

Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências

***A origem da diversidade geoquímica do
Sienito Pedra Branca (MG) a partir da
evolução textural e da química de minerais***

Bruna Borges Carvalho

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
2011

Pedra Branca

Rodeado de amigos,
passo a passo por Pocinhos ,
de tardezinha cheguei lá.
Como é alto, no horizonte vejo longe,
sinto a beleza do lugar.
O silêncio é intrigante, eu não sabia antes,
como é bom se afastar.
Revoadas cortam o céu em rotas não distantes.

Decidem por si próprias,
a hora de ir, a hora de voltar.
Dão mais vida ao arrebol,
anunciando o fim de mais um dia.

Já é noite.
O céu sem lua aqui de cima é mais escuro,
vemos estrelas despencando sem cessar,
passamos horas observando,
parece um teto a desabar.
A cada estrela que se joga,
é uma história a contar.

Reunidos em seu cume,
ouvimos o vento se aproximando,
ele chega assoviando,
o frio agora é de rachar.

Pela madrugada,
hipnotizados com o fogo da fogueira,
seguimos bebendo vinho,
e não paramos de cantar.
Surgem os primeiros raios de luz na escuridão,
antecipando a aurora.

O Sol vem surgindo lentamente,
vai aquecendo a terra sutilmente,
e as cores voltam a vibrar.
O momento é único, não há como eternizá-lo.

Amanhece,
os pássaros reiniciam sua jornada,
e mais uma vez exalam liberdade.
Vendo tudo por cima aqui de cima,
mesmo com os pés no chão,
nos sentimos da mesma forma, livres.
Livres da roda, livres das falsas oportunidades,
das obrigações de nossa sociedade.

Atingimos o meio do dia.
Temos que chegar,
e diga-se de passagem, obrigados
pelas imposições que nos fazem retornar
à complexidade da vida louca da cidade.
Mas quando lá meus camaradas,
ancorarmos novamente,
é para cá, que tranquilamente nossas mentes,
diariamente irão voltar.

Agradecimentos

Gostaria de agradecer imensamente minha família, em primeiro lugar minha mãe, que é modelo de mulher para mim, e meu pai que sempre apoiou minhas escolhas. Minha irmã que sempre me deu força nas horas mais difíceis.

Ao meu orientador e amigo Valdecir, quero agradecer muito por sua paciência e seu incentivo ao meu aprendizado durante todos esses 7 anos que trabalhamos juntos! Muito obrigada por tudo, e quero que saiba que te admiro muito, você é um profissional incrível, um amante da geologia.

Quero agradecer também a todos os funcionários do IGC porque sem eles nada funcionaria. Em especial algumas pessoas me ajudaram muito não apenas nestes dois anos de mestrado, mas durante toda minha graduação: Angélica, Marcos (microsonda), Zé Paulo (LTA), Paulinho (laminação..) e da FRX, Sandra e todo pessoal do laboratório de química, Zé Carlos e outros...

Alguns professores que sempre estiveram a minha disposição.. Silvío, Renato Moraes e Marcos Egydio. Com certeza devo incluir os novos professores Lucelene Martins, Adriana Alves, Carlos Ghroman e Rogério Azzone que sempre me ajudaram e incentivaram no instituto ou nos trabalhos de campo na Pedra Branca. Obrigada GENTE!

Amigos pós-graduandos e de todas as horas que sempre deram aquele *help* nos mais diversos momentos: Frederico Vilalva (querido vizinho e colega de sala, sempre me ensinando alguma coisa..valeu!), Hélice (amiga há tempos.. é muito legal ver o quanto evoluímos nessa caminhada geológica), Pulga, Lua, Cofrinho, Lisa, Angela, Harry, GG, Popó, Meninão.

Tchitcho, Brenda, Cauê, Mikuin sempre dispostos a falar do "Sienito Pedra Branca", e a me ensinar algo seja sobre geologia ou sobre a vida!

Quero agradecer ao meu amor e companheiro, Renato, muito obrigada pelo seu amor, cumplicidade e amizade sincera ao longo destes 7 anos. Obrigada pelo incentivo que vc me deu sempre para estudar a Pedra Branca e obrigada por acreditar em mim, isso é que me faz ter confiança em mim mesma! Você é mais que especial na minha vida.

Title: *“Origin of geochemical diversity in Pedra Branca Syenite (MG) from textural evolution and mineral chemistry.”*

Author: *Bruna Borges Carvalho.*

Program: *Mineralogy and Petrology.*

Year: *2011.*

Keywords: *syenite, mineral chemistry, geochemistry, petrogenesis.*

Resumo

O Sienito Pedra Branca, com cerca de 90 Km², é um plúton tardi-orogênico com idade de 610 Ma intrusivo na *Nappe* Socorro-Guaxupé, e é truncado a oeste por rochas alcalinas (fonolitos e nefelina sienitos) do Maciço de Poços de Caldas, de idade cretácea.

O plúton é formado por quatro unidades sieníticas, que intrudiram em três pulsos principais. O primeiro pulso é representado pela unidade Sienito Laminado Saturado a Insaturado (SLSI) de tendência alcalina que aflora na parte N e S-SE do plúton. O segundo pulso consiste na intrusão do Sienito Laminado Supersaturado (SLS), que trunca o interior do SLSI. O último pulso trunca internamente SLS, e constitui o centro do plúton, denominado Sienito Supersaturado Interno (SSI). Externamente ao plúton, separado por um septo de granitos, está o Sienito Supersaturado Externo (SSE), que pode estar associado ao segundo ou terceiro pulso.

O Sienito Pedra Branca é dominado por sienitos *hipersolvus* com índice de cor entre 20-25, nos quais as variações mineralógicas mostram diferentes condições de cristalização. O SLSI atingiu condições mais oxidantes que os sienitos supersaturados, como demonstrado por suas paragêneses máficas (egirina-augita + flogopita + hematita + magnetita *versus* diopsídio + flogopita ± hornblenda + ilmeno-hematita ± magnetita). Embora em todos os sienitos a cristalização tenha ocorrido sob condições oxidantes, o Mg# maior dos minerais máficos e as maiores proporções do componente hematita nos óxidos romboédricos indicam que a fugacidade de oxigênio foi mais elevada nos SLSI.

Dois tipos principais de enclaves são encontrados. Enclaves máfico-ultramáficos são encontrados em todas as unidades, enquanto os microgranulares são exclusivos dos sienitos supersaturados, e têm composições variáveis nos campos dos sienitos, monzonitos e dioritos. Os enclaves monzoníticos e dioríticos são interpretados com produtos de magmas básicos que interagiram com o sienito hospedeiro em câmaras magmáticas mais profundas, e foram trazidos durante a ascensão.

Característica particular dos sienitos supersaturados é a presença de cristais de plagioclásio corroídos, englobados por feldspato alcalino, que possuem composições semelhantes à do plagioclásio presente nos enclaves dioríticos (An₂₅₋₃₅).

Estimativas de temperatura *liquidus* utilizando a saturação em apatita mostraram altas temperaturas dos magmas sieníticos, entre 1040 e 1160° C. Já estimativas de pressão e fO₂ foram frustradas devido à ausência de plagioclásio

magmático nestas rochas (limita o uso do barômetro de Al na hornblenda) e à ausência de equilíbrio para os óxidos de Fe-Ti (pares ilmeno-hematita + magnetita).

As unidades do Sienito Pedra Branca mostram uma pequena variação composicional e diferem principalmente conteúdo de Al_2O_3 , compartilhando assinaturas geoquímicas com elevados teores em LILE como Ba (4000-10000 ppm) e Sr (2000-4500 ppm), além de outros elementos como P_2O_5 (1-2%) e elementos terras raras leves (La= 100-380 ppm).

As semelhanças geoquímicas entre as unidades indicam que, apesar de suas diferenças, elas têm origem comum. Os modelos de gênese de magmas potássicos da literatura sugerem como área fonte mais provável dessas rochas o manto enriquecido. As altas razões LILE/HFSE, demonstradas pelas pronunciadas anomalias negativas em Nb-Ta, Ti e Hf-Zr, indicam vínculo com áreas ativas onde a injeção de fluidos ricos em REE e LILE durante a subducção gera metassomatismo no manto superior.

As assinaturas isotópicas com $\epsilon Nd_{(t)}$ pouco negativo (-7.6 a -8.1) e razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)} = 0.7077-0.7078$ associadas ao elevado conteúdo de Ba, Sr e ETR, reforçam que estes magmas estão associados à fusão parcial de horizontes enriquecidos do manto litosférico.

A associação de sienitos insaturados e supersaturados em sílica, em paralelo com a presença de enclaves dioríticos exclusivamente nos sienitos supersaturados sugerem que a violação da barreira térmica ocorreu devido à interação de magmas saturados de tendência alcalina com magmas básicos. A falta de evidências de interação *in situ* (e.g. diques sin-plutônicos) e a ocorrência de rochas microgranulares mais máficas apenas como enclaves retrabalhados indicam que a interação entre os magmas e consequentes mudanças composicionais deve ter ocorrido em níveis mais profundos da crosta.

Palavras-chave: sienito, química mineral, geoquímica, petrogênese;

Abstract

The Pedra Branca Syenite, with about 90 Km² in area, is a 610 Ma late-orogenic pluton intrusive in the Socorro-Guaxupé Nappe and truncated to the west by alkaline rocks (phonolite and nepheline syenite) from the cretacic Poços de Caldas Massif.

The pluton is made up of four syenite units that intruded as three main magmatic pulses. The first pulse is represented by the laminated silica-saturated to undersaturated syenite (SLSI) with alkaline tendency that occurs at N and S-SE of the

plúton. The second pulse corresponds to the laminated oversaturated syenite (SLS), which truncates SLSI. The last pulse, named internal oversaturated syenite (SSI), cuts SLS internally and makes up the pluton's core. Externally, separated from the main pluton by a granite septum, occurs the external oversaturated syenite (SSE) that may be associated to the second or third pulse.

The Pedra Branca Syenite is dominated by hypersolvus syenites with color indices 20-25, whose mineralogical variations show contrasts in crystallization conditions. The SLSI reached more oxidizing conditions than the oversaturated syenites, as recorded by their mafic assemblages (egirine-augite + phlogopite + hematite + magnetite *versus* diopside + phlogopite ± hornblende + ilmeno-hematite ± magnetite). Although in all syenites the crystallization occurred under oxidizing conditions, the SLSI have higher Mg# in the mafic minerals and greater proportions of the hematite component in the rhombohedral oxides, indicating higher oxygen fugacity, close to the HM buffer.

Two main types of enclaves are present in the Pedra Branca Syenite. The mafic-ultramafic enclaves occur in all units, while microgranular enclaves are exclusive of silica-oversaturated syenites, and have compositions varying in the compositional fields of syenites, monzonites and diorites. Monzonitic and dioritic enclaves are interpreted as products of basic magmas that interacted with the syenitic host in deeper magma chambers and were carried during ascension.

Another particular feature of the silica-oversaturated syenites is the presence of corroded plagioclase included in alkali-feldspars, which have compositions similar to the plagioclase crystals from the diorite enclaves (An₂₅₋₃₅).

Estimates of *liquidus* temperatures using apatite saturation showed high temperatures for the syenitic liquids, between 1040 and 1160° C. Pressure and fO₂ estimates were frustrated by the lack of magmatic plagioclase (restricting the use of the Al in hornblende barometers) and the lack of equilibrium between the Fe-Ti oxides (ilmeno-hematite + magnetite).

The Pedra Branca Syenite units show small compositional variations, and differ mostly in Al₂O₃ content (higher in silica-oversaturated syenites), sharing geochemical signatures with high contents of LILE such as Ba (4000-10000 ppm) and Sr (2000-4500 ppm), plus other elements as P₂O₅ (1.0-2%) and light rare earth elements (La= 100-300 ppm).

Geochemical similarities between the units indicate that despite their differences, they have common origin. Models of potassic magmas genesis in the literature suggest as most likely source areas the enriched mantle. The high LILE/HFSE ratios, highlighted by strong negative anomalies of Nb-Ta, Ti and Zr-Hf in

spiderdiagrams are suggestive of links with active areas where rich-REE and LILE fluid injection during subduction caused metassomatism in upper mantle.

Isotopic signatures with moderately negative $\epsilon\text{Nd}(t)$ (-7.6 to -8.1) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)=0.70767$ to 0.70779 associated with the high trace elements contents (Ba, Sr and REE), reinforces that these rocks are associated with partial melting of enriched horizons of the lithospheric mantle.

The association of silica undersaturated and oversaturated syenites, and the presence of dioritic enclaves only in the oversaturated units suggests that the violation of the thermal barrier may be connected to the coexistence with basic magmas. The lack of evidence of *in situ* interaction (e.g., synplutonic dykes) and occurrence of more mafic microgranular rocks only as reworked enclaves indicates that the magma interaction and consequent compositional changes must have occurred at deeper crustal.

Keywords: syenite, mineral chemistry, geochemistry, petrogenesis;

Índice

CAPÍTULO I	3
I.1. INTRODUÇÃO	3
I.2. OBJETIVOS	4
I.3. MATERIAIS E MÉTODOS	4
I.3.1. Levantamento Bibliográfico.....	4
I.3.2. Trabalhos de Campo	5
I.3.3. Compilação e Digitalização de Mapas Geológicos	5
I.3.4. Susceptibilidade Magnética	5
I.3.5. Petrografia	6
I.3.6. Química Mineral.....	6
<i>Microsonda Eletrônica</i>	6
<i>Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)</i>	8
I.3.7. Geoquímica de rocha total.....	8
<i>Procedimentos Analíticos e Tratamento de Amostras</i>	8
<i>Controle de Qualidade Analítico</i>	9
I.3.8. Geoquímica Isotópica	10
CAPÍTULO II – OCORRÊNCIAS DE SIENITOS RICOS EM POTÁSSIO NO BRASIL: UMA REVISÃO	11
II.1. Sienitos potássicos paleoproterozóicos da Bahia.....	11
II.2. Complexos Bom Jardim e Toritama.....	16
II.3. Pluton Serra do Man.....	19
II.4. Sienito Piquiri.....	20
II.5. Sienito Capituva.....	22
CAPÍTULO III - GEOLOGIA DO SIENITO PEDRA BRANCA	26
III.1. CONTEXTO GEOLÓGICO	26
III.2. GEOLOGIA LOCAL	30
III.2.1. Susceptibilidade Magnética	32
III.2.2. Feições de Campo.....	34
<i>Sienito Laminado Saturado a Insaturado em Sílica</i>	34
<i>Sienito Laminado Supersaturado em Sílica</i>	36
<i>Sienito Supersaturado em Sílica Interno</i>	39
<i>Sienito Supersaturado em Sílica Externo</i>	39
CAPÍTULO IV – PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL	53
IV.1. PETROGRAFIA	53
<i>Sienito Laminado Saturado a Insaturado em Sílica</i>	53
<i>Sienito Laminado Supersaturado em Sílica</i>	56

<i>Sienito Supersaturado em Sílica Interno</i>	58
<i>Sienito Supersaturado em Sílica Externo</i>	60
<i>Enclaves</i>	61
IV.2. QUÍMICA MINERAL	77
IV.2.1. Feldspato Alcalino e Plagioclásio	77
IV.2.2. Piroxênio.....	82
IV.2.3. Anfibólio.....	85
IV.2.4. Biotita.....	87
IV.2.5. Minerais Opacos.....	89
CAPITULO V – GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL E ISOTÓPICA	93
V.1. GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL	93
V.1.1. Mineralogia normativa CIPW	93
V.1.2. Índices de diferenciação e diagramas de classificação.....	94
V.1.3. Elementos Maiores: diagramas de variação.....	96
V.1.4. Elementos Menores e Traço.....	98
V.2. COMPARAÇÃO GEOQUÍMICA COM OUTROS SIENITOS POTÁSSICOS PRÉ-CAMBRIANOS DO BRASIL.....	104
V.3. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sr-Nd.....	112
CAPITULO VI – PETROGÊNESE DO SIENITO PEDRA BRANCA.....	114
VI.1 CONSIDERAÇÕES SOBRE A GEOLOGIA DO PLUTON.....	114
VI.2. PARÂMETROS INTENSIVOS E CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO.....	115
VI.2.1. Temperatura	115
VI.2.2. Pressão	117
VI.2.3. Fugacidade de Oxigênio.....	118
VI.3. PROCESSOS DE EVOLUÇÃO MAGMÁTICA.....	119
VI.3.1. Revisão da Literatura	119
<i>Cristalização Fracionada</i>	120
<i>Assimilação de Material Crustal</i>	121
<i>Imiscibilidade Líquida</i>	121
<i>Fusão Parcial de uma fonte mantélica previamente enriquecida</i>	122
<i>Fluidos e o Enriquecimento do Manto</i>	124
VI.3.2. Processos de Cristalização Fracionada	125
VI.3.3. Processos de Mistura e Significado dos Enclaves Microgranulares Dioríticos.....	128
VI.3.4. Considerações sobre as Áreas Fontes.....	132
VI.3.5. Considerações sobre Ambiente Tectônico.....	132
CAPITULO VII – CONSIDERAÇÕES FINAIS	136
VII.1 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	136
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	140

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Condições analíticas utilizadas para as análises WDS em microsonda eletrônica.....	7
Tabela 2: Padrões e tempo de integração durante análises WDS.....	7
Tabela 3: Padrões e tempo de integração durante análises WDS.....	7
Tabela 4: Nomenclatura utilizada nas unidades do Sienito Pedra Branca juntamente com as paragêneses diagnosticas de cada fácies.....	32
Tabela 5: Ordem de cristalização estimada para os sienitos da unidade SLSI.....	55
Tabela 6: Ordem de cristalização estimada para os sienitos da unidade SLS.....	58
Tabela 7: Ordem de cristalização estimada para os sienitos da unidade SSI.....	60
Tabela 8: Ordem de cristalização dos sienitos da unidade SSE.....	61
Tabela 9: Dados isotópicos em amostras do Sienito Pedra Branca; as razões foram calculadas para idade de cristalização do plúton (t=610 Ma).TDM= idade-modelo Sm-Nd segundo o método de DePaolo (1981).....	112

ANEXO I- MAPA GEOLÓGICO E DE PONTOS DO SIENITO PEDRA BRANCA

ANEXO II – TABELAS DE QUÍMICA MINERAL

- Tabela 1:** Análises WDS em cristais de feldspato do Sienito Pedra Branca.
- Tabela 2:** Análises WDS em cristais de piroxênio do Sienito Pedra Branca.
- Tabela 3:** Análises WDS em cristais de anfibólio do Sienito Pedra Branca.
- Tabela 4:** Análises WDS em cristais de biotita do Sienito Pedra Branca.
- Tabela 5:** Análises WDS em cristais de óxidos de Fe-Ti do Sienito Pedra Branca.

ANEXO III – TABELAS DE QUÍMICA DE ROCHA TOTAL

- Tabela 1:** Norma CIPW em rochas do Sienito Pedra Branca.
- Tabela 2:** Dados Geoquímicos do Sienito Pedra Branca Obtidos por FRX.
- Tabela 3:** Dados Geoquímicos do Sienito Pedra Branca Obtidos por ICP-OES.
- Tabela 4:** Dados Geoquímicos do Sienito Pedra Branca Obtidos por ICP-MS.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Gráfico de barras com a diferença obtida entre os valores obtidos por ICP-OES e FRX em alguns elementos maiores. Valores em porcentagem em peso.....9

Figura 2: Gráfico de barras com a diferença obtida entre os valores obtidos por ICP-OES e FRX em alguns elementos traço. Valores em partes por milhão (ppm).....10

Figura 3: Mapa Geológico do Batólito Itiúba e rochas encaixantes (Conceição et al., 1991); 1= falhas; 2= sedimentos quaternários; 3= Granito Pedra Solta; 4= Sienito Itiúba; 5= Faixa Móvel Salvador Curaçá; 6= Diatexitos e Metatexitos. As bordas em azul escuro são destacadas por apresentar foliação no estado sólido.....13

Figura 4: Localização dos diques de Sienito Itiúba, Santanópolis, São Felix e Anuri. Simbologia: 1= fraturas e falhas; 2= terrenos neoproterozóicos; 3= diques de sienito paleoproterozóicos; 4= terrenos granulíticos arqueano-paleoproterozóicos; 5= núcleos arqueanos; extraído de Conceição et al. (2007).....15

Figura 5: Mapa Geológico Regional do Complexo Bom Jardim (Guimarães e Silva Filho, 1998). Legenda: 1= gnaisses e migmatitos; 2= Complexo Bom Jardim (A) e Toritama (B); 3= Complexo Fazenda Nova (cálcio-alcálico de alto potássio); 4= Biotita Xistos com lentes de quartzito e mármore; 5= Anortisito Passira; 6= Augen-gnaisse; 7= Plúton Santa Cruz do Capibaribe; 8= foliação; 9= falhas geológicas.....17

Figura 6: Mapa Geológico do Pluton Serra do Man (Ferreira et al., 2002)19

Figura 7: Mapa Geológico do Sienito Piquiri (Nardi et al., 2008).....21

Figura 8: Mapa Geológico do Maciço Sienítico Capituva e rochas encaixantes (Janasi, 1993). Simbologia: 1= Gnaisses; 2= Granulitos; 3= Granitos equigranulares róseos; 4= Suíte composta por Mangeritos, Charnockitos e Granitos 5=Granitos cálcio-alcálicos porfiríticos; 7= Maciço Alcalino de Poços de Caldas; 8-15= Maciço Sienítico Capituva; 8, 9 e 11 fácies MCS; 8= sienitos laminados grossos e sienitos porfiríticos com matriz fina; 9= melasienitos (MS); 10= Sienitos Porfiríticos de matriz fina a média; 11= Sienitos laminados médios; 12= Quartzo Sienitos finos (FQS); 13= Sienitos laminados grossos; 14=Quartzo Sienitofinos a médios (FMQS); 15= corpo satélite, composto principalmente por leucosienitos.....24

Figura 9: À esquerda: Mapa tectônico da América do Sul. 1= Sistema Orogênico Andino; 2= Terreno Patagônia; 3= Cobertura Fanerozóica da Plataforma Sul-America; 4=Escudos da Plataforma Sul-Americana, destacando a Província Mantiqueira (5) e o Cráton São Francisco(6). À direita: Subdivisão da Província Mantiqueira. O segmento setentrional é o orógeno Araçuaí, já o segmento central compreende a porção sul do Orógeno Brasília e os Orógenos Ribeira e Apiaí. Já o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel (extraído de Heilbron et al., 2004).....27

Figura 10: Mapa Geológico simplificado do Orógeno Brasília Sul (extraído de Campos Neto et al., 2004)28

Figura 11: Mapa Geológico do extremo sul do Domínio Guaxupé, sudeste do Brasil (Janasi, 1999).....30

Figura 12: Mapa Geológico incluindo valores de *susceptibilidade magnética* do Sienito Pedra Branca.....33

Figura 13: Histogramas de frequência relativa dos valores de susceptibilidade magnética em amostras das diferentes unidades sieníticas do plúton (N é o número de amostras e X é a média dos valores amostrados).....	34
Figura 14: Simbologia utilizada para feldspato alcalino e plagioclásio analisados em amostras do Sienito Pedra Branca.....	78
Figura 15: Diagrama classificatório dos Feldspatos do Sienito Pedra Branca. À esquerda (símbolos em cinza e verde) estão as amostras de plagioclásio de enclaves e cristais corroídos encontrados na SLS. À direita (símbolos em azul - SLS – e vermelho – SLSI) estão as amostras de feldspato alcalino. A simbologia utilizada encontra-se na figura 14.....	78
Figura 16: Fotomicrografias de feldspato alcalino, sob polarizadores cruzados, da unidade SLSI com indicação das proporções das moléculas Or e Ab, obtidas por microsonda eletrônica.....	79
Figura 17: A) Imagem de elétrons retro-espalhados em feldspato alcalino; áreas em tons de cinza claro são ricas em Ba. B, C) Fotomicrografias de feldspato alcalino, sob polarizadores cruzados, da unidade SLS com indicação das proporções das moléculas Or e Ab, obtidas por microsonda eletrônica.....	80
Figura 18: A) Imagem de elétrons retro-espalhados de cristais de plagioclásio B) Fotomicrografias de plagioclásio inclusos feldspato alcalino, sob polarizadores cruzados, da unidade SLS com indicação das proporções das moléculas An, Or e Ab, obtidas por microsonda eletrônica.....	81
Figura 19: Cristais de piroxênio das diferentes unidades sieníticas.....	83
Figura 20: Simbologia utilizada para cristais de piroxênio das amostras do Sienito Pedra Branca.....	83
Figura 21: Diagramas de variação química dos piroxênios do Sienito Pedra Branca; diagramas classificatórios segundo Morimoto (1988). Simbologia como na figura 20.....	84
Figura 22: Cristais de anfibólio das unidades SLSI e SLS.....	86
Figura 23: Classificação dos anfibólios do Sienito Pedra Branca, segundo Leake et al. (1997).....	87
Figura 24: Diagramas de variação química das biotitas do Sienito Pedra Branca.....	88
Figura 25: Minerais opacos das unidades SLSI (A) e SLS (B) vistos sob luz refletida.....	89
Figura 26: Imagem de elétrons retroespalhados mostrando inclusões aciculares em feldspato.....	90
Figura 27: Diagrama ternário de classificação da série magnetita-ülvoespiniólio e hematita-ilmenita (Buddington & Lindsley, 1964).....	90
Figura 28: Cristal de bornita com finas bordas de calcosina e galena, vistos em fotomicrografia sob luz refletida (A) e imagem de elétrons retroespalhados (B); amostra PB-185C.....	91
Figura 29: Cristais de bornita em enclave, vistos sob luz transmitida (A), refletida (B) e em imagem de elétrons retroespalhados (C); amostra PB-246B.....	92

Figura 30: Diagrama Ortopiroxênio versus Quartzo normativo (A) e Anortita versus Quartzo normativo (B) para amostras de sienitos e enclaves do Sienito Pedra Branca.....	93
Figura 31: Diagramas de classificação composicional de rochas feldspáticas segundo Frost & Frost (2008) para rochas do Sienito Pedra Branca.....	95
Figura 32: Diagrama de variação para elementos maiores utilizando sílica como índice de diferenciação para rochas do Sienito Pedra Branca.....	97
Figura 33: Diagramas de variação para MgO, P ₂ O ₅ e An normativa em relação a Al ₂ O ₃ para as rochas do Sienito Pedra Branca. As rochas ultramáficas não foram incluídas nos diagramas (A) e (C).....	98
Figura 34: Diagramas de variação de elementos traço do Sienito Pedra Branca.....	100
Figura 35: Padrões de elementos terras raras para amostras do Sienito Pedra Branca. No diagrama dos enclaves a área hachurada representa os padrões das diferentes unidades sieníticas.....	102
Figura 36: Diagramas multi-elementares para sienitos e enclaves do Sienito Pedra Branca, normalizados pelo manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). No diagrama dos enclaves a área hachurada representa os padrões das diferentes unidades sieníticas.....	104
Figura 37: Diagramas de elementos maiores utilizando SiO ₂ como índice de diferenciação. O diagrama de afinidade geoquímica foi extraído de Maniar & Piccoli (1989).....	106
Figura 38: Diagramas de elementos menores. Legenda como na figura 37.....	108
Figura 39: Diagrama de elementos Terras Raras. Valores normalizados pelo condrito C1 (McDonough & Sun, 1995). Legenda como na figura 37.....	110
Figura 40: Diagrama de elementos incompatíveis. Valores normalizados pelo manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). Legenda como na figura 37.....	111
Figura 41: (A) Diagrama $\epsilon_{Nd} \times t$ (Ga) para sienitos dos plútons Pedra Branca e Capituva; DM: linha de evolução do manto empobrecido (DePaolo, 1981); (B) Diagrama $\epsilon_{Nd}(t) \times 87Sr/86Sr(t)$; para comparação, é indicado o campo ocupado pelos granitos do Batólito Pinhal-Ipuiúna.....	113
Figura 42: (A) Diagrama de barras com as temperaturas obtidas pelo termômetro de Harrison & Watson (1984); (B) Diagrama P ₂ O ₅ versus SiO ₂ para rochas do Sienito Pedra Branca (simbologia como na figura x) e Capituva (campo hachurado em cinza), com isotermas de Watson & Harrison (1984).....	116
Figura 43: Termometria de Piroxênios (Lindsley, 1983) para amostra PB-59 (SSI) do Sienito Pedra Branca.....	117
Figura 44: Estimativa de pressão do Sienito Pedra Branca em amostras do SLS, utilizando a metodologia de Anderson & Smith (1995).....	118
Figura 45: Diagrama de Fugacidade conforme a composição de cristais de anfibólio das unidades do Sienito Pedra Branca (Anderson & Smith, 1995).....	119
Figura 46: Diagrama de composições normativas dos feldspatos em amostras de sienito e enclaves.....	131

Figura 47: Diagramas de discriminação tectônica para o Sienito Pedra Branca; simbologia como na figura Y. (A) Diagrama ternário $FeO_7-MgO-Al_2O_3$, campos segundo Pearce et al. (1977). (B) Diagrama binário Nb+Y versus Rb, campos segundo Pearce et al. (1984): Syn-COL – sin-colisional, WP- intra-placa, VA-arco vulcânico, ORG- orogênico.....133

Figura 48: Diagrama Nb versus Zr, para rochas potássicas com teores de SiO_2 inferiores a 60% (Thompson & Fowler, 1986). O campo hachurado em (A) representa rochas separadas de processos de subducção no espaço e/ou tempo; (B) corresponde a rochas próximas a subducção no espaço e/ou tempo.....134

ÍNDICE DE FOTOS

PRANCHA I – FOTOS DE CAMPO	41
Foto 1 (PB-36A): Amostra de álcali sienito com textura inequigranular porfírica grossa.....	42
Foto 2 (PB-70A): Amostra de álcali sienito com textura inequigranular média, e intensa foliação magmática dada pelos cristais tabulares de feldspato alcalino com razão axial 4.....	42
Foto 3 (PB-189): Intensa foliação magmática em álcali sienito e par S/C formado em zona de cisalhamento sin-magmática.....	42
Foto 4 (PB-288): Álcali sienito com textura inequigranular média, rico em minerais máficos. Apatita atinge proporções modais de 5 %.....	42
Foto 5 (PB-174): Dique sienítico com bandamento composicional evidenciado por diferentes conteúdos em voláteis.....	43
Foto 6 (PB-188): Brecha magmática formada pela intrusão forçada de sienito róseo tardio em sienito cinza hospedeiro.....	43
Foto 7 (PB-176): Dique ultramáfico com textura afanítica intrusivo em alcali sienito.....	43
Foto 8 (PB-174): Intensa alteração hidrotermal em sienito grosso. Presença de cavidades miarolíticas e carbonato e malaquita tardios.....	43
Foto 9 (PB-174): Veio pegmatítico tardio com intensa alteração hidrotermal. Paragênese exótica com K-feldspato, apatita, magnetita, carbonato, calcopirita e malaquita.....	43
Foto 10 (PB-174E): Destaque para presença de cavidades miarolíticas, além de magnetita, calcopirita com malaquita nas bordas.....	43
Foto 11 (PB-235): Interação entre sienitos laminados grosso e finos, e enclave de melasienito cortados por veio tardio com acumulação de máficos nas bordas.....	44
Foto 12 (PB-175): Bandamento modal dado pelo aumento na proporção de minerais máficos em álcali sienito. As porções mais escuras constiuem-se de piroxênio e apatita.....	44
Foto 13 (PB-174): Retrabalhamento de cumulos máficos e feldspáticos (leucosienito) ocasionando a formação de enclaves cumuláticos, muito comuns nesta unidade.....	44
Foto 14 (PB-197): Sienito com quartzo, textura inequigranular grossa. Foliação magmática bem marcada pelos cristais de feldspato alcalino tabular com $Ra=2,5$	45
Foto 15 (PB-213): Sienito com quartzo intensamente deformado por zona de cisalhamento pós-magmática.....	45
Foto 16 (PB-212): Sienito com cristal de plagioclásio incluso em feldspato alcalino.....	45

Foto 17 (PB-246): Veios tardios de quartzo sienito em sienito supersaturado.....	45
Foto 18 (PB-209): Veio pegmatítico intrusivo em sienito com quartzo e IC=25. Presença de cumalatos máficos e sienito bandado.....	45
Foto 19 (PB-209): Detalhe da foto 5 mostrando veio pegmatítico com textura gráfica.....	45
Foto 20 (PB-210): Cavidade mirolítica com quartzo piramidado em sienito tardio.....	46
Foto 21 (PB-247): Enclave microgranular monzonítico em sienito com quartzo. Presença de veio granítico tardio.....	46
Foto 22 (PB-231): Enclave cumulático ultramáfico em sienito com quartzo.....	46
Foto 23 (PB-185): Enclave cumulático félsico rico em feldspato em sienito com quartzo. Na bordas ocorre concentração de piroxênio e apatita.....	46
Foto 24 (PB-209): Enclave microgranular ultramáfico em sienito. Destaque para captura de cristais de feldspato e concentração de máficos nos contatos com a rocha hospedeira.....	46
Foto 25 (PB-185): Enclave ultramáfico com piroxênio, flogopita, apatita, titanita, magnetita, calcopirita e bornita.....	46
Foto 26 (PB-246): Enclave microgranular diorítico tabular com bordas resfriadas em sienito com quartzo.....	47
Foto 27 (PB-209): Enclave microgranular diorítico com contatos difusos ricos em biotita em sienito com quartzo.....	47
Foto 28 (PB-250): Enclave microgranular sienítico com sutil bandamento composicional e forma tabular.....	47
Foto 29 (PB-209): Enclave microgranular sienítico com contatos difusos em sienito com quartzo. Destaque para pequeno cristal de plagioclásio incluso em feldspato alcalino.....	47
Foto 30 (PB-209): Interação complexa entre sienito (IC=25) e sienito fino (IC=20) com enclaves cumuláticos máficos, leucosienito fino e enclave leucocrático grosso rico em plagioclásio.....	47
Foto 31 (Pb156): Sienito e cumalatos ultramáficos com enclaves microgranulares dioríticos em seu interior.....	48
Foto 32 (PB-209): Retrabalhamento e desagregação de banda cumulática ultramáfica e melasienitos (IC>35). Destaque para enclave microgranular félsico incluso no cumalato.....	48
Foto 33 (PB-209): Nuvem de sólidos: xenólito, enclaves microgranulares e cumuáticos, vênulas máficas e minerais máficos. Destaque para xenólito de sienito laminado (SLSI) e enclave máfico (lamprofírico).....	48
Foto 34 (PB-59): Sienito com quartzo textura equigranular fina, cor esverdeada.....	49
Foto 35 (PB-130): Sienito com quartzo, textura inequigranular fina com mega-cristais de piroxênio, cor esverdeada.....	49
Foto 36 (PB-58): Sienito supersaturado inequigranular médio.....	49
Foto 37 (PB-171): Diques graníticos tardios, intrusivos em sienito supersaturado.....	49
Foto 38 (PB-58): Enclave microgranular incluso em sienito supersaturado. Destaque para a forma tabular e concentração de máficos nas bordas.....	50

Foto 39 (PB-171): Enclave microgranular sienítico em sienito supersaturado. Destaque para limites irregulares do enclave mostrando baixo contraste de viscosidade com a rocha hospedeira.....	50
Foto 40 (PB-260): Sienito com quartzo, textura inequigranular fina e cor rósea, foliação magmática insipiente.....	51
Foto 41 (PB-264): Sienito com quartzo, textura inequigranular média a grossa. Foliação Magmática marcada por feldspato alcalino tabular Ra=2,5.....	51
Foto 42 (PB-265): Amostra de sienito com quartzo, textura inequigranular média e cor esverdeada.....	51
Foto 43 (PB-264): Amostra de sienito milonitizado devido a presença de zona de cisalhamento pós-magmática. Destaque para forma sigmoidal do feldspato alcalino.....	51
Foto 44 (PB-264): Enclave microgranular diorítico em sienito com quartzo.....	52
Foto 45 (PB-259): Enclave cumulático máfico em sienito com quartzo.....	52
Foto 46 (PB-264): Alteração hidrotermal em sienito com quartzo. Destaque para cristais de feldspato marrom, provavelmente intactos.....	52
Foto 47 (PB-259): Cristal de pirita e biotita em sienito com quartzo.....	52

PRANCHA II – FOTOMICROGRAFIAS.....66

Fotomicrografia 1: Egirina-augita zonada, cor verde intenso, associada a titanita, biotita e magnetita. Lado maior da foto 3,25 mm.....	67
Fotomicrografia 2: Egirina-augita verde intenso, apatita incolor e nefelina, intersticial em sienito. Lado maior da foto 1,30 mm.....	67
Fotomicrografia 3: Feldspato alcalino tabular zonado em sienito. Lado maior da foto 8,32 mm..	67
Fotomicrografia 4: Feldspato alcalino com finas inclusões de hematita. Lado maior da foto 0,26 mm.....	67
Fotomicrografia 5: Aspecto geral dos sienitos saturados, com piroxênio como mineral máfico principal, além biotita, apatita e magnetita. Lado maior da foto 10,4 mm.....	67
Fotomicrografia 6: Assembléia máfica de sienito com egirina-augita, hornblenda, biotita, apatita titanita, além de opacos hematita e magnetita. Lado maior da foto 10,4 mm.....	67
Fotomicrografia 7: Actinolita e titanita como minerais tardios em sienito saturado. Lado maior da foto 3,25 mm.....	68
Fotomicrografia 8: Associação de minerais opacos típica do SLSI com hematita e magnetita, vistos à luz refletida. Lado maior da foto 1,30 mm.....	68
Fotomicrografia 9: Cristal de hematita quase pura, pobre em lamelas de ilmenita, vista à luz refletida. Lado maior da foto 0,260 mm.....	68
Fotomicrografia 10: Processo de martitização em cristais de magnetita, vistos à luz refletida. Lado maior da foto 0,260.....	68
Fotomicrografia 11: Cumulato ultramáfico típico da SLSI, com egirina-augita, apatita, biotita, ilmeno-hematita e titanita. Lado maior da foto 8,32 mm.....	68

Fotomicrografia 12: Cristais de ilmeno-hematita em cumulato ultramáfico da SLSI, vistos à luz refletida. Lado maior da foto 1,30 mm.....	68
Fotomicrografia 13: Diopsídio reliquiar substituído por hornblenda, associado a titanita, apatita e opacos. Lado maior da foto 3,25 mm.....	69
Fotomicrografia 14: Sienito supersaturado intensamente deformado com sigmóides de titanita e anfibólio com sombra de pressão. Lado maior da foto 3.25 mm.....	69
Fotomicrografia 15: Diopsídio reliquiar em núcleos de hornblenda. Lado maior da foto 10.4 mm.....	69
Fotomicrografia 16: Anfibólio azul (riebeckita) em borda de hornblenda. Lado maior da foto 1,3 mm.....	69
Fotomicrografia 17: Feldspato alcalino peritítico zonado. Destaque para lamelas espessas no núcleo do cristal. Lado maior da foto 10,4 mm.....	69
Fotomicrografia 18: Feldspato alcalino zonado com núcleo peritítico e bordas homogêneas, com trilha de máficos finos marcando o limite entre as duas zonas. Lado maior da foto 10,4 mm.....	69
Fotomicrografia 19: Cristal de plagioclásio zonado com bordas irregulares, incluso em feldspato alcalino peritítico. Destaque para trilhas de máficos nas bordas do feldspato alcalino marcando antigas faces. Lado maior da foto 10,4 mm.....	70
Fotomicrografia 20: Cristal de plagioclásio sericitizado com bordas irregulares incluso em feldspato alcalino. Lado maior da foto 10,4 mm.....	70
Fotomicrografia 21: Assembléia máfica com diopsídio substituído por hornblenda e apatita com allanita nas bordas. Lado maior da foto 3,25 mm.....	70
Fotomicrografia 22: Associação tardia de albita e carbonato entre cristais de feldspato alcalino. Lado maior da foto 1,30 mm.....	70
Fotomicrografia 23: Cristal de ilmeno-hematita s.s. e calcopirita vistos à luz refletida. Lado maior da foto 0,65 mm.....	70
Fotomicrografia 24: Cristal de ilmeno-hematita s.s. Visto à luz refletida. Lado maior da foto 0,260 mm	70
Fotomicrografia 25: Diopsídio substituído por hornblenda e mineral opaco com bordas de titanita. Lado maior da foto 3,25 mm.....	71
Fotomicrografia 26: Cristal de magnetita xenomórfico com titanita nas bordas. Lado maior da foto 1,04 mm.....	71
Fotomicrografia 27: Hornblenda e minerais opacos com fina borda de titanita. Lado maior da foto 1,63 mm.....	71
Fotomicrografia 28: Associação de minerais opacos com magnetita martitzada e ilmeno-hematita s.s. vistos à luz refletida. Lado maior da foto 1,04 mm.....	71
Fotomicrografia 29: Associação típica de cumulato máfico em SLS com diopsídio, biotita, minerais opacos e feldspato alcalino. Lado maior da foto 8,32 mm.....	71
Fotomicrografia 30: Associação magnetita e ilmenita-hematita s.s. vistos à luz refletida. Lado maior da foto 0,260 mm.....	71

Fotomicrografia 31: Aspecto geral da SSI com diopsídio, enstatita, feldspato alcalino e apatita. Hornblenda verde escura substitui parcialmente o diopsídio. Lado maior da foto 3,25 mm.....	72
Fotomicrografia 32: Megacristais de diopsídio associados a feldspato alcalino e minerais opacos. Lado maior da foto 3,25 mm.....	72
Fotomicrografia 33: Feição tardia de intercrescimento entre quartzo e biotita e quartzo e albita (mimerquita). Lado maior da foto 1,30 mm.....	72
Fotomicrografia 34: Cristais euédricos de apatita associados a diopsídio, feldspato alcalino e minerais opacos. Lado maior da foto 3,25 mm.....	72
Fotomicrografia 35: Cristal de diopsídio com bordas de egirina devido a alteração por fluidos alcalinos. Lado maior da foto 3,25 mm.....	72
Fotomicrografia 36: Alteração hidrotermal localizada por percolação de fluidos alcalinos. Lado maior da foto 8,32 mm.....	72
Fotomicrografia 37: Aspecto geral dos sienitos SSE com feldspato alcalino zonado, diopsídio, biotita e apatita. Lado maior da foto 10,4 mm.....	73
Fotomicrografia 38: Núcleo reliquiar de diopsídio em hornblenda anédrica, associada a apatita, biotita, titanita e opacos. Lado maior da foto 1,3 mm.....	73
Fotomicrografia 39: Zoneamento composicional em cristal de diopsídio. Lado maior da foto 5,2 mm.....	73
Fotomicrografia 40: Zoneamento oscilatório em feldspato alcalino perítico. Lado maior da foto 10,4 mm.....	73
Fotomicrografia 41: Cristal de hematita rico em lamelas de ilmenita, vistos à luz refletida. Lado maior da foto 1,3 mm.....	73
Fotomicrografia 42: Micro-sienito inequigranular porfirítico, com fenocristais de clinopiroxênio e matriz com feldspato alcalino, biotita, apatita e opacos. Lado maior da foto 2,60 mm.....	74
Fotomicrografia 43: Micro-sienito equigranular com feldspato alcalino, diopsídio, hornblenda, biotita, apatita, opacos e titanita. Lado maior da foto 3,25 mm.....	74
Fotomicrografia 44: Monzonito com feldspato alcalino perítico, plagioclásio, hornblenda, biotita, apatita e opacos. Lado maior da foto 2,60 mm.....	74
Fotomicrografia 45: Megacristal de plagioclásio com núcleo fortemente alterado em monzonito equigranular. Lado maior da foto 2,60 mm.....	74
Fotomicrografia 46: Enclave diorítico fino com textura granoblástica, e intensa alteração sericítica no núcleo. Lado maior da foto 10,4 mm.....	74
Fotomicrografia 47: Enclave diorítico fino com textura granoblástica e borda muito fina devido ao resfriamento rápido. Lado maior da foto 8,32 mm.....	74
Fotomicrografia 48: Enclave diorítico médio, com plagioclásio zonado, com núcleos intensamente modificados. Lado maior da foto 8,32 mm.....	75
Fotomicrografia 49: Enclave diorítico milimétrico, composto por plagioclásio, biotita marrom e magnetita. Lado maior da foto 1,63 mm.....	75
Fotomicrografia 50: Enclave diorítico com clinopiroxênio, hornblenda, plagioclásio, biotita, opacos e titanita. Lado maior da foto 3,25 mm.....	75

- Fotomicrografia 51:** Enclave diorítico (mesma amostra da foto anterior) rico em hornblenda e plagioclásio com núcleos alterados. Lado maior da foto 1,3 mm.....75
- Fotomicrografia 52:** Enclave bandado intercalando níveis ora com clinopiroxênio ora hornblenda, juntamente com plagioclásio, bornita e carbonato. Lado maior da foto 5,20 mm.....75
- Fotomicrografia 53:** Porção rica em plagioclásio e magnetita do enclave bandado. Destaque para alteração sericítica do plagioclásio similar ao observados nos enclaves com biotita. Lado maior da foto 8,32 mm.....75
- Fotomicrografia 54:** Nível rico em hornblenda do enclave bandado. Presença de plagioclásio (intercrescido com hornblenda e opacos), carbonato e minerais opacos. Lado maior da foto 8,32 mm.....76
- Fotomicrografia 55:** Enclave bandado visto sob luz refletida. Presença de cristais bem desenvolvidos de bornita, com núcleos de calcosina e magnetita. Lado maior da foto 8,32 mm...76
- Fotomicrografia 56:** Enclave cumulático ultramáfico com clinopiroxênio, apatita, titanita, biotita e opacos. Lado maior da foto 10,4 mm.....76
- Fotomicrografia 57:** Anfibólio azul e carbonato tardios associados à alteração do clinopiroxênio. Lado maior da foto 3,25 mm.....76
- Fotomicrografia 58:** Destaque da paragênese tardia com carbonato e anfibólio azul. Lado maior da foto 3,25 mm.....76
- Fotomicrografia 59:** Cristal de bornita (rósea) com bordas de calcosina (tom de azul) e galena (fina borda cinza) vistos à luz refletida. Lado maior da foto 1,3 mm.....76

CAPÍTULO I

I.1. INTRODUÇÃO

Situado na porção sul do Estado de Minas Gerais, próximo às cidades de Caldas e Santa Rita de Caldas, o Sienito Pedra Branca tem idade neoproterozóica (~610 Ma) e forma semi-circular, truncada pelo Maciço Alcalino de Poços de Caldas, de idade cretácea.

