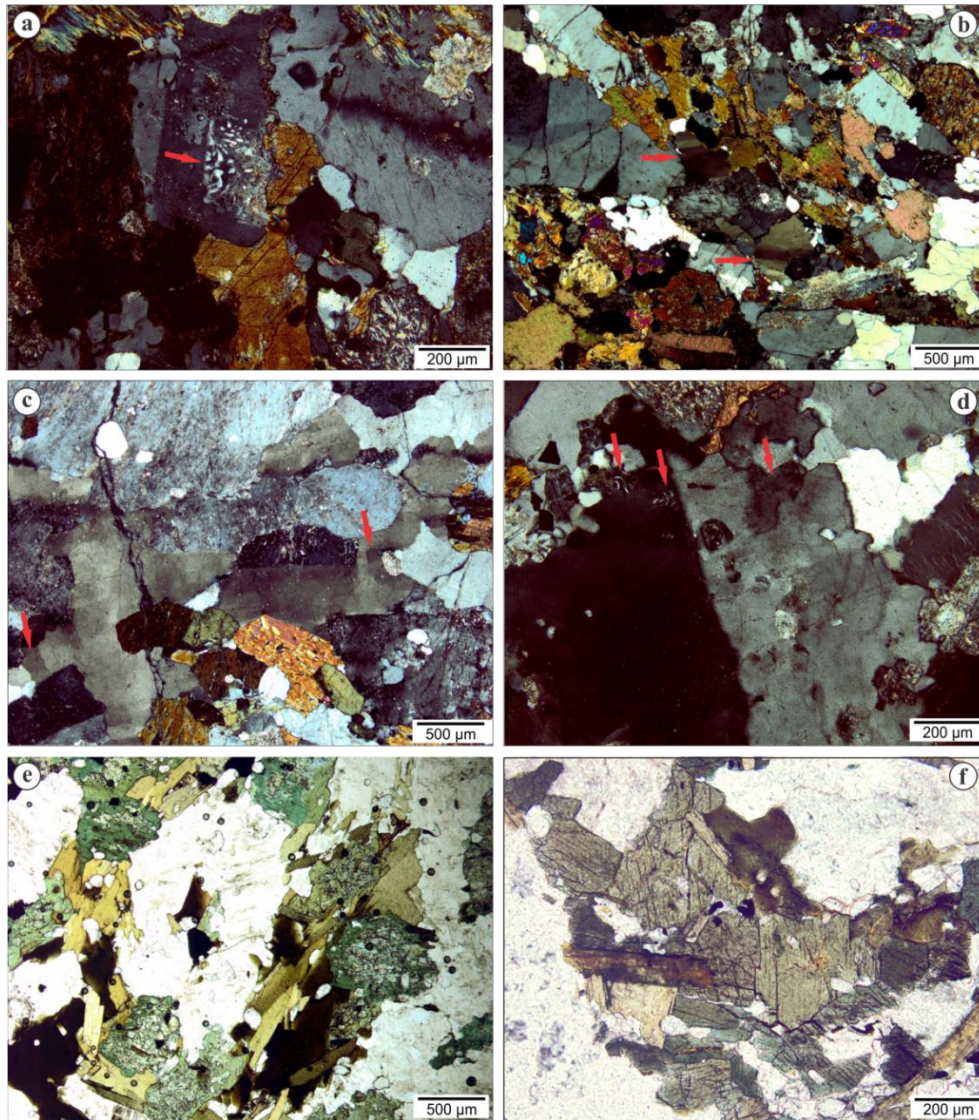


Figura 4.16 - **a**) mirmequitos sobre k-feldspato (seta vermelha); **b**) visão geral da extinção ondulante dos grãos de quartzo (setas vermelhas); **c**) quartzo com extinção tipo tabuleiro de xadrez e formação de subgrão (setas vermelhas indicando subgrão); **d**) subgrão em feldspato alcalino e mirmequitos (setas vermelhas); **e**) intercrescimento de biotita e piroxênio; transformação de piroxênio em anfibólio, da borda para o centro dos grãos; **f**) agregado máfico com aspecto cumulático.

O feldspato alcalino é potássico (Or_{90}) com predomínio em 95% de microclínio (Stabel *et al.* 2001). Os grãos não têm a macla em rede característica do microclínio, são subédricos a euédricos, alongados ou arredondados, com contatos irregulares, rendilhados a retos com os demais cristais da rocha (Figura 4.15e). Representam em torno de 63% da composição modal da rocha. Observa-se uma variação praticamente contínua nos tamanhos dos feldspatos de 0,2 até 1,8mm. A ocorrência de fenocristais esparsos subédricos (alongados ou arredondados) de 5 mm de tamanho em média configura uma textura porfírica à heterogranular de matriz muito fina a média, perceptível em escala mesoscópica (Figura 4.17f). Os fenocristais de

K-feldspato possuem comumente inclusões de plagioclásio, apatita, biotita, anfibólio, piroxênio e zircão. Algumas vezes as inclusões marcam a zonação do mineral, formando trilhas concêntricas (Figura 4.17f). Os grãos de K-feldspato em geral são homogêneos, podendo ocorrer micropertitas pouco desenvolvidas e raras, de forma irregular do tipo fios com 20% de componente albita e 80% de componente ortoclásio (Stabel *et al.* 2001). Poucos grãos têm extinção ondulante e princípio de formação de subgrãos (Figura 4.16d). Em algumas amostras, preferencialmente nas de textura média a fina, o K-feldspato é mais abundante, com grãos anédricos. Nessas amostras, em torno dos grãos de K-feldspato ocorrem filmes de matriz fina, compostos de minerais félsicos, \pm máficos e mirmequitos. Esses filmes conferem aos grãos de K-feldspato formas interdigitadas a lobadas (Figura 4.18a).

O quartzo ocorre na forma de pequenos cristais intersticiais e anédricos, com aproximadamente 1 a 0,3 mm de tamanho. Representa 4% da composição modal da rocha. Frequentemente têm extinção ondulante e subgrãos, sendo comum o padrão tabuleiro de xadrez (Figura 4.16c). Muitas vezes observa-se evolução do subgrãos formando novos grãos. Os contatos com os demais minerais são nítidos, mas nem sempre retos. São bastante comuns contatos lobados, localmente serrilhados. Raramente ocorrem inclusões de apatita.

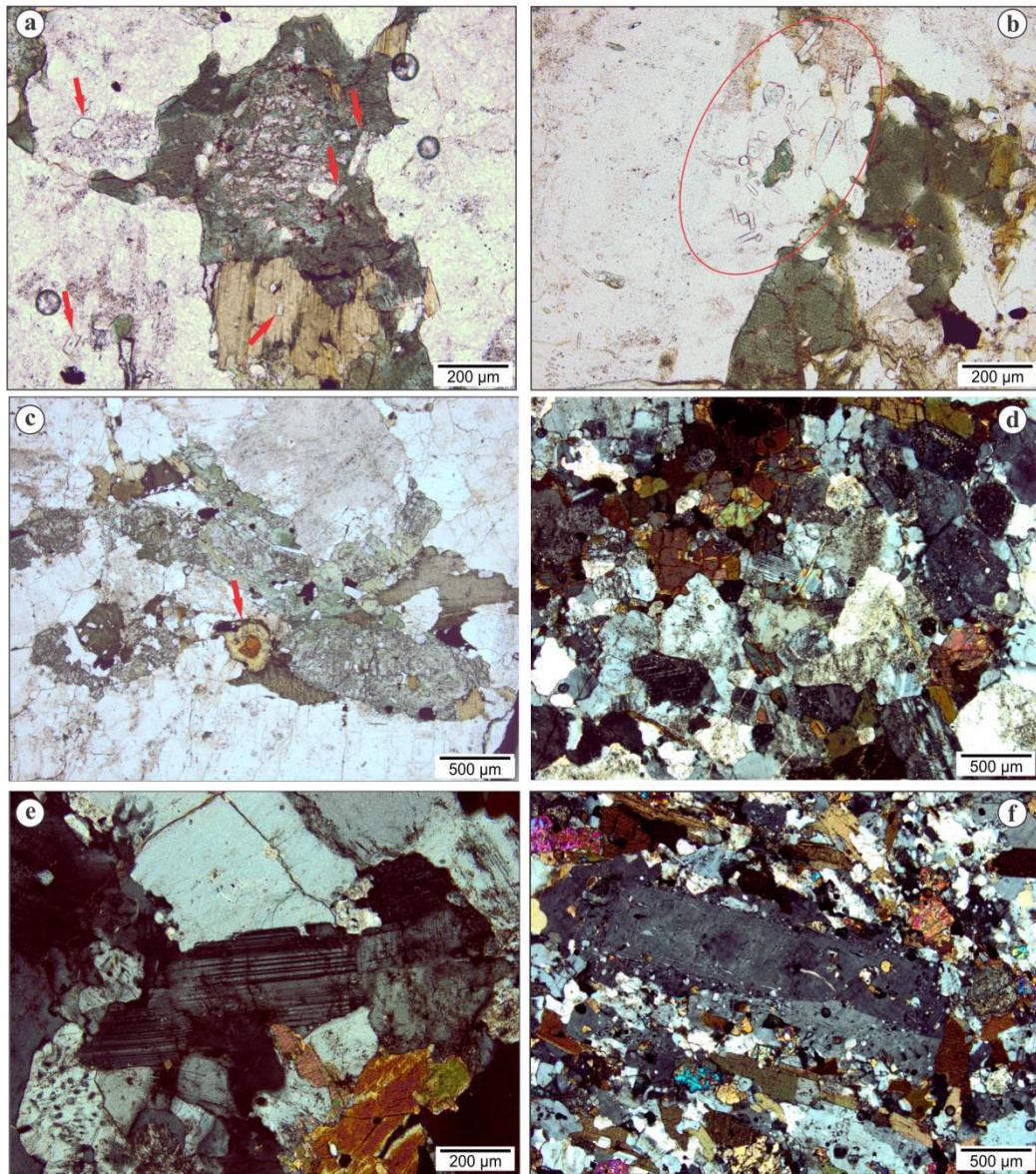


Figura 4.17 - a) inclusão de apatita em minerais máficos e k-feldspato (setas vermelhas); feição de transformação de piroxênio em anfibólio; **b)** k-feldspato com concentração de inclusões de apatita; **c)** alanita associada aos agregados máficos (seta vermelha); piroxênio com transformação para anfibólio nas bordas dos grãos; **d)** textura cumulática de plagioclásio e anfibólio; **e)** grão de plagioclásio com forma subédrica e contatos parcialmente corroídos; **f)** fenocristal de feldspato alcalino com inclusões marcando zonação mineral.

As micas do pulso 1 foram classificadas por Stabel *et al.* (2001) como biotitas de acordo com o gráfico proposto por Deer *et al.* (1966) e critérios de Rieder *et al.* (1998); também foram classificadas como tetra-ferri-biotitas usando critérios de Bailey (1984) e Rieder *et al.* (1998). Ocorrem sob a forma de lamelas subédricas e raramente euédricas com tamanho entre 0,1 e 0,8 mm. O pleocroísmo varia em tons de castanho a castanho avermelhado. A biotita é uma fase mineral constante neste pulso, com ocorrência variável entre 2% a 5%, podendo atingir quantidades

superiores a 5% em algumas amostras. Ocorre preferencialmente intercrescida com hornblenda e diopsídio, que juntamente com apatita, zircão, opacos e eventualmente plagioclásio, formam agregados máficos, por vezes cumuláticos (Figura 4.16e,f). A cloritização é restrita, formando lamelas em pequenas porções dos grãos, sendo raros os casos de pseudomorfose. A biotita possui inclusões de apatita e pequena quantidade de zircão. Localmente observa-se biotita inclusa em cristais de anfibólio e K-feldspato e subordinadamente no piroxênio (Figura 4.18b). Uma geração mais tardia e pouco expressiva de micas anédrica a subédrica, classificada por Stabel *et al.* (2001) como flogopita ocorrem sobre o plano de clivagem dos piroxênios, sempre associada à titanita anédrica.

O piroxênio classificado como diopsídio por Stabel *et al.* (2001), representa em torno de 4% na composição modal, possui pleocroísmo verde claro a incolor e tamanho de grão entre 0,3 a 1,1 mm com média de 0,5mm e forma dos grãos variando de subédrica a euédrica. Embora os cristais de diopsídio tenham tendência à euedria, quando possuem coroa de anfibólio os contatos são lobados a interdigitados, por vezes com aspecto esfiapado, o que torna a forma do grão mais anédrica. O diopsídio é uma fase mineral precoce que apresenta feição de desequilíbrio na transformação para anfibólio. A transformação em anfibólio, ocorrendo geralmente da borda para o centro do grão (Figura 4.16e; Figura 4.17a,c), gerando localmente uma textura em peneira com crescimento vermicular de quartzo ou K-feldspato como subproduto da transformação (Figura 4.15d). Em alguns termos o diopsídio está totalmente transformado para anfibólio. Ocorre sempre associado aos agregados máficos intercrescido com biotita (Figura 4.16e; Figura 4.17a,c). A presença de inclusões não é comum, quando presente consiste em cristais de apatita ou zircão (Figura 4.17a; Figura 4.18c). Raras vezes ocorre inclusão parcial de plagioclásio.

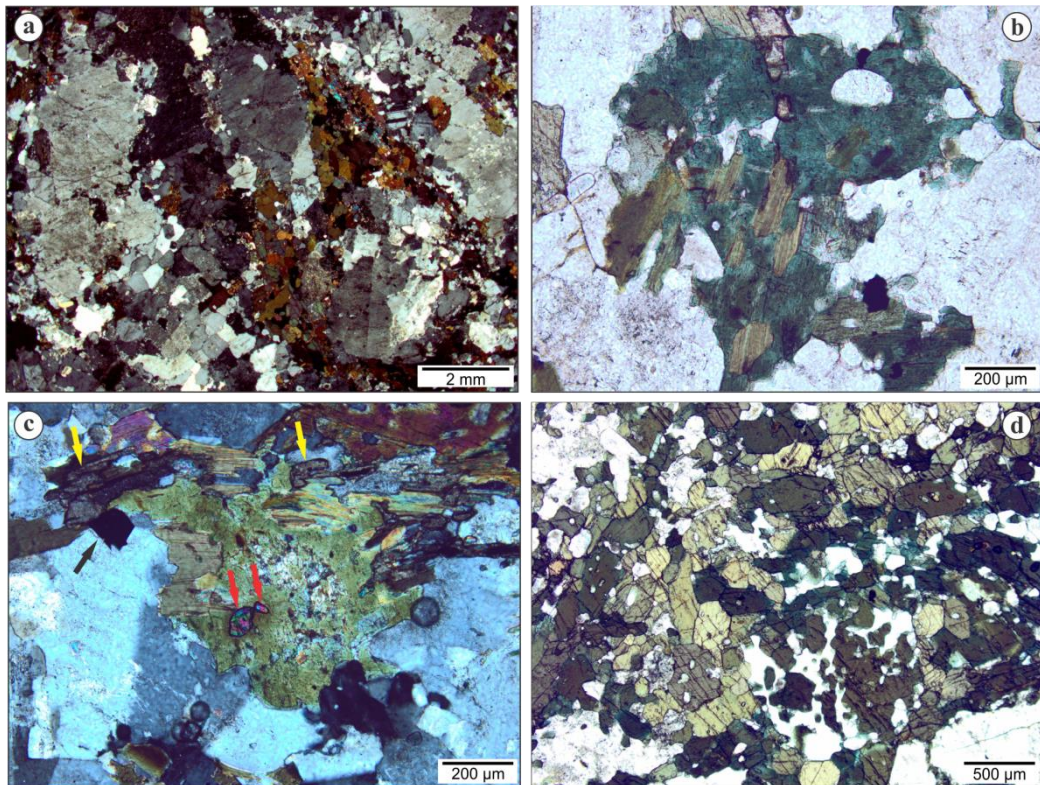


Figura 4.18 - a) aspecto textural dos fenocristais de feldspato alcalino, com contatos interdigitados a lobados (termos de textura média a fina do Pulso 1); b) biotita inclusa em anfibólio; c) inclusão de zircão em piroxênio (setas vermelhas); titanita anédrica interpretada como produto de alteração dos minerais máficos (setas amarelas); óxido de ferro com forma euédrica (seta preta); d) textura cumulática de anfibólio.

Os anfibólios possuem pleocroísmo castanho esverdeado a verde escuro e foram classificados como hornblenda *sensu strictu* e edenita baixa sílica por Stabel *et al.* (2001). A forma varia de subédrica a anédrica com tamanho de grão entre 0,2 e 0,9mm, e média de 0,6mm. Na composição modal representa aproximadamente 16% dos minerais da rocha. Seus contatos com os demais minerais são nítidos, interdigitados a lobados por vezes com aspecto esfiapado. A maior parte dos anfibólios ocorre como coroas de transformação no piroxênio, mais raramente formam grãos individuais, podendo desenvolver textura cumulática (Figura 4.17d; Figura 4.18d). Encontram-se associados com os demais máficos formando agregados intercrescidos (Figura 4.16e; Figura 4.17a,c). É comum inclusão de apatita e em menor quantidade de zircão e biotita (Figura 4.18b,c). Como produto de alteração *subsolidus* forma-se titanita (Figura 4.18c) e minerais opacos, mais raramente epidoto (Stabel *et al.* 2001).

Apatita é um mineral acessório bastante comum, sempre com forma euédrica e hábito acicular ou de prismas curtos, às vezes arredondados, com tamanhos de grão de 0,01 a 0,24 mm. Ocorre inclusa em quase todas as fases minerais, por

vezes forma pequenas concentrações junto aos agregados máficos ou K-feldspato (Figura 4.17a,b). A apatita é classificada segundo Stabel *et al.* (2001) como flúorapatita com teores de Cl chegando a 0,16% e os de F em 2,2%.

O zircão é predominantemente euédrico, prismático ou arredondado. Forma fase inclusa preferencialmente nos agregados máficos, podendo ocorrer incluso em plagioclásio (Figura 4.15e; Figura 4.18c). Os tamanhos de grãos variam entre de 0,04 e 0,5mm.

A titanita é geralmente anédrica e interpretada como produto de alteração dos máficos (Figura 4.18c). Possui tamanho de grão 0,1 a 0,7 mm. Em algumas amostras tem tendência a euedria com inclusão de apatita e plagioclásio.

Os minerais opacos são subédricos a anédricos, com tamanho de grão de 0,01 a 0,25 mm. Encontram-se geralmente associados aos anfibólios e titanita e são interpretados como produto de alteração dos agregados máficos. Os minerais opacos foram identificados por Stabel *et al.* (2001) como óxidos de Fe e Ti, classificados como magnetita e ilmenita. Segundo os mesmos autores foram interpretados como resultado de reequilíbrio *subsolidus* de uma composição originalmente mais titanífera *apud* (Ayer 1998). Os cristais mais euédricos de ocorrência restrita e preferencialmente inclusos foram interpretados por Stabel *et al.* (2001) como óxido de ferro mais rico em Ti (Figura 4.18c).

A alanita tem pequena ocorrência sempre com formas arredondadas raramente prismáticas. Ocorre inclusa em anfibólio, plagioclásio ou associada aos agregados máficos (Figura 4.17c).

Plagioclásio, biotita, diopsídio, edenita, apatita, zircão e alanita são as fases precoces, seguidos de K-feldspato. O quartzo é expressivamente mais tardio e intersticial e em geral não apresenta inclusões.

4.6.3 Pulso 2

As rochas do Pulso 2 constituem o corpo principal, com maior volume de ocorrência na área. A classificação modal indica que são feldspato alcalino-sienitos e quartzo-feldspato alcalino-sienitos (Figura 4.14). São rochas de textura equigranular média a grossa, com cristais de K-feldspato caracteristicamente peritéticos, concentrações de minerais máficos em agregados e megacristais de K-feldspato (Figura 4.19a). A foliação magmática é bastante desenvolvida, marcada pela orientação de forma dos K-feldspatos, dos minerais máficos e dos enclaves

microgranulares máficos (Figura 4.19a). Os contatos retos entre os grãos sugerem uma textura de cristalização em equilíbrio (Figura 4.19a). A biotita é um mineral escasso, não sendo característico deste pulso. As ocorrências de apatita, plagioclásio, minerais máficos e mirmequitos, são menores do que no Pulso 1. A titanita passa a ser mineral primário com ocorrência restrita (Figura 4.19b) e as feições de deformação são menos evidentes, caracterizadas somente pela extinção ondulante e formação de subgrãos no padrão tabuleiro de xadrez no quartzo.

As fases máficas comuns são anfibólio e \pm piroxênio, com ocorrência restrita de biotita (Figura 4.19c). Perfazem ca. 18% da composição modal e ocorrem sempre em agregados. Muitas vezes os agregados são compostos somente por anfibólio. A transformação de piroxênio em anfibólio não é restrita as bordas daquele, ocorrendo com frequência também nas porções centrais dos grãos de piroxênio (Figura 4.19d).

Os minerais acessórios comuns são apatita, zircão, titanita e minerais opacos, representando 1% da composição modal. Stabel *et al.* (2001) descreveu os minerais opacos do Pulso 2 com as mesmas relações e interpretações do Pulso 1, com uma pequena variação na composição das magnetitas de cada pulso em relação aos conteúdos de Cr_2O_3 e Al_2O_3 . Os minerais secundários são titanita, clorita, carbonatos e opacos, representando <1% da composição modal da rocha.

O plagioclásio é uma fase precoce de pouca ocorrência e perfaz em torno de 5% da composição modal da rocha. Alguns grãos têm relação de reabsorção pelo K-feldspato (Figura 4.19e). Em geral, quando não inclusos e reabsorvidos, os grãos são mais preservados que no pulso 1, com contatos mais retos, formas euédricas a subédricas e tamanho de grão de até 0,7 mm (Figura 4.19f). Localizadamente possui textura cumulática (Figura 4.20a). Raramente possui inclusão de apatita e zircão.

O feldspato alcalino representa 70% da composição modal. Definidos por Stabel *et al.* (2001) como feldspato potássico (Or_{90}) com predomínio de 80% de microclínio, em geral sem a macla tartan. São K-feldspatos peritéticos com pertitas do tipo chama e vênulas na forma de mesopertitas e veios irregulares, podendo a albita de exsolução desenvolver macla (Figura 4.19a; Figura 4.20b). É comum que a exsolução de K-feldspato ocorra também com formação de filmes de albita nas bordas dos grãos, conferindo aspecto intergranular (Figura 4.20b). De modo geral estes grãos estão em contato com as pertitas do K-feldspato adjacente. Por vezes este contato é ausente, indicando que esses minerais cristalizaram nos líquidos tardios, juntamente com grãos de K-feldspato. Como observado também por Stabel

(2000), a feição descrita acima, indica que nem toda albita é resultado de exsolução no k-feldspato, existindo uma geração tardia de dois feldspatos *subsolvus*. As pertitas apresentam conteúdo médio de 70% de componente ortoclásio e 30% de albita (Stabel *et al.* 2001). Os grãos de K-feldspato são subédricos a euédricos com tamanho entre 0,1 e 9 mm com orientação de forma. Raramente se observa extinção ondulante e subgrãos. Os cristais têm leve sericitização e fraturas preenchidas por carbonatos. Por vezes nota-se zonação de crescimento, raramente marcada por trilhas de inclusões. As inclusões são pouco frequentes e comumente são de plagioclásio, apatita, anfibólio, zircão, piroxênio, titanita e minerais opacos.

Os piroxênios identificados como augita (Stabel *et al.* 2001) são euédricos a subédricos com pleocroísmo variando de verde ao verde claro e tamanho de grãos entre 0,2 e 5,7 mm. A porcentagem modal é de aproximadamente 6%. São grãos caracteristicamente bastante fraturados e transformados para anfibólio (Figura 4.19c,d). Apesar da intensa transformação, alguns grãos menores de augita ($\approx 1,8$ mm) mantem-se totalmente preservados (Figura 4.20c). Ocorrem grãos de diopsídio, comuns no Pulso 1, com pleocroísmo verde claro a incolor, com transformação para augita nas bordas (Figura 4.20d) (Stabel *et al.* 2001).

Os anfibólios identificados como edenita alta sílica (Stabel *et al.* 2001), possuem tamanho de grãos entre 0,45 e 5,7 mm, com formas variando de euédricas a subédricas e clivagem basal bem definida (Figura 4.19b,d). Perfazem aproximadamente 11% da composição modal da rocha. A cor de pleocroísmo é castanho a castanho claro, com variação de pleocroísmo de castanho esverdeado a verde acastanhado. Por vezes observa-se um anfibólio de pleocroísmo verde claro a verde azulado nas bordas ou nas fraturas de grãos de edenita, identificado por microsonda eletrônica como actinolita (Stabel *et al.* 2001) e interpretado como produto de alteração *subsolvus* (Figura 4.19d). A edenita alta sílica representa a transformação do piroxênio em condições magmáticas, e geralmente esse mineral encontra-se no centro ou bordas de grãos euédricos de augita, e muitas vezes como grãos individuais (Figura 4.19c,d; Figura 4.20d). Alguns grãos de edenita tem transformação para biotita ao longo de clivagens e fraturas, e encontram-se associadas com titanita em contatos interpenetrativos.

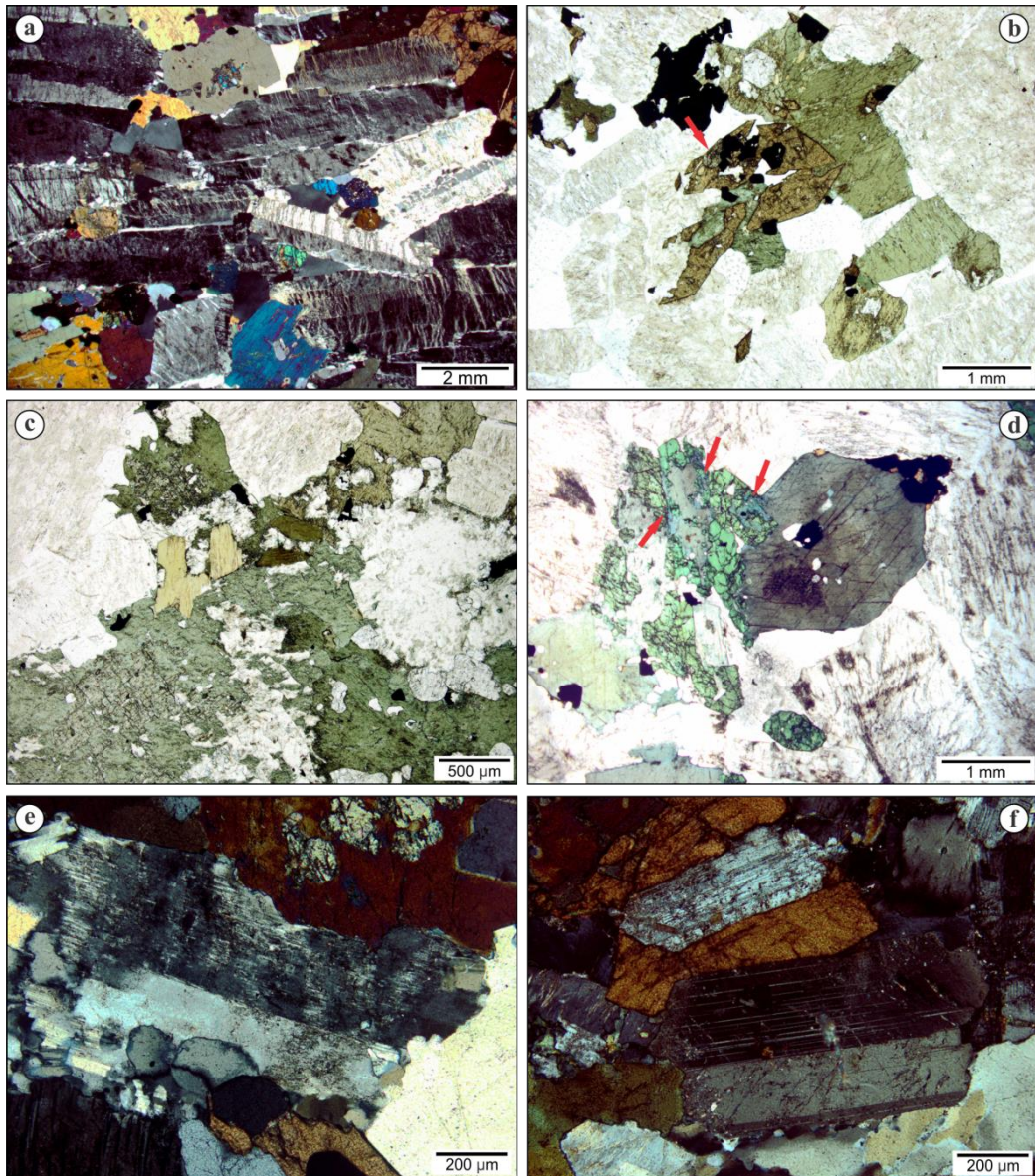


Figura 4.19 - a) textura equigranular média a grossa pulso 2; grãos de feldspato alcalino peritíticos e orientados; concentrações localizadas de agregados máficos; contato entre os grãos retos, indicando textura de equilíbrio; b) titanita com forma euédrica; grãos de anfibólio com forma subédrica; inclusão de zircão em titanita (seta vermelha); c) agregados máficos de anfibólio e piroxênio, com ocorrência restrita de biotita; d) transformação de piroxênio em anfibólio nas bordas e centro dos grãos; grãos de piroxênio bastante fraturados; grãos de anfibólio euédrico e com clivagem basal bem desenvolvida; setas em vermelho indicam anfibólio de alteração com pleocroísmo verde claro a verde azulado; e) reabsorção de plagioclásio pelo feldspato alcalino; f) plagioclásio preservado com forma euédrica.

As micas, classificadas por Stabel *et al.* (2001) como biotitas, se diferenciariam das do pulso 1, conforme os mesmos autores, pelo seu teor de Si (apuf) mais elevado, de acordo com o gráfico de classificação quadrilátero flogopita-anita-eastonita-siderofilita. As biotitas tem ocorrência restrita e quando presentes não perfazem mais do que 2 a 3% da composição modal. Encontram-se sempre

associadas aos máficos ou inclusas em piroxênio, anfibólio e K-feldspato (Figura 4.19c; Figura 4.20c,e). As biotitas medem de 0,1 a 0,6 mm são subédricas a anédricas, com pleocroísmo castanho claro a castanho escuro. Também ocorre uma geração tardia, que se desenvolve sobre o plano de clivagem do piroxênio classificada por Stabel *et al.* (2001) como flogopita.

O quartzo é anédrico e intersticial, mede de 0,23 a 3,2 mm, com extinção ondulante e subgrão no padrão tabuleiro de xadrez (Figura 4.20f). São comuns pequenos grãos cristalizados tardiamente com K-feldspato. Representa em torno de 3% da composição modal. Seus contatos são retos e nítidos, mas por vezes tornam-se difusos nas bordas de K-feldspatos pertíticos. Em geral não possuem inclusões, estas quando ocorrem são de augita, edenita alta sílica, apatita e zircão.

A apatita é euédrica com tamanho de grão de 0,1 a 0,6 mm. Ocorre preferencialmente inclusa em edenita, augita, K-feldspato, quartzo, titanita e óxidos de ferro (Figura 4.21a,b). Segundo Stabel *et al.* (2001) a apatita seria classificada como flúor-apatita, com teores de F de 3,4%, relativamente maiores do que no Pulso 1.

O zircão tem tamanho de grão entre 0,04 e 1,0 mm, é subédrico a euédrico e ocorre incluso em edenita, K-feldspato e preferencialmente em óxidos de ferro (Figura 4.21c,d). Eventualmente apresenta zonação.

A titanita é euédrica a subédrica, quando primária. Possui tamanho de grão de 0,1 a 3,4 mm e encontra-se geralmente associada aos máficos com contatos nítidos e retos (Figura 4.19b). Ocorre inclusa em edenita, K-feldspato e óxidos de ferro e possui inclusão de zircão, apatita, edenita e K-feldspato (Figura 4.19b). A titanita tardia é anédrica e ocorre sobre anfibólio, comumente associada aos óxidos de ferro. Seus contatos são nítidos, retos ou irregulares.

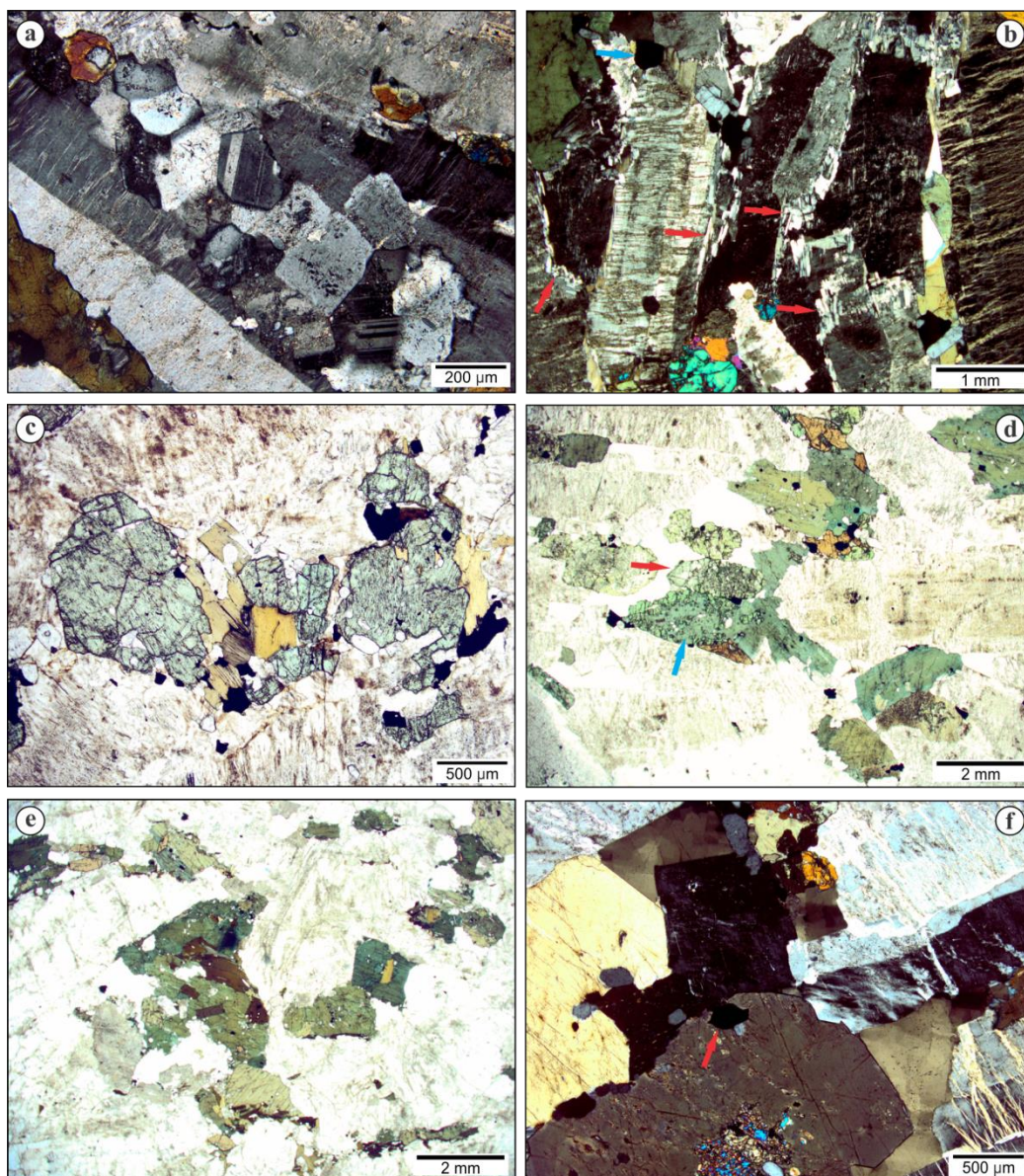


Figura 4.20 - **a**) textura cumulática de grãos de plagioclásio; **b**) aspecto do k-feldspato pertítico; filmes de albita de exsolução (setas vermelhas); mineral opaco euédrico (seta azul); **c**) grãos de augita preservados; biotita associada e inclusa em piroxênio **d**) grãos de diopsídio com transformação para augita nas bordas (seta vermelha); grãos de edenita alta sílica e grãos de augita com transformação para edenita alta sílica (seta azul); **e**) biotitas inclusas em anfibólio; **f**) quartzo intersticial, com extinção ondulante ou do tipo tabuleiro de xadrez; mineral opaco como subproduto de transformação do piroxênio em anfibólio (seta vermelha).

Os minerais opacos classificados como magnetitas e ilmenitas segundo Stabel *et al.* (2001) são subbédricos a anédricos com tamanho de grão de 0,02 a 1,1 mm. Possuem inclusões de zircão, apatita e titanita e ocorrem inclusos em K-feldspato, edenita, augita, quartzo e titanita (Figura 4.20b; Figura 4.21c,d). Encontram-se frequentemente associados a anfibólio e em muitos casos podem ser interpretados como produto da transformação do piroxênio em anfibólio, indicando aumento do potencial de oxidação do magma (Figura 4.20f; Figura 4.21b) (Stabel *et*

al. 2001). Os contatos são nítidos e irregulares. Segundo Stabel *et al.* (1991), a magnetita desta litologia se diferencia da do Pulso 1 pelo maior conteúdo de Cr_2O_3 e menor conteúdo de Al_2O_3 .

O plagioclásio, biotita, augita, edenita, apatita, zircão e titanita são considerados minerais precoces, seguidos por K-feldspato e minerais opacos. O quartzo é considerado tardio e intersticial.

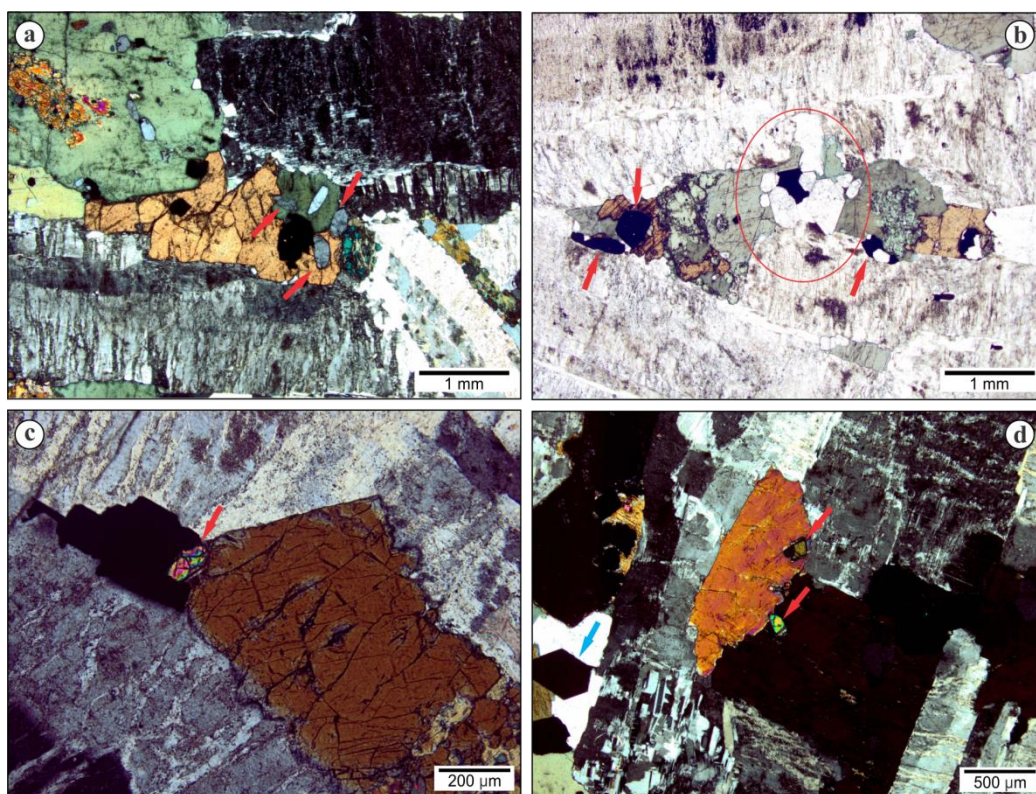


Figura 4.21 - **a**) apatitas inclusas em titanita e edenita (setas vermelhas); **b**) apatitas inclusas em edenita (círculo vermelho); mineral opaco como subproduto de transformação do piroxênio em anfibólio (setas vermelhas); **c**) zircão incluído em mineral opaco (seta vermelha); **d**) zircão incluído em edenita (setas vermelhas); opacos inclusos em quartzo (seta azul).

4.6.4 Pulso 3

As rochas do Pulso 3 são classificadas como quartzo sienitos, segundo a análise modal (Figura 4.14). São rochas de textura heterogranular média a grossa (Figura 4.22a). A foliação magmática é pouco desenvolvida, e quando presente é marcada pela leve orientação de K-feldspato e plagioclásio (Figura 4.22b). Titanita e alanita são caracteristicamente precoces (Figura 4.22c). A titanita é sempre euédrica e frequentemente inclusa em minerais máficos (Figura 4.22d). Os minerais máficos são biotita e anfibólio, geralmente em agregados máficos, (Figura 4.22e) e representam 4% da composição modal da rocha. É comum a ocorrência de zircão incluso ou associado aos minerais opacos (Figura 4.22f). Comparativamente ao Pulso 2, o K-feldspato possui menor quantidade de grãos pertíticos, com pertitas menos desenvolvidas. A quantidade de quartzo aumenta levemente em relação aos outros pulsos. A ocorrência de apatita é mais reduzida em relação aos pulsos 1 e 2, e quando presente, em geral, é como inclusão ou grãos intersticiais maiores. Os minerais acessórios são titanita, alanita, apatita e minerais opacos, representando até 1% na composição modal da rocha. Existe uma tendência, em um grupo de amostras classificadas anteriormente por UFRGS (2008) como sienogranitos, de leve aumento de microclínio (identificado pela macla de tartan) e plagioclásio em relação à maioria das amostras do Pulso 3. Com base na análise modal, nesta tese não se confirmou a existência de rochas graníticas.

O plagioclásio forma duas gerações. A primeira é dada por grãos pequenos com tamanho de menos de 0,5 mm e preferencialmente inclusos em K-feldspato. Tem leve feição de reabsorção e feições cumuláticas restritas (Figura 4.23a). A segunda geração possui grãos maiores da ordem de 2 a 6 mm e intersticiais (Figura 4.22b; Figura 4.23b). As duas gerações têm a macla da albita nítida e são grãos com formas euédricas a subédricas com contatos retos e nítidos. Os contatos podem variar para difusos, especialmente quando inclusos em K-feldspato e com feições de reabsorção. No entanto, o grau de reabsorção do plagioclásio pelo K-feldspato no pulso 3 é consideravelmente menor dos que os descritos para os pulsos 1 e 2. As relações de contato indicam um equilíbrio maior do plagioclásio com o sistema, em relação as dos pulsos 1 e 2. A porcentagem modal para o plagioclásio é de aproximadamente 18%. Alguns grãos de plagioclásio apresentam zonação de crescimento, podendo ser marcada por inclusão de biotita e titanita (Figura 4.22a).

O K-feldspato é subédrico a euédrico com tamanho de grão de 0,8 a 8 mm (Figura 4.22a,b; Figura 4.23a). Perfaz em torno de 63% da composição modal da rocha. Poucos grãos de K-feldspato apresentam pertitas, quando presente são pouco desenvolvidas e lembram as formas das pertitas do pulso 2 (tipo vênulas e chamas), que em geral não atravessam todo o grão (Figura 4.22a,b; Figura 4.23b). A zonação de crescimento é comum, por vezes marcada por inclusões de plagioclásio na maior parte, K-feldspato, biotita, anfibólio, zircão, apatita e titanita (Figura 4.23a). Poucos grãos mostram a macla em rede do microclínio.

O quartzo tem tamanho entre 0,5 e 3,5 mm e forma anédrica, com porcentagem modal de 12% da rocha. Os contatos são nítidos, lobados a interdigitados com K-feldspato e quartzo (Figura 4.23b). Com o plagioclásio o contato é reto. Apresenta extinção ondulante, migração de limite de grãos e formação de subgrãos do tipo tabuleiro de xadrez (Figura 4.23b).

A biotita tem forma subédrica a euédrica, com contatos variando de retos a esfiapados e tamanhos de grão de 0,3 mm a 0,8 mm, podendo atingir até 1,5 mm (Figura 4.22c,e). Representa entre 1 e 2% da mineralogia da rocha. Possui pleocroísmo de castanho a castanho esverdeado. Ocorre associada a anfibólio, por vezes incluída em anfibólio e K-feldspato (Figura 4.22c,e; Figura 4.23c). Possui inclusões de anfibólio, titanita, apatita, zircão e alanita (Figura 4.22e; Figura 4.23d,e). Em algumas amostras é comum cloritização (Figura 4.23d).