Embora localizado em uma região mapeada por diversos autores (e.g. Derby, 1883; 1887; Ellert, 1959; Wernik & Penalva, 1980; Ulbrich, 1984; Campos Neto & Figueiredo, 1985), poucos realizaram trabalhos exclusivamente no Sienito Pedra Branca (Winters, 1981; Janasi, 1992; Janasi, 1996) visando à compreensão das variações mineralógicas e origem de rochas tão peculiares.

Assim, o Sienito Pedra Branca permaneceu conhecido como gnaisses do embasamento fenitizados por fluidos alcalinos da intrusão de Poços de Caldas (Ellert, 1959) até o ano de 1981, quando Winters demonstrou o caráter magmático e a idade pré-Cambriana da ocorrência. Mais tarde estudos em escala de semi-detalle realizados por Janasi (1996) demonstraram a existência de quatro pulsos magmáticos principais que geraram as diferentes variedades sieníticas do plúton.

Em estudos mais recentes, Carvalho (2008) mostrou, além do zoneamento mineralógico do plúton, a existência de contrastes na fugacidade de oxigênio das fácies sieníticas, e a presença de enclaves microgranulares máficos e cristais reliquiais de plagioclásio associados aos sienitos supersaturados, que tiveram um papel importante na evolução magmática do Sienito Pedra Branca.

O Sienito Pedra Branca é formado essencialmente por sienitos potássicos (razão $K_2O/Na_2O > 1$; Foley *et al.*, 1987) e tem caráter tardi- a pós- orogênico. Embora se trate de um tipo de rocha relativamente incomum, algumas outras ocorrências similares são conhecidas em diferentes províncias do leste do Brasil, entre elas: o Sienito Capituva, vizinho a Pedra Branca em Minas Gerais (Janasi, 1992; 1993); o Sienito Piquiri no Rio Grande do Sul (Stabel *et al.*, 2001; Nardi *et al.*, 2008), o Plúton Serra do Man (Ferreira *et al.*, 2002) e os complexos Bom Jardim e Toritama (Guimarães & Silva Filho, 1998), na Província Borborema em Pernambuco, todos de idade neoproterozóica, além dos sienitos Itiúba, São Felix, Santanópolis e Anuri no Cráton de São Francisco, na Bahia, de idade paleoproterozóica (Conceição *et al.*, 1991; Rosa *et al.*, 2001; Conceição *et al.*, 2007). Todos estes sienitos compartilham assinaturas geoquímicas peculiares caracterizadas pelo enriquecimento em elementos litófilos e terras raras leves e evidências de cristalização sob condições oxidantes.

Entre os processos admitidos para a geração destes sienitos, que explicam o enriquecimento em elementos incompatíveis, estão a cristalização fracionada, assimilação de material crustal, imiscibilidade líquida e a fusão parcial de fontes mantélicas metassomatizadas. Assim, o estudo destas rochas tem grande potencial de contribuição para entendimento da evolução de magmas potássicos e de heterogeneidades do manto terrestre.

O Sienito Pedra Branca é alvo de estudo da presente dissertação de mestrado, que propõe uma investigação através do mapeamento faciológico, acompanhada de petrografia de detalhe e química mineral e de rocha, visando à caracterização dos diferentes litotipos e a compreensão da sua petrogênese.

I.2 OBJETIVOS

Ocorrências de sienitos e traquitos em ambientes tardi- a pós-colisionais vêm sendo consideradas como produto de fusão de fontes mantélicas previamente afetadas por subducção. Assim, o estudo de sienitos e rochas relacionadas tem sido uma ferramenta importante para o entendimento do manto terrestre.

O Sienito Pedra Branca apresenta características petrológicas peculiares, que incluem não só a assinatura geoquímica do plúton como um todo, mas também os contrastes mineralógicos (coexistência de sienitos insaturados e supersaturados em sílica) e as condições de cristalização das diferentes fácies sieníticas. A carência de estudos detalhados no Sienito Pedra Branca incentivou o desenvolvimento desta dissertação, visto que ele permanece muito pouco conhecido para a comunidade científica. O entendimento da petrogênese do Sienito Pedra Branca poderá trazer contribuição para a compreensão dos processos de evolução do manto na região de estudo.

I.3. MATERIAIS E MÉTODOS

1.3.1. Levantamento Bibliográfico

O levantamento bibliográfico realizado neste trabalho teve como base a biblioteca do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, além do site de periódicos da Capes.

1.3.2. Trabalhos de Campo

Três etapas de trabalho de campo nas áreas norte e sul do plúton foram realizadas com o objetivo de mapear em detalhe a distribuição das diferentes fácies sieníticas, buscando identificar as relações de contato e relações estruturais entre elas, além de coletar amostras dos diversos litotipos encontrados (incluindo sienitos, enclaves, cumulatos, veios, etc) para estudos em laboratório.

1.3.3. Compilação e Digitalização de Mapas Geológicos

As informações geológicas iniciais para a cartografia geológica da região de Caldas e arredores no sul de Minas Gerais foram compiladas do mapa geológico simplificado do plúton apresentado por Winters (1981) na escala 1: 50.000 e de dados inéditos obtidos em trabalhos de campo por Janasi (1996).

A base topográfica utilizada foram as cartas em 1:50.000 de Caldas (SF-23-V-D-IV-3) e Santa Rita de Caldas (SF-23-Y-B-I-1), em sua versão vetorial disponibilizada pelo IBGE.

Imagens de satélite LANDSAT (ETM+) e SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) também foram utilizadas como bases topográficas. A composição colorida da imagem LANDSAT (ETM+) foi a 421 (banda 4 no canal R, banda 2 no canal G e banda 1 no canal B) com fusão da imagem pancromática e filtro de realce de bordas do tipo Laplace.

O mapa geológico do plúton foi gerado através do software *ArcGis 9.2*; as informações obtidas em campo e laboratório nos diferentes sítios de observação foram agrupadas em bancos de dados associados ao mapa.

1.3.4. Susceptibilidade Magnética

Tendo em vista as diferentes paragênese máficas encontradas nos sienitos a susceptibilidade magnética, em alguns casos, pode ser uma ferramenta importante na distinção das diversas fácies sieníticas nos trabalhos de campo.

Nos trabalhos de campo foram feitas medidas de susceptibilidade magnética (K), utilizando um medidor portátil *Exploranium Kappameter KT-9* que fornece leituras em unidades de SI (Sistema Internacional). A susceptibilidade magnética K mede a razão entre J (momento magnético dipolar por volume unitário) e H (intensidade do campo magnético aplicado) tal que $K=J/H$.

Durante os trabalhos de campo realizou-se cerca de 10 medidas por amostra/variedade litológica em superfícies frescas, e a média dos valores foi então utilizada.

1.3.5. Petrografia

Análises petrográficas foram realizadas no laboratório de Óptica do IGc-USP, utilizando microscópio petrográfico tipo *Olympus* modelo BXP-50 para análises de seções delgadas sob luz transmitida, e em microscópio *Zeiss Axioplan*, sob luz transmitida e refletida.

Cerca de 70 seções delgadas convencionais foram analisadas sob luz transmitida visando à investigação de texturas, mineralogia e evolução das paragêneses máficas em sienitos, enclaves e cumulatos. Além disso, aproximadamente 35 seções delgadas polidas foram investigadas através de luz refletida, para determinação da mineralogia e evolução textural de minerais opacos, especialmente os óxidos de Fe-Ti e sulfetos em sienitos, enclaves e cumulatos.

Uma documentação fotográfica das principais texturas encontradas nas seções delgadas foi realizada utilizando uma câmera fotográfica *Olympus C5050Z* acoplada ao microscópio *Olympus BXP-50*.

1.3.6. Química Mineral

As análises químicas em minerais foram obtidas em seções delgadas polidas utilizando os seguintes métodos:

Microsonda Eletrônica

Análises químicas de minerais máficos (piroxênio, anfibólio e biotita), óxidos de Fe-Ti e feldspatos de 10 lâminas delgadas foram obtidas em Microsonda Eletrônica JEOL modelo JXA-8600S, provida de cinco espectrômetros de dispersão de comprimento de onda (WDS) com Rowland Circle de 140 mm. Cada espectrômetro possui dois cristais analisadores permutáveis tipo Johann: espectrômetro 1 com cristais STE/TAP, espectrômetro 2 com TAP/PET e espectrômetros 3-5 com cristais tipo PET/LiF. O sistema é acoplado a um espectrômetro de dispersão de energia

(EDS) NORAN Voyager (v. 4.3) e os efeitos de matriz foram corrigidos pelo sistema PROZA. As condições analíticas encontram-se resumidas na Tabela 1.

Nas tabelas 2 e 3 estão os padrões utilizados para calibração dos diferentes elementos e o tempo das contagens durante as análises. O tempo total da integração de contagens igualmente dividido entre pico e radiação de fundo e o símbolo (S) significa padrão sintético e (s) refere-se ao tempo em segundos.

Mineral	Voltagem de Aceleração	Corrente do feixe eletrônico	Diâmetro do feixe eletrônico
Piroxênio	15 kV	20 nÅ	5 µm
Anfibólio	15 kV	20 nÅ	5 µm
Biotita	15 kV	20 nÅ	5 µm
Magnetita	15 kV	20 nÅ	5 µm
Ilmeno-hematita	15 kV	20 nÅ	20 µm
Feldspato Alcalino	15 kV	20 nÅ	20 µm
Plagioclásio	15 kV	20 nÅ	5 µm

Tabela 1: Condições analíticas utilizadas para as análises WDS em microsonda eletrônica.

Linha	Cristal	Padrões Feldspato	Padrões Piroxênio	Padrões Anfibólio	T (s)
Si K α	TAP	Microclínio	Wollastonita	Wollastonita	10-20
Ti K α	LiF	Rutilo (S)	Rutilo (S)	Rutilo (S)	20-40
Al K α	TAP	Anortita (S)	Hornblenda	Hornblenda	10-40
Fe K α	LiF	Olivina	Olivina	Olivina	20-30
Mn K α	LiF	Olivina	Olivina	Olivina	20-40
Mg K α	TAP	Diopsídio	Diopsídio	Diopsídio	20-40
Ca K α	PET	Anortita (S)	Wollastonita	Wollastonita	10-30
Na K α	TAP	Albita	Albita	Albita	10-20
K K α	PET	Microclínio	Microclínio	Microclínio	20-40
Cl K α	PET	-	-	Apatita	10
F K α	PET	-	-	Apatita	10

Tabela 2: Padrões e tempo de integração durante análises WDS.

Linha	Cristal	Padrão Ilmenita	Padrão Magnetita	T (s)
Si K α	TAP	Diopsídio	Diopsídio	20
Ti K α	LiF	Ilmenita 128	Rutilo (S)	10
Al K α	TAP	Anortita	-	20
Fe K α	LiF	Ilmenita	Hematita	10
Mn K α	LiF	Olivina	Olivina	20
Mg K α	TAP	Diopsídio	Diopsídio	20
Ca K α	PET	Anortita	-	20
Cr K α	LiF	Cr ₂ O ₃ (S)	Cr ₂ O ₃ (S)	40
Zn K α	LiF	ZnO (S)	ZnO (S)	50
Nb L α	PET	Nb metálico	Nb metálico	50

Tabela 3: Padrões e tempo de integração durante análises WDS.

Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

Imagens de elétrons retro-espalhados (*Backscattered Electrons*) e algumas análises EDS foram obtidas no Laboratório de Caracterização Tecnológica da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo (LCT-EPUSP), utilizando um *Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)*, marca LEO, modelo Stereoscan 440 com sistema acoplado EDS (Energy Dispersive Spectroscopy: detector de Si, marca Oxford, modelo INCAx-act com tecnologia SDD (Silicon Drift Detector).

1.3.7. Geoquímica de rocha total

Procedimentos Analíticos e Tratamento de Amostras

Para análise química de rocha, foram selecionadas 39 amostras, que foram preparadas no *Laboratório de Tratamento de Amostras do IGc-USP*. A preparação envolveu as etapas de fragmentação de amostras representativas livres de alteração em britador de mandíbulas de aço ou prensa hidráulica até a fração grânulo, seguida de quarteamento e moagem em moinho de ágata do tipo planetário, até granulação <200 mesh.

As análises foram obtidas no *Laboratório de Fluorescência de raios X do IGc-USP* a partir de pastilhas prensadas (7,5 g de amostras para 20% de parafina) para análise dos elementos traço e fundidas (aprox. 1 g de amostra e 9 g de fundente) para os elementos maiores, segundo a metodologia descrita em Mori *et al.* (1999). Elementos traço adicionais, incluindo os elementos terras-raras, Th, U, Hf e Nb, foram analisados por *ICPMS* no *Laboratório de Química e ICP* do *IGc-USP*, segundo o procedimento analítico descrito em Navarro *et al.* (2008), que envolve dissolução por ataque ácido (HF+HNO₃) em bombas tipo *Parr* por 5 dias, permitindo alcançar limites de detecção típicos da ordem de 0,01 ppm.

Além disso, foram realizadas análises adicionais de elementos maiores e traço (V, Sr, Y, Zr, Ba e La) em 9 amostras por *ICP-OES* no *Laboratório de Química e ICP* do *IGc-USP*.

Controle de Qualidade Analítico

Em razão do baixo fechamento nos elementos maiores de algumas amostras analisadas por fluorescência de raios X, optou-se por análises adicionais em 9 amostras por ICP-OES, com objetivo de comparar os resultados obtidos.

A Figura 1 é um gráfico de barras construído com as diferenças D entre alguns elementos maiores. Os valores absolutos mostram que principalmente SiO_2 e K_2O (aproximadamente de 0.2 a 1.5 %) apresentam contrastes significativos nos dois métodos estudados e influenciam no valor total dos elementos maiores (que varia de 0.75 a 4.1%), assim o baixo fechamento nas análises por fluorescência de raios X pode estar relacionado à subestimação destes elementos. No entanto, ao comparar os valores em porcentagem no caso de SiO_2 a diferença na maioria das amostras encontra-se dentro do erro analítico (1-4%), já o K_2O em muitas amostras a diferença é cerca de 1%, mas pode chegar a 9% (PB-8B).

Embora a diferença entre os valores absolutos seja significativa os dois métodos apresentam bons resultados, pois em porcentagem as diferenças estão dentro do erro analítico. O elemento mais problemático é o K_2O , que em alguns casos a porcentagem ultrapassa o erro. Assim, serão utilizados dados de ICP-OES disponíveis (9 amostras) pois estas possuem melhor fechamento, no entanto o restante de amostras que possuem apenas análises por FRX não serão descartados já que os dados também estão bons.

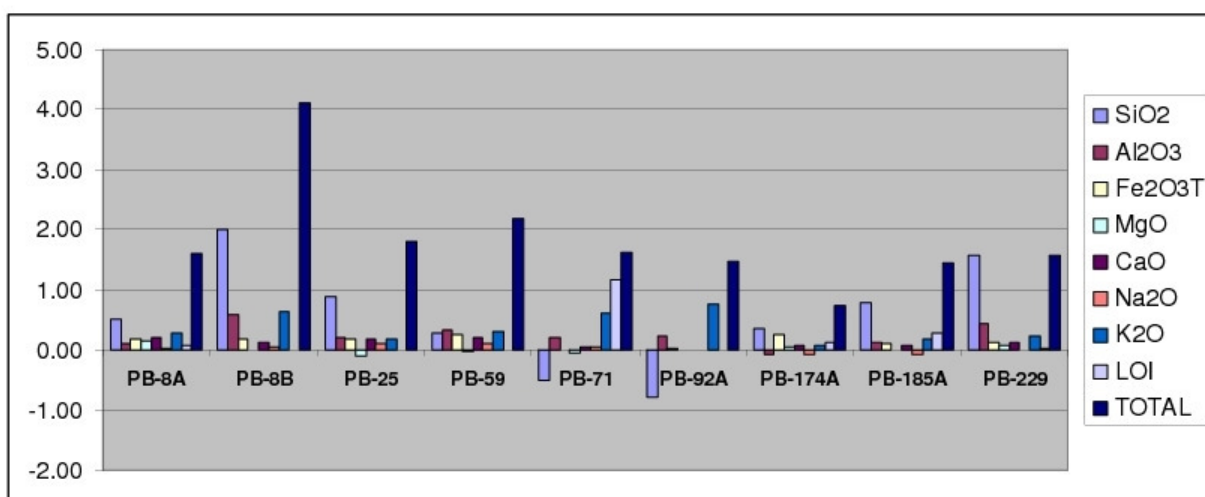


Figura 1: Gráfico de barras com a diferença obtida entre os valores obtidos por ICP-OES e FRX em alguns elementos maiores. Valores em porcentagem em peso.

Analogamente à Figura 1, a Figura 2 é um gráfico de barras construído com as diferenças D entre alguns elementos traço (V, Sr, Y, Zr, Ba e La). Os valores

absolutos mostram que principalmente Sr e Ba apresentam contrastes significativos (de 50 a 500 ppm) nos dois métodos estudados em geral, os conteúdos obtidos por ICP-OES são superiores na maioria das amostras (PB-8B, PB-25, PB-59, PB-71, PB-92A, PB-174A e PB-185A), exceto para PB-8A e PB-229. Já os conteúdos de Zr são maiores quando obtidos por FRX, fator que pode estar relacionado com a dissolução incompleta de cristais durante o ataque ácido.

Já os valores em porcentagem mostram que para elementos como V, Y e La os valores estão muito além do admitido pelo erro analítico (varia de 1 a 2 ppm no ICP-OES). Para Y e La, certamente análises ICP-MS são mais precisas, enquanto para V o método FRX é o mais indicado.

Desta forma, no item geoquímica (Capítulo IV) serão utilizados valores de FRX para Zr, Ba, Sr e V, e valores de ICP-MS para Y e La.

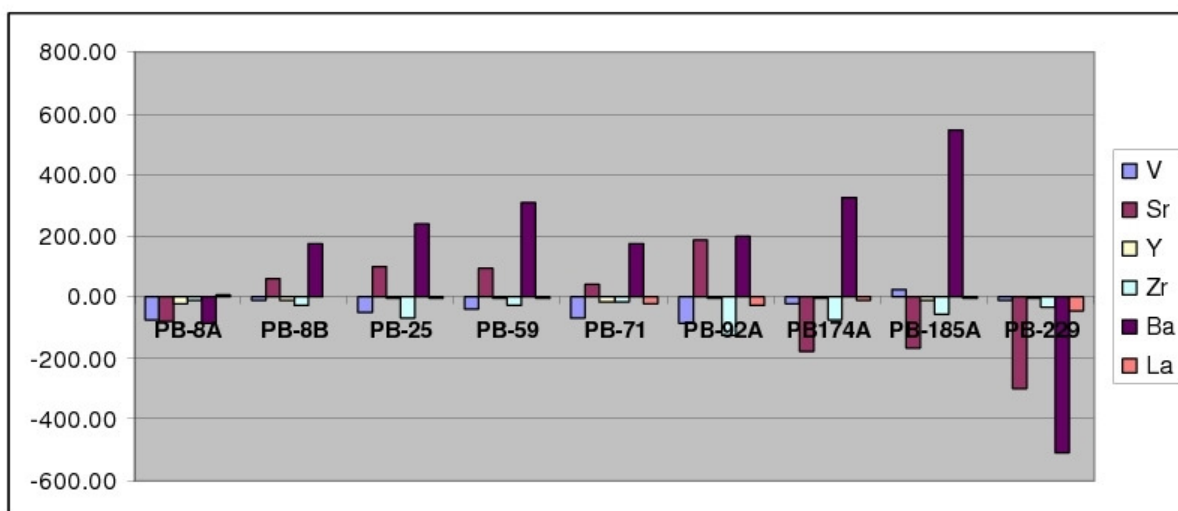


Figura 2: Gráfico de barras com a diferença obtida entre os valores obtidos por ICP-OES e FRX em alguns elementos traço. Valores em partes por milhão (ppm).

1.3.8. Geoquímica Isotópica

Análises isotópicas Sm-Nd e Rb-Sr de 3 amostras de diferentes unidades do Sienito Pedra Branca foram feitas pelo orientador desta Dissertação ao longo dos anos de 1997-1998, durante visita ao "Isotope Geochemistry Laboratory" (IGL) da Universidade do Kansas, EUA, sob supervisão do Prof. William R. van Schmus. Os procedimentos de análise são descritos em Janasi (2002).

CAPÍTULO II – OCORRÊNCIAS DE SIENITOS RICOS EM POTÁSSIO NO BRASIL: UMA REVISÃO

Nas últimas décadas, a ocorrência de sienitos e traquitos em ambientes tardi- a pós-colisionais vem sendo considerada como produto de fusão de fontes mantélicas previamente afetadas por subducção. Desta forma, o estudo de sienitos e rochas relacionadas tem sido uma ferramenta importante para o entendimento da heterogeneidade do manto terrestre.

Sienitos potássicos ($K_2O/Na_2O > 1$; Foley *et al.*, 1987), ocorrem em muitas províncias graníticas tardi- a pós-orogênicas do Leste do Brasil. Entre os sienitos de idade neoproterozóica, no Brasil, estão Piquiri (Nardi *et al.*, 2008) no Rio Grande do Sul, Serra do Man (Ferreira *et al.*, 2002) e Bom Jardim (Guimarães & Silva Filho, 1998) em Pernambuco, Capituva (Janasi, 1993) e Pedra Branca (Winters, 1981; Janasi, 1996) em Minas Gerais. O Batólito Sienítico Itiúba, o Maciço São Felix e o Dique Sienítico Anuri na Bahia representam manifestações de sienitos potássicos de idade paleoproterozóica (Conceição *et al.*, 1991; Rosa *et al.*, 2001; Conceição *et al.*, 2007).

As ocorrências de rochas plutônicas básicas a intermediárias do brasileiro tardio no leste do Brasil (620-580 Ma) são caracterizadas pelo alto conteúdo em elementos litófilos, como K, Ba e elementos terras-raras leves (ETRL). Em alguns casos, a presença de pequenos corpos de dioritos ricos em LILE, sob a forma de enclaves e diques, sugere que o caráter enriquecido destas rochas pode também estar relacionado com contaminação por magmas graníticos; entretanto, estudos petrológicos detalhados em algumas ocorrências isoladas de rochas básicas a intermediárias sugerem que estas características geoquímicas geralmente são primárias (Janasi *et al.*, 1993).

Entre os processos admitidos para geração desses sienitos, que explicam o seu enriquecimento em elementos incompatíveis, estão: a cristalização fracionada de líquidos basálticos, assimilação de material crustal rico em elementos incompatíveis e a fusão parcial de uma fonte mantélica metassomatizada. Desta forma, o estudo dessas rochas pode trazer informações importantes dos processos que envolvem a geração de magmas tão particulares e raros.

II.1. Sienitos potássicos paleoproterozóicos da Bahia

O Cinturão Móvel Salvador-Curaçá foi interpretado por Padilhae Melo (1991) como sendo a parte profunda de um orógeno estabilizado há 1.9 Ga (dados Rb-Sr). A

porção mediana do cinturão é marcada pela colocação de intrusões de magmas sieníticos e graníticos potássicos (*apud*. Rosa *et al.*, 2001) como os sienitos Itiúba, São Felix, Anuri e Santanópolis.

O Batólito Sienítico Itiúba é um exemplo importante de sienito alcalino Paleoproterozóico, e apresenta forma alongada N-S, com cerca de 150 km de comprimento e 12 km de largura (1800 km² em área). Localiza-se na porção norte do Cráton do São Francisco, intrudindo gnaisses e granulitos paleoproterozóicos do Cinturão Salvador-Curaça (>2.1 Ga), e representa o plutonismo potássico tardi- a pós-orogênico na região (Conceição *et al.*, 1991).

Mais de 98% do maciço constitui-se de álcali-feldspato sienitos leucocráticos e *hipersolvus*, com sienitos mesocráticos e hololeucocráticos subordinados. O restante, cerca de 2% é composto por cumulos máficos (apatita-diopsídio cumulos) que ocorrem como níveis ou camadas e enclaves, além de diques tabulares (holo) leucocráticos de sienitos e granitos alcalinos que podem ou não apresentar bordas de resfriamento (Conceição *et al.*, 1991; Conceição *et al.*, 2003). A Figura 3 é um mapa geológico simplificado do maciço.

Os sienitos apresentam granulação média a grossa, na qual o feldspato alcalino é a fase mineral principal, e os outros minerais ocupam os interstícios entre os cristais de feldspato. Essa textura foi interpretada como produto de processos como acumulação e compactação (Conceição *et al.*, 1991). Sua paragênese é composta por feldspato alcalino, diopsídio, edenita a Mg-hornblenda, quartzo e óxidos de Fe-Ti (ilmenita e Ti-magnetita), com minerais acessórios apatita, zircão, titanita, mica (flogopita a biotita) e allanita.

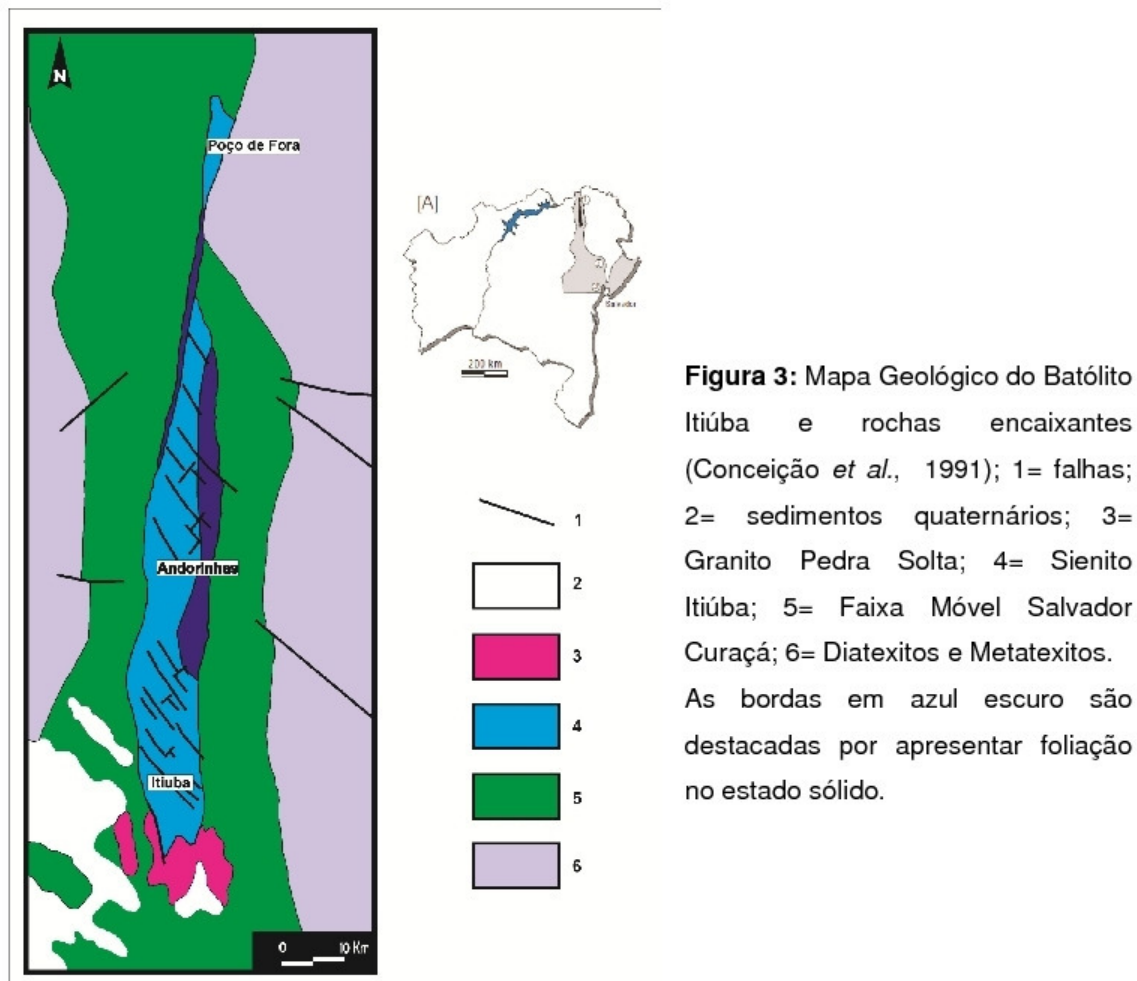
Três tipos de enclaves foram distinguidos com base na mineralogia e forma:

- xenólitos de rochas do embasamento (granulitos e gnaisses): apresentam forma angular e são encontrados principalmente nas zonas marginais do maciço;
- enclaves de quartzo-diorito a monzonito, centimétricos e tabulares;
- enclaves cumuláticos elipsoidais, constituídos por clinopiroxênio e apatita, além de anfibólio, óxidos de Fe-Ti e biotita como fases *intercumulus*;

Diversas gerações de diques intrusivos nos sienitos também foram hierarquizadas por Conceição *et al.* (1991):

- Diques granulares brancos com espessura centimétrica e contatos difusos, compostos por álcali-feldspato sienitos leucocráticos, semelhantes ao sienito hospedeiro. Podem representar líquidos residuais extraídos por *filter-pressing*.
- Diques róseos a avermelhados apresentam contatos retilíneos e margens resfriadas, formados por álcali-feldspato-quartzo sienito a álcali-feldspato granito.
- Diques pegmatíticos possuem contatos retilíneos e são composicionalmente

zonados, com núcleos ricos em quartzo e margens ricas em álcali-feldspato, alternadas por zonas ricas em anfibólio e biotita.



Os sienitos possuem caráter metaluminoso, e enriquecimento nos elementos K, Mg, P, Ti e Ba. Segundo Conceição *et al.* (1991), os dados geológicos, mineralógicos e geoquímicos indicam que as rochas que constituem o Batólito Itiúba não representam líquidos magmáticos. Os conteúdos de P e Ti são maiores que os esperados para líquidos sieníticos, e sugerem processos de acumulação de apatita e óxidos de Fe-Ti, seja por assentamento de cristais ou por remoção de líquidos residuais. Além disso, os conteúdos de elementos traço, juntamente com Ti e P, são controlados pelas fases minerais acessórias, e mostram padrões complexos e comportamento geral idêntico dos sienitos e cumalatos máficos, porém em pequena escala, com comportamento reverso, o que só poderia ser explicado pela “mistura” dos cumalatos continuamente com os líquidos residuais em evolução.

Uma idade média de 2095 ± 5 Ma (MSWD= 2,2) foi obtida através da evaporação de Pb em monocristais de zircão (Conceição *et al.*, 2003).

O Maciço Sienítico de São Félix (Figura 4) é uma intrusão alongada com cerca de 32 km^2 , encaixada em terrenos gnáissicos granulíticos, que representa a expressão mais a sul do alinhamento de corpos sieníticos na porção mediana do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (Rosa *et al.*, 2001).

É constituído por rochas de grande homogeneidade composicional e textural, geralmente leucocráticas, de coloração cinza a rósea, granulação fina a média, ocasionalmente porfírica, apresentando predominantemente estrutura gnáissica, localmente milonítica. Três fácies petrográficas foram identificadas por Rosa *et al.* (2001): gnáissica, porfírica e máfica.

Cerca de 85% da área aflorante é constituída por sienitos com estrutura gnáissica e paragênese composta por feldspato alcalino perítico, diopsídio pobre em Ti, Si-edenita, mica marrom, plagioclásio (com teor de anortita inferior a 15%) e quartzo. Os minerais acessórios são fluor-apatita, zircão, titanita, monazita, óxidos de Fe e Ti e sulfetos.

Os sienitos porfíricos constituem cerca de 9% das rochas aflorantes, possuindo a mesma paragênese dos sienitos gnáissicos, das quais diferem devido à ocorrência de megacristais de feldspato alcalino com 3-7 cm, que perfazem aproximadamente 7% do volume da rocha.

Os sienitos máficos ocorrem como níveis e apresentam texturas cumuláticas, onde os minerais *cumulus* são diopsídio pobre em Ti, fluor-apatita e os minerais *intercumulus* são feldspato alcalino rico em Ba e biotita.

A geoquímica demonstra que os sienitos têm caráter metaluminoso e afinidade potássica, e cerca de 15% das amostras podem ser classificadas como ultrapotássicas (Rosa *et al.*, 2001). Apresentam conteúdos elevados de Ba (1270-4320 ppm), Sr (600-2200 ppm) e elementos terras raras (433-1189 ppm ETR total). Os padrões de ETR mostram forte enriquecimento nos leves, com fracas ou ausentes anomalias negativas em Eu, enquanto que os diagramas multielementares mostram fortes anomalias negativas de Nb, P e Ti. Os autores consideram esta assinatura geoquímica do compatível com um ambiente pós-colisional.

A datação Pb-Pb por evaporação de monocristais de zircão indica que o Sienito São Félix tem idade de 2098 ± 1 Ma, similar às outras ocorrências no Cinturão, demonstrando que a sua colocação está relacionada com as etapas finais de estabilização do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá.

As rochas do maciço caracterizam-se isotopicamente por valores $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ negativos (-1,5 a -2,9), corroborando para a hipótese de fontes enriquecidas; as baixas

razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ (0,701 a 0,704) são consistentes com fontes mantélicas. Essa assinatura isotópica é similar aos outros maciços sieníticos do cinturão e reflete provavelmente um manto metassomatizado (Rosa *et al.*, 2001).

O Dique Sienítico Anuri abrange uma área de cerca de 72 km² e é o representante meridional de um alinhamento N-S, de grandes diques de sienito que ocorrem no leste do Estado da Bahia, encaixados em terrenos polimetamórficos de alto grau.

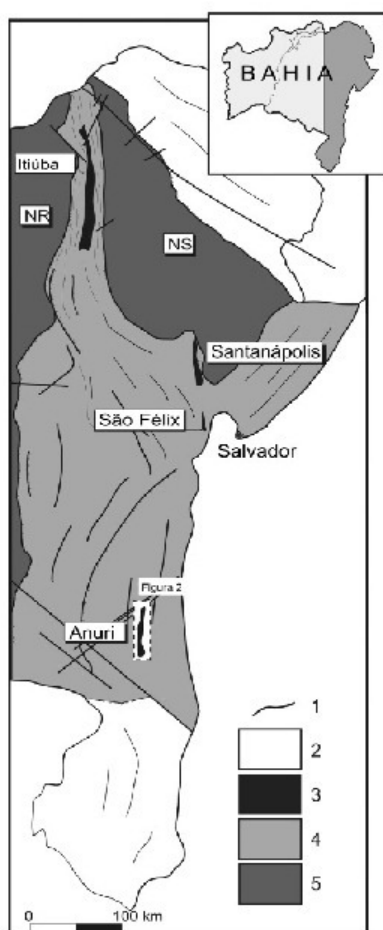


Figura 4: Localização dos diques de Sienito Itiúba, Santanópolis, São Felix e Anuri. Simbologia: 1= fraturas e falhas; 2= terrenos neoproterozóicos; 3= diques de sienito paleoproterozóicos; 4= terrenos granulíticos arqueano-paleoproterozóicos; 5= núcleos arqueanos; extraído de Conceição *et al.* (2007).

Cerca de 90% da ocorrência é constituída por sienitos de cor cinza, diques sieníticos brancos (com aproximadamente 1 metro de espessura) e autólitos e leitões máficos formados por diopsídio (em alta proporção modal), edenita, flogopita, apatita e feldspato alcalino. Foliação de fluxo magmático subvertical bem marcada é comum e localmente pode ser observada estrutura gnáissica. Os sienitos têm caráter *hipersolvus* de afinidade ultrapotássica, e são enriquecidos em Ba, Sr, P e elementos

terras raras leves; os baixos conteúdos em Ti, Nb e Ta são indicativos de magmas mantélicos com assinatura de subducção (Conceição et al., 2007).

Datações U-Pb em zircão, em amostras de álcali-feldspato sienito forneceram idade de 2095 ± 4 Ma para a cristalização do dique (Conceição et al., 2007).

As razões isotópicas de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0,703$ a $0,707$) e Nd ($\epsilon_{\text{Nd}(t)} -1,71$ a $-3,87$) são compatíveis com fontes mantélicas enriquecidas.

As estruturas e as texturas ígneas do Batólito Itiúba observadas em campo indicam que sua colocação foi posterior ao metamorfismo de alto grau do Cinturão Salvador-Curaçá. A idade de 2095 ± 5 Ma obtida para estes sienitos é próxima daquelas encontradas para os outros dois corpos sieníticos presentes neste cinturão (Santanópolis – 2100 ± 4 Ma (U-Pb) e São Félix – 2098 ± 1 Ma (Pb-Pb), Rosa et al., 2001), indicando que a colocação deste magmatismo no cinturão ficou restrita ao intervalo entre 2090 e 2104 Ma (Conceição et al., 2003).

Embora Conceição et al. (1991) tenham admitido que os sienitos do Batólito Itiúba não correspondem a composições de líquidos, trabalhos mais recentes dos mesmos autores (Conceição et al., 2003 e 2007; Rosa et al., 2001) modificaram esta interpretação, e consideram que estas rochas (assim como as ocorrências de mesmo contexto geológico: Sienito São Felix, Santanópolis e Anuri) são produtos de cristalização de magmas sieníticos resultantes da fusão do manto litosférico enriquecido.

II.2. Complexos Bom Jardim e Toritama

Os Complexos Bom Jardim e Toritama formam corpos alongados entre o maciço Pernambuco-Alagoas e o cinturão Pajeú-Paraíba, e compõem múltiplas intrusões dominadas por rochas de composição monzonítica e sienítica, que abrigam abundantes diques sin-plutônicos, enclaves de dioritos, monzodioritos e monzonitos, além de sienitos máficos e xenólitos de rochas metassedimentares (Guimarães, 1989).



Figura 5: Mapa Geológico Regional do Complexo Bom Jardim (Guimarães & Silva Filho, 1998). Legenda: 1= gnaisses e migmatitos; 2= Complexo Bom Jardim (A) e Toritama (B); 3= Complexo Fazenda Nova (cálcio-alcalino de alto potássio); 4= Biotita Xistos com lentes de quartzito e mármore; 5= Anortisito Passira; 6= Augen-gnaisse; 7= Plúton Santa Cruz do Capibaribe; 8= foliação; 9= falhas geológicas.

O Complexo Bom Jardim localiza-se cerca de 90 km a noroeste de Recife, e cobre uma área de cerca de 200 km²; o Complexo Toritama situa-se 30 km a sudoeste, e tem área aproximada de 60 km² (Figura 5).

Datados em 592 ± 7.2 Ma por U-Pb em zircão, os dois complexos representam o magmatismo associado ao final do regime compressivo no Neoproterozóico dentro do Cinturão Pajeú-Paraíba, e sua colocação parece estar relacionada a falhas de empurrão (Guimarães & Silva Filho, 1998).

Quatro fácies principais foram identificadas nos dois complexos:

- Sienitos a monzonitos máficos com piroxênio, biotita e anfibólio (PBAMS): volumetricamente é a fácies mais abundante. A textura é porfirítica com fenocristais de microclínio pertítico zonado e plagioclásio; texturas rapakivi e anti-rapakivi ocorrem localmente. Piroxênio manteado por anfibólio também é comum, e quartzo está presente em pequenas proporções (< 5%). Minerais acessórios são apatita, titanita marrom, allanita, monazita arredondada e zircão. A ocorrência de monazita nessas rochas foi considerada por Guimarães (1989) como evidência de contaminação crustal.

- Sienitos médios com piroxênio, biotita e anfibólio (MPBAS): correspondem a sienitos com granulação média, granulares a porfíricos; comparados à fácies PBAMS, apresentam um aumento de feldspato alcalino modal (em média, 54%), com diminuição das fases máficas. Os minerais acessórios são magnetita, apatita, zircão, titanita alaranjada, monazita, allanita e torita.

- Sienitos de granulação muito grossa e cor marrom (CS): caracterizam-se pela textura porfírica com grandes fenocristais (> 5 cm) de feldspato alcalino marrom (de 60-90% em volume) com inclusões aciculares de minerais opacos, além de inclusões concêntricas de biotita, piroxênio e anfibólio. Albita pode circundar os fenocristais de feldspato alcalino, os minerais máficos são biotita, piroxênio e anfibólio, e os acessórios são apatita, zircão e titanita.

- Leuco-sienitos com piroxênio, biotita (PBLs): esta fácies apresenta textura equigranular média, porém variedades porfíricas são encontradas localmente. Apresenta menos que 20% de minerais máficos e anfibólio magmático não foi observado; quartzo representa cerca de 10% da moda. Os minerais acessórios são apatita, titanita alaranjada e keilhauita, minerais ricos em Th incluindo torita e quantidades traço de allanita.

A geoquímica de elementos maiores e traço destes complexos definem afinidade shoshonítica para todo o conjunto de rochas. Características geoquímicas marcantes são o alto conteúdo em MgO, Cr e Ni, e altas razões LILE/HFSE, com enriquecimento em K, Rb e ETR leves.

Análises de isótopos Sm-Nd em rocha total foram realizadas em sete amostras. Os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ estão entre -10 e -14, onde os valores mais negativos foram obtidos em amostras mais diferenciadas (PBLs). As idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) estão entre 1.8 Ga e 2.0 Ga (Guimarães & Silva Filha, 1998).

O modelo admitido para formação do membro mais básico do Complexo Bom Jardim propõe fusão de horizontes metassomatizados do manto superior, enriquecidos em elementos incompatíveis assim com K, Rb e Terras Raras leves. Depois da geração dos magmas parentais no manto e antes da ascensão, ainda em crosta inferior, processos de fracionamento principalmente de anfibólio e biotita, além de pequenas quantidades de clinopiroxênio, podem ter tido papel importante na geração das demais fácies. O membro granítico, que intrude o complexo em seu estágio final, é considerado produto de fusão da crosta continental durante o processo de colisão, porém sua intrusão é tardia, visto a impossibilidade de ascensão durante o regime

compressional (Guimarães, 1989).

II.3. Pluton Serra do Man

O Plúton Serra do Man (Figura 6), situado 450 km a oeste de Recife, ocupa área de cerca de 130 km², e intrude ao norte os xistos e gnaisses supracrustais (Complexo Riacho da Barreira) e ao sul granitóides e metapelitos neoproterozóicos (Complexo São Caetano), ambos pertencentes ao Terreno Alto Pajeú, na Província Borborema, nordeste do Brasil (Ferreira *et al.*, 2002).

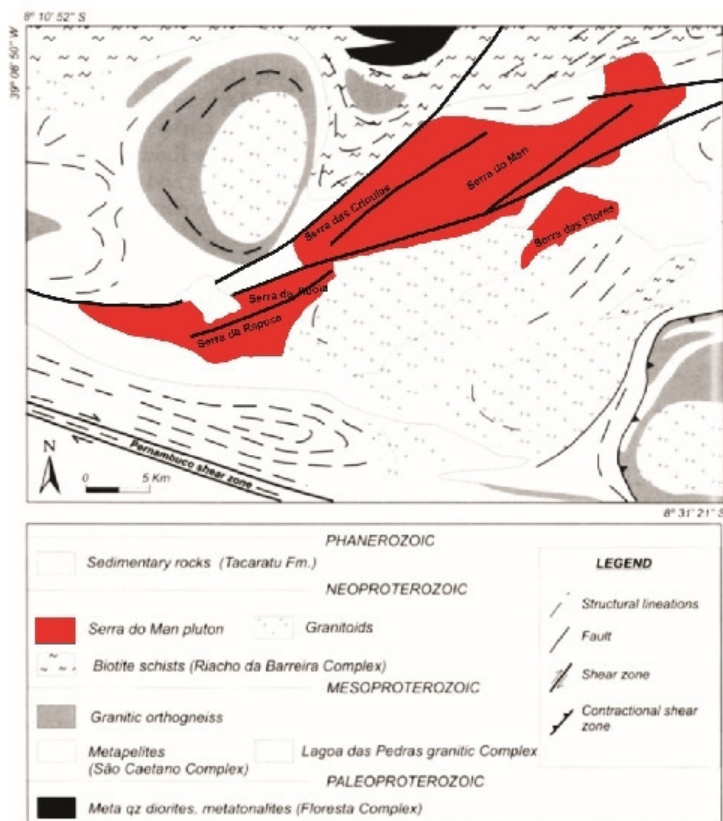


Figura 6: Mapa Geológico do Pluton Serra do Man (Ferreira *et al.*, 2002).

Como os demais plútons ultrapotássicos da região, possui limites tangenciais a grandes zonas de cisalhamento, e a sua colocação está relacionada aos espaços gerados pelos movimentos ao longo das zonas de cisalhamento durante o evento tectonotermal brasileiro.

As rochas predominantes, classificadas como feldspato alcalino sienitos e quartzo-feldspato alcalino sienitos, apresentam granulação fina a média e exibem

megacristais de feldspato e clinopiroxênio. Microclínio róseo é a fase mais abundante (cerca de 75% em volume), seguido por egrina-augita, quartzo, apatita, titanita e winchita.

Xenólitos de granitóides e gnaisses são comuns, enquanto os menos abundantes são os mica piroxenitos. Diques tardios leucocráticos de composição sienítica intrudem os sienitos hospedeiros, e são constituídos essencialmente por microclínio e quartzo; geralmente não ocorrem fases máficas.

Ferreira *et al.* (2002) consideram que todas as ocorrências de rochas ultrapotássicas na Província Borborema, incluindo o Plúton Serra do Man, tenham sua origem relacionada a processos de imiscibilidade de magmas, em um modelo análogo ao proposto por Ferreira *et al.* (1992) para o Batólito Triunfo, o que seria evidenciado, entre outros fatores, pela presença de diques sin-plutônicos de piroxenitos, que são comumente observados em todos esses plutons.

II.4. Sienito Piquiri

O Sienito Piquiri é um plúton de forma semi-circular e área aproximadamente 150 km², situado na porção centro-norte do Escudo Sul-Rio-Grandense (Jost *et al.*, 1985). A Figura 7 mostra que o plúton é circundado por rochas metamórficas e é invadido a SE pelo Complexo Granítico Encruzilhada. A NW o Sienito Piquiri faz contato tectônico com seqüências sedimentares neoproterozóicas da Bacia do Camaquã (Nardi *et al.*, 2008). A idade do plúton foi estimada em 611 ± 3 Ma (Pb-Pb em zircões magmáticos; Phillip *et al.*, 2002).

Os diferentes litotipos presentes no Sienito Piquiri permitiram o reconhecimento de 5 unidades principais:

- Álcali-feldspato sienitos grossos a médios, predominam no núcleo da intrusão;
- Sienitos a quartzo monzonitos finos a médios, principalmente nas bordas do plúton;
- Flogopita-álcali-feldspato sienitos, que mostram estruturas de interação com álcali-feldspato sienitos;
- Sienogranitos e álcali-feldspato sienitos;
- Enclaves, de diferentes tipos: microgranulares máficos dioríticos, autólitos cumuláticos (compostos por piroxênio e mica), fragmentos de margens resfriadas, xenólitos do embasamento metamórfico e enclaves microgranulares máficos lamprofíricos.

Foliação magmática é bem desenvolvida em todas as rochas do pluton, principalmente nos sienitos grossos, e é marcada pelo alinhamento dos cristais de

feldspato potássico. Os contatos entre as quatro unidades sieníticas principais geralmente são gradacionais e sugerem uma cristalização aproximadamente simultânea. Os granitos representam líquidos finais, que cortam contatos internos e contêm autólitos sieníticos.

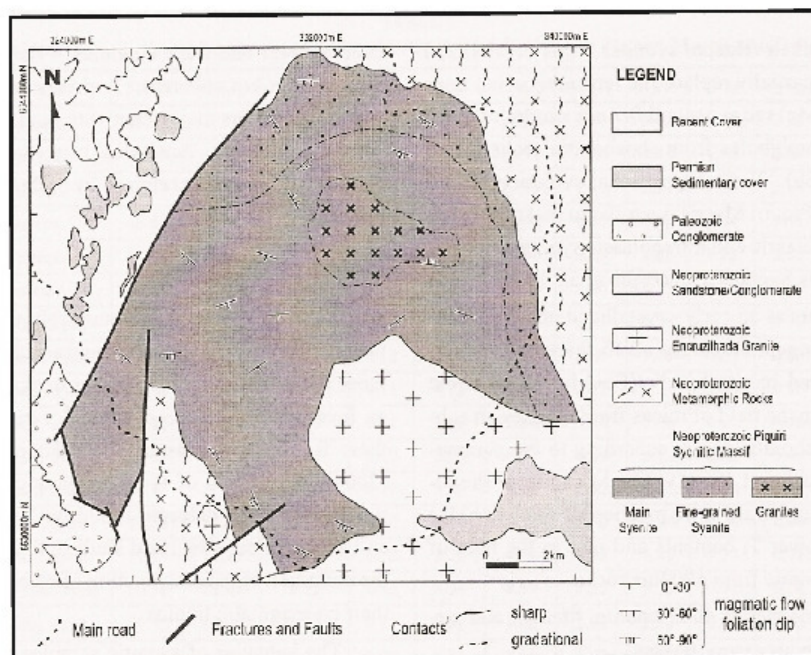


Figura 7: Mapa Geológico do Sienito Piquiri (Nardi et al., 2008).

Os sienitos finos a médios, interpretados como margens resfriadas, têm como minerais máficos o diopsídio, que pode ser substituído por Mg-hornblenda e edenita, além de biotita. O plagioclásio apresenta teores de anortita entre 20 e 51, é fase precoce na cristalização e pode ocorrer como inclusões em outros minerais. Feldspato alcalino apresenta quantidades variáveis de pertita (em geral < 20% em volume).

Já os álcali-feldspato sienitos médios a grossos apresentam augita como máfico principal, seguido por edenita e Mg-hornblenda. O feldspato é mais pertítico, podendo conter até 25% de albita; localmente podem ser encontradas inclusões de plagioclásio parcialmente reabsorvidas (Stabel *et al.*, 2001). As principais fases acessórias são ilmenita, magnetita, flúor-apatita, titanita e zircão.

O álcali-feldspato sienito apresenta textura inequigranular hipidiomórfica, e os minerais máficos são titanita, anfibólio e biotita. Os sienogranitos apresentam textura similar à dos sienitos, e apresentam como minerais máficos biotita, anfibólio, apatita e zircão.

A presença de estruturas relacionadas a processos de segregação e acumulação pode sugerir que estes sienitos não correspondem a líquidos verdadeiros, mas o comportamento geoquímico dessas rochas é similar ao de magmas traquíticos ou traquiandesíticos. Os sienitos finos encontrados na borda do pluton, interpretados como líquidos resfriados rapidamente, são considerados como magmas parentais dos álcali-feldspato sienitos. Essas características foram admitidas por Nardi *et al.* (2008) como evidências para que esses sienitos representem líquidos e não cumulos.

A ocorrência de enclaves microgranulares máficos (lamprófiros tipo minette) com clinopiroxênio rico em K foi interpretada como uma indicação de que estas rochas são produtos de fusão sob altíssimas pressões (> 5.0 GPa) (Plá Cid *et al.*, 2003). A relação textural entre o sienito hospedeiro e os enclaves lamprófíricos, e a identificação de fases minerais ricas em K preservadas (inclusive como xenocristais no sienito hospedeiro) sugerem que a interação entre esses magmas deve ter se iniciado sob condições mantélicas (próximo às suas temperaturas *liquidus*). De acordo com Plá Cid *et al.* (2003), o contraste de temperatura entre os dois magmas teria acelerado o resfriamento do magma máfico, impedindo que houvesse difusão química e conseqüentemente a perda do K presente no clinopiroxênio.

As características composicionais dos dois magmas (sienito e lamprófiro) são similares, mas os conteúdos de Cs, Rb, U, LREE e Sr são maiores nos enclaves. Além disto, as razões Nb/Ta variam em torno de 20 nos sienitos e são mais altas (~30), enquanto Th/U e Zr/Hf são mais baixos nos enclaves. Este comportamento não seria consistente com um modelo de geração dos sienitos por fracionamento do magma parental lamprófírico, já que a maioria destes elementos teria comportamento incompatível, concentrando-se nos líquidos mais evoluídos (sienítico). Assim, a geração dos dois magmas por processos cogenéticos seria mais plausível neste caso, envolvendo diferentes proporções de fusão parcial de uma fonte mantélica similar (Nardi *et al.*, 2007).

II.5. Sienito Capituva

Os Sienitos Capituva e Pedra Branca, datados em ~610 Ma (Topfner, 1996), ocorrem no SW de Minas Gerais, e são intrusivos em rochas metamórficas de alto grau e em granitos da Nappe Socorro-Guaxupé (NSG), marcando o final da evolução magmática neoproterozóica na região.

O Sienito Pedra Branca é tema desta Dissertação de Mestrado, e será descrito em detalhe adiante.

O Sienito Capituva tem forma elipsoidal, com cerca de 180 km², resultou da intrusão seqüenciada de quatro pulsos magmáticos parcialmente superpostos. É composto de sienitos supersaturados com índice de cor entre 20 e 25 que mostram importantes variações texturais indicativas de cristalização progressivamente mais lenta nas fácies mais jovens (Janasi, 1993).

O plúton (Figura 8) é constituído por sienitos médios a grossos (MCS), que incluem a variedade de fácies porfirítica (nas margens) e laminada média a grossa (no centro do plúton), refletindo o aumento do tamanho dos grãos da matriz e diminuição da abundância dos megacristais de K-feldspato. Apesar da tendência à transição, os contatos entre essas fácies são localmente abruptos, e de caráter intrusivo.

O quarto pulso magmático é o mais complexo, e apresenta um núcleo de melasienitos (MS) porfiríticos, com índice de cor acima de 35, circundado por sienitos laminados grossos que hospedam também corpos anelares de quartzo sienito fino (FQS) e fino a médio (FMQS).

Xenólitos de gnaisses do embasamento são comuns e podem ser produto do colapso do teto e das margens da câmara magmática. Além disso, próximo aos xenólitos são encontradas lentes máficas-ultramáficas centimétricas e sienitos muito grossos, são interpretados como cumulatos (Janasi, 1992).

As rochas encaixantes formam um padrão aproximadamente concêntrico ao redor do maciço, e seus contatos são truncados pelos sienitos. A disposição da foliação tectônica das encaixantes e da foliação magmática dos sienitos sugere para o maciço uma forma de “funil” inclinado na direção SW, e sua estrutura deve ser resultado de uma intrusão forçada (Janasi, 1993).

Todas as fácies do Sienito Capituva, exceto os melasienitos (MS), são isentas plagioclásio magmático e por isso são descritos como *hipersolvus*. Muitas dessas rochas apresentam recristalização pós-magmática, que gerou oligoclásio secundário (An<20) pela exsolução do álcali-feldspato original. Já nos melasienitos, que têm composição mais cálcica, o plagioclásio (An₂₂) magmático pode ser observado na matriz em equilíbrio com o feldspato alcalino.

Cristais xenomórficos de plagioclásio parcialmente reabsorvidos, inclusos em feldspato alcalino, também são encontrados nas fácies mais finas, pois devido ao resfriamento rápido esses cristais não tiveram tempo suficiente para reagir com o magma.

Assim como nos casos descritos anteriormente, a possibilidade de que os sienitos do Maciço Capituva não representem líquidos, mas sim cumulatos também foi explorada por Janasi (1993). Para este autor, a composição da maioria das rochas do maciço é similar à de seus magmas originais. Na unidade FQS, os sienitos são finos,

exibem texturas sub-vulcânicas típicas e têm pequenas proporções de fenocristais. Os magmas que deram origem a FQS não poderiam gerar os sienitos da unidade MCS por acumulação de feldspatos, pois apesar das diferenças texturais (porfirítica a fina) ambas as unidades apresentam composições semelhantes.

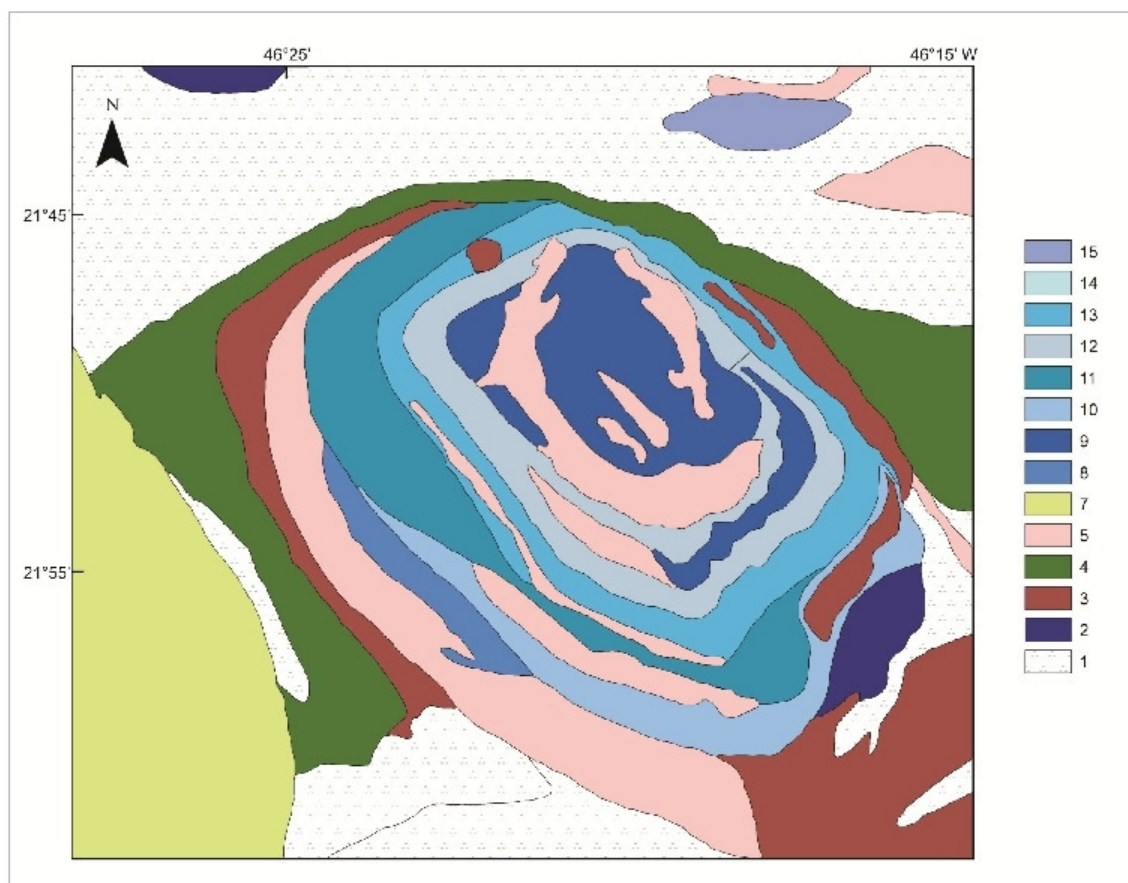


Figura 8: Mapa Geológico do Maciço Sienítico Capituva e rochas encaixantes (Janasi, 1993).

Simbologia: 1= Gnaisses; 2= Granulitos; 3= Granitos equigranulares róseos; 4= Suíte composta por Mangeritos, Charnockitos e Granitos 5=Granitos cálcio-alcalinos porfiríticos; 7= Maciço Alcalino de Poços de Caldas; 8-15= Maciço Sienítico Capituva; 8, 9 e 11 fácies MCS; 8= sienitos laminados grossos e sienitos porfiríticos com matriz fina; 9= melasienitos (MS); 10= Sienitos Porfiríticos de matriz fina a média; 11= Sienitos laminados médios; 12= Quartzosienitos finos (FQS); 13= Sienitos laminados grossos; 14=Quartzosienitos finos a médios (FMQS); 15= corpo satélite, composto principalmente por leucosienitos.

Dados isotópicos inéditos da ocorrência serão apresentados no Capítulo IV item IV.3. Geoquímica Isotópica Sr-Nd.

O modelo genético proposto para o Sienito Capituva considera que os magmas sieníticos são derivados de parentais lamprofíricos (*minettes*), por sua vez gerados pela fusão de horizontes enriquecidos do manto litosférico continental (Janasi *et al.*, 1993), modificados anteriormente durante eventos de subducção.

CAPÍTULO III- GEOLOGIA DO SIENITO PEDRA BRANCA

III.1. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Província Mantiqueira (PM) é um sistema orogênico neoproterozóico localizado no sul e sudeste do Brasil que inclui os orógenos Araçuai, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel e pela zona de Interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira (Figura 9). Desenvolvida durante a Orogenia neoproterozóica Brasileiro-Pan Africana, a Província Mantiqueira resultou da amalgamação do paleocontinente Gondwana ocidental (Heilbron *et al.*, 2004). Uma subdivisão estratigráfica simplificada foi aplicada à PM (e é adotada em todos segmentos geográficos: setentrional, central e meridional):

- Embasamento arqueano e/ou paleoproterozóico (mais velho que 1.7 Ga);
- Sequências metassedimentares depositadas em bacias intracontinentais paleoproterozóicas a mesoproterozóicas;
- Sequências metassedimentares e meta-vulcano-sedimentares neoproterozóicas que incluem seqüências de margem passiva, seqüências relacionadas a fechamentos de oceanos e ao estágio de colisão continental;
- Granitóides neoproterozóicos pré-colisionais, gerados em arco-magmático intra-oceânico ou de margem continental ativa (contemporâneas a subducção);
- Granitóides neoproterozóicos sin-colisionais;
- Coberturas neoproterozóico-cambrianas associadas a bacias tardi-orogênicas e ao magmatismo pós-colisional;

O segmento central da PM inclui o Orógeno Ribeira, a zona de interferência (entre os Orógenos Brasília e Ribeira) e os terrenos Apiaí, São Roque e Embu.

O Orógeno Brasília Sul (OB) (Figura 10) consiste em uma pilha de *nappes* que registra episódios de subducção e colisão durante o neoproterozóico. Três ambientes tectônicos principais foram definidos (de WSW para ENE) (Campos Neto *et al.*, 2004):

- domínio de arco magmático desenvolvido na margem continental ativa da Placa Paranapanema (*Nappe* Socorro-Guaxupé);
- domínio continental subductado (Terreno Andrelândia);
- domínios de margem passiva e/ou relacionados à Placa Sanfranciscana (Sistema de *Nappes* Lima Duarte);

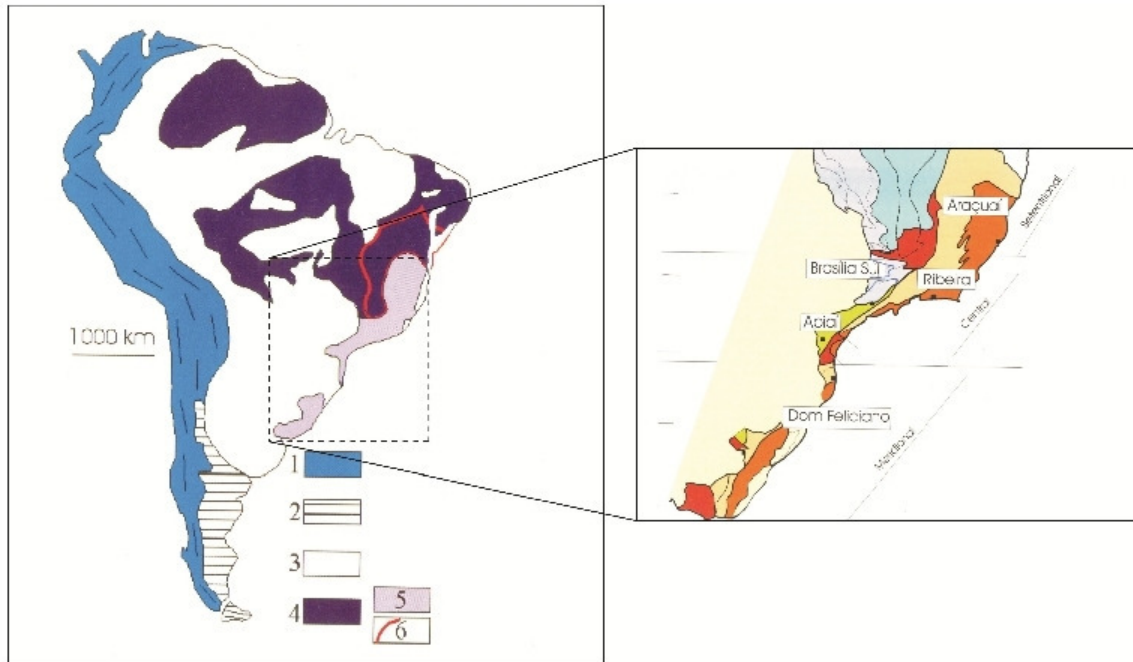


Figura 9: À esquerda: Mapa tectônico da América do Sul. 1= Sistema Orogênico Andino; 2= Terreno Patagônia; 3= Cobertura Fanerozóica da Plataforma Sul-America; 4=Escudos da Plataforma Sul-Americana, destacando a Província Mantiqueira (5) e o Crátom São Francisco(6). À direita: Subdivisão da Província Mantiqueira. O segmento setentrional é o orógeno Araçuaí, já o segmento central compreende a porção sul do Orógeno Brasília e os Orógenos Ribeira e Apiaí. Já o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel (extraído de Heilbron *et al.*, 2004).

A parte sul do OB é subdivida em *nappes* com empilhamento vergente para E-ESE, rumo ao crátom do São Francisco ou tangente à sua borda meridional. As *nappes* da parte sul do OB foram agrupadas em inferiores e superiores. As inferiores atingiram metamorfismo em fácies granulito de pressão relativamente alta e incluem os seguintes domínios estruturais: Klippe Carrancas, Nappe Luminárias, Nappes São Tomé das Letras, Nappes Carmo da Cachoeira e Nappe Varginha. A Nappe Socorro-Guaxupé representa as *nappes* superiores, e registra metamorfismo de pressões mais baixas e inúmeros corpos de granitóides cálcio-alcálicos (Heilbron *et al.*, 2004).

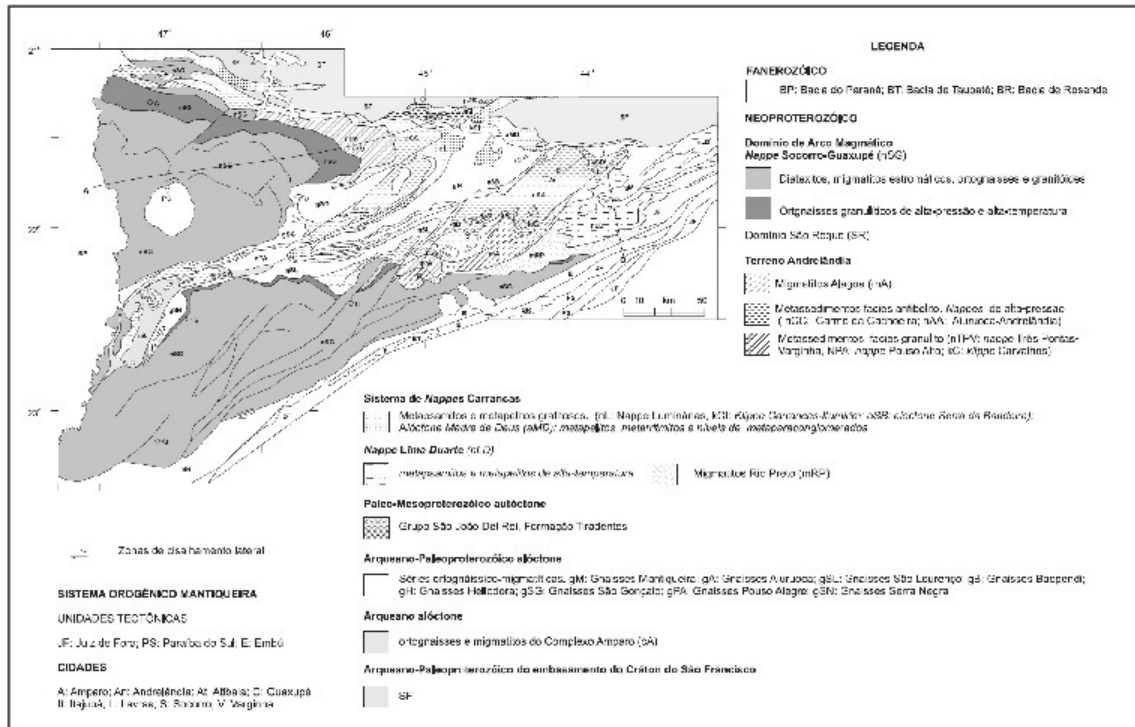


Figura 10: Mapa Geológico simplificado do Orógeno Brasília Sul (extraído de Campos Neto *et al.*, 2004).

Nappe Socorro-Guaxupé

A Nappe Socorro Guaxupé (NSG) é parte de um sistema de nappes que resultou da convergência entre as placas São Francisco e Paranapanema no final do neoproterozóico (Campos Neto & Caby, 1999) e corresponde a um domínio de arco magmático desenvolvido na margem continental ativa da Placa Paranapanema pouco antes da colisão continental (Campos Neto *et al.*, 2004)

A estrutura alóctone está segmentada em dois domínios, Guaxupé a norte e Socorro a sul (Figura 10; Campos Neto *et al.*, 2004), que estão separados por rampas laterais de alto ângulo. Em contraste com as *nappes* vizinhas, é caracterizada pela ocorrência de expressivos volumes de granito, e por metamorfismo de alta temperatura, que alcança a fácies granulito em suas porções basais. Campos Neto & Caby (2000) dividiram a NSG em três unidades distintas:

- Unidade Granulítica Basal: formada principalmente por granada-biotita-ortopiroxênio granulitos bandados de composição enderbítica a charno-enderbítica, com intercalação de gnaisses gabro-noríticos. Os membros intermediários são cálcio-alcalinos e os máficos toleíticos (Heilbron *et al.*, 2004).
- Unidade Diatexítica Intermediária: constituída por ortognaisses metaluminosos, representados por migmatitos estromáticos e gnaisses nebulíticos. Gnaisses kinzigíticos (com espinélio, sillimanita, cordierita e granada) ocorrem como faixas estreitas, enquanto granada-diopsídio-escapolita gnaisses cálcio-silicáticos são encontrados como xenólitos. No Domínio Guaxupé essas ocorrências são denominados Complexo Pinhal (Wernik & Penalva, 1980).
- Unidade Migmatítica Superior: consiste em uma seqüência metassedimentar anatética, composta principalmente por (cordierita)-granada-sillimanita-biotita gnaisses, que se intercalam com sillimanita-muscovita- quartzitos feldspáticos e gnaisses quartzosos, gnaisses cálcio-silicáticos, rochas metabásicas, hornblenda gnaisses e mármore.

A Figura 11 é uma compilação de mapas geológicos (Campos Neto & Figueiredo, 1985; Oliveira *et al.*, 1983; Janasi, 1992; Haddad, 1995) do extremo sul do Domínio Guaxupé realizada por Janasi (1999), e mostra a grande variedade de rochas graníticas ali presente. Rochas encaixantes de caráter migmatítico são também predominantemente graníticas, e constituem os complexos metamórficos Pinhal (ortoderivado) e Caconde (seqüência supracrustal, dominada por paragnaisses quartzosos e metapelitos-metagrauvas; Campos Neto & Figueiredo, 1985); ambos os complexos passam a equivalentes granulíticos a N-NE. Quatro grupos principais de rochas graníticas podem ser reconhecidos:

(1) uma suíte de afinidade cálcio-alcalina potássica, que forma o Batólito Pinhal-Ipuiúna (Haddad, 1995) e várias ocorrências menores, datada em ~620 Ma (U-Pb em zircão) (Janasi *et al.*, 2007).

(2) duas suítes "charnockíticas" datadas em ~625 Ma, uma mais félsica e derivada de granulitos com idades-modelo Sm-Nd da ordem de 1.5 Ga (suíte mangerito-sienogranito São Pedro de Caldas) e outra mais máfica (com maior proporção de dioritos e menor volume de granitos associados), e derivada da fusão de granulitos com maior residência crustal (idades-modelo Sm-Nd mais antigas que 1.8

Ga), a suíte Divinolândia (Janasi, 2002).

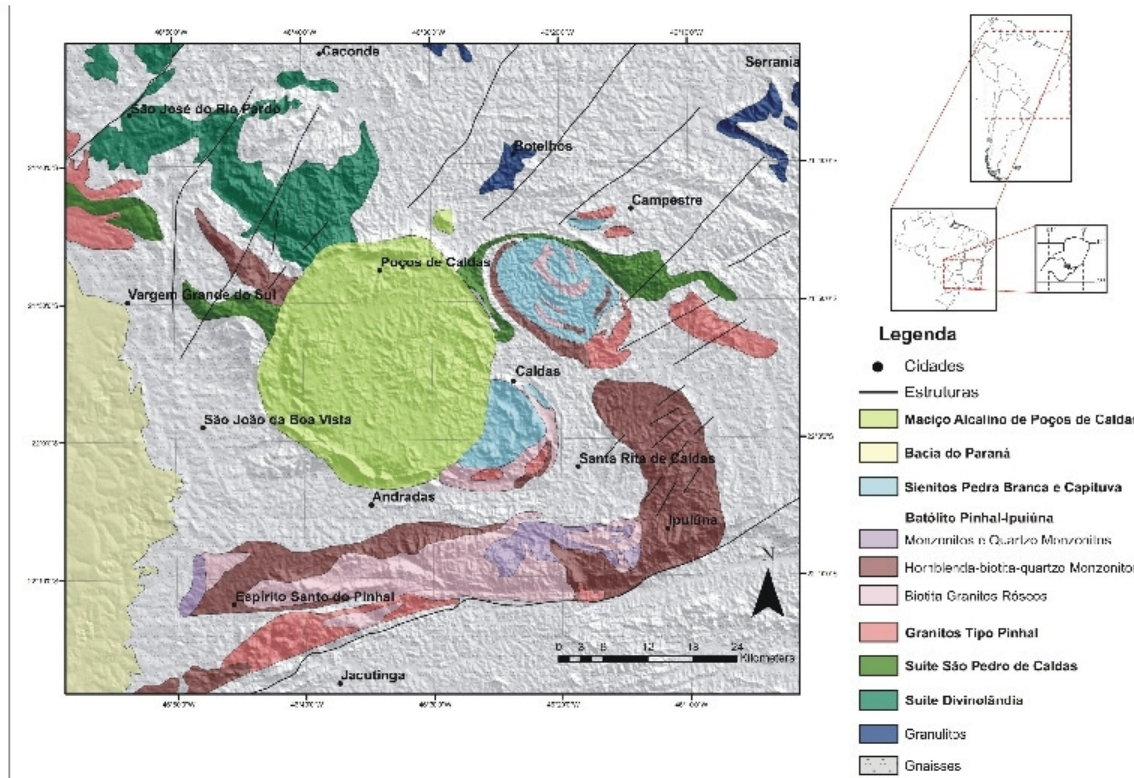


Figura 11: Mapa Geológico do extremo sul do Domínio Guaxupé, sudeste do Brasil (Janasi, 1999).

(3) os biotita-granitos anatéticos equi a inequigranulares “tipo Pinhal” (Wernick & Penalva, 1980), derivados da fusão parcial de ortognaisses do Complexo Metamórfico Pinhal, também com idades da ordem de 625 Ma (Janasi, 1999);

(4) os sienitos Pedra Branca e Capituva, que marcam o final da evolução magmática na região, datados em $\sim 613 \pm 3$ Ma (Töpfer, 1996).

III.2. GEOLOGIA LOCAL

O Sienito Pedra Branca localiza-se na porção sul do Estado de Minas Gerais, próximo às cidades de Caldas e Santa Rita de Caldas, e abrange uma área de cerca

de 90 km², sendo truncado, em sua metade ocidental, pela intrusão do Maciço Alcalino Poços de Caldas, idade cretácea (Anexo I – Mapa Geológico e de Pontos).

Em trabalhos iniciais, essas rochas eram consideradas gnaisses do embasamento cristalino, metassomatizados por fluidos alcalinos provenientes da intrusão de Poços de Caldas (Ellert, 1959). Estudos em escala de semi-detalhe, no entanto, demonstraram o caráter magmático da ocorrência (Winters, 1981), que corresponde a um plúton de idade neoproterozóica seccionado pela intrusão alcalina.

As evidências mineralógicas e texturais para o caráter magmático do Sienito Pedra Branca foram demonstradas por Winters (1981). O zoneamento mineralógico apresentado pelo plúton, com rochas portadoras de quartzo no centro do corpo, em contato com as rochas do maciço alcalino, e de nefelina (em uma amostra) na borda, em contato com os migmatitos, seria indicativo de cristalização magmática, e não reflexo de um processo de fenitização, que deveria gerar zoneamento inverso, com rochas insaturadas mais próximas à intrusão alcalina.

O mapeamento geológico em escala de semi-detalhe do plúton mostra que ele apresenta zoneamento magmático evidenciado por variações mineralógicas importantes.

O corpo principal pode ser dividido em três unidades. Uma unidade isenta de quartzo (Sienito Laminado Saturado a Insaturado em Sílica; SLSI) constitui a maior parte das bordas externas do plúton, em contato com gnaisses migmatíticos do embasamento cristalino. Sienitos laminados médios a grossos com quartzo (Sienito Laminado Supersaturado em Sílica; SLS) compõem a maior parte da ocorrência, incluindo o Pico da Pedra Branca, situado a 1780 metros de altitude, e truncam localmente a unidade externa (Anexo I – Mapa Geológico). O núcleo do plúton é formado por sienitos equigranulares finos a médios supersaturados em sílica (Sienito Supersaturado em Sílica Interno; SSI), e é truncado pelas rochas do Maciço Alcalino de Poços de Caldas.

Uma quarta unidade é formada por corpos lenticulares de sienitos médios com quartzo (Sienito Supersaturado em Sílica Externo; SSE) que estão separados do resto do plúton por um septo de granitos.

Uma foliação magmática de alto ângulo (mergulho superior a 60°) é definida por cristais tabulares de álcali-feldspato nas variedades de sienitos grossos do plúton, e é paralela aos contatos externos com as rochas encaixantes migmatíticas e graníticas (Anexo I – Mapa de Geológico).

As fácies sieníticas mapeadas foram distinguidas a partir de seus contrastes petrográficos e geoquímicos. A Tabela 4 é um quadro explicativo que destaca as paragêneses diagnosticadas em cada caso, juntamente com a nomenclatura utilizada

para as unidades sieníticas dos mapas em anexo (Anexo I – Mapa geológico e de Pontos).

A nordeste do plúton Pedra Branca foi encontrado ainda um corpo de rocha ultramáfica rica em piroxênio, biotita e apatita (pontos PB-169 e PB-170). Este biotita piroxenito assemelha-se a enclaves de caráter cumulático encontrados nas unidades sieníticas UPC e UPPB, de modo que ele parece ter relação genética com o Sienito Pedra Branca.

Unidade	Sienito Supersaturado em Sílica Interno	Sienito Laminado Supersaturado em Sílica	Sienito Laminado Saturado a Insaturado em Sílica	Sienito Supersaturado em Sílica Externo
Abreviação	SSI	SLS	SLSI	SSE
Paragênese Diagnostica	Di + Qtz + Ilm-Hem ± Opx	Di + Qtz + Ilm-Hem	Na-Cpx + Hem + Mt	Di + Qtz + Ilm-Hem

Tabela 4: Nomenclatura utilizada nas unidades do Sienito Pedra Branca juntamente com as paragêneses diagnosticas de cada fácies.

O sienito Pedra Branca vem sendo amplamente utilizado como rocha ornamental, e como resultado da importância nesse setor, suas rochas foram estudadas e testadas por Meyer (2003), que as caracterizou como de boa qualidade para tal uso.

III.2.1. Susceptibilidade Magnética

A susceptibilidade magnética (K) é uma característica importante em todas as unidades do Sienito Pedra Branca. Um contraste singular ocorre entre SLSI e as outras unidades sieníticas, a primeira atinge as maiores médias de K, entre 2.6 e 55 x 10⁻³ SI (média aproximadamente 19 x 10⁻³ SI), já na unidade SLS os valores de K variam entre 0.5 a 76 x 10⁻³ SI (média aproximadamente 9 x 10⁻³ SI), sendo portanto os máximo e mínimo atingido no plúton.

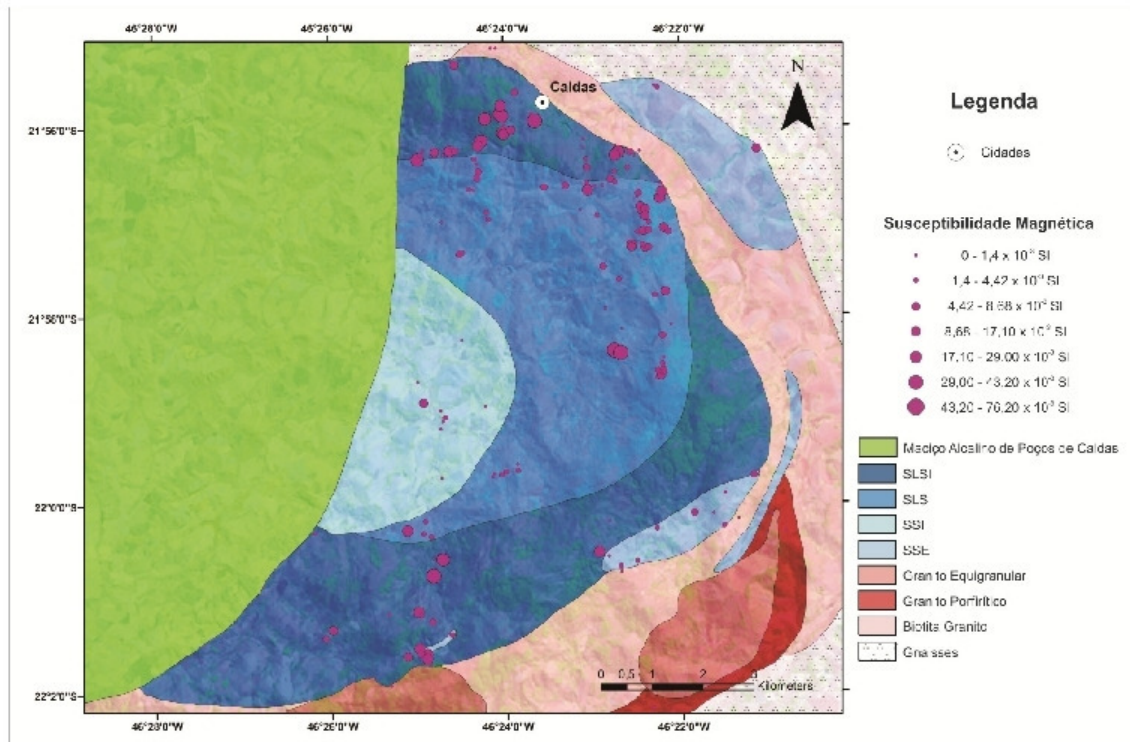


Figura 12: Mapa Geológico incluindo valores de susceptibilidade magnética do Sienito Pedra Branca.

A distribuição dos valores de susceptibilidade magnética no mapa geológico do plúton (Figura 12) é heterogênea, mas o padrão principal mostra que os valores mais elevados predominam em SLSI, especialmente na parte norte da ocorrência. Embora as unidades SSE e SSI tenham menor número de amostragem que SLS e SLSI, os seus valores de K são claramente inferiores; enquanto isto, SLS muitas vezes atinge valores similares a SLSI.

A Figura 13 contempla as freqüências relativas dos valores de susceptibilidade magnética obtidas em 129 amostras de sienitos nas unidades do plúton. Embora SLS apresente os maiores valores do conjunto, cerca de 40% dos valores amostrados estão entre 1 e 5×10^{-3} SI, enquanto em SLSI cerca de 51% dos valores são superiores a 20×10^{-3} SI. A unidade SSI apresenta média igual a $2,9 \times 10^{-3}$ SI e em SSE a média é de $3,5 \times 10^{-3}$ SI; em ambas, cerca de 80% dos valores estão abaixo de 5×10^{-3} SI.

As variações de susceptibilidade magnética estão diretamente ligadas às assembléias de minerais opacos, já que no SLSI magnetita e hematita são acessórios importantes, enquanto nas unidades supersaturadas a magnetita aparece mais raramente e a hematita é substituída por ilmeno-hematita (ver item Petrografia para maiores detalhes).