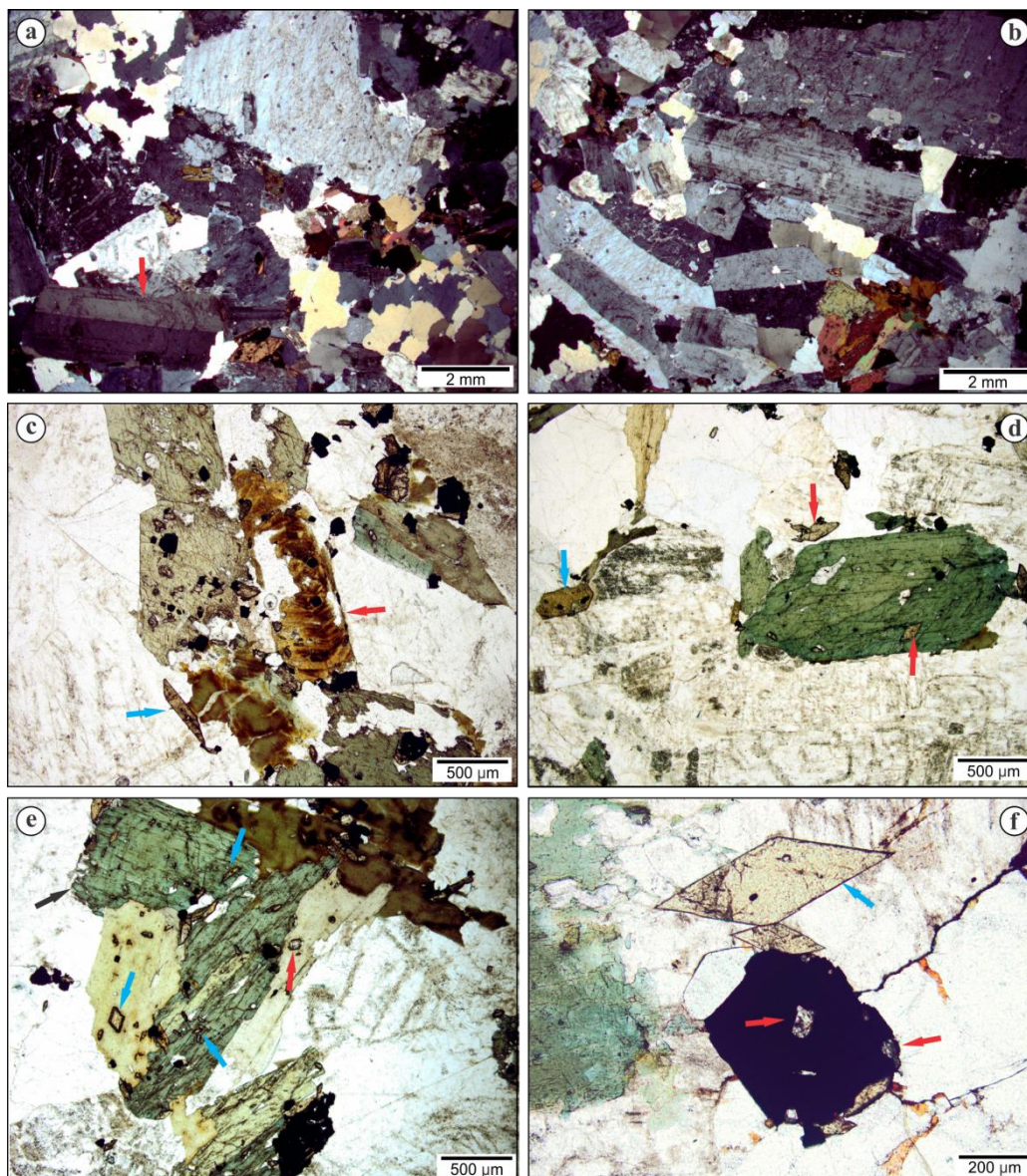


Figura 4.22 - a) visão geral da textura heterogranular média a grossa do pulso 3; plagioclásio com zonação de crescimento (seta vermelha); alguns grãos de k-feldspato possuem perfitas; **b)** k-feldspato e plagioclásio levemente orientados, marcando a foliação; alguns grãos de k-feldspato possuem perfitas; grão de plagioclásio intersticial e euédrico; **c)** alanita zonada (seta vermelha) e titanita euédricas (seta azul); biotita com contatos retos; minerais opacos e titanita inclusos em anfibólio e alanita; **d)** titanita euédrica inclusa em anfibólio (seta vermelha); alanita euédrica (seta azul); **e)** biotita e anfibólio em agregados máficos com contatos retos; biotita com inclusão de zircão (seta vermelha); anfibólio com inclusões de titanita (setas azuis); borda de anfibólio com alteração para anfibólio verde azulado (actinolita) (seta preta); **f)** zircão incluído em minerais opacos (setas vermelhas); titanita euédrica (seta azul).

Os anfibólios identificados óticamente como hornblenda, possuem forma subédrica a euédrica e tamanho de grão de 0,6 a 3,0 mm. Perfaz 4% da composição modal da rocha. A cor de pleocroísmo é castanho esverdeado a verde acastanhado. Comumente forma agregados máficos com micas, titanita, alanita, opacos, zircão e \pm plagioclásio (Figura 4.22c,e; Figura 4.23c,e). A maior parte das inclusões é de titanita, em menor quantidade de mica, zircão, apatita, alanita, plagioclásio e óxidos

de Fe e Ti (Figura 4.22c, e; Figura 4.23c,f). Alguns grãos são maclados (Figura 4.23c). Uma segunda geração de anfibólio de alteração ocorre nas bordas de grãos de hornblenda, com pleocroísmo verde claro à verde azulado, semelhante ao do Pulso 2, identificada como actinolita (Figura 4.22e).

A titanita é euédrica com seções losangulares e tamanho de 0,2 a 0,7 mm (Figura 4.22f). Ocorre comumente inclusa em anfibólio, biotita, K-feldspato e mais raramente em minerais opacos e apatita (Figura 4.22c,e; Figura 4.23a,d,f; Figura 4.24a,b). Alguns grãos ocorrem associados a zircão e minerais opacos (Figura 4.24c). Em menor frequência ocorrem como grãos intersticiais. Localmente foi identificada uma geração de titanita como produto de alteração dos máficos.

A alanita tem forma euédrica a subédrica e tamanho de grão entre 0,15 e 0,2 mm com raros grãos de até 0,8 mm. É comumente zonada e possui inclusões de apatita, titanita, zircão e óxidos de ferro. Ocorre geralmente associada aos máficos (Figura 4.22c,d).

A apatita possui forma euédrica, mede entre 0,1 e 0,5 mm com alguns grãos intersticiais com tamanho maior de até 0,7 mm. Ocorre comumente inclusa em biotita, anfibólio, alanita, K-feldspato e plagioclásio (Figura 4.23f). Também é comum apatita intersticial formando grãos individuais (Figura 4.24a,b). Possui inclusões de zircão e titanita (Figura 4.24a,b). A ocorrência de apatita é menor neste pulso, em relação a todos os outros do MSP.

Zircão é sempre euédrico, prismático ou arredondado. Com tamanho de 0,04 a 0,1 mm. Está preferencialmente associado ou incluso nos minerais opacos, em menor quantidade incluso em apatita, titanita, biotita, anfibólio, plagioclásio e K-feldspato (Figura 4.22e,f; Figura 4.24b,c).

Os minerais opacos, identificados por Sbaraini *et al.* (submetido) como magnetita rica em Ti, possuem forma subédrica a euédrica, com tamanho de grão de 0,1 a 0,5 mm (Figura 4.22f; Figura 4.23d; Figura 4.24b,c) e ocorrem inclusos em anfibólio e alanita ou associado aos minerais máficos, titanita e zircão (Figura 4.22c,e,f; Figura 4.23d,e; Figura 4.24c). Tem caracteristicamente inclusões de zircão (Figura 4.22f; Figura 4.24b). Uma segunda geração anédrica deste mineral foi interpretada como produto de alteração dos minerais máficos.

Titanita, alanita, zircão, apatita, biotita e plagioclásio são fases precoces, seguidas por anfibólio, K-feldspato e magnetita. Quartzo é considerado tardio. Clorita, opacos, titanita e epidoto são minerais de alteração.

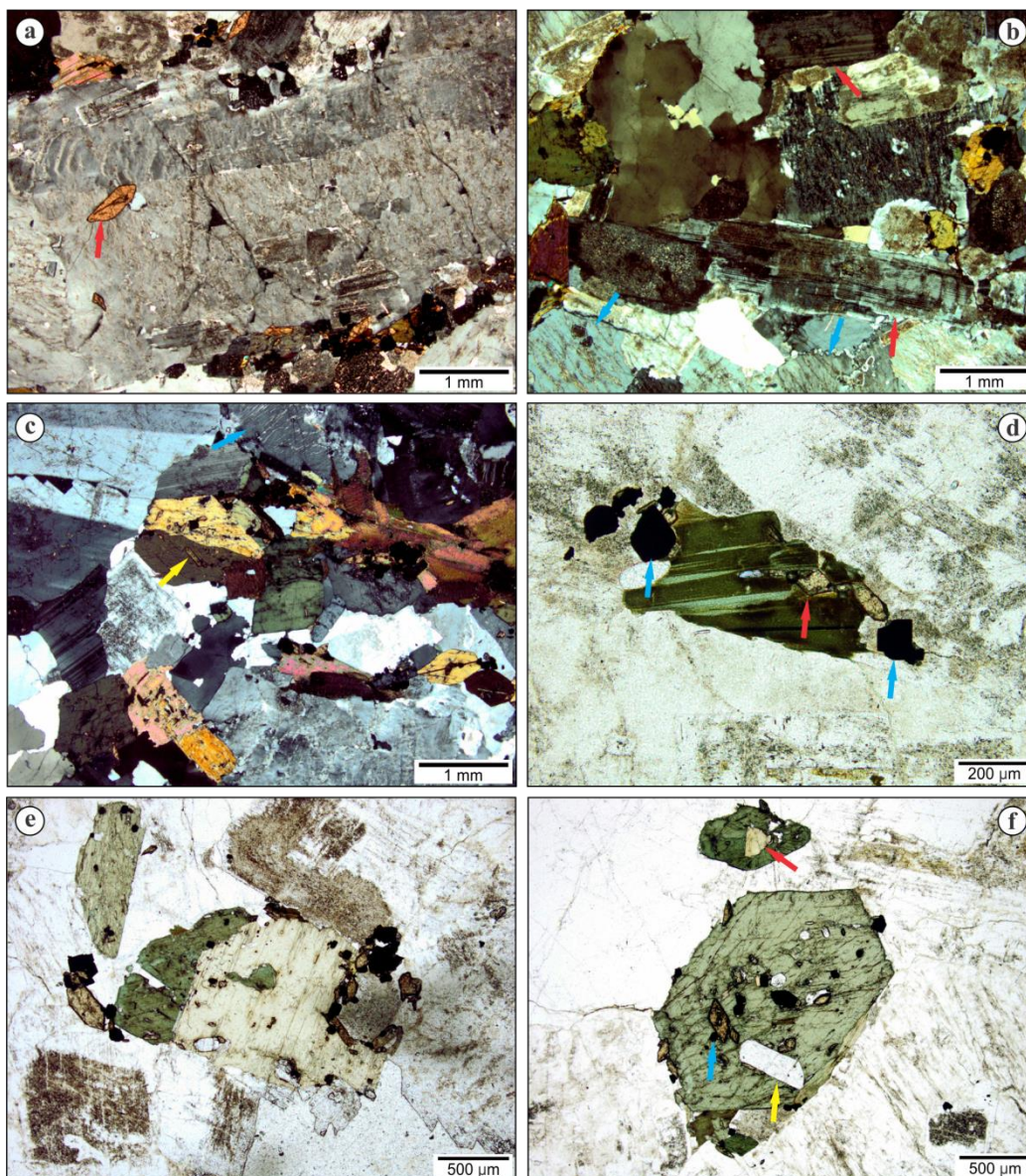


Figura 4.23 - a) plagioclásio incluído em k-feldspato; zonação de crescimento no k-feldspato; titanita euédrica incluída (seta vermelha); **b)** plagioclásio euédrico e intersticial (setas vermelhas); k-feldspato com pertitas (setas azuis); observa-se os contatos lobados do quartzo e feição de extinção do tipo tabuleiro de xadrez; **c)** agregado máfico com biotita e anfibólio; biotita com contatos retos a esfiapados; inclusão de titanita em anfibólio (seta amarela); k-feldspato com pertitas (setas azuis); **d)** titanita incluída em biotita (seta vermelha); feição de cloritização na biotita; magnetita subédrica a euédrica (setas azuis); **e)** biotita com inclusão de anfibólio e apatita; agregado de minerais máficos; **f)** biotita (seta vermelha), titanita (seta azul) e apatita (seta amarela) incluídas em anfibólio.

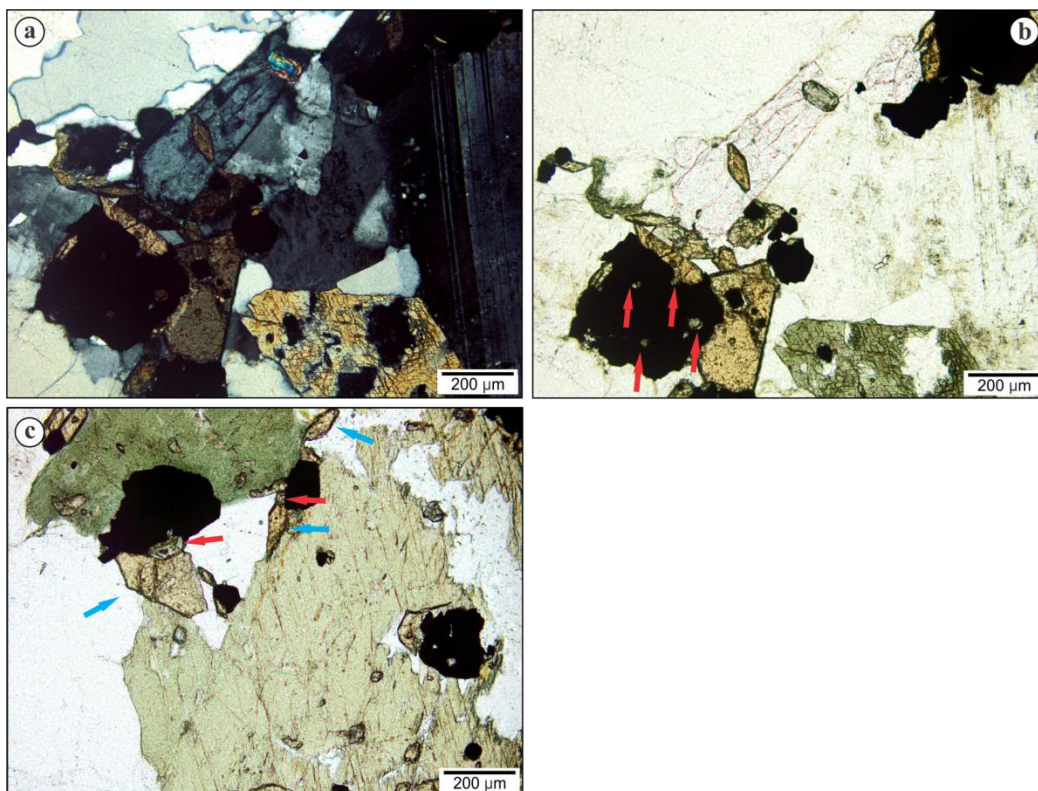


Figura 4.24 - a) e b) apatita euédrica com inclusão de titanita e zircão; magnetita com inclusão de zircão (setas vermelhas); c) titanita euédrica associada com minerais opacos e zircão (setas azuis); zircão incluído ou associado a minerais opacos (setas vermelhas).

4.6.5 Quartzo Sienitos Tardios

Os quartzos sienitos tardios representam um grupo de rochas pobres em máficos ou leucocráticas, encontradas em geral como injeções intrudindo as litologias do MSP e encaixantes do CVC, descritas anteriormente no item 4.2. De modo geral, podem ser subdivididas em rochas *hipersolvus* e *subsolvus*.

4.6.5.1 Quartzo Sienitos Tardios *Hipersolvus*

Os quartzos sienitos tardios *hipersolvus* são rochas de textura equigranular média, compostas essencialmente por K-feldspato e quartzo, com ocorrência <1% de biotita e anfibólio (Figura 4.25a). De acordo com a modal são classificadas como quartzos feldspato alcalino sienitos a quartzos sienitos (Figura 4.14). Raramente apresentam foliação de fluxo desenvolvida, quando presente é marcada pelo K-feldspato (Figura 4.25b). A quantidade total de minerais máficos é em torno de 1% e a de fases acessórias é menor que 0,5%.

O K-feldspato é tipicamente pertítico, com pertitas do tipo fitas e chamas que atravessam todo o grão (Figura 4.25c). São comuns filmes de albita entre os grãos de K-feldspato, interpretados como produto do processo de exsolução (Figura 4.25d).

O plagioclásio, quando presente, aparece como restos de mineral incluso em K-feldspato com feições de reabsorção (Figura 4.25e). Os minerais máficos são restos de hornblenda e biotita (Figura 4.25f).

Os minerais acessórios são titanita euédrica como principal ocorrência e zircão (Figura 4.25g).

4.6.5.2 Quartzo Sienitos Tardios *Subsolvus*

Os quartzos sienitos tardios *subsolvus* são rochas de textura equigranular fina a raramente muito fina (Figura 4.26a). A mineralogia é composta por K-feldspato, plagioclásio e quartzo. A classificação modal indica que são quartzos sienitos a quartzos feldspato alcalino sienitos (Figura 4.14). As amostras não apresentam orientação mineral (Figura 4.26a).

O K-feldspato não tem pertitas muito desenvolvidas, quando presentes são do tipo fitas que não atravessam todo o grão (Figura 4.26b). Alguns grãos de K-feldspato têm a macla do microclínio (Figura 4.26c). Localmente ocorre formação de albita entre os grãos de K-feldspato, interpretados como processo de exsolução. Poucos grãos têm extinção ondulante.

O plagioclásio é euédrico, com contatos retos (Figura 4.26d). Em geral forma grãos individuais e em menor quantidade ocorrem inclusos em K-feldspato (Figura 4.26e). Na maioria das vezes possui alteração para sericita.

O quartzo é intersticial e anédrico, com extinção ondulante do tipo tabuleiro de xadrez (Figura 4.26e).

Os minerais máficos perfazem 1% dos constituintes minerais e os acessórios <0,5%. Os máficos são restos de biotita com forma anédrica a subédrica e esfiapadas, normalmente cloritizadas, e restos de hornblenda e piroxênio anédricos (Figura 4.26f; Figura 4.27a,b). Em uma amostra dos quartzos sienitos tardios *subsolvus* ocorre piroxênio euédrico e preservado (Figura 4.27c,d).

A apatita e os minerais opacos são os únicos minerais acessórios presentes (Figura 4.27e). A apatita ocorre com forma acicular e normalmente próxima ou associada à biotita e anfibólio.

Os minerais opacos tendem a formas euédricas quando intersticiais e mais anédricos quando associados aos máficos (Figura 4.27c,f).

A titanita é considerada produto de transformação sobre os minerais máficos.

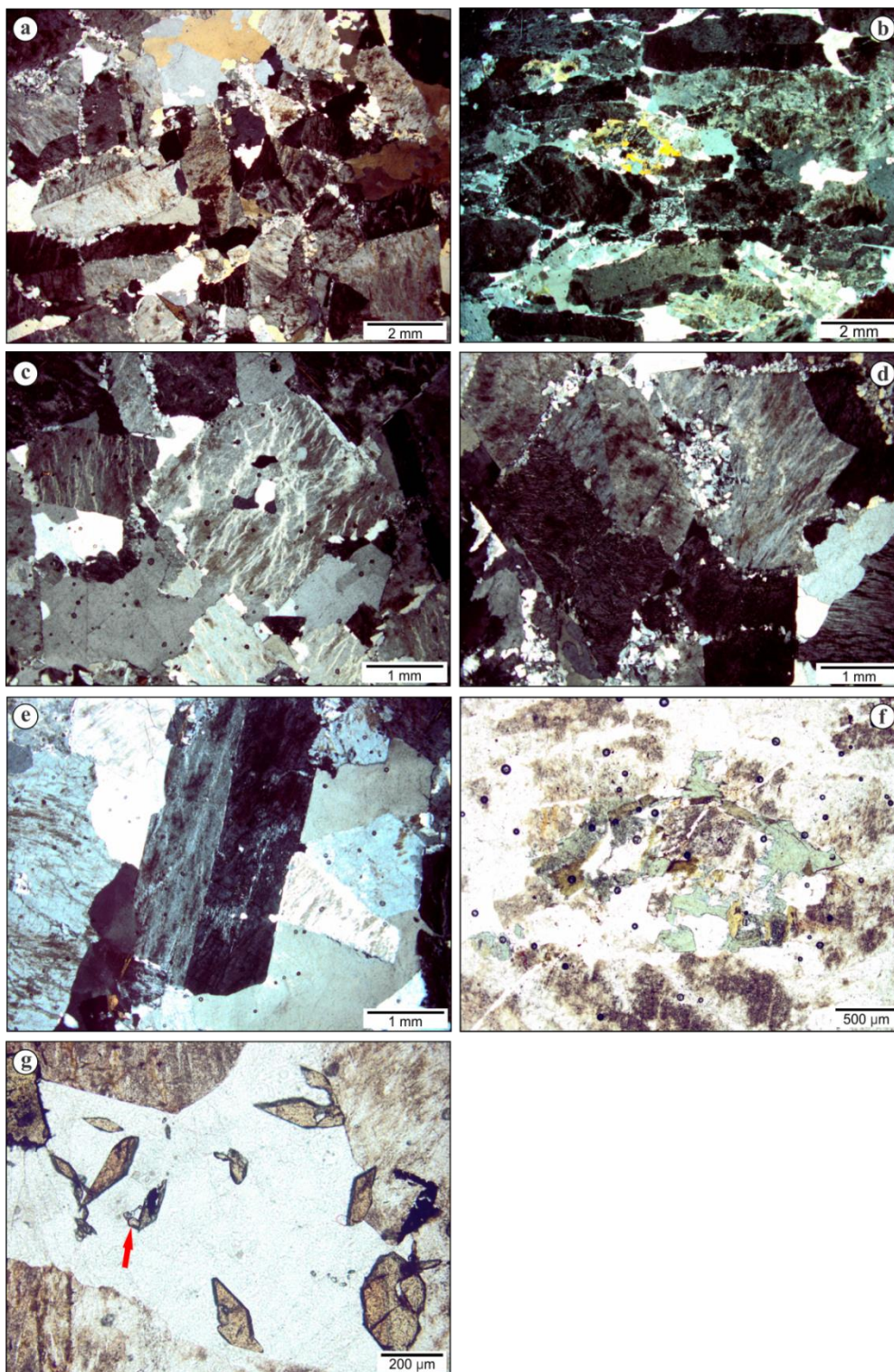


Figura 4.25 - a) textura equigranular média dos quartzo sienitos tardios hipersolvus; **b)** k-feldspato orientado marcando foliação incipiente; **c)** k-feldspato com pertitas; **d)** filmes de exsolução de albita em torno dos grãos de k- feldspato; **e)** plagioclásio incluído e reabsorvido pelo k-feldspato; **f)** restos de hornblenda e biotita; **g)** titanitas euédricas e zircão (seta vermelha).

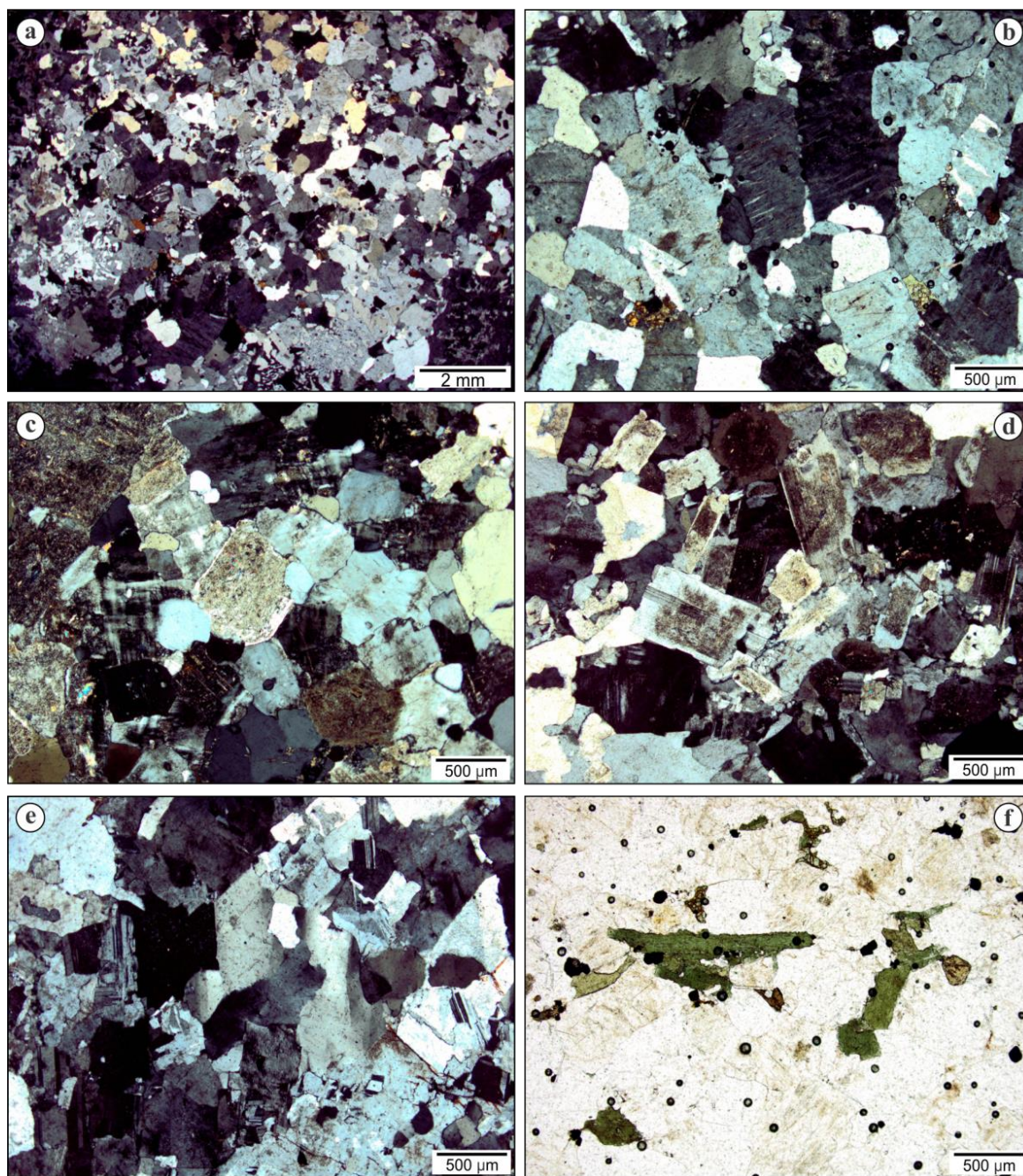


Figura 4.26 - a) textura fina a muito fina dos quartzos sieníticos tardios subsolvus; **b)** k-feldspato com perlititas pouco desenvolvidas; **c)** microclínio com macla tartan; **d)** plagioclásio euédrico; **e)** grãos de plagioclásio intersticiais e inclusos em k-feldspato; quartzo intersticial e com extinção ondulante tipo tabuleiro de xadrez; **f)** restos de piroxênio, anfibólio e biotita anédricos a subédricos.

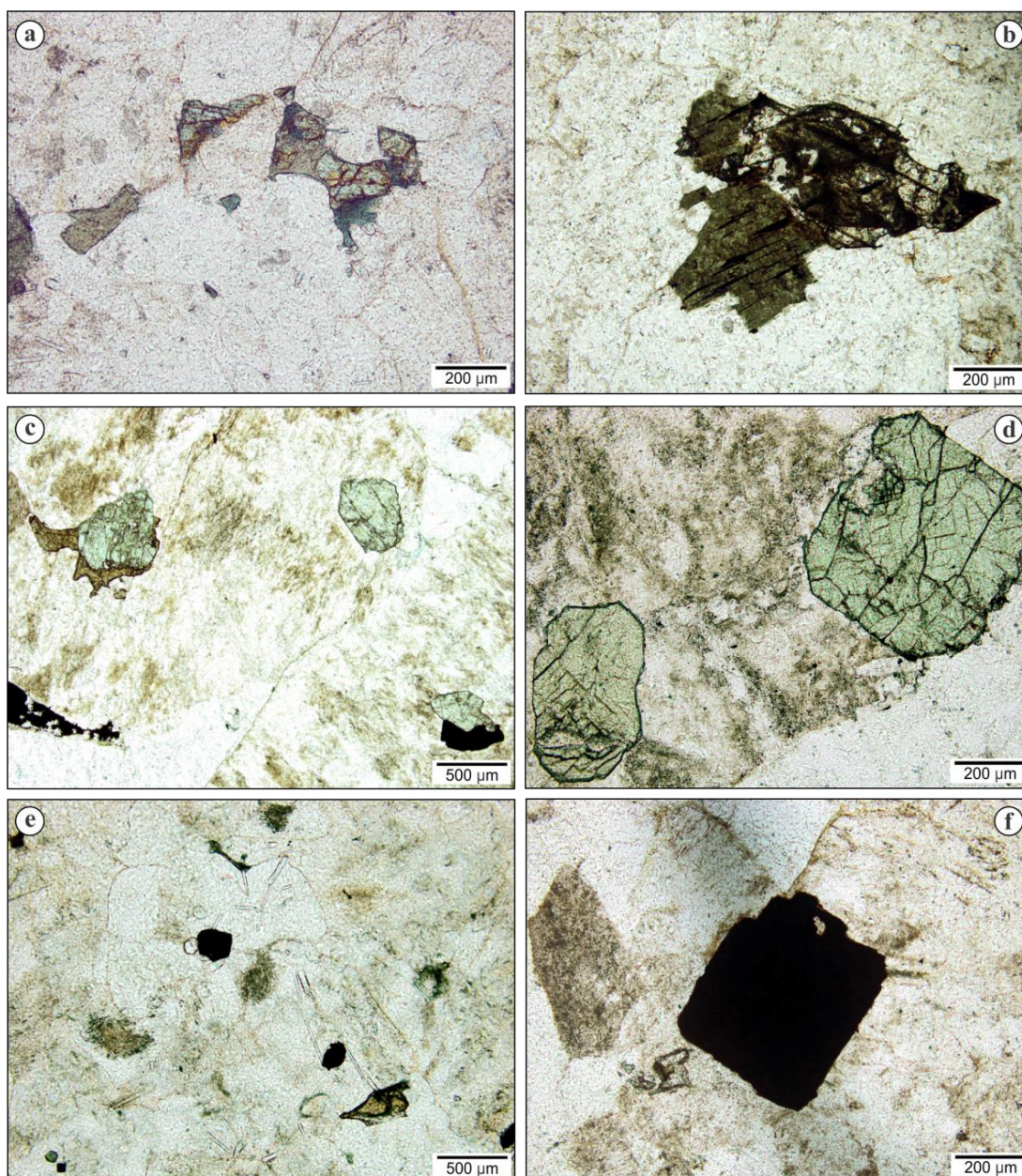


Figura 4.27 - a) e b) restos de piroxênio, anfibólio e biotita; c) e d) piroxênio euédrico e preservado; na letra 'c' óxido de ferro associado a piroxênio com forma anédrica; e) apatita e óxidos de ferro como minerais acessórios; f) óxido de ferro euédrico.

CAPÍTULO 5 – GEOQUÍMICA ELEMENTAL E ISOTÓPICA

5.1 Geoquímica dos Elementos Maiores e Traços

Para estudos geoquímicos de rocha total de elementos maiores e traços foram selecionadas 87 amostras, representativas dos diferentes litotipos pertencentes aos 3 pulsos que compõem o MSP. Do total de 87 análises, 58 foram feitas durante este trabalho de doutorado, 19 análises foram obtidas de Stabel *et al.* (2001), 10 análises de Nardi *et al.* (2007 e 2008). Os resultados analíticos são apresentados nas tabelas do Anexo I.

As variedades litológicas que compõem o Maciço Sienítico Piquiri (MSP) têm conteúdo de SiO₂ entre 51 e 76% (peso). Nos termos do Pulso 1 a variação é de 54 a 64%, nos do Pulso 2 56 a 71%, e no pulso 3 65 a 75% (peso). Os quartzos sieníticos tardios têm variação no conteúdo de SiO₂ entre 71 e 75%.

Todas as rochas do MSP pertencem à série alcalina saturada em SiO₂, (Figura 5.1) podendo ser classificada como potássicas ou shoshoníticas de acordo com Le Maitre (2002), onde se verifica a relação $K_2O > (Na_2O - 2)$. Correspondem a composições traquiandesíticas, traquíticas e traquidacíticas, predominantes nos pulsos 1 e 2, e composições riolíticas no Pulso 3. Os enclaves máficos microgranulares plotam no campo traquítico, traquidacítico, enquanto os quartzos sieníticos tardios têm composição riolítica. São rochas metaluminosas, com razões A/CNK entre 0,5 e 1,0 (Figura 5.2) e razões FeOt/MgO típicas de magmatismo não toleítico.

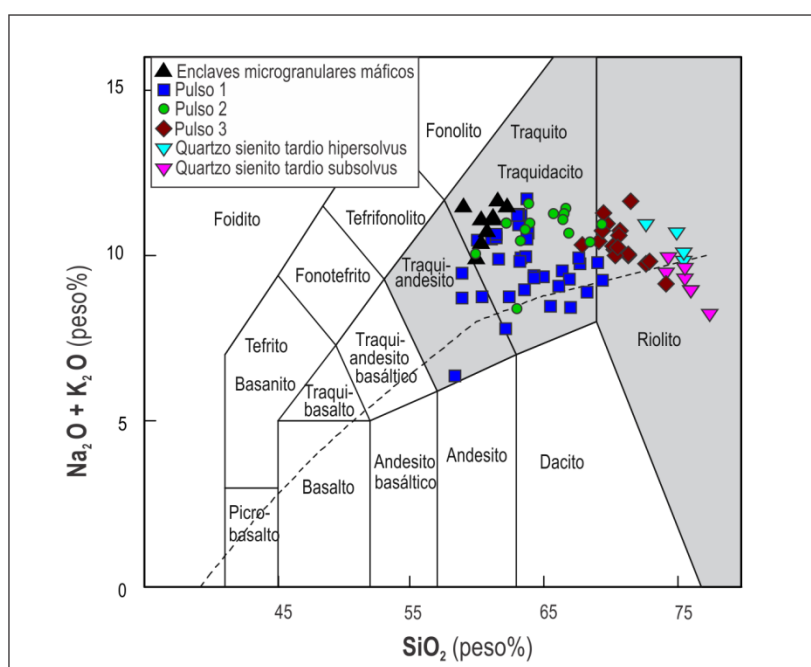


Figura 5.1 - Diagrama TAS (Total-Alcali vs. Silica). Modificado de Le Bas *et al.* (1986).

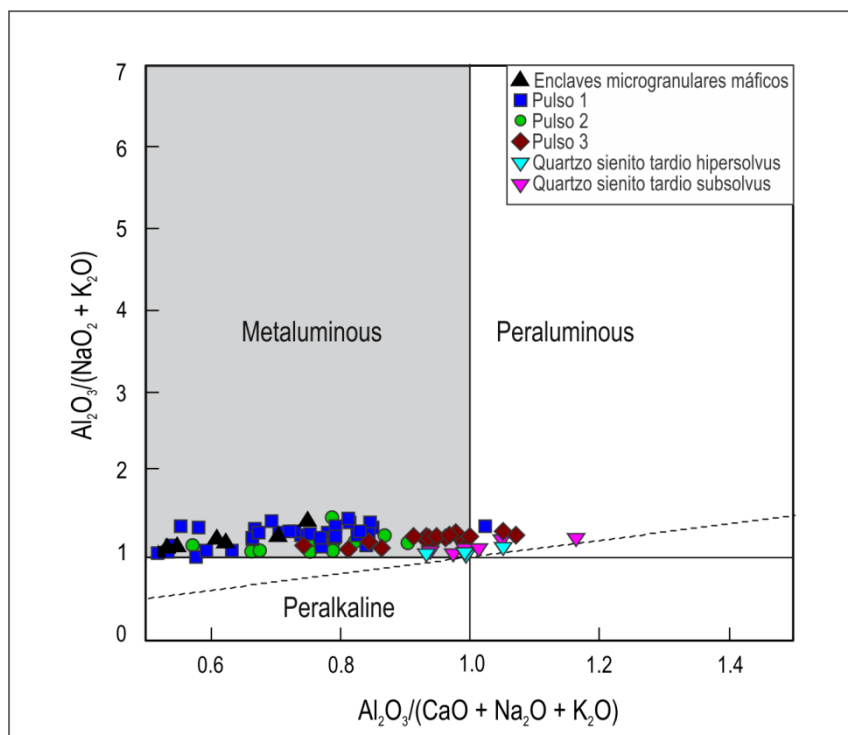


Figura 5.2 - Diagrama da relação alumina-álcalis-cálcio das rochas do Maciço Sienítico Piquiri com base nos parâmetros de Shand (1943).

O caráter alcalino saturado em sílica é confirmado em diagramas que utilizam elementos de baixa mobilidade (Figuras 5.3 e 5.4), nos quais as rochas dos pulsos 1 e 2 plotam nos campos de traquiandesitos e traquitos, enquanto as do Pulso 3 posicionam-se nos campos de traquitos, dacitos e riodacitos.

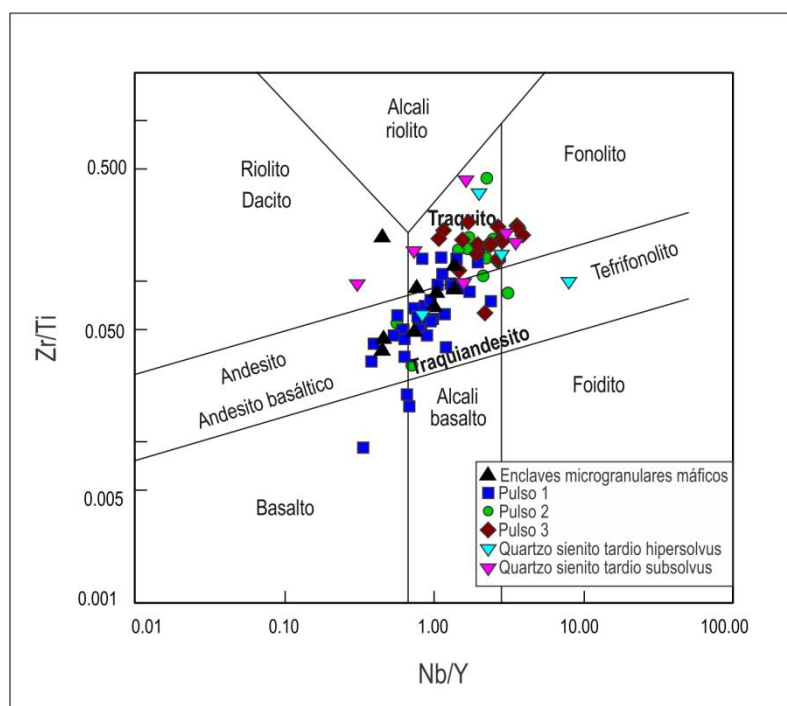


Figura 5.3 - Distribuição das rochas do MSP no diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y de Pearce 1996.

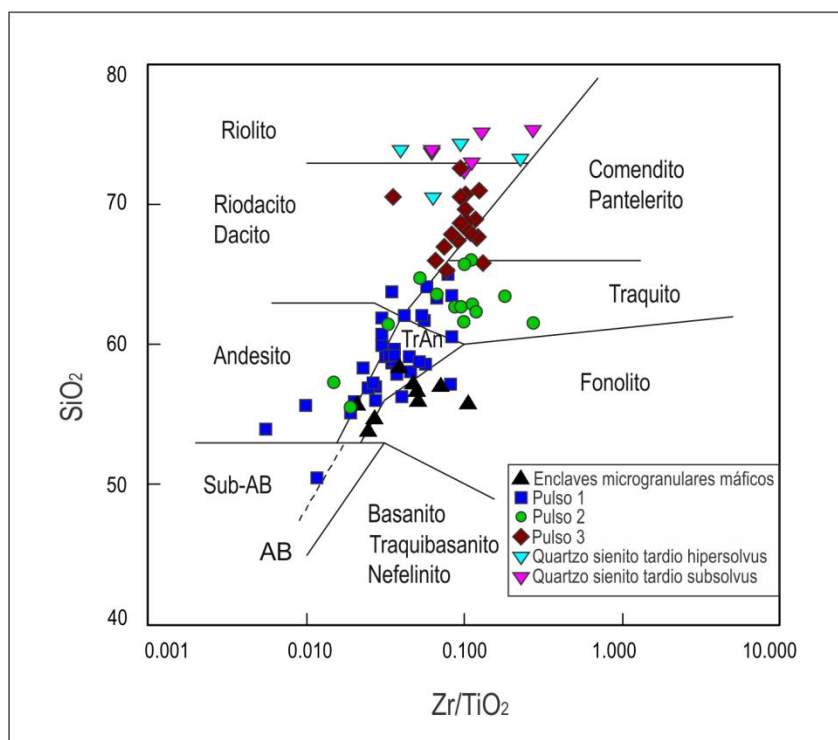


Figura 5.4 - Distribuição das rochas do MSP no diagrama Zr/Ti vs. SiO₂ de Winchester & Floyd 1977.

A razão K₂O/Na₂ das rochas do Pulso 1, maiores que 2, indicam seu caráter ultrapotássico, conforme discutido por Plá Cid *et al.* (2000), enquanto as rochas dos pulsos 2 e 3 mostram valores mais baixos, entre 1 e 2, classificando-as como potássicas ou shoshoníticas (Figura 5.5a). Os quartzos sienitos tardios *hipersolvus*, segundo o mesmo critério, são ultrapotássicos, enquanto os *subsolvus* são shoshoníticos. Os EMM, em sua maior parte, são ultrapotássicos segundo os critérios de Le Maitre (2002) e Foley *et al.* (1987).

Diferenças composicionais existentes entre os pulsos são confirmadas quando utilizados gráficos que levam em conta relações entre os elementos maiores, como o diagrama R1-R2 (De La Roche *et al.* 1980) (Figura 5.6). Os EMM posicionam-se nos campos de monzogabros e sienodioritos, as rochas do Pulso 1 mostram grande dispersão e plotam nos campos de monzodiorito, monzonito, sienito e tonalito. Este pulso mostra uma composição menos enriquecida em álcalis em relação aos demais, conforme se observa também no diagrama TAS (Figura 5.1), com algumas de suas amostras invadindo os campos das rochas das séries subalcalinas no diagrama R1R2 (Figura 5.6). O Pulso 2 é constituído essencialmente por sienitos, quartzos sienitos e quartzos monzonitos; enquanto o pulso 3 é composto por quartzos monzonitos e granitos. Os quartzos sienitos tardios embora petrologicamente sejam

classificados como quartzo sienitos, composicionalmente conforme gráfico R1R2, se posicionam no campo dos álcali granitos.

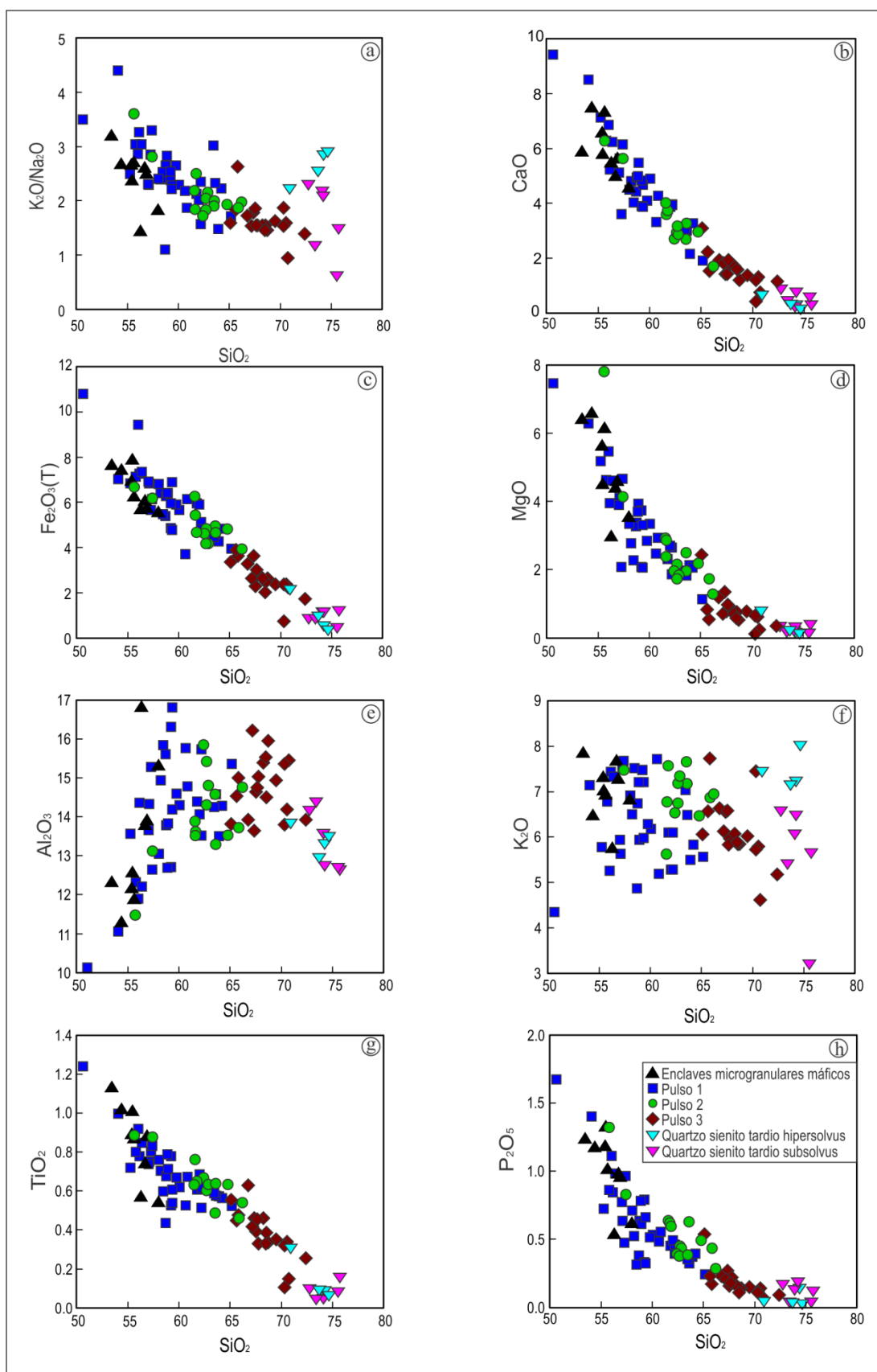


Figura 5.5 - Diagramas de variação de elementos maiores e menores (% óxido) usando SiO_2 como índice de diferenciação para as rochas do MSP.