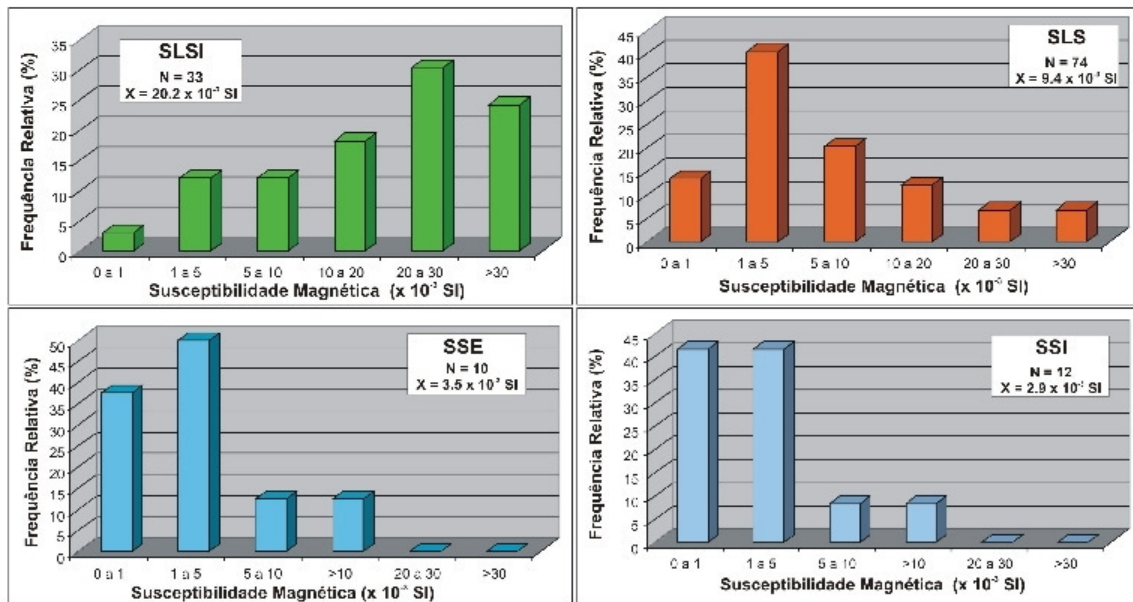


Figura 13: Histogramas de frequência relativa dos valores de susceptibilidade magnética em amostras das diferentes unidades sieníticas do plúton (N é o número de amostras e X é a média dos valores amostrados).

III.2.2. Feições de Campo

Sienito Laminado Saturado a Insaturado em Sílica

A unidade de Sienito Laminado Saturado a Insaturado em Sílica (SLSI) ocorre nas bordas norte, sul e sudeste do plúton, em contato com os migmatitos e granitos encaixantes, e sustenta parte das elevações da Serra da Pedra Branca. Constitui-se de álcali-feldspato sienitos de caráter saturado a localmente insaturado em sílica (ponto PB-92, com sienitos portadores de nefelina).

Os sienitos saturados são laminados, têm cor marrom-arroxeadas e textura inequigranular média a grossa (Prancha I – **Foto 2**) a localmente porfírica (Prancha I – **Foto 1**). O índice de cor (IC) é em média 25, porém sienitos grossos de mais alto índice de cor, ou mela-sienitos (IC>35) também são comuns, e muitas vezes associam-se a cumulos feldspáticos com IC~5.

Os sienitos desta unidade constituem-se de feldspato alcalino, piroxênio e biotita, além dos minerais acessórios titanita, óxidos de Fe-Ti e apatita (em algumas amostras atinge a proporção de 5% - Prancha I - **Foto 4**).

Uma característica marcante destas rochas é a forte foliação magmática evidenciada pelos cristais tabulares de feldspato alcalino que são bem alongados e possuem razão axial (Ra) aproximadamente igual a 4 (Prancha I – **Foto 1**). A alta razão axial do feldspato resulta em uma melhor orientação dos cristais, de modo que a foliação magmática fica bem marcada.

Em alguns locais, observa-se a existência de zonas de cisalhamento sin-magmáticas, demonstradas pela disposição de cristais de feldspato alcalino idiomórficos de hábito tabular ao longo de pares S/C (Prancha I - **Foto 3**). Em grande parte das exposições ocorre entelamento de cristais de K-feldspato, e em geral mostram movimentação sinistral.

Cumulatos máfico-ultramáficos de dimensões variadas (5 a 40 cm de espessura) são facilmente encontrados na unidade SLSI, e constituem-se principalmente por piroxênio e apatita, com biotita e titanita subordinados. As estruturas cumuláticas típicas estão apresentadas na Prancha I, Fotos 11, 12 e 13.

Estes cumulatos podem ocorrerem como faixas ou bandas intercaladas com sienitos grossos de IC superiores a 35 (Prancha I – **Foto 12**), ou até mesmo formando enclaves e *schlierens* (Prancha I – **Fotos 11, 12 e 13**) devido ao retrabalhamento e desagregação pelo fluxo magmático. Os enclaves cumuláticos mais comuns são os máfico-ultramáficos enquanto os félsicos ou feldspáticos (leucosienitos com IC<5) são subordinados, com dimensões entre 3 e 25 cm. Ambos podem ocorrer em associação, como no afloramento PB-174 onde enclaves cumuláticos félsicos apresentam aglomerações de minerais máfico-ultramáficos nas bordas (Prancha I – **Foto 13**).

Diques não são comuns nesta unidade, mas podem ser encontradas intrusões tabulares félsicas de sienito, com espessuras variáveis (de 2 até 50 cm), que podem apresentar contatos retilíneos ou mesmo sinuosos (Prancha I – **Foto 5**). Alguns dos diques félsicos podem apresentar bandamentos composicionais (Prancha I – **Foto 5**), que evidenciam maior ou menor conteúdo de voláteis; localmente podem formar brechas magmáticas (Prancha I – **Foto 6**).

Pegmatitos são subordinados, e apresentam como minerais principais feldspato alcalino, quartzo, anfibólio e magnetita. Em alguns locais observa-se intensa alteração hidrotermal nestes veios com formação de carbonato, calcopirita e malaquita, além de cavidades miarolíticas (Prancha I – **Fotos 8, 9 e 10**).

Em um dos afloramentos (PB-174) foi observado dique com espessura de 40 cm e direção N30E/85SE de rocha ultramáfica de textura afanítica, coloração cinza escura e valores de susceptibilidade magnética $K \approx 43,50 \times 10^{-3}$ SI (Prancha I – **Foto 7**).

Sienito Laminado Supersaturado em Sílica

Internamente a SLSI, em contato intrusivo, ocorrem os sienitos laminados supersaturados em sílica (SLS), que sustentam as partes mais elevadas da Serra da Pedra Branca. Em campo, esses sienitos são similares aos SLSI, já que o quartzo raramente é observado a olho nu, no entanto diferenciam-se pela geometria menos alongada dos cristais tabulares de feldspato alcalino, que possuem uma razão axial menor ($R_a = 2,5$); assim, a foliação magmática torna-se um pouco menos marcada, porém é ainda muito evidente (Prancha I – **Foto 14**).

Esses sienitos apresentam textura inequigranular média a grossa, têm coloração marrom arroxeadada, por vezes rosada e na maioria das exposições em campo apresentam baixos valores de susceptibilidade magnética ($K_{\text{médio}} = 9,2 \times 10^{-3} \text{ SI}$). Em alguns afloramentos (PB-185 e PB186), entretanto, a susceptibilidade pode atingir valores de $K = 56 \times 10^{-3} \text{ SI}$.

As rochas desta unidade são álcali-feldspato sienitos supersaturados, portadores de quartzo em proporções inferiores a 5%, e têm como minerais principais feldspato alcalino, piroxênio, anfibólio, biotita, titanita e apatita (esta última, com proporções de até 2%). Em algumas amostras está presente pequena proporção de plagioclásio, que pode formar cristais corroídos inclusos feldspato alcalino (Prancha I – **Foto 16**).

Na maioria dos casos os sienitos não apresentam deformação no estado sólido, entretanto foi encontrada no afloramento PB-213 uma zona de cisalhamento pós-magmática de direção N62W/subvertical que trunca a foliação magmática do sienito (indeformado) de direção N25W/85SW. Neste local o quartzo sienito apresenta textura milonítica devido à intensa deformação e cominuição na periferia dos cristais de anfibólio e quartzo, que podem ter formato ocelar (Prancha I – **Foto 15**).

As concentrações de minerais máficos e félsicos também são encontradas com frequência nesta unidade, em especial os cumulatos máficos constituídos de piroxênio e/ ou anfibólio, biotita, apatita e titanita. Estas acumulações ocorrem em feições de retrabalhamento pelo fluxo magmático que provoca desagregação, formação de enclaves cumuláticos (Prancha I – **Fotos 22 e 23**), *schlieren* e dobras de camadas/leitões ultramáficos (Prancha I - **Foto 32 e 33**).

Além disso, em alguns casos, estes cumulatos podem conter em seu interior pequenos enclaves microgranulares.

Em algumas exposições são encontradas “nuvens de sólidos” (Prancha II - **Foto 33**) que consistem em porções onde ocorrem concentrações de materiais sólidos como cargas de cristais, diversos tipos de enclaves microgranulares e cumuláticos,

além de venulações de minerais máficos. Neste caso é possível observar um bandamento modal (devido à maior proporção de cristais máficos previamente formados) concordantes com a foliação de fluxo magmático dos sienitos, demonstrando que neste local o fluxo magmático mais intenso foi capaz de carregar uma pesada carga de material sólido.

Um dos enclaves da “nuvem” é microgranular máfico (Prancha II – **Foto 24**) e composto por biotita, piroxênio, titanita, apatita e K-feldspato. O valor de susceptibilidade magnética (K) é de $64,2 \times 10^{-3}$ SI).

Outro enclave da “nuvem” de sólidos apresenta cor arroxeadada, formato triangular e contatos retilíneos, e trata-se de um sienito laminado grosso (Prancha I – **Foto 33**). Neste enclave sienítico o feldspato alcalino apresenta alta Ra, além disso, a susceptibilidade magnética é igual a 8×10^{-3} SI, semelhante ao encontrado na unidade saturada do plúton. Os contatos sugerem um grande contraste de viscosidade e possivelmente de temperatura, o que pode sugerir uma relação intrusiva entre os sienitos supersaturados e os sienitos saturados (que estariam previamente cristalizados). A SM do enclave é inferior à encontrada nos sienitos saturados (em geral, SM~ 30×10^{-3} SI).

Interações complexas de intrusão de sienitos finos em sienitos típicos também são encontradas e devem estar associadas ao replechimento da câmara magmática. Localmente foi observada presença de enclaves leucocráticos grossos com plagioclásio, além de cumulos máficos e félsicos associados a intrusão de sienitos finos (Prancha I – **Foto 30**).

São encontrados veios graníticos e de quartzo tardios discordantes a sub-concordantes com a foliação magmática. Em muitos pontos a susceptibilidade magnética aumenta nas proximidades desses veios, como resultado de atividade hidrotermal. Cavidades miarolíticas também são encontradas, e são sugestivas de colocação do plúton em crosta rasa (Prancha I – **Foto 20**).

Rochas félsicas (leuco-sienitos, quartzo sienitos grossos, granitos e pegmatíticos) são subordinadas, e ocorrem como diques retilíneos desde 2 até 40 cm de largura (Prancha I – **Foto 17, 18, 19 e 21**). Os pegmatitos constituem-se de feldspato alcalino e quartzo, raramente com plagioclásio; os minerais máficos em geral são anfibólio, magnetita e titanita. Em um dos afloramentos (PB-209) foi observado um dique pegmatítico de direção N30E/54SE e susceptibilidade magnética igual a $77,5 \times 10^{-3}$ SI, com simplectitos formados por intercrescimento entre quartzo e feldspato alcalino (textura gráfica) (Prancha I – **Foto 19**).

A ocorrência de enclaves no plúton foi previamente apresentada por Carvalho (2008) que descreveu a presença de enclaves dioríticos e monzoníticos em associação com os sienitos do plúton.

Os enclaves microgranulares félsicos são comuns nesta unidade e possuem dimensões muito variadas. Em geral, apresentam textura equigranular muito fina a fina e cor acinzentada. Devido à granulação fina, a sua mineralogia raramente é observada a olho nu, de modo que eles são melhor classificados através da petrografia.

Os enclaves mais abundantes têm aspecto sacaroidal, composição diorítica, índice de cor (IC) entre 10-15 e textura equigranular muito fina a fina. Constituem-se por plagioclásio, mineral mais abundante, biotita, e quartzo, que ocorre em pequena proporção. De dimensões variadas (desde milimétricos, caso em que são identificados apenas em seções delgadas, até centimétricos), esses enclaves podem apresentar formas tabulares com bordas de granulação muito fina (Prancha I – **Foto 26**), além bordas de reação, evidenciadas por altas concentrações de biotita (Prancha I – **Foto 27**).

Enclaves microgranulares de composição monzonítica a sienítica não são raros, mas ocorrem apenas nas unidades supersaturadas. O tamanho destes enclaves varia desde 2 até 30 cm, e eles têm textura inequigranular fina, IC entre 15 e 25 e são constituídos por feldspato alcalino, piroxênio e biotita. Em geral, os contatos com os sienitos hospedeiros são sinuosos, e não existem bordas mais finas (Prancha I - **Foto 29**).

Um enclave sienítico de forma tabular com cerca de 30 cm de comprimento foi encontrado no afloramento PB-250 (Prancha I - **Foto 28**). A estrutura deste microsienito é sutilmente bandada, textura é equigranular fina a média, IC= 15 e constitui-se principalmente de feldspato alcalino e piroxênio. O grande contraste de viscosidade com o sienito hospedeiro, evidenciado pela sua forma tabular e contatos bruscos, abre a possibilidade que este seja um fragmento de margem resfriada.

Em uma das pedreiras visitadas (ponto PB-185) foi amostrado um enclave de rocha ultramáfica com textura inequigranular grossa, e susceptibilidade magnética igual a $64,2 \times 10^{-3}$ SI. Esta rocha constitui-se principalmente por biotita, piroxênio, titanita, apatita, tendo como minerais acessórios o feldspato alcalino, quartzo, além de alguns cristais submilimétricos de bornita e calcopirita (Prancha I – **Foto 25**).

Sienito Supersaturado em Sílica Interno

Sienito Supersaturado em Sílica Interno (SSI) ocorre intrusivo na unidade SLS, e corresponde a uma área de relevo rebaixado no interior do plúton. Internamente, a unidade SSI é invadida pelas rochas do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. A foliação de fluxo magmático é menos marcada se comparada às porções mais externas do maciço e em algumas exposições os sienitos têm estrutura maciça.

Os sienitos da unidade SSI possuem índice de cor entre 20 e 25, apresentam textura equigranular fina a média (Prancha I – **Foto 34**) a localmente inequigranular (Prancha I – **Fotos 35 e 36**) e coloração esverdeada. Os valores de susceptibilidade magnética são os mais baixos do plúton ($K_{\text{médio}} = 2,9 \times 10^{-3} S$).

Os minerais presentes são feldspato alcalino, piroxênio, anfibólio, biotita e apatita, podendo aparecer quartzo e plagioclásio. Em algumas amostras ocorrem aglomerados irregulares de biotita.

Assim como nas outras unidades supersaturadas, a presença de enclaves microgranulares félsicos é muito comum. Enclaves microgranulares, em média com 6 cm de comprimento, forma tabular (Prancha I – **Foto 38**) e composição diorítica são os mais abundantes, mas enclaves sieníticos com formas irregulares (Prancha I – **Foto 39**) também estão presentes nesta unidade.

Veios de quartzo, além de diques de quartzo sienito, granito (Prancha I – **Foto 37**) e pegmatito de dimensões variadas (desde 6 a 40 cm de espessura) são abundantes nesta unidade.

Alteração hidrotermal muito localizada pode ocorrer próximo a fraturas tardias, e está provavelmente ligada à intrusão alcalina de Poços de Caldas.

Sienito Supersaturado em Sílica Externo

A unidade de Sienito Supersaturado em Sílica Externo (SSE) corresponde a corpos lenticulares que ocorrem a E-NE da ocorrência e separam-se do restante do plúton por um septo de granitos. O aspecto macroscópico das rochas desta unidade é muito semelhante aos sienitos do plúton vizinho Capituva, que ocorre a nordeste do Sienito Pedra Branca.

Os sienitos da unidade SSE possuem $IC \sim 25$, textura inequigranular fina a média, cor rósea (Prancha I – **Foto 40**) e susceptibilidade magnética baixa ($K_{\text{médio}} = 3,5 \times 10^{-3} S$). A foliação magmática é evidente, e em algumas exposições exibem sienitos

laminados onde a foliação é marcada pelo feldspato alcalino de $R_a = 2.5$ (Prancha I – **Foto 41 e 42**) similar ao SLS.

A mineralogia principal dos SSE é composta feldspato alcalino, piroxênio e/ou anfibólio, biotita, e quartzo e plagioclásio como minerais acessórios.

Uma zona de cisalhamento pós-magmática com cerca de 5 cm de espessura onde ocorre deformação no estado sólido foi encontrada no afloramento PB-264. A direção N50E/subvertical é paralela à foliação magmática, onde o sienito continua intacto (não sofreu deformação). Na zona de cisalhamento o sienito apresenta textura milonítica devido à intensa deformação e cominuição na periferia dos cristais de feldspato alcalino (Prancha I – **Foto 43**).

Dois tipos de enclaves foram encontrados nesta unidade: microgranulares (Prancha I - **Foto 44**) e cumuláticos máficos (Prancha I – **Foto 45**). Ambos possuem dimensões menores que 10 cm.

Diques não foram observados, porém em algumas exposições o sienito parece alterado por eventos tardios, já que ocorre mudança brusca na cor que de rósea passa a avermelhada (Prancha I – **Foto 46**), que se associa ao aparecimento de sulfetos (e.g. pirita; Prancha I – **Foto 47**).

- PRANCHA I -

FOTOS DE CAMPO

Sienito Laminado Saturado a Insaturado - SLSI -



Foto 1 (PB-36A): Amostra de álcali sienito com textura inequigranular porfirítica grossa.

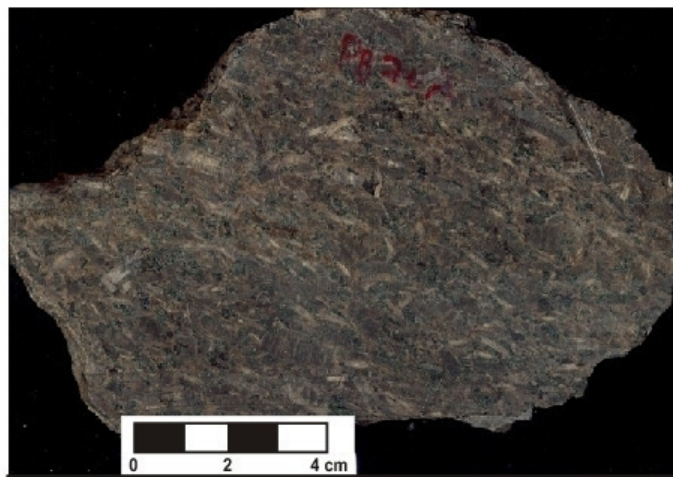


Foto 2 (PB-70A): Amostra de álcali sienito com textura inequigranular média, e intensa foliação magmática dada pelos cristais tabulares de feldspato alcalino com razão axial 4.



Foto 3 (PB-189): Intensa foliação magmática em álcali sienito e par S/C formado em zona de cisalhamento sin-magmática.



Foto 4 (PB-288): Álcali sienito com textura inequigranular média, rico em minerais máficos. Apatita atinge proporções modais de 5%.



Foto 5 (PB-174): Dique sienítico com bandamento composicional evidenciado por diferentes conteúdos em voláteis.



Foto 6 (PB-188): Brecha magmática formada pela intrusão forçada de sienito róseo tardio em sienito cinza hospedeiro.



Foto 7 (PB-176): Dique ultramáfico com textura afanítica intrusivo em alcali sienito.



Foto 8 (PB-174): Intensa alteração hidrotermal em sienito grosso. Presença de cavidades miarolíticas e carbonato e malaquita tardios.



Foto 9: Veio pegmatítico tardio com intensa alteração hidrotermal. Paragênese exótica com K-feldspato, apatita, magnetita, carbonato, calcopirita e malaquita.

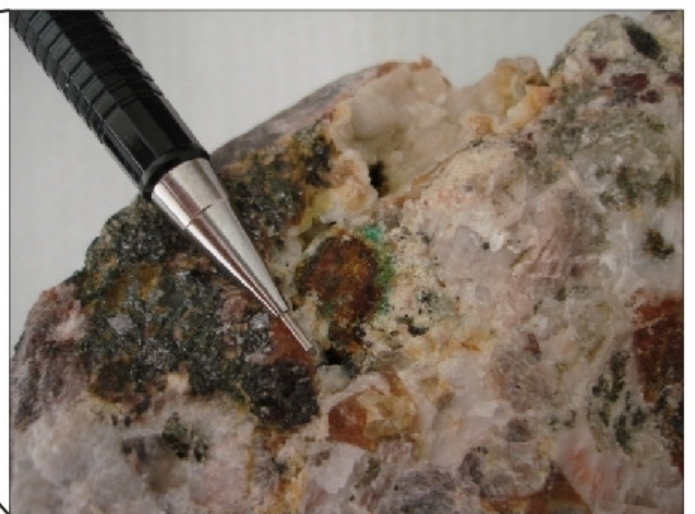
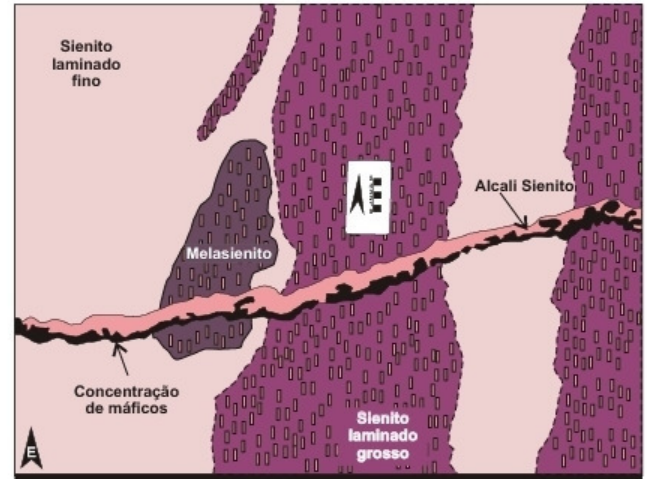


Foto 10 (PB-174E): Destaque para presença de cavidades miarolíticas, além de magnetita, calcopirita com malaquita nas bordas.



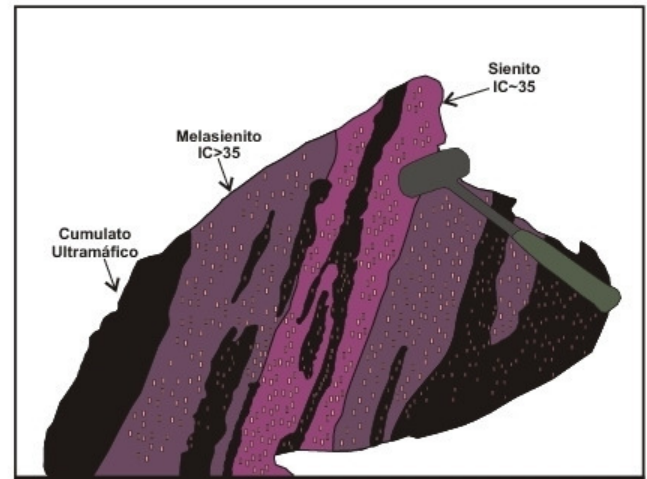
Foto 11 (PB-235): Interação entre sienitos laminados grosso e finos, e enclave de melasienito cortados por veio tardio com acumulação de máficos nas bordas.



Croqui esquemático da foto 11.



Foto 12 (PB-175): Bandamento modal dado pelo aumento na proporção de minerais máficos em álcali sienito. As porções mais escuras constiuem-se de piroxênio e apatita.



Croqui esquemático da foto 12.



Foto 13 (PB-174): Retrabalhamento de cumulatos máficos e feldspáticos (leucosienito) ocasionando a formação de enclaves cumuláticos, muito comuns nesta unidade.



Croqui esquemático da foto 13.

Sienito Laminado Supersaturado em Sílica - SLS -



Foto 14 (PB-197): Sienito com quartzo, textura inequigranular grossa. Foliação magmática bem marcada pelos cristais de feldspato alcalino tabular com $Ra=2,5$.



Foto 15 (PB-213): Sienito com quartzo intensamente deformado por zona de cisalhamento pós-magmática.



Foto 16 (PB-212): Sienito com cristal de plagioclásio incluído em feldspato alcalino.



Foto 17 (PB-246): Veios tardios de quartzo sienito em sienito supersaturado.



Foto 18 (PB-209): Veio pegmatítico intrusivo em sienito com quartzo e $IC=25$. Presença de cumulatos máficos e sienito bandado.

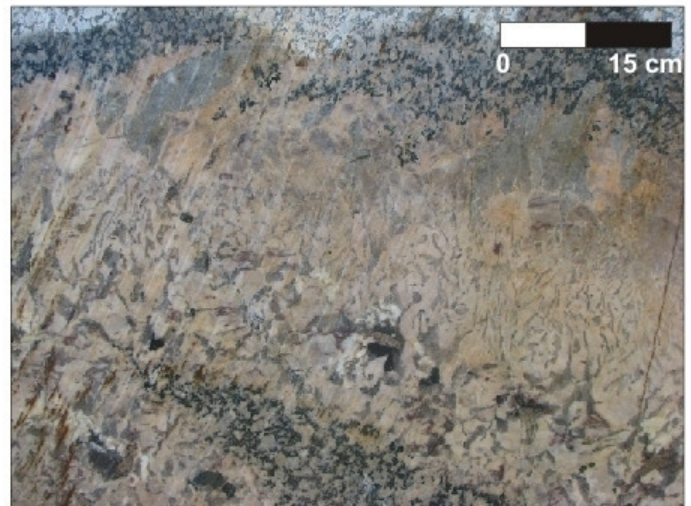


Foto 19 (PB-209): Detalhe da foto 5 mostrando veio pegmatítico com textura gráfica.



Foto 20(PB-210): Cavidade miarolítica com quartzo piramidado em sienito tardio.



Foto 21 (PB-247): Enclave microgranular monzônica em sienito com quartzo. Presença de veio granítico tardio.



Foto 22(PB-231): Enclave cumulático ultramáfico em sienito com quartzo.



Foto 23(PB-185): Enclave cumulático félsico rico em feldspato em sienito com quartzo. Na bordas ocorre concentração de piroxênio e apatita.



Foto 24(PB-209): Enclave microgranular ultramáfico em sienito. Destaque para captura de cristais de feldspato e concentração de máficos nos contatos com a rocha hospedeira.



Foto 25 (PB-185): Enclave ultramáfico com piroxênio, flogopita, apatita, titanita, magnetita, calcopirita e bornita

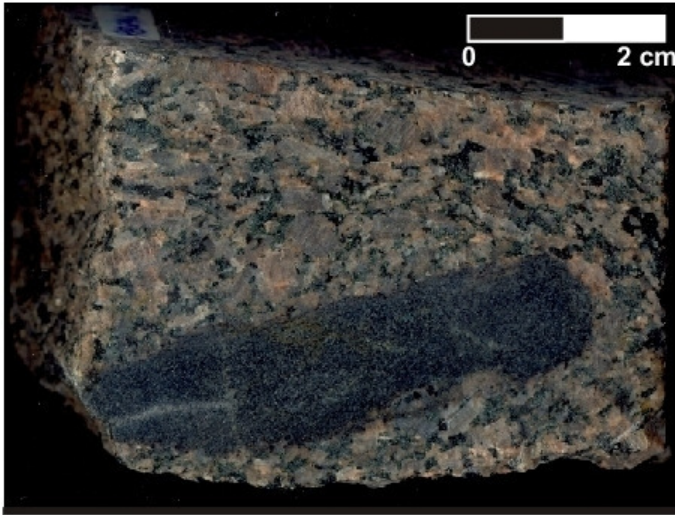


Foto 26 (PB-246): Enclave microgranular diorítico tabular com bordas resfriadas em sienito com quartzo.

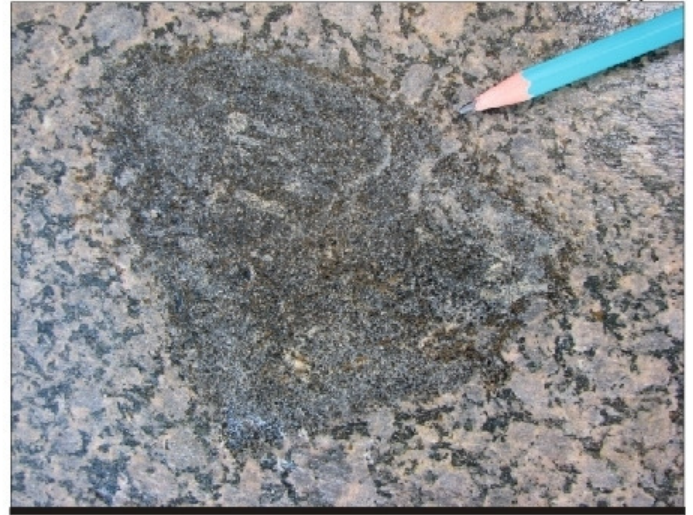


Foto 27 (PB-209): Enclave microgranular diorítico com contatos difusos ricos em biotita em sienito com quartzo.



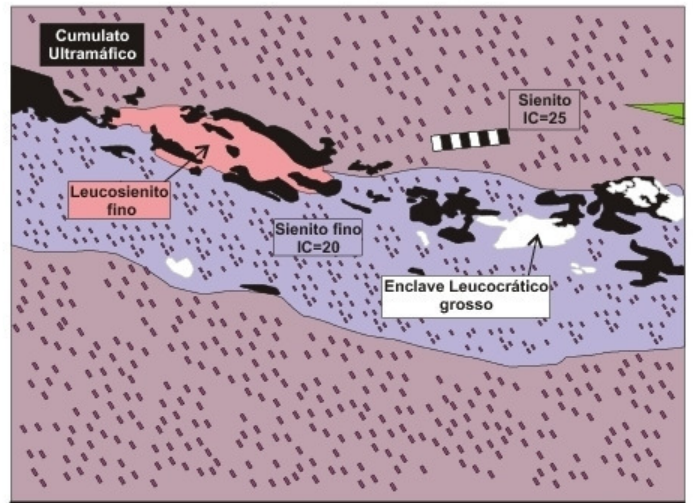
Foto 28 (PB-250): Enclave microgranular sienítico com sutil bandamento composicional e forma tabular.



Foto 29 (PB-209): Enclave microgranular sienítico com contatos difusos em sienito com quartzo. Destaque para pequeno cristal de plagioclásio incluído em feldspato alcalino.



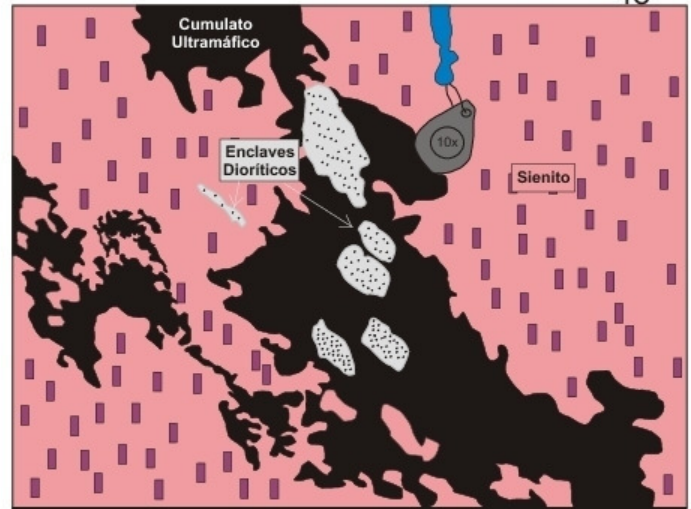
Foto 30 (PB-209): Interação complexa entre sienito (IC=25) e sienito fino (IC=20) com enclaves cumuláticos máficos, leucosienito fino e enclave leucocrático grosso rico em plagioclásio.



Croqui esquemático da foto 30.



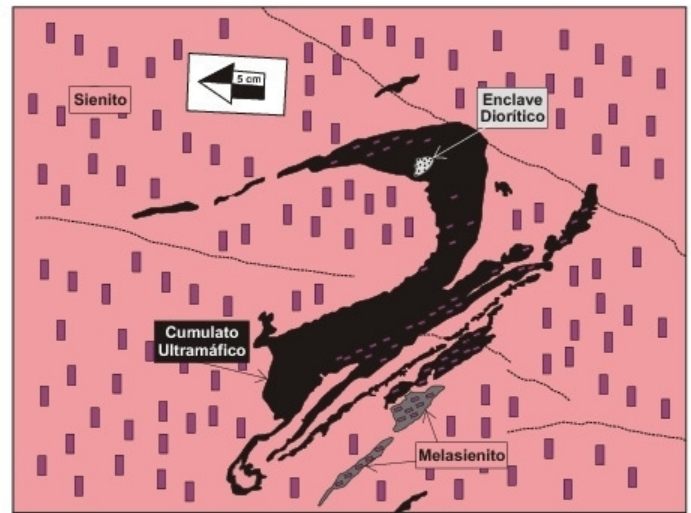
Foto 31 (PB-156): Sienito e cumulatos ultramáficos com enclaves microgranulares dioríticos em seu interior.



Croqui esquemático da foto 31.



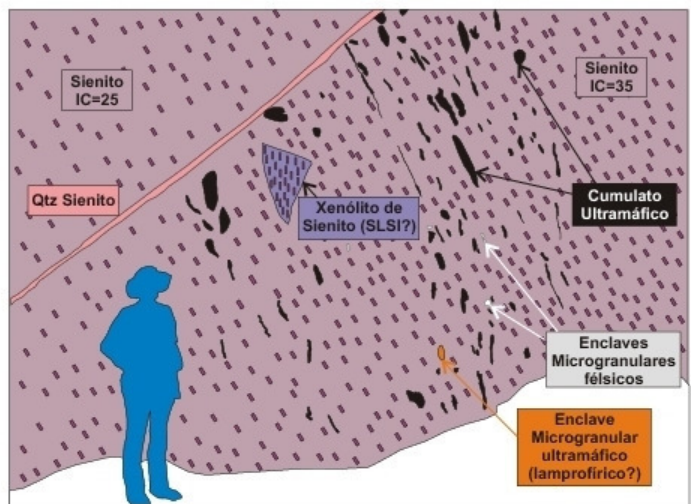
Foto 32 (PB-209): Retrabalhamento e desagregação de banda cumulática ultramáfica e melasienitos ($IC > 35$). Destaque para enclave microgranular félsico incluído no cumulato.



Croqui esquemático da foto 32.



Foto 33 (PB-209): Nuvem de sólidos: xenólito, enclaves microgranulares e cumuáticos, vênulas máficas e minerais máficos. Destaque para xenólito de sienito laminado (SLSI) e enclave máfico (lamprofírico).



Croqui esquemático da foto 33.

Sienito Supersaturado em Sílica Interno - SSI -



Foto 34 (PB-59): Sienito com quartzo textura equigranular fina, cor esverdeada.

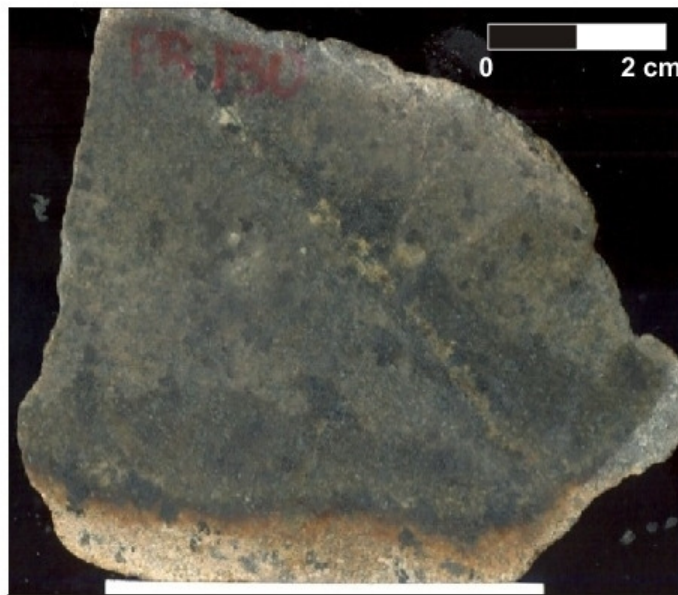


Foto 35 (PB-130): Sienito com quartzo, textura inequigranular fina com mega-cristais de piroxênio, cor esverdeada.



Foto 36 (PB-58): Sienito supersaturado inequigranular médio.



Foto 37 (PB-171): Diques graníticos tardios, intrusivos em sienito supersaturado.



Foto 38(PB-58): Enclave microgranular incluído em sienito supersaturado. Destaque para a forma tabular e concentração de máficos nas bordas.



Foto 39 (PB-171): Enclave microgranular sienítico em sienito supersaturado. Destaque para limites irregulares do enclave mostrando baixo contraste de viscosidade com a rocha hospedeira.

Sienito Supersaturado em Sílica Externo

- SSE -



Foto 40 (PB-260): Sienito com quartzo, textura inequigranular fina e cor rósea, foliação magmática insipiente.



Foto 41 (PB-264): Sienito com quartzo, textura inequigranular média a grossa. Foliação Magmática marcada por feldspato alcalino tabular Ra=2,5.

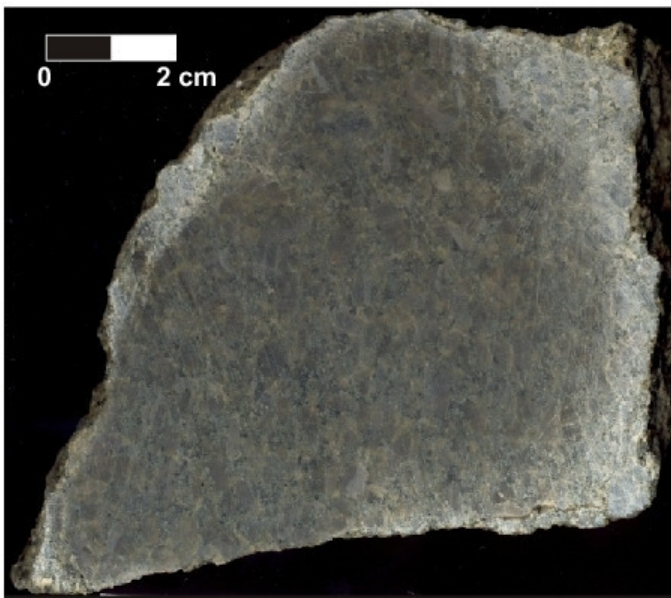


Foto 42 (PB-265): Amostra de sienito com quartzo, textura inequigranular média e cor esverdeada.

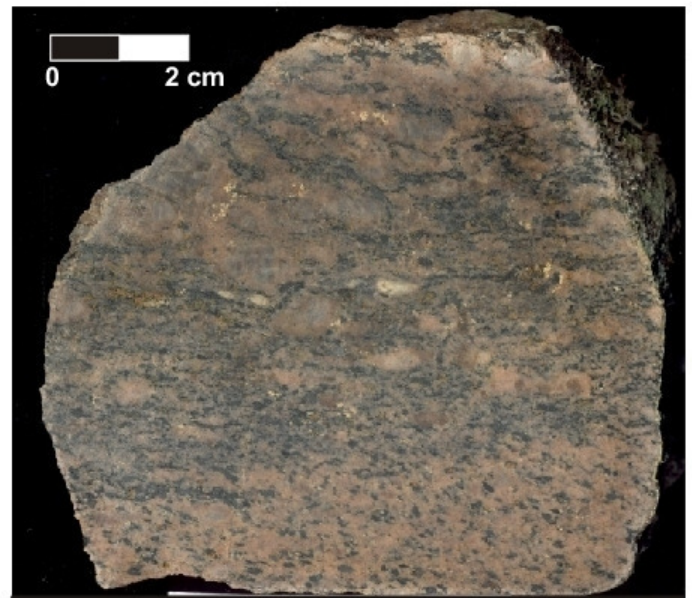


Foto 43 (PB-264): Amostra de sienito milonitizado devido a presença de zona de cisalhamento pós-magmática. Destaque para forma sigmoidal do feldspato alcalino.



Foto 44(PB-264): Enclave microgranular diorítico em sienito com quartzo.



Foto 45(PB-259): Enclave cumulático máfico em sienito com quartzo.

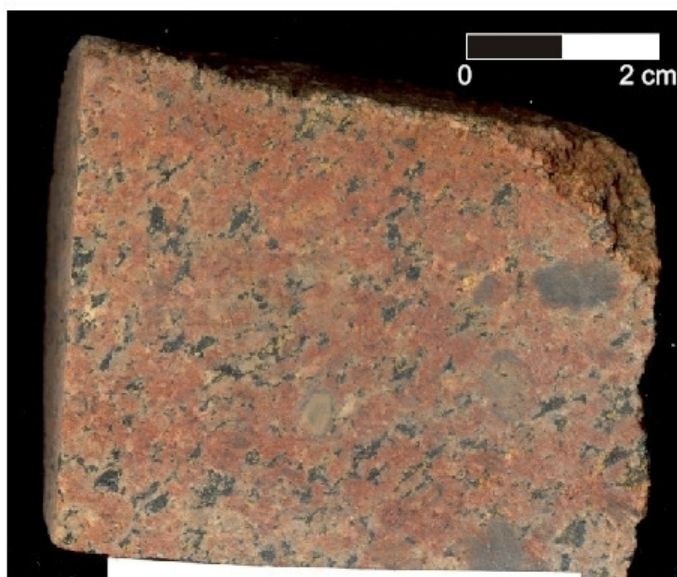


Foto 46 (PB-264): Alteração hidrotermal em sienito com quartzo. Destaque para cristais de feldspato marrom, provavelmente intactos.



Foto 47(PB-259): Cristal de pirita e biotita em sienito com quartzo.

CAPITULO IV – PETROGRAFIA E QUIMICA MINERAL

IV.1. PETROGRAFIA

Em todas as unidades sieníticas o feldspato alcalino compõe cerca de 65-75% em volume da rocha, enquanto os minerais máficos são piroxênio (15-20% modal), óxidos de Fe-Ti (~5%), biotita (<5%), que aparecem nos interstícios entre os cristais tabulares de feldspato alcalino. Em algumas amostras de sienito supersaturado, anfibólio pode ocorrer como mineral máfico principal.

Embora tenham características comuns, as quatro unidades sieníticas são petrograficamente distintas, por isso as particularidades de cada unidade do plúton serão descritas separadamente nos próximos itens.

Sienito Laminado Saturado a Insaturado em Sílica

Os sienitos desta unidade caracterizam-se pela ausência de quartzo e pela presença de clinopiroxênio cor verde intenso egirina-augita (Prancha II – **Fotomicrografia 1**). Em uma amostra (PB-92A), foi encontrada nefelina intersticial anédrica, que ocorre em proporções inferiores a 1% (Prancha II – **Fotomicrografia 2**).

A fase mineral mais abundante é o feldspato alcalino, que compõe entre 65-75% em volume da rocha. Seu hábito é tabular fortemente alongado (Prancha II – **Fotomicrografia 3**) com uma razão axial em torno de 4; os cristais tendem a se orientar, definindo uma forte foliação magmática, característica macroscópica importante desta unidade.

O feldspato alcalino apresenta aspecto “sujo” devido à grande quantidade de finas inclusões aciculares de minerais máficos como hematita, diopsídio e apatita (Prancha II – **Fotomicrografia 4**). As inúmeras inclusões de hematita devem ser responsáveis pela cor marrom-arroxeadada do feldspato, uma característica típica desta unidade. Os cristais podem ter zoneamentos composicionais discretos e raramente apresentam lamelas de exsolução. Geminação *Carlsbad* é comum.

Alguns cristais de albita podem ser encontrados nos interstícios entre cristais de feldspato alcalino. Em geral, suas proporções modais são inferiores a 1% e aparentemente estão relacionadas a lamelas de exsolução do feldspato alcalino (pertítico), que foram “drenadas” para os interstícios.

Nefelina foi primeiramente descrita em Pedra Branca por Winters (1981). Uma amostra do mesmo afloramento descrito pelo autor foi coletada e nela foram

encontrados pequenos cristais de nefelina intersticial (Prancha II – **Fotomicrografia 2**).

A tendência alcalina dos sienitos desta unidade é caracterizada pela ocorrência de piroxênios ricos em Na, com proporções mais altas de molécula acmita em sua composição. O clinopiroxênio de coloração verde escuro, descrito como egirina-augita (proporção modal 15-20%), tem caráter euédrico a subédrico, indicando tratar-se de uma das fases precoces da cristalização magmática. Pode apresentar zoneamento composicional, definido pela presença de núcleos mais claros (Prancha II – **Fotomicrografias 1 e 5**).

Anfibólio xenomórfico pode substituir o piroxênio nas fases mais tardias de cristalização da rocha, mas em geral a proporção de anfibólio nesta unidade é pequena, chegando no máximo a 5% modal. Ocorrem dois tipos: um deles é a hornblenda, com cor verde um pouco mais escura que aparece apenas como bordas ou lamelas no piroxênio (Prancha II – **Fotomicrografia 6**), já o outro é actinolita de coloração verde claro, que em geral ocorre como cristais independentes na matriz (Prancha II – **Fotomicrografia 7**).

A flogopita possui cor alaranjada, intenso pleocroísmo, e ocorre sempre em associação com clinopiroxênio e minerais opacos. A presença de flogopita é comum nesta unidade (5-7% modal), e na grande maioria das amostras é a única fase hidratada presente.

A apatita é mineral acessório importante, e na maioria dos casos é euédrica a subédrica, com tamanho que varia desde pequenas agulhas inclusas em K-feldspato a cristais independentes bem distribuídos na rocha (Prancha II – **Fotomicrografias 4, 5 e 6**).

Outro mineral acessório importante é a titanita subédrica, que em geral ocorre nas fases tardias (Prancha II - **Fotomicrografia 6**). Pequenos cristais de zircão são esparsos nos sienitos desta unidade.

Os minerais opacos são magnetita e hematita e perfazem de 3-5% da moda da rocha (Prancha II – **Fotomicrografia 8**).

Nesta unidade a hematita exhibe pequenas proporções de lamelas de ilmenita ($\text{Hem}_{90-80}\text{Ilm}_{10-20}$). A hematita quase pura (Prancha II – **Fotomicrografia 9**) se associa com o clinopiroxênio verde, entretanto quando em paragênese com anfibólio a hematita se enriquece em ilmenita, e com isso as lamelas tornam-se mais abundantes (Prancha II – **Fotomicrografia 8**). A hematita pode aparecer com bordas finas de titanita.

Magnetita é abundante e pode ocorrer tanto em associação com clinopiroxênio (Prancha II – **Fotomicrografia 8**), sugerindo cristalização precoce, quanto em

associação com anfibólio, que é fase tardia. Em alguns locais, a magnetita pode mostrar martitização (Prancha II – **Fotomicrografia 10**), o que deve estar associado à diminuição da susceptibilidade magnética em algumas amostras desta unidade.

Sulfetos como pirita e calcopirita são encontrados como acessórios em algumas amostras de sienitos desta unidade.

A Tabela 5 consiste em uma estimativa da ordem de cristalização dos sienitos desta unidade e foi baseada no estudo de diversas lâminas petrográficas.

Mineral/ Estágio Magmático	Precoce	Principal	Tardio
Feldspato Alcalino	- - - - -	- - - - -	- - - - -
Nefelina			- - - - -
Egirina-Augita	- - - - -	- - - - -	- - - - -
Magnetita	- - - - -	- - - - -	- - - - -
Hematita	- - - - -	- - - - -	- - - - -
Hornblenda			- - - - -
Biotita		- - - - -	- - - - -
Apatita	- - - - -	- - - - -	- - - - -
Titanita		- - - - -	- - - - -

Tabela 5: Ordem de cristalização estimada para os sienitos da unidade SLSI.

Cumulatos Máfico-Ultramáficos

Os cumulatos máfico-ultramáficos mais comuns na unidade SLSI são apatita clinopiroxenitos de estrutura maciça e textura cumulática inequigranular grossa (Prancha II – **Fotomicrografia 11**).

O clinopiroxênio de cor verde intensa, opticamente identificado com egirina-augita, é a principal fase *cumulus*, tem caráter subédrico, e pode apresentar zoneamentos composicionais evidenciados por núcleos ricos em inclusões de opacos e bordas homogêneas.

Já as fases *intercumulus* são representadas por apatita, biotita alaranjada, titanita e minerais opacos. Esses minerais ocorrem sempre nos interstícios entre cristais de clinopiroxênio.

Titanita pode ocorrer como cristais independentes, ou como bordas nos minerais opacos.

O mineral opaco mais comum é hematita com finas lamelas de ilmenita (Prancha II – **Fotomicrografia 12**), mas alguns cristais de magnetita também são encontrados.

Feldspato alcalino a única fase félsica encontrada nos cumulatos, é geralmente raro.

Sienitos Supersaturados

Os sienitos supersaturados possuem similaridades petrográficas, como a presença de quartzo intersticial e clinopiroxênio diopsídio verde claro a incolor. Cada unidade apresenta particularidades texturais que serão destacadas nos itens a seguir.

Sienito Laminado Supersaturado em Sílica

Assim como na SLSI, o feldspato alcalino tabular é a fase mineral principal destes sienitos e compõe cerca de 70-75% do volume da rocha. Em geral, os cristais são perfiticos e, em alguns casos, a proporção lamela/hospedeiro é cerca de 50% (mesopertitas). Exibem zoneamentos composicionais evidenciados por diferentes proporções de lamelas (Prancha II – **Fotomicrografias 17 e 18**). Cristais sem lamelas de exsolução podem exibir diferenças de birrefringência, com alternância de faixas mais clara e mais escura. Segundo Janasi (1993) os exemplos citados de feldspato alcalino ricos em lamelas enfatizam o potencial do processo de exsolução em cristais de feldspato alcalino formados sob altas temperaturas (e.g. com teor de Ca relativamente mais elevado) de gerar volumes de plagioclásio *subsolidus* com composições mais sódicas.

Inclusões finas de minerais opacos, piroxênio e apatita são muito comuns e muitas vezes podem formar trilhas marcando antigas faces dos cristais de feldspato alcalino (*synneusis*) (Prancha II – **Fotomicrografias 18 e 19**), e evidenciando zoneamentos composicionais.

Raros cristais de plagioclásio ocorrem como núcleos reliquiares corroídos no interior do feldspato alcalino em algumas amostras de sienito desta unidade, sempre em proporções de até 3 %. Alguns deles têm alterações sercíticas em seus núcleos (Prancha II – **Fotomicrografias 19 e 20**); outros cristais, mais preservados, apresentam geminação polissintética e teor de anortita entre 25 e 30.

Plagioclásio sódico formando lamelas em feldspato alcalino relacionadas a processos secundários de exsolução é comum, além disso pode aparecer como fase tardia da cristalização juntamente com quartzo, formando mimerquitas, e até mesmo delicadas bordas em feldspato alcalino (com mesma orientação óptica) ou cristais independentes (Prancha II – **Fotomicrografia 22**).

Quartzo constitui de 2 a 7% da moda dos sienitos desta unidade, e em todos os casos é intersticial e tardio na cristalização. Embora raras amostras apresentem pequenos cristais de quartzo que podem ser identificados a olho nu, na maioria das amostras o quartzo só é observado em lâminas petrográficas.

O clinopiroxênio presente nas rochas desta unidade tem cor verde claro a incolor e foi descrito como diopsídio (Prancha II – **Fotomicrografias 13 e 15**). Assim como na unidade SLSI, o clinopiroxênio é o mineral máfico principal na maioria das amostras destes sienitos (10-15% modal). Anfibólio verde-escuro (hornblenda) pode substituir total ou parcialmente o diopsídio (Prancha II – **Fotomicrografias 13, 14, 15 e 16**), alcançando em algumas amostras até 12% da moda da rocha. Pequenos traços de anfibólio azulado, possivelmente riebeckita, também são encontradas como delicadas bordas em anfibólio verde-escuro (Prancha II – **Fotomicrografia 16**).

A biotita marrom ocorre em proporções de 2 a 5% e ocorre associada ao clinopiroxênio e minerais opacos.

Os óxidos de Fe-Ti são muito abundantes, e nesta unidade predominam membros intermediários da série ilmenita-hematita ($\text{Hem}_{50-40}\text{Ilm}_{50-60}$) formados por lamelas ou bandas alternadas com cor cinza acastanhado (ilmenita) ou branco acinzentado (hematita) (Prancha II – **Fotomicrografias 23, 24 e 28**). Dentro das bandas ocorrem lamelas ainda mais finas do outro membro-final.

Magnetita é menos abundante, e pode aparecer como cristais intersticiais tardios associados ao desenvolvimento do anfibólio, ou mesmo como cristais com bordas irregulares envolvidos por titanita (Prancha II – **Fotomicrografia 25, 26, 27 e 28**). Assim como na unidade SLSI, a magnetita pode registrar processos de martitização.

Apatita é um mineral acessório (2-3% modal) comum que ocorre desde pequenas agulhas inclusas em feldspato alcalino a cristais grandes independentes bem distribuídos na rocha.

Allanita é rara, porém foi encontrada em algumas amostras como bordas irregulares, cor alaranjada, em cristais de apatita (Prancha II – **Fotomicrografia 21**).

Outro mineral acessório importante é titanita (Prancha II – **Fotomicrografias 13, 25 e 27**), que em geral ocorre como cristais independentes anédricos, ou como bordas em minerais opacos.

Alguns sulfetos como calcopirita (Prancha II – **Fotomicrografia 23**) e pirita podem ocorrer como pequenos cristais desenvolvidos em estágios tardios da cristalização.

Cristais intersticiais de carbonato também são encontrados em algumas amostras de sienitos desta unidade (Prancha II – **Fotomicrografia 22**). Em geral associam-se a fases tardias como albita e anfibólio.

A Tabela 6 apresenta uma estimativa da ordem de cristalização dos sienitos desta unidade e foi baseada no estudo de diversas lâminas petrográficas.

Mineral/ Estágio Magmático	Precoce	Principal	Tardio
Feldspato Alcalino	- - - - -	- - - - -	- - - - -
Quartzo			- - - - -
Diopsídio	- - - - -	- - - - -	- - - - -
Hornblenda		- - - - -	- - - - -
Biotita		- - - - -	- - - - -
Apatita	- - - - -	- - - - -	- - - - -
Titanita			- - - - -
Albita			- - - - -
Allanita			- - - - -
Carbonato			- - - - -

Tabela 6: Ordem de cristalização estimada para os sienitos da unidade SLS.

Cumulatos Máfico-Ultramáficos

Os cumulatos máfico-ultramáficos podem ser classificados como apatita clinopiroxenitos de estrutura maciça e textura cumulática inequigranular grossa.

São constituídos por diopsídio, que pode ou não ser parcialmente substituído por hornblenda, apatita, biotita marrom, feldspato alcalino e minerais opacos (Prancha II – **Fotomicrografia 29**). O diopsídio e apatita compõem as fases *cumulus*, enquanto os outros minerais perfazem o *intercumulus*.

Os minerais opacos encontrados nos cumulatos são ilmeno-hematita, com proporções variáveis entre as fases, e magnetita (Prancha II – **Fotomicrografia 30**).

Sienito Supersaturado em Sílica Interno

Assim como nas outras unidades supersaturados estes sienitos possuem diopsídio, subédrico de cor marrom esverdeado a incolor (Prancha II – **Fotomicrografias 31 e 32**), como mineral máfico principal (~8-10% modal). Uma característica singular desta unidade, no entanto, é a presença de ortopiroxênio (enstatita) em algumas amostras, que ocorre como pequenos cristais granulares de cor marrom (Prancha II – **Fotomicrografias 31 e 33**) perfazendo cerca de 5-7% da moda de algumas amostras. A granulação fina de muitas destas rochas revela que seu resfriamento deve ter sido mais rápido, o que provavelmente permitiu a preservação dos cristais de ortopiroxênio. O ortopiroxênio pode apresentar bordas alteradas para massa de filossilicatos, sugerindo desequilíbrio.

O feldspato alcalino é a fase félsica mais abundante, compondo cerca de 55-60% do volume da rocha. Os cristais apresentam forma menos alongada, e em geral granular e pertítico. Albita ocorre com frequência como lamelas de exsolução no

feldspato alcalino ou como cristais independentes (~10% modal) que podem ou não aparecer intercrescidos com quartzo, formando mimerquitas (Prancha II – **Fotomicrografia 33**).

Plagioclásio (An₁₅₋₂₀) é observado como pequenos cristais na matriz.

Quartzo é um mineral comum, e compõe entre 3-6% do volume da rocha. Os cristais são intersticiais, e também pode ocorrer em simplectitos com biotita (Prancha II – **Fotomicrografia 33**).

Hornblenda verde-escura (3-5% modal) substitui o diopsídio nas bordas e raramente forma cristais independentes (Prancha II – **Fotomicrografia 31**). Outra fase máfica comum é a biotita marrom (<5% modal), que muitas vezes ocorre intercrescida com quartzo.

O mineral opaco mais comum é ilmeno-hematita, e em geral ocorre como cristais anédricos bem distribuídos por toda a rocha (5-7% em proporções modais).

Apatita (~2% modal) aparece como pequenos cristais euédricos a subédricos amplamente disseminados, muitas vezes incluso no feldspato alcalino ou até mesmo associados ao piroxênio (Prancha II – **Fotomicrografia 34**).

Uma das amostras coletadas (PB-57) apresenta aspecto muito alterado e oxidado, além disso, são observadas texturas de alteração, como piroxênio com núcleos verde-claro (diopsídio reliquiar) e bordas de cor verde intenso (egirina) (Prancha II – **Fotomicrografia 35**). Em alguns locais observa-se a formação de zeólitas, possivelmente alterando cristais pequenos de nefelina. Ainda assim, feições de alteração na maioria dos casos restringem-se a fraturas milimétricas (Prancha II – **Fotomicrografia 36**). As características petrográficas destas feições sugerem que estas alterações podem estar associadas a fluidos alcalinos provenientes da intrusão de Poços de Caldas.

A Tabela 7 apresenta uma estimativa da ordem de cristalização dos sienitos desta unidade e foi baseada no estudo de diversas lâminas petrográficas.

Mineral/ Estágio Magmático	Precoce	Principal	Tardio
Feldspato Alcalino	-----	-----	-----
Quartzo			-----
Enstatita	-----	-----	-----
Diopsídio	-----	-----	-----
Hornblenda		-----	-----
Biotita		-----	-----
Apatita	-----	-----	-----
Titanita			-----
Albita			-----

Tabela 7: Ordem de cristalização estimada para os sienitos da unidade SSI.

Sienito Supersaturado em Sílica Externo

O feldspato alcalino (55-65% modal) é tabular euédrico, pertítico e muitas vezes pode apresentar zoneamentos composicionais oscilatórios (Prancha II – **Fotomicrografias 37 e 40**). Albita (~10% modal) é outro mineral félsico importante e ocorre principalmente como lamelas no feldspato alcalino ou formando mimerquitas quando intercrescida com quartzo, mas também como pequenos cristais independentes na matriz destes sienitos.

Quartzo é pouco abundante (~2%) e ocorre freqüentemente como pequenos cristais intersticiais na matriz.

O clinopiroxênio (~8-12% modal), identificado opticamente como diopsídio, tem cor esverdeada a incolor (Prancha II – **Fotomicrografia 37**), e é o mineral máfico principal. Em alguns casos pode apresentar zoneamentos composicionais oscilatórios evidenciados por mudanças de cor e birrefringência (Prancha II – **Fotomicrografia 39**).

Hornblenda é comum e compõe cerca de 5% da moda da rocha na maioria das amostras; em alguns casos pode ser o mineral máfico principal, atingindo proporções de 10%. Ocorre como cristais anédricos de cor verde-escuro, que substituem parcial ou totalmente o piroxênio (Prancha II – **Fotomicrografia 38**).

Outra fase importante é a biotita marrom-escuro que, apesar de pouco abundante (<5% modal) sempre aparece em associação com outros minerais máficos (e.g. piroxênio, anfibólio e apatita) (Prancha II - **Fotomicrografia 38**).

Os minerais acessórios (Prancha II – **Fotomicrografia 38**) são apatita idiomórfica (~2% modal) com cristais de tamanho variado bem distribuída na rocha, e titanita (1% modal) que ocorre como delicadas bordas em minerais opacos e raramente forma cristais independentes. Zircão euédrico pode ocorrer em algumas amostras.

Magnetita e hematita rica em lamelas de ilmenita (Prancha II – **Fotomicrografia 41**) são os minerais opacos comuns. A magnetita não é comum, e quando presente associa-se ao anfibólio, é anédrica e pode ou não ter bordas de titanita. Já a ilmeno-hematita pode alternar-se para hemo-ilmenita, localmente ocorrem cristais de ilmenita quase pura associados ao anfibólio.

A Tabela 8 apresenta uma estimativa da ordem de cristalização dos sienitos desta unidade e foi baseada no estudo de diversas lâminas petrográficas.

Mineral/ Estágio Magmático	Precoce	Principal	Tardio
Feldspato Alcalino	-----	-----	-----
Quartzo			-----
Diopsídio	-----	-----	-----
Hornblenda		-----	-----
Biotita		-----	-----
Apatita	-----	-----	-----
Titanita			-----
Albita			-----
Magnetita			-----
Ilmeno-hematita		-----	-----

Tabela 8: Ordem de cristalização dos sienitos da unidade SSE.

Enclaves

Este item será desenvolvido com base na descrição dos diversos tipos de enclaves encontrados nas unidades supersaturadas (SLS, SSI e SSE). Entre as diferentes variedades de enclaves os mais comuns são os microgranulares composição diorítica e sienítica, juntamente com os autólitos cumuláticos máfico-ultramáficos

Micro-sienitos

Enclaves microgranulares sieníticos em geral têm textura equigranular muito fina a fina (Prancha II – **Fotomicrografia 43**), e raramente inequigranular porfirítica (Prancha II – **Fotomicrografia 42**) com fenocristais de clinopiroxênio incolor a verde-claro (diopsídio) que compõem cerca de 7-10% do seu volume. O feldspato alcalino, assim com nas variedades grossas, é a principal fase mineral, compondo aproximadamente 75-80% destes enclaves.

O quartzo raramente é observado, e quando presente a proporção modal nunca é maior que 1%.

Hornblenda verde escura em alguns casos pode ocorrer como bordas em piroxênio ou formando cristais independentes na matriz, e não atinge proporções maiores que 3%.

Biotita marrom (<5%) é um mineral abundante na matriz, e ocorre entre os cristais de feldspato alcalino (Prancha II – **Fotomicrografias 42 e 43**).

Os minerais acessórios principais são apatita (1-3%), titanita (1%) e zircão (<1%), que ocorrem como pequenos cristais idiomórficos, que podem estar inclusos em feldspato alcalino. A titanita não está presente em todas as amostras, e pode ocorrer com finas bordas em minerais opacos ou como pequenos cristais independentes na matriz. Os minerais opacos (até 5%) são hematita rica em lamelas de ilmenita e, em menor proporção, magnetita.

Monzonitos

A única amostra de composição monzonítica encontrada apresenta textura equigranular fina (Prancha II – **Fotomicrografia 44**) e é constituída por feldspato alcalino pertítico (40-45% modal), plagioclásio (35%) An_{20-25} , que pode ser zonado e com núcleos parcialmente alterados. Em geral o plagioclásio apresenta mesmo tamanho que o feldspato alcalino, mas localmente observam-se cristais maiores (~0,5 cm) com núcleos totalmente alterados para sericita (Prancha II – **Fotomicrografia 45**), similar ao observado no SLS.

O clinopiroxênio (~5% modal) é subidiomórfico, tem cor verde claro e ocorre como pequenos cristais independentes ou como núcleos preservados com bordas de hornblenda verde escura. Hornblenda xenomórfica é o mineral máfico principal e compõe cerca de 10-12% destes enclaves.

Biotita marrom é pouco abundante (~3%), e é mais abundante em porções onde o plagioclásio tem núcleos alterados, sugerindo que nestes locais há maior percolação de fluidos.

Os minerais acessórios são apatita acicular (~3%), titanita anédrica (~1%) e minerais opacos (magnetita (~ 4%) e ilmenita com lamelas de hematita (~5%).

Dioritos

Em geral, os dioritos apresentam textura granoblástica e granulação fina, onde os contatos entre os minerais possuem contatos de 120° formando mosaicos (Prancha II – **Fotomicrografias 46, 47 e 48**). As bordas podem apresentar granulação mais fina (Prancha II – **Fotomicrografia 47**) devido ao resfriamento rápido, enquanto os núcleos muitas vezes são alterados (Prancha II – **Fotomicrografia 48**).

O mineral principal é o plagioclásio An_{25-30} (80-85% modal), que pode apresentar geminação polissintética e zoneamento composicional. Característica marcante destes enclaves é a alteração sericítica que ocorre nos núcleos dos cristais de plagioclásio (Prancha II – **Fotomicrografias 46, 48, 50 e 53**).

Feldspato alcalino não aparece na maioria dos casos, mas quando presente pode compor cerca de 5% da moda. Quartzo é raro (até 2%) e ocorre como cristais pouco desenvolvidos.

Biotita marrom é o mineral máfico principal na maioria das amostras (3-10%), e em alguns casos é o único máfico presente (Prancha II – **Fotomicrografias 46, 47, 48 e 49**). Em algumas amostras pode se desenvolver nas bordas dos enclaves, demonstrando reação com a rocha hospedeira.

Apenas dois dos enclaves dioríticos amostrados (PB-247B e PB247D) apresentam IC~35-40; nesses casos, piroxênio e anfibólio são os máficos principais.

Na amostra PB-247B (Prancha II - **Fotomicrografias 52 e 53**), observa-se um bandamento modal evidenciado pela intercalação de níveis ora com clinopiroxênio e ora com hornblenda. Na porção rica em clinopiroxênio (15% modal) também ocorre plagioclásio (55-60%), magnetita, bornita e carbonato como acessório. O clinopiroxênio de cor verde claro é subédrico e contém inúmeras inclusões de biotita fina em seu núcleo; a hornblenda verde escura aparece consumindo o clinopiroxênio pelas bordas e formando intercrescimentos com plagioclásio (Prancha II – **Fotomicrografia 52**). Na porção rica em hornblenda, o clinopiroxênio é raro, porém pode aparecer como núcleos preservados no anfibólio. Nestes níveis a hornblenda ocorre formando simplectitos com plagioclásio e opacos; também ocorre biotita marrom, carbonato, magnetita, sulfetos e zircão (Prancha II – **Fotomicrografia 54 e 55**). Os minerais opacos são a magnetita (2%) e os sulfetos como bornita, calcopirita e calcosina (Prancha II – **Fotomicrografia 55**). Os sulfetos em geral são os mais abundantes, bornita (cerca de 4% modal) é o mais comum. Assim como nas outras amostras de diorito, onde a biotita é o único mineral máfico, as porções ricas em plagioclásio apresentam intensa alteração sericítica (Prancha II – **Fotomicrografia 53**), sugerindo algum vínculo entre os dois tipos (de menor e maior índice de cor).

Na amostra PB-247D hornblenda verde escura é o mineral máfico principal (15% modal), enquanto o plagioclásio An₃₀ (65%) é o mineral mais abundante. O plagioclásio muitas vezes apresenta geminação polissintética e zoneamentos composicionais; também neste caso, os núcleos de alguns cristais estão fortemente sericitizados (Prancha II – **Fotomicrografia 51**).

Clinopiroxênio verde claro é pouco abundante (3% modal) e raramente ocorre como cristais independentes, entretanto pode estar preservado nos núcleos da hornblenda verde escura (Prancha II – **Fotomicrografia 50**).

Os minerais acessórios são ilmenita com lamelas de hematita (~25-40%) e titanita, que ocorre apenas como finas bordas em opacos.

Cumulatos Máfico-Ultramáficos

Enclaves máfico-ultramáficos com textura cumulática são comuns nas unidades laminadas, e as características gerais destes cumulatos foram apresentadas anteriormente.

A assinatura geoquímica peralcalina e o Mg# (ver Capítulo IV, item V.3. Geoquímica de Rocha Total) de um dos enclaves amostrados (PB-185C) sugerem que esta pode tratar-se de um enclave ultramáfico (representante de um magma parental), porém a assembléia mineral similar a dos sienitos (apenas em proporções distintas) e a textura cumulática inequigranular grossa sugerem que pode ser apenas um enclave cumulático.

Esta rocha peculiar é constituída por clinopiroxênio, biotita, apatita, titanita e magnetita, além disso, ocorrem sulfetos, carbonato e anfibólio azul (possivelmente riebeckita).

Na textura (Prancha II – **Fotomicrografia 56**) o *cumulus* é formado por clinopiroxênio verde claro (em proporções modais de ~50%), apatita (10% modal) e titanita (5% modal). Já o *intercumulus* é constituído por biotita alaranjada (25% modal) e minerais opacos.

Entre os minerais opacos estão magnetita (cerca de 3%) e sulfetos como bornita e calcopirita (mais abundantes, ~7% modal). A bornita ocorre como cristais independentes homogêneos, ainda assim pode ser substituída nas bordas por calcosina e galena (Prancha II – **Fotomicrografia 59**).

Anfibólio azul e carbonato são tardios (Prancha II – **Fotomicrografias 57 e 58**) e sempre ocorrem em interstícios próximos a cristais de clinopiroxênio, sugerindo que o aparecimento destes minerais pode estar associado à alteração do piroxênio.

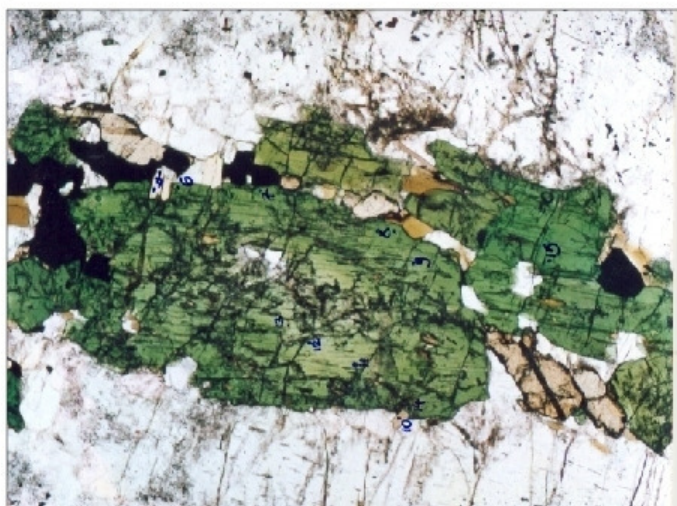
Feldspato alcalino perfitico pode ser encontrado no *intercumulus*, porém não atinge 1% em proporção modal.

- PRANCHA II -

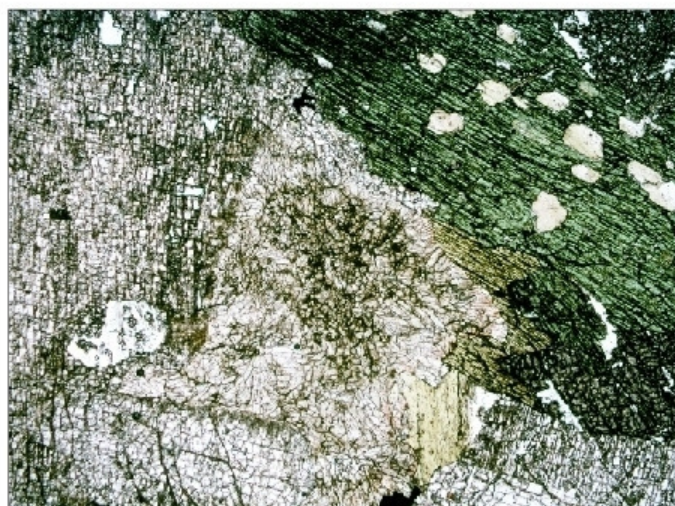
PETROGRAFIA

Sienito Laminado Saturado a Insaturado

- SLSI -



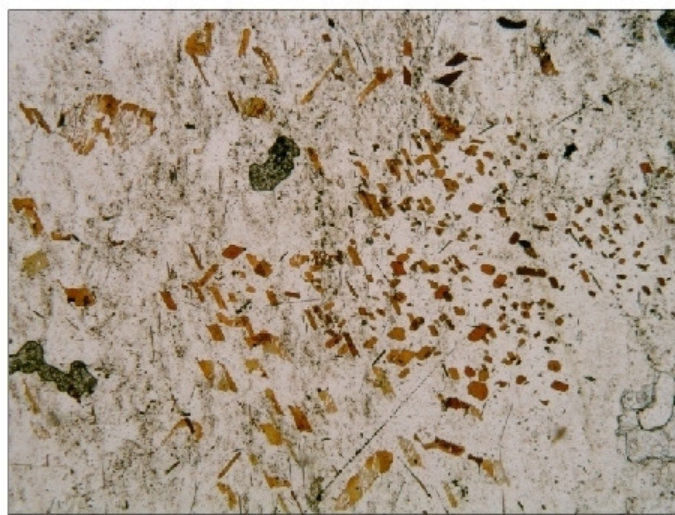
Fotomicrografia 1: Egerina-augita zonada, cor verde intenso, associada a titanita, biotita e magnetita. Lado maior da foto 3,25 mm.



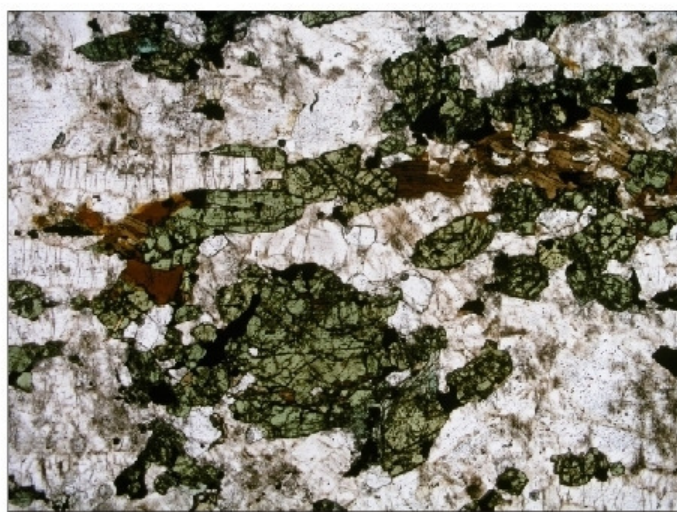
Fotomicrografia 2: Egerina-augita verde intenso, apatita incolor e nefelina, intersticial em sienito. Lado maior da foto 1,30 mm.



Fotomicrografia 3: Feldspato alcalino tabular zonado em sienito. Lado maior da foto 8,32 mm.



Fotomicrografia 4: Feldspato alcalino com finas inclusões de hematita. Lado maior da foto 0,26 mm.



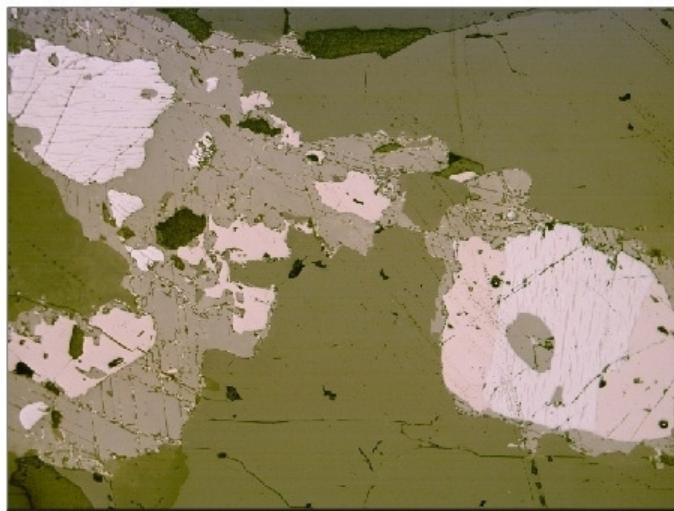
Fotomicrografia 5: Aspecto geral dos sienitos saturados, com piroxênio como mineral máfico principal, além biotita, apatita e magnetita. Lado maior da foto 10.4 mm.



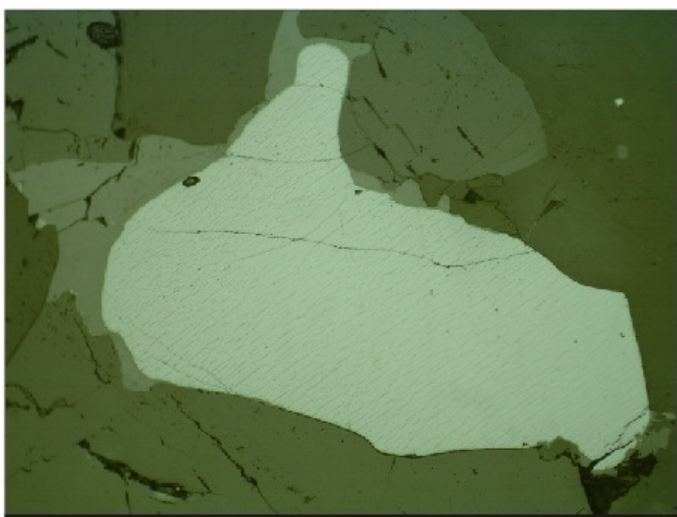
Fotomicrografia 6: Assembléia máfica de sienito com egerina-augita, hornblenda, biotita, apatita titanita, além de opacos hematita e magnetita. Lado maior da foto 10.4 mm.



Fotomicrografia 7: Actinolita e titanita como minerais tardios em sienito saturado. Lado maior da foto 3,25 mm.



Fotomicrografia 8: Associação de minerais opacos típica do SLSI com hematita e magnetita, vistos à luz refletida. Lado maior da foto 1,30 mm.



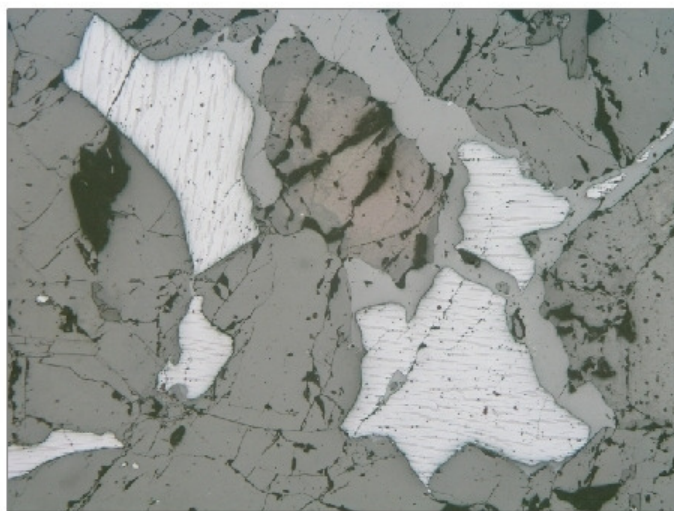
Fotomicrografia 9: Cristal de hematita quase pura, pobre em lamelas de ilmenita, vista à luz refletida. Lado maior da foto 0,260 mm.



Fotomicrografia 10: Processo de martitização em cristais de magnetita, vistos à luz refletida. Lado maior da foto 0,260.

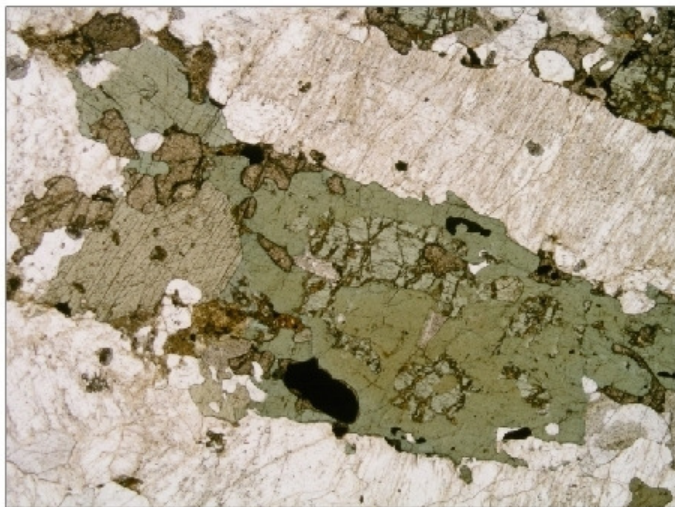


Fotomicrografia 11: Cumulato ultramáfico típico da SLSI, com egrina-augita, apatita, biotita, ilmeno-hematita e titanita. Lado maior da foto 8.32 mm.



Fotomicrografia 12: Cristais de ilmeno-hematita em cumulato ultramáfico da SLSI, vistos à luz refletida. Lado maior da foto 1,30 mm.

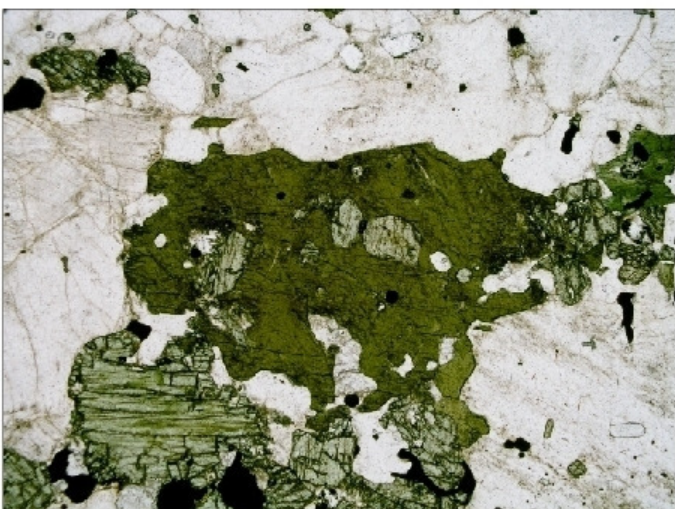
Sienito Laminado Supersaturado em Sílica - SLS -



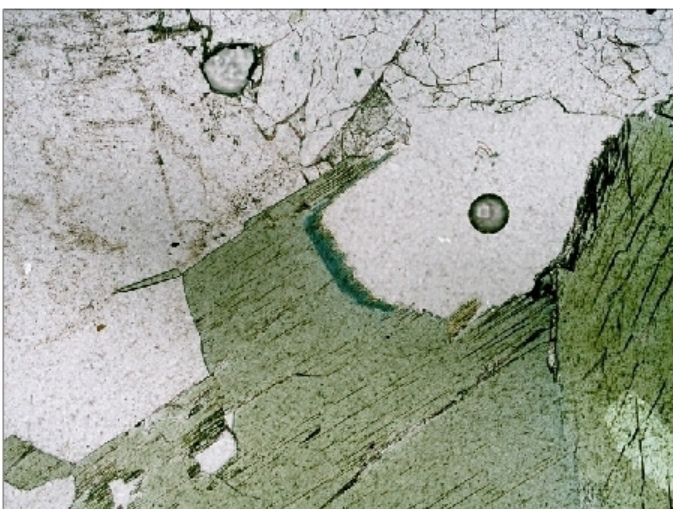
Fotomicrografia 13: Diopsídio reliquiar substituído por hornblenda, associado a titanita, apatita e opacos. Lado maior da foto 3,25 mm.



Fotomicrografia 14: Sienito supersaturado intensamente deformado com sigmóides de titanita e anfibólio com sombra de pressão. Lado maior da foto 3.25 mm.



Fotomicrografia 15: Diopsídio reliquiar em núcleos de hornblenda. Lado maior da foto 10.4 mm.



Fotomicrografia 16: Anfibólio azul (riebeckita) em borda de hornblenda. Lado maior da foto 1,3 mm.



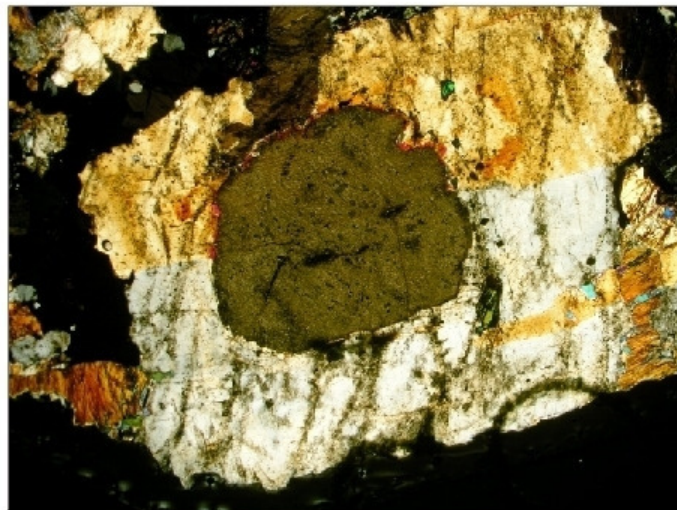
Fotomicrografia 17: Feldspato alcalino perítico zonado. Destaque para lamelas espessas no núcleo de cristal. Lado maior da foto 10,4 mm.



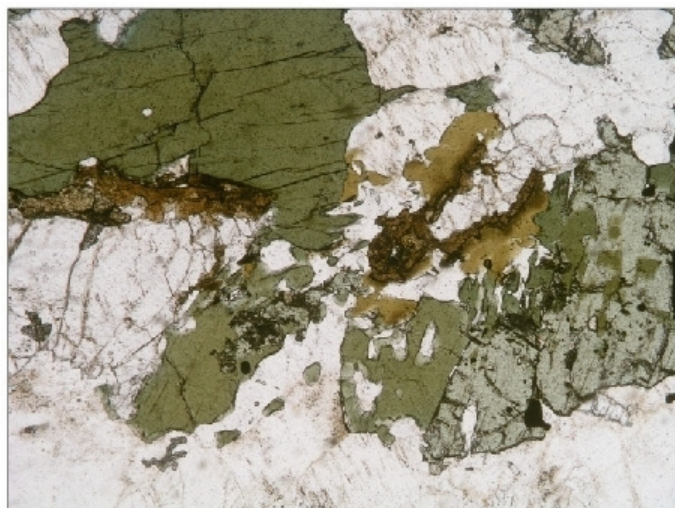
Fotomicrografia 18: Feldspato alcalino zonado com núcleo perítico e bordas homogêneas, com trilha de máficos finos marcando o limite entre as duas zonas. Lado maior da foto 10,4 mm.



Fotomicrografia 19: Cristal de plagioclásio zonado com bordas irregulares, incluso em feldspato alcalino pertítico. Destaque para trilhas de máficos nas bordas do feldspato alcalino marcando antigas faces. Lado maior da foto 10,4 mm.



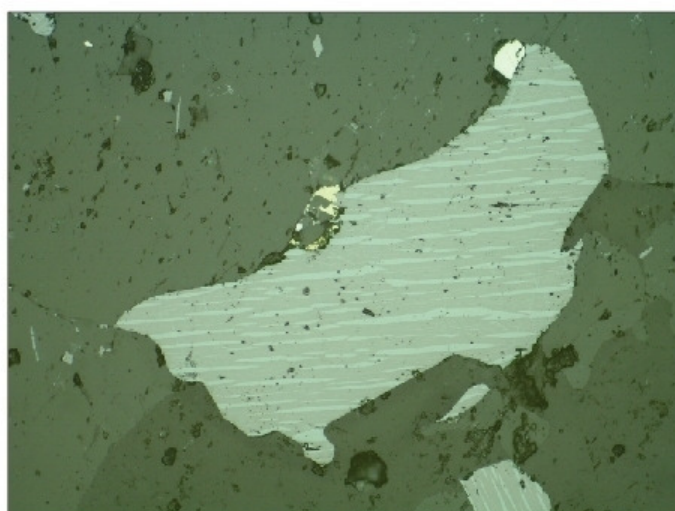
Fotomicrografia 20: Cristal de plagioclásio sericitizado com bordas irregulares incluso em feldspato alcalino. Lado maior da foto 10,4 mm.