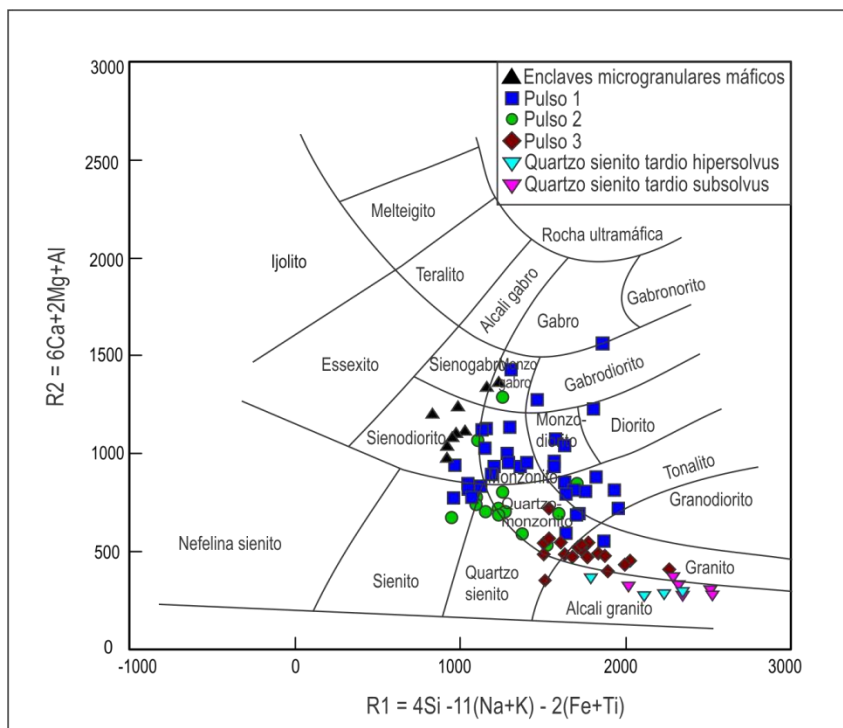


Figura 5.6 - Distribuição das amostras do MSP no diagrama R1R2 de De La Roche *et al.* (1980).

Cálculos normativos CIPW executados para as amostras mais ricas em MgO (3,2% peso) e pobres em SiO₂ (64% a 54% peso), de modo geral as do Pulso 1, mostram que são todas saturadas em sílica, com pequenas quantidades de Hy (ca. 4%) nas amostras menos diferenciadas (SiO₂ ca. 54% peso) e quartzo (ca. 18%) nas mais diferenciadas (SiO₂ ca. 64%) (Tabela 5.1). Os elevados valores de Or, em torno de 38%, as classificam como sienitos; no entanto, é a ausência da biotita entre as fases normativas, com conseqüente aumento do Or normativo, que causa esta discrepância com as classificações químicas (Figura 5.6 e Figura 5.1) e com as modais (Figura 4.14). Conforme resultado do cálculo da norma (Tabela 5.1) as rochas do Pulso 2 são classificadas como feldspato alcalino sienitos, e as do Pulso 3 como quartzo sienitos. As amostras do Pulso 1, conforme a norma são metaluminosas saturadas em sílica, as do Pulso 2 são subaluminosas supersaturadas em sílica, e as do Pulso 3 são metaluminosas supersaturadas em sílica. Os quartzo sienitos tardios, conforme resultado da norma, são classificados como granitos e correspondem a rochas subaluminosas supersaturadas em sílica.

Tabela 5.1. Resultados do cálculo da Norma CIPW para todos os termos do Maciço Sienítico Piquiri. Valores calculados para as médias, assumindo que a relação $Fe^{+3} / Fe^{+2} = 0,15$.

Mineral normativo	Enclaves	Pulso 1	Pulso 2	Pulso 3	Qz sienito tardio <i>subsolvus</i>	Qzo sienito tardio <i>hipersolvus</i>
Qz		8,59	10,42	19,5	30,81	25,97
Co					0,55	
Or	42,20	38,85	40,86	37,12	34,97	45,17
Ab	26,10	23,02	29,55	32,29	29,66	25,14
An	2,28	7,61	2,89	5,31	2,3	1,19
Di	16,47	9,83	7,39	1,22		0,66
Hy	1,19	4,07	2,77	1,43	0,45	0,50
Ol	2,61					
Il	0,26	0,24	0,17	0,09	0,02	0,02
Hm	6,66	6,33	4,79	2,65	1,01	1,26
Ap	2,22	1,45	1,15	0,4	0,22	0,09
Plagioclásio	8	26	9	17	8	4
IUGS Classificação	alcali-sienito	sienito	alcali-sienito	quartzo sienito	alcali-granito	alcali-granito
Shand Classificação	subaluminosa saturada em sílica	metaluminosa saturada em sílica	subaluminosa supersaturada em sílica	metaluminosa supersaturada em sílica	metaluminosa supersaturada em sílica	metaluminosa supersaturada em sílica

A correlação negativa entre SiO_2 e CaO , FeO_T , MgO , TiO_2 , P_2O_5 e $mg\#$ é mostrada nas Figuras 5.5b,c,d,g,h; Figura 5.7a, onde o Pulso 1 representa, juntamente com os EMM, rochas menos diferenciadas. Os valores de $mg\#$ são moderados a baixos, decrescendo dos termos do Pulso 1 para os do Pulso 3 (40 a 19). Os padrões lineares próximos de hipérbolos, para estes elementos compatíveis, sugerem que os vários pulsos amostrados são co-magmáticos ou co-genéticos. A dispersão mostrada pelos conteúdos de Al_2O_3 nos termos do Pulso 1 é muito grande sugerindo a presença de processos de mistura e contaminação (Figura 5.5e). Nos enclaves, é possível que a grande dispersão deste elemento seja consequência da contaminação com xenocristais do magma hospedeiro constituinte do Pulso 1. Os teores de K_2O são elevados, particularmente para as rochas menos diferenciadas, variando entre 5 e 8 % peso em todos os pulsos, EMM e quartzo sienitos tardios (Figura 5.5f).

P_2O_5 e TiO_2 mostram concentrações que são comuns em rochas da série shoshonítica, conforme apontado por vários autores (Morrison 1980, Nardi 1986, Lima & Nardi 1998).

Ba, Rb e Sr apresentam concentrações muito elevadas em todas as amostras (Figura 5.8a,b,c), exceto nas de quartzo sienito tardio *subsolvus* para Sr e Ba, não mostrando relação com o grau de diferenciação das mesmas. Nos enclaves, os valores são superiores aos encontrados nas rochas dos diferentes pulsos, enquanto

nos quartzos sienitos tardios, de um modo geral, são inferiores. Esta ordem de valores é comum no magmatismo ultrapotássico descrito por Carvalho *et al.* (2014) e Rios *et al.* (2007), mas superior à do magmatismo shoshonítico típico (Plá Cid *et al.* 2012, Santos *et al.* 2000). O Rb apresenta elevadas concentrações nas rochas de todos os pulsos e no quartzo sienito tadio *hipersolvus* tem concentração de 350 a 170 ppm (Figura 5.8b), não mostrando correlação com o grau de diferenciação das rochas.

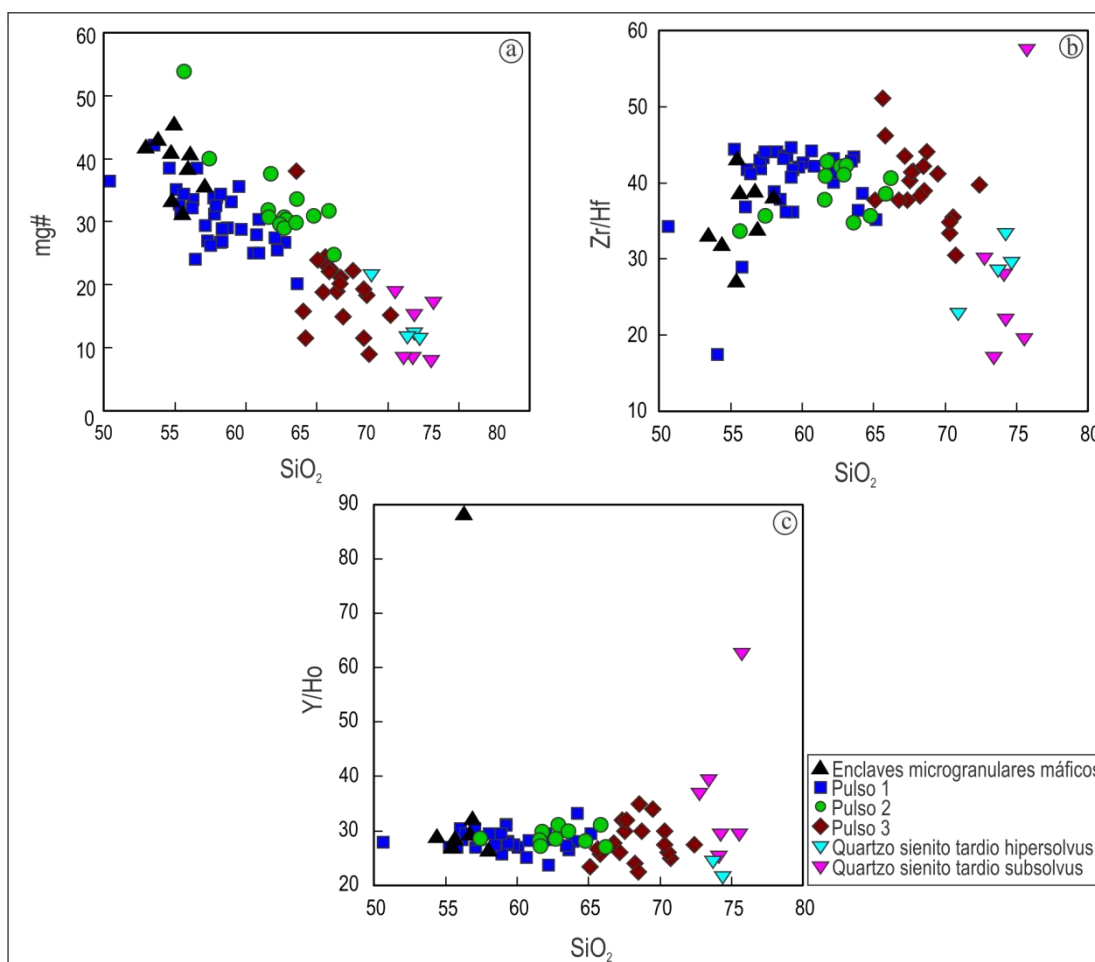


Figura 5.7 - (a) Diagrama de variação de mg# com SiO_2 ; **(b)** variação da razão Zr/Hf com SiO_2 ; **(c)** variação da razão Y/Ho com SiO_2 .

Os elementos HFS (Zr, Nb, Ta, Hf, Th), em relação a SiO_2 , (Figura 5.8d,e,f,g,h) apresentam conteúdos mais elevados nas rochas do Pulso 2 e mais baixos nos EMM e nas rochas do Pulso 1, com valores intermediários nas do Pulso 3. Nos quartzos sienitos tardios, estes elementos se distribuem em dois grupos de valores diferentes, mostrando forte variação. Os valores dos elementos HFS são considerados baixos a moderados, semelhantes aos descritos por outros autores

para sienitos alcalinos potássicos (Conceição *et al.* 1997, Rios *et al.* 2007, Carvalho *et al.* 2014).

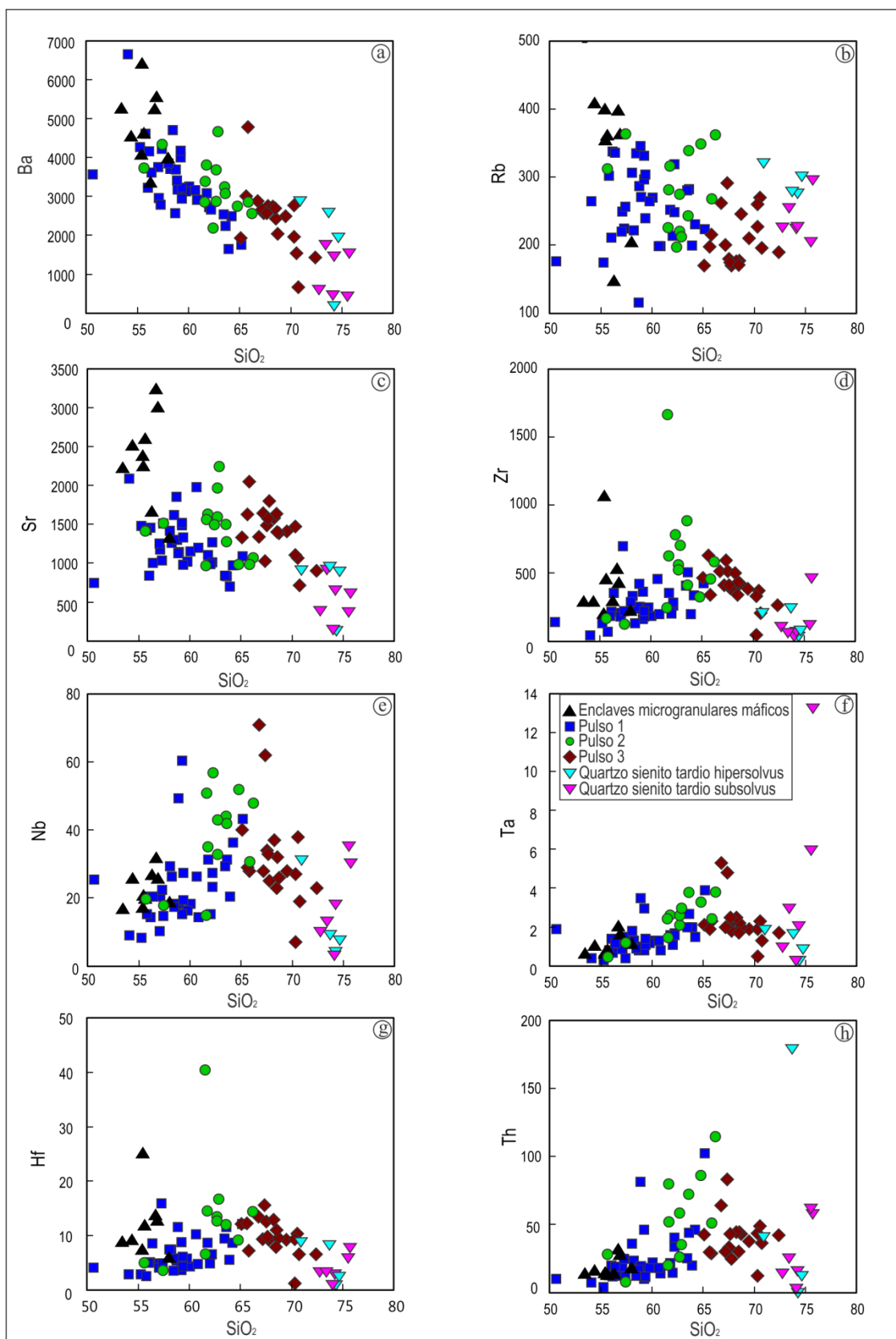


Figura 5.8 - Diagramas de variação de elementos traços usando SiO_2 como índice de diferenciação para as rochas do MSP.

A razão Zr/Hf mostra valores mais elevados (ca. 40-45) nas rochas do Pulso 1, decrescendo levemente nas dos pulsos 2 e 3 (Figura 5.7b). Os EMM mostram valores entre 30 e 40, enquanto os quartzos sieníticos tardios conformam dois grupos com valores variáveis da ordem de 20 e 30. No diagrama relativo à razão Y/Ho (Figura 5.7c) observa-se para os EMM, Pulso 1 e Pulso 2 valores entre 27 e 32 predominantemente, enquanto no Pulso 3 e nos quartzos sieníticos tardios a dispersão aumenta (22-40).

Os diagramas relativos aos ETR para as rochas dos três pulsos do MSP, normalizado pelo condrito (Boynton 1984) (Figura 5.9; Figura 5.10) mostram valores muito semelhantes, principalmente dos ETRL, com valores de L_{AN} no intervalo 180 - 500. Nos quartzos sieníticos tardios, os valores de ETRL são menores, com L_{AN} entre 20 e 100. Nas rochas do Pulso 3, os ETRP mostram valores mais baixos, com L_{UN} entre 3 e 9, enquanto nos pulsos 1 e 2 o L_{UN} varia entre 7 e 15. Para os quartzos sieníticos tardios *subsolvus*, os valores de ETRP são semelhantes aos das rochas dos pulsos 1 e 2, e para os quartzos sieníticos tardios *hipersolvus* os valores coincidem com os dos termos do pulso 3. Nos enclaves, os valores de ETR são levemente maiores que os encontrados nas rochas de todos os outros pulsos. Anomalia levemente negativa de Eu está presente nas rochas dos três pulsos.

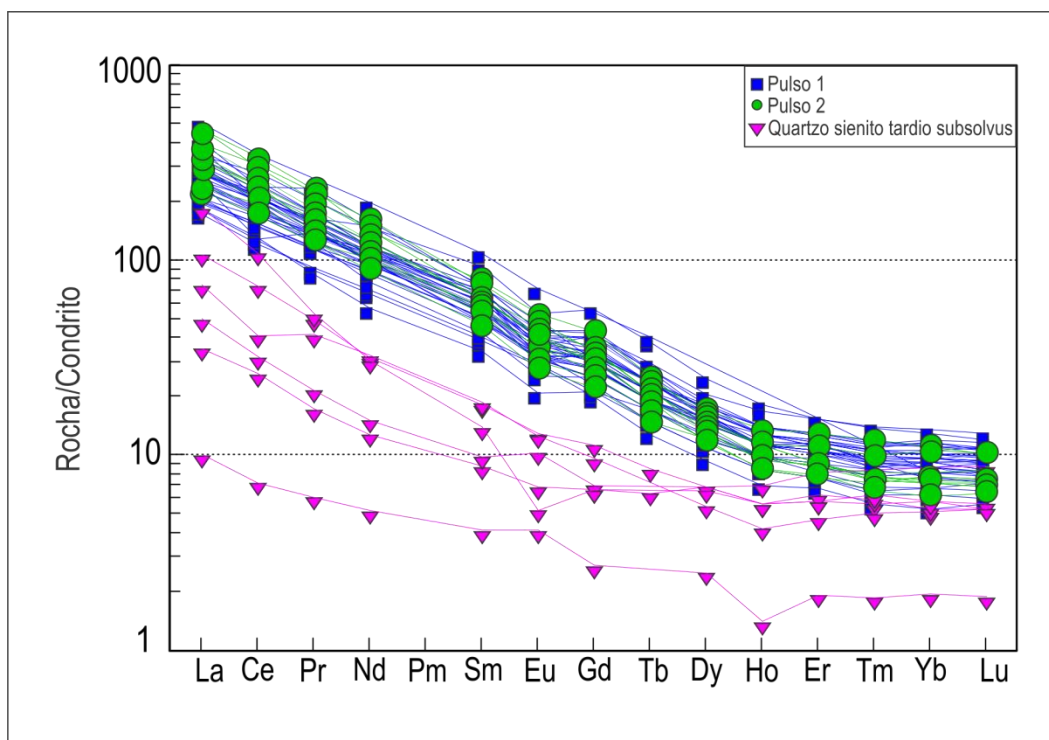


Figura 5.9 - Padrões de ETR das rochas do Pulso 1, Pulso 2 e quartzos sieníticos tardios *subsolvus*, normalizados pelo condrito de Boynton (1984).

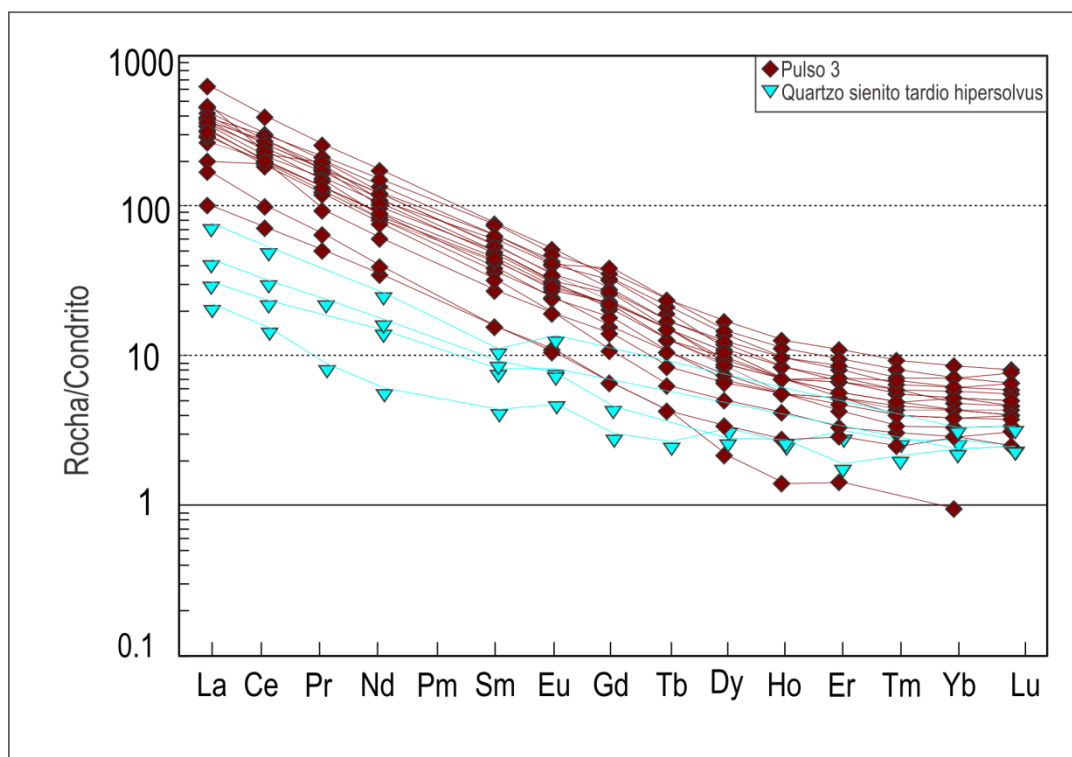


Figura 5.10 - Padrões de ETR das rochas do Pulso 3 e quartzo sienitos tardios *hipersolvus*, normalizados pelo condrito de Boynton (1984).

No gráfico de elementos traços normalizados pelos valores de OIB (Sun e McDonough 1989) (Figura 5.11) as rochas do Pulso 2 possuem os maiores valores de elementos HFS (Zr, Nb, U e Th). Nas rochas dos pulsos 1 e 2, os valores de Ba e Rb são iguais, e as do pulso 3 possuem os menores conteúdos de P. Comparativamente, os valores dos elementos traços das rochas do Pulso 1 apresentam um intervalo de variação maior que as dos pulsos 2 e 3. Nos quartzo sienitos tardios, também normalizados pelos valores de OIB (Figura 5.12), os conteúdos de P das rochas *hipersolvus* são mais baixos, assim como os encontrados nas rochas do Pulso 3, enquanto os dos elementos LILE (Ba, Rb e Sr) são mais elevados. Os EMM (Figura 5.13) possuem valores mais elevados para quase todos os elementos traços, com exceção do Th, Nb, Pb, Zr e ETRP.

Diagramas com base nas proporções entre elementos traços ou maiores, ou suas razões, sugestivos de ambientes tectônicos mostram um comportamento aproximadamente igual para todas as amostras dos diferentes pulsos e dos EMM: (i) no diagrama sugerido por Meschede (1986) todas as amostras plotam nos campos Al e All, respectivamente dos basaltos alcalinos intraplaca e dos basaltos alcalinos ou toleíticos intraplaca (Figura 5.14); (ii) no de Wood (1980) as amostras situam-se no campo dos basaltos de arcos vulcânicos (Figura 5.15); (iii) nos diagramas de

Pearce *et al.* (1984) os teores muito elevados de Rb, típicos de magmas potássicos e ultrapotássicos, deslocam as amostras dos campos de arcos vulcânicos e intraplaca para o de ambientes colisionais (Figura 5.16). Todas se posicionam no campo de rochas pós-colisionais sugerido em Pearce (1996); (iv) nos diagramas sugeridos por Müller *et al.* (1992), especificamente concebidos para rochas potássicas e ultrapotássicas, as amostras do MSP localizam-se nos campos de arcos magmáticos e intraplaca e no campo pós-colisional (Figura 5.17).

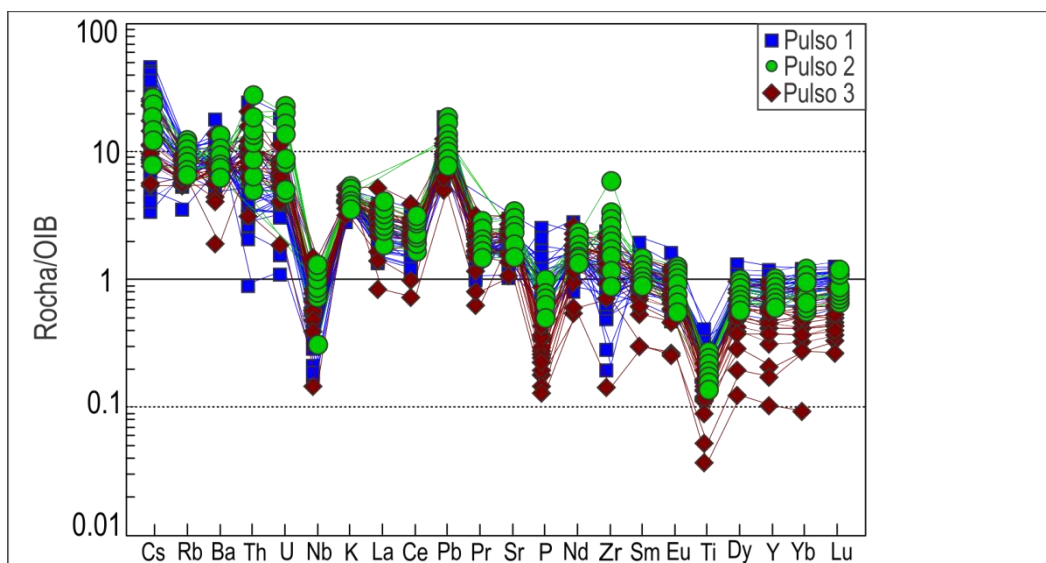


Figura 5.11- Padrões de elementos incompatíveis das rochas dos pulsos 1, 2 e 3 normalizados pelos valores OIB de Sun & MacDonough (1989).

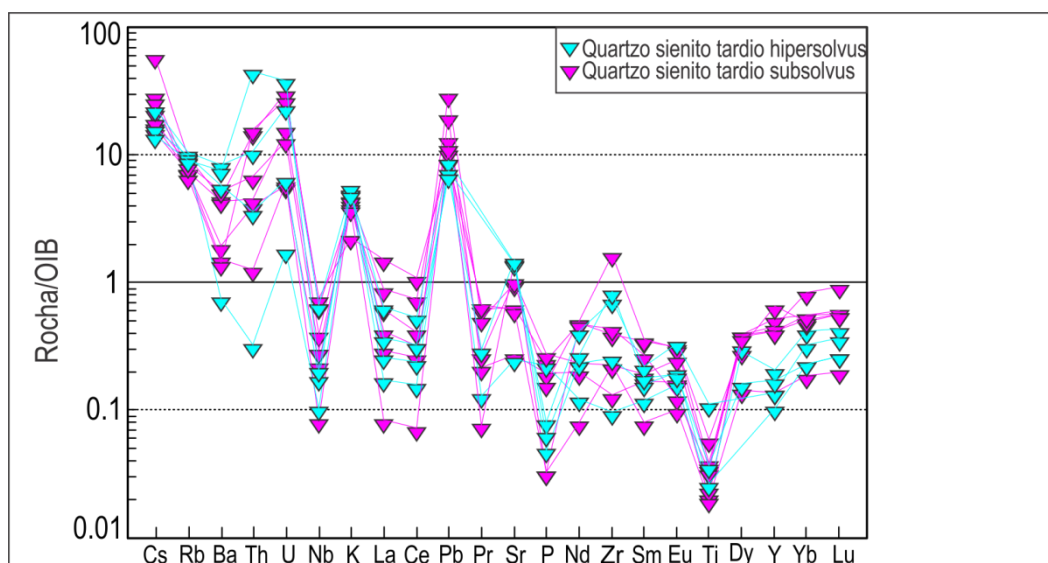


Figura 5.12 - Padrões de elementos incompatíveis das amostras dos quartzos sieníticos tardios *subsolvus* e *hipersolvus* normalizados pelos valores OIB de Sun & MacDonough (1989).

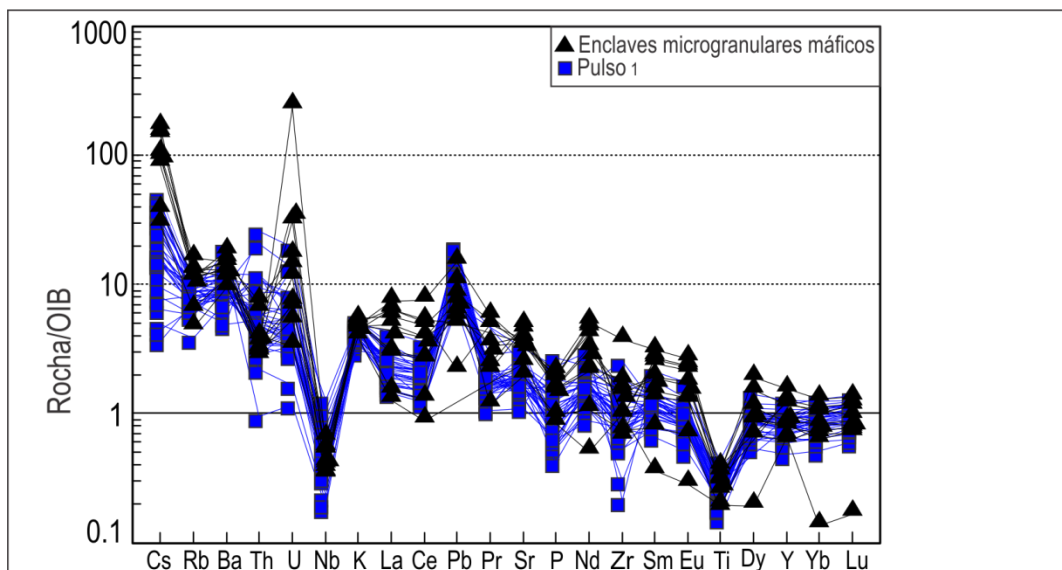


Figura 5.13 - Padrões de elementos incompatíveis das amostras dos EMM e Pulso 1 normalizados pelos valores OIB de Sun & MacDonough (1989).

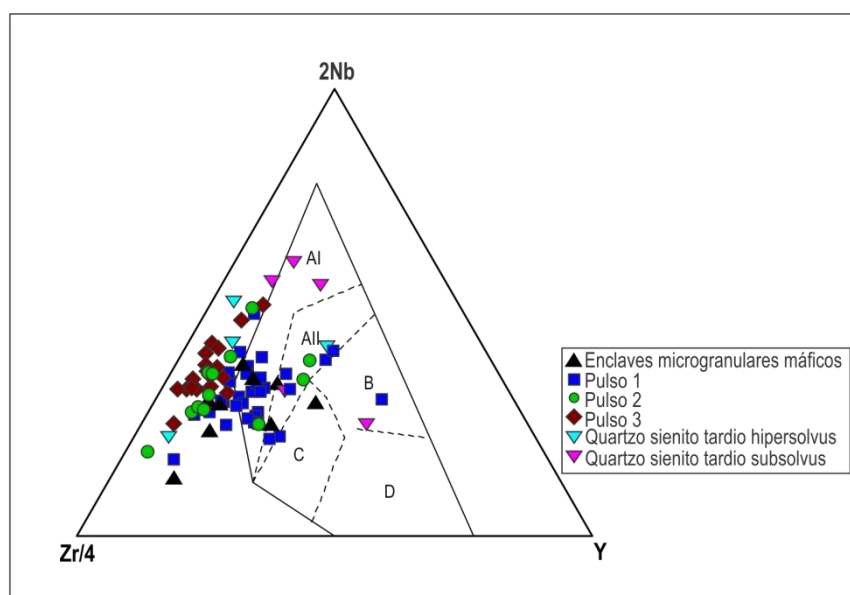


Figura 5.14 - Distribuição das rochas do MSP no diagrama Zr/4 - 2Nb - Y sugerido por Meschede (1986) para discriminação geotectônica de basaltos. D = MORB - N e basaltos de arco vulcânico, C = toleitos intraplaca e basaltos de arco vulcânico, Al = basaltos alcalinos intraplaca, All = basaltos alcalinos e toleitos intraplaca.

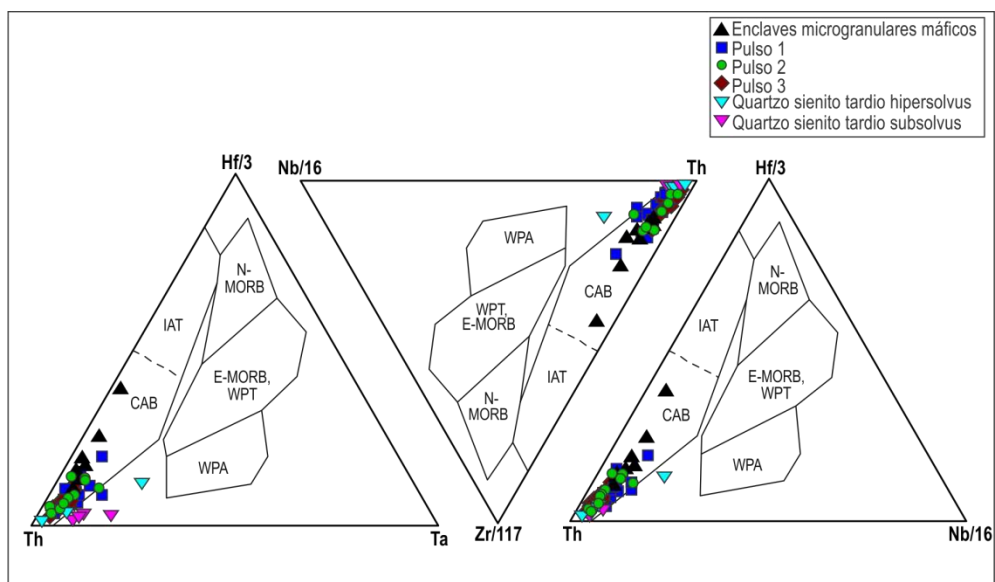


Figura 5.15 - Distribuição das rochas do MSP no diagrama Th-Hf-Ta-Zr-Nb sugerido por Wood (1980) para discriminação geotectônica de basaltos. IAT = basaltos toleíticos de arco de ilha, CAB = basaltos calcio-alcinos, WPT = basaltos toleíticos intraplaca, WPA = basaltos alcalinos intraplaca.

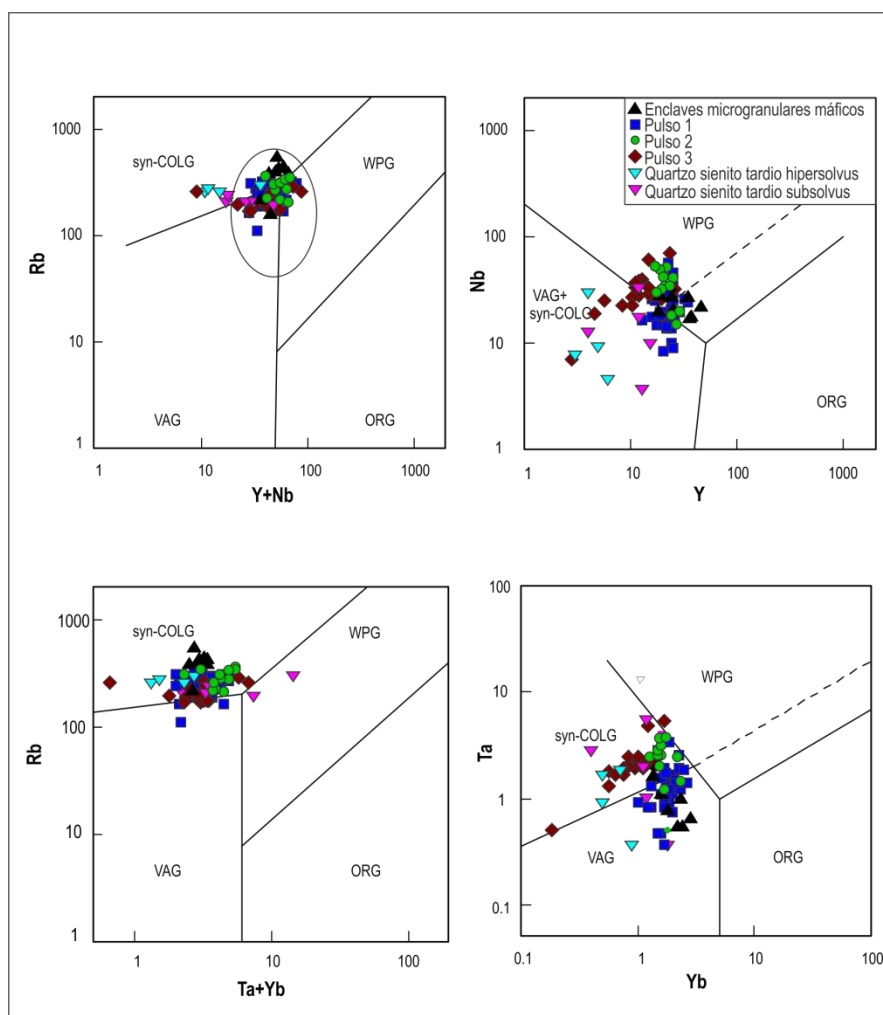


Figura 5.16 - Distribuição das rochas do MSP nos diagramas de Pearce et al. (1984) para discriminação tectônica de granitos. VAG: granitos de arco vulcânico; ORG: granitos de cadeia oceânica; syn-COLG: granitos sin-colisionais; WPG: granitos intra-placa.

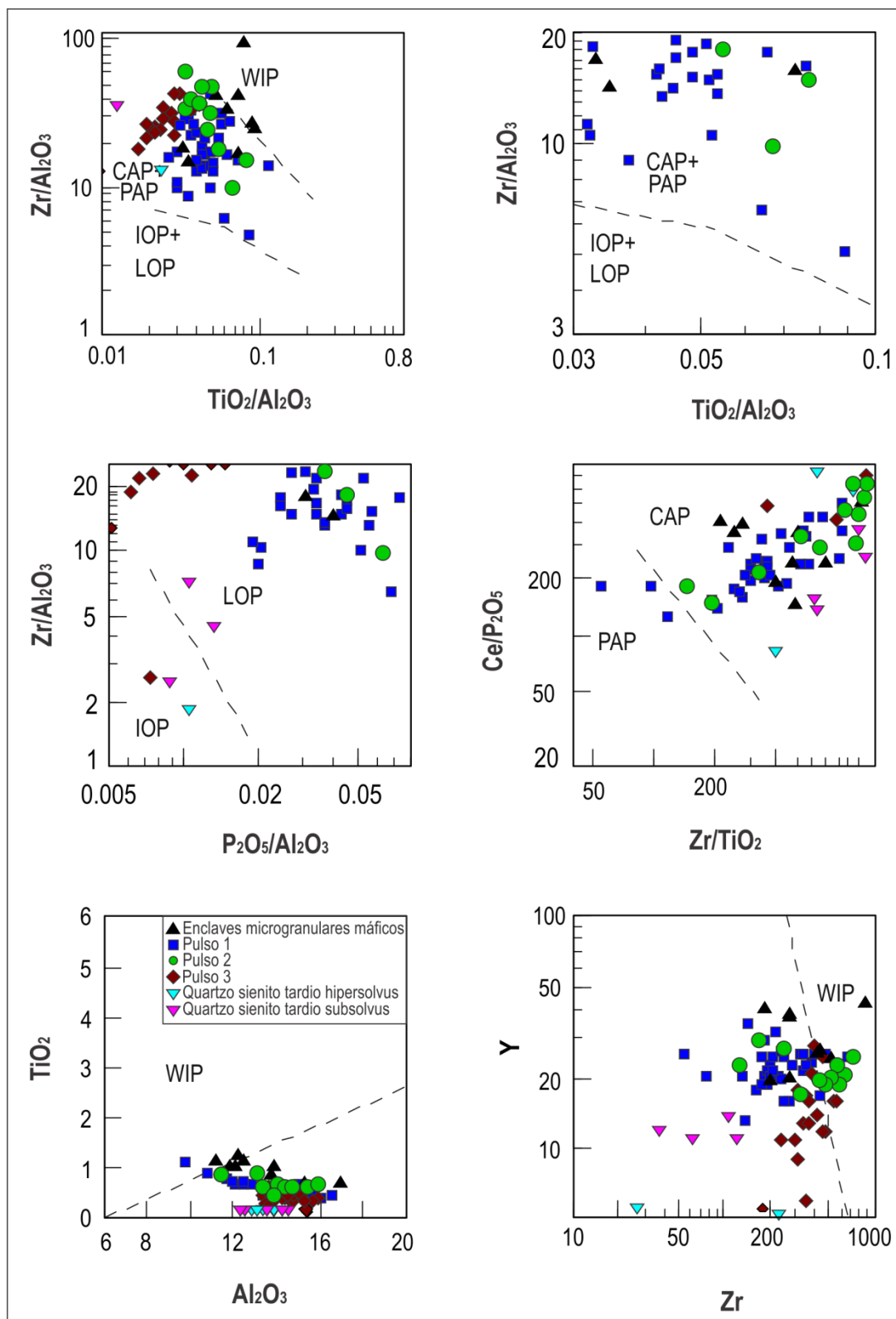


Figura 5.17 - Distribuição das rochas do MSP nos diagramas de Müller *et al.* (1992) para classificação geotectônica de rochas potássicas. CAP - arco continental; PAP - arco pós-colisional; IOP - arcos oceânicos imaturos; LOP - arcos oceânicos maduros; WIP - intraplaca.

5.2 Geoquímica Isotópica de Sr e Nd em Rocha Total

De acordo com os dados isotópicos de Sr e Nd obtidos nesta tese, as rochas do MSP apresentam valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ entre 0,705 e 0,710 (Tabela 5.2). Os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ são moderadamente negativos, entre -8 e -12, com razões iniciais de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,511253 e 0,511468 e idades TDM entre 1,4 e 1,8 Ga (Tabela 5.2). As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ são mais elevadas (0,709 - 0,701) nas rochas do Pulso 1, o qual é considerado o pulso menos diferenciado, decrescendo nos produtos dos pulsos 2 e 3 (0,706 – 0,708) (Figura 5.18). Este padrão sugere que a fonte do Pulso 1 era mais enriquecida em Rb, e pode indicar um conteúdo mais elevado de flogopita na fonte ou uma menor taxa de fusão. Considerando o aumento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ com a diferenciação, nas amostras de cada pulso individualmente, pode-se sugerir uma possível adição de materiais crustais durante a evolução dos pulsos.

Tabela 5.2 - Resultado das análises isotópicas de Rb/Sr e Sm/Nd,						
Amostra	SiO ₂	Idade	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	TDM	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$
PP24A-Pulso 1	59,2	609	0,511303	-10,8	1792	0,709654
PP106E-Pulso 1	62,2	609	0,511253	-11,7	1866	0,710725
PP245A-Pulso 1	59	609	0,51142	-8,5	1631	0,709285
PP137H-Pulso 2	61,7	603	0,511342	-10,1	1646	0,706814
PP235A-Pulso 2	64,8	603	0,511374	-9,5	1627	0,708061
PP236A-Pulso 2	62,7	603	0,511349	-10	1614	0,706793
PQ99S-Pulso 3	69,7	589	0,511258	-12,1	1678	0,706833
PP248A-Pulso 3	65,9	589	0,511435	-8,7	1486	0,706231
PPC6152E-Pulso 3	70,54	589	0,511468	-8	1416	0,706731

Comparando o gráfico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ x $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ (Figura 5.19) para as amostras do MSP com aqueles apresentados por Stoppa *et al.* (2014) (Figura 5.20) para lamprófiros alcalinos de 110 Ma do sul da Toscana, e por Hegner *et al.* (1998) (Figura 5.21) para lamprófiros e riodacitos de 330 Ma (Floresta Negra - Alemanha), os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ e $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ do MSP posicionam-se muito próximos aos dos reservatórios do tipo EM1 no diagrama de Stoppa *et al.* (2014) e suas razões iniciais são muito semelhantes às das amostras de Hegner *et al.* (1998). Os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ do MSP são um pouco mais negativos em comparação aos da Floresta Negra, o que pode ser explicado pelo maior enriquecimento das fontes do MSP em ETRL, ou seja, uma maior influência do metassomatismo relacionado a subducção litosférica. Stoppa *et al.* (2014), discutindo os lamprófiros do sul da

Toscana, Itália, com valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ entre 0,70439 e 0,70635 e de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ entre 0,51258 e 0,51274, comenta que estas mesmas assinaturas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ estão presentes em outras ocorrências de lamprófiros alcalinos, bem como em outras rochas potássicas-ultrapotássicas e carbonatíticas da Itália. Os autores sugerem um modelo de fonte por fusão de um manto metassomatizado, associado a um magmatismo de pluma mantélica.

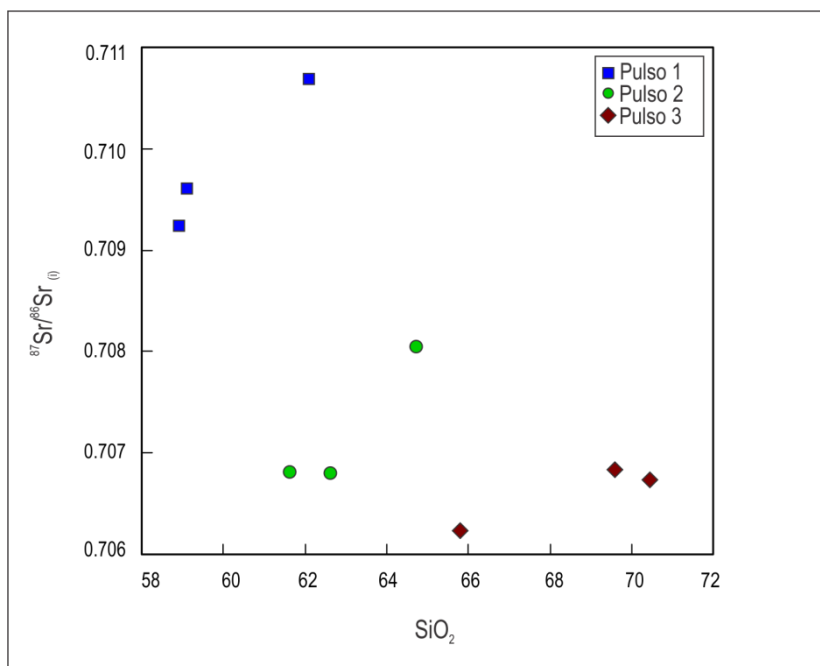


Figura 5.18 - Variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ com SiO_2 para as amostras dos pulsos 1, 2 e 3 do MSP.

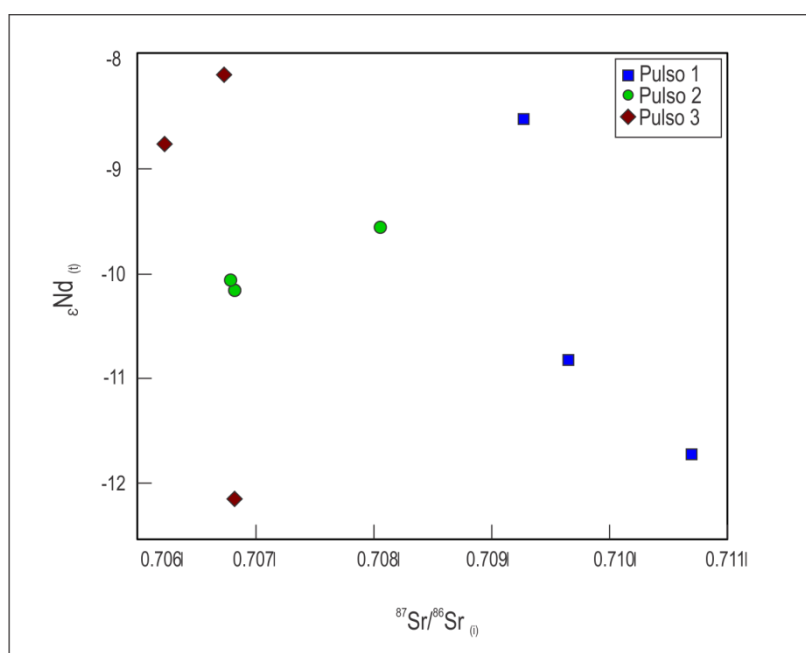


Figura 5.19. Variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ com $\epsilon\text{Nd}_{(i)}$ nas amostras dos pulsos 1, 2 e 3 do MSP.

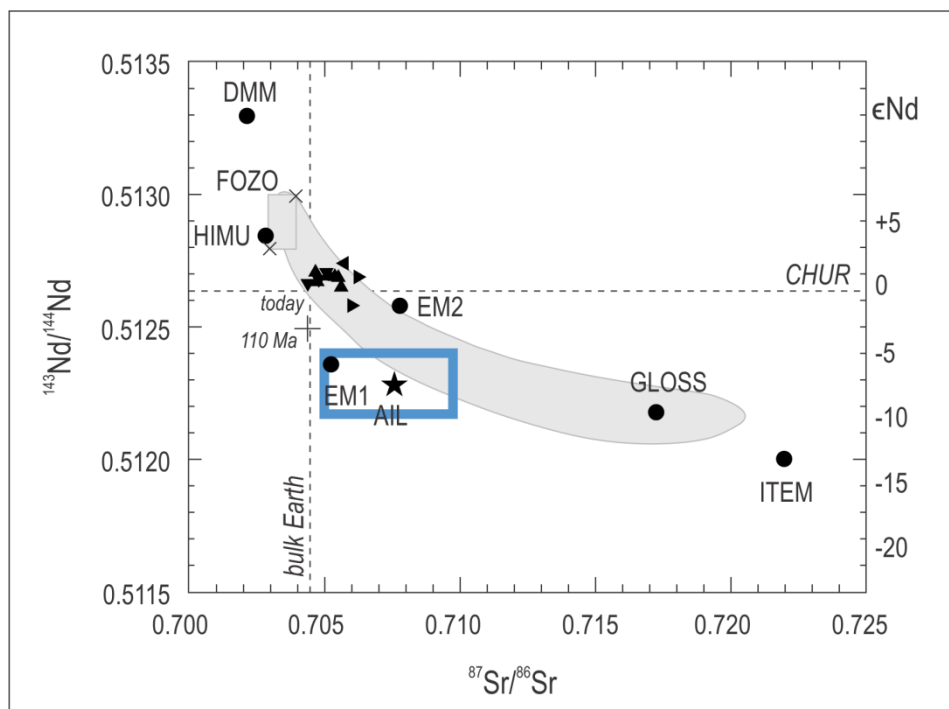


Figura 5.20 - Diagrama da razão inicial isotópica de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ extraído e modificado de Stoppa *et al.* (2014). Retângulo em azul indica a área onde plotariam as amostras do MSP (sem recálculo da idade). Campo em cinza representa lamprófiros italianos. Simbologia em triângulo representa lamprófiros alcalinos do sul da Toscana. GLOSS: composição global dos sedimentos subductados; ITEM: manto italiano enriquecido; AIL: média dos calcários italianos; FOZO: composição do manto anterior a orogênese alpina; EM1: manto enriquecido 1; EM2: manto enriquecido 2; DMM: manto depletado MORB; HIMU ($\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$).

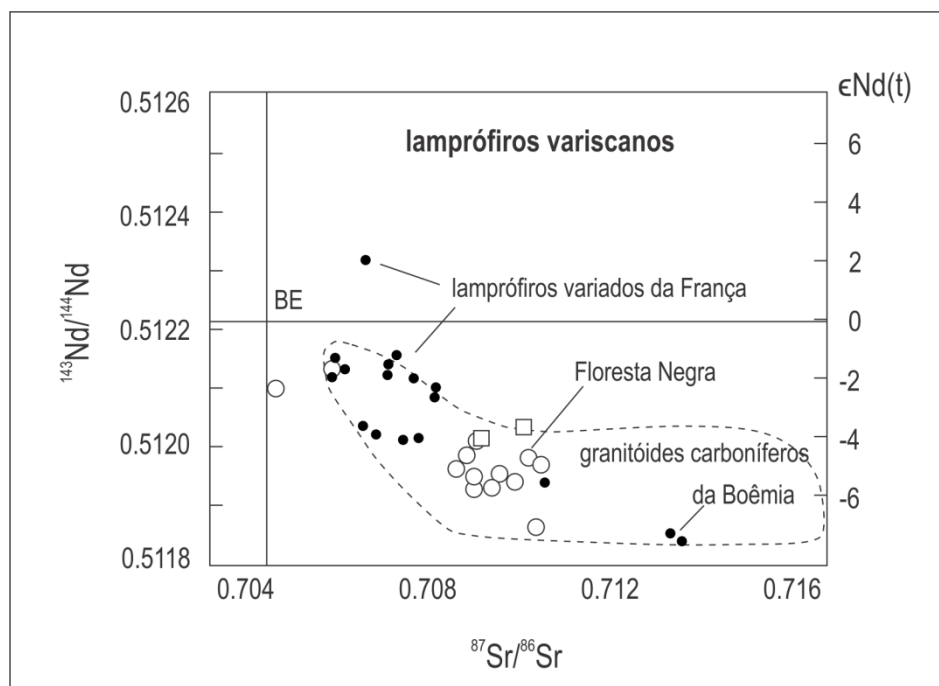


Figura 5.21 - Diagrama da razão inicial isotópica de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das amostras de lamprófiros e riodacitos da região de Floresta Negra (Alemanha) para idades de 330 Ma, extraído e modificado de Hegner *et al.* (1998).

De acordo com dados apresentados por Williams *et al.* (2004) e Miller *et al.* (1999), as rochas vulcânicas latíticas de afinidade shoshonítica do Tibet (ca. 5 Ma), também mostram valores das razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,707892 e 0,708179, e de ϵNd entre -5,0 e -5,8 o que, juntamente com os padrões de elementos maiores e traços, indica, segundo aqueles autores, que os magmas latíticos são produto da fusão do manto litosférico subcontinental metassomatizado por fluídos relacionados com a subducção. Ainda no sudoeste do Tibet, as rochas potássicas e ultrapotássicas pós-colisionais (Miller *et al.* 1999), que contêm xenocristais do manto, apresentam valores da razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7172 e 0,7220, e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,51190 a 0,51200, sugerindo, conforme aqueles autores, fusão parcial do manto litosférico enriquecido em Rb e com baixa razão Sm/Nd.

Lamprófiros, minetes e lamproítos potássicos e ultrapotássicos têm sido descritos em diversos lugares, como no Platô Tibetano (Miller *et al.* 1999, Williams *et al.* 2004), na Itália (Stoppa *et al.* 2014) e na região oeste do Mediterrâneo (Conticelli *et al.* 2009) com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ de até 0,720 e valores de ϵNd variáveis, em geral negativos. Os autores referidos admitem que esses magmas sejam produtos da fusão de um manto enriquecido, seja por subducção prévia (Conticelli *et al.* 2009, Williams *et al.* 2004) seja por plumas mantélicas (Stoppa *et al.* 2014).

No quadro comparativo de rochas shoshoníticas do Brasil e Uruguai (Quadro 5.1), os valores da razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e ϵNd do MSP são muito semelhantes aos das outras ocorrências listadas no Quadro 5.1. A fonte assumida neste trabalho para o MSP, mantélica metassomatizada durante subducção prévia, tem sido admitida pela maior parte dos autores para magmas shoshoníticos-ultrapotássicos.

Quadro 5.1 - Quadro de dados comparativos de rochas shoshoníticas no Brasil e Uruguai.						
Litologia	Unidade Litológica	Idade	$\epsilon Nd (t)$	TDM	$Sr^{87}/Sr^{86} (i)$	Referência
Traquiandesito	ASLV, RS		-8,96	1,93	0,70472	Gastal <i>et al.</i> 2005
Traquiandesito basáltico	ASLV, RS		-2,32	1,42	0,704963	Gastal <i>et al.</i> 2005
Granodiorito	ASLV, RS	592 Ma	-0,2		0,70415	Remus <i>et al.</i> 1997, Gastal <i>et al.</i> 1995
Lamprófito-espessartito	ASLV, RS		-8,82	1,93	0,705254	Gastal <i>et al.</i> 2005
Dique granítico DK01B	Cruzeiro do Sul, RS		-3,32	1,34	0,70946	Knijnik <i>et al.</i> (subm)
Dique granítico DK01G	Cruzeiro do Sul, RS		-4,76	1,43	0,70766	Knijnik <i>et al.</i> (subm)
Granitóide DK03D	Cruzeiro do Sul, RS		-7,12	1,59	0,71004	Knijnik <i>et al.</i> (subm)
Granitóide DK03B	Cruzeiro do Sul, RS		-5,29	1,45	0,70936	Knijnik <i>et al.</i> (subm)
Granitóide DK06A	Cruzeiro do Sul, RS		-3,46	1,24	0,70632	Knijnik <i>et al.</i> (subm)
Granodiorito	Guayabo, Uruguai	598 Ma	-16,7	2,3	0,709026	Lara <i>et al.</i> 2017
Granodiorito	Guayabo, Uruguai	598 Ma	-19,2	2,8	0,70775	Lara <i>et al.</i> 2017
Granodiorito	Cortez Blanco, Uruguai.	604 Ma	-15,8	2,2	0,708227	Lara <i>et al.</i> 2017
Monzo-granodiorito	La Caldera, Uruguai		-19,3	2,5	0,708227	Lara <i>et al.</i> 2017
Sienito e monzonito shoshoníticos	Bom Jardim e Toritama	600 Ma	-20		0,70709	Guimarães e Silva Fo 1998
Monzonito a granitos (fusão crustal)	Guarany, NE	572 Ma	-14,6	2	0,71253	Ferreira <i>et al.</i> 2015
Sienitos ultra-K	Morro do Afonso, Bahia	2028 Ma	-2,6	2,57	0,703 a 0,704	Rios <i>et al.</i> 2007
Lamprófitos	Morro do Afonso,				0,703 a 0,704	Rios <i>et al.</i> 2007
Sienitos Pedra Branca	São Paulo	610 Ma	-8	1,6	0,7077	Carvalho <i>et al.</i> 2014
Sienitos Capituva	São Paulo	610 Ma	-8 ±1	1,7	0,7074	Carvalho <i>et al.</i> 2014
Ortognaisse shoshonítico	Paraná	551-490Ma	-4 a -13	1,5±0,2	0,705-0,707	Martins <i>et al.</i> 2016
PP24A-pulso 1	MSPiquiri	609	-10,8	1792	0,709654	Rivera 2018
PP106E-pulso 1	MSPiquiri	609	-11,7	1866	0,710725	Rivera 2018
PP245A-pulso 1	MSPiquiri	609	-8,5	1631	0,709285	Rivera 2018
PP137H-pulso 2	MSPiquiri	603	-10,1	1646	0,706814	Rivera 2018
PP235A-pulso 2	MSPiquiri	603	-9,5	1627	0,708061	Rivera 2018
PP236A-pulso 2	MSPiquiri	603	-10	1614	0,706793	Rivera 2018
PQ99S-pulso 3	MSPiquiri	589	-12,1	1678	0,706833	Rivera 2018
PP248A-pulso 3	MSPiquiri	589	-8,7	1486	0,706231	Rivera 2018
PPC6152E-pulso 3	MSPiquiri	589	-8	1416	0,706731	Rivera 2018

CAPÍTULO 6 – GEOCROLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO

6.1 Amostras e Resultados

As análises LA-MC-ICP-MS (*Laser Ablation Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) em zircão foram efetuadas em quatro amostras do MSP, representativas dos diferentes tipos litológicos reconhecidos: i) amostra **PQ-02** - sienito fino a muito fino mesocrático, representativo do Pulso 1; ii) amostra **PQF-24G** - feldspato alcalino sienito médio a grosso, atribuído ao Pulso 2; iii) amostra **PQ-99A** - quartzo sienito médio a grosso do Pulso 3; iv) amostra **C-133F** - quartzo sienito médio a grosso do Pulso 3, com pequeno aumento na quantidade de plagioclásio em relação à amostra PQ-99A. Os resultados analíticos são apresentados na Tabela 6.1.

Tabela 6.1. Tabela com dados de U-Pb (LA-MC-ICP-MS) usados para cálculo de idade U-Pb do MSP.

Spot	Tamanho Spot	Absoluta		Absoluta			Absoluta		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro	% Disc
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ					
Amostra PQ-02 sienito equigranular fino a muito fino - Pulso 1													
<i>Idade magmática - discordância menor ou igual a 10%</i>													
PQ-02- 10,2	(32um)	0,7951	0,0362	0,0955	0,0012	0,89	0,0604	0,0029	0,588	0,007	0,617	0,101	5,0
PQ-02- 14,1	(32um)	0,8092	0,0330	0,0959	0,0014	0,74	0,0612	0,0024	0,590	0,008	0,646	0,086	8,0
PQ-02-15,1	(32um)	0,8100	0,0325	0,0969	0,0013	0,26	0,0606	0,0024	0,596	0,008	0,626	0,086	5,0
PQ-02- 19,1	(32um)	0,7908	0,0325	0,0974	0,0013	0,64	0,0589	0,0024	0,599	0,008	0,563	0,086	-6,0
PQ-02- 18,1	(32um)	0,8197	0,0334	0,0978	0,0013	0,53	0,0608	0,0024	0,601	0,008	0,633	0,086	5,0
PQ-02- 6,1	(32um)	0,8199	0,0273	0,0978	0,0010	0,01	0,0608	0,0020	0,602	0,006	0,632	0,075	5,0
PQ-02- 10,1	(32um)	0,8222	0,0363	0,0981	0,0012	0,01	0,0608	0,0028	0,603	0,007	0,631	0,101	5,0
PQ-02- 5,2	(32um)	0,7979	0,0344	0,0983	0,0012	0,57	0,0589	0,0026	0,604	0,007	0,563	0,097	-7,0
PQ-02- 4,1	(32um)	0,8219	0,0297	0,0984	0,0011	0,01	0,0606	0,0023	0,605	0,006	0,624	0,082	4,0
PQ-02- 16,1	(32um)	0,8419	0,0375	0,0983	0,0014	0,18	0,0621	0,0027	0,605	0,008	0,677	0,097	11,0
PQ-02- 11,1	(32um)	0,7961	0,0416	0,0987	0,0015	0,82	0,0585	0,0030	0,607	0,009	0,549	0,107	-10
PQ-02- 12,1	(32um)	0,8207	0,0459	0,0989	0,0016	0,09	0,0602	0,0035	0,608	0,009	0,609	0,125	1,0
PQ-02- 20,1	(32um)	0,8395	0,0377	0,0990	0,0014	0,01	0,0615	0,0027	0,609	0,008	0,656	0,095	8,0
PQ-02- 3,1	(32um)	0,8185	0,0287	0,0992	0,0010	0,81	0,0599	0,0021	0,610	0,006	0,599	0,075	-1,0
PQ-02- 9,1	(32um)	0,7896	0,0423	0,0995	0,0013	0,72	0,0576	0,0032	0,611	0,008	0,514	0,119	-18,0
PQ-02- 7,1	(32um)	0,85180	0,0299	0,0996	0,0011	0,72	0,0620	0,0022	0,612	0,006	0,675	0,081	10,0
PQ-02- 5,1	(32um)	0,81420	0,0355	0,0997	0,0012	0,44	0,0592	0,0027	0,613	0,007	0,576	0,100	-6,0
PQ-02- 22,1	(32um)	0,81100	0,0312	0,0999	0,0013	0,86	0,0589	0,0021	0,614	0,008	0,562	0,073	-9,0
PQ-02- 2,1	(32um)	0,82930	0,0225	0,1004	0,0009	0,77	0,0599	0,0016	0,617	0,005	0,600	0,058	-2,0
PQ-02- 13,1	(32um)	0,84180	0,0303	0,1009	0,0013	0,76	0,0605	0,0021	0,620	0,008	0,621	0,075	1,0
PQ-02- 1,1	(32um)	0,85450	0,0430	0,1025	0,0014	0,72	0,0605	0,0032	0,629	0,008	0,621	0,120	-1,0
PQ-02- 21,1	(32um)	0,85840	0,0350	0,1024	0,0014	0,18	0,0608	0,0024	0,629	0,008	0,631	0,090	1,0
PQ-02- 17,1	(32um)	0,84810	0,0277	0,1031	0,0013	0,52	0,0597	0,0018	0,632	0,008	0,592	0,066	-6,0
<i>Núcleo herdado - discordância menor ou igual a 10%</i>													
PQ-02- 8,2	(32um)	1,3977	0,1073	0,1420	0,0028	0,68	0,0714	0,0066	0,856	0,016	0,968	0,172	12,0
PQ-02- 8,1	(32um)	2,1420	0,1233	0,1935	0,0033	0,19	0,0803	0,0051	1,140	0,018	1,204	0,126	6,0

Todas as razões de Pb corrigidas para Pb comum. Erro é 1σ . % Disc é discordância. n=núcleo e b=borda.

Table 6.1. Dados de U-Pb (LA-MC-ICP-MS) usados para cálculo de idade U-Pb do MSP.

Spot	Tamanho Spot	Absoluta		Absoluta			Absoluta		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Erro	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erro	% Disc
		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	Idade (Ma)	1σ	Idade (Ma)	1σ	
C-133F -Quartzo sienito heterogranular médio a grosso - Pulso 3													
<i>Idade magmática - discordância menor ou igual a 10%</i>													
C-133F- 1,2	(32um)	0,7793	0,0175	0,0954	0,0010	0,88	0,0592	0,0012	0,588	0,006	0,576	0,043	-2,0
C-133F- 4,1	(32um)	0,7831	0,0202	0,0954	0,0011	0,78	0,0595	0,0015	0,587	0,007	0,586	0,054	0,0
C-133F- 6,1	(32um)	0,8039	0,0202	0,0969	0,0011	0,91	0,0602	0,0014	0,596	0,007	0,609	0,053	3,0
C-133F- 12,1	(32um)	0,802	0,0163	0,0965	0,0010	0,83	0,0603	0,0011	0,594	0,006	0,614	0,041	4,0
C-133F- 15,1	(32um)	0,7974	0,0225	0,0963	0,0011	0,67	0,0601	0,0018	0,593	0,007	0,606	0,063	3,0
C-133F- 18,1	(32um)	0,7725	0,0243	0,0936	0,0012	0,85	0,0599	0,0021	0,577	0,007	0,599	0,073	4,0
C-133F- 19,1	(32um)	0,7784	0,0227	0,0945	0,0011	0,62	0,0597	0,0018	0,582	0,007	0,593	0,064	2,0
C-133F- 20,1	(32um)	0,7795	0,0202	0,0938	0,0010	0,08	0,0603	0,0016	0,578	0,006	0,613	0,057	6,0
C-133F- 22,1	(32um)	0,7769	0,0234	0,0942	0,0011	0,43	0,0598	0,0019	0,580	0,007	0,596	0,069	3,0
C-133F- 23,1	(32um)	0,7888	0,0183	0,0949	0,0010	0,60	0,0603	0,0014	0,584	0,006	0,614	0,050	5,0
C-133F- 25,1	(32um)	0,7778	0,0258	0,0937	0,0012	0,24	0,0602	0,0021	0,577	0,007	0,611	0,075	6,0
C-133F- 5,1	(32um)	0,7563	0,0186	0,0914	0,0010	0,85	0,0600	0,0014	0,564	0,006	0,603	0,051	7,0
<i>Núcleo herdado e/ou xenocristal - discordância menor ou igual a 10%</i>													
C-133F- 1,1	(32um)	0,8115	0,0174	0,0983	0,0010	0,64	0,0599	0,0012	0,605	0,006	0,599	0,044	0,0
C-133F- 8,1	(32um)	0,8227	0,0171	0,0999	0,0010	0,87	0,0597	0,0012	0,614	0,006	0,593	0,043	-3,0
C-133F- 9,1	(32um)	0,8392	0,0183	0,1010	0,0010	0,96	0,0603	0,0013	0,620	0,006	0,614	0,048	0,0
C-133F- 10,1	(32um)	0,8154	0,0176	0,0986	0,0010	0,82	0,0600	0,0012	0,606	0,006	0,602	0,043	0,0
C-133F- 16,1	(32um)	0,8325	0,0170	0,0998	0,0009	0,95	0,0605	0,0012	0,613	0,005	0,621	0,044	2,0
C-133F- 24,1	(32um)	0,829	0,0206	0,0999	0,0011	0,81	0,0602	0,0015	0,614	0,006	0,611	0,055	0,0
C-133F- 21,1	(32um)	0,8038	0,0222	0,0975	0,0011	0,75	0,0598	0,0017	0,600	0,007	0,597	0,060	0,0

Todas as razões de Pb corrigidas para Pb comum. Erro é 1σ. % Disc é discordância. n=núcleo e b=borda.

Amostra PQ-02

Os cristais de zircão desta amostra possuem, na maior parte, formas alongadas e prismáticas, em geral com faces bipiramidais preservadas, com razão de forma 1:3 e tamanho de grão variando de 100 a 250µm. Em menor quantidade, os zircões têm forma subarredondadas e tamanho entre 50 e 150 µm. Os zircões foram interpretados como magmáticos em decorrência da regularidade e forma concêntrica nos padrões de zonação dos cristais. Alguns cristais exibem núcleos mais claros e brilhantes com zonação truncada, interpretados como núcleos e/ou cristais herdados.

Foram realizadas um total de 24 análises na amostra PQ-02 (Figura 6.1) das quais 22 análises com discordância menor ou igual 10% (Tabela 6.1) e baixos teores de chumbo comum foram selecionadas para o cálculo das idades. Os *spots* foram colocados em zircões euédricos (prismáticos) a subédricos (subarredondados) variando os pontos nas bordas e centro dos cristais. A idade concórdia de 609,3 ± 1,5 Ma (MSWD = 0,0115 e probabilidade de 0.91) é interpretada como idade de cristalização magmática (Figura 6.1a). Um único cristal de zircão (spot 8.2) forneceu idades ²⁰⁶Pb/²³⁸U de 1,140 e 856 Ma, interpretadas como heranças mesoproterozoica e neoproterozoica (Figura 6.1b).

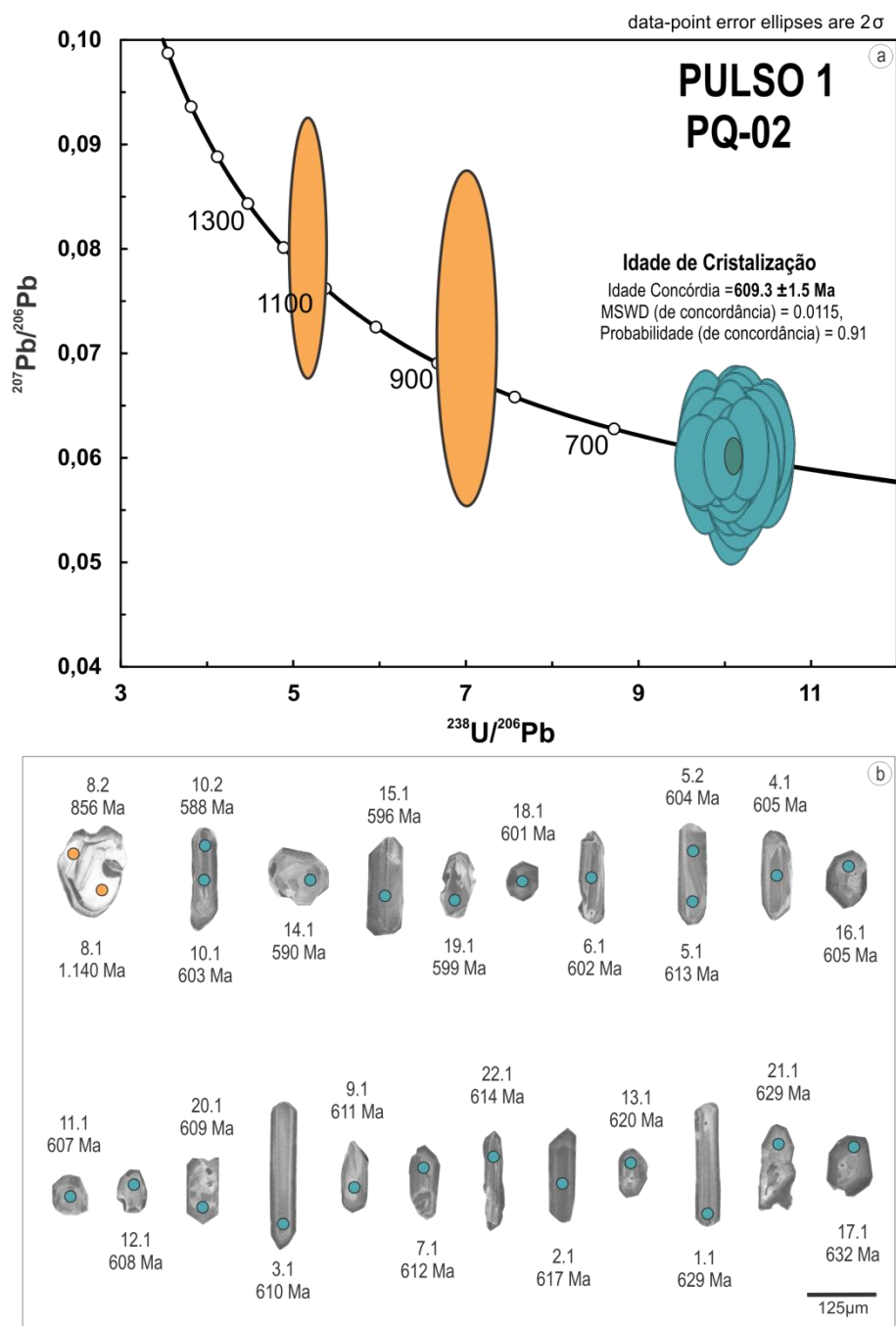


Figura 6.1 - Dados geocronológicos da amostra PQ 02, Pulso 1 do MSP. **(a)** Diagrama concórdia com todos os pontos analisados com discordância inferior a 10%. Todos os spots têm $32\mu\text{m}$ de diâmetro; azul = idade de cristalização; laranja = herança. **(b)** Cristais de zircão com os respectivos números. As cores dos spots são marcadas conforme a disposição no gráfico.

Amostra PQF-24G

Nesta amostra a morfologia dos cristais de zircão é predominantemente subarredondada a arredondada, com poucos cristais alongados com terminações bipiramidais mais desenvolvidas. O tamanho dos grãos varia em torno de 60 a 225 μm , e a zonação é concêntrica, oscilatória e regular. Um total de 25 análises foram realizadas na amostra PQF-24G (Tabela 6.1). Deste total, 24 spots foram utilizados para o cálculo das idades, considerando discordâncias abaixo de 10% e baixos teores de chumbo comum. Os zircões analisados compreendem todos os tipos morfológicos presentes na amostra, e os *spots* foram posicionados tanto no centro quanto na borda dos cristais. Foi obtida uma idade concórdia de $603,4 \pm 3,9$ Ma (MSWD = 0,27 e probabilidade de 0.60), interpretada como idade de cristalização magmática (Figura 6.2a). Um único *spot* (4.1) fornece uma idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mais antiga que o conjunto, de 713 Ma, sugerindo herança neoproterozoica. Contudo, embora este ponto esteja plotado na figura (Figura 6.2b), sua interpretação como idade de herança é dificultada devido à alta discordância (29%) da análise.

Amostra PQ-99A

Os cristais de zircão desta amostra são alongados e prismáticos, em geral com faces bipiramidais. Também ocorrem grãos subarredondados. O tamanho dos grãos varia de 90 a 215 μm . A zonação é concêntrica, oscilatória e, em geral, regular. Comumente, as bordas dos cristais são mais escuras e os núcleos tendem a ser mais claros.

A quantidade de *spots*, realizadas na amostra PQ-99A, totaliza 25 análises (Tabela 6.1). As análises selecionadas para o cálculo das idades foram 20, de acordo com os critérios de discordância menor ou igual a 10% e baixos teores de chumbo comum. Foi obtida uma idade concórdia de $588,8 \pm 3,1$ Ma (MSWD = 0,111 e probabilidade de 0.74), interpretada como a idade de cristalização magmática (Figura 6.3a). Um subgrupo de 3 *spots* (cristais 9.1; 23.1; 13.1), realizados em zircões euédricos/prismáticos, na posição de núcleo ou próximo ao núcleo dos cristais, com idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 601 a 604 Ma forneceram uma idade concórdia de $601,6 \pm 2$ Ma, a qual foi interpretada como herança neoproterozoica, sugerindo relação com o processo de assimilação de rochas do Pulso 2 (Figura 6.3b). Cinco *spots* (cristais 1.1; 17.1; 5.1; 12.1; 10.1) não foram utilizados para o cálculo de idade devido à alta porcentagem de discordância e/ou altos valores de Pb comum.

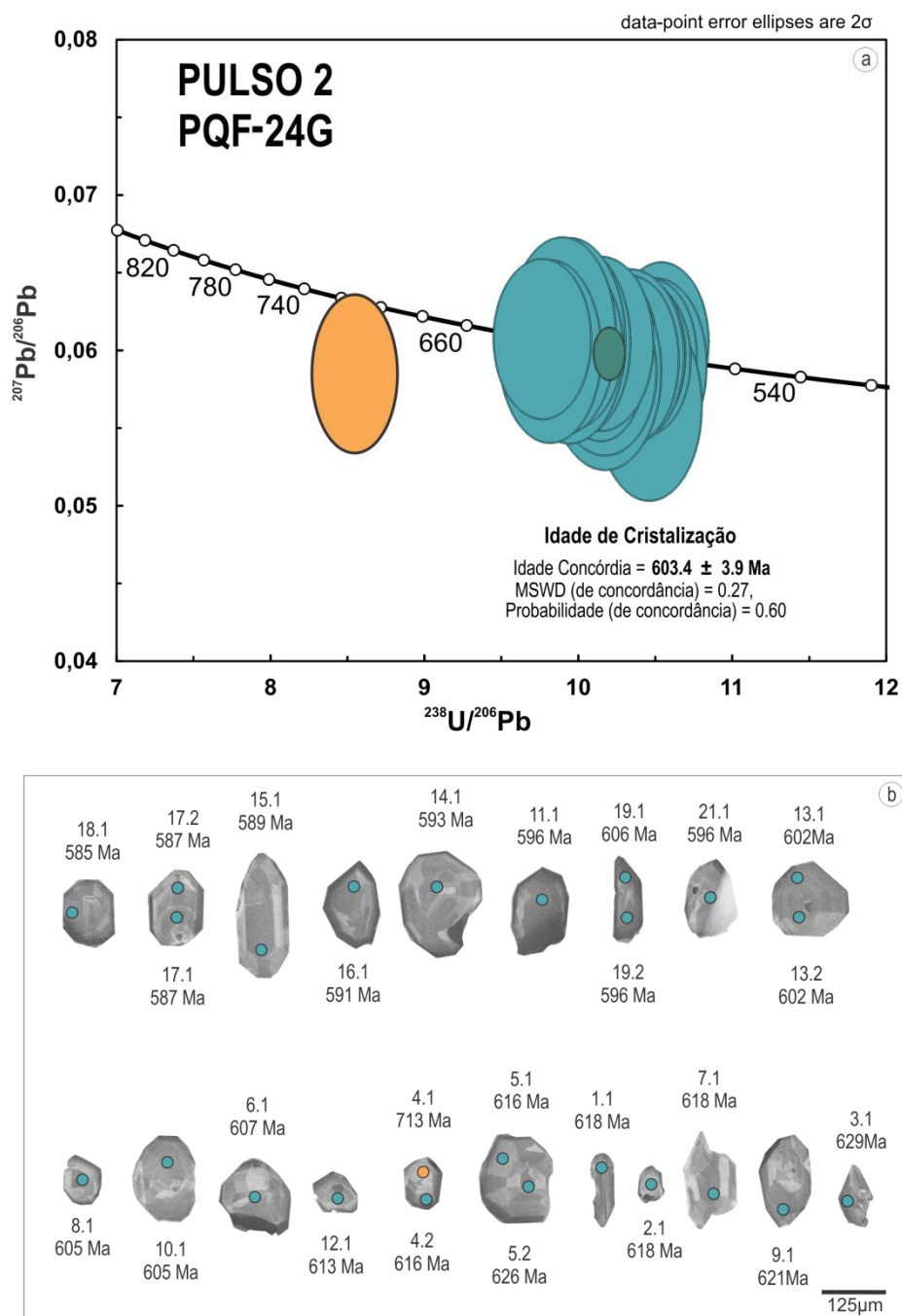


Figura 6.2 - Dados geocronológicos da amostra PQF-24G, Pulso 2 do MSP. **(a)** Diagrama concórdia com todos os pontos analisados com discordância < 10%. Todos os spots têm 32 μm de diâmetro; azul = idade de cristalização magmática; laranja= herança (com discordância de 29%). **(b)** Cristais de zircão com os respectivos números. As cores dos spots são marcadas conforme a disposição no gráfico.

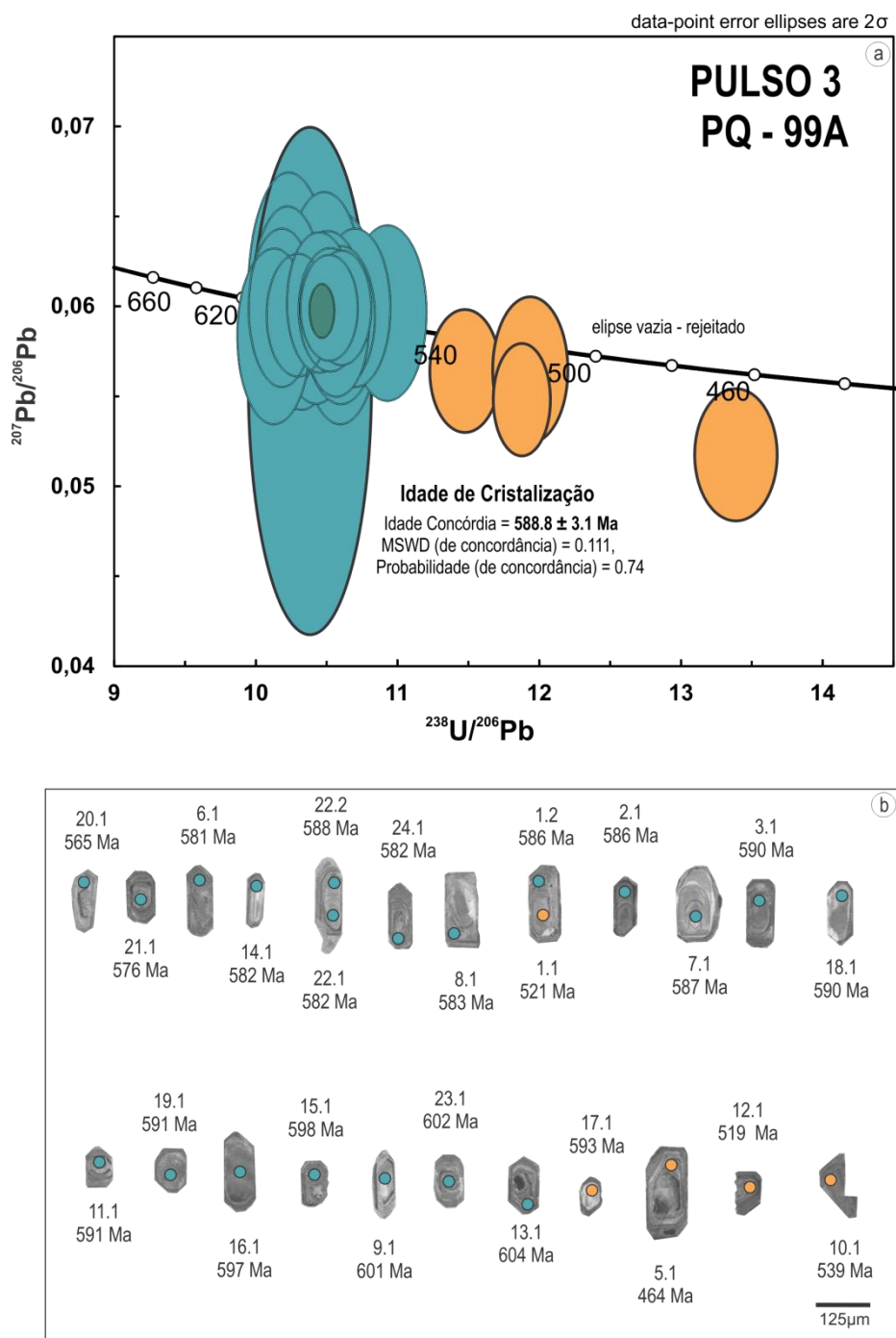


Figura 6.3 - Dados geocronológicos da amostra PQ-99A, Pulso 3 do MSP. **(a)** Diagrama concórdia com todos os pontos analisados com discordância inferior a 10%. Todos os spots têm 32 μm de diâmetro; azul = idade de cristalização; laranja = herança. **(b)** Cristais de zircão com os respectivos números. As cores dos spots são marcadas conforme a disposição no gráfico.

Amostra C-133F

Os zircões desta amostra são predominantemente alongados, prismáticos, com terminações bipiramidais preservadas, razão de forma 1:2, ocasionalmente 1:1 e tamanho de grão de 80 a 260 μm . Os padrões de zonação são concêntricos, oscilatórios e regulares. As bordas são geralmente mais escuras e os núcleos mais claros, embora se observe ocorrência de núcleos escuros e outros brilhantes.

Na amostra C-133F foram realizadas 25 análises (Tabela 6.1). Somente 18 análises foram utilizadas para o cálculo das idades, com base no critério de discordância menor ou igual a 7% e baixos teores de chumbo comum. Um subgrupo de 11 *spots* foi analisado em zircões prismáticos nas posições núcleo-borda, sendo os núcleos analisados em geral mais homogêneos e de cor cinza escuro a levemente mais clara que as bordas dos cristais. Este subgrupo de análises forneceu uma idade concórdia de $584,2 \pm 1,8$ Ma (MSWD = 1,2 e probabilidade de 0.27), interpretada como idade de cristalização magmática (Figura 6.4a). Diferente das demais amostras, um subgrupo de 7 *spots* realizados em cristais de pequenas dimensões e tonalidades mais escuras nas imagens de CL, além de raros núcleos de cristais com idades mais jovens nas bordas (cristais 1.1; 8.1; 9.1; 10.1; 16.1; 24.1; 21.) (Figura 6.4b), forneceram idade concórdia de 611 ± 2 Ma (MSWD = 0,071 e probabilidade 0.79). Esta idade foi interpretada como herança neoproterozoica, sugerindo relação com processo de assimilação de rochas do Pulso 1 (Figura 6.4a). Os 5 *spots* não utilizados para o cálculo de idade foram descartados em função de alta discordância e/ou teores de chumbo comum fora do aceitável.

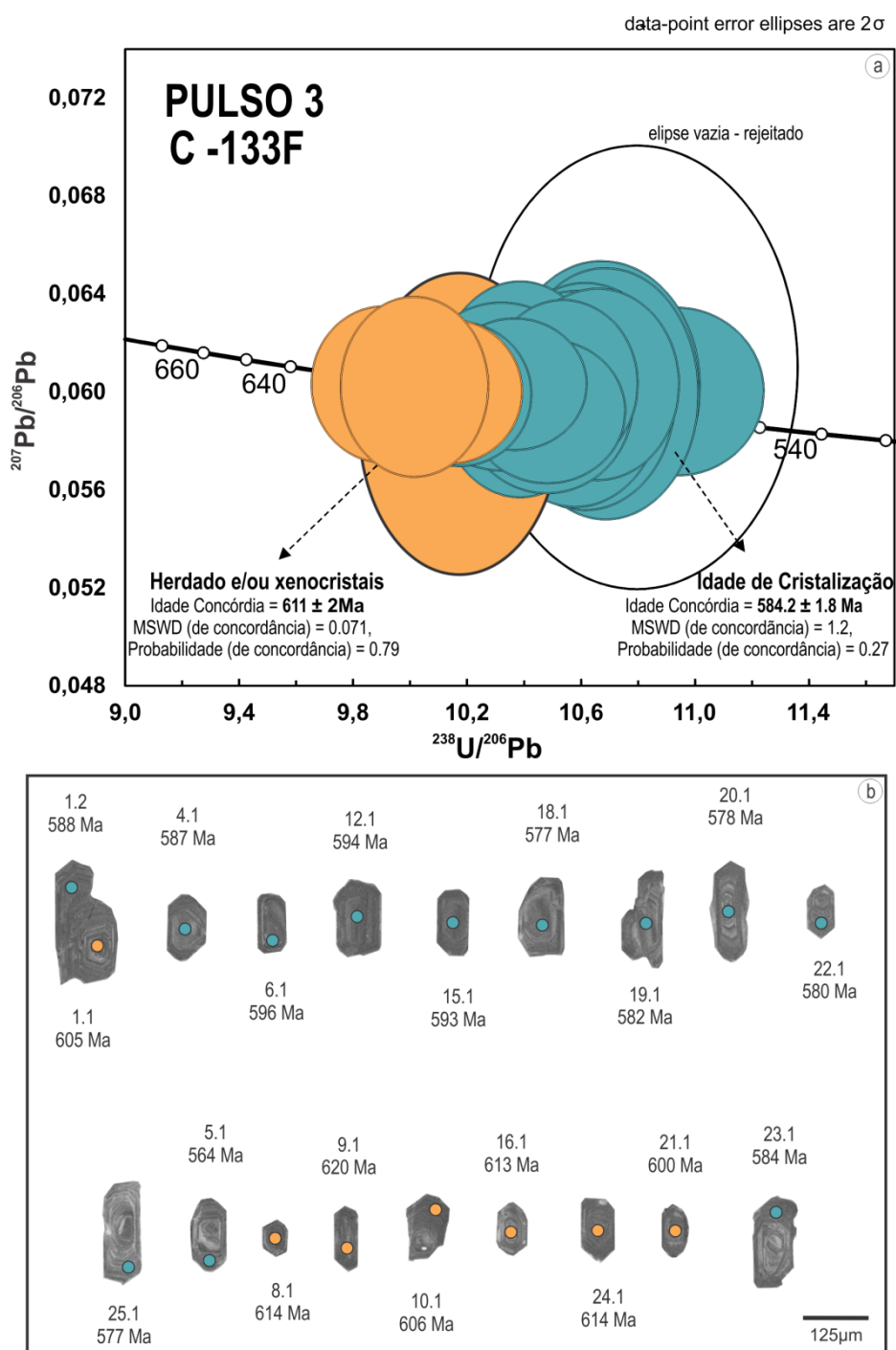


Figura 6.4 - Dados geocronológicos da amostra C-133F, Pulso 3 do MSP. **(a)** Diagrama concórdia com todos os pontos analisados com discordância inferior a 10%. Todos os spots têm 32 μm de diâmetro; azul = idade de cristalização; laranja = herança. **(b)** Cristais de zircão com os respectivos números. As cores dos spots são marcadas conforme a disposição no gráfico.

6.2 Interpretação dos Dados Geocronológicos

As idades de $609,3 \pm 1,5$ Ma para o Pulso 1 e $603,4 \pm 3,9$ Ma para o Pulso 2, indicam que a diferença temporal entre estes pulsos é pequena, de ≈ 6 Ma. Embora as margens de erro dos dois pulsos fiquem muito próximas elas não se sobrepõem, e neste caso forma interpretadas como pulsos distintos. O Pulso 1 é o único que apresenta zircão herdado com idades superiores a 800 Ma.

As idade do Pulso 2 de $603,4 \pm 3,9$ Ma e do Pulso 3 de $588,8 \pm 3,1$ Ma, indica diferença temporal de ≈ 14 Ma. Considerando suas margens de erro, suas idades têm ≈ 10 Ma de diferença, o que justifica a separação destes em pulsos.