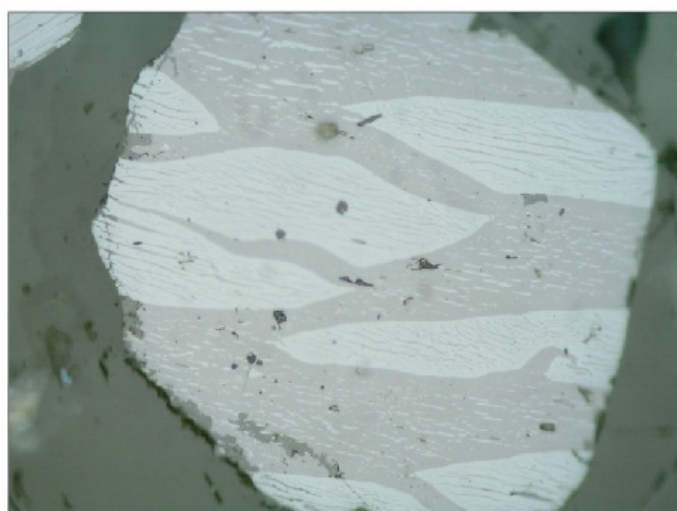
Fotomicrografia 21: Assembléia máfica com diopsídio substituído por hornblenda e apatita com allanita nas bordas. Lado maior da foto 3,25 mm.



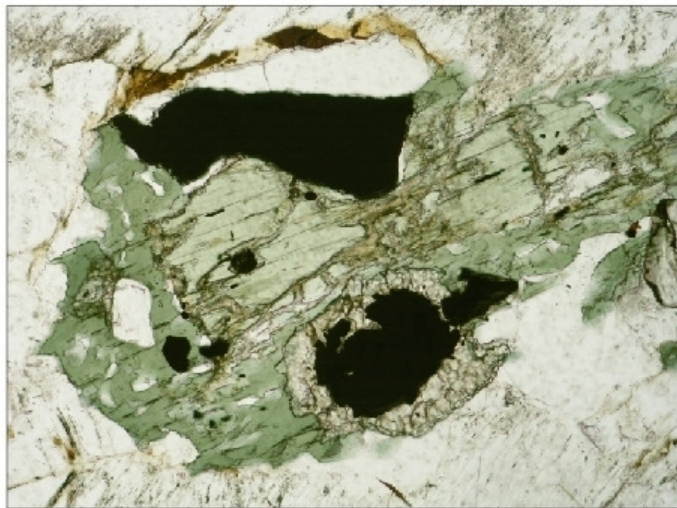
Fotomicrografia 22: Associação tardia de albita e carbonato entre cristais de feldspato alcalino. Lado maior da foto 1,30 mm.



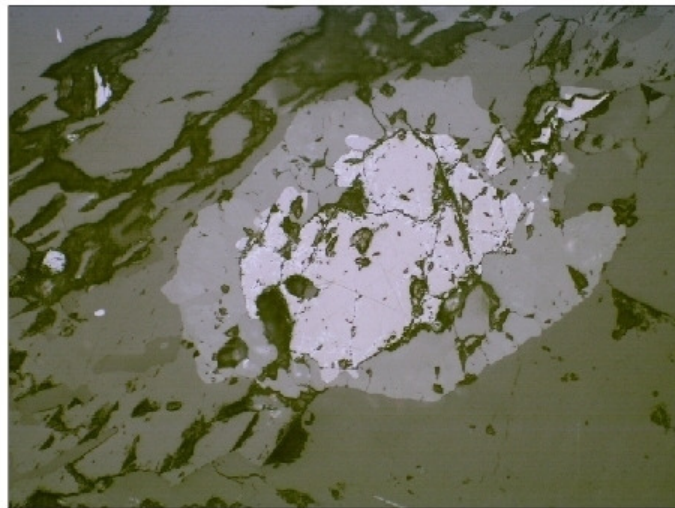
Fotomicrografia 23: Cristal de ilmeno-hematita s.s. e calcopirita vistos à luz refletida. Lado maior da foto 0,65 mm.



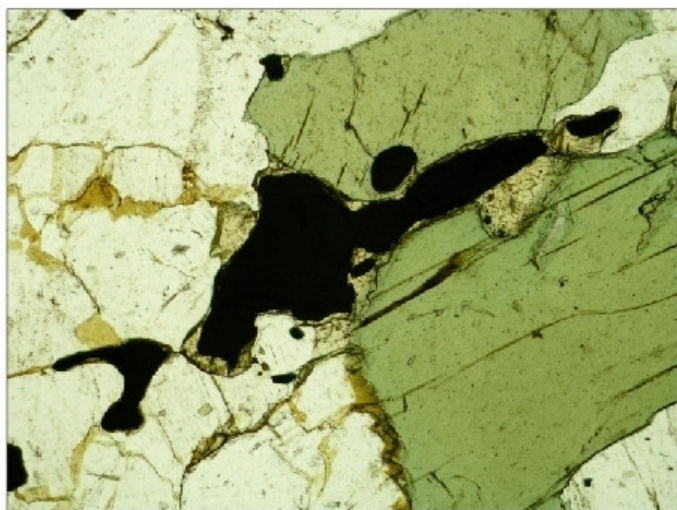
Fotomicrografia 24: Cristal de ilmeno-hematita s.s. Visto à luz refletida. Lado maior da foto 0,260 mm.



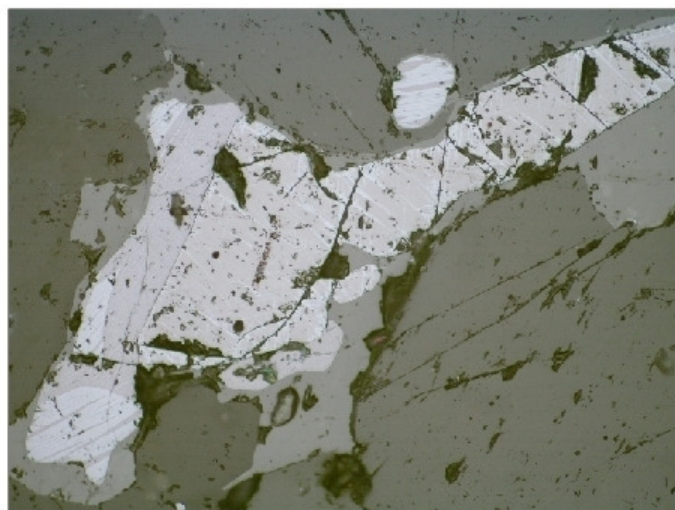
Fotomicrografia 25: Diopsídio substituído por hornblenda e mineral opaco com bordas de titanita. Lado maior da foto 3,25 mm.



Fotomicrografia 26: Cristal de magnetita xenomórfico com titanita nas bordas. Lado maior da foto 1,04 mm.



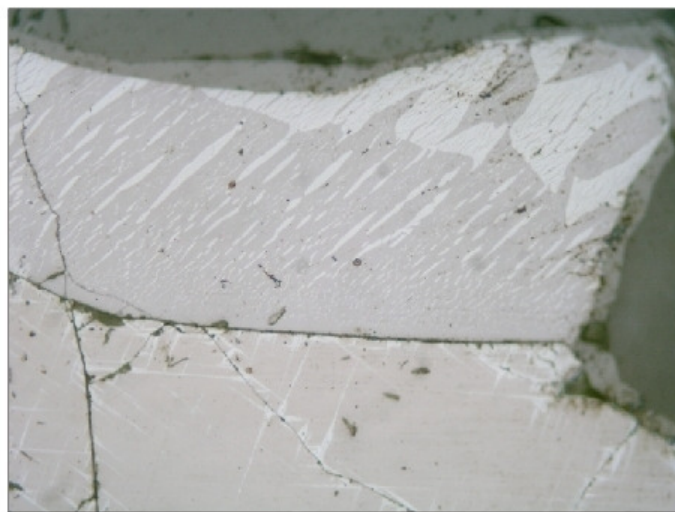
Fotomicrografia 27: Hornblenda e minerais opacos com fina borda de titanita. Lado maior da foto 1,63 mm.



Fotomicrografia 28: Associação de minerais opacos com magnetita martitzada e ilmeno-hematita s.s. vistos à luz refletida. Lado maior da foto 1,04 mm.



Fotomicrografia 29: Associação típica de cumulato máfico em SLS com diopsídio, biotita, minerais opacos e feldspato alcalino. Lado maior da foto 8,32 mm.



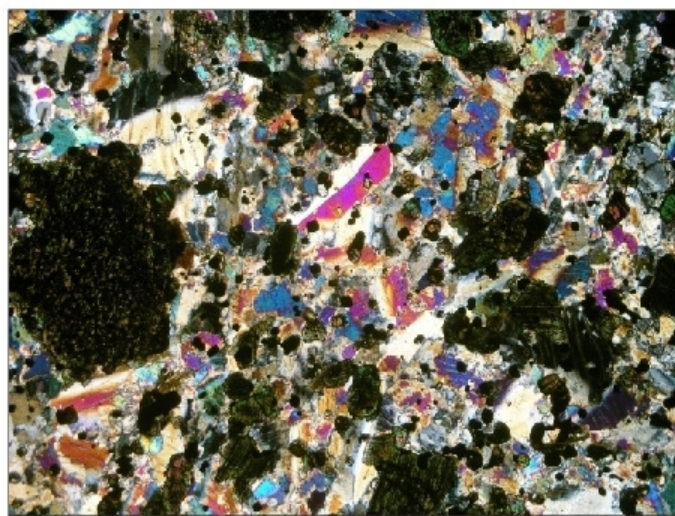
Fotomicrografia 30: Associação magnetita e ilmenita-hematita s.s. vistos à luz refletida. Lado maior da foto 0,260 mm.

Sienito Supersaturado em Sílica Interno

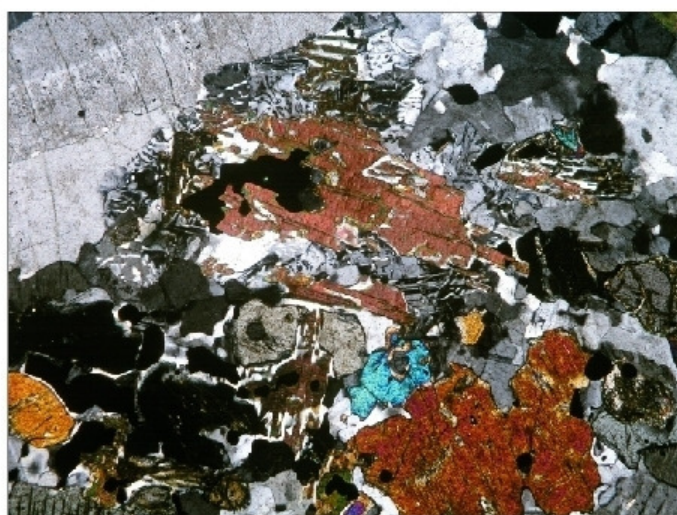
- SSI -



Fotomicrografia 31: Aspecto geral da SSI com diopsídio, enstatita, feldspato alcalino e apatita. Hornblenda verde escura substui parcialmente o diopsídio. Lado maior da foto 3,25 mm.



Fotomicrografia 32: Megacristais de diopsídio associados a feldspato alcalino e minerais opacos. Lado maior da foto 3,25 mm.



Fotomicrografia 33: Feição tardia de intercrescimento entre quartzo e biotita e quartzo e albita (mimerquita). Lado maior da foto 1,30 mm.



Fotomicrografia 34: Cristais euédricos de apatita associados a diopsídio, feldspato alcalino e minerais opacos. Lado maior da foto 3,25 mm.



Fotomicrografia 35: Cristal de diopsídio com bordas de egrina devido a alteração por fluidos alcalinos. Lado maior da foto 3,25 mm.

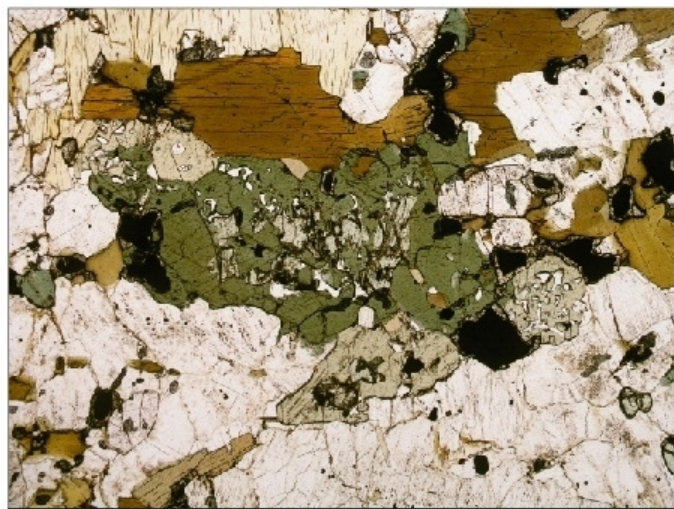


Fotomicrografia 36: Alteração hidrotermal localizada por percolação de fluidos alcalinos. Lado maior da foto 8,32 mm.

Sienito Supersaturado em Sílica Externo - SSE -



Fotomicrografia 37: Aspecto geral dos sienitos SSE com feldspato alcalino zonado, diopsídio, biotita e apatita. Lado maior da foto 10,4 mm.



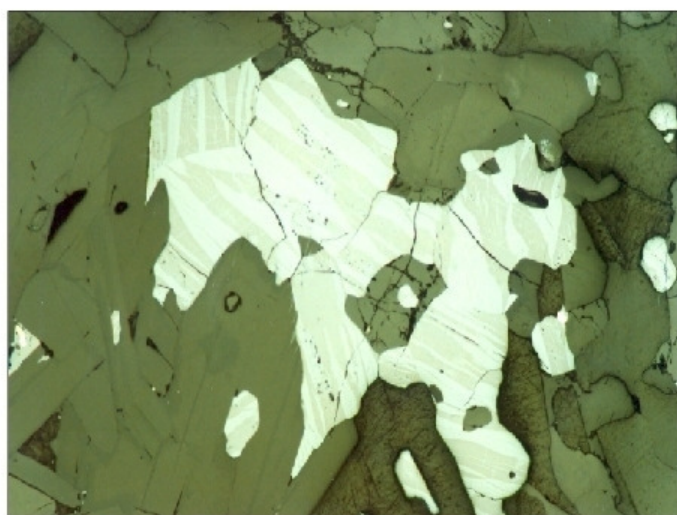
Fotomicrografia 38: Núcleo reliquiar de diopsídio em hornblenda anédrica, associada a apatita, biotita, titanita e opacos. Lado maior da foto 1,3 mm.



Fotomicrografia 39: Zoneamento composicional em cristal de diopsídio. Lado maior da foto 5,2 mm.



Fotomicrografia 40: Zoneamento oscilatório em feldspato alcalino pertítico. Lado maior da foto 10,4 mm.

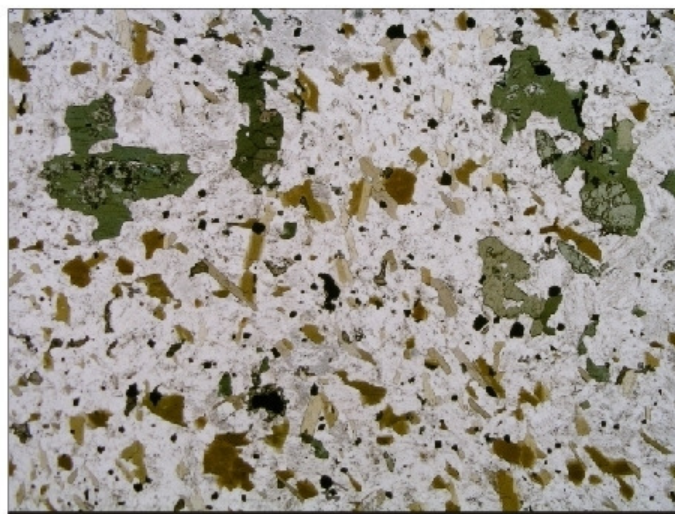


Fotomicrografia 41: Cristal de hematita rico em lamelas de ilmenita, vistos à luz refletida. Lado maior da foto 1,3 mm.

ENCLAVES



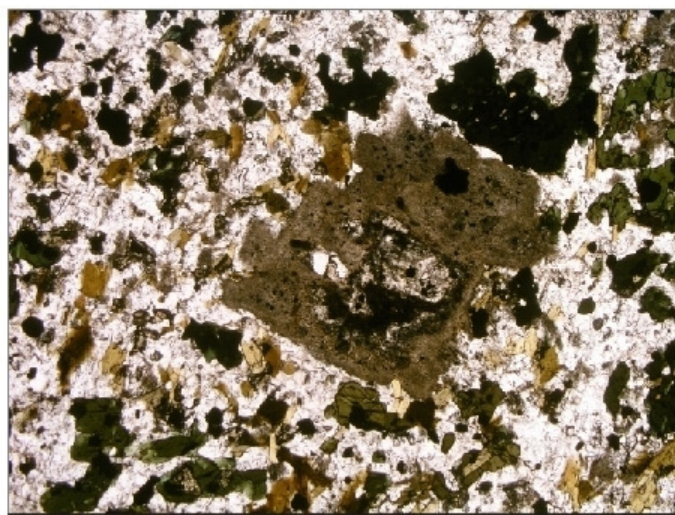
Fotomicrografia 42: Micro-sienito inequigranular porfirítico, com fenocristais de clinopiroxênio e matriz com feldspato alcalino, biotita, apatita e opacos. Lado maior da foto 2,60 mm.



Fotomicrografia 43: Microsienito equigranular com feldspato alcalino, diopsídio, hornblenda, biotita, apatita, opacos e titanita. Lado maior da foto 3,25 mm.



Fotomicrografia 44: Monzonito com feldspato alcalino pertítico, plagioclásio, hornblenda, biotita, apatita e opacos. Lado maior da foto 2,60 mm.



Fotomicrografia 45: Megacristal de plagioclásio com núcleo fortemente alterado em monzonito equigranular. Lado maior da foto 2,60 mm.



Fotomicrografia 46: Enclave diorítico fino com textura granoblástica, e intensa alteração sericítica no núcleo. Lado maior da foto 10,4 mm.



Fotomicrografia 47: Enclave diorítico fino com textura granoblástica e borda muito fina devido ao resfriamento rápido. Lado maior da foto 8,32 mm.



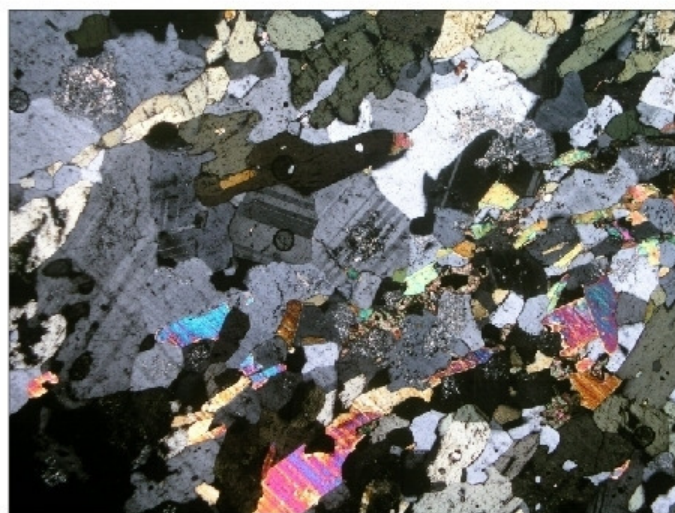
Fotomicrografia 48: Enclave diorítico médio, com plagioclásio zonado, com núcleos intensamente modificados. Lado maior da foto 8,32 mm.



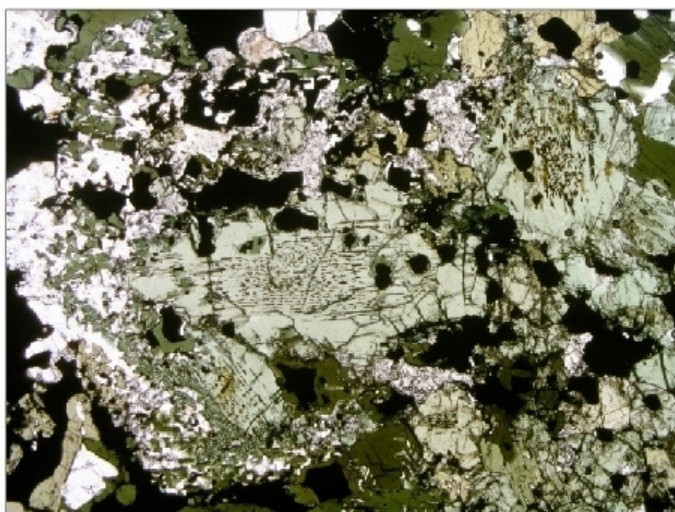
Fotomicrografia 49: Enclave diorítico milimétrico, composto por plagioclásio, biotita marrom e magnetita. Lado maior da foto 1,63 mm.



Fotomicrografia 50: Enclave diorítico com clinopiroxênio, hornblenda, plagioclásio, biotita, opacos e titanita. Lado maior da foto 3,25 mm.



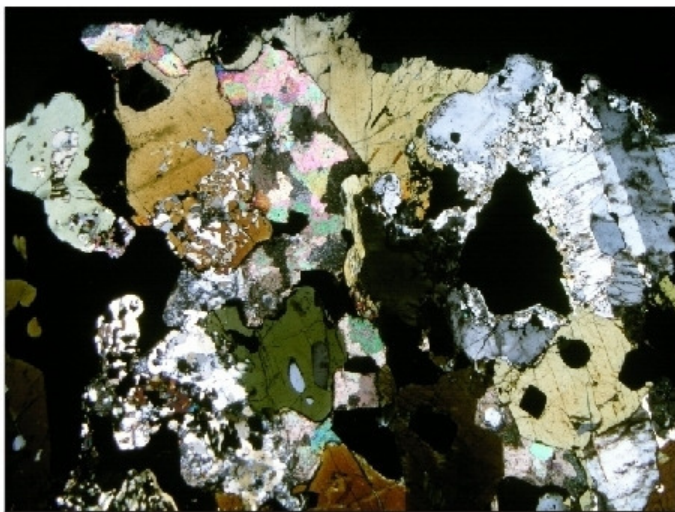
Fotomicrografia 51: Enclave diorítico (mesma amostra da foto anterior) rico em hornblenda e plagioclásio com núcleos alterados. Lado maior da foto 1,3 mm.



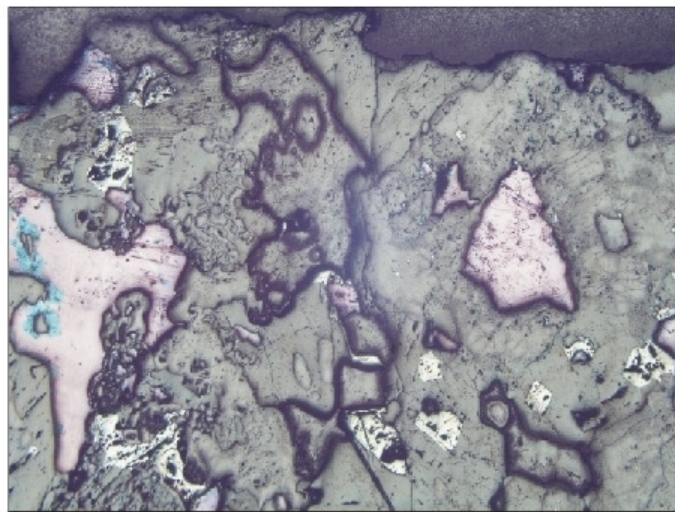
Fotomicrografia 52: Enclave bandado intercalando níveis ora com clinopiroxênio ora hornblenda, juntamente com plagioclásio, bornita e carbonato. Lado maior da foto 5,20 mm.



Fotomicrografia 53: Porção rica em plagioclásio e magnetita do enclave bandado. Destaque para alteração sericítica do plagioclásio similar ao observados nos enclaves com biotita. Lado maior da foto 8,32 mm.



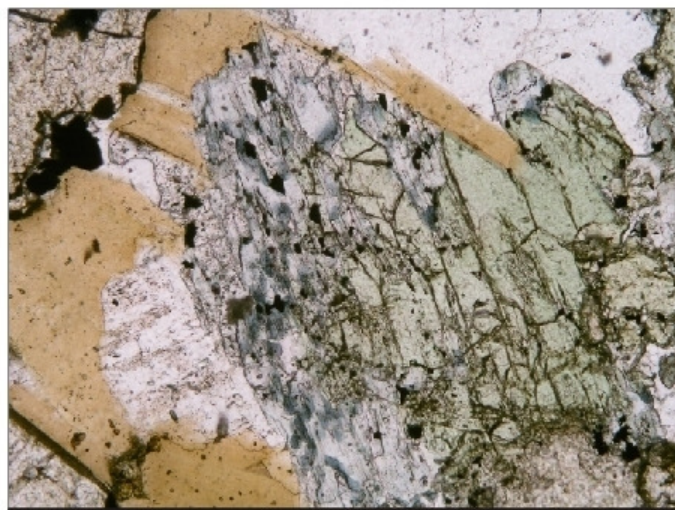
Fotomicrografia 54: Nível rico em hornblenda do enclave bandado. Presença de plagioclásio (intercrescido com hornblenda e opacos), carbonato e minerais opacos. Lado maior da foto 8,32 mm.



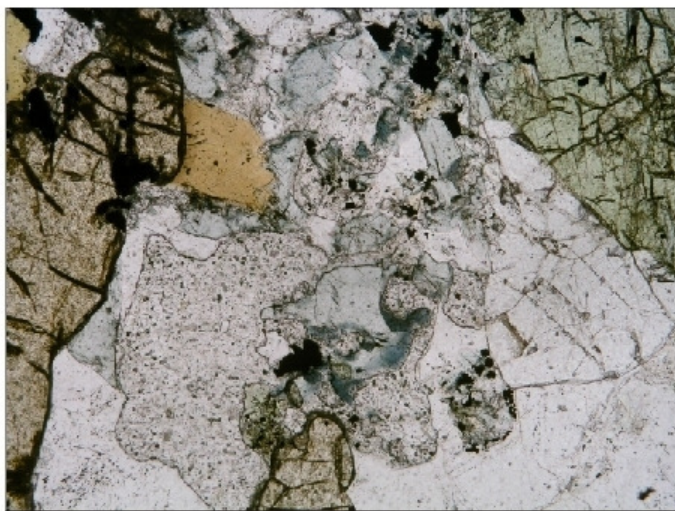
Fotomicrografia 55: Enclave bandado visto sob luz refletida. Presença de cristais bem desenvolvidos de bornita, com núcleos de calcosina e magnetita. Lado maior da foto 8,32 mm.



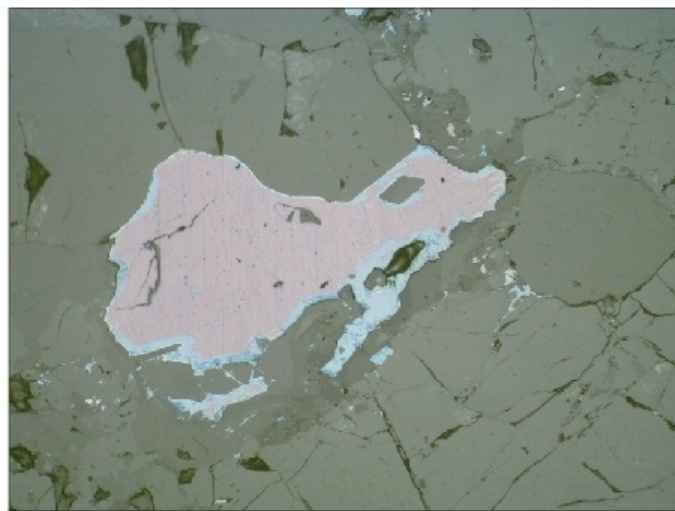
Fotomicrografia 56: Enclave cumulático ultramáfico com clinopiroxênio, apatita, titanita, biotita e opacos. Lado maior da foto 10,4 mm.



Fotomicrografia 57: Anfibólio azul e carbonato tardios associados à alteração do clinopiroxênio. Lado maior da foto 3,25 mm.



Fotomicrografia 58: Destaque da paragênese tardia com carbonato e anfibólio azul. Lado maior da foto 3,25 mm.



Fotomicrografia 59: Cristal de bornita (rósea) com bordas de calcosina (tom de azul) e galena (fina borda cinza) vistos à luz refletida. Lado maior da foto 1,3 mm.

IV.2. QUÍMICA MINERAL

Análises químicas de feldspato alcalino, piroxênio, anfibólio, biotita e minerais opacos dos sienitos do plúton, e de plagioclásio encontrados em sienitos e enclaves foram obtidas através de microsonda eletrônica. Os resultados obtidos estão descritos nos itens a seguir.

Os resultados analíticos e as respectivas fórmulas estruturais encontram-se no anexo II (Tabela 1: Feldspatos; Tabela 2: Piroxênio; Tabela 3: Anfibólio; Tabela 4: Biotita; Tabela 5: Óxidos de Fe-Ti).

IV.2.1. Feldspato Alcalino e Plagioclásio

O feldspato alcalino é mineral mais abundante em todas as variedades sieníticas do plúton, e suas características químicas refletem diretamente a assinatura geoquímica do Sienito Pedra Branca. O plagioclásio ocorre apenas como cristais corroídos nas unidades supersaturadas ou em enclaves microgranulares (também exclusivos das unidades supersaturadas).

Os cristais em todas as amostras analisadas são heterogêneos e possuem grande quantidade de inclusões e, em geral, são pertíticos; todas estas características dificultam o processo analítico. Parte das variações encontradas nos cristais são secundárias, devido a exsolução, já que são comuns diferentes proporções de lamelas em núcleos e bordas dos cristais, no entanto esses contrastes evidenciam também diferenças composicionais primárias (como maior e menor conteúdo de CaO, por exemplo).

As análises WDS em feldspato alcalino foram realizadas em áreas mais homogêneas possíveis, com feixes de 20 μm visando obter a composição geral do cristal (hospedeiro + lamela). Além disso, também foram feitas médias e desvio padrão dos valores obtidos em diversas análises em áreas opticamente semelhantes com objetivo de estimar a composição inicial dos cristais.

Os cristais de plagioclásio são mais homogêneos, assim as análises em foram realizadas com feixes de 5 μm em áreas mais límpidas possíveis e não houve necessidade de médias.



Figura 14: Simbologia utilizada para feldspato alcalino e plagioclásio analisados em amostras do Sienito Pedra Branca.

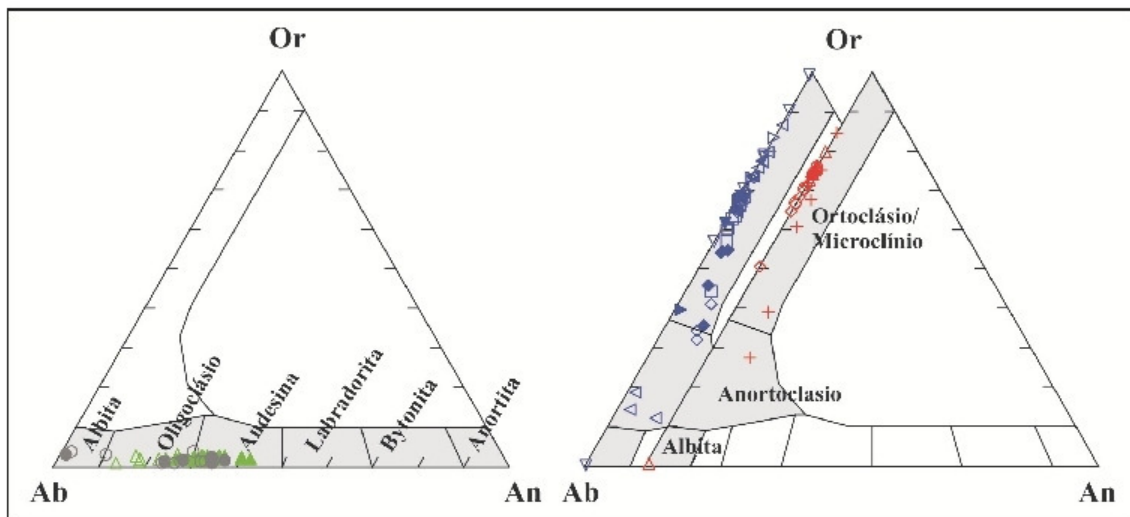


Figura 15: Diagrama classificatório dos Feldspatos do Sienito Pedra Branca. À esquerda (com símbolos em cinza e verde) estão as amostras de plagioclásio de enclaves e cristais corroídos encontrados na SLS. À direita (com símbolos em azul - SLS – e vermelho – SLSI) estão as amostras de feldspato alcalino. A simbologia utilizada encontra-se na figura 14.

O feldspato alcalino do SLSI em geral pode ser descrito apenas pelas moléculas de K (Or) e Na (Ab) (Figura 15), já que na maioria das amostras o membro final cálcico An é igual a zero; a composição dos cristais varia entre $Ab_{15-70}An_{0-9}Or_{85-30}$. Uma das análises demonstrou a presença de albíta intersticial $Ab_{99}Or_1$.

Zoneamentos composicionais raramente são observados na petrografia, e estão ligados à presença de maiores proporções do membro sódico (albíta) nas bordas, enquanto os núcleos apresentam maiores proporções de K que se refletem em um aumento no conteúdo da molécula Or. As variações composicionais em cristais

de feldspato alcalino da Figura 16 são muito sutis e podem estar dentro do erro gerado nas médias.

No feldspato alcalino desta unidade CaO é pouco abundante, na maioria dos pontos analisados é igual a zero, podendo atingir no máximo 1,84%. O BaO varia de 0 a 2,26%, enquanto o SrO tem valor mínimo de 0,35% e máximo de 0,6%.

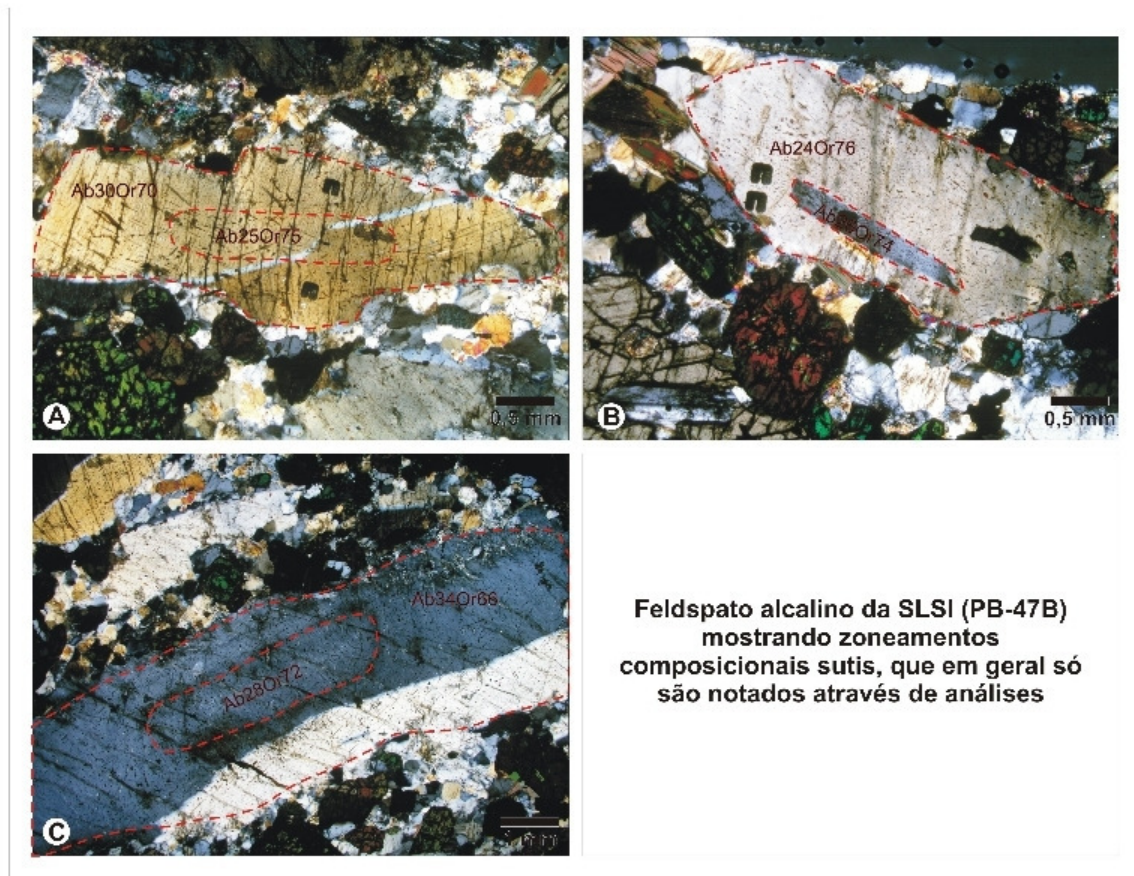


Figura 16: Fotomicrografias de feldspato alcalino, sob polarizadores cruzados, da unidade SLSI com indicação das proporções das moléculas Or e Ab, obtidas por microsonda eletrônica.

Embora, opticamente os cristais de feldspato alcalino da unidade SLSI sejam intensamente pertíticos se comparados aos da SLSI (Figura 17), eles também possuem An igual a zero na maioria das amostras e sua composição varia no intervalo $Ab_{15-99}An_{0-9}Or_{1-99}$, ou seja muito similar a SLSI (Figura 16). Alguns cristais intersticiais analisados apresentam composições mais sódicas com $Ab_{82-99}An_{0-9}Or_{1-14}$.

O conteúdo de CaO varia de 0 a 2,01%, enquanto valores de Sr e Ba são surpreendentemente altos, com SrO entre 0,05 a 0,79% e de BaO de 0 a 3,5%.

Os zoneamentos composicionais evidenciados por variações na proporção de lamelas de exsolução observados nas seções delgadas devem-se a diferenças no conteúdo das moléculas de albita e anortita. No caso de porções mais pertíticas ocorre um aumento no teor de Ab e An, enquanto as porções mais homogêneas apresentam composições mais potássicas (maiores proporções da molécula Or). Na figura 17 (C), o feldspato alcalino apresenta um núcleo pertítico ($Ab_{49}Or_{45}$) e bordas homogêneas mais ricas no membro ortoclásio ($Ab_{34}Or_{65}$).

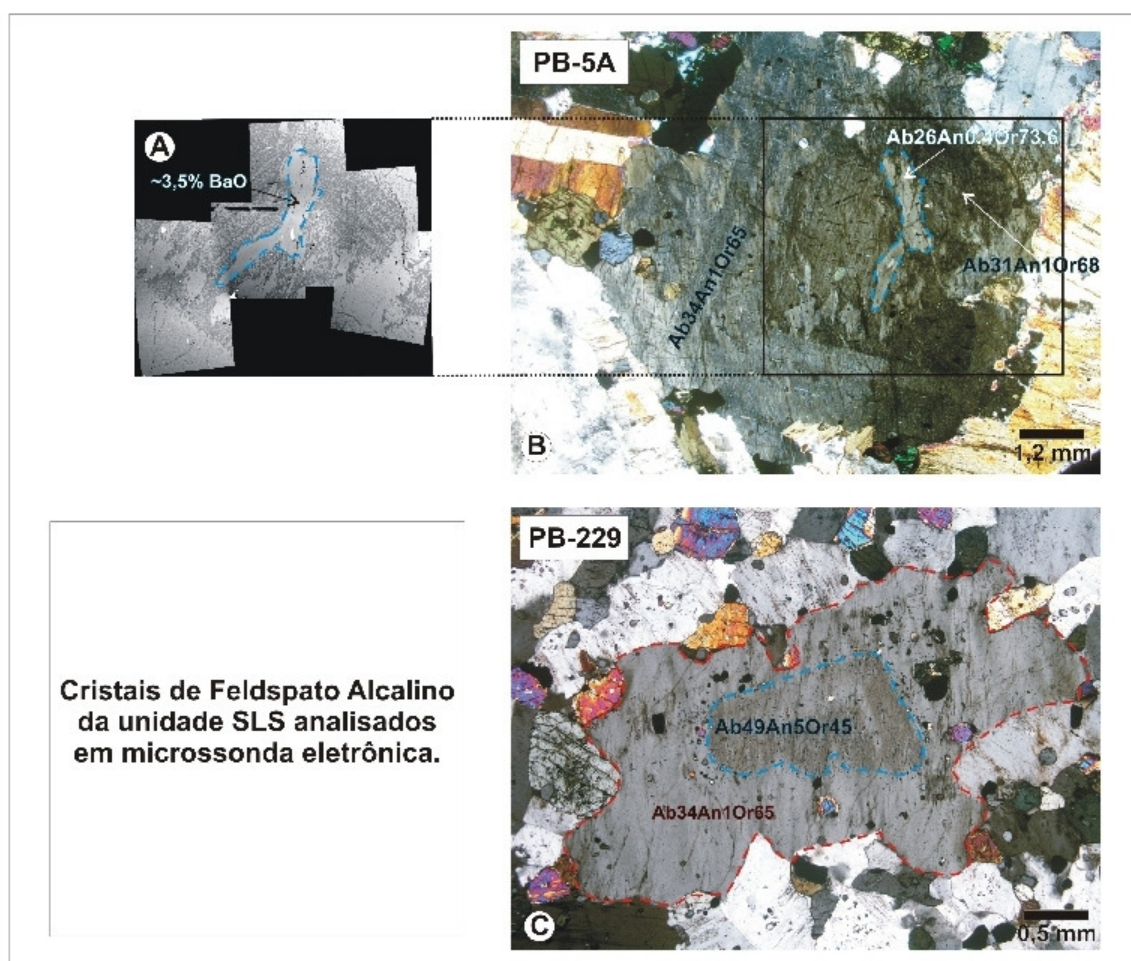


Figura 17: A) Imagem de elétrons retro-espalhados em feldspato alcalino; áreas em tons de cinza claro são ricas em Ba. B, C) Fotomicrografias de feldspato alcalino, sob polarizadores cruzados, da unidade SLS com indicação das proporções das moléculas Or e Ab, obtidas por microsonda eletrônica.

Nos feldspatos alcalinos das duas unidades sieníticas (SLSI e SLS), a troca catiônica simples $K^+ \leftrightarrow Na^+$ e acoplada $Ca^{2+} + Al^{3+} \leftrightarrow K^+ + Si^{4+}$ são responsáveis pelas variações composicionais. A maioria das amostras apresenta baixos conteúdos de

CaO e valores consideráveis de BaO e SrO, com isso o Ca^{2+} da troca acoplada deve dar lugar ao Ba^{2+} e/ou Sr^{2+} .

Algumas análises (amostras PB-5A e PB-190A) evidenciaram que o feldspato alcalino dos SLS pode apresentar conteúdos de Ba muito altos (~3.5%), o que evidencia a presença de hialofano (membro intermediário da série Ortoclásio-Celsiana – $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) em alguns cristais. Na Figura 17A, imagem de elétrons retro-espalhados, os locais do cristal em tons de cinza claro apresentam entre 2.5 e 3.5 % de BaO. Nesta amostra alguns cristais de feldspato alcalino possuem zoneamentos marcados por diferenças no conteúdo de Ba.