Para duas amostras do Pulso 3 as idades obtidas de $588,8 \pm 3,1$ Ma e $584,2 \pm 1,8$ Ma têm diferença temporal de 4,6 Ma. Esta diferença muito próxima, associada a sua margem de erro que se sobrepõem, justificam a interpretação de as idades serem tratadas como de um mesmo pulso.

Na amostra PQ 99A do Pulso 3 a idade concórdia de $601,6 \pm 2$ Ma obtida em 3 cristais de zircão são interpretadas como herança do processo de retrabalhamento dos fragmentos do Pulso 2 pelo Pulso 3.

Na amostra C-133F do Pulso 3 a idade concórdia de 611 ± 2 Ma obtida em 7 cristais de zircão são interpretadas como herança do processo de retrabalhamento dos fragmentos do Pulso 1 pelo Pulso 3.

CAPÍTULO 7 – CONSTRUÇÃO E POSICIONAMENTO DO MACIÇO SIENÍTICO PIQUIRI

7.1 Estratigrafia interna do MSP

A construção de corpos plutônicos por sucessivos pulsos intrusivos é uma abordagem que vem sendo discutida e aceita por inúmeros autores (Aguado *et al.* 2017, Coleman *et al.* 2004, Matzel *et al.* 2006, Saint Blanquat *et al.* 2011, Horsman *et al.* 2009). As relações de campo do MSP levam a admitir que seja um corpo multi-intrusivo constituído por 3 pulsos magmáticos, que resultam numa relação temporal decrescente da borda para o centro do corpo. O magma do Pulso 2 é intrusivo nas rochas do Pulso 1 e possui fragmentos do mesmo com variados níveis de retrabalhamento. O magma do Pulso 3 intrude as rochas do Pulso 2, contém fragmentos do Pulso 1 e, provavelmente, do Pulso 2 com níveis de retrabalhamento distintos. Fragmentos do Pulso 2 nas rochas do Pulso 3 não foram evidenciados em campo; no entanto, é provável que tenham existido. A ausência destes fragmentos poderia ser explicada pela similaridade composicional e textural entre os pulsos, mas a baixa qualidade dos afloramentos, sua descontinuidade e grau de alteração não permitem descartar que tenham existido.

As relações de intrusão entre os pulsos também podem ser observadas em escala de mapa (Figura 4.1), onde pequenos fragmentos de Pulso 1, na região sul, ocorrem nos demais pulsos. A presença de fragmentos do Pulso 1 nos dois pulsos subsequentes, constatada em escala de mapa e campo, sugerem que as rochas do Pulso 1 formavam uma cúpula, a qual foi intrudida e retrabalhada pelos pulsos 2 e 3. Esta observação é corroborada pelos dados de modelagem geológica de Cardoso (2019), na qual a morfologia do Pulso 1 na porção norte representa ruínas de um conduto, enquanto os corpos menores a sul não apresentam continuidade vertical, sendo classificados como pendentes de teto, o que evidencia o processo de retrabalhamento pelas múltiplas intrusões. De modo contrário, algumas porções isoladas do Pulso 3 distribuídas na região sul do mapa, exceto onde ele se encontra sobre o GE, representam “janelas” de intrusões, conforme os dados de relação intrusiva do Pulso 3 no Pulso 2 e modelagem geológica apresentada por Cardoso (2019). Conforme este último autor o Pulso 3 forma uma intrusão com maior volume em subsuperfície e possui uma relação entremeada com o Pulso 2, resultando em

formação de pendentes de teto do Pulso 2 sobre o Pulso 3 e pequenas intrusões isoladas do Pulso 3 nas litologias do Pulso 2.

As relações intrusivas entre os pulsos, associadas às idades magmáticas U-Pb em zircão, que determinam idade de ca. 609 Ma para o Pulso 1, 603 Ma para o Pulso 2 e 588 a 583 Ma para o Pulso 3, corroboram a hipótese de o MSP representar um corpo multi-intrusivo. Os dados de zircões herdados dos pulsos 1 e 2 nas rochas do Pulso 3 reforçam a hipótese de múltiplos pulsos intrusivos entre si, além de reforçar a ideia de que houve relação de fragmentos do Pulso 2 no Pulso 3, embora não evidenciado em campo.

A diferença de idade entre os pulsos 1 e 2 de ≈ 6 Ma é pequena. Quando recalculadas as idades com as margens de erro elas se tornam muito próximas, embora não se sobreponham, e poderiam levar a crer em uma idade única. No entanto, os dados de campo evidenciam relação de intrusão do Pulso 2 no Pulso 1, o que leva a interpretar duas idades distintas para cada pulso. Desta forma, a diferença de idade entre estes pulsos reforça a ideia de baixo contraste de temperatura entre eles discutida no item 4.3 (Capítulo 4), resultando na capacidade do magma do Pulso 2 em retrabalhar os fragmentos do Pulso 1, conforme observado nas nuvens (Figura 4.9e, Figura 4.10a,b).

Os dados de campo, que sugerem variação gradacional e sutil nas rochas do Pulso 3, anteriormente separadas em duas fácies, justificam agrupá-las em um único pulso. Esses dados são corroborados pelos dados geocronológicos obtidos em duas amostras representativas da variação gradacional do Pulso 3. As idades U-Pb em zircão obtidas para este pulso apresentam margens de erro sobrepostas, que reforçam as observações de campo de se tratar de um único pulso. A diferença de idade entre o Pulso 3 e o Pulso 1, de 21 Ma, indica uma diferença temporal entre eles relativamente grande, o que poderia levar à interpretação de alto contraste de temperatura entre eles. Neste caso, as evidências de retrabalhamento dos fragmentos do Pulso 1 pelo Pulso 3 seriam comprometidas. No entanto, apesar de restritas, relações de retrabalhamento são verificadas, conforme relação com os enclaves do tipo (iii) descritos no item 4.2 (Capítulo 4). Essas relações sugerem que o magma do Pulso 3 se manteve quente o suficiente para este mecanismo ser atuante. A capacidade em manter a alta temperatura do magma pode ser assumida pelo grande volume da intrusão do Pulso 3, conforme corroborados pelos dados de Cardoso (2019).

Sbaraini (2012) interpreta dados de ASM, onde a lineação magnética do Pulso 1, com alto ângulo de caimento para sul e diminuindo para os pulsos seguintes, como indicativo de transporte diferente para cada pulso. Ainda segundo o mesmo autor, a trama planar magnética do Pulso 1 mergulha de forma centrípeta, configurando uma espécie de cone, diferentemente da região central do MSP, onde se encontram litologias do Pulso 3, com o caimento das lineações e mergulhos das foliações magnéticas sub-horizontais, indicando que não houve um conduto para ascensão de magma nesta região. Estes dados, segundo Sbaraini (2012), corroboram a hipótese de construção do MSP por múltiplos pulsos intrusivos.

7.2 Aspectos Petrológicos dos Magmas

Os enclaves máficos microgranulares (EMM) possuem como minerais característicos fenocristais de biotita, flogopita e diopsídio, com menor ocorrência de augita que, por vezes, forma microinclusões no diopsídio, apresentando altos teores de K (Plá Cid *et al.* 2003) e apatita como microfenocristais. Estes piroxênios enriquecidos em K, segundo aqueles autores, seriam cristalizados em pressões de até 5 GPa e preservados devido ao rápido resfriamento dos enclaves.

O Pulso 1 possui como mineralogia precoce diagnóstica biotita (>5%), plagioclásio com feições de reabsorção pelo K-feldspato e apatita em quantidades superiores a 1%. Stabel *et al.* (2001) verificaram que as biotitas deste pulso são, segundo a classificação do diagrama Al vs Mg (Nachit *et al.* 1985), de magmas subalcalinos magnesianos, enquanto as dos pulsos 2 e 3 são típicas do magmatismo alcalino. A maior parte da biotita presente em rochas potássicas se posiciona neste campo de acordo com Stussi *et al.* (1996), confirmando o caráter enriquecido em K também do Pulso 1.

A relação de contato das biotitas do Pulso 1 com o diopsídio e hornblenda, é interpretada como feição de crescimento simultâneo, formando agregados interpenetrados que evidenciam o caráter precoce da biotita, cristalizada a partir do líquido. Stabel *et al.* (2001) sugerem que a biotita representa xenocristais herdados da mistura com os enclaves lamprofíricos, com base em sua semelhança composicional com as biotitas dos EMM, e descrevem relações de contato da biotita sendo corroída pelos feldspatos. O detalhamento petrográfico das rochas do Pulso 1

neste trabalho evidencia que a biotita não representa xenocristais. A semelhança composicional pode ser explicada pela cogeneticidade dos magmas.

O Pulso 1 possui diopsídio precoce com borda de hornblenda ou edenita baixa sílica, enquanto o Pulso 2 possui augita precoce com borda de edenita alta sílica (Stabel *et al.* 2001). Esta relação de transformação é evidenciada pela textura “em peneira” de alguns cristais, com transformação de piroxênio em anfibólio, que gera como subproduto formas vermiculares de quartzo e feldspato alcalino. Stabel *et al.* (2001) descrevem que as transformações de piroxênio em anfibólio são todas magmáticas. Os mesmos autores observam, ainda, que a evolução composicional dos piroxênios e dos anfibólios, de hornblenda magnésiana a edenita, é similar à descrita na Associação Shoshonítica de Lavras do Sul e no Maciço de Santanópolis (Conceição *et al.* 1997), também de afinidade shoshonítica.

As texturas de intercrescimento e localmente cumuláticas entre piroxênio, anfibólio e biotita descritas nos pulsos 1 e 2, sugerem que estes são minerais precoces. Essa descrição corrobora a ideia de minerais precoces sendo segregados e retrabalhados pelo fluxo magmático, gerando as feições descritas no Capítulo 4, de porções irregulares de concentração de máficos precoces, trilhas de máficos e enclaves cumuláticos (Figura 4.9e,f).

O Pulso 3 se diferencia dos demais pulsos pela presença de titanita e alanita euédricas. Os quartzo sienitos *hipersolvus* possuem titanita euédrica como mineral diagnóstico, e os quartzo sienitos *subsolvus* possuem piroxênio, apatita e plagioclásio euédricos. A composição mineral dos quartzo sienitos tardios indica que o *subsolvus* pode ser relacionado aos líquidos finais do Pulso 1 ou 2 e o *hipersolvus* ao Pulso 3. Os dados de geoquímica também apontam para isso, com as concentrações de ETRP do quartzo sienito tardio *subsolvus* coincidindo com as do Pulso 1 e 2; enquanto os do quartzo sienito tardio *hipersolvus* coincidem com as do Pulso 3. Os quartzo sienitos tardios *subsolvus*, correlacionados ao Pulso 1, podem representar não líquidos finais gerados por fracionamento mineral, mas sim um processo de decompressão, associado ao momento da intrusão, com geração das brechas magmáticas e amígdalas por concentração de fluidos. Assim, os quartzo sienitos tardios *subsolvus* seriam produto da decompressão, causando aumento da atividade de água no sistema e originando rochas *subsolvus*. De acordo com estudos experimentais de Nekvasil (1990), magmas sieníticos cristalizados com aumento concomitante da a_{H_2O} , isto é, sem tamponamento da água, podem ter

reabsorção apenas parcial de plagioclásio precoce pelo feldspato alcalino e cristalização de dois feldspatos à medida que a sua atividade aumenta, originando-se assim granitos *subsolvus* quando ou onde a atividade de água é maior.

Conforme Plá Cid *et al.* (2003), os EMM são rochas em que as relações texturais dos minerais constituintes representam rochas tipicamente lamprofíricas, e a presença de fenocristais de diopsídio e/ou mica, envoltos numa matriz rica em feldspato alcalino, permite classificá-las como minetes. Possuem valores mais baixos de #mg, TiO₂ e K₂O que lamproítos típicos, além disso, são peralcalinos (Woolley *et al.* 1996), enquanto os enclaves tipo minette do MSP são metaluminosos. A razão K₂O/Na₂O varia entre 1,5 e 4,5 e os valores de MgO são superiores a 3, indicando tratar-se de rochas ultrapotássicas. Os enclaves lamprofíricos possuem conteúdo de sílica entre 53 e 57%peso.

As rochas do Pulso 1 possuem conteúdos de sílica entre 54 e 64%peso; o Pulso 2 possui variação de 56 a 71%peso, e o Pulso 3 entre 65 e 75%peso. Os quartzos sienitos tardios – *hipersolvus* e *subsolvus* - têm variações no conteúdo de SiO₂ de 71-75%peso. O Pulso 1 é composto predominantemente por sienitos ultrapotássicos, com razões K₂O/Na₂O > 2 e MgO > 3% peso. Possui composições menos diferenciadas e enriquecidas em álcalis que os demais pulsos, mantendo, no entanto, o caráter alcalino saturado em sílica. Os padrões de ETR mostram concentrações mais baixas de ETRL que os demais pulsos; no entanto, são muito semelhantes, o que sugere uma fonte levemente mais pobre em ETRL para o mesmo, ou taxas de fusão mais elevadas. No Pulso 1, o Nb, Zr, U, Th e ETRL atingem os menores valores em relação aos outros pulsos, mas os padrões de todos os pulsos, ilustrados nos diagramas multi-elementares normalizados pelo condrito (Figuras 5.9 e 5.10), são paralelos e coerentes com rochas cogenéticas ou comagmáticas.

A classificação das rochas dos pulsos 2 e 3 com base em parâmetros químicos (Figura 5.6) indica composições equivalentes à de sienitos, quartzos sienitos e quartzos monzonitos no Pulso 2; enquanto o Pulso 3 mostra composições de quartzos monzonitos e granitos. Cálculos normativos CIPW demonstram a predominância de feldspato alcalino sienitos subaluminosos no Pulso 2, e de quartzos sienitos metaluminosos no Pulso 3. O caráter alcalino saturado em sílica, o elevado conteúdo de K₂O (c.a. 5-8 %peso), os conteúdos muito elevados de Sr, Ba e Rb, os padrões de ETR regulares e constantes, e as razões K₂O/Na₂O < 2 classificam as

rochas dos pulsos 2 e 3 como shoshoníticas ou potássicas. Já os teores de Sr e Ba, mais altos que os descritos normalmente em séries shoshoníticas, aproximam-se daqueles referidos nas séries ultrapotássicas.

As composições modais configuram *trends* de sienitos a quartzo sienitos ou feldspato alcalino quartzo sienitos, o que se enquadra na evolução normal das séries alcalinas sódicas ou ultrapotássicas, como sugerido em Lameyre & Bowden (1982) e Plá Cid *et al.* (2000). As rochas shoshoníticas constituintes dos pulsos 2 e 3 assemelham-se composicionalmente às associações neoproterozoicas de mesma afinidade descritas no nordeste e sudeste brasileiro (e.g. Silva Filho *et al.* 1993, Carvalho *et al.* 2014).

As amostras de rochas com SiO₂ superior a 67% peso plotam no diagrama R1-R2 nos campos de granitos e álcali granitos, embora sua composição mineralógica modal seja de quartzo sienitos. A maior parte das amostras é metaluminosa, passando a peraluminosas nos tipos mais diferenciados e *subsolvus*.

Temperaturas de Cristalização dos Magmas Quartzo Sieníticos Tardios

A geotermometria com base nas curvas de solubilidade do zircão, proposta por Watson & Harrison (1983), tem tido ampla utilização no estudo de rochas intrusivas ácidas. Kemp *et al.* (2005), utilizando esta ferramenta, separaram e discutiram os mecanismos de diferenciação dos granitos de alta e baixa temperatura no Lachland Fold Belt, Austrália. Miller *et al.* (2003), com base nas temperaturas obtidas utilizando esta mesma metodologia (T_{Zr}), reconheceram como granitos de baixa T aqueles com temperaturas de saturação em torno de 760°C e baixa quantidade de zircão herdado, e os de alta T em torno de 837°C, com pouca ou nenhuma herança. Estes mesmos autores afirmam ainda que a T_{Zr} indica temperaturas de cristalização mínimas quando os magmas são subsaturados em zircão, e máximas no caso de saturação.

Neste estudo, foram selecionadas as 26 amostras mais ácidas do conjunto, com teores de SiO₂ superiores a 67% peso, correspondendo aos quartzo sienitos tardios e rochas quartzo sieníticas do Pulso 3. Todas as amostras apresentaram valores do parâmetro M de Watson & Harrison (1983) dentro do intervalo considerado pelos autores, isto é, entre 0,8 e 2,2 (Tabela 7.1). Foram considerados como valores médios representativos dos líquidos magmáticos quartzo sieníticos, excluindo-se aqueles com teores de Zr muito abaixo da média, 400 ppm de Zr e

69,30 %peso de SiO₂ (Figura 7.1). Com este procedimento, obteve-se uma temperatura média de início de cristalização do zircão de 846 °C para o Pulso 3, indicando correspondências destas amostras com granitos de alta T, conforme o proposto por Miller *et al.* (2003). Esta temperatura é superior às sugeridas por Nardi *et al.* (2008) devido ao menor teor de Zr das amostras utilizadas por aqueles autores. Destaca-se, ainda, que os quartzos sienitos *hipersolvus* possuem T_{Zr} de 785 °C, enquanto os quartzos sienitos tardios *subsolvus* possuem T_{Zr} mais baixa que os demais, com valores em torno de 736 °C, sugerindo que a saturação em zircão foi atingida próximo da temperatura *solidus*.

Tabela 7.1 - Tabela com parâmetros de Watson & Harrison (1983) para cálculo das temperaturas de saturação do zircão em graus (T_{Zr} °C) centígrados e em graus Kelvin (T_{Zr} °K) nas rochas com mais de 67%peso de sílica. M, D e as concentrações de Zr em ppm são os parâmetros utilizados pelos autores referidos. azul = hipersolvus, rosa = subsolvus.

Amostra	M	Zr	D	T _{Zr} ^{°K}	T _{Zr} ^{°C}
PPC 3268K	1,438	258	1938	1099	826
PP 243B	1,35	198	2525	1081	808
PP 201A	1,609	366	1366	1118	845
PQ 100Z	1,429	40	12500	949	676
PPC 6152E	1,637	324	1543	1104	831
PQ 099S	1,611	379	1319	1121	848
PP 249A	1,513	419	1193	1140	867
PP 119A	1,747	428	1168	1122	849
PPC 3070D	1,685	333	1502	1103	830
PP 119D	1,75	494	1012	1136	863
PP 122K	1,798	382	1309	1107	834
PPC 3155G	1,877	406	1232	1106	833
PP 220A	1,732	508	984	1140	867
PPC 6178Q	1,902	588	850	1140	867
PPC 3151Q	1,699	405	1235	1121	848
PP 241A	2,084	505	990	1110	837
FPQ 27	1,514	203	2463	1071	798
FPQ 30	1,272	72	6944	1002	729
FPQ 38	1,314	238	2101	1101	828
PP 196A	1,232	27	18519	933	660
LPA06b	1,378	464	1078	1162	889
PP 207D	1,099	37	13514	963	690
PP 169A	1,35	110	4545	1030	757
FPQ 15	1,471	63	7937	979	706
FPQ 26A	1,338	122	4098	1040	767
FPQ 37	1,319	63	7937	989	716

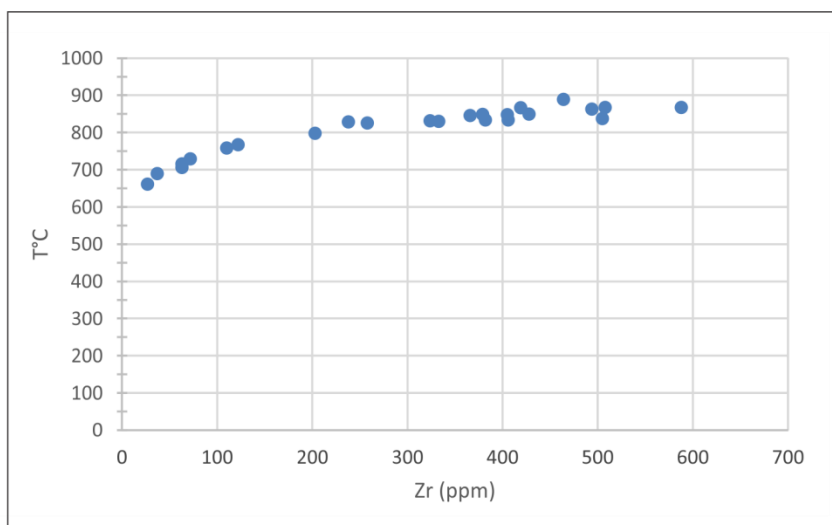


Figura 7.1 - Diagrama temperatura de cristalização do Zr versus teores de Zr em ppm para as amostras do MSP com teores de SiO₂ acima de 67% peso.

7.3 Profundidade de Posicionamento, Velocidade de Ascensão, Tempo de Residência na Fonte

As evidências encontradas nas rochas do Pulso 1, como brechas magmáticas geradas sobre as rochas encaixantes, amígdalas preenchidas por material félsico concentradas nas bordas da intrusão, ausência de metamorfismo de contato significativo sobre as rochas encaixantes e presença de margem leucocrática em apófise, sugerem posicionamento em ambiente raso (epizona). O magma do Pulso 1 teria se posicionado sob condições de pressão de fluídos superior à pressão confinante, causando separação da fase fluida que, por consequência, gerou as brechas e segregação de fluidos. O metamorfismo de contato restrito em pequenos septos do embasamento como pendentes de teto sobre o Pulso 1 seria decorrência da rápida perda de calor por decompressão e menor volume do magma do Pulso 1, o qual resfria rapidamente contra a encaixante e torna-se incapaz de transferir calor para causar metamorfismo de contato.

A hipótese de o MSP ter se posicionado em ambiente raso (epizona), é reforçada pelos dados de De Toni *et al.* (2018), que sugerem exumação das rochas do CVC em torno de 630 Ma para profundidades da ordem de 3 a 4 Kbars (\pm 10km na crosta). Desta forma, as rochas do CVC estariam em ambiente raso anteriormente à intrusão do MSP, que inicia em 610 Ma.

Para os outros pulsos do MSP não foram observadas feições como brechas magmáticas ou fase fluida separada do sistema, que pudessem indicar a profundidade de posicionamento. No entanto, os pulsos posteriores têm feições intrusivas no Pulso 1 e conseqüentemente a profundidade de posicionamento não deve ser maior que a do pulso que os antecede.

O magma sienítico do Pulso 1 tem evidências de mistura com um magma lamprofírico do tipo minete, sugerido pela presença de enclaves (EMM) arredondados que evidenciam baixa interação entre os mesmos. Segundo Plá Cid *et al.* (2003 e 2005), a ausência de margem resfriada e a presença de piroxênio potássico nos EMM indica mistura (coexistência) entre os dois magmas ainda na fonte. A estrutura do piroxênio comporta o K somente em altas pressões (≈ 5 Gpa) e para esta situação ter sido mantida, o conjunto teria sido transportado rapidamente da fonte para o seu posicionamento na crosta, como um diatrema (Mitchell, 1986). Para rochas como carbonatitos, kimberlitos e lamproítos, assume-se rápida ascensão, considerando como pontos principais para esta afirmação a grande quantidade de voláteis presentes nestes magmas e, principalmente para kimberlitos, regiões de geração de magma abaixo de pilhas de grande espessura crustal, como crátons, que desempenham o papel no aumento da pressão na região mantélica na geração destes magmas (Mitchell 1986, Smith, 2017, Jelsma *et al* 2009). Embora os magmas do MSP não tenham sido gerados abaixo de regiões consideradas cratônicas, eles foram gerados após eventos colisionais descritos para a região, que são considerados como geradores de espessamento crustal. Conseqüentemente, este espessamento crustal pode ter contribuído para o aumento da pressão nas regiões de geração do magma sienítico do MSP.

Smith (2017) resume o processo de ascensão de kimberlitos da seguinte forma: "...são magmas que sobem a partir de mais de 200km de profundidade, alcançando a superfície em aproximadamente 1 dia. Algumas características são explicadas propondo que a fusão inicial é semelhante ao carbonatito, e a ascensão seria impulsionada pela assimilação de manto rico em ortopiroxênio seguido de manto rico em clinopiroxênio que alteram a composição para kimberlitos. A mudança na composição seria o gatilho para exsolução de fases voláteis de baixa densidade ($\text{CO}_2\text{+/-H}_2\text{O}$) que reduzem a densidade e viscosidade do magma, aumentando sua flutuabilidade em relação ao manto litosférico, e por fim causando rápida ascensão do magma através de diques por propagação de fraturas. ”

A quantidade elevada de fluidos presentes no magma do Pulso 1 pode ter contribuído para a rápida ascensão e consequente superação da pressão de confinamento. Plá Cid *et al.* (2003) sugerem que a mudança composicional significativa mais provável que teria acontecido entre os EMM e o magma sienítico durante a mistura heterogênea teria sido a difusão de água e voláteis migrando do magma máfico para o sienítico. A rápida ascensão do magma do Pulso 1, impulsionada pela alta carga de voláteis, pode ser o responsável pela presença de feições deformacionais mais desenvolvidas no Pulso 1 em relação aos demais pulsos, como a presença de subgrãos no K-feldspato e de subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez no quartzo. Ainda, a alta pressão de fluidos também foi responsável pelas feições de brechas, amígdalas e injeções descritas nas rochas do Pulso 1.

As rochas dos pulsos 2 e 3 não possuem evidências que indiquem a mesma velocidade de ascensão e tempo de residência evidenciados para o Pulso 1. No entanto, considerando aspectos como a ausência de evidências de alta concentração de fluidos e a interpretação dos enclaves lamprofíricos nas rochas dos pulsos 2 e 3 representarem fragmentos herdados do retrabalhamento do Pulso 1, assume-se que os magmas dos pulsos 2 e 3 tiveram tempo de residência e ascensão maiores que o magma do Pulso 1. Mantendo-se esta hipótese, qualquer coexistência dos pulsos 2 e 3 com magma lamprofírico teria indícios de interação, o que não ocorre nos pulsos 2 e 3. Conforme Plá Cid *et al.* (2003) os enclaves lamprofíricos, nos quais obtiveram-se os dados de K na estrutura do piroxênio, são provenientes de amostras do Pulso 2. Esta última afirmativa, associada à prerrogativa de que os enclaves lamprofíricos no Pulso 2 são frutos de retrabalhamento dos fragmentos do Pulso 1, indicam que a coexistência entre magma lamprofírico e sienítico ocorreu exclusivamente no Pulso 1 do MSP.

A hipótese de o magma lamprofírico do tipo minete, que originou os EMM presentes nas rochas do MSP, ter coexistido somente com o magma do Pulso 1 é corroborada pelo caráter ultrapotássico de ambos, com os enclaves representando o polo máfico de mistura heterogênea com o magma sienítico. Conticelli *et al.* (2009) reconhecem a relação de minetes com rochas sieníticas que possuem valores de K_2O/Na_2O maiores que 2, como uma associação que caracteriza séries ultrapotássicas.

7.4 Condições de Posicionamento

A atual forma de ferradura do MSP em planta (Figura 4.1) é o resultado de modificação resultante da intrusão do Granito Encruzilhada (GE) na região sul e por falhas a oeste e sudeste que justapõem o MSP às rochas da Bacia do Camaquã. O GE, conforme dados de levantamentos aerogeofísicos de CPRM (2010) e geofísico terrestre de Cardoso (2019), representa uma intrusão no MSP sem raiz profunda. Assim, descontando-se este efeito superficial, o corpo do MSP remete a uma forma semi-circular. Sbaraini (2012) sugere, com base em dados de ASM, uma forma cônica de raiz profunda, principalmente para as litologias do Pulso 1, o que é reforçado por Cardoso (2019) na porção norte, com possível orientação do conduto de intrusão preservado, com mergulho de alto ângulo para sul. Ainda segundo Cardoso (2019), o modelamento geológico do Pulso 2 indica um volume de rochas bem maior do que sua área em superfície, posicionado na região logo abaixo do GE, o que tornaria o formato cilíndrico/cônico mais evidente e justificaria o formato circular visto em planta.

A forma circular para corpos plutônicos em geral indica que a tensão externa foi pouco significativa no seu posicionamento, sugerindo correlação com ambientes anorogênicos ou extensionais (Saint Blanquat *et al.* 2011; Archanjo *et al.* 1998).

A trama planar dos três pulsos do MSP contornam os limites do corpo, principalmente nos pulsos 1 e 2, sugerindo que a dinâmica do magma controlou a foliação magmática. Outros autores como Carvalho *et al.* (2014), Santos *et al.* (2000), Rios *et al.* (2007), Paim *et al.* (2002) e Plá Cid *et al.* (1999) descrevem ocorrências de corpos sieníticos que apresentam foliação magmática preservada e concordante com as formas circulares ou semi-circulares do corpo. Estes mesmos autores associam os plutons sieníticos estudados aos ambientes distensivos relacionados ao período final do pós-colisional paleoproterozoico ou neoproterozoico no Brasil.

A foliação do Pulso 1, menos desenvolvida nas bordas, associada à sua textura fina a muito fina, indica que houve rápido resfriamento, impedindo o crescimento dos minerais e o desenvolvimento de foliação significativa. A foliação pouco desenvolvida de borda também evidencia que o controle dinâmico do magma se sobrepôs a qualquer influência de componente tensional externa, que em geral,

se presente, costuma resultar em foliações mais desenvolvidas nas bordas das intrusões.

A foliação magmática mais desenvolvida no Pulso 2 indica que este magma foi capaz de manter mais tempo sua temperatura aquecida, provavelmente por causa de sua baixa diferença de temperatura em relação ao Pulso 1, o qual protege o magma do contato com as rochas encaixantes mais frias, mantendo sua viscosidade baixa. A hipótese de baixo contraste de temperatura entre os pulsos 2 e 1 é reforçada pela pequena diferença de idade de ≈ 6 Ma entre eles e pelos dados de modelamento geológico de Cardoso (2019), que demonstram para o Pulso 2 maior volume de magma em relação ao Pulso 1, o que influenciaria na capacidade do magma do Pulso 2 em transferir e manter calor. Ainda, a foliação bem desenvolvida do Pulso 2 sugere que o magma teve espaço para fluir, controlado pela dinâmica do mesmo, sem evidência de deformação de estado sólido.

As feições descritas como nuvens também justificam o forte fluxo magmático que atuou no magma do Pulso 2, capaz de desmembrar e fragmentar pedaços de rochas do Pulso 1. A intrusão do Pulso 2, com diferença de idade de *ca.* 6 Ma em relação ao Pulso 1, poderia ter potencializado a deformação, enquanto o Pulso 1 ainda estava quente do final da cristalização.

A foliação magmática do Pulso 3, pouco desenvolvida em relação à do Pulso 2, é interpretada como decorrente do alto gradiente de temperatura entre estes pulsos, apoiada na diferença de idade entre as intrusões de ≈ 14 Ma. Assim, o Pulso 3 resfria mais rapidamente contra o Pulso 2 e o sistema não é mais capaz de fluir.

Os dados permitem concluir que a orientação da foliação controlada pela dinâmica do magma, sem influência de tensão externa, representa uma S_0 . Esta configuração é evidência de ambientes extensionais de posicionamento para corpos intrusivos (Aguado *et al.*, 2017; Archanjo *et al.*, 1998; Saint Blanquat *et al.* 2011). Localmente, em escala de afloramento, foi descrita uma apófise do Pulso 1 intrusiva nas rochas encaixantes do CVC, onde se configura a foliação magmática da intrusão em alto ângulo com os limites da apófise. Esta evidência reforça a hipótese de condição extensional de posicionamento para o MSP.

As idades entre 610 e 584 Ma posicionam a intrusão do MSP na fase final do estágio pós-colisional no sul do Brasil, em regime extensional, que também é marcado pela intrusão do Granito Encruzilhada, de idade Rb-Sr de 559 ± 5 Ma

(Soliani Jr. 1986). Este regime extensional local possivelmente progrediu para a deposição de parte da Bacia do Camaquã, a oeste da região.

Os dados geocronológicos e estruturais existentes sobre as rochas encaixantes do MSP também são balizadores do período intrusivo do MSP e da história evolutiva da região. O Complexo Várzea do Capivarita, com idade magmática de ca. 790 Ma (Martil *et al.* 2016a), representa rochas de um arco pré-colisional, metamorfisadas no período colisional em ca. 648 Ma (Martil *et al.* 2016a) com estruturas de baixo ângulo que progridem para alto, evidenciando regime transpressivo (Martil 2016). O Sienito Arroio das Palmas, com idade de ca. 642 Ma (Bitencourt *et al.* 2015b) é sintectônico e também registra na sua foliação evidências do regime tectônico transpressivo. O Granito Butiá com idade entre 625 e 629 Ma (Niessing *et al.* 2011; Bitencourt *et al.* 2015a), sintectônico ao regime transcorrente no estágio pós-colisional, é a última litologia descrita na região antes da intrusão do MSP.

Com relação à estrutura que possivelmente controlou o posicionamento do MSP, podem ser consideradas duas hipóteses: (i) o posicionamento do MSP estaria vinculado à reativação da Falha Passo do Marinheiro (FPM), de direção N-S (Figura 3.2); (ii) o posicionamento do MSP estaria vinculado a uma curva de liberação da zona de cisalhamento transcorrente dextral de direção NNW descrita por Lyra *et al.* (2018), posicionada próximo aos contatos do MSP com as rochas do CVC e Granito Butiá, conforme Figura 3.2.

A primeira hipótese é contraposta com base em dados de idade dos pulsos 1 e 2 (609 - 603 Ma) do MSP obtidos nesta tese, associados aos dados de Knijinik (2018). Conforme Knijinik (2018), o Granito Arroio Franscisquinho, sintectônico à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) (Figura 3.2), possui idade U-Pb SHRIMP em zircão de 609 ± 7 Ma e idade U-Pb SHRIMP em monazita de 605 ± 5 Ma; e representa o final da atividade da ZCTDC (630 a 605 Ma). O mesmo autor apresenta, para diques tardios relacionados ao Granodiorito Cruzeiro do Sul, sintectônicos à Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval (ZCQSE) (Knijinik *et al.*, 2013), idade U-Pb SHRIMP em zircão de $605 \pm 4,5$ Ma. Segundo Knijinik (2018), a ZCQSE tem idade ativa entre 630 e 605 Ma. As idades finais de movimentação transcorrente da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu e Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval, esta última representando uma ramificação da primeira, são compatíveis com a idade do Pulso

1 de $609 \pm 1,5$ Ma e Pulso 2 de 603 ± 4 M do MSP. Conforme Lyra *et al.* (2018) a zona de cisalhamento transcorrente destal, posicionada na região leste do MSP, representa uma par conjugado com a ZCTDC. Estas evidências indicam que a intrusão do MSP não está relacionada a eventos de reativação, mas sim à progressão na movimentação da transcorrência. Assim, estas evidências corroboram a hipótese (ii), a qual relaciona o posicionamento do MSP com curva de liberação de zona de cisalhamento.

Outro ponto que contrapõem a hipótese (i) é a relação do MSP, observada em planta (Figura 3.2), truncando a Falha Passo do Marinheiro sugerindo que a intrusão do MSP não é controlada pela falha. Esta observação associada ao levantamento, nesta tese, de estruturas rúpteis (cataclase) com direção predominante NNW concentradas na região sudoeste/oeste do MSP, sugerem que a falha foi ativa após o posicionamento do MSP.

A movimentação transcorrente pode gerar, em porções distintas ao longo de zona de cisalhamento, tensões que resultam em movimento transtrativo, com curvas de liberação (Figura 7.2). As curvas de liberação formam estrutura do tipo *pull apart*, cujo processo extensivo favorece a intrusão de corpos ígneos. A hipótese (ii) é baseada no posicionamento do MSP através de uma curva de liberação relacionada à zona de cisalhamento justaposta ao MSP na região leste (Lyra *et al.*, 2018) (Figura 7.2).

Dados estruturais obtidos nesta tese em uma apófise do MSP que intrude rochas do CVC (Capítulo 4), corroboram a hipótese (ii) que vincula o posicionamento a região transtrativa de zona de cisalhamento. Essa apófise possui, localmente, direção de contato com a encaixante de 109° - 289° , e sua foliação é oblíqua às paredes da intrusão (Figura 4.3f). A zona de cisalhamento possui direção média de 168° - 348° que, associada à informação anterior, sugere que a apófise do MSP tenha intrudido o CVC numa componente transtrativa desta zona de cisalhamento (Figura 7.2). O modelamento geológico de Cardoso (2019) reforça a possibilidade de intrusão em regime transtrativo. Segundo este autor, as maiores profundidades do corpo do MSP estão na porção leste, coincidindo com a zona de cisalhamento descrita por Lyra *et al.* (2018).

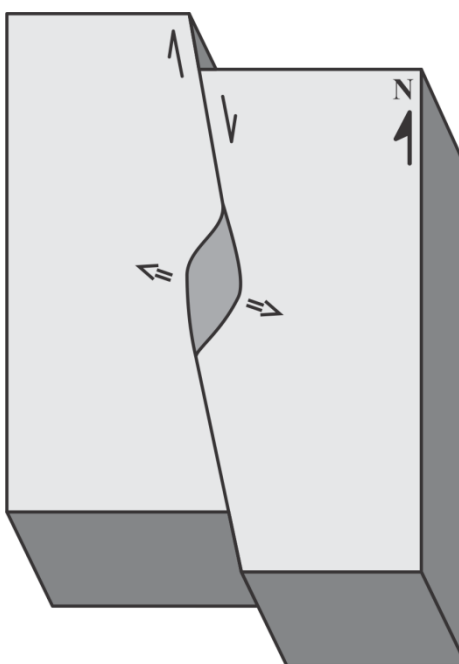


Figura 7.2 – Bloco diagrama representando curva de liberação onde uma falha dextral se curva para a direita. As direções representadas são orientadas de acordo com a direção real da Zona de Cisalhamento posicionada próxima ao Maciço Sienítico Piquiri e direção de faturamento onde a apófise sienítica intrude.

Dados pré-existentes sobre a porção da Bacia do Camaquã (Sub-Bacia Piquiri), que está em contato com o MSP, também apontam para o ambiente trastrativo de posicionamento do MSP. Embora os estudos para a Sub-bacia Piquiri sejam todos feitos com base em correlações estratigráficas com as sub-bacias mais estudadas a oeste e que, portanto, possuem controle geocronológico e representam as seções-tipo, é possível obter informações quanto ao regime tectônico deposicional da Sub-bacia Piquiri.

Para Paim *et al.* (2000, 2014), Borba *et al.* (2007) e Silveira (2012) as porções basais da Sub-bacia Piquiri são relacionadas às bacias de ambiente tardi-orogênico do tipo transcorrente, de empurrão e inversa. Paim *et al.* (2000, 2014) acreditam que o MSP é intrusivo nessa porção basal, cuja idade deposicional foi inferida entre 630 e 600 Ma. Considerando a afirmação acima, as idades U/Pb obtidas nesta tese entre 610 e 603 Ma para os pulsos 1 e 2 do MSP, indicam a possibilidade de relação de intrusão do MSP nas rochas da Sub-bacia Piquiri.

Borba *et al.* (2007) descrevem que entre 600 e 580 Ma foi depositada outra formação da Sub-bacia Piquiri, na qual são encontrados clastos das rochas do Complexo Metamórfico Porongos (CMP), cuja exumação teria ocorrido neste mesmo

período. Silveira (2012) descreve essa formação da Sub-bacia Piquiri como de ambiente transcorrente. De acordo com as idades apresentadas nesta tese, a intrusão do Pulso 3 é compatível com as idades deposicionais desta formação da Sub-bacia Piquiri. No entanto, o CMP já deveria se encontrar exumado na época de posicionamento dos pulsos 1 e 2, uma vez que estes fazem contato como o CMP na região norte/noroeste (Figura 4.1).

Fambrini *et al.* (2018) descrevem para a região da Sub-bacia Piquiri conglomerados com clastos do MSP. Estes mesmos autores descrevem a bacia como do tipo *rift* e justificam que a área fonte próxima indicaria pouco movimento dos blocos em relação à bacia. De acordo com Paim *et al.* (2014) esta formação da Sub-bacia Piquiri representa o topo da sequência estratigráfica da região, com idade inferida entre 574 e 549 Ma. É possível admitir que o atual contato tectônico do MSP com a Sub-bacia Piquiri (Figura 4.1), tenha sido causado nesta última etapa de deposição da bacia devido ao abatimento de blocos.

Com base nas interpretações para a Sub-bacia do Piquiri, é possível relacionar as intrusões do MSP a ambiente tardi-orogênico em estrutura transtrativa relacionada a zonas de cisalhamento transcorrentes. No entanto, maiores estudos em relação à Sub-bacia Piquiri são necessários para entendimento das relações intrusivas do MSP e os estratos deposicionais adjacentes da Bacia do Camaquã, bem como dos ambientes tectônicos de deposição da Bacia.

Conforme Cardoso (2019), os pulsos 1 e 2 preservam evidências de ascensão por meio de condutos de formato cônico. Estes dois pulsos poderiam estar relacionados com o posicionamento em regime transtrativo. Associado a esta informação, a foliação magmática do Pulso 2 mais desenvolvida poderia ser impulsionada pelas tensões regionais atuantes na zona de cisalhamento ativa na qual o magma do Pulso 2 intrude, refletindo somente transferência cinética, não sendo atingida por mudança de forma por se tratar de uma região extensional. A foliação pouco desenvolvida do Pulso 1, embora também pudesse ser impulsionada pela tensão atuante na zona de cisalhamento ativa, seu rápido resfriamento contra as rochas encaixantes, impedem o desenvolvimento da foliação.

Para o Pulso 3, Cardoso (2019) sugere que a ascensão do Pulso 3 foi favorecida por zonas de extensão profundas e menor resistência, como falhas. Segundo este mesmo autor a baixa densidade, o grande volume em subsuperfície com profundidades de até 50km e a morfologia do Pulso 3 entremeada como Pulso

2, seriam indicativos do modo de ascensão. Assumindo-se esta prerrogativa, a foliação do Pulso 3 menos desenvolvida que a do Pulso 2, porém mais marcada que a do Pulso 1, assim como sua variação para mergulhos mais sub-horizontais, poderia estar refletindo uma diminuição das tensões regionais, indicando que a zona de cisalhamento deixou de ser ativa. Neste caso, a intrusão do Pulso 3 estaria relacionada ao início de cratonização da região do Bloco Encruzilhada (BE), controlada por fraturamentos de acomodação final das tensões.

Desta forma, considera-se que a intrusão o MSP marca o final de atividade da zona de cisalhamento dextral, posicionada na borda leste do MSP, e o início do ambiente cratônico do Bloco Encruzilhada.

7.5- Fontes do Magmatismo

7.5.1 EMM

Conforme Plá Cid *et al.* (2003, 2005) e Nardi *et al.* (2007) o tipo de enclave predominante no MSP (90%) é interpretado como produto de *co-mingling* com o sienito e denominado pelos autores de Tipo III. Este tipo de enclave é compatível com o descrito nesta tese como enclave do tipo (ii) e interpretado como um magma lamprofírico que coexistiu com o magma do Pulso 1. Segundo Plá Cid *et al.* (2003, 2005) e Nardi *et al.* (2007) este tipo de enclave é composto por fenocristais de diopsídio e biotita magnésiana e microfenocristais de apatita, com K-feldspato rapidamente resfriado na matriz. São álcali-feldspato sienitos melanocráticos, interpretados por Vieira Jr. *et al.* (1989) como fragmentos de um magma lamprofírico do tipo minete rapidamente resfriado, cujas razões K_2O/Na_2O variam entre 1,5 e 4,5 (Nardi *et al.* 2007). Plá Cid *et al.* (2005) discutem para microinclusões de clinopiroxênio em augita valores de K_2O em torno de 1% peso e presença de granada rica em piropo contendo K e Na, indicações de que cristalizaram em pressões próximas de 5 GPa. Esses autores consideram a composição e textura dos enclaves tipo III semelhante a minetes, com biotita magnésiana e quantidades subordinadas de flogopita, mostrando mais baixos valores de #mg, TiO_2 e K_2O que típicos lamproítos. Lamproítos são peralcalinos, conforme Woolley *et al.* (1996), enquanto os enclaves tipo III do MSP são metaluminosos (Plá Cid *et al.* 2005). Para esses autores, os enclaves tipo III representam o polo máfico de mistura

heterogênea com o sienito, ocorrida próximo dos locais onde foram gerados ambos os magmas. Conforme Stabel *et al.* (2001) e Plá Cid *et al.* (2003, 2005) o processo de *co-mingling* ocorreu a pressões entre 3 e 5 GPa. Os mesmos autores afirmam que a composição regular para os elementos traços nos piroxênio e micas atestam o equilíbrio entre as fases *líquidus* precoces e a fusão lamprofírica tipo minete.

Conclui-se dos estudos anteriores e dos dados obtidos neste trabalho que os enclaves máficos microgranulares (EMM), tipo predominante no MSP, são concentrados nas rochas do Pulso 1 ou em seus fragmentos englobados pelo Pulso 2. Representam fusões parciais ultrapotássicas do tipo minete, geradas em grandes profundidades, equivalentes a pressões de 5 GPa, isto é, superiores a 150km, de um manto peridotítico venulado rico em flogopita e possivelmente anfibólios potássicos, resultado de metassomatismo provocado por subducção litosférica neoproterozoica ou paleoproterozoica. A mistura heterogênea com os magmas sieníticos do Pulso 1 ocorreu próximo desta mesma fonte, de onde ambos foram gerados. Pode-se situar temporalmente os eventos de fusão parcial e mistura em $609,3 \pm 1,5$ Ma.