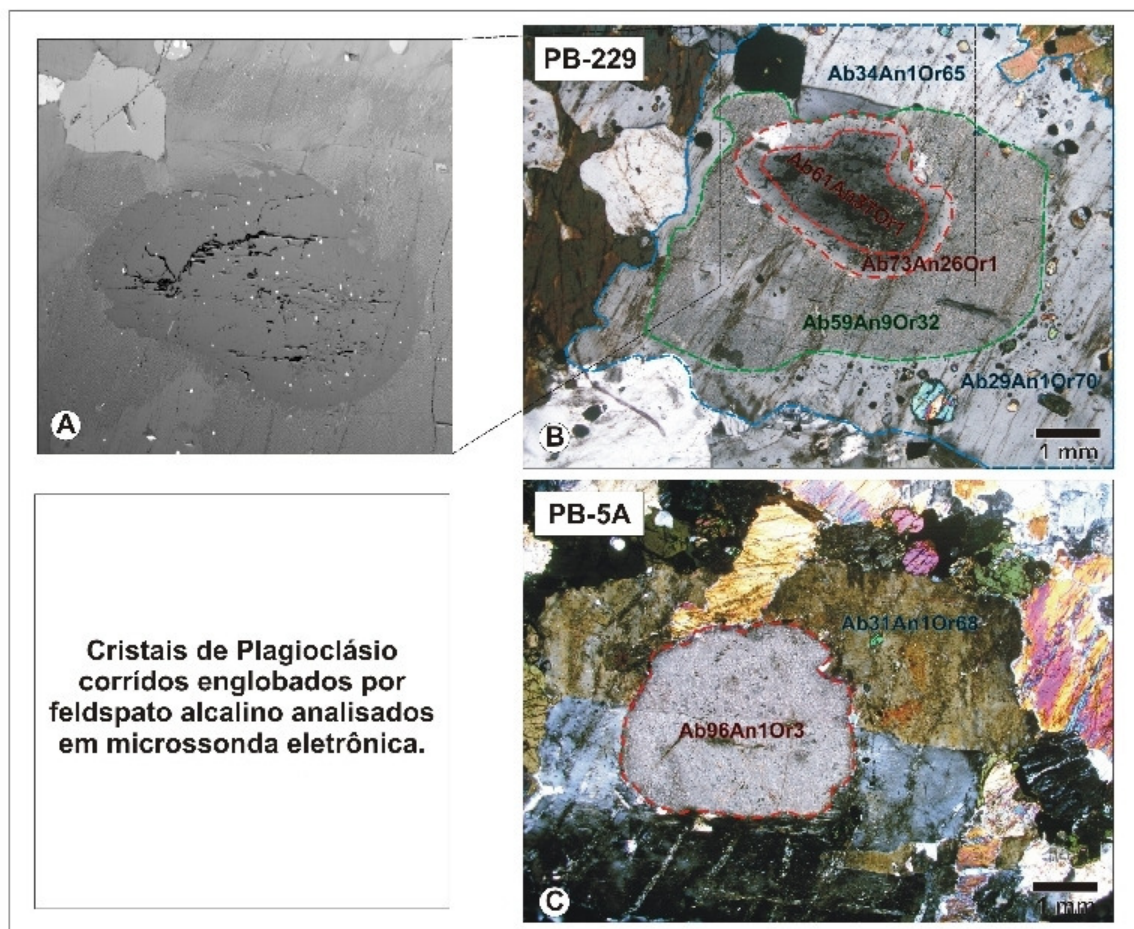


Figura 18: A) Imagem de elétrons retro-espalhados de cristais de plagioclásio B) Fotomicrografias de plagioclásio inclusos feldspato alcalino, sob polarizadores cruzados, da unidade SLS com indicação das proporções das moléculas An, Or e Ab, obtidas por microsonda eletrônica.

Dados composicionais de cristais corroídos de plagioclásio (Figura 18) encontrados em amostras de sienito da unidade SLS, além de cristais de plagioclásio

presente em enclaves também mostraram características composicionais similares entre si.

Os cristais de plagioclásio apresentam núcleos mais cálcicos e bordas mais sódicas, e as composições variam no intervalo $Ab_{61-90}An_{1-37}Or_{1-5}$. Dois dos cristais corroídos analisados apresentam composição essencialmente sódica, e foram classificados como $Ab_{98}An_1Or_1$.

Os valores de K_2O nestes cristais restringem-se ao intervalo 0,17 a 0,68%, enquanto BaO varia de 0 a 0,22 % e SrO 0,46 a 0,69 %.

Nos cristais de plagioclásio presentes nos enclaves a composição dos cristais varia no intervalo $Ab_{55-86}An_{13-24}Or_{1-3}$. O conteúdo de SrO variam de 0,64 a 1,27 %, já os teores de BaO e K_2O são restritos, respectivamente, 0 a 0,2.% e 0,2 a 0,57.%.

IV.2.2. Piroxênio

Análises químicas pontuais obtidas por microsonda eletrônica em amostras das diferentes unidades do plúton evidenciam contrastes composicionais entre os piroxênios dos sienitos. Os dados estão representados no Anexo II, Tabela 2.

Como já mencionado, os clinopiroxênios apresentam cores distintas (Figura 19), onde nos SLSI apresentam cor verde intenso enquanto nas unidades supersaturadas variam de incolor a verde claro. O ortopiroxênio dos SSI ocorre como cristais granulares, cor marrom claro.

Zoneamentos composicionais são raros, mas nos SLSI heterogeneidades entre borda e núcleo são observadas e estão associadas a maiores proporções da molécula acmita nas bordas (Figura 19 – amostra PB-47B).

A tendência alcalina da unidade SLSI é claramente evidenciada pelo piroxênio, que tem composições mais sódicas, diferentemente das outras unidades do plúton onde as composições são mais cálcicas (Figura 21). Os conteúdos de Na_2O variam de 1,2 a 4,2% (cerca de 0,33 de Na p.f.u.) nos SLSI, enquanto nas outras unidades supersaturadas os teores situam-se no intervalo entre de 0-2,3% (cerca de 0,16 p.f.u.).

O diagrama Wo-En-Fs (Morimoto, 1988) mostra que nos sienitos supersaturados o piroxênio tem composições mais cálcicas e situa-se no campo do diopsídio, enquanto os de SLSI são mais sódicos, e contêm maiores proporções do de acmita em sua composição.

O piroxênio dos SLSI classifica-se como augita a egirina augita, e compreende um intervalo composicional $Eg_{0-31}Jd_{0-7}WEF_{68-91}$ (WEF= somatória das moléculas

wollastonita, enstatita e ferrosilita), enquanto os piroxênios das unidades SLS e SSE são classificados como diopsídio com intervalo composicional de $Wo_{44-47}En_{33-38}Fs_{15-20}$. A amostra PB-59 apresenta dois piroxênios, um deles classificado como diopsídio ($Wo_{45}En_{37}Fs_{16}$) e o outro enstatita ($Wo_1En_{60}Fs_{30}$).

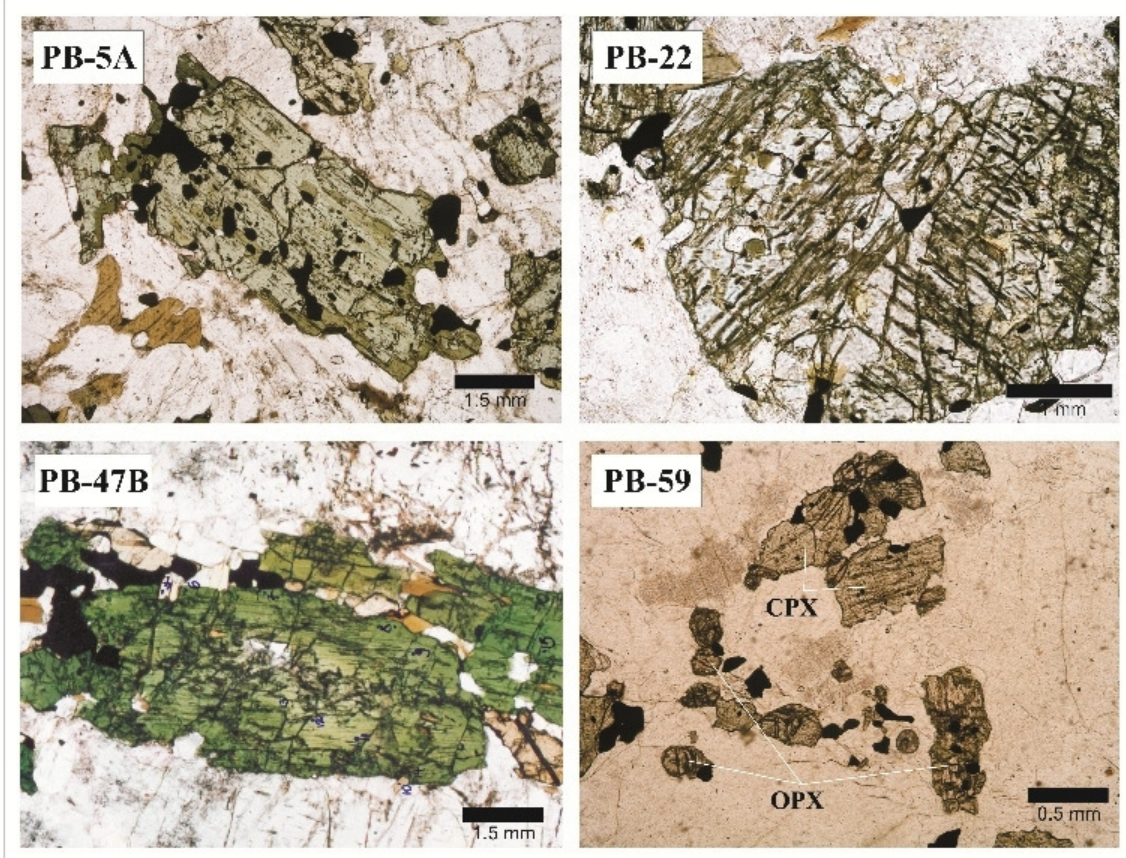


Figura 19: Cristais de piroxênio das diferentes unidades sieníticas.

Piroxênio			
SLSI	SLS	SSI	SSE
● PB-2			
▽ PB-36C			
+ PB-38	◁ PB-5A		
◇ PB-42A	▽ PB-185A	■ PB-59	◆ PB-22
○ PB-47B	△ PB-185C		
△ PB-48			
● PB-52			

Figura 20: Simbologia utilizada para cristais de piroxênio das amostras do Sienito Pedra Branca.

Os conteúdos de Ti são baixos, cerca de 0,004 a 0,021 p.f.u.; os teores de Ni, Cr e Zr raramente ocorrem acima do limite de detecção.

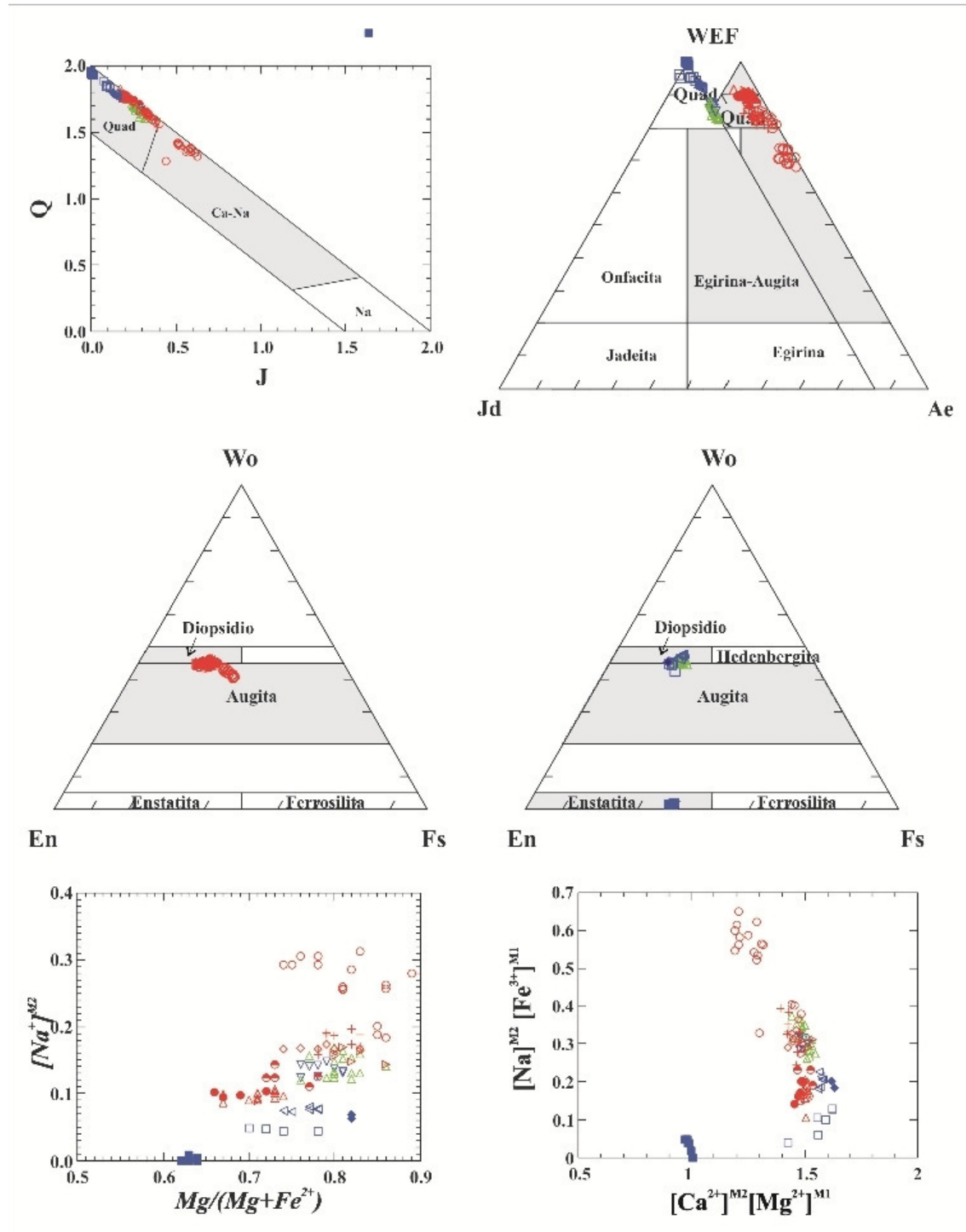
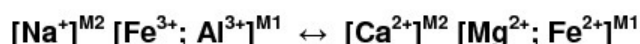


Figura 21: Diagramas de variação química dos piroxênios do Sienito Pedra Branca; diagramas classificatórios segundo Morimoto (1988). Simbologia como na figura 20.

O diagrama $[Na^+]^{M2}$ vs. $Mg\#$ ($Mg/(Mg+Fe_{total})$) (Figura 21) demonstra que os piroxênios mais sódicos possuem mesmo intervalo de $Mg\#$ que os piroxênios das

unidades supersaturadas. Os diversos cristais analisados possuem Mg# = 65-88, exceto ortopiroxênio enstatita da amostra PB-59 na qual o Mg# é inferior e varia de 61 a 65. O piroxênio do enclave ultramáfico (PB-185C) tem Mg# similar ao do piroxênio do sienito hospedeiro (SLS) (~75-85), indicando que esta amostra pode tratar-se de um cumulado ultramáfico.

A seguinte troca catiônica acoplada parece ser a mais adequada para representar as variações composicionais dos piroxênios estudados:



A correlação negativa entre os termos desta equação na Figura 21 mostra que ela é responsável pelo amplo intervalo composicional observado entre as diferentes unidades sieníticas. É notável que os piroxênios da unidade SLSI admitem maior proporção desta troca, resultando então na presença de egrina-augita.

IV.2.3. Anfibólio

Análises químicas de anfibólio foram obtidas em apenas quatro amostras representativas das unidades de sienitos laminados, entre elas duas dos SLSI (PB-30 e PB-181A) e duas dos SLS (PB-5A e PB-148). Os resultados das análises estão apresentados no Anexo II, Tabela 3.

Na unidade SLSI, o anfibólio é verde claro (Figura 22), enquanto nos SLS a cor é verde escuro. Embora na unidade SLSI seja rara a presença de anfibólio, ele pode ocorrer substituindo o piroxênio (e.g. na amostra PB-181A) ou até mesmo aparecer como cristais tardios na matriz (e.g. na amostra PB-30). Já nos SLS o anfibólio substitui o piroxênio parcial (e.g. PB-5A) e em alguns casos totalmente (e.g. PB-148).

Entre os anfibólios analisados observa-se o predomínio do caráter cálcico nas amostras PB-5A, PB-30 e PB-148, enquanto na amostra PB-181A o anfibólio é sódico-cálcico (Figura 20; Leake *et al.*, 1997).

Na amostra PB-181, devido às composições sódico-cálcicas o anfibólio foi classificado como magnésio-katophorita (Figura 23) que possui fórmula estrutural: $\text{Na}(\text{CaNa})\text{Mg}_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$. Já os anfibólios cálcicos foram classificados (Figura 23) como actinolita na amostra PB-30, e nos SLS as composições variam de edenita (PB-5A) a Mg-Hastingsita (PB-148).

As composições do anfibólio da amostra PB-181A são sutilmente mais sódicas se comparadas a SLS, o que fica claro pela diferença no conteúdo de Na_2O , na

primeira o intervalo entre 2,5 a 4,0%, enquanto nos SLS varia 1,9 a 2,2%. A amostra PB-30 tem o menor conteúdo de Na₂O (0,3 a 2,5 %).

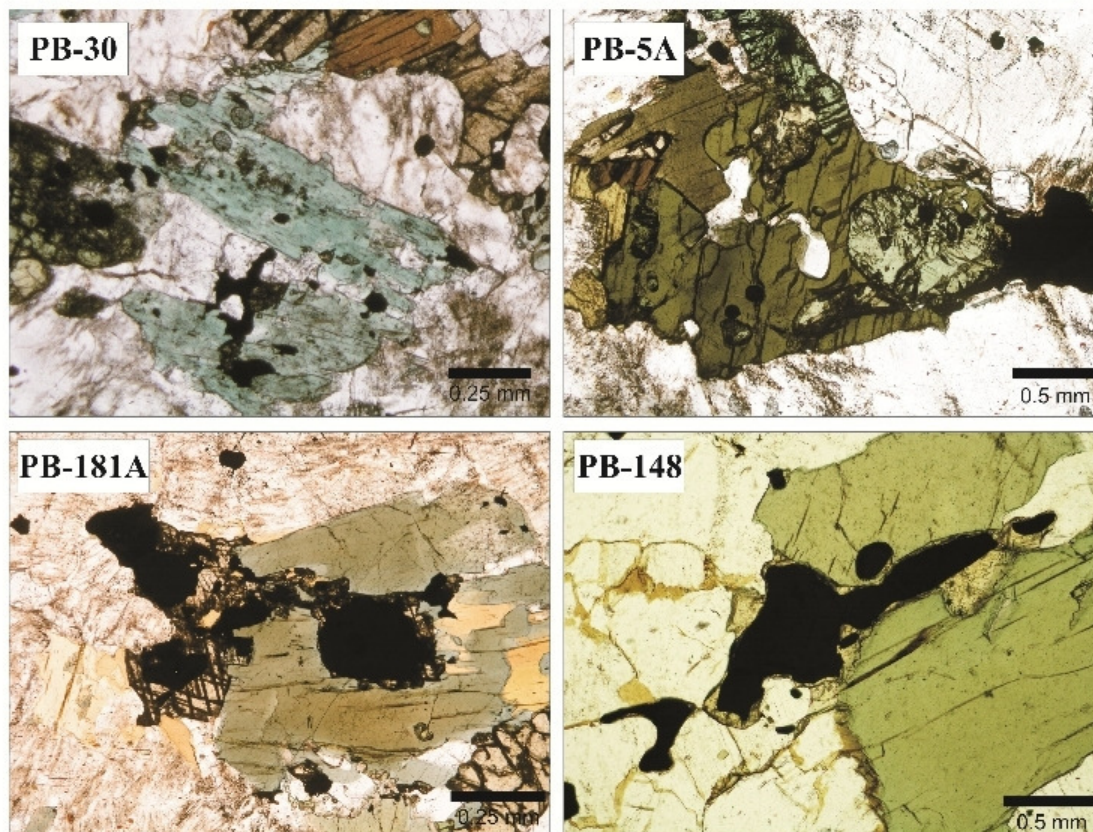
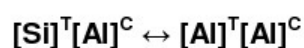


Figura 22: Cristais de anfibólio das unidades SLSI e SLS.

Outra característica química que difere o anfibólio das duas unidades sieníticas é o conteúdo de alumínio, que é maior nas amostras supersaturadas (SLSI: 0,16- 4,51 % na PB-30 e 4,68-7,7.% na PB-181A; SLS: 7,65 – 9,22 %).

As principais variações composicionais dos anfibólios podem ser explicadas pela troca tschermakítica:



A excelente correlação negativa (Figura 23, diagrama $[\text{Si}]^{\text{T}}[\text{Al}]^{\text{C}}$ versus $[\text{Al}]^{\text{T}}[\text{Al}]^{\text{C}}$) evidenciada pelos dados obtidos mostra que as variações composicionais dos anfibólios dos SLSI e SLS está associada à saída progressiva do Si do sítio tetraédrico e Mg do sítio octaédrico implica na ocupação de ambos os sítios por Al. Por outro lado nos anfibólios dos SLSI, além da troca tschermakítica, a troca edenítica ($[\text{Si}]^{\text{T}} [\text{Al}]^{\text{C}} \leftrightarrow$

$[Al]^T [Na]^A$) também é importante, pois as maiores proporções de Si na estrutura estão associadas aos menores conteúdos de $[Na]^A$, como na amostra PB-30.

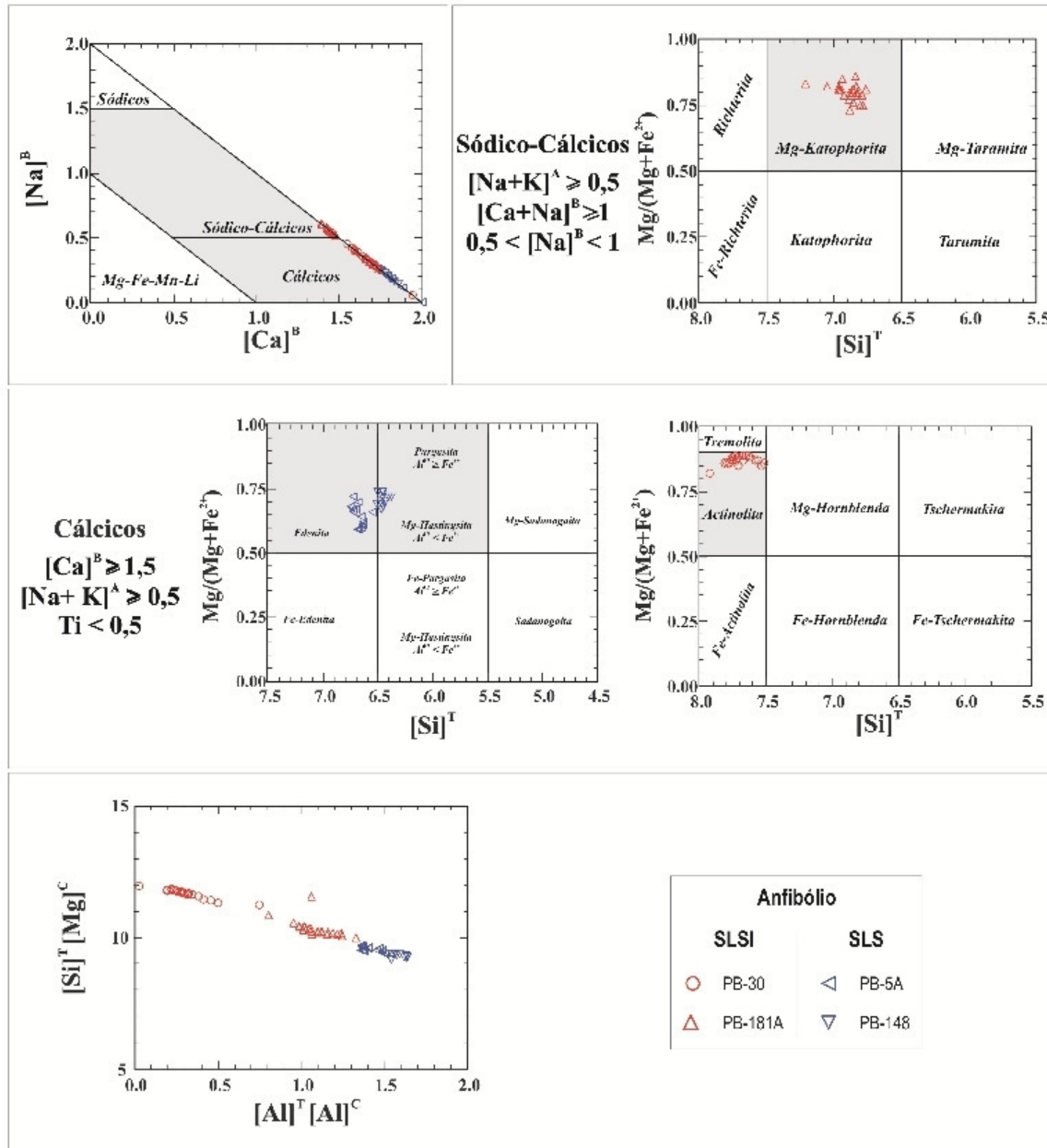


Figura 23: Classificação dos anfibólios do Sienito Pedra Branca, segundo Leake *et al.*, 1997.

IV.2.4. Biotita

Análises de cristais de biotita das unidades SLSI (Pb-36C, PB-47B e PB-92A), SLS (PB-5A e PB123) e SSE (PB-22) mostraram algumas diferenças composicionais

entre as variedades sieníticas. Os resultados das análises estão apresentados no anexo II, tabela 4.

Os cristais analisados são ricos em Mg e foram classificados como flogopita (Figura 24; Al^{IV} vs. $Fe/(Fe+Mg)$ segundo Deer *et al.*, 1992). As unidades supersaturadas apresentam menor Mg#, porém maior conteúdo de Al^{IV} .

Além do maior Al_{total} , as flogopitas das unidades supersaturadas possuem maior conteúdo em Ti (cerca de 0.3 a 0.45 p.f.u.), enquanto as dos SLSI possuem baixos teores deste elemento (0.10-0.16 p.f.u.), exceto pela amostra PB-36C, cujos teores de Ti se superpõem aos das amostras supersaturadas.

O diagrama de Fe^{2+} versus $Mg/(Mg+Fe)$ mostra claramente que as amostras dos sienitos supersaturados possuem mais Fe^{2+} (cerca de 1.25-1.75 p.f.u) que nos SLSI (1.00-1.25 p.f.u), essa característica deve-se às diferentes condições de fO_2 nas unidades sieníticas. Embora as rochas de todo o plúton tenham cristalizado sob condições oxidantes, os SLSI são relativamente mais oxidados que as outras unidades estudadas, por isso a flogopita é mais magnesiânica e admite menor conteúdo de Fe^{2+} p.f.u.

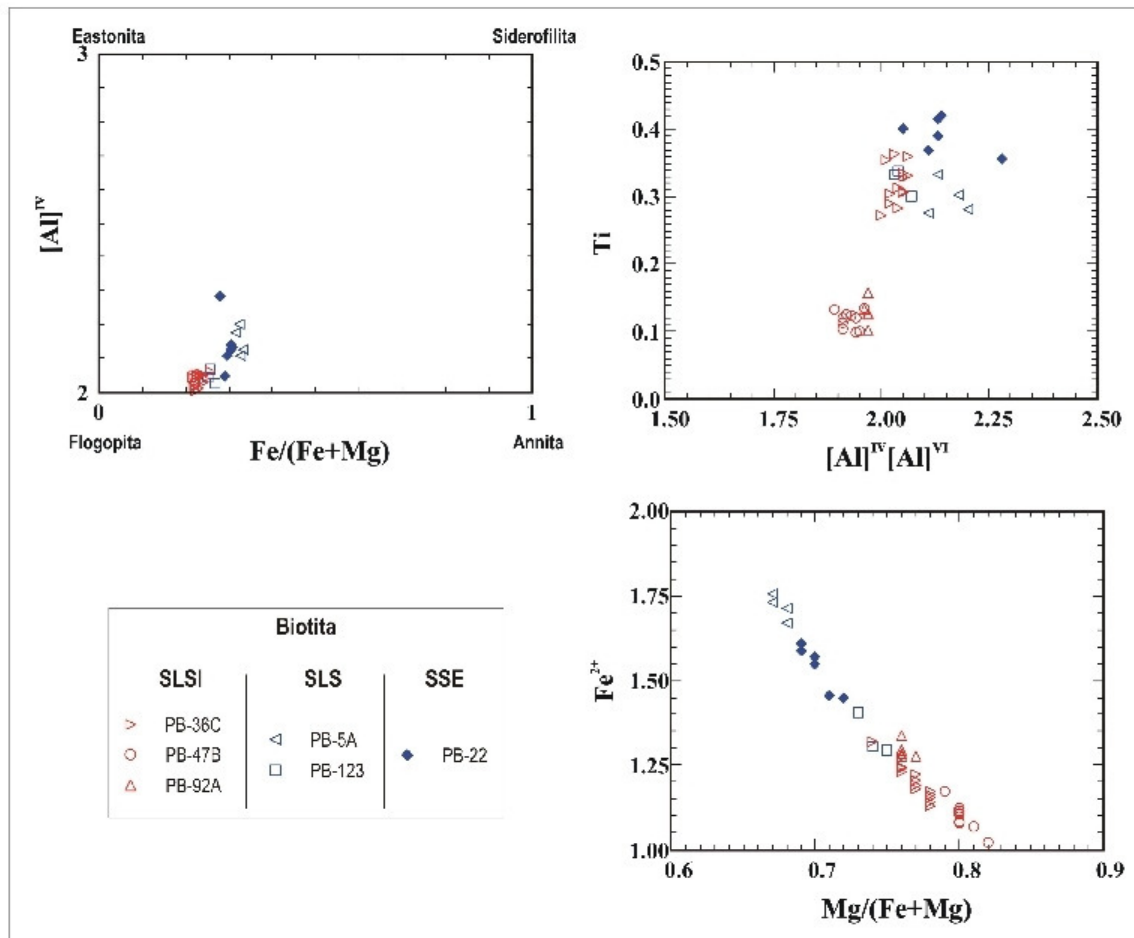


Figura 24: Diagramas de variação química das biotitas do Sienito Pedra Branca.

IV.2.5. Minerais Opacos

Os minerais opacos mais abundantes nos sienitos e rochas associadas são os óxidos de Fe-Ti (em proporções modais variadas, na maioria dos casos superior a 5%) seguidos pelos sulfetos (acessório em grande parte das amostras, inferior a 1% modal).

Óxidos Fe-Ti

Os óxidos de Fe e Ti são constituintes importantes em todas as variedades sieníticas do plúton, e assim como outros minerais máficos, demonstram as condições de alta fugacidade de oxigênio destas rochas.

Como descrito na petrografia, ocorrem hematita, com proporções variáveis de ilmenita em solução sólida, e magnetita. Na unidade saturada magnetita é abundante e a hematita possui finas lamelas de ilmenita (Figura 25, A), enquanto nas unidades supersaturadas a magnetita raramente ocorre e a hematita possui quantidades significativas de ilmenita (Figura 25, B).

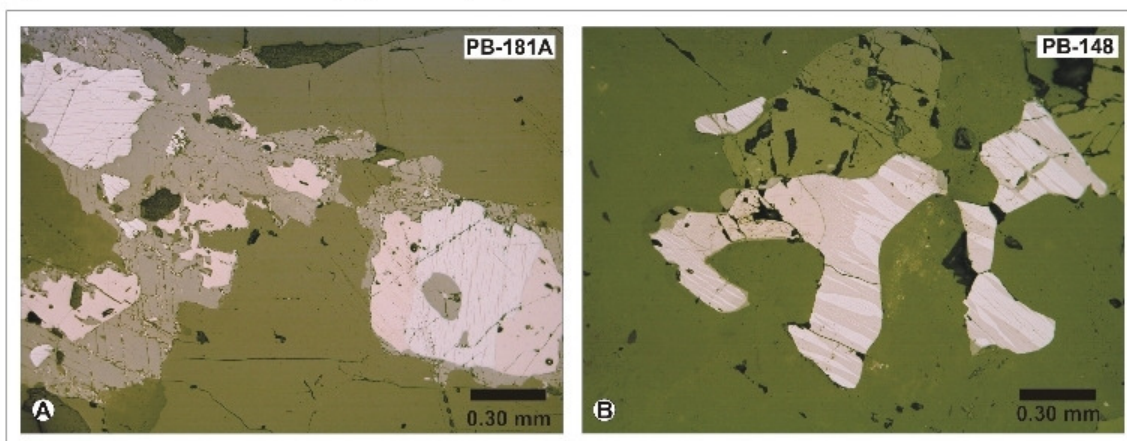


Figura 25: Minerais opacos das unidades SLSI (A) e SLS (B) vistos sob luz refletida.

As inúmeras micro-inclusões aciculares de minerais opacos no feldspato alcalino raramente são identificadas. Análises de EDS demonstraram que grande maioria trata-se de hematita, que deve ser responsável pela cor marrom-arroxeadada dos feldspatos (Figura 26).

Segundo a classificação de Buddington & Lindsley (1964) (Figura 27), a magnetita nas duas unidades estudadas é pobre em TiO_2 (0.1 a 0.3%), e nos SLSI é quase pura ($\text{Mt}_{99}\text{Usp}_1$) enquanto nos SLS as composições abrangem um intervalo um

pouco maior ($Mt_{93-99}Usp_{7-1}$); esses baixos conteúdos de Ti são característicos de alta fugacidade de oxigênio.

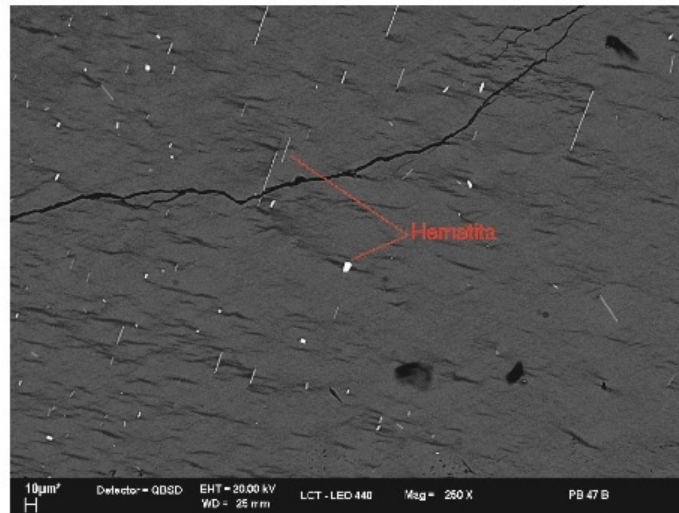


Figura 26: Imagem de elétrons retroespalhados mostrando inclusões aciculares em feldspato alcalino (amostra PB-47B).

A hematita é opticamente distinta nas duas unidades (com lamelas de ilmenita mais abundantes nas supersaturadas), no entanto composicionalmente abrangem um mesmo intervalo $Hem_{45-55}Ilm_{55-45}$ (Figura 27).

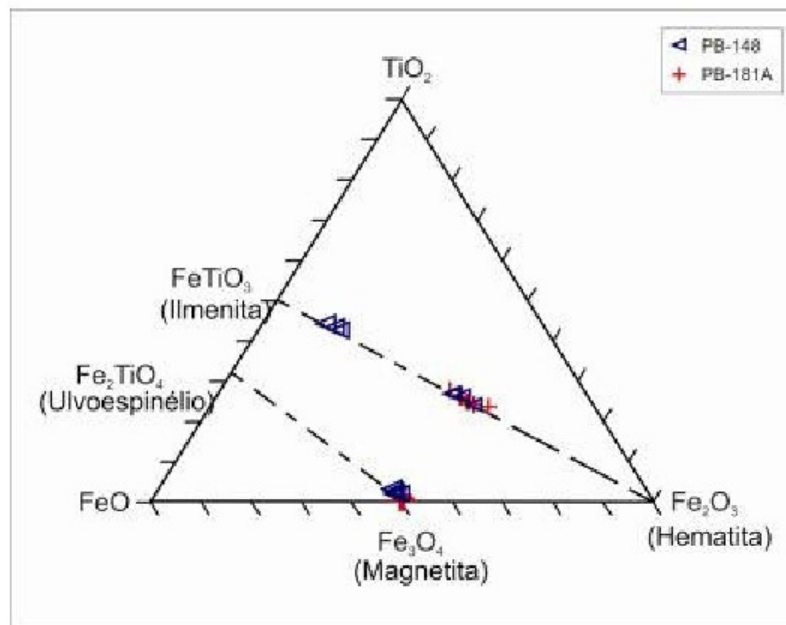


Figura 27: Diagrama ternário de classificação da série magnetita-ülvoespinélio e hematita-ilmenita (Buddington & Lindsley, 1964).

Na unidade SLS cristais mais ricos no membro ilmenita não são comuns, mas algumas análises sugerem composições originais mais ricas em Ti, como é o caso de um dos cristais na Figura 25 (B) onde a composição é $\text{Hem}_{13-18}\text{Ilm}_{87-82}$ (Figura 27). A existência de cristais com maior e menor conteúdo de lamelas esta relacionada com processo de exsolução subsolidus, no entanto também mostram que a composição original destes cristais era algo intermediário entre os dois extremos ($\text{Hem}_{31}\text{Ilm}_{69}$), ou seja, mais pobre no componente hematita se comparada ao SLSI.

Sulfetos

Alguns sulfetos foram identificados através do estudo de seções polidas, imagens de elétrons retroespalhados e análises químicas semi-quantitativas.

Sulfetos como calcopirita e pirita são comuns na matriz dos sienitos e podem facilmente ser identificados ao microscópio.

Sulfetos são mais comuns em enclaves e podem ocorrer em todos os tipos: sieníticos, dioríticos e ultramáficos.

Um dos enclaves ultramáficos em especial (PB-185C, que possui 8600 ppm de Cu e 1600 ppm de Pb) apresenta grande quantidade de sulfetos, principalmente bornita, com fina bordas de calcosina e galena (Figura 28), e calcopirita.

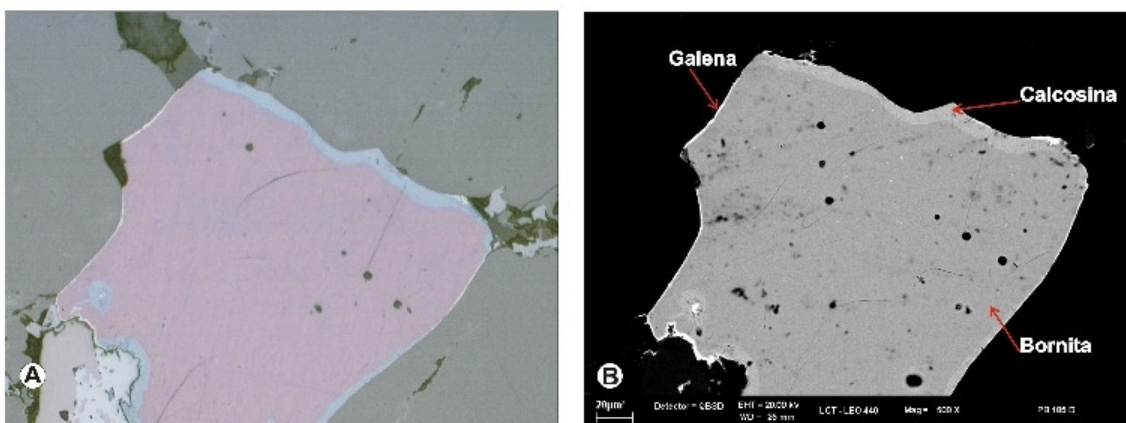


Figura 28: Cristal de bornita com finas bordas de calcosina e galena, vistos em fotomicrografia sob luz refletida (A) e imagem de elétrons retroespalhados (B); amostra PB-185C.

Enclaves dioríticos também podem conter sulfetos, em especial nas amostras PB246B (~1700 ppm de Cu) onde a calcopirita comumente é encontrada na matriz, e

na amostra PB-247B, onde ocorrem grandes cristais de bornita com finas bordas de calcosina (Figura 29).

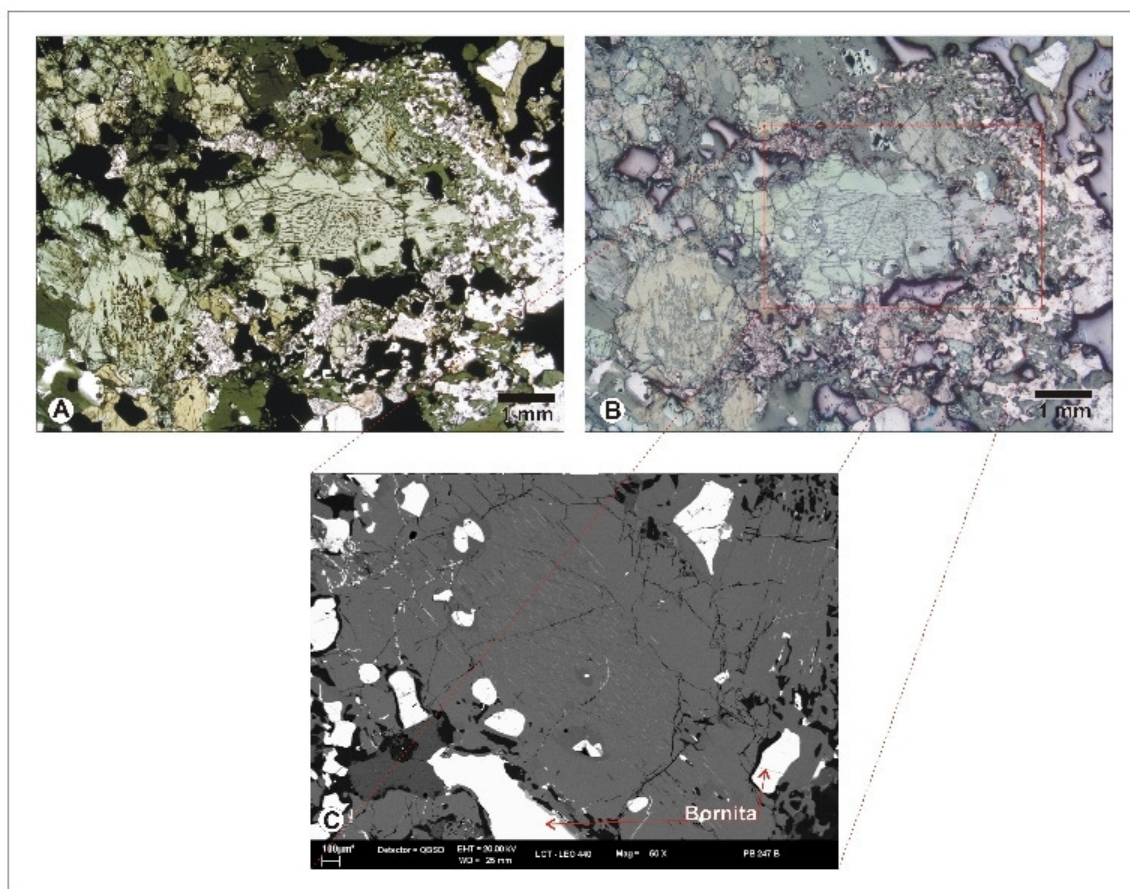


Figura 29: Cristais de bornita em enclave, vistos sob luz transmitida (A), refletida (B) e em imagem de elétrons retroespalhados (C); amostra PB-246B.