7.5.2. Pulso 1

O Pulso 1 é composto predominantemente por sienitos ultrapotássicos, com razões $K_2O/Na_2O > 2$ e $MgO > 3\%$ peso. Possui composições menos diferenciadas e enriquecidas em álcalis que os demais pulsos, mantendo, no entanto, o caráter alcalino saturado em sílica. Os padrões de ETR mostram concentrações mais baixas de ETRL que os demais pulsos, sendo, no entanto, muito semelhantes, o que sugere uma fonte levemente empobrecida em ETRL para o mesmo. No Pulso 1, o Nb, Zr, U, Th e ETRL, atingem os menores valores, em relação aos outros pulsos, porém os padrões de todos pulsos, ilustrados nos diagramas multi-elementares normalizados pelos condrito (Figuras 5.9 e 5.10), são paralelizados e coerentes com rochas cogenéticas ou comagmáticas. Stabel *et al.* (2001) demonstraram que as biotitas deste pulso são, segundo a classificação do diagrama Al vs Mg (Nachit *et al.* 1985), de magmas subalcalinos magnesianos, campo onde plotam, em geral as biotitas das séries ricas em K, enquanto as dos pulsos 2 e 3 são típicas do magmatismo alcalino. O piroxênio do Pulso 1 é classificado como diopsídio, enquanto nos demais pulsos predomina a augita. Stabel *et al.* (2001) observam

ainda que a evolução composicional dos piroxênios e dos anfibólios, de hornblenda magnesiana a edenita, é similar aos descritos na Associação Shoshonítica de Lavras do Sul e no Maciço de Santanópolis, também de afinidade shoshonítica (Conceição *et al.* 1997).

O Pulso 1 apresenta dois grupos de amostras com diferentes conteúdos de álcalis, conforme ilustrado no diagrama TAS e R1-R2 (Figuras 5.1 e 5.6), no entanto com razões dos elementos HFSE (Zr/Nb, Th/Yb, Ti/Yb, Zr/Y, etc.) semelhantes. O mesmo ocorre nos diagramas multielementares de elementos traços e terras raras. Assim, interpreta-se que estes dois grupos representam variações composicionais de um mesmo magma parental, ultrapotássico, causadas por processos de segregação e acumulação de minerais pelo fluxo magmático.

Miller *et al.* (1999), ao revisarem Foley *et al.* (1987), definiram três grupos de rochas ultrapotássicas, utilizando os critérios de $K_2O > 3\%$ peso, $MgO > 3\%$ peso e $K_2O/Na_2O > 2$, (i) lamproítos anorogênicos, intraplaca, (ii) Kamafugitos – rochas sem feldspatos com feldspatoides, olivina, clinopiroxênio, flogopita e melilita - associados com riftes continentais, (iii) rochas ultrapotássicas pós-colisionais sucedendo o fechamento de bacia oceânica. A maior parte dos enclaves lamprofíricos e das rochas menos diferenciadas ($SiO_2 < 60\%$ peso) do Pulso 1 do MSP representariam, portanto, magmas ultrapotássicos pós-colisionais do grupo iii.

Na classificação de ambientes geotectônicos de Müller *et al.* (1992) (Figuras 5.17 e 7.3), utilizando diagramas binários e ternários com elementos maiores e traços, as amostras do Pulso 1 e dos enclaves plotam juntas nos campos de arcos continentais e pós-colisionais. A fonte do magma que gerou o Pulso 1 é semelhante à do magma lamprofírico, ambos ultrapotássicos.

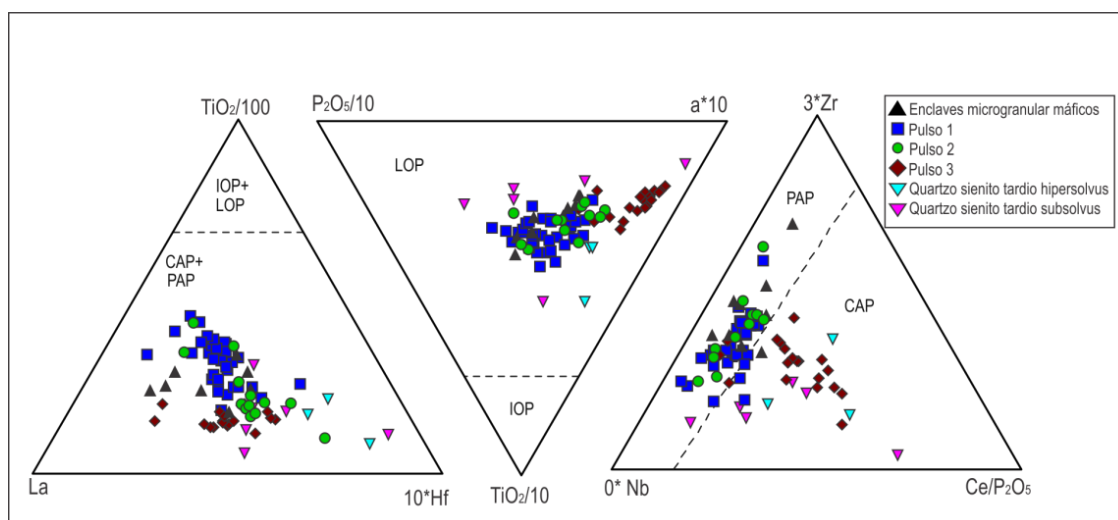


Figura 7.3 - Distribuição das amostras do MSP no diagrama de classificação geotectônica de Müller *et al.* (1992).

7.5.3 Pulsos 2 e 3

A classificação das rochas dos pulsos 2 e 3 com base em parâmetros químicos indica composições equivalentes a sienitos, quartzo sienitos e quartzo monzonitos no Pulso 2; enquanto o Pulso 3 mostra composições de quartzo monzonitos e granitos. Cálculos normativos CIPW demonstram a predominância de feldspato alcalino sienitos subaluminosos no Pulso 2, e de quartzo sienitos metaluminosos no Pulso 3. O caráter alcalino saturado em sílica, o elevado conteúdo de K_2O (c.a. 5-8 %peso), os conteúdos muito elevados de Sr, Ba e Rb, os padrões de ETR regulares e constantes e as razões $K_2O/Na_2O < 2$ classificam as rochas dos pulsos 2 e 3 como shoshoníticas ou potássicas (Le Maitre 2002), embora os teores de Sr e Ba sejam mais altos que os descritos normalmente em séries shoshoníticas, aproximando-se daqueles referidos nas séries ultrapotássicas.

As composições modais configuram *trends* de sienitos a quartzo sienitos ou feldspato alcalino quartzo sienitos, compatíveis com a evolução normal das séries alcalinas sódicas ou ultrapotássicas, como sugerido em Lameyre & Bowden (1982) e Plá Cid *et al.* (2000). As rochas shoshoníticas constituintes dos pulsos 2 e 3 aproximam-se composicionalmente de associações de mesma afinidade, idade neoproterozoica e caráter colisional a pós-colisional, descritas no nordeste do Brasil (e.g. Silva Filho *et al.* 1993, Guimarães & Silva Filho 1998, Guimarães *et al.* 1998; Plá Cid *et al.* 1999, Campos *et al.* 2002). Conceição *et al.* (2000), Paim *et al.* (2002)

e Rios *et al.* (2007), entre outros, descrevem associações shoshoníticas-ultrapotássicas semelhantes, de idade paleoproterozóica, na Bahia. Diversos trabalhos as têm reportado no sul e sudeste do país (Janasi *et al.* 1993, Carvalho *et al.* 2014). Comparativamente, as associações shoshoníticas-ultrapotássicas do nordeste brasileiro e as da Bahia possuem mais termos sieníticos que a ASLS por extenso, onde predominam as plutônicas monzoníticas a quartzo-monzoníticas. Este aspecto o MSP se aproxima em termos litológicos das associações do nordeste e Bahia.

7.5.4 Quartzo Sienitos Tardios

As amostras de rochas com SiO₂ superior a 67% peso plotam no diagrama R1R2 nos campos de granitos e álcali granitos. As rochas vinculadas principalmente ao Pulso 3 são *hipersolvus*, enquanto as *subsolvus* podem ser relacionadas aos pulsos 1 e 2. A maior parte das amostras é metaluminosa, passando a peraluminosa nos tipos mais diferenciados e *subsolvus*.

Os valores maiores que 9 de (K₂O + Na₂O), os elevados teores de HFSE, bem como as razões (10000*Ga)/Al maiores que 3 fazem com que as rochas *hipersolvus* sejam classificadas como do tipo A, segundo os critérios sugeridos por Whalen *et al.* (1987) e discutidos por Nardi & Bitencourt (2009). Suas razões Nb/Y relativamente elevadas as classificam como A1 (Eby 1992), aproximando-se das rochas graníticas derivadas de magmas com pouca ou nenhuma influência de fontes afetadas pela subducção. As razões FeO_v/MgO menores que 8 indicam caráter mais oxidado dos magmas em relação aos típicos de rochas do tipo A. Os padrões de ETR e de elementos representados nos *spidergrams* (Figuras 5.9 e 5.10) dos quartzo sienitos do Pulso 1 são regulares e muito semelhantes aos dos tipos *subsolvus* dos pulsos 1 e 2.

Os tipos *subsolvus*, vinculados aos pulsos 1 e 2, mostram composições mais diferenciadas, como ilustra o diagrama R1R2. São peraluminosos e mais empobrecidos em elementos traços como ETR leves e médias e HFSE. O grau de oxidação e os elevados teores de álcalis, no entanto, se mantêm semelhantes aos do Pulso 1.

Os quartzo sienitos *hipersolvus*, predominantemente associados ao Pulso 3, representam líquidos evoluídos principalmente por cristalização fracionada do

magma parental do Pulso 3. Por outro lado, os quartzos sieníticos *subsolvus* podem representar líquidos mais evoluídos dos magmas parentais dos pulsos 1 e 2 com maior aH₂O, talvez causada por decompressão, como sugerido pelas texturas de reabsorção parcial, resultando no caráter frequentemente *subsolvus*, conforme sugerido por Nardi *et al.* (2008). Admite-se, no entanto, que os tipos *subsolvus* possam, alternativamente, representar líquidos fortemente afetados por contaminação de fusões crustais, que ocasionariam o aumento da aH₂O e da peraluminosidade, e o empobrecimento em elementos traços, tornando-os, no que diz respeito aos padrões destes elementos, diferentes de granitos do tipo A. Os quartzos sieníticos *subsolvus* mostram temperaturas de cristalização do zircão (T_{Zr}), calculadas pelas curvas de saturação de Watson & Harrison (1983), próximas de T_{solidus} (736°C), enquanto os *hipersolvus* têm T_{Zr} de ca. 846°C.

Comparando as amostras dos quartzos sieníticos tardios nos *spidergrams* normalizados por valores correspondentes aos de granitos de cadeia mesoceânica (Figura 7.4) observa-se para a maior parte dos elementos, particularmente HFSE (Zr, Nb, Hf), que os valores se aproximam dos encontrados nos granitos do Terciário escocês – Mull e Skye, embora diverjam destes pelos mais elevados teores de LILE, e mais baixos valores de ETRP e Y. Os magmatismos de Mull e Skye são tidos como intraplaca, com crosta continental pouco espessa ou adelgada em ambientes extensionais (Pearce *et al.* 1984) e a origem dos granitos é relacionada com a diferenciação de magmatismo toleítico e fusão de crosta granulítica (Kerr *et al.* 1995).

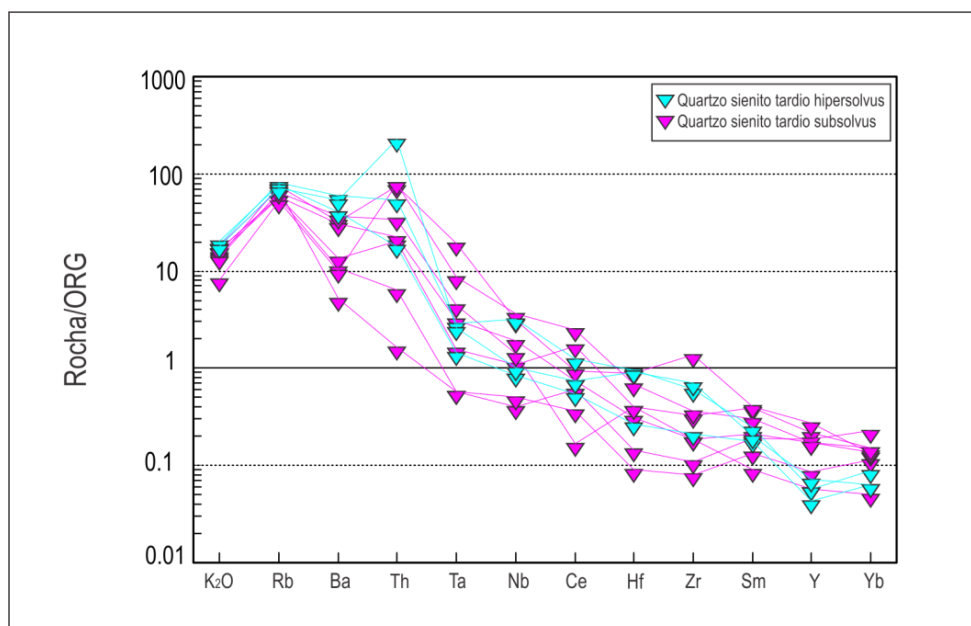


Figura 7.4 - Padrões de elementos incompatíveis das amostras dos quartzos sienitos tardios *subsolvus* e *hipersolvus*, normalizados pelos valores ORG de Pearce *et al.* (1984).

7.5.5 Relações Entre Pulsos

As composições dos pulsos 1, 2 e 3 são, de modo geral, coerentes com os modelos de cristalização fracionada ou de fusão de uma mesma fonte. Os *trends* nos diagramas de Harker (Figura 5.5) para os elementos maiores compatíveis aproximam-se de curvas hiperbólicas. Neste caso, optou-se por interpretá-los como decorrentes de fusões de fontes com composições similares, variando possivelmente a taxa de fusão. A hipótese da variação da taxa de fusão explicaria o menor grau de diferenciação do Pulso 1, que representaria a maior taxa de fusão entre os três pulsos.

Cálculos de balanço de massa utilizando as composições médias dos pulsos 1 e 2 sugerem que magmas do tipo Pulso 2 poderiam ser produzidos a partir de magmas do tipo Pulso 1 pela cristalização fracionada de paragênese com aproximadamente 25% Di + 10% Hb + 30% Bio + 20% Lab + 12% Kfelds + 2,5% Ap, para uma fração de 70% de líquido remanescente. Um modelo similar foi proposto por Nardi *et al.* (2008) que admitiram o magma equivalente ao Pulso 1 como o parental dos demais pulsos. Tendo-se em conta, no entanto, o avanço dos trabalhos de campo e a aquisição de maior número de dados químicos, além dos dados geocronológicos, optou-se por tratar os pulsos como não comagmáticos. Desta

forma, a hipótese de cogeneticidade entre os pulsos foi utilizada de modo a explicar a coerência dos padrões geoquímicos das amostras dos três pulsos, dos enclaves lamprofíricos e das rochas quartzo sieníticas tardias associadas, como decorrentes de fonte comum ou de composições similares.

7.5.5.1 Relação dos Quartzo Sienitos Tardios com os Pulsos

Os quartzo sienitos tardios *subsolvus* têm sido, por vezes, interpretados como possíveis injeções do Granito Encruzilhada; entretanto, eles diferem composicionalmente deste como descrito por Jacobs *et al.* (2018). As amostras de granitos do GE com grau de diferenciação similar possuem teores mais altos de HFSE, razões $K_2O/Na_2O < 2$, e baixos teores de Sr (<250 ppm).

Examinou-se também a possibilidade dos quartzo sienitos tardios de mais baixa T constituírem produto de fusão parcial dos próprios sienitos e quartzo sienitos encaixantes. Com base nos diagramas de fusões experimentais para sistemas próximos da composição das rochas quartzo sieníticas do MSP, sob pressões em torno de 2 kbar, saturadas em H_2O , estimou-se que os produtos da fusão parcial das rochas sieníticas do MSP dariam composições com plagioclásio (c.a. 40% vol.) e feldspato potássico (30% vol.). Portanto, se esperaríamos rochas com razões $K_2O/Na_2O < 1$, fortemente empobrecidas em elementos como Sr e Ba e com forte anomalia negativa de Eu, já que seriam produzidos deixando resíduo sólidos formados majoritariamente por feldspato alcalino.

7.5.6 Fontes dos Magmas

A associação de rochas potássicas ou ricas em K e magmas lamprofíricos – lamproítos, espessartitos e minetes – é reconhecida por diversos autores, bem como a sua frequente relação com rochas sieníticas e monzoníticas (e.g. Civetta *et al.* 1981, Venturelli *et al.* 1984, Thompson & Fowler 1986, Da Silva Filho *et al.* 1987). As associações shoshoníticas frequentemente têm entre seus termos menos evoluídos lamprófiros do tipo espessartitos, enquanto os minetes são mais abundantes nas associações sieníticas, onde as razões K_2O/Na_2O tendem a valores maiores que 2, muitas vezes caracterizando séries ultrapotássicas saturadas em sílica e mesmo subsaturadas com a presença de lamproítos portadores de leucita (Conticelli *et al.*

2009). Estas tendem a ocorrer em ambientes com menor influência das modificações geradas no manto por efeito de subducção oceânica, enquanto as saturadas em sílica predominam onde estes efeitos se fazem presentes (Avanzinelli *et al.* 2009). As relações entre essas associações são frequentes, bem como as transições entre as mesmas, o que fez muitos autores optarem por não distingui-las (Rogers 1992).

A derivação de líquidos sieníticos por cristalização fracionada de magmas lamprofíricos tem sido admitida em diversos magmatismos sieníticos como os da região de Elkhead Mountains, Colorado e no Cinturão Granítico de Itu, no sudeste brasileiro (Janasi *et al.* 1993, Leat *et al.* 1988, Melzer & Foley 2000). Rios *et al.* (2007) descrevem a associação de magmas lamprofíricos e sieníticos, com razões K_2O/Na_2O entre 1 e 2,5, no Pluton Sienítico Morro do Afonso, pós-colisional, de idade Paleoproterozoica na Bahia. Os magmas sieníticos seriam derivados por cristalização fracionada dos magmas lamprofíricos ultrapotássicos, que originalmente seriam lamproíticos, mas com composição modificada por contaminação crustal.

Estudos anteriores no MSP, com base em química mineral e cálculos com coeficientes de partição (Plá Cid *et al.* 2005) descartam este modelo de geração dos magmas sieníticos a partir dos lamprofíricos. A presença de leves anomalias negativas de Eu em praticamente todas as amostras estudadas sugere que mesmo as rochas do Pulso 1 foram geradas após fracionamento de feldspatos, ou provêm de fontes empobrecidas neste elemento, em relação aos demais ETR. A evolução por cristalização fracionada a partir de magmas lamprofíricos tenderia a gerar anomalias positivas de Eu devido à ausência de feldspatos no fracionado. Conforme Nardi *et al.* (2007) apontam, a composição de elementos traços das rochas sieníticas também não é coerente com sua evolução por cristalização fracionada de magmas parentais lamprofíricos.

Muitos autores admitem, no entanto, que fusões sieníticas podem ser geradas diretamente do manto (e.g. Conceição *et al.*, 2000, Plá Cid *et al.* 2000, 2003, Nardi *et al.* 2007, 2008, Weaver *et al.* 2013, Carvalho *et al.* 2014), proposição fundamentada em experimentos discutidos por Conceição & Green (2004). Este último trabalho descreve experimentos de fusão com flogopita pargasita lherzolitos a pressões de 1 GPa na ausência de água, obtendo fusões com composição de

traquiandesitos contendo 3% de água para taxa de ca. 5% de fusão, e andesito basáltico com 4,5 % de água para ca. 8% de taxa de fusão.

Plá Cid *et al.* (2012) descrevem os lamprófiros associados ao monzonito shoshonítico Gameleira, no núcleo de Serrinha, nordeste brasileiro. Diopsídio, pargasita, apatita e mica constituem os fenocristais em rochas de composição básica, representativas de magma primário proveniente de uma fonte mantélica afetada por subducção enriquecida em anfibólio, clinopiroxênio e apatita. Afirmam ainda que os lamprófiros ultrapotássicos associados aos sienitos do Morro do Afonso são provavelmente derivados da fusão de fontes enriquecidas em clinopiroxênio, flogopita e apatita. Nesta mesma linha de interpretação Maria & Luhr (2008) atribuem a geração de magmas cálcio-alcálico alto-K, lamprófiros espessartíticos, minetes e basanitos no Cinturão Vulcânico Mexicano a fusão parcial de peridotitos cortados por veios de flogopita piroxenitos; os lamprófiros representariam a fusão em maior grau dos veios e o magmatismo basanítico seria produto da diluição destas em fusões dos peridotitos encaixantes, quando estas tornam-se largamente predominantes o magmatismo assume características subalcalinas, cálcio alcalino alto-K. Prelevic *et al.* (2012) assumem também que lamprófiros são produtos da fusão de domínio extremamente metassomatizados, isto é, onde existiriam abundantes venulações com flogopita piroxenitos ou similares. Guo *et al.* (2006) descrevem o magmatismo potássico-ultrapotássico da região norte do Platô Tibetano, com idades de 54Ma até a atualidade, como de afinidade shoshonítica e de caráter pós-colisional. Está espacialmente associado com grandes falhamentos do tipo *strike-slip*, de empurrão (thrust faults) e bacias do tipo pull-apart. As fontes são astenosféricas com contaminação principalmente por sedimentos subductados durante a convergência Índia-Ásia. Os autores sugerem que os magmas parentais (MgO > 6 %peso) representam taxas de fusão parcial do manto variando entre 0,1 e 15% e que os magmas com menor conteúdo de MgO evoluíram por processos AFC. Modelamentos com base em elementos traço (Williams *et al.* 2004) sugerem que as vulcânicas shoshoníticas do norte do Platô Tibetano, correspondem a fusões de 3 a 4% de flogopita peridotitos. Vulcânicas latíticas descritas pelos autores na localidade de Kunlun (ca. 5Ma) mostram valores das razões iniciais de ϵ_{Nd} (-5,0 a -5,8) e $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,707892 a 0,708179), que, juntamente com os padrões de elementos maiores e traços, sugerem que os magmas latíticos são produto da fusão do manto

litosférico subcontinental metassomatizado por fluídos relacionados com a subducção (Williams *et al.* 2004).

A exemplo dos casos descritos acima os magmas sieníticos parentais do MSP são interpretados como primários. As rochas do MSP são enriquecidas nos elementos LILE, como observado no alto conteúdo de Ba, Sr e Rb. Por outro lado, as rochas são empobrecidas em alguns elementos HFSE, como Nb, Y e Hf (Figuras 5.11, 5.12 e 5.13; Anexo I). Estas características são tipicamente associadas a magmas produzidos por fusão de manto enriquecido pós-subducção (Pearce & Cann 1973, Pearce & Norry 1979, Green 1980). Os teores de Cr e Ni são relativamente baixos em relação às fusões de peridotitos; no entanto, este enriquecimento não é observado quando da fusão de flogopita piroxenitos devido à maior quantidade de olivina e piroxênio no resíduo sólido.

Os teores de Nb do Pulso 1 assemelham-se aos descritos para magmas produzidos em fontes afetadas por subducção, enquanto os dos demais pulsos aproximam-se das fusões de manto pouco ou nada afetado por tais processos.

Em diversos diagramas (Figuras 5.3, 5.14, 5.15 e 5.16) utilizando tanto elementos traços ou razões entre eles, as amostras dos EMM e dos três pulsos do MSP plotam nos mesmos campos, o que sugere que seus magmas parentais provavelmente provêm de fontes de mesma composição e que foram gerados por mecanismos similares. A mesma indicação é confirmada pelo paralelismo dos padrões de elementos incompatíveis em *spidergrams* ou mesmo dos padrões de ETR normalizados pelos valores condríticos. Além disso, observando-se diferentes fontes mantélicas com fatores de normalização dos padrões de elementos incompatíveis, a fonte que possui os valores mais próximos dos encontrados no MSP é a do tipo OIB. Nas demais EMORB, NMORB, MORB, Manto primitivo, o grau de enriquecimento, particularmente dos elementos LILE chega a ser de 10 a 100 vezes maior que os dos padrões, enquanto na relação com o padrão OIB esses valores variam de 1 a 10. De todo modo, há um nítido enriquecimento dos elementos LILE e ETRL que possivelmente retrata menores taxas de fusão e a provável presença de flogopita relativamente abundante na fonte mantélica.

As razões propostas por Weaver (1991) para a caracterização de fontes magmáticas mantélicas, calculadas para as rochas menos diferenciadas do Pulso 1 e dos EMM (SiO₂ <60 %peso) indicam que as fontes de ambos magmas eram altamente enriquecidas em elementos LILE (K, Ba, Rb), ETRL (La) e Th, além de

serem empobrecidas em Nb com relação ao Zr, resultando em valores para a razão Zr/Nb semelhantes aos da crosta continental ou ao manto primordial (Tabela 7.2). Os valores muito diferentes dos típicos das fontes NMORB, OIB (HIMU, EMI, EMII), sugerem um tipo particular de fonte onde o K adquire grande importância, apontando para a hipótese de manto venulado com flogopita, conforme discutido anteriormente.

Tabela 7.2 - Tabela com as razões propostas por Weaver (1991) para a caracterização de fontes magmáticas mantélicas, calculadas para as rochas menos diferenciadas do Pulso 1 e dos EMM (SiO₂ <60 %peso).

FONTES	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Ba/Th	Rb/Nb	K/Nb	Th/Nb	Th/La	Ba/La
Manto primordial	14,8	0,94	9	77	0,91	323	0,117	0,125	9,6
N-MORB	30	1,07	4,3	60	0,36	296	0,071	0,067	4
OIB HIMU	4,09	0,72	5,57	63,52	0,37	137,84	0,09	0,12	7,78
EM1 OIB	6,68	0,98	14,6	125,96	1,01	316,16	0,11	0,11	14,97
EM2 OIB	5,98	0,98	9,57	73,66	0,73	287,69	0,13	0,14	9,92
Crosta continental	16,2	2,2	54	124	4,7	1341	0,44	0,204	25
MSP Pulso 1	11	4	167	184	15	2897	0,93	0,24	44,2
MSP Enclaves	16	9	220	313	16	2830	0,74	0,06	24,9

Condie (2015) propõe a discriminação de fontes mantélicas do tipo cunha do manto hidratado (HM), manto empobrecido (DM) e manto astenosférico enriquecido por processos tipo delaminação ou plumas (EM), com base nas razões Nb/Th e Zr/Nb. Comparando os valores referidos por aquele autor com as observadas nos magmas menos diferenciados do MSP (SiO₂ ca. 57%peso), constata-se semelhança com as fontes tipo HM, sugerindo assim, em acordo com as demais evidências discutidas previamente, que os magmas parentais do MSP foram produzidos de cunha do manto modificada por subducção prévia.

Pode-se concluir que os dados geoquímicos indicam que tanto os magmas lamprofíricos como os dos três pulsos formadores do MSP provêm de fontes mantélicas afetadas por subducção prévia, provavelmente constituída de peridotitos venulados por flogopita ± pargasita piroxenitos. Os quatro pulsos magmáticos, considerando-se o lamprofírico como contemporâneo ao Pulso 1, representam produtos de diferentes taxas de fusão do manto venulado, com a flogopita predominando como componente do magmatismo lamprofírico. Com base nos experimentos de Conceição & Green (2000, 2004) pode-se supor taxas de fusão para os magmas parentais sieníticos da ordem de 5-6%, embora se mantenha a ressalva de que os processos de fusão mantélica associados ao MSP seriam bem mais profundos (ca. 3-5GPa) que os simulados experimentalmente.

Os dados de isótopos dos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd apresentam valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ entre 0,706 e 0,710 e $\epsilon_{\text{Nd}(t)} \approx -9$. Estes parâmetros isotópicos indicam similaridade do MSP com outras ocorrências alcalino-potássicas, como as referidas por Lima & Nardi (1998a), Santos *et al.* (2000) e Carvalho *et al.* (2014), todas interpretadas como provenientes de magmas gerados em porções do manto enriquecido por subducção prévia.

7.5.7 Correlação com Rochas Shoshoníticas do Escudo Sul-riograndense e extrato temporal do magmatismo shoshonítico no sul do Brasil

A Associação Shoshonítica Lavras do Sul (ASLS) com idades entre 603 e 587 Ma (Liz *et al.* 2009b), e idade final de ocorrência ca. 565 Ma (comunicação pessoal Lauro Nardi) em diques monzoníticos tardios, seria a manifestação de fonte mantélica metassomatizada durante subducção anterior, sugerida por Lima & Nardi (1998a), similares às do MSP. As idades semelhantes entre a ASLS e o MSP, sugerem que são ocorrências relacionadas ao mesmo evento geotectônico, com a ASLS ocorrendo mais a oeste em relação ao posicionamento do MSP. A ASLS representa um magmatismo pós-colisional relacionado com ambiente distensivo (Nardi & Lima, 1985). Inclui uma grande variedade de rochas intrusivas e extrusivas, desde rochas básicas a ácidas e, segundo Liz (2008), pode ser considerada como um dos exemplos mais completos de magmatismo shoshonítico. Conforme Nardi & Lima (1985) os termos graníticos da ASLS são interpretados como derivados do magma parental por cristalização fracionada. Lima & Nardi (1998a) descrevem que a relação de alto conteúdo de Sr e Ba, moderado conteúdo de Nb e Zr e outros HFSE, assim como o enriquecimento de ETRL, sem anomalia de Eu, são características distintivas para a identificação das rochas graníticas shoshoníticas e correlação com os termos menos diferenciados da ASLS. As rochas do MSP apresentam características geoquímicas muito semelhantes às da ASLS, o que reforça a hipótese de correlação entre ambas e de uma mesma fonte mantélica metassomatizada constituída por peridotitos contendo flogopita.

O PAS, situado a poucos quilômetros do MSP, possui texturas, composição mineralógica e dados geocronológicos (Padilha *et al.*, 2019; Philipp *et al.*, 2002) que permitem correlacioná-lo com o MSP e, portanto, com a ASLS. Possui variação

composicional de quartzo-sienitos a monzogranitos, todos contendo enclaves lamprofíricos e dioríticos. É interpretado como pós-colisional e geoquimicamente associado à série shoshonítica. A presença de foliação de fluxo magmática preservada sugere posicionamento em ambiente distensivo. A relação com os enclaves dioríticos é mais evidente no PAS do que no MSP, apresentando locais com feições de mistura. As litologias do PAS são classificadas como sienitóides com quartzo, podendo ser correlacionados com os termos do Pulso 3 do MSP, que são quartzo sienitos. Padilha *et al.* (2019) apresentam para o PAS idade de cristalização U-Pb em zircão de ca. 578 Ma (LA-MC-ICP-MS). As rochas do PAS e do Pulso 3 do MSP, ambos de afinidade shoshonítica, poderiam estar relacionadas à mesma fonte mantélica; ou ainda representarem um corpo contínuo, com base nas idades muito próximas, separado pela intrusão do GE.

O Pulso 1 (609 Ma) do MSP de afinidade ultrapotássica, seria a primeira manifestação da produção de fusões a partir de fontes mantélicas ricas em flogopita, seguida dos pulsos 2 (603 Ma) e 3 (588-584 Ma) de afinidade shoshonítica, que representam fusões de um mesmo manto enriquecido, com variações nas taxas de fusão e/ou abundância de flogopita na fonte. Todas estas ocorrências se manifestam em ambiente pós-colisional com progressivo decréscimo da influência da subducção nas fontes mantélicas do Pulso 1 para o Pulso 3.

Conforme Knijinik (2018) o Granodiorito Cruzeiro do Sul com idade U-Pb em zircão de 636 ± 4 Ma representaria o magmatismo shoshonítico precoce gerado no início do Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro, estabelecido após a colisão principal do Ciclo Brasileiro-Pan-africano. No entanto, este magmatismo pode não representar uma diferenciação a partir de magmas shoshoníticos e, sim, ser produto de fusão crustal sob condições de alta pressão ou elevada atividade de água como admitido para granitoides alto Ba e Sr (Bitencourt & Nardi 2004, Lara *et al.* 2017). Desta forma não representaria um magma da série shoshonítica “*sensu stricto*”.

CAPÍTULO 8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base nos dados e discussões apresentados ao longo deste trabalho, algumas considerações podem ser feitas para o Maciço Sienítico Piquiri.

O MSP é um corpo multi-intusivo constituído por 3 pulsos magmáticos, que resultam numa relação temporal decrescente da borda para o centro do corpo. O Pulso 1 representa as rochas menos diferenciadas com composições predominantemente sienítica. Variações para quartzo sienito e feldspato alcalino quartzo sienito ocorrem na porção mais externa do pulso, em contato com as rochas encaixantes. Esse pulso possui relação de mistura com lamprófiro, contendo enclaves do mesmo. O Pulso 2 com maior área aflorante, é composto por feldspato alcalino sienitos e feldspato alcalino quartzo sienitos. Este pulso intrude o Pulso 1 e possui fragmentos do mesmo com variados níveis de retrabalhamento. O Pulso 3 é composto por quartzo sienitos e intrude as rochas do Pulso 2. Contém fragmentos do Pulso 1 e provavelmente do Pulso 2, também com níveis de retrabalhamento distintos. Todos os pulsos apresentam localizadamente injeções de quartzo sienitos tardios *subsolvus* ou *hipersolvus*. As relações de intrusão entre os pulsos, as idades U/Pb em zircões, os resultados existentes de ASM e modelagem geológica 3d são evidências para o *modus* construtivo por múltiplos pulsos para o MSP.

O MSP possui foliação de fluxo ígnea bem desenvolvida, marcada principalmente pela orientação de forma de cristais de feldspato alcalino, em geral acompanhada pelo alinhamento de minerais máficos e enclaves microgranulares máficos. Nos termos de borda a foliação torna-se menos evidente, assim como nos termos centrais do corpo. A trama planar acompanha o contato do MSP com suas encaixantes, variando o mergulho da borda para o centro, de alto para sub-horizontal respectivamente. A fraca foliação de borda, tornando-se mais desenvolvida para o centro do corpo, associado à morfologia semi-circular em planta e a ausência de deformação no estado sólido, sugerem o posicionamento do pluton em ambiente extensional.

As litologias do Pulso 1 que resfriam contra as encaixantes, também geram localizadamente metamorfismo de contato sobre pendentes de teto de rochas do CVC e CMP. A concentração de voláteis no magma do Pulso 1 causa brechas magmáticas nas rochas encaixantes, injeções de descompressão e amígdalas, indicando posicionamento da intrusão em epizona.

O magma do Pulso 1 coexistiu, próximo de sua fonte, com um magma lamprofírico e este conjunto teve sua ascensão de forma rápida, baseado nas evidências de concentração de fluídos e K preservado na estrutura dos clinopiroxênios presentes nos enclaves lamprofíricos. O magma do Pulso 2, sem evidências de presença de fluídos elevada, teve ascensão mais lenta. A relação deste pulso com enclaves lamprofíricos, sempre concentrados em regiões de fragmentos do Pulso 1, sugerem que não houve coexistência entre eles. São “xenólitos” do Pulso 1 que contêm enclaves lamprofíricos, sendo retrabalhados pelo fluxo magmático do Pulso 2. Para o Pulso 3 assume-se a mesma interpretação dada ao Pulso 2 com relação aos enclaves lamprofíricos e fragmentos do Pulso 1, no entanto em menor quantidade.

As idades neoproterozoicas posicionam o MSP em estágio tardi pós-colisional do Ciclo Brasileiro. Estas idades associadas a dados existentes da morfologia remanescente de condutos dos pulsos 1 e 2 em forma cônica, idades de rochas graníticas sin-tectônicas a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu e da Bacia do Camaquã, restringem o posicionamento dos pulsos 1 e 2 à componente transtrativa de uma zona de cisalhamento transcorrente dextral adjacente ao MSP na região leste. Em relação à época de intrusão do Pulso 3 é proposto que tenha ocorrido a partir de regiões profundas de falhas, após o término da atividade da zona de cisalhamento. Esta configuração para a intrusão do Pulso 3 marcaria a diminuição das tensões regionais e consequente direcionamento ao início de cratonização da região do Bloco Encruzilhada.

As rochas do Pulso 1 e enclaves lamprofíricos representam magmas ultrapotássicos que coexistiram em condições mantélicas e foram gerados por fontes semelhantes, ricas em K, metassomatizadas por subducção prévia. As rochas dos pulsos 2 e 3 representam magmas shoshoníticos, também gerados por fontes similares as do Pulso 1 e lamprófiros, com taxas de fusões maiores ou variação na quantidade de K da fonte. O manto metassomatizado seria peridotítico, venulado por flogopita ± pargasita piroxenito. Os dados isotópicos e geoquímicos reforçam a hipótese de fonte mantélica metassomatizada com enriquecimento de elementos LILE e ETRL. Cristalização fracionada e assimilação crustal foram identificados somente na diferenciação individual de cada pulso.

A história evolutiva de geração dos magmas do MSP e posicionamento em epizona segue o seguinte esquema, conforme Figura 8.1: No primeiro momento os

magmas do Pulso 1 e lamprofírico são gerados no manto venulado rico em flogopita, e se misturam heterogeneamente ainda no manto (Figura 8.1a). Segue-se o segundo momento, quando os magmas ultrapotássicos do Pulso 1 e lamprofírico, ascendem rapidamente, se posicionando em ambiente transtrativo e englobando inúmeros fragmentos de rochas encaixantes, com cristalização em $609,3 \pm 1,5$ Ma; é gerado o magma shoshonítico do Pulso 2 a partir de fontes mantélicas similares as do Pulso 1, com taxa de fusão maior ou alteração na quantidade de flogopita fundida do manto (Figura 8.1b). O terceiro momento inicia quando o magma shoshonítico do Pulso 2 se posiciona ainda em zona transtrativa, intrudindo e englobando inúmeros fragmentos do Pulso 1, cristalizando em $603,4 \pm 3,9$ Ma (Figura 8.1c). O último momento inicia com o posicionamento do magma shoshonítico do Pulso 3, também gerado a partir de fontes mantélicas intrudindo os pulsos 2 e 1 durante a diminuição das tensões regionais, através de zonas de falhas; a cristalização inicia em $588,8 \pm 3,1$ Ma, se estende até $584,2 \pm 1,8$ Ma com diferenciação *in situ* (Figura 8.1d).

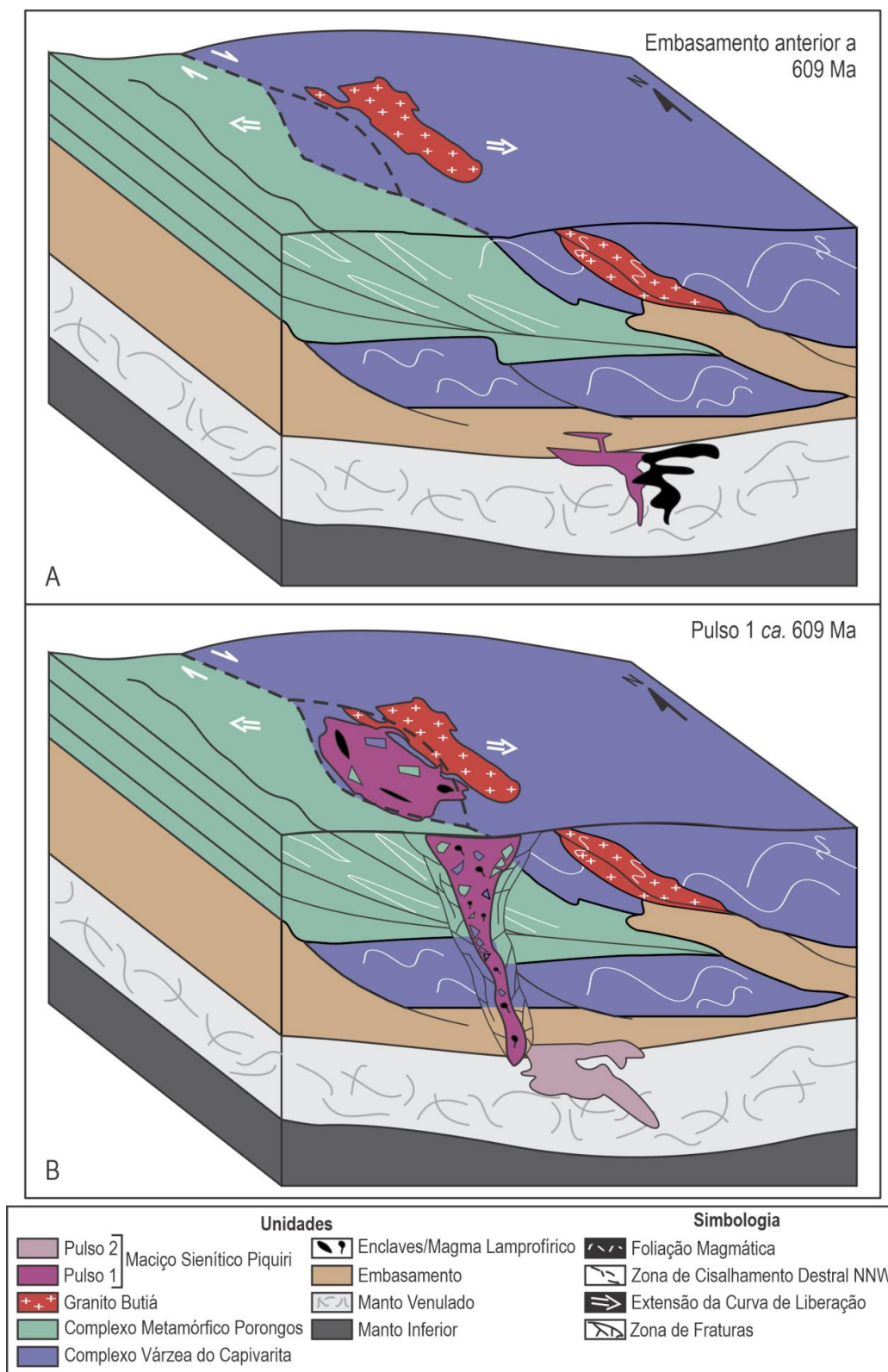


Figura 8.1 A e B - Bloco diagrama da história evolutiva de geração dos magmas do Maciço Sienítico Piquiri. **(A)** geração dos magmas ultrapotássicos do Pulso 1 e lamprofírico no manto venulado, anterior a 609 Ma. **(B)** rápida ascensão dos magmas ultrapotássicos do Pulso 1 e lamprofírico, com posicionamento em zona transtrativa e cristalização em ca. 609 Ma. Geração do magma shoshonítico do Pulso 2.

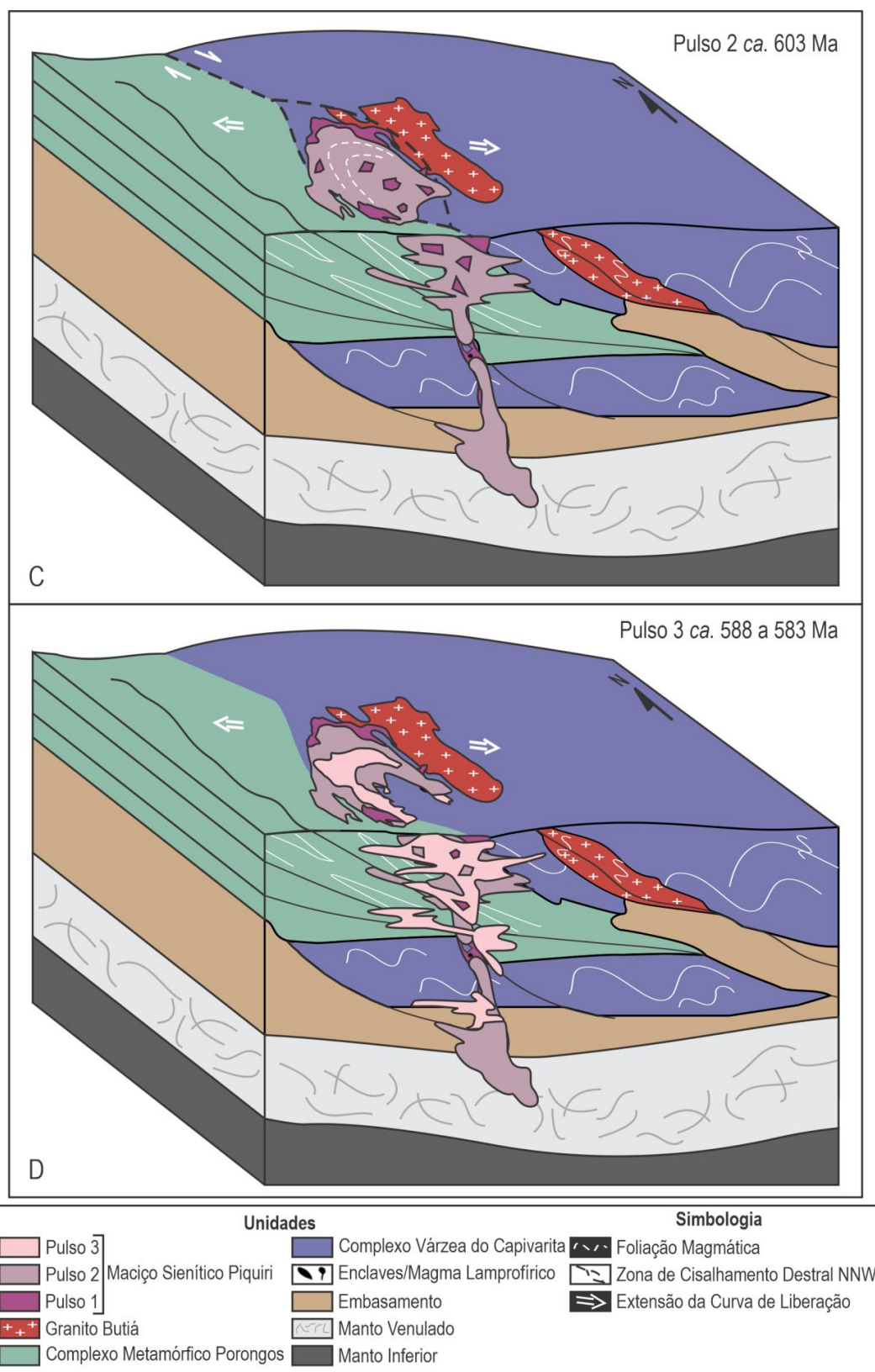


Figura 8.1 C e D - Bloco diagrama da história evolutiva de geração dos magmas do Maciço Sienítico Piquiri. **(C)** posicionamento do magma shoshonítico do Pulso 2 em zona transtrativa, intrudindo as rochas do Pulso 1. Cristalização em ca. 603 Ma. **(D)** posicionamento do magma shoshonítico do Pulso 3 através de zonas de falhas, intrudindo as rochas dos pulsos 2 e 1. Cristalização em ca. 588 a 583 Ma.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguado, B. V.; Azevedo, M. R.; Nolan, J.; Medina, J.; Costa, M. M.; Corfu, F.; Catalan, J. R. M. 2017. Granite emplacement at the termination of a major Variscan transcurrent shear zone: The late collisional Viseu batholith. *Journal of Structural Geology*. 98:15-37.
- Almeida, F. F. M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *Boletim DNPM/DGM*. Rio de Janeiro. 241. 137p.
- Almeida, R.P. 2005. Tectônica e sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguia Oriental). Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.
- Almeida, D. del P. M.; Chemale Jr, F.; Machado, A. 2012 Late to Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil. In: Al-Juboury. A.I. (Ed.), *Petrology – New Perspectives and Applications*. 73 – 135.
- Archanjo, C.J.; Macedo, J.W.P.; Galindo, A.C.; Araújo, M.G.S. 1998. Brasiliano crustal extension and emplacement fabrics of the mangerite-charnockite pluton of Umarizal, North-east Brazil. *Precambrian Research*. 87: 19-32.
- Avanzinelli, R.; Lustrino, M.; Mattei, M.; Melluso, L.; Conticelli, S. 2009. Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: Significance of carbonated pelitic vs. pelitic sediment recycling at destructive plate margins. *Lithos*. 113: 213–227.
- Ayer, J. A. 1998. The Mafic Minerals of the Falcon Island Ultrapotassic Pluton, Lake of the Woods, Ontario: Progressive Reduction During Fractionation. *Canadian Mineralogist*. 36:49-66.
- Ayer, J.A. 1998. The mafic minerals of the Falcon Island ultrapotassic pluton, Lake of the Woods, Ontario: progressive reduction during fractionation. *Canadian Mineralogist*. 36: 49–66.
- Ayer, J.A., and Davis, D.W. 1997. Late Archean evolution of differing convergent margin assemblages in the Wabigoon subprovince: geochemical and geochronological evidence from the Lake of the Woods greenstone belt, Superior Province, northwestern Ontario. *Precambrian Research*. 81: 155–178.
- Babinski, M.; Chemale, Jr. F.; Van Schmus, W.R.; Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*. 10: 263-274.
- Bailey, S. W. 1984. Classification and structures of the micas. In: Bailey S.W. (ed.) *Micas*. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy. 13:1-12.

- Barbey, P. 2009. Layering and schlieren in granitoids: a record of interactions between magma emplacement, crystallization and deformation in growing plutons. *Geologica Belgica*. 12/3-4: 109-133.
- Barbey, P.; Gasquet, D.; Pin, C.; Bourgeix, A.L. 2008. Ingenious banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: The Budduso pluton (Sardinia). *Lithos*. 104: 147-163.
- Battisti, M. A.; Bitencourt, M. F.; De Toni, G. B.; 7 Lauro Valentim Stoll Nardi, L. V. N.; Konopásek, J. 2018. A structural, petrographic and geochemical study of metavolcanic rocks from the eastern part of Porongos Metamorphic Complex in southern Brazil. (submetido). *In: Geologia estrutural e geoquímica das rochas metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos comparadas aos ortognaisses do Complexo Várzea do Capivarita: um exemplo de intercalação tectônica no sul do Brasil*. 95 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bitencourt, M. F. & Nardi, L. V. S. 2004. The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally derived magmas of shoshonitic affinity from southern Brazil. *Lithos*. 73:1-19.
- 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: IX Simpósio Sul-brasileiro de geologia. II workshop de recursos minerais da região sul, Florianópolis, Santa Catarina. Boletim de Resumos*. v.u. p. 144-144.
- 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. & Nardi, L.V.S. 1993. Late to postcollisional Brasiliano granitic magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 65 (1): 3-16.
- 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.; Nardi, L.V.S.; Florisbal, L.M.; Heaman, L.M. 2015a. Geology, geochronology and petrogenesis of a Neoproterozoic, syntectonic sillimanite-muscovite-biotite granite from southernmost Brazil. *In: 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Florianópolis. Book of Abstracts*, 179-179.
- Bom, F.M.; Philipp, R.P.; Zvirtes, G. 2014. Evolução metamórfica e estrutural do Complexo Várzea do Capivarita, Cinturão Dom Feliciano, Encruzilhada do Sul, RS. *Pesquisas em Geociências*. 41(2):131–153.

- Bonin, B. 1996. A-type granite ring complexes: mantle origin through crustal filters and the anorthosite–rapakivi magmatism connection. In: Petrology and geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts, ULB-MRAC, Bruxelles, p. 201-217.
- Bonin, B.; Azzouni -Sekkel, A.; Bussy, F. & Ferrag, S. 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*.45: 45-70.
- Borba, A. W.; Maraschin, A. J.; Lima Noronha, F.; Casagrande, J; Pimentel Mizusaki, A. M. 2007. Provenance of the sedimentary rocks of the Bom Jardim Group (neoproterozoic, southern Brazil): Evidence from petrography, geochemistry and neodymium isotopes. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. 14(1): 25-42.
- Borba, A. W.; Mizusaki, A.M. P.; Santos, J.O.S.; Neal J. McNaughton, N.J.; Onoe, A.T.; Hartmann, L.A. 2008. U-Pb zircon and $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ K-feldspar dating of syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Marica Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaqua Basin of southern Brazil. *Basin Research*. 20, 359–375, doi: 10.1111/j.1365-2117.2007.00349.x.
- Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P., (ed). *Rare-earth Elements Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier. p. 63-114.
- Brito Neves, B.B. & Cordani, U .G. (1991): Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*. 53: 23-40.
- 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
- Cardoso, V. S. 2019. Modelagem Geológica do Maciço Sienítico Piquiri com Base em Dados Geofísicos. 74p. Trabalho de Conclusão de Curso. Curso de Geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Carraro, C. C.; Gamermann, N.; Eick, N. C.; Bortoluzzi, C. A.; Jost, H. & Pinto, J. F. 1974. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul - Escala 1:1.000.000. Porto Alegre. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. *Pesquisas-Série Mapas*. 29 p.
- Carvalho, B. B. & Janasi, V. A. 2012. Crystallization conditions and controls on trace element residence in the main minerals from the Pedra Branca Syenite, Brazil: An electron microprobe and LA-ICPMS study. *Lithos*. 153 (6): 208-223.
- Carvalho, B.B., Janasi, V.A., Pinto, R.H. 2014. Geochemical and Sr–Nd–Pb isotope constraints on the petrogenesis of the K-rich Pedra Branca Syenite: Implications for the Neoproterozoic post-collisional magmatism in SE Brazil. *Lithos*. 205 (2014) 39–59. doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.016

- Chemale, F.; Philipp, R. P.; Dussin, I. A.; Formoso, M. L. L.; Kawashita, K.; Berttotti, A. L. 2011. Lu–Hf and U–Pb age determination of Capivarita Anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research*. 186: 117–126.
- Civetta, L.; Innocenti, F.; Manetti, P.; Peccerillo, A.; Poli, G. 1981. Geochemical characteristics of potassic volcanics of MtErnici, southern, Latium, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78: 37-47.
- Clarke D. B., McCuisk K.L., Vernon R.H., Maksaev V. & Miller B.V. 2002. The Port Mouton Shear Zone: intersection of a regional fault with a crystallizing granitoid pluton. *Lithos*, 61:141-159
- Coleman, D. S.; Gray, W.; Glazner, A. F. 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology*. 32 (5): 433-436.
- Conceição, H.; Gusmão, C. M. B.; Rios, D. C.; Rosa, M. L. S., Cruz Filho, B.E.; Peixoto, A. A.; Oliveira, L. L.; Marinho, M. M.; Macambira, M. J. B.; Scheller, T. 2000. Stocks de K-sienitos pós-orogênicos com assinatura de subducção e afinidade lamprófica na parte sudoeste do Núcleo Serrinha (Estado da Bahia): petrografia, idade e litogeoquímica. *Geochimica Brasiliensis*. 14 (1).
- Conceição, H.; Rios, D. C.; Rosa, M. L.S. 1995. Petrologia da associação sienito-lamprófico: Caso da intrusão de Morro do Afonso (Greenstone Belt do Rio Itapicuri, Bahia. *Geochimica Brasiliensis*. 9 (1): 91-109.
- 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. *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 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.
- Conceição, R.V.; Conceição, H.; Lafon, J.M. 1997. Petrologia dos Sienitos Alcalinos Potássicos do Maciço de Santanópolis, BA. *Geochimica Brasiliensis*. (11):133-152.
- Condie, K. 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*. 80: 33-44.
- Conticelli, S.; Guarnieri, L.; Farinelli, A.; Mattei, M.; Avanzinelli, R.; Bianchini, G.; Boari, E.; Tommasini, S.; Tiepolo, M.; Prelević, D.; Venturelli, G. 2009. Trace elements and Sr–Nd–Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: Genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. *Lithos*. 107: 68–92. doi:10.1016/j.lithos.2008.07.016
- Cordani, U.G.; Halpem, M. & Berenholo, M. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas na Folha Porto Alegre. In: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, texto explicativo das folhas Porto Alegre e Lagoa Mirim-DNPM, Brasília. 70-84.

- Cordani, V.G.; Halpern, M.; Berenholc, M. 1974. Comentário sobre as determinações geocronológicas na Folha Porto Alegre. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*. Texto explicativo das Folhas porto Alegre e Lagoa Mirim. DNPM, Brasília.
- Cottin, J.Y.; Lorand, J.P.; Agrinier, P.; Bodinier, J.L. & Liégeois, J.P. 1998. Isotopic-O, Sr, Nd and trace element geochemistry of the Laouni layered intrusions, Pan-African belt, Hoggar, Algeria: evidence for post-collisional continental tholeiitic magmas variably contaminated by continental crust. *Lithos*. 45: 197-222.
- Cvetkovic, V., Prelevic, D., Downes, H., Jovanovic, M., Vaselli, O., Pe'cskay, O. 2004. Origin and geodynamic significance of Tertiary postcollisional basaltic magmatism in Serbia (central Balkan Peninsula). *Lithos*, 73:161-186. doi:10.1016/j.lithos.2003.12.004.
- Da Silva Filho, A. F.; Thompson, R. N. & Leat, P. 1987. Petrology of Terra Nova Pluton, Brazil and associated ultrapotassic dykes. *Revista Brasileira de Geociências*. 17:481-487.
- Dawson, J.B. 1980. Kimberlites and their xenoliths. *Springer-Verlag*. New York. 250p.
- De La Roche, H.; Leterrier, J.; Grandclaude, P. & Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analysis - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*. 29:183-210.
- De Paolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*. 29 (1): 193-196.
- De Saint Blanquat, M.; Horseman, E.; Habert, G.; Morgan, S.; Vanderhaeghe, O.; Law, R. Tikof, B. 2011. Multiscale magmatic cyclicality, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs. *Tectonophysics*. 500:20-33.
- De Toni, G.B. 2015. Mirmequitização penetrativa e a partição da deformação em sienitos sintectônicos: cristalização-deformação do Sienito Arroio das Palmas sob condições de fácies granulito em regime transpressivo. Porto Alegre, 68p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- De Toni, G.B.; Konopásek, J.; Bitencourt, M.F.; Battisti, M.A.; Costa, E.O. 2018. Exhumation path of the Varzea do Capivarita Complex and its implications for the genesis of the Encruzilhada Block in the Dom Feliciano Belt, Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *In: 49º Congresso Brasileiro de Geologia*. Anais volume único.
- Deer, W.A.; Howie, R. A.; Zussmann, J. 1966. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. Logmans (Ed.), London – UK. 528 p.
- DO BRASIL, CPRM-Serviço Geológico. Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul. 2010.

- Eby, G. N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*. Boulder-EUA. 20:641-644.
- Edwards, C.; Menzies, M.; Matthew, T. 1991. Evidence from Muriah, Indonesia, for the interplay of supra-subduction zone and intraplate processes in the genesis in potassic alkaline magmas. *Journal of Petrology*. 32 (3): 555-592.
- Endeeper. 2018. Hardledge: Softwer para petrografia ígnea e petrografia metamórfica. <http://www.endeeper.com/pt-br/product/hardledge>
- Fambrini, G. L.; Renato Paes de Almeida, R. P.; Janikian, L.; Riccomini, C. 2018. Proveniência e paleocorrentes de conglomerados e arenitos do Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) no Vale do Piquiri, Sub-bacia Camaquã Oriental, RS: implicações tectônicas. *Revista do Instituto de Geociências – USP*. 18 (1): 149-183.
- Ferreira, V.P.; Sial, A.N.; Pimentel, M.M.; Armstrong, R.; Guimarães, I.P. Silva Filho, A.F.; Lima, M.M.C.; Silva, T.R. 2015. Reworked old crust-derived shoshonitic magma: The Guarany pluton, Northeastern Brazil. *Lithos*, 232: 150-161.
- Fernandes, L. A. D.; Tommasi, A.; Porcher, C. C.; Marques-Toigo, M.; Guerra-Sommer, M.; Piccoli, A. M. 1988. Mapa Geológico 1:50.000 de partes da Folhas Quitéria e Várzea do Capivarita. Instituto de Geociências. Universidade Federal do rio Grande do Sul. (inédito).
- Fernandes, L.A.D; Tommasi, 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(1): 77-96.
- Foley, S. 1992. Petrological characterization of the source components of potassic magmas: Geochemical and experimental constraints. *Lithos*. 28: 187-204.
- Foley, S. F.; Venturelli, G.; Green, D. H.; Toscani, L. 1987. The Ultrapotassic Rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Reviews*, 24(2), 81-134.
- Foley, S. F.; Wheller, G. 1990. Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: The role of residual titanates. *Chemical Geology*. 85 (1-2): 1-18.
- Formoso M.L.L. 1973. Geologia da folha Capivarita – RS, Anorthosito de Capivarita. Ph.D. Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 215 p.
- Formoso, M.L.L., Carraro, C.C., 1968. Anorthosito de Capivarita, Rio Pardo RS. In: Anais da Academia Brasileira de Ciências, vol. 40, pp. 361–372.
- Fragoso César, A. R. S. 1991. Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. 387p. Tese de

Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.

- Gastal, M.C.P.; Lafon, J.M.; Koester, E. 2003b. Sr-Nd-Pb isotopes for minettes and granitoids from the Lavras do Sul Intrusive Complex, RS. *Short Papers -IV South American Symposium on Isotope Geology*. 564 -567.
- Gastal M.C.; Teixeira W.; Lafon J.M.; Remus M.V.D. 2005. Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do complexo intrusivo Lavras do Sul, RS. In: 3º Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Cabo Frio, Resumo expandido, 6p.
- Garavaglia L., Bitencourt M.F. & Nardi L.V.S. 2002. Cumulatic diorites related to post-collisional, Brasiliano/Pan-African mafic magmatism in the Vila Nova Belt, southern Brazil. *Gondwana Research.*, 5:519-534.
- Gibson, A. S.; Thompson, R. N.; Leat, P. T.; Morrison, M. A.; Hendry, G. L.; Dickin, A. P. and Mitchell, J. G. 1992. Ultrapotassic magmas along the flanks of the Oligo-Miocene Rio Grande Rift, USA: Monitors of the zone of lithospheric mantle extension and thinning beneath a continental rift. *Journal of Petrology*. 34: 87-228.
- Green, T. H. 1980. Island arc and continent-building magmatism — A review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*. 63(1-4): 367-385.
- Gruber, L.; Lenz, C.; Porcher, C.C.; Fernandes, L.A.D. 2011. Geocronologia e geoquímica isotópica no estudo das áreas fonte dos metassedimentos do complexo metamórfico Porongos, Cinturão Dom Feliciano, RS. *Congresso Brasileiro de Geoquímica* (13. 2011 out. 9-14. Gramado, RS); *Simpósio Geoquímica dos Países do Mercosul* (3. 2011 out. 9-14. Gramado, RS). Anais. Porto Alegre. UFRGS/IGEO. 1 CD-ROM. 1159–1162.
- Guimarães, I.P. & Silva Filho, A.F. 1998. Nd- and Sr-isotopic and U-Pb geochronology constraints for evolution of the shoshonitic Brasiliano Bom Jardim and Toritama Complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema tectonic Province, Brazil. *International Geology Review*, 40 (6): 500-527.
- Guimarães, I.P.; Da Silva Filho, A.F.; Almeida, C.N.; Araújo, J.M.; Sales, A.; Melo, S.C. 1998. The Brasiliano granitoids from the Pajeú-Paraíba and Teixeira High: Sm–Nd isotope geochemistry and U-Pb zircon ages. In: XL Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte, MG, Brazil, p. 48.
- Guo, Z.; Wilson, M.; Liu, J.; Mao, Q. 2006. Post-collisional, Potassic and Ultrapotassic Magmatism of the Northern Tibetan Plateau: Constraints on Characteristics of the Mantle Source, Geodynamic Setting and Uplift Mechanisms. *Journal of Petrology*. 47(6):1177–1220. doi:10.1093/petrology/egl007

- Halpern, M.; Cordani, U. G.; Berenholc, M. 1974. Geocronology of Rio Grande do Sul state, southeastern Brazil. CPGeo – Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo (relatório interno – inédito).
- Hartmann, L.A.; Philipp, R.P.; Liu, D.; Wan, Y.; Wang, Y.; Santos, J.O.S.; Vasconcellos, M.A.Z. 2004. Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital zircons, Porongos Complex quartzites, southern Brazilian shield. *International Geology Review*. 46: 127–157.
- Hartman, L. A., Leite, J.A.D., Mcnaughton, N.J. & Santos, J. O. S. 1999. Deepest exposed crust of Brazil – SHRIMP establishes three events. *Geology*. 27(10):947-950.
- Hegner, E.; Kolbl-Ebert, M. J.; Loeschke, J. 1998. Post-collisional Variscan lamprophyres (Black Forest, Germany): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ phlogopite dating, Nd, Pb, Sr isotope, and trace element characteristics. *Lithos* 45: 395–411.
- Hodson, M.E. 1998. The origin of igneous layering in the Nunarssuit Syenite, South Greenland. *Mineralogical Magazine*. 62(1):9-27.
- Höfig, D.F.; Marques, J.C.; Basei, M.A.S.; Giusti, R.O.; Kohlrausch, C.; Frantz, J.C. 2017. Detrital zircon geochronology (U-Pb LA-ICP-MS) of syn-orogenic basins in SW Gondwana: new insights into the Cryogenian-Ediacaran of Porongos Complex, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Precambrian Reserch*. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.031>
- Horsman, E.; Morgan, S.; De Saint-Blanquat, M.; Habert, G.; Nugent, A.; Hunter, R. A. & Tikoff, B. 2009. Emplacement and assembly of shallow intrusions from multiple magma pulses, Henry Mountains, Utah. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. 100:117–132.
- Jacobs, M. G. 2012. Enclaves microgranulares máficos e rochas híbridas associadas com os granitoides da Suíte Encruzilhada do Sul, RS. Porto Alegre, 129 p. Trabalho de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Jacobs, M. G.; Philipp, R. P.; Koester, E.; Nardi, L. V. S. 2018. Magmatismo máfico associado ao Granito Encruzilhada do Sul, RS: implicações para a geração do magmatismo granítico pós-colisional do Cinturão Dom Feliciano. (submetido).
- Janasi, V.A.; Vlach, S.R.F. & Ulbrich, H.H.G.J. 1993. Enriched mantle contributions to the Itu Granitoid Belt, Southeastern Brazil: evidence from K-rich diorites and Syenites. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 65: 107-118.
- Janikian, L.; Almeida, R.P.; Trindade, R.I.F.; Fragoso-Cesar, A.R.S.; D'Agrella-Filho, M.S.; Dantas, E.L.; Tohver, E. 2008. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications. *Terra Nova*, 20, 259–266. doi:10.1111/j.1365-3121.2008.00814.x.

- Janoušek, V.; Farrow, C. M.; Erban, V. 2006. Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*. 47 (6): 1255-1259.
- Jelsma, H.; Barnett, W.; Richards, S.; Lister, G. 2009. Tectonic setting of Kimberlites. *Lithos*. 1125: 155-165. doi:10.1016/j.lithos.2009.06.030.
- Jost, H. & Hartmann, L.A. 1984. A Província Mantiqueira - Setor Meridional. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (Eds.) 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, 345-368.
- Jost, H.; Bitencourt, M. F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensis*. 7 (11): 27-59.
- Jost, H.; Brod, J.A.; Holz, M.; Kuhn, A.; Flor, M.A.D.; Kronbauer, A. & Dillemburg, S. 1985. Geologia estrutural, petrografia e petrologia do Sienito Piquiri (Proterozóico Superior), Rio Grande do Sul. In: SBG, II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. Florianópolis, *Anais*, 63-81.
- Jost, H. 1981. Geology and Metallogeny of the Santana da Boa Vista Region, Southern Brazil. The University of Georgia. Tese de PhD. [s.l: s.n.].
- Kemp, A.I.S.; Wormald, R.J.; Whitehouse, M.J.; Price, R.C. 2005. Hf isotopes in zircon reveal contrasting sources and crystallisation histories for alkaline to peralkaline granites of Temora, southeastern Australia. *Geology*. 33:797-800.
- Kerr, A. C.; Kemptom, P. D.; Thompson, R. N. 1995. Crustal Assimilation during turbulent magma ascent (ATA); new isotopic evidence from the Mull Tertiary lava sucession, N. W. Scotland. *Contibution Mineralogy Petrology*. 119:142-154.
- Knijinik, D. B. 2018. Geocronologia U-PB e geoquímica isotópica SR-ND dos granitoides sintectônicos às Zonas de Cisalhamento Transcorrentes Quitéria Serra do Erval e Dorsal de Canguçu, Rio Grande do Sul, Brasil. 284p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Knijnik, D.B., Bitencourt, M.F., Gregory, T.R., 2013. A Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval e o magmatismo sintectônico precoce do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro. In: XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Anais...(CD) Ouro Preto, MG.
- Knijinik, D.; Bitencourt, M. F.; Nardi, L. V. S.; Pinto, V. M.; Fontana, E. 2012. Caracterização geoquímica e estrutural do Granodiorito Cruzeiro do Sul: magmatismo shoshonítico pós-colisional neoproterozoico em zona de transcorrência, região de Quitéria, RS. *Geologia USP, Série Científica*. Revista do Instituto de Geociências-USP. 12(1): 17-38.
- Koester, E.; Soliani JR., E.; Leite, J. A. D.; Hartmann, L. A.; Fernandes, L. A. D.; Mcnaughton, N. J.; Santos, J. O. S.; Oliveira, L. D. 2001. Shrimp U-Pb age for the

- emplacement of the Santana Granite and reactivation of the Porto Alegre Suture, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 14:91-99.
- Kohlrausch, C.B., 2013. Determinação de idades U-Pb em zircão por LA-ICP-MS nas rochas metavulcânicas da Antiforme Capané, Complexo Metamórfico Porongos. Trabalho de Conclusão de Curso. Curso de Geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Lameyre, J. And Bowden, P. 1982. Plutonic rock types series -discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 14: 169-186.
- Lara, P.; Oyhantçabal, P.; Dadd, K. 2017. Post-collisional, Late Neoproterozoic, high-Ba-Sr granitic magmatism from the Dom Feliciano Belt and its cratonic foreland, Uruguay: petrography, geochemistry, geochronology, and tectonic implications. *Lithos*. 277:178-198. 10.1016/j.lithos.2016.11.026
- Le Bas, M. J.; Le Maitre, R. W.; Streckeizen, A. & Zanettin, B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram. *Journal of Petrology*. Oxford. 27(3):745-750.
- Le Maitre, R. W. 1989. A classification of igneous rock and glossary of terms. *Blackwell Scientific Publ.* London. 193p.
- Le Maitre, R. W. 2002. Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Sub-commission on the Systematics of Igneous Rocks. *Cambridge University Press*, 236 p.
- Leahy, G. A. S. 1997. Caracterização petrográfica e litoquímica da Intrusão Sienítica de Ceraíma (sudeste da Bahia). 110 p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade Federal da Bahia.
- Leat, P.T., Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L., Dockin, A.P. 1988. Silicic magmas derived by fractional crystallization from Miocene minette, Elkhead Mountains, Colorado. *Mineralogical Magazine*. 52:577-585.
- Leinz, V. 1945. Geologia da área mineralizada de estanho e tungstênio do Rio Grande do Sul. *MMG, DNPM, DFPM, Bol.* 70:13-46.
- Lenz, C. 2006. Evolução metamórfica dos metapelitos da Antiforme Serra dos Pedrosas: condições e idades do metamorfismo. 111p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Liégeois, J.P. (1998). Preface – Some words on the postcollisional magmatism. *Lithos*. 45, xv-xvii.

- Lima, E. F. & Nardi, L. V. S. 1998b. Química mineral das rochas vulcânicas e lamprófiros espessartíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul-RS. *Revista Brasileira de Geociências*. 28: 113-124.
- Lima, E.F. & Nardi, L.V.S, 1998a. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 11 (1):67-77.
- Liz, J. D. 2008. Associação Shoshonítica de Lavras do Sul: Petrologia, geoquímica de elementos traços em zircão e aplicação de *Slading Normalization* na avaliação de fontes magmáticas. 120p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Liz, J. D.; Lima, E. F.; Nardi, L. V. S.; Sommer, C. A.; Saldanha, D. L; Pierosan, R. 2009b. Petrologia e sucessão estratigráfica das rochas monzoníticas da associação shoshonítica de Lavras do Sul (RS). *Revista Brasileira de Geociências*. 39(2): 244-255.
- Ludwig, K.R., 1993. New isoplot version 2.2. Berkeley Geochronology Center, February.
- Lyra, D. S.; Savian, J. F.; Bitencourt, M. F.; Trindade, R. I. F.; Tomé, C. R. 2018. AMS fabrics and emplacement model of Butiá Granite, an Ediacaran syntectonic peraluminous granite from southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 88: 25-41.
- Maraschin, A.J.; Mizusaki, A.M.; Zwingmann, H.; Borba, A.W.; Sbrissa, G.F. 2010. Illite authigenesis in sandstones of the Guaritas Allogroup (Early Paleozoic): Implications for the depositional age, stratigraphy and evolution of the Camaquã Basin (Southern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*. 29: 400–411.
- Maria, A.H. & Luhr, J.F. 2008. Lamprophyres, Basanites, and Basalts of the Western Mexican Volcanic Belt: Volatile Contents and a Vein-Wall rock Melting Relationship. *Journal of Petrology*. 49(12):2123-2156. doi:10.1093/petrology/egn060
- 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. 168 p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Martil, M. M. D.; Bitencourt, M. F.; Nardi, L. V. S. 2011. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. *Pesquisas em Geociências*. 38 (2): 181-201.

- Martil, M.M.D. 2007. Relações de Intrusão do Maciço Sienítico Piquiri, RS com Suas Encaixantes, Porto Alegre, 71p. Monografia de conclusão de curso de Geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M. de F., Nardi, L.V.S., Armstrong, R., Pimental, M.M., Schimit, R., Florisbal, L.M., Chemale Jr, F., 2016a. Cryongenian granulitic orthogneisses of the Várzea do Capivarita Complex thrust pile and implications of magmatic arc activity and continental collision in the southern Mantiqueira Province, Brazil. (submetido). In: 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. Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M. de F., Nardi, L.V.S., Schmitt, R. da S., Weinberg, R., 2016b. Structural Evolution of the Várzea do Capivarita Complex: a record of Cryogenian (ca. 650Ma) transpressive tectonics in southernmost Brazil. (submetido). In: 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. Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Matzel, J. E. P.; Bowring, S. A.; Miller, R. B. 2006. Time scales of pluton construction at differing crustal levels: Examples from the Mount Stuart and Tenpeak intrusions, North Cascades, Washington. *Geological Society of America Bulletin*. 118(11-12):1412-1430.
- Melzer, S. and Foley, S.F. 2000. Phase relations and fractionation sequences in potassic magma series modelled in the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-KAlSiO}_4\text{-Mg}_2\text{SiO}_4\text{-SiO}_2\text{-F}_2\text{O}_{-1}$ at 1 bar to 18 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 138 (2):186-197.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*. 16:207-218.
- Miller, C.; Schuster, R.; Klotzli, U.; Mair, V.; Frank, W.; Purtscheller, F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical, Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrology*. 40(9):1399-1424.
- Miller, C.F.; McDowell, S.M.; Mapes, R.W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*. 31 (6):529-532.
- Mitchell, R.H. 1986. Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology. Ed. *Springer Science + Business Media*. New York. 453p. DOI 10.1007/978-1-4899-0568-0.

- Morimoto, C. N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*. 52:535–550.
- Morrison, G. W. 1980. Characteristics and tectonic settings of the shoshonite rock association. *Lithos*. (13): 97-108.
- Morrison, GW. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*. 13:98-108.
- Mullen, E. D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*. 62:53-62.
- Müller, D.; Rock, N. M. S.; Groves, D. I. 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: A pilot study. *Mineralogy and Petrology*. 46: 259-289.
- Müller, D.; Rock, N. M. S.; Groves, D. I. 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology*. 46(4): 259-289. DOI: 10.1007/BF01173568.
- Nachit, H.; Razafimahefa, N.; Stussi, J.M.; Carron, J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Complex Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences de Paris*. 301:813-818.
- Nardi, L. V. S. & Bitencourt, M. F. 2009. A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: Their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *The Canadian Mineralogist*. 47(6):1493-1504.
- Nardi, L. V. S. & Lima, E. F. 1985. A associação shoshonítica de Lavras do Sul – RS. *Revista Brasileira de Geociências*. 15:139-146.
- Nardi, L. V. S. 1986. As Rochas Granitoides da Série Shoshonítica. *Revista Brasileira de Geociências*. 16 (1): 3-10.
- Nardi, L. V. S. And Bonin, B. 1991. Post orogenic and non orogenic alkaline granite associations: the Saibro Intrusive Suite, Southern Brasil. A case study. *Chemical Geology*. 92: 197-212.
- Nardi, LVS, Plá 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, LVS, Plá Cid, J., Bitencourt, MF. 2007. Minette mafic microgranular enclaves and their relationship to host syenites in systems formed at matle pressures: major and trace element evidence from the Piquiri Syenite Massif, southernmost Brazil. *Mineralogy and Petrology*. 91: 101-116. DOI 10.1007/s00710-007-0186-4.

- Naslund H.R. & McBirney A.R. 1996. Mechanisms of formation of igneous layering. In: R.G. Cawthorn (ed.) *Layered Intrusions*. Amsterdam, Elsevier, 1-43.
- Nekvasil H. 1990. Reaction relations in the granite system: Implication for trauquytic and syenitic magmas. *American Mineralogist*. 75: 560-571.
- Niessing, M. 2008. Geology and stratigraphic definition of the Butiá Granite: a sillimanite-bearing syntectonic leuco-granite from the Sul-rio-grandense Shield. Munique, 104p. Dissertação de Mestrado, Technische Universität München.
- Niessing, M.; Bitencourt, M.F.; Kruhl, J.H. & Vlach, S.R.F. 2011. Sillimanite-bearing, S-type granite from post-collisional environment in southern Brazil. In: Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks. Avila, Spain, July 4-9 2011. *Abstracts Book*, p. 109.
- Padilha, D. F.; Bitencourt, M.F.; Nardi, L. V. S.; Florisbal, L. M.; Reis, C.; Geraldés, M.; & Almeida, B. S. (2019). Sources and settings of Ediacaran post-collisional syenite-monzonite-diorite shoshonitic magmatism from southernmost Brazil. *Lithos*. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.004>
- Paim, M. M. 1998b Petrologia da Intrusão Sienítica Potássica de Cara Suja (Sudoeste da Bahia). Organizado por Conceição, H., Cruz, M. J. M.: Sienitos Alcalino-Potássicos e Ultrapotássicos do Estado da Bahia. Publicação Especial da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe, v.4, p.111-141.
- Paim, M. M.; Plá Cid, J.; Rosa, M. L. S.; Conceição, H.; Nardi, L. V. S. 2002. Mineralogy of Lamprophyres and Mafic Enclaves Associated with the Paleoproterozoic Cara Suja Syenite, Northeast Brazil. *International Geology Review*. 44(11): 1017-1036.
- Paim, P. S. G., Chemale Junior, F.; Lopes, R. C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: *Geologia do Rio Grande do Sul*. Holz, M.H. & De Ros, L. F. (Eds). CIGO- Centro de Investigação do Gondwana. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 231- 274.
- Paim, P. S. G.; Chemale Junior, F.; Wildner, W. 2014. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*. Revista do Centro de Ciências Naturais e Exatas – UFSM. 36: 183-193.
- Pearce, J. A. & Cann, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*. 19:290–300.
- Pearce, J. A. 1996. Source and setting of granitic rocks. *Episodes*. 19:120-125.
- Pearce, J. A.; Harris, N. B. W.; Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. 25(4):956-983.

- Pearce, J. A.; Harris, N. B. W.; Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. Oxford. 25(4):956-983.
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (Eds.). Trace element geochemistry of volcanic rocks; applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada. Short Course Notes. 12, 79-113.
- Pearce, J.A., and Norry, M.J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 69: 33-37.
- Pertille, J.; Hartmann, L.A.; Philipp, R.P. 2015a. Zircon U-Pb age constraints on the Paleoproterozoic sedimentary basement of the Ediacaran Porongos Group, Sul-Riograndense Shield, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 63: 334–345.
- Pertille, J.; Hartmann, L.A.; Philipp, R.P.; Petry, T.S.; de Carvalho Lana, C. 2015b. Origin of the Ediacaran Porongos Group, Dom Feliciano Belt, southern Brazilian Shield, with emphasis on whole rock and detrital zircon geochemistry and U-Pb, Lu-Hf isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*. 64: 69–93.
- Peternell M., Schlossnikel A., Bitencourt M.F. and Kruhl J.H. 2002. The Rio Pequeno granitoid (Dom Feliciano Belt, SE-Brazil) - an example of syntectonic magmatism under low differential stress. *In: XLI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, Anais 41, p.464.*
- Peternell, M.; Bitencourt, M. F.; Kruhl, J. H. 2011. Combined quantification of anisotropy and inhomogeneity of magmatic rock fabrics - An outcrop scale analysis recorded in high resolution. *Journal of Structural Geology*. 33: 609-623.
- Philipp, R. P. & Campo, R. S. 2005. Controles geológicos das jazidas de granitos ornamentais da região de Encruzilhada do Sul, RS: origem das variedades comerciais do Granito Encruzilhada do Sul. *Pesquisas em Geociências*. 32(1): 37-49.
- Philipp, R. P.; Formoso, M. L. L.; Dossin, I.; Chemale Jr., F. & Campos, R. S. 2010. Estruturas primárias e tectônicas do Anortosito Capivarita, Pântano Grande (RS): significado e implicações na sua evolução petrológica. *Revista Brasileira de Geociências*. 40(1): 99-110.
- Philipp, R.P.; Machado, R.; Nardi, L.V.S.; Lafon, J.M. 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*. 32(2): 277-290.
- Philipp, R.P.; Massonne, H.J.; Campos, R.S. 2013. Peraluminous leucogranites of the Cordilheira Suite: A record of Neoproterozoic collision and the generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 43:8–24.

- Picada, R. S. 1966. Sobre a ocorrência de rochas lamboaníticas no Complexo Encruzilhada. *Notas e Estudos Escola de Geologia*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1(2)9-13.
- Picada, R. S. 1967. Estudos preliminares sobre a evolução geoquímica e mineralógica do Maciço Granítico Encruzilhada. *Publicação Especial da Escola de Geologia*. Universidade do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 14:1-87.
- Picada, R. S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul Rio-grandense. Caracterização dos sistemas de Falhas. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 25. São Paulo. *Anais*, SBG. V.1, p 167-191.
- Plá Cid, J.; Campos, C.S.; Nardi, L.V.S.; Vasconcellos, M.A.Z.; Florisbal, L. 2012. Mineralogy and geochemistry of the Gameleira potassic lamprophyres, São Francisco Craton, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 84(2): 377-398.
- Plá Cid, J.; Nardi, L. V. S.; Conceição, H.; Bonin, B. 1999. Petrogenesis of the Neoproterozoic Alkaline Ultrapotassic Suítes of Northeastern Brazil: Major-and Trace-Element Evidence from Pyroxene Chemistry and Numerical Modeling. *International Geology Review*. (41): 1005-1027.
- Plá Cid, J.; Nardi, L.V.S. & Gisbert, P.E. 2002. Textural relations of lamprophyric mafic microgranular enclaves and petrological implications for the genesis of potassic syenitic magmas: the example of Piquiri Syenite, southern Brazil. *Pesquisas em Geociências*. 29(2): 21-30.
- Plá Cid, J; Nardi, L.V.S; Gisbert, P.E. Merlet, C. & Boyer, B. 2005. SIMS analyses on trace and rare earth elements in coexisting clinopyroxene and mica from minette mafic enclaves in potassic crystallized under high pressures. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 148(6): 675-688.
- 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. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 145: 444-459.
- Plá Cid, J., Nardi, L.V.S., Conceição, H., Bonin, B. & Jardim De Sa, E. 2000. The alkaline silica saturated ultrapotassic magmatism of the Riacho do Pontal Fold Belt, NE Brazil: an example of syenite-granite Neoproterozoic association. *Journal of South America Earth Science*. 13(7):661-683.
- Pons, J.; Barbey, P.; Nachit, H. & Burg, J.-P. 2006. Development of igneous layering during growth of pluton: The Tarçouate Laccolith (Morocco). *Tectonophysics*. 413: 271-286.
- Porcher, C.A. (Coord.) 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folha Cachoeira SH.22-Y-A. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM, 131p.

- Prelevic, D.; Akal, C.; Foley, S.F.; Romer, R.L.; Stracke, A.; Van Den Bogaard, P. 2012. Ultrapotassic Mafic Rocks as Geochemical Proxies for Post-collisional Dynamics of Orogenic Lithospheric Mantle: the Case of Southwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Petrology*. 53(5):1019-1055. doi:10.1093/petrology/egs008
- Radl, C. 2005. Der Piquiri-Syenit. 37p. Trabalho de Conclusão do Curso (Graduação em Civil and Geodetic Engineering) - Technische Universität München.
- Reis, C. 2006. Os Sienitóides Arroio do Silva: caracterização estrutural, petrográfica e geoquímica. Porto Alegre, 76 p. Trabalho de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Remus, M.V.D.; Hartmann, L.A.; McNaughton, N.J.; Fletcher, I.R. 1999a. SHRIMP U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, Southern Brazil. In: I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Gramado, RS, Brazil. Boletim de Resumos, p. 89.
- Remus, M.V.D.; Hartmann, L.A.; McNaughton, N.J.; Groves, D.I.; Reisch, J.L. 2000b. Distal Magmatic-Hydrothermal Origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) Deposits, Southern Brazil. *Gondwana Research*. 3 (2): 155-174.
- Ribeiro, M.; Bocchi, P. R.; Figueiredo, F. P. M. 1966. Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul – Brasil. *Boletim do D.N.P.M.* 127: 19-231.
- Ribeiro, M. & Fantinel, L. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-riograndense: I – Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Rio Grande do Sul. *Inheringia Série Geológica*. 5: 19-54.
- Rieder, M.; Cavazzini, G.; D'yakonov, Y.S.; Frank-Kamenetskii, V. A.; Gottardi, G.; Guggenheim, S.; Koval, P. V.; Muller, G.; Neiva, A. M. R.; Radoslovich, E.W.; Robert, J. L.; Sassi, P. P.; Takeda, H.; Weiss, Z.; Wones, D.R. 1998. Nomenclature of the micas. *Canadian Mineralogist*. 36:905-912.
- Ringwood, A. E. 1982. Phase transformation and differentiation in subducted lithosphere: implications for mantle dynamics, basalt petrogenesis and crustal evolution. *The Journal of Geology*. 90: 611-643.
- Ringwood, A. E. 1990. Slab-mantle interaction: Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chemical Geology*. 82: 187-207.
- 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.
- Rivera, C.B.; Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2004. Integração de parâmetros físicos do magma e composição química dos minerais na petrogênese do Granito Itapema, SC. *Revista Brasileira de Geociências*. 34(3): 361-372.

- Rock, N. M. S. 1984. Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vesagites, Kersantites and spessartites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. 74: 193-227.
- Rock, N. M. S. 1987. The nature and origins of lamprophyres: an overview. In: Fitton, J. G. & Upton, B. J. G., Eds. *Alkaline Igneous Rock*. London. 192-226.
- Rock, N. M. S. 1991. *Lamprophyres*. Blackie, Glasgow, 285p.
- Rogers, N.W. 1992. Potassic magmatism as a key to trace-element enrichment processes in the upper mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 50: 85-89.
- Rosa, M. L. S.; Conceição, H.; Paim, M. M.; Santos, E.B.; Alves da Silva, F. C.; Leahy, G. A. S.; Bastos Leal, L. R. 1996. Magmatismo potássico ultrapotássico pós a tardi orogênico (associado a subducção) no oeste da Bahia: Batólito Monzo-Sienítico de Guanambi-Urandi e os Sienitos de Correntina. *Geochimica Brasiliensis*. 10 (1): 27-42.
- Saalmann, K.; Hartmann, L.A.; Remus, M. 2005. Tectonic Evolution of Two Contrasting Schist Belts in Southernmost Brazil: A Plate Tectonic Model for the Brasileiro Orogeny. *International Geology Review*. 4712: 1234–1259.
- Saalmann, K.; Remus, M. V. D.; Hartmann, L. A. 2006. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. *Geological Magazine*, [s. l.], v. 143, n. 1, p. 59.
- Santos, E.B.; Rosa, M. L. S.; Conceição, H.; Macambira, M. J. B.; Scheller, T.; Paim, M. M.; Leahy, G. A. S. 2000. Magmatismo alcalino-potássico Paleoproterozoico no SW da Bahia e NE de Minas Gerais, Maciço do Estreito: Geologia, idade, petrografia e litogeoquímica. *Geochimica Brasiliensis*. 14 (2): 249-267.
- 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.
- Sbaraini, S. 2012. Dados de anisotropia de susceptibilidade magnética na modelagem tridimensional do Maciço Sienito Piquiril. Porto Alegre. 54p. Monografia de Conclusão de Curso. Curso de Geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Sbaraini, S., Raposo, I.B., Bitencourt, M.F. Magnetic Fabrics of the Neoproterozoic Piquiri Syenite Massif (Southernmost Brazil): implications for 3D geometry and emplacement. Submetido ao *Journal of Geodynamics* em julho 2019.
- Shand, S.J. 1943. *The eruptive rocks*. John Wiley, New York, segunda edição. 44p.
- Silva Filho, A.F.; Guimaraes, I.P. and Thompson, R.N. 1993. Shoshonitic and ultrapotassic Proterozoic intrusive suites in the Cocheirinha-Salgueiro belt, NE

- Brazil: a transition from collisional to post-collisional magmatism. *Precambrian Research*. 62: 323-342.
- Silveira, D. M. 2012. Tectônica e Sedimentação na Sub-bacia do Piquiri (Bacia do Camaquã – RS). Trabalho de Conclusão de Curso. Graduação em Geologia. Universidade do Vale do Rio dos Sinos. 85p.
- Scot Smith, B.H. 2017. Kimberlites – from Mantle to Mine. *11th International Kimberlite Conference*. Extended Abstract n°11IKC-4914.
- Soliani Jr, E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-riograndense e suas implicações de ordem geotectônica. 425p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.
- Soliani Jr., E., Koester, E. & Fernandes, L.A.D. 2000. A Geologia Isotópica do Escudo Sul-rio-grandense. Parte II: os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Editora da UFRGS/Centro de Investigação do Gondwana - Instituto de Geociências, p. 175-230.
- Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Lauro Valentim Stoll Nardi, L.V.S.; Figueiredo, A.M.G.; Pierosan, R. 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 18: 237–254. doi:10.1016/j.jsames.2004.11.003.
- 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 sílica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 78(3):573-589.
- Stabel, L. Z. 2000. Química mineral e evolução petrológica do Sienito Piquiri: magmatismo shoshonítico, neoproterozóico, pós-colisional do sul do Brasil. 134p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio grande do Sul.
- 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.
- Steiger, R.H., e Jäger, E., 1978. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth and Planetary Science Letters*. 36: 359-362.
- Stoppa, F.; Rukhlov, R.; Bell, K.; Schiazza, M.; Vichi, G. 2014. Lamprophyres of Italy: early Cretaceous alkaline lamprophyres of Southern Tuscany, Italy. *Lithos* 188:107-112. dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.10.010
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*. 12: 1-33.

- Stussi J.M. & Cuney M. 1996. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman: a comment. *Journal of Petrology*. 37:1025-1029.
- Sun, S. & McDonough, W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. London: *Geological Society, Special Publication*, 313-345.
- 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.
- Thompson, R.N., Fowler, M.B., 1986. Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro–Ordovician syenites from the Scottish Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 103: 470–492.
- UFRGS 2001. Mapeamento geológico 1:25.000 de parte da folha Várzea do Capivarita SH22-Y-A-VI-2 (MI2997/2) RS. Porto Alegre. 1 vol, 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS 2009. Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da Folha Passo das Canas SH-22-Y-A-III-4 (MI2984/4), RS. Porto Alegre, 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS. 1992. Mapeamento geológico de partes das folhas de Encruzilhada do Sul e Delfino. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS. 2008. Mapeamento Geológico 1:25.000 de parte das folhas Passo das Canas SH-22-Y-A-III-4 (MI2984/4) e Capané SH 22-Y-A-III-3 (MI2984/3), RS. Porto Alegre, UFRGS, 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal do rio Grande do Sul.
- Vasques, M. L. 1997. Evolução petrogenética dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul – RS. Porto Alegre, 192 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Venturelli, G.; Thorpe, R.S.; Dal Piaz G.V.; Del Moro, A.; Potts, P.J. 1984. Petrogenesis of calc-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the Northwestern Alps, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 86: 209-220.
- Vieira Jr, N. & Soliani Jr, E. 1989. Um novo modelo genético-evolutivo para o Maciço ranítico de Lavras do Sul, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*. 29(XII): 143-160.
- Vieira Jr. N.; Fernandes, L.A.D.; Koester, E.; Scherer, C.S. 1989. Enclaves microgranulares do Maciço de Piquiri-RS. *Acta Geológica Leopoldensia*. 29: 185-206.

- Watson, E. B. & Harrison, T. M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magmas types. *Earth Planetary Sciences Letters*. Amsterdam. 64: 295-304.
- Weaver, B.L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letter*. 104: 381-197.
- 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. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 166:825–843. DOI 10.1007/s00410-013-0921-2.
- Wernick, E. & Penalva, F. 1978. Contribuição ao conhecimento das rochas granitoides do Sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo. 8 (2):113-133.
- Whalen, J. B.; Currie, K. L.; Chaapell, B. W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 95(4): 407-419.
- White, S.H.; de Boorder, H.; Smith, C.B. 1995. Structural controls of kimberlite and lamproite emplacement. *Journal of Geochemical Exploration*. 53: 245-264.
- Wiebe, R.A.; Jellinek, M.; Markley, M.J.; Hawkins, D.P.; Snyder, D. 2007. Steep schlieren and associated enclaves in the Vinalhaven granite, Maine: possible indicators for granite rheology. *Contribution Mineralogy and Petrology*. 153: 121-138. DOI 10.1007/s00410-006-0142-z.
- Williams H.M.; Turner S.P.; Pearce J.A.; Kelley S.P., Harris, N.B.W. 2004. Nature of source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modeling. *Journal of Petrology*. 45(3):555-607.
- Willig, C.D.; Valentini, N.; Conte, C. N.; Zir Filho, J. A. & Mônico, O. A. 1974. Folha Porto Alegre (SH.22) e Lagoa Mirim (SI.22). In: Schobbenhaus Filho, C. (coord.). *Carta Geologica do Brasil ao milionésimo*. Brasília, DNPM, p1-69 e p.85-98.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*. 20: 325–343.
- Wood, D. A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas on the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50:11-30.
- Woolley, A. R.; Bergman, S. C.; Edgar, A. D.; Le Bas, M. J.; Mitchell, R. H.; Rock, N. M. S. & Scott Smith, B. H. 1996. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks: recommendations of the

IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Canadian Mineralogist*. Alkaline Rocks Special Issue 34: 175–186.

Zhao, J. -X.; Shiraishi, K.; Ellis, D. J.; Sheraton, J. W. 1995. Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato Mountains, East Antarctica: Implications for the origin of syenitic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 59 (7): 1363-1382.

Zvirtes, G; Philipp, R. P.; Camozzato, E; Guadagnin, F. 2017. Análise estrutural do Metagranito Capané, Complexo Porongos, Cachoeira do Sul, RS. *Pesquisas em Geociências*. 55 (1): 5-23

ANEXO I

Tabela I -1- Dados analíticos de elementos maiores (wt%) e elementos traços (ppm) dos enclaves do Maciço Sienítico Piquiri									
Enclaves lamprofíricos									
Amostras	DS7-1	DS7-2	DS7-6	DS7-8	P 205	P 211	PQ404	PQ405	PQ405b
SiO ₂	56,3	55,44	55,63	54,39	53,43	55,36	56,67	57,99	56,88
TiO ₂	0,56	1	0,86	1,01	1	0,882	0,73	0,532	0,87
Al ₂ O ₃	17	12,52	11,82	11,24	12,26	12,1	13,73	15,26	13,85
Fe ₂ O ₃ (T)	5,6	7,78	6,15	7,32	7,54	6,84	5,96	5,46	5,64
MnO	0,1	0,125	0,12	0,14	0,128	0,13	0,087	0,154	0,11
MgO	2,9	4,44	6,08	6,53	6,36	5,56	4,33	3,48	4,54
CaO	5,4	5,72	7,25	7,41	5,8	6,5	4,9	4,48	5,55
Na ₂ O	4,1	2,99	2,58	2,44	2,47	2,77	2,97	3,79	2,95
K ₂ O	5,7	6,98	6,88	6,43	7,8	7,27	7,63	6,78	7,23
P ₂ O ₅	0,52	1,31	1	1,16	1,22	1,17	0,97	0,6	0,94
LOI	0	0,78	0,64	0,65	0,89	0,53	0,93	0,83	0,9
Total	98,18	99,08	99,01	98,72	99,02	99,11	98,91	99,36	99,46
Sc	*	16	21	21	19,6	19,7	17	14	16
V	*	137	111	121	115	107	100	77	97
Cr	20	18	224	240	214	177	83	26	77
Co	14	27	23	31	36	32	22	12	18
Ni	11	49	39	57	86	42	122	10	110
Zn	*	117	85	75	116	97	79	60	69
Ga	21	22	17	19	*	*			
Rb	144	351	358	405	500	396	394	201	360
Sr	1629	2220	2570	2480	2197	2350	3207	1293	2976
Y	19	45	25	34	35	37	23	18	24
Zr	278	1050	435	273	274	184	511	207	411
Nb	26	20	19	25	16	16,5	31	18	25
Cs	*	14,7	58,6	64,7	40,3	55,9	38	11,4	33
Ba	3297	6360	4560	4480	5193	4016	5186	3919	5500
La	46,83	274	183	236	210	239	113	55,4	108
Ce	70	604	316	412	388	423	216	104	211
Pr	*	56	33,7	47,2	*	*	23,5	11,3	21
Nd	19,46	199	125	175	159	183	86,1	41,3	82
Sm	3,603	31,1	19,2	26,1	24,4	27,2	14,9	7,8	13,3
Eu	0,85	7,99	5,24	6,87	6,5	7,1	3,95	2,07	3,8
Gd	2	19,7	11,4	17,9	*	*	9,7	5,9	9,5
Tb	*	2,3	1,4	1,9	2		1,2	0,8	1,13
Dy	1	10,6	6,3	8,5	*	*	5	3,8	4,95
Ho	0,215	1,7	0,9	1,2	*	*	0,8	0,7	0,76

Tabela I -1 (Cont...1)

Enclaves lamprofiricos									
Amostras	DS7-1	DS7-2	DS7-6	DS7-8	P 205	P 211	PQ404	PQ405	PQ405b
Er	0,472	4,2	2,4	3,3	*	*	1,9	1,8	1,78
Tm	*	0,48	0,3	0,38	*	*	0,25	0,25	0,26
Yb	0,291	2,8	1,8	2,3	2,2	2,4	1,5	1,6	1,35
Lu	0,05	0,4	0,24	0,29	0,34	0,36	0,21	0,23	0,22
Hf	*	24,6	11,4	8,7	8,4	6,9	13,3	5,5	12,3
Ta	*	0,6	0,7	0,9	0,5	0,5	1,9	1	1,5
Pb	*	48	18	7	27	16	24	34	20
Th	12	12,7	11,1	14,3	11,9	12,6	29,7	15,9	26
U	244	31,6	7,4	6,9	5,4	11,7	17,4	3,4	14,3

Tabela I-2- Dados analíticos de elementos maiores (% peso) e elementos traços (ppm) do pulso 1 do Maciço Sienítico Piquiri

Pulso1													
Amostras	PPC 6012P	PPC 6262M	PP 040Q	PP 239A	PP 106E	PP 245A	PP 115A	PP 043A	PP 024A	PP 033Q	PP 134A	PQ 02A	PQ 020S
SiO ₂	60,29	62,42	55,45	58,42	62,22	59	61,05	57,31	59,18	56,36	62,39	59,99	60,88
TiO ₂	0,631	0,628	0,732	0,717	0,697	0,686	0,684	0,762	0,724	0,792	0,524	0,681	0,537
Al ₂ O ₃	14,36	13,58	13,63	15	14,12	13,84	14,84	14,39	13,89	14,42	15,8	14,65	15,83
Fe ₂ O ₃ (T)	5,76	5,22	6,93	6,52	6	6,38	6,24	6,94	6,51	7,36	4,91	6	3,8
MnO	0,111	0,104	0,137	0,131	0,109	0,129	0,122	0,137	0,132	0,147	0,102	0,117	0,077
MgO	3,41	2,71	5,25	2,84	2,76	3,44	3	4,18	4	4,01	1,93	2,91	2,53
CaO	4,97	4,03	7,21	4,89	3,95	5,03	4,36	5,72	5,56	5,32	4,02	4,18	3,4
Na ₂ O	2,67	2,58	2,3	2,69	2,59	2,52	2,74	2,44	2,43	2,27	3,32	2,36	3,5
K ₂ O	6,23	6,15	5,83	6,55	5,33	6,79	5,24	5,68	5,98	7,49	5,33	6,34	7,76
P ₂ O ₅	0,55	0,48	0,74	0,54	0,51	0,65	0,57	0,65	0,63	0,86	0,41	0,53	0,5
LOI	0,72	0,78	1,62	0,63	1,18	0,87	1,08	0,7	0,68	0,74	0,82	0,99	0,7
Total	99,71	98,67	99,82	98,94	99,46	99,33	99,93	98,93	99,72	99,77	99,54	98,75	99,49
Sc	16	14	24	15	14	18	16	19	18	21	9	15	7
Be	7	8	4	6	7	7	6	6	7	7	8	6	7
V	101	97	142	114	106	121	114	124	123	144	64	109	54
Cr	50	50	100	20	30	40	30	60	70	30	< 20	30	70
Co	16	14	22	15	15	17	15	19	19	21	11	15	10
Ni	20	< 20	30	20	20	20	20	30	30	20	< 20	< 20	40
Cu	40	40	50	50	40	50	40	50	40	50	30	40	20
Zn	70	70	70	80	70	70	70	80	80	80	70	60	60
Ga	18	19	17	19	19	18	19	18	18	17	19	18	21
Ge	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
As	< 5	6	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	273	322	178	225	217	290	202	253	274	341	252	268	202
Sr	1177	1038	1507	1286	1018	1326	1227	1203	1170	1488	1300	1048	2010
Y	22	26	22	27	24	22	23	22	21	26	17	28	18
Zr	202	279	148	347	221	255	217	224	268	232	301	263	473
Nb	19	24	9	27	16	19	15	21	19	15	28	17	27
Mo	3	4	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	3	< 2	< 2
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,9	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	1
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
Sn	4	5	2	4	4	3	3	4	4	3	4	4	3
Sb	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cs	8,9	12,9	3,1	1,4	7,8	9,5	5,6	6,8	15	19	11,2	5,6	1,7
Ba	3311	2772	4333	3762	2778	3757	2963	3020	3227	4212	2719	3194	3225

Tabela I-2 (Cont...1)

Pulso1													
Amostras	PPC 6012P	PPC 6262M	PP 040Q	PP 239A	PP 106E	PP 245A	PP 115A	PP 043A	PP 024A	PP 033Q	PP 134A	PQ 02A	PQ 020S
La	70	93,7	60,9	86,4	61,3	75,1	60	73,2	69,4	77,4	85,4	75,8	125
Ce	140	176	123	169	123	144	120	144	135	148	160	139	191
Pr	15,4	19,4	14,2	18,9	13,9	16,2	13,8	16,1	15	16,8	16,8	16,7	28,2
Nd	57,4	69,7	56,2	68,2	52,3	61,1	52,5	60,2	56,4	65,2	58,9	62,2	94,9
Sm	10,4	12,4	10,6	12,3	9,8	11,3	9,9	11	10,6	12,4	9,6	11,8	14,1
Eu	2,39	2,66	2,73	2,75	2,27	2,55	2,34	2,55	2,42	2,91	2,31	2,68	3,54
Gd	7,2	8,4	7,6	8,6	7,2	7,8	7,1	7,9	7,3	9	6,3	8,7	7,9
Tb	0,9	1,1	1	1,1	0,9	1	0,9	1	0,9	1,1	0,8	1,1	0,9
Dy	4,7	5,3	4,8	5,6	5	4,8	4,8	4,9	4,6	5,5	3,8	5,8	4,3
Ho	0,8	0,9	0,8	1	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	0,7	1	0,7
Er	2,2	2,5	2,1	2,6	2,4	2,1	2,2	2,3	2,2	2,4	1,8	2,7	1,7
Tm	0,29	0,34	0,29	0,36	0,33	0,28	0,3	0,31	0,28	0,33	0,25	0,37	0,22
Yb	1,9	2,1	1,8	2,3	2,1	1,9	2	2	1,9	2,1	1,7	2,5	1,4
Lu	0,3	0,33	0,29	0,35	0,31	0,29	0,3	0,32	0,27	0,32	0,26	0,37	0,21
Hf	4,7	6,9	3,3	7,8	5,3	5,8	5,1	5,3	6,1	5,5	6,9	6,2	10,6
Ta	1,4	1,8	0,4	1,4	1,2	1	0,9	1	1,1	0,8	1,7	1,3	1,4
W	2	7	< 1	1	< 1	4	2	2	2	1	6	< 1	< 1
Ti	3783	3765	4388	4298	4179	4113	4101	4568	4340	4748	3141	4083	3219
Pb	50	59	43	57	37	50	41	43	55	48	56	39	31
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
Th	23,6	42,1	3,8	24,9	16,3	19,8	15,7	19,6	21,2	13,4	35,1	19,9	19,7
U	5,1	8,7	1,2	3,5	5,2	3,5	5	3,4	3,7	4,6	8,7	5,6	4,3
Amostras	PP 122M	GJ-07C	GJ 07G	MN 155C	PP 247A	PP 092D	GJ 030A	PP 207C	PP 213B	PP 218A	PA42b	PA06a	PP 172C
SiO2	58,92	57,51	63,86	63,67	59,44	59,57	58,66	50,83	56,26	59,55	57,24	59,43	58,26
TiO2	0,446	0,817	0,589	0,599	0,537	0,55	0,608	1,252	0,931	0,619	0,75	0,79	0,771
Al2O3	15,67	15,34	14,64	14,31	16,38	16,88	15,91	10	11,95	14,25	13,72	12,76	13,11
FeO											6,24	5,39	
Fe2O3(T)	5,48	5,76	4,7	4,55	4,95	4,88	5,56	10,9	9,52	6,98	7,01	6,06	6,9
MnO	0,115	0,083	0,078	0,088	0,096	0,093	0,08	0,187	0,176	0,136	0,12	0,1	0,11
MgO	3,34	2,15	1,9	2,04	2,14	2,12	2,34	7,53	5,54	3,37	3,97	3,8	3,41
CaO	4,52	3,68	3,09	3,12	3,97	3,95	4,11	9,51	6,93	4,75	5,21	4,9	4,57
Na2O	4,31	2,63	2,76	2,32	3,11	3,12	2,95	1,24	1,83	2,67	2,55	2,92	2,85
K2O	4,92	7,61	6,53	7,09	7,53	7,26	7,56	4,39	5,3	6,03	5,99	7,52	6,97
P2O5	0,4	0,49	0,34	0,37	0,35	0,34	0,33	1,69	1,13	0,68	0,79	0,81	0,73
LOI	0,86	1,52	1,05	0,75	0,92	0,93	0,74	2,22	1,4	0,91	1,37	0,71	1,44
Total	98,99	97,6	99,55	98,89	99,41	99,7	98,85	99,75	101	99,95	98,72	99,8	99,13

Tabela I-2 (Cont...2)

Pulso1													
Amostras	PP 122M	GJ-07C	GJ 07G	MN 155C	PP 247A	PP 092D	GJ 030A	PP 207C	PP 213B	PP 218A	PA42b	PA06a	PP 172C
Sc	15		10	11	12	11	11	32	26	16	19	14	15
Be	9		7	10	6	7	5	7	9	7	5	8	8
V	105		74	77	93	92	104	220	181	109	129	95	113
Cr	70	< 20	20	30	< 20	< 20	20	70	60	40	52	91	50
Co	15	12	10	10	13	11	13	40	28	18	54	18	17
Ni	30	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	30	30	< 20	21	33	20
Cu	40		20	20	30	30	< 10	130	40	50	68	57	50
Zn	80	60	50	50	40	50	50	150	120	80	81	68	80
Ga	19	22	20	21	19	20	20	22	19	21	19	23	19
Ge	2		2	2	2	1	2	2	2	2	1,5	1,5	1
As	< 5		< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	8	-5	7	12
Rb	119	228	286	284	300	307	338	180	214	243	223	335	310
Sr	1883	1061	863	866	1512	1363	1647	773	869	1010	1285	1550	1444
Y	17	26	27	25	19	20	14	37	31	34	26	24	24
Zr	270	713	522	424	180	198	149	156	201	238	195	378	306
Nb	19	23	32	30	16	20	18	26	21	28	11	61	30
Mo	< 2		< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	1,5	15	2
Ag	< 0,5		1,3	1,1	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,6	< 0,5	< 0,5	0,25	0	2,1
In	< 0,2		< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	-0,1	0,01	< 0,2
Sn	3		6	10	6	8	3	24	15	8	3,3	5,9	4
Sb	< 0,5		< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,17	0,31	< 0,5
Cs	1,9	5,6	6,7	6,8	5,7	5,6	7,4	2,5	3,7	11,5	6,2	15	16,9
Ba	2632	2845	2304	2594	4065	3275	4765	3630	3288	3000	3820	4231	3910
La	76,2	63,5	83,6	78,3	53,2	63,5	55,4	105	85,3	87,4	76,7	115	81
Ce	103	133	181	166	96,5	118	102	225	169	170	147	164	162
Pr	16,8	16,2	20,5	19,2	11	13,8	10,8	24,8	18	18,4	16,37	19,77	17,5
Nd	59,4	64,7	73,9	70,3	41,7	50,5	40,2	87,7	63,8	65,3	67,1	89,3	59,2
Sm	9,2	11,6	12,8	12,3	7,8	9,2	7,5	18,1	13,2	13,6	12,4	14,3	12
Eu	2,42	2,82	2,33	2,36	2,12	2,27	2,09	3,86	2,99	2,63	2,898	3,198	3,01
Gd	5,9	7,7	8,3	8,2	5,4	6,4	5,1	14,4	10,4	10,5	8,39	10,9	9,3
Tb	0,7	1	1,1	1	0,7	0,8	0,6	1,8	1,3	1,4	1,11	1,28	1,1
Dy	3,5	4,9	5,6	5,4	3,5	4,1	3	7,9	6,1	6,6	5,09	5,25	5,1
Ho	0,6	0,9	1	0,9	0,6	0,7	0,5	1,3	1	1,2	0,84	0,76	0,8
Er	1,6	2,4	2,6	2,5	1,6	1,9	1,4	3,2	2,7	3,2	2,39	2,37	2,2
Tm	0,21	0,34	0,36	0,35	0,2	0,25	0,18	0,44	0,38	0,45	0,298	0,29	0,3
Yb	1,4	2,2	2,4	2,4	1,3	1,7	1,1	2,7	2,3	2,8	1,8	1,57	1,9

Tabela I-2 (Cont...3)

Pulso1													
Amostras	PP 122M	GJ-07C	GJ 07G	MN 155C	PP 247A	PP 092D	GJ 030A	PP 207C	PP 213B	PP 218A	PA42b	PA06a	PP 172C
Lu	0,23	0,35	0,35	0,34	0,19	0,26	0,18	0,38	0,34	0,41	0,263	0,236	0,27
Hf	6,2	16,3	11,9	9,8	4	4,7	3,9	4,5	5,4	6,5	4,5	9,2	7,8
Ta	0,9	1,6	2,8	2,1	0,9	1,2	1	2	1,5	1,5	0,96	3,06	1,9
W	< 1		2	2	< 1	< 1	< 1	1	1	2	220	4,5	6
Ti	2674	4898	3531	3591	3219	3297	3645	7506	5581	3711	4496	4736	4622
Pb	23	56	40	42	35	33	37	19	31	30	64	63	35
Bi	< 0.4		< 0.4	0,4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	0,9	0,8	0,8	0,1	0,36	< 0.4
Th	18,3	26,6	45,7	27	11,5	13,1	13,8	11,6	21,7	13,6	13,7	47,9	37,6
U	3,9	5,7	6,8	6,4	3,4	4,3	3,5	4,4	4,6	4,5	3,36	6,92	8,1
Amostras	PP 033S	PP 172B	PP 197B	PPC 4037A	PP 028E	PP 190B	PP 190C	FPQ 10	FPQ 12				
SiO2	65,37	64,14	64,44	62,01	56,01	56,6	59,07	54,32	57,59				
TiO2	0,533	0,585	0,574	0,619	0,812	0,86	0,799	1,010	0,844				
Al2O3	15,42	13,57	14,35	14,45	12,37	12,26	12,75	11,11	12,71				
Fe2O3(T)	4,04	4,38	4,93	6,05	7,23	7,45	6,52	7,13	6,25				
MnO	0,06	0,064	0,099	0,118	0,129	0,136	0,109	0,129	0,112				
MgO	1,2	2,2	2,13	2,38	4,69	4,68	3,76	6,36	4,73				
CaO	2	2,23	3,36	3,87	6,37	6,31	5,07	8,6	6,23				
Na2O	3,2	3,64	2,59	2,84	2,22	2,4	2,53	1,62	2,32				
K2O	5,61	5,54	5,88	6,15	6,83	7,38	7,26	7,19	7,73				
P2O5	0,26	0,39	0,41	0,47	0,88	1	0,8	1,42	0,98				
LOI	1,11	1,36	1,12	0,8	0,81	0,81	0,82	0,64	0,42				
Total	98,79	98,09	99,89	99,75	98,35	99,89	99,49	99,529	99,916				
Sc	6	11	10	12	19	21	17	26.1	17.6				
Be	9	10	7	6	5	6	14						
V	45	71	73	86	143	149	122	139	117				
Cr	< 20	60	30	40	80	70	50	111	81				
Co	6	12	13	14	22	22	17	30	21				
Ni	< 20	20	< 20	< 20	< 20	20	< 20	23	16				
Cu	< 10	120	60	30	120	50	70	76	23				
Zn	50	50	70	90	70	100	80	71	72				
Ga	21	19	20	19	14	18	20	*	*				
Ge	1	2	2	2	2	2	2						
As	< 5	26	< 5	< 5	7	6	12						
Rb	227	203	234	255	305	339	349	268	260				
Sr	1118	727	999	1135	1453	1030	1155	2119	1539				
Y	21	20	27	23	22	27	27	27	23				

Tabela I-2 (Cont...4)

Pulso1									
Amostras	PP 033S	PP 172B	PP 197B	PPC 4037A	PP 028E	PP 190B	PP 190C	FPQ 10	FPQ 12
Zr	444	217	351	371	85	370	439	59	236
Nb	44	21	37	32	16	21	50	9.7	15.4
Mo	< 2	3	2	4	< 2	< 2	< 2		
Ag	< 0.5	< 0.5	0,6	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5		
In	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2		
Sn	4	4	5	4	6	4	7		
Sb	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0,8	< 0.5	< 0.5		
Cs	17,6	5,9	4,6	2,9	12,5	11,6	14,6	5.9	10
Ba	1814	1712	2540	3147	4668	3674	3472	6721	4278
La	93,5	56	98,2	90,2	86	101	113	156	104
Ce	159	104	184	171	171	195	205	282	178
Pr	15	10,3	18,5	17,2	18,8	21	21	*	*
Nd	45,6	33,6	58,9	57,9	62,9	70	69,2	117	65
Sm	8,2	6,6	11,1	10,8	12,8	14,2	13,4	21	12.6
Eu	1,87	1,51	2,18	2,5	3,17	3,17	2,89	5.2	3.2
Gd	6,4	5,4	8,7	8,3	9,9	11,2	10,4	*	*
Tb	0,8	0,8	1,1	1	1,2	1,3	1,2	1.9	
Dy	4	3,8	5	4,6	4,9	5,8	5,4	*	*
Ho	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	*	*
Er	2	1,9	2,4	2,2	2,1	2,3	2,3	*	*
Tm	0,27	0,27	0,34	0,31	0,28	0,31	0,32	*	*
Yb	1,6	1,8	2,1	2	1,8	2	2	1.7	1.6
Lu	0,23	0,26	0,32	0,3	0,25	0,29	0,3	0.25	0.25
Hf	12,5	5,9	9	9	2,9	8,9	12	3.3	5.3
Ta	4	2,1	1,6	1,7	0,9	1,3	3,6	0.5	0.5
W	4	3	1	5	4	2	2		
Ti	3195	3507	3441	3711	4868	5156	4790		
Pb	29	21	41	64	29	39	34	22	29
Bi	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4		
Th	104	21,4	48	23,1	14,3	20,6	82,9	8.9	13.3
U	19,9	13,8	4,5	7	3,4	5	13,8	1.7	2.9

Tabela I-3- Dados analíticos de elementos maiores (% peso) e elementos traços (ppm) do pulso 2 do Maciço Sienítico Piquiri

Pulso 2																
amostras	PP 198A	PA64-5244	PA77	PA02	PA05	PC105	PC105-5254	PP 236A	PP 235A	PP 137H	PP 240A	PP 125J	PP 243B	PPC 6178Q	FPQ 20	FPQ 34
SiO ₂	62,85	62,35	61,52	65,82	63,56	61,6	63,53	62,69	64,77	61,72	66,16	62,67	70,97	67,6	57,37	55,63
TiO ₂	0,636	0,67	0,76	0,46	0,64	0,63	0,49	0,606	0,635	0,647	0,541	0,6	0,15	0,461	0,879	0,882
Al ₂ O ₃	14,82	15,88	13,9	13,73	13,31	13,61	14,58	14,32	13,53	13,56	14,79	15,43	15,46	13,65	13,12	11,44
FeO		4,11	5,59	3,35	4,4	3,86	4,16									
Fe ₂ O ₃ (T)	4,2	4,62	6,28	3,76	4,94	5,46	4,67	4,84	4,84	4,71	3,96	4,16	2,23	3,64	6,2	6,71
MnO	0,067	0,1	0,11	0,06	0,08	0,09	0,07	0,083	0,081	0,082	0,054	0,084	0,012	0,058	0,124	0,112
MgO	1,84	1,95	2,92	1,76	2,5	2,41	1,98	2,15	2,19	2,87	1,3	1,72	0,25	1,35	4,16	7,85
CaO	2,87	2,74	4,02	2,18	3,29	3,61	2,71	3,19	2,97	3,75	1,69	2,94	0,75	1,41	5,65	6,28
Na ₂ O	3,42	3,79	2,57	3,67	3,78	3,67	3,85	3,49	3,35	3,02	3,51	3,71	4,86	3,67	2,66	2,03
K ₂ O	7,36	6,54	5,63	6,87	7,18	6,78	7,67	7,2	6,48	7,57	6,95	6,75	4,61	6,55	7,49	7,32
P ₂ O ₅	0,43	0,39	0,63	0,44	0,63	0,62	0,38	0,45	0,49	0,61	0,29	0,38	0,08	0,27	0,83	1,32
LOI	0,81	0,8	1,41	0,54	0,71	0,46	0,8	0,66	0,62	0,81	0,69	0,46	0,65	0,66	0,76	0,76
Total	99,31	99,83	99,75	99,29	100,62	98,94	100,73	99,69	99,96	99,34	99,93	98,9	100	99,33	99,243	100,334
Sc	6		16	7	9	9		8	10	10	6	7	1	5	19	13,2
Be	6		5	11	14			13	19	12	17	8	16	17		
V	55	93	100	43	61	74	72	65	76	74	52	55	17	41	129	87
Cr	40		42	45	40	159		40	30	50	< 20	40	< 20	30	53	224
Co	9	21,4	72	74	52	17	18,2	11	11	13	7	9	2	6	20	30
Ni	20	17	32	22	14	89	53	20	< 20	30	< 20	30	< 20	20	10	198
Cu	10	42	43	17	15	606	380	100	20	30	< 10	10	< 10	10	114	6
Zn	60	65	83	60	87	103	101	60	60	70	40	50	< 30	60	69	94
Ga	21		19	19	21	23		22	22	20	22	21	22	22	19	*
Ge	1		1,6	1,6	1,4	1		2	2	2	1	2	1	2		
As	7		-5	-5	-5			5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5		
Rb	212	198	226	268	340	282	244	275	349	316	363	221	196	291	364	313
Sr	2242	1496	969	991	1277	1560	1507	1600	990	1626	1075	1969	714	1029	1510	1417
Y	25		27	19	20	22		20	17	21	19	23	5	16	23	29
Zr	709	781	250	464	418	1670	891	525	329	626	586	564	198	588	129	172
Nb	42	56,7	15	31	42	51	44,1	43	52	35	48	33	19	62	18	19,5
Mo	< 2		1,1	0,3	1,4			5	2	< 2	6	< 2	< 2	< 2		
Ag	3,7		1,1	0	0			1,3	0,5	1,8	1,7	1,5	< 0,5	1,6		
In	< 0,2		-0,1	-0,1	-0,1			< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2		
Sn	6		4,9	5,4	7,8			6	8	6	7	4	2	8		
Sb	0,9		0,17	0,19	0,48			< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5		
Cs	7,1		6,2	5,4	10	9,8		7,9	8,8	5,3	6,8	3,1	6,8	9	19,0	11,7

Tabela I-3 (Cont...1)

Pulso 2																
amostras	PP 198A	PA64-5244	PA77	PA02	PA05	PC105	PC105-5254	PP 236A	PP 235A	PP 137H	PP 240A	PP 125J	PP 243B	PPC 6178Q	FPQ 20	FPQ 34
Ba	4675	2218	2888	2878	3069	3400	3243	3706	2764	3833	2566	2882	670	2571	4350	3739
La	144		69,6	99,4	101	145		119	90,7	106	72,6	121	51,7	97,1	79.9	118
Ce	272		136	193	185	241		215	164	193	157	246	79,4	159	149	198
Pr	27,7		14,83	18,15	19,49	24,8		22,1	17,3	20,9	15	27	7,83	16,2	16.9	*
Nd	83,9		60,5	64,7	70,6	85		75,3	59,8	74,3	52,8	95,7	23,3	53,9	64.3	90
Sm	15,2		11,1	10,7	12,3	12,7		12,2	10,3	12,3	9	14,7	3	8,7	11.7	15.3
Eu	3,9		2,56	2,622	2,946	3,34		2,96	2,19	3,04	2,01	3,52	0,77	2,11	2.65	3.9
Gd	11,1		8,12	7,01	7,63	8,9		7,7	6,4	8	5,7	8,7	1,7	5,7	7.8	*
Tb	1,2		1,13	0,89	1,02	1		0,9	0,8	0,9	0,7	1	0,2	0,7	1.1	
Dy	4,9		5,45	3,7	4,22	4,7		4,2	3,8	4,5	3,9	4,7	1,1	3,4	4.8	*
Ho	0,8		0,96	0,61	0,67	0,8		0,7	0,6	0,7	0,7	0,8	0,2	0,5	0.8	*
Er	1,9		2,71	1,64	1,87	2,3		1,9	1,6	1,8	1,8	1,9	0,6	1,5	2.1	*
Tm	0,25		0,383	0,211	0,249	0,32		0,24	0,23	0,24	0,26	0,24	0,08	0,22	0.28	*
Yb	1,5		2,3	1,28	1,53	2,2		1,6	1,6	1,5	1,7	1,5	0,6	1,3	1.7	1.8
Lu	0,22		0,325	0,202	0,232	0,33		0,24	0,24	0,23	0,27	0,22	0,08	0,21	0.25	0.27
Hf	16,8		6,6	12	12	40,8		12,7	9,2	14,6	14,4	13,4	6,5	15,6	3.6	5.1
Ta	3		1,44	2,43	3,8	2,5		2,6	3,3	2,6	3,8	2,1	1,3	4,8	1.2	0.5
W	< 1		279	318	267			3	< 1	1	19	1	< 1	< 1		
Ti	3813	4017	4556	2758	3837	3777	2938	3633	3807	3879	3243	3597	899	2764		
Pb	26	41	58	35	56	53	38	44	44	22	38	29	29	20	30	15
Bi	0,4		0,23	0,08	0,22			< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4		
Th	35,7		20,5	51,3	72,6	80,3		58,5	86,4	52,4	115	26,2	36,4	83,1	8.5	28.3
U	7,1		4,8	6,55	20	21,3		14,3	16,6	8,1	20,5	4,9	11,7	8,4	4.8	7

Tabela I-4- Dados analíticos de elementos maiores (% peso) e elementos traços (ppm) do pulso 3 do Maciço Sienítico Piquiri

Pulso 3									
Amostras	PP 241A	PP 081E	PP 201A	PP 220A	PQ 099S	PQ 100Z	PP 122K	PPC 3151Q	PQ 020R
SiO ₂	66,97	65,31	70,76	67,75	69,69	70,55	67,98	67,42	66,03
TiO ₂	0,63	0,554	0,34	0,391	0,351	0,106	0,329	0,418	0,476
Al ₂ O ₃	13,92	13,82	14,2	14,65	14,95	15,36	15,04	16,23	15,01
Fe ₂ O ₃ (T)	3,29	3,35	2,37	2,3	2,37	0,74	2,8	2,65	3,63
MnO	0,06	0,06	0,039	0,034	0,037	0,012	0,039	0,038	0,045
MgO	1,19	2,44	0,61	0,78	0,78	0,11	0,93	0,7	0,54
CaO	1,93	3,08	1,31	1,42	1,38	0,41	1,78	1,81	1,53
Na ₂ O	3,84	3,81	3,65	3,55	3,71	3,98	3,85	3,99	2,94
K ₂ O	6,63	6,06	5,79	6,58	6,02	7,45	5,96	6,12	7,73
P ₂ O ₅	0,23	0,54	0,14	0,16	0,15	0,12	0,22	0,21	0,17
LOI	0,49	0,78	0,72	1,52	0,63	0,59	0,68	0,56	0,6
Total	99,17	99,81	99,92	99,14	100,1	99,44	99,61	100,1	98,71
Sc	4	6	3	3	3	< 1	4	3	3
Be	16	7	10	6	10	5	7	8	5
V	45	39	28	25	24	6	32	24	60
Cr	40	80	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	6	10	4	4	4	1	4	4	4
Ni	< 20	50	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	30	30	< 10	10	< 10	< 10	10	140	30
Zn	70	50	< 30	40	< 30	< 30	< 30	110	30
Ga	23	20	21	21	22	19	20	22	21
Ge	2	1	1	1	1	< 1	1	1	1
As	< 5	< 5	6	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	262	170	270	180	210	260	170	200	216
Sr	1342	1328	1063	1487	1410	1472	1800	1645	2048
Y	25	14	13	12	17	3	6	13	18
Zr	505	457	366	508	379	40	382	405	333
Nb	71	40	38	34	28	7	25	28	28
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	1,3	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,7	< 0,5	0,6	0,7	< 0,5
In	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Sn	9	4	3	4	4	< 1	3	4	4
Sb	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cs	10,1	2,1	9,7	3,2	4,3	5,6	3,4	3,7	3,4
Ba	2878	1935	1538	2636	2485	2765	2764	2666	4779

Tabela I-4 (Cont...1)

Pulso 3									
Amostras	PP 241A	PP 081E	PP 201A	PP 220A	PQ 099S	PQ 100Z	PP 122K	PPC 3151Q	PQ 020R
La	119	112	111	82,2	105	31	61,1	108	194
Ce	238	219	185	161	171	57,6	154	192	314
Pr	25,8	22,1	17,8	16	18,5	6,16	11,2	20	30,9
Nd	88,6	64,6	50,5	47,8	61,2	20,9	36,4	66,2	102
Sm	14,5	11,5	8,3	8,1	9,1	3	5,3	9,6	14,7
Eu	3,46	2,92	1,98	2,09	2,2	0,8	1,4	2,26	3,73
Gd	9,1	8,2	5,8	5,6	5,6	1,7	2,8	5,3	8,4
Tb	1,1	0,9	0,7	0,6	0,6	0,2	0,3	0,6	1
Dy	5,4	3,5	2,8	2,7	3,1	0,7	1,6	2,8	4,4
Ho	0,9	0,6	0,5	0,4	0,5	0,1	0,3	0,5	0,7
Er	2,3	1,4	1,2	1,1	1,4	0,3	0,7	1,2	1,7
Tm	0,3	0,18	0,16	0,14	0,19	< 0,05	0,1	0,16	0,21
Yb	1,8	1,1	1,1	0,9	1	0,2	0,6	0,9	1,3
Lu	0,26	0,15	0,16	0,14	0,15	< 0,01	0,1	0,13	0,19
Hf	13,4	12,1	10,3	12,6	9,2	1,2	9,2	9,3	7,2
Ta	5,3	2,1	2,3	2,1	1,9	0,5	1,8	2	2,3
W	< 1	1	1	1	< 1	< 1	1	< 1	< 1
Ti	3777	3321	2038	2344	2104	635	1972	2506	2854
Pb	40	29	24	27	32	16	30	37	36
Bi	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4
Th	63,9	42,8	48,9	33,2	37,7	12,4	25	30	29
U	8,6	8,9	6	4,2	5,2	1,9	5,5	6,4	4,1
Amostras	PP 249A	PP 119A	PP 119D	PPC 3155G	PPC 3268K	PPC 3070D	PPC 6152E	PP 248A	
SiO2	68,94	68,76	68,46	67,86	72,59	68,71	70,54	65,87	
TiO2	0,335	0,386	0,461	0,456	0,254	0,329	0,321	0,449	
Al2O3	15,95	14,51	15,4	14,76	13,92	15,53	13,81	14,53	
Fe2O3(T)	2,64	2,47	2,65	3	1,72	2,01	2,38	3,9	
MnO	0,034	0,037	0,035	0,046	0,034	0,029	0,032	0,063	
MgO	0,53	0,76	0,71	0,98	0,35	0,58	0,65	0,83	
CaO	1,19	1,57	1,7	1,93	1,14	1,6	1,2	2,23	
Na2O	4	3,77	3,92	3,78	3,74	4,03	3,74	3,59	
K2O	5,84	5,84	6,07	5,83	5,18	5,89	5,73	6,57	
P2O5	0,14	0,14	0,16	0,18	0,09	0,11	0,11	0,23	
LOI	0,6	1,24	0,77	0,53	0,54	0,56	0,67	0,64	
Total	100,2	99,49	100,3	99,36	99,55	99,36	99,19	98,9	

Tabela I-4 (Cont...2)

Pulso 3								
Amostras	PP 249A	PP 119A	PP 119D	PPC 3155G	PPC 3268K	PPC 3070D	PPC 6152E	PP 248A
Sc	3	3	4	4	2	2	2	4
Be	13	7	6	7	9	7	7	10
V	27	22	29	32	14	20	21	55
Cr	< 20	< 20	20	20	< 20	< 20	30	< 20
Co	3	4	9	5	2	3	3	5
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	10	40	10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	< 30	40	40	40	30	< 30	< 30	40
Ga	22	20	22	22	21	21	21	21
Ge	2	1	1	1	1	1	1	2
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	246	177	176	175	190	171	227	198
Sr	1383	1405	1581	1574	900	1639	1102	1628
Y	21	28	12	16	11	9	11	16
Zr	419	428	494	406	258	333	324	624
Nb	26	32	37	33	23	23	27	29
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	0,8	0,7	2,2	0,7	< 0,5	< 0,5	0,8	1,8
In	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Sn	3	4	4	4	3	3	3	4
Sb	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cs	8,8	3,3	3,4	3,5	3,7	3	4,4	2,2
Ba	2039	2422	2747	2577	1435	2691	1959	3009
La	121	144	129	116	91,7	89,5	98,8	140
Ce	206	179	220	205	148	154	158	242
Pr	20,9	23,8	20,8	21,4	14,4	15,1	16	24
Nd	71	72,3	57,4	71,6	45,1	48,4	52,4	80,3
Sm	10,4	12,2	9,6	10,5	6,2	7	7,4	12,2
Eu	2,53	2,99	2,31	2,48	1,4	1,79	1,74	3,09
Gd	6,8	10	6,7	6	3,6	4	4,6	7,2
Tb	0,8	1,1	0,7	0,7	0,4	0,5	0,5	0,8
Dy	4	4,7	3	3,4	2,1	2,2	2,4	3,8
Ho	0,7	0,8	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,6
Er	1,8	2	1,1	1,4	1	0,9	1,1	1,5
Tm	0,23	0,26	0,15	0,18	0,13	0,11	0,13	0,19
Yb	1,5	1,5	0,9	1,1	0,8	0,7	0,8	1,2

Tabela I-4 (Cont...3)

Pulso 3								
Amostras	PP 249A	PP 119A	PP 119D	PPC 3155G	PPC 3268K	PPC 3070D	PPC 6152E	PP 248A
Lu	0,25	0,21	0,13	0,16	0,12	0,11	0,13	0,18
Hf	9,5	11	12,9	9,8	6,5	7,9	9,3	12,2
Ta	2	2,2	2,5	2,5	1,7	1,7	1,9	1,9
W	< 1	1	2	< 1	< 1	1	< 1	< 1
Ti	2008	2314	2764	2734	1523	1972	1924	2692
Pb	28	27	31	37	30	31	25	26
Bi	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Th	42,9	44,3	44,5	43,1	42,2	30,3	43,4	29,8
U	8,5	7,1	7	8	6,6	6,3	5,4	7,6

Tabela I-5. Dados analíticos de elementos maiores (% peso) e elementos traços (ppm) dos quartzos sieníticos tardios subsolvus e hipersolvus do Maciço Sienítico Piquiri

Amostras	Quartzos sieníticos tardios subsolvus						Quartzos sieníticos tardios hipersolvus			
	FPQ 15	FPQ 37	FPQ 26A	PP 169A	PP 207D	PA06b	FPQ 27	FPQ 30	FPQ 38	PP 196A
SiO ₂	74.23	73.40	75.55	72,74	74,11	75,71	70.92	74.68	73.68	74,23
TiO ₂	0.101	0.057	0.095	0,111	0,06	0,17	0.320	0.076	0.105	0,068
Al ₂ O ₃	12.82	14.46	12.76	14,24	13,64	12,7	13.91	13.57	13.02	13,37
FeOt						1,17				
Fe ₂ O ₃ (T)	1.27	0.98	0.57	0,98	1,26	1,31	2.24	0.45	1.07	0,66
MnO	0.017	0.008	0.013	0,012	0,008	0,01	0.019	0.004	0.008	0,008
MgO	0.27	0.11	0.06	0,27	0,14	0,32	0.73	0.07	0.17	0,11
CaO	0.85	0.54	0.68	0,96	0,32	0,39	0.74	0.23	0.41	0,38
Na ₂ O	3.07	4.48	4.92	2,83	2,75	3,74	3.31	2.74	2.79	2,52
K ₂ O	6.54	5.47	3.26	6,63	6,12	5,71	7.50	8.07	7.21	7,28
P ₂ O ₅	0.17	0.02	0.02	0,15	0,12	0,1	0.05	0.03	0.04	0,14
LOI	0.34	0.39	0.25	0,95	0,98	0,5	0.42	0.37	0.38	0,75
Total	99.678	99.915	98.178	99,87	99,52	100,66	100.159	100.290	98.883	99,5
Sc	5	2	1	3	2	2	0.9	0.3	1	3
Be				11	3	13				1
V	9	15	2.5	9	6	16	46	11	15	< 5
Cr	10	10	10	< 20	20	15	13	2	10	< 20
Co	2	1	0.5	< 1	1	98	5	0.5	1	1
Ni	10	10	29	< 20	< 20	5	0.5	0.5	10	< 20
Cu	62	5	5	< 10	10	5	3	10	5	30
Zn	15	15	15	< 30	< 30	29	31	16	15	< 30
Ga	14	23	23	18	16	24	*	*	14	14
Ge				2	2	1,5				2
As				< 5	< 5	10				< 5
Rb	231	259	209	230	229	300	325	305	283	280
Sr	691	955	404	426	179	646	947	933	994	165
Y	12	4	12	15	13	19	4	3	5	6
Zr	63	63	122	110	37	464	203	72	238	27
Nb	19	14	36	11	4	31	32	8.5	10	5
Mo				< 2	< 2	0,3				< 2
Ag				0,5	< 0.5	0				< 0.5
In				< 0.2	< 0.2	0,1				< 0.2
Sn				2	2	6,5				1
Sb				< 0.5	< 0.5	1,42				< 0.5
Cs	6.6	7.1	10.3	11,4	5,9	23	9	6.3	5.5	8,4

Tabela I-5 (Cont...1)										
Amostras	Quartzo sienitos tardios subsolvus						Quartzo sienitos tardios hipersolvus			
	FPQ 15	FPQ 37	FPQ 26A	PP 169A	PP 207D	PA06b	FPQ 27	FPQ 30	FPQ 38	PP 196A
Ba	1530	1830	497	678	537	1616	2954	2022	2660	260
La	15.4	3.1	56.7	32.9	10,9	22,9	23.9	9.7	13.6	6,4
Ce	25.6	5.8	87.3	59,4	20,9	33	43	19	25.9	12,7
Pr	2.61	0.74	6.46	5,99	2,09	5,015	*	*	2.91	1,26
Nb	9.0	3.1	18.2	18,7	7,6	19,3	16	9	10.5	4,7
Sm	1.9	0.8	2.7	3,5	1,7	3,61	2.2	1.6	1.8	1,2
Eu	0.75	0.30	0.38	0,94	0,5	0,917	1	0.6	0.57	0,48
Gd	1.8	0.7	1.7	2,9	1,7	2,47	*	*	1.2	1,2
Tb				0,4	0,3					0,2
Dy	2.2	0.8	2.1	2,2	2,2	1,75	*	*	0.9	1,6
Ho	0.4	0.1	0.4	0,4	0,5	0,3	*	*	0.2	0,3
Er	1.3	0.4	1.2	1,2	1,7	0,97	*	*	0.4	1
Tm	0.19	0.06	0.20	0,18	0,27	0,162	*	*	0.07	0,14
Yb	1.1	0.4	1.2	1,2	1,8	1,06	0.7	0.5	0.5	0,9
Lu	0.17	0.06	0.17	0,18	0,28	0,17	0.11	0.08	0.08	0,13
Hf	2.8	3.6	6.1	3,6	1,3	8	8.7	2.4	8.2	0,8
Ta	2.2	3.1	6.1	1,1	0,4	13,4	2	1	1.8	0,4
W				2	3	607				6
Ti				665	360	1019				408
Pb	34	37	29	43	64	95	29	24	22	28
Bi				< 0.4	< 0.4	1,14				< 0.4
Th	17.9	27.3	63.8	16,1	5,1	59,7	42.9	14.4	181	1,3
U	16.2	13.2	27.9	5,9	6,1	31,8	24.1	6.6	39.2	1,8