CAPITULO V – GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL E ISOTÓPICA

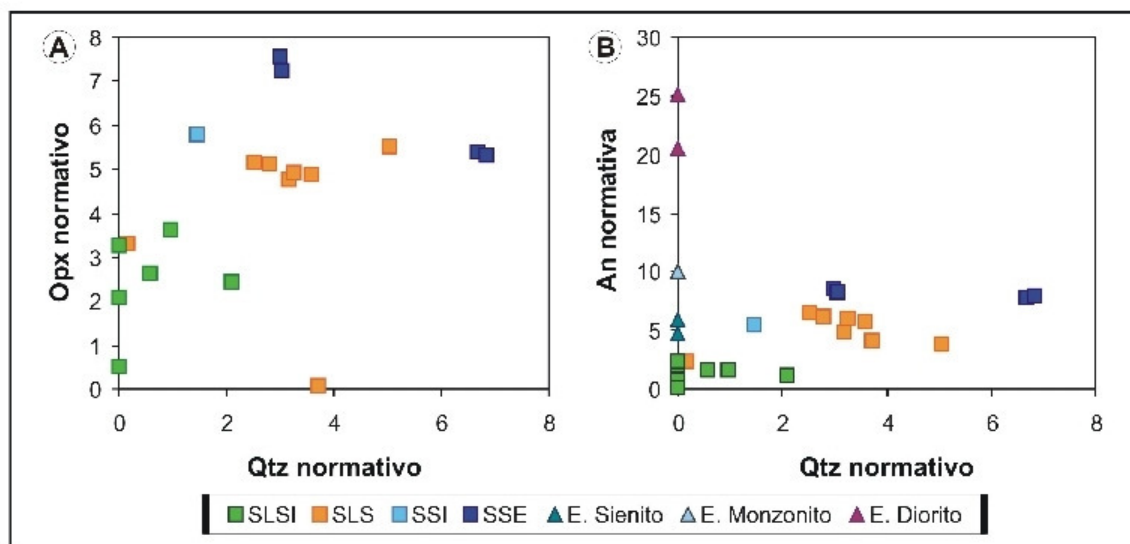
V.1. GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

V.1.1. Mineralogia normativa CIPW

A partir dos dados geoquímicos de rocha total, obteve-se a norma CIPW de cada uma das amostras analisadas, e algumas diferenças entre as unidades sieníticas foram observadas; dados disponíveis no Anexo III - Tabela 1. Sabendo que as rochas estudadas são oxidadas, a estimativa Fe^{2+} e Fe^{3+} foi feita admitindo-se como 70% de FeO e 30% de Fe_2O_3 .

As unidades supersaturadas em geral possuem quartzo normativo (Figura 30) em proporções que variam de 0,2 a 6%, mas duas amostras (PB-185A e PB-185B), da unidade SLS que contêm pequenas proporções de quartzo modal mostraram nefelina normativa (0,5-1,1%).

Outra característica comum das unidades supersaturadas é a presença de ortopiroxênio (hiperstênio) normativo (Figura 30) em proporções que variam de 0,6 a 7,5%; as maiores proporções ocorrem em SSI onde há enstatita modal. Além disso, seis amostras de SLSI compartilham tal característica, porém atingem no máximo 3,63%.



As proporções de An normativa (Figura 30) diferenciam as unidades supersaturadas (> 2,3%) da SLSI (0-2,3). Os enclaves dioríticos apresentam os maiores teores do conjunto (20-25%); eles são progressivamente menores nos enclaves monzonítico (10%) e sieníticos (4-6%), em consonância com a diminuição na proporção de plagioclásio modal nessa ordem.

Os enclaves microgranulares (dioríticos, sieníticos e monzoníticos) têm como característica comum a presença de nefelina normativa (enclaves sieníticos: 0,04 a 2,1%; enclaves dioríticos: 2 a 4%; enclave monzonítico: 5,3%). Essa característica provavelmente está relacionada com as grandes proporções de biotita modal destas amostras, pois este mineral, que não entra na norma CIPW, apresenta deficiência em SiO₂ quando comparado a outros minerais máficos

Os enclaves dioríticos apresentam algum coríndon normativo (0,7-4%), mostrando afinidade peraluminosa, estranho ao contexto do Sienito Pedra Branca, e refletindo a ausência de minerais máficos ricos em Ca, como anfibólio e piroxênio; tal característica possivelmente tem caráter secundário, relacionado a alterações da mineralogia primária, e geração de elevados conteúdos de biotita e/ou transformações.

As amostras de enclaves ultramáficos cumuláticos apresentam nefelina e olivina normativas; duas delas (PB-8D e , de SLSI, e PB-185C, de SLS) mostram acmита na norma, indicando afinidades peralcalinas.

V.1.2. Índices de diferenciação e diagramas de classificação

Os dados químicos obtidos para amostras representativas de sienitos e enclaves do Sienito Pedra Branca estão apresentados no Anexo 3, Tabelas 2 (FRX), 3 (ICP-OES) e 4 (ICP-MS). As amostras selecionadas para análise incluem 29 sienitos (SLSI, SLS, SSI e SSE), além de quatro amostras de rochas ultramáficas (UM), dois enclaves sieníticos (E. Sienito), um monzonítico (E. Monzonito) e dois dioríticos (E. Diorito) encontrados em amostragens na unidade SLS.

Os sienitos das diferentes unidades do plúton mostram uma variação restrita de SiO₂ (Figura 31), entre 53 e 60%, assim como as amostras de enclaves ultramáficos (entre 38 e 45%) e os enclaves microgranulares sieníticos (52-55%). Os enclaves monzonítico e dioríticos apresentam valores de SiO₂ respectivamente 49% e 44-53%. A amostra mais diferenciada do conjunto (com aproximadamente 65% de SiO₂) é um leucosienito proveniente de um dique intrusivo na unidade SLS (PB-186).

Os índices Mg# dos sienitos (Figura 32) variam de 43 a 53; os dos enclaves sieníticos e monzoníticos encontram-se dentro do mesmo intervalo (46-50), enquanto

os das rochas ultramáficas se estendem para valores mais altos (50 a 63). Embora tenham caráter básico, os enclaves microgranulares dioríticos têm Mg# mais baixo (32); a amostra de leucosienito tem o Mg# mais baixo de todo o conjunto (23).

Segundo a classificação de Frost & Frost (2008) (Figura 31), as amostras de sienito das diferentes unidades e os enclaves sieníticos e monzonítico são classificados como "magnesian". Observa-se entre essas rochas um aumento discreto nos valores de FeO* (FeO/FeO+MgO) juntamente com o aumento de SiO₂. Já a amostra de leucosienito tardio e de um dos enclaves dioríticos (PB-246B) situam-se no campo "ferroan" do mesmo diagrama.

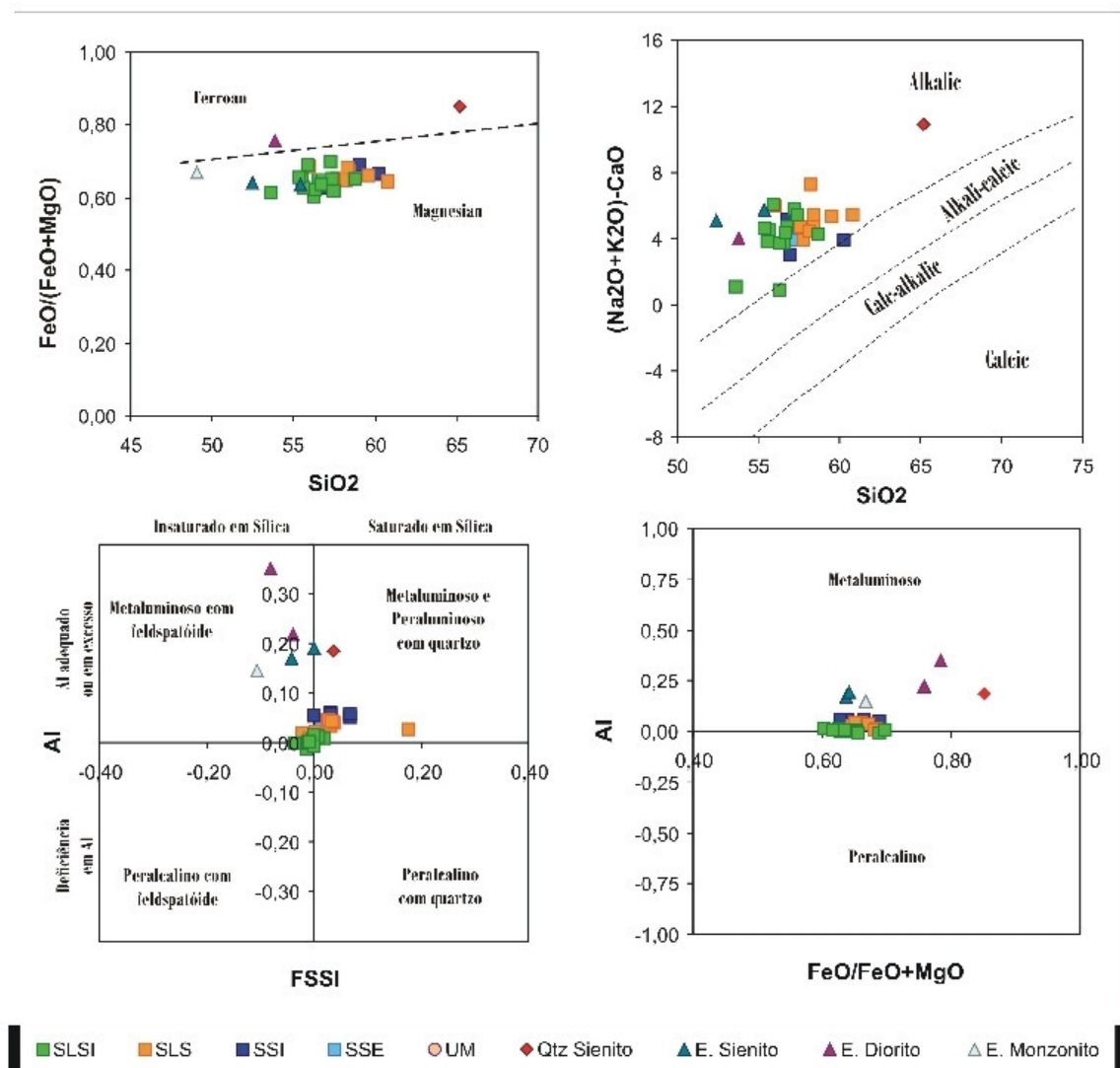


Figura 31: Diagramas de classificação composicional de rochas feldspáticas segundo Frost & Frost (2008) para rochas do Sienito Pedra Branca.

No diagrama (Na₂O + K₂O - CaO) vs. SiO₂ (Figura 31) observa-se o predomínio do caráter *alkalic* para todas as amostras estudadas, incluindo sienitos e enclaves

microgranulares (sieníticos, monzoníticos e dioríticos), ou seja todas apresentam alto $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ relativo ao CaO . O diagrama Al [Índice de Alcalinidade = $\text{Al}/(\text{K}+\text{Na})$] vs. FeO^* mostra que todos os sienitos e enclaves possuem caráter metaluminoso, mas os SLSI têm Al no intervalo entre -0,01 a 0,02, no limite com o campo peralcalino.

Ainda na Figura 31, no diagrama de Al (índice de alcalinidade) vs. FSSI {índice de saturação em sílica = $Q - ([\text{Lc} + 2(\text{Ne} + \text{Kp})]/100)$ } as amostras de sienitos saturado SLSI situam-se no limite entre os campos Metaluminoso com feldspatóide ($\text{Al}<0$; $\text{FSSI}>0$) e Peralcalino com feldspatóide ($\text{Al}<0$; $\text{FSSI}<0$), enquanto as outras unidades supersaturadas situam-se no campo das rochas metaluminosas e peraluminosas com quartzo. Já os enclaves microgranulares situam-se no campo metaluminoso com feldspatóide.

V.1.3. Elementos Maiores: diagramas de variação

A Figura 32 mostra diagramas de variação usando SiO_2 como discriminante (diagrama de Harker). Como esperado por sua mineralogia, os enclaves cumuláticos máficos-ultramáficos distinguem-se pelos teores elevados de CaO (10-16%), MgO (7,1-10,7 %) e Fe_2O_3 (12-16%), e alcançam teores notavelmente elevados de TiO_2 (até 5,5%) e P_2O_5 (até ~4%), e baixos de K, Al e Na.

O diagrama Al_2O_3 x SiO_2 (Figura 32) mostra que os sienitos supersaturados e enclaves sieníticos e monzoníticos têm teores sutilmente maiores nas unidades supersaturadas (>14%) quando comparados a SLSI, o que deve estar relacionado com a maior proporção de Anortita normativa (2-9% nos sienitos supersaturados vs. 0-2% de An em SLSI; Figura 33). Os enclaves dioríticos têm teores bem mais elevados de Al_2O_3 , (20-23%), que refletem conteúdos de An normativa bem mais elevados (cerca de 25%).

Característica comum a todas as amostras de sienitos são os altos teores de K_2O , que variam entre 5,5 e 8,7%. Existe uma tendência de variação progressiva dos teores, que aumentam na sequência sienitos supersaturados $\text{SSI}+\text{SSE} \rightarrow \text{SLS} \rightarrow$ sienitos insaturados SLSI (Figura 32); a exceção são as duas amostras de SLS provenientes do ponto PB-185, que exibem os teores mais elevados. Os enclaves dioríticos, monzoníticos e ultramáficos que possuem os menores valores do conjunto (menor que 4 %).

CaO e MgO apresentam correlação negativa com SiO_2 , dentro do conjunto de sienitos; as rochas cumuláticas e o leucosienito diferenciado se situam ao longo da

mesma tendência (Figura 32). Os enclaves microgranulares sieníticos e monzoníticos se alinham na mesma tendência para o MgO, mas tanto eles como os enclaves dioríticos se deslocam da tendência geral para o CaO, mostrando teores mais baixos a um mesmo teor de SiO₂ (Figura 32).

Os altos valores de Ti e P nos cumulos máficos-ultramáficos devem-se à presença dos minerais titanita, óxidos de Fe-Ti e apatita, que devem portanto ser fases precoces, e podem constituir bons indicadores de evolução magmática.

Os teores de TiO₂ são muito semelhantes entre os sienitos saturados e supersaturados, e apenas estes últimos mostram alguma correlação negativa com SiO₂ (Figura 32).

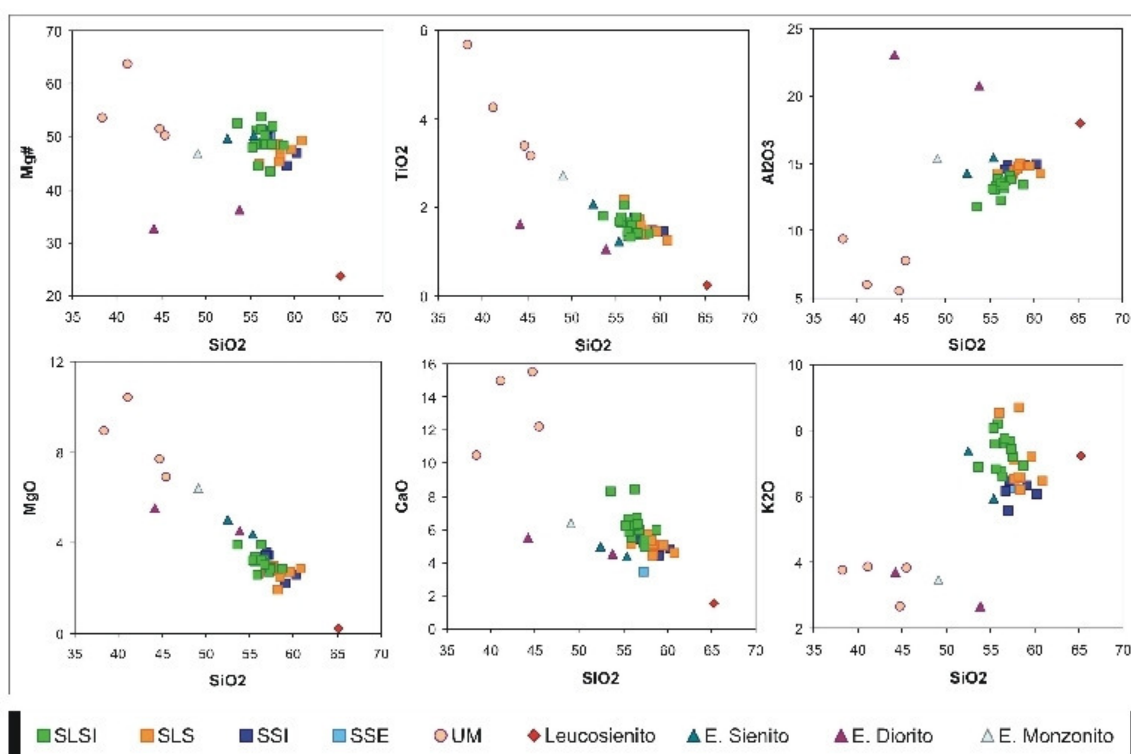


Figura 32: Diagrama de variação para elementos maiores utilizando sílica como índice de diferenciação para rochas do Sienito Pedra Branca.

O P₂O₅ mostra correlação negativa com SiO₂, mais evidente para os sienitos saturados SLSI, que mostram variação entre 1 e 2% de P₂O₅; os sienitos supersaturados apresentam teores em geral mais baixos e pouco variados (0,9-1,1%); as amostras do afloramento 185 têm teores ainda mais baixos (~0,7%). Os enclaves dioríticos, um enclave sienítico (PB-209C) e o leucosienito tardio apresentam os menores valores do conjunto, cerca de 0,2 %, 0,5 % e 0,03% respectivamente.

Como Al₂O₃ constitui um bom discriminante entre sienitos saturados e supersaturados em sílica, foram também gerados diagramas de variação que utilizam

este óxido. A Figura 33 mostra uma correlação negativa entre Al_2O_3 e MgO para a unidade SLSI e SLS, ainda assim a primeira, juntamente com SSI, SSE e os enclaves sieníticos possuem os valores superiores a 3%, enquanto SLS e os enclaves dioríticos apresentam conteúdos similares (2-3%).

A Figura 33, diagrama de P_2O_5 vs. Al_2O_3 , mostra tendência paralela dos sienitos supersaturados com SLSI, ainda assim o valor máximo atingido por esses é de 1,2 %.

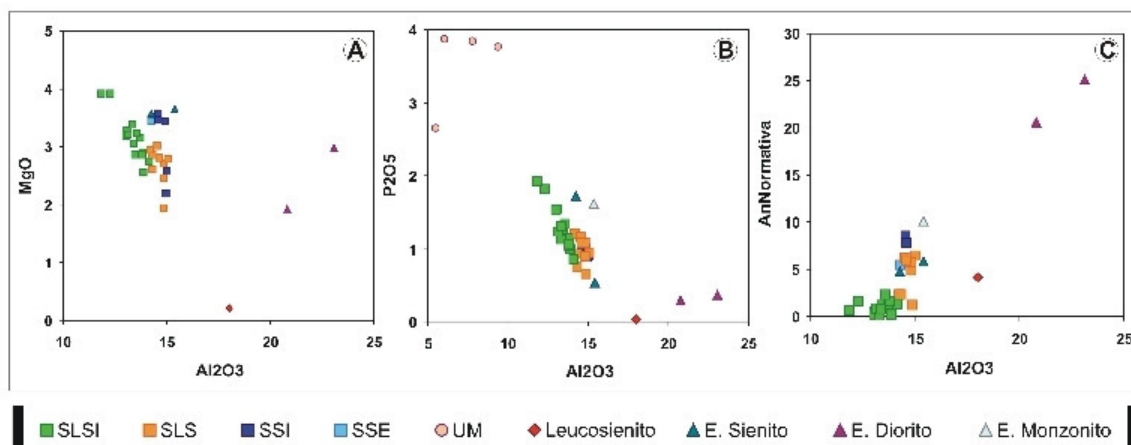


Figura 33: Diagramas de variação para MgO , P_2O_5 e An normativa em relação a Al_2O_3 para as rochas do Sienito Pedra Branca. As rochas ultramáficas não foram incluídas nos diagramas (A) e (C).

V.1.4. Elementos Menores e Traço

O enriquecimento em elementos menores e traço incompatíveis (em especial os litófilos (LILE), como K, Ba e Sr, além dos elementos terras raras leves, como La e Ce) é a característica geoquímica mais marcante do Sienito Pedra Branca.

Nas diferentes unidades sieníticas e nos enclaves microgranulares Ba apresenta uma correlação positiva bem marcada com Sr, refletindo o fato de que ambos residem principalmente em um mesmo mineral (feldspato alcalino) (Figura 34). Deste modo, as razões Ba/Sr são semelhantes nos sienitos e no enclave sienítico PB-250 (variando de 1,5-2). Dentro desta tendência, nota-se que as unidades SLS e SLSI apresentam os maiores teores de Ba e Sr (até 10000 ppm e 4500 ppm respectivamente, enquanto SSI e SSE têm Ba ~ 4000 ppm e Sr= 2000-2500 ppm). Os enclaves dioríticos e dois enclaves ultramáficos se deslocam da tendência, apresentando menor razão Ba/Sr, refletindo sua mineralogia pobre em feldspato alcalino. Em contrapartida o alto teor de Sr (~3800 ppm) de um enclave diorítico deve

refletir residência no plagioclásio. É notável que o enclave microgranular sienítico PB-209C também se desloca da tendência para razão Ba/Sr mais baixa

Os teores de Rb variam amplamente entre os sienitos e enclaves microgranulares (100-250 ppm); considerando todo o conjunto de sienitos (exceto os enclaves), existe uma leve correlação positiva com o Sr (Figura 34), que reflete a tendência a menores teores de em SSI e os maiores em algumas amostras de SLSI.

A soma dos elementos Terras Raras Leves (LREE= elementos terras raras leves; soma de La até Sm, Figura 34) mostra os altos teores destes elementos em todas as amostras estudadas; é particularmente notável o enriquecimento observado nos enclaves ultramáficos (LREE= 1500-3000 ppm). A correlação positiva dos teores de ETRL de todo o conjunto com P_2O_5 e TiO_2 indica residência nos minerais acessórios apatita e titanita, confirmada por análises preliminares por LA-ICPMS (dados inéditos da autora). A amostra de SLS (PB-148) com os maiores teores de LREE (~1400 ppm) é portadora de allanita como mineral acessório; a sua maior razão ETR/ P_2O_5 deve ser responsável pelo surgimento de uma fase mineral que tem os ETR como componente estrutural essencial. Os menores teores de LREE são encontrados nos enclaves microgranulares dioríticos e no leucosienito (200 e 80 ppm, respectivamente).

Existe uma grande dispersão no conteúdo de Zr, que varia entre 100 e 650 ppm, sem correlação com variações no conteúdo de SiO_2 (Figura 34). A dispersão é observada também para os enclaves cumuláticos e para os enclaves microgranulares, embora seja nítido que os enclaves dioríticos e monzoníticos tenham teores relativamente baixos (200-250 ppm). Os menores teores de Zr são encontrados no leucosienito, com apenas 24 ppm.

Em todas as variedades de sienitos Th e U exibem correlações negativas com SiO_2 , os maiores conteúdos encontram-se nas unidades laminadas SLS e SLSI (Th= 5-20 ppm e U=1-3 ppm), enquanto nos SSI e SSE os teores são muito baixos (< 1 ppm). As razões Th/U variam entre 5 e 10 nos sienitos; é notável que elas são sensivelmente mais altas nos enclaves máficos-ultramáficos (10) quando comparados aos enclaves microgranulares (~5).

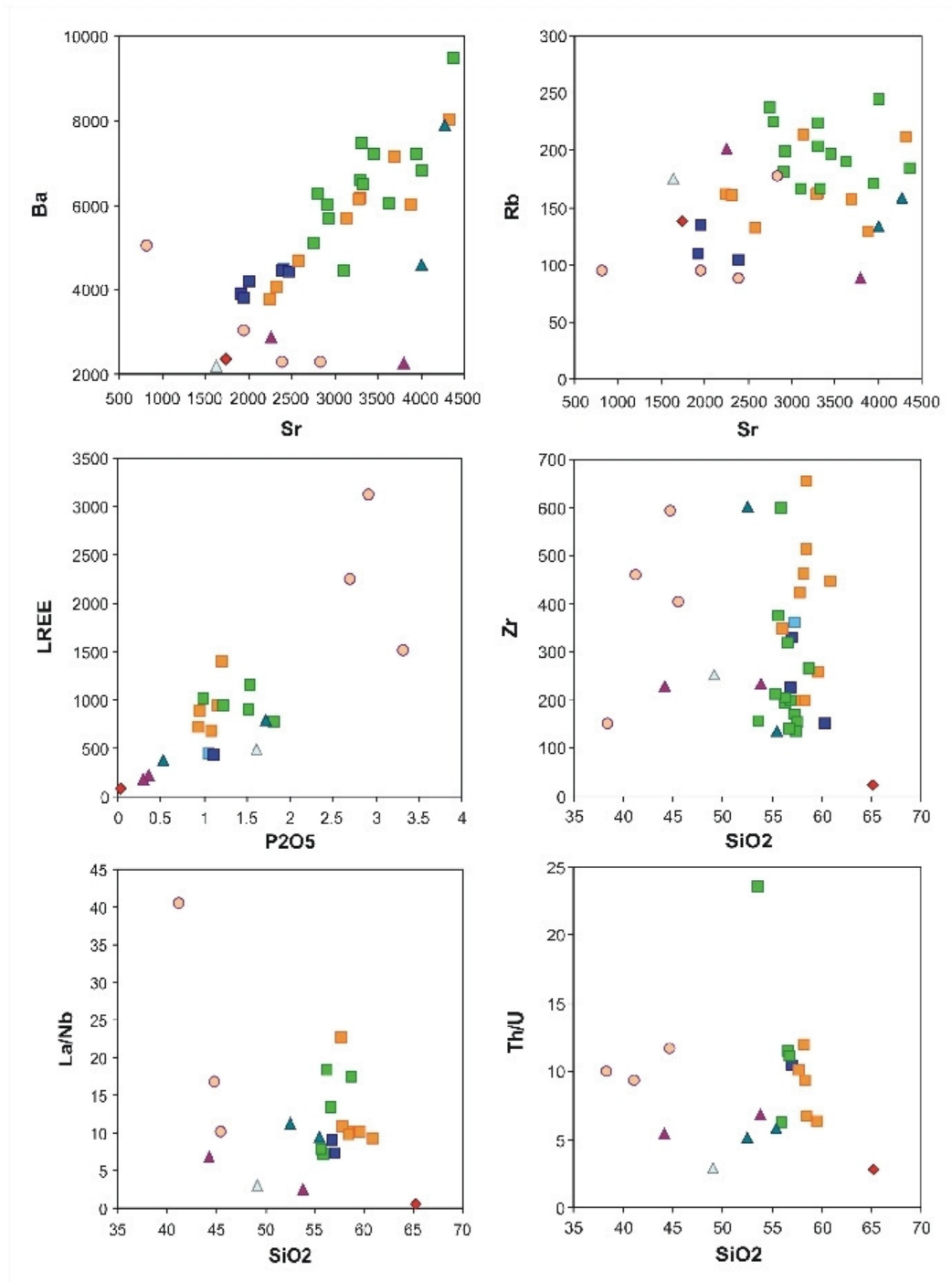


Figura 34: Diagramas de variação de elementos traço do Sienito Pedra Branca.

As razões La/Nb (Figura 34) encontram-se no intervalo entre 5 e 25 para sienitos e enclaves microgranulares sieníticos, e são similares nos cumulos, exceto no caso da amostra PB-185C (La/Nb= 40). Essas razões tendem a ser ligeiramente mais baixas (< 5), nos enclaves dioríticos e monzoníticos e no leucosienito.

Elementos Terras Raras

Na Figura 35 diagramas de elementos terras raras dos sienitos normalizados pelo condrito C1 (McDonough & Sun, 1995) mostram um padrão fortemente fracionado sem anomalias significativas de Eu. Os diferentes enclaves também mostram padrões enriquecidos, mostrando ser esta uma característica comum a todas as rochas do plúton.

As elevadas razões $(La/Yb)_N$ medem o forte fracionamento dos elementos terras raras leves. SLSI e SLS têm padrões paralelos, com dispersão um pouco maior dos ETR leves em SLS, resultando em variação maior de $(La/Yb)_N$ (55-131 em SLS contra 63-109 em SLSI). SSE e SSI têm menor conteúdo de ETR e menores razões $(La/Yb)_N$ (46 e 41, respectivamente).

Os enclaves ultramáficos exibem os maiores teores de ETR de todo o conjunto, porém as razões $(La/Yb)_N$ são similares as dos sienitos (62-101). Em contrapartida, o leucosienito tem os menores teores, e padrão pouco fracionado [$(La/Yb)_N=5$], com leve anomalia negativa de Eu.

Os enclaves microgranulares sieníticos apresentam comportamento semelhante aos das unidades sieníticas; a amostra PB-209C tem teores ligeiramente mais baixos que os das unidades menos enriquecidas (SSE e SSI), e razão $(La/Yb)_N=50$, similar ao dessas unidades.

Os enclaves dioríticos têm menores teores de ETR, em especial os ETR pesados, cuja variação condiciona os valores contrastados da razão $(La/Yb)_N$ (42-120). O enclave monzonítico tem padrão similar ao dos enclaves sieníticos, porém levemente menos fracionado, com $(La/Yb)_N=43$.

No diagrama de $(La/Yb)_N$ versus $(La/Sm)_N$ (Figura 35) observa-se uma correlação positiva, ou seja em todo o conjunto o aumento de $(La/Yb)_N$ está diretamente associado ao aumento no conteúdo das ETR leves, já que o conteúdo das ETR pesadas é praticamente constante em todos os sienitos (cerca de 10 vezes o do condrito).

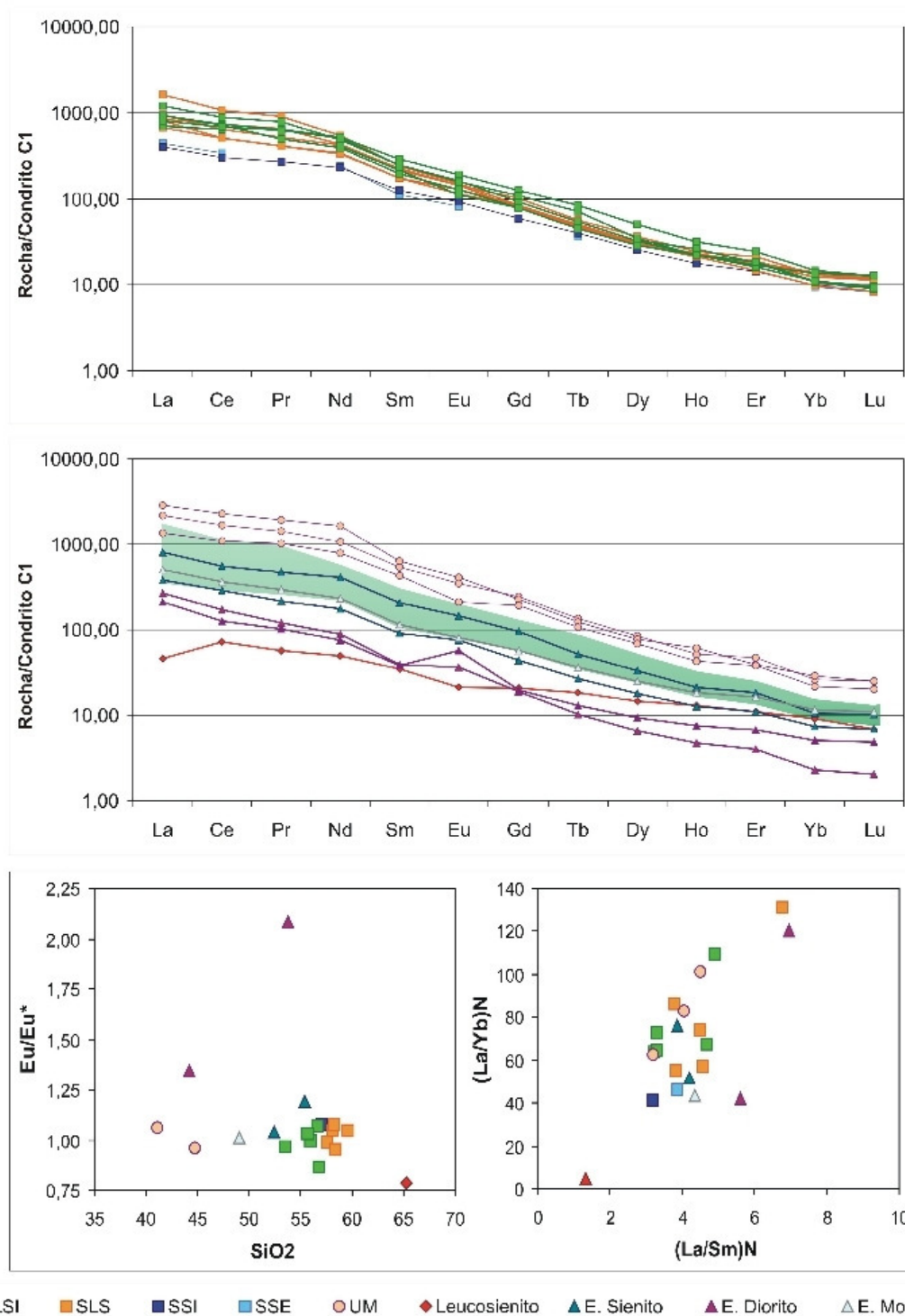


Figura 35: Padrões de elementos terras raras para amostras do Sienito Pedra Branca. No diagrama dos enclaves a área hachurada representa os padrões das diferentes unidades sieníticas.

Os valores de Eu/Eu^* ($Eu_N/\sqrt{(Sm_N \cdot Gd_N)}$) nas diferentes unidades sieníticas variam de 0,86 a 1,07 (Figura 35). Os valores mais baixos (anomalias negativas melhor definidas) são encontrados no quartzo sienito ($Eu/Eu^*=0,76$) e em uma amostra de rocha ultramáfica (0,73). Anomalias positivas são encontradas nos

enclaves dioríticos ($Eu/Eu^*=1,34$ a $2,08$) e em um dos enclaves sieníticos (PB-209C; $Eu/Eu^*=1,19$).

Diagramas multielementares normalizados

O diagrama da Figura 36 mostra padrões de elementos incompatíveis em sienitos e enclaves do Sienito Pedra Branca normalizados pelo Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989).

Os padrões das diferentes unidades sieníticas e dos enclaves microgranulares sieníticos, são muito semelhantes, com notáveis enriquecimentos em elementos fortemente incompatíveis como Ba, K, La, Ce e Pb. Desenvolvem-se notáveis anomalias negativas dos elementos HFSE (Ta, Nb, Hf, Zr e Ti). Uma exceção é o sienito PB-181a da unidade SLSI, que tem teores anormalmente elevados de Zr e Hf. Entre todas as amostras estudadas, as unidades SSE e SSI e o enclave sienítico PB-209C, apresentam os padrões menos enriquecidos do conjunto.

O leucosienito tem padrão similar ao das unidades supersaturadas, mas apresenta anomalias negativas em Zr-Hf e Ti ainda mais pronunciadas.

Os padrões dos enclaves microgranulares dioríticos, embora apresentem algumas semelhanças com os dos sienitos hospedeiros, se distinguem claramente pelas anomalias positivas de Sr e Eu, e pelas menores razões Ba/Rb e, especialmente, pela ausência de anomalias negativas de Ti, Zr e Hf; entre os HFSE, apenas as anomalias negativas de Nb e Ta se mantêm.

O padrão do enclave monzonítico distingue-se dos demais enclaves microgranulares por teores mais altos de Cs e U e menores razões Th/U e Ba/Rb (Figura 34) e pela ausência de anomalia positiva de Sr. O restante do padrão assemelha-se mais aos enclaves sieníticos, seja pelos teores mais elevados de elementos incompatíveis, seja pela presença de anomalia negativa de Zr e Hf bem definida.

Os enclaves ultramáficos se destacam pelo notável enriquecimento nos elementos terras-raras, Ti, P, e mesmo Th e U, apresentando em geral teores mais altos que os dos sienitos nesses elementos. Em contrapartida, são mais pobres nos elementos litófilos residentes nos feldspatos (K, Ba, Sr), e mostram anomalias negativas de Zr-Hf. O pronunciado pico em Pb, observado na amostra PB-185C pode estar relacionado com a presença de sulfetos (e.g. calcopirita, bornita e galena) (ver Capítulo IV - Petrografia e Química Mineral). As anomalias negativas de Sr dos

enclaves ultramáficos devem-se à pequena abundância de feldspato alcalino nestas rochas, reforçando a idéia que o Sr reside não apenas na apatita, mas principalmente no feldspato alcalino.

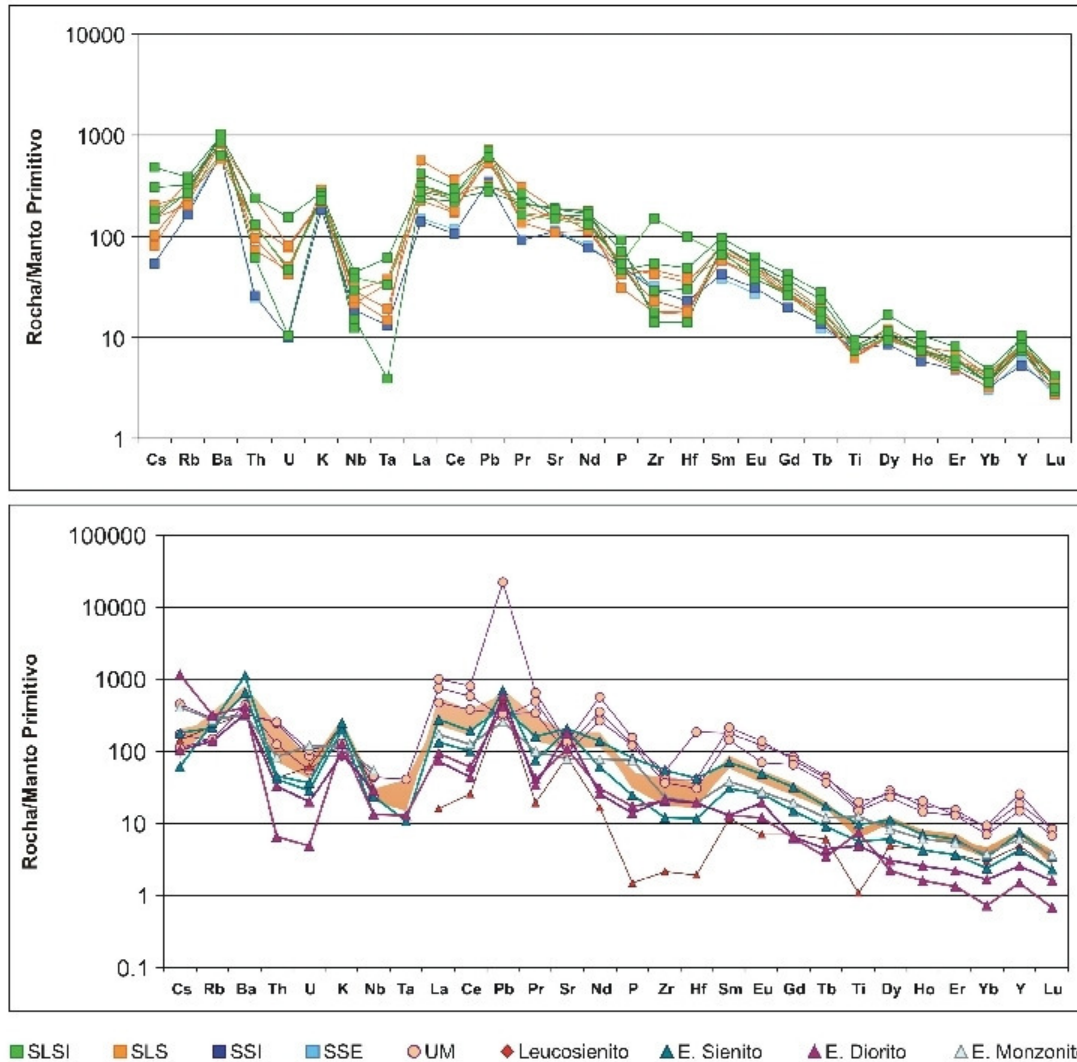


Figura 36: Diagramas multi-elementares para sienitos e enclaves do Sienito Pedra Branca, normalizados pelo manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). No diagrama dos enclaves a área hachurada representa os padrões do sienito hospeiro destes enclaves (SLS).

V.2. COMPARAÇÃO GEOQUÍMICA COM OUTROS SIENITOS POTÁSSICOS PRÉ-CAMBRIANOS DO BRASIL

Devido às similaridades petrológicas entre as ocorrências sieníticas descritas anteriormente (Capítulo II - II.1 Ocorrência de Sienitos Ricos em Potássio no Brasil: uma revisão), neste item será realizada uma comparação geoquímica utilizando dados disponíveis dos seguintes plútons: Itiúba (Conceição *et al.*, 1991), Bom Jardim

(Guimarães & Silva Filho, 1998), Piquiri (Nardi *et al.*, 2008), Capituva (Janasi, 1993) e Pedra Branca (dados da presente dissertação de mestrado). Os campos hachurados em tom de cinza foram construídos utilizando os valores máximos e mínimos atingidos pelo Sienito Pedra Branca.

Elementos Maiores

A Figura 37 contempla os diagramas de elementos maiores obtidos pela compilação de dados da literatura onde se utilizou SiO_2 como índice de diferenciação. Nesta figura encontra-se a legenda para dos demais diagramas (Figuras 38, 39 e 40).

Os elementos maiores (Figura 37), em geral, mostram um comportamento similar entre os sienitos; o conteúdo de SiO_2 restringe-se ao intervalo entre 52-65%, das rochas intermediárias, onde os sienitos Capituva e Bom Jardim apresentam os menores teores, e os maiores são atingidos por Itiúba e Piquiri. As amostras mais primitivas, ou seja, com menor SiO_2 e maior Mg#, pertencem ao Sienito Bom Jardim que têm uma média de Mg# igual a 59, enquanto as mais evoluídas são de Itiúba, com média de Mg# em torno de 42.

O diagrama de afinidade geoquímica que de A/NK versus A/CNK (Maniar & Piccoli, 1989) mostra o caráter metaluminoso para a maioria das amostras; nota-se que os sienitos de Itiúba, Bom Jardim e Pedra Branca (unidade saturada) apresentam $A/NK \sim 1$, aproximando-se do campo peralcalino.

Segundo Foley *et al.* (1987), rochas ultrapotássicas podem ser definidas geoquimicamente por apresentarem $\text{K}_2\text{O} > 3\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2\%$ e $\text{MgO} > 3\%$. Embora em todos os casos os conteúdos de K_2O sejam superiores aos estipulados por Foley *et al.* (1987), variando entre $\sim 7\%$ em Pedra Branca e Piquiri e 4,5-5% em Bom Jardim ($\sim 4.5\%$) e Itiúba ($\sim 5\%$), quando se considera as razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ e os teores de MgO (Figura 37), apenas algumas amostras poderiam ser classificadas como ultrapotássicas. Essas amostras são os sienitos finos de Piquiri, algumas amostras de sienito saturado e as duas de sienito supersaturado do ponto PB-185 em Pedra Branca; e duas amostras mais primitivas de Capituva. A maior parte das demais amostras tem $\text{MgO} < 3\%$, e poderia corresponder a termos mais diferenciados (por exemplo, Itiúba), mas em alguns casos as razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ são sistematicamente inferiores a 2 (e.g., Bom Jardim e Capituva).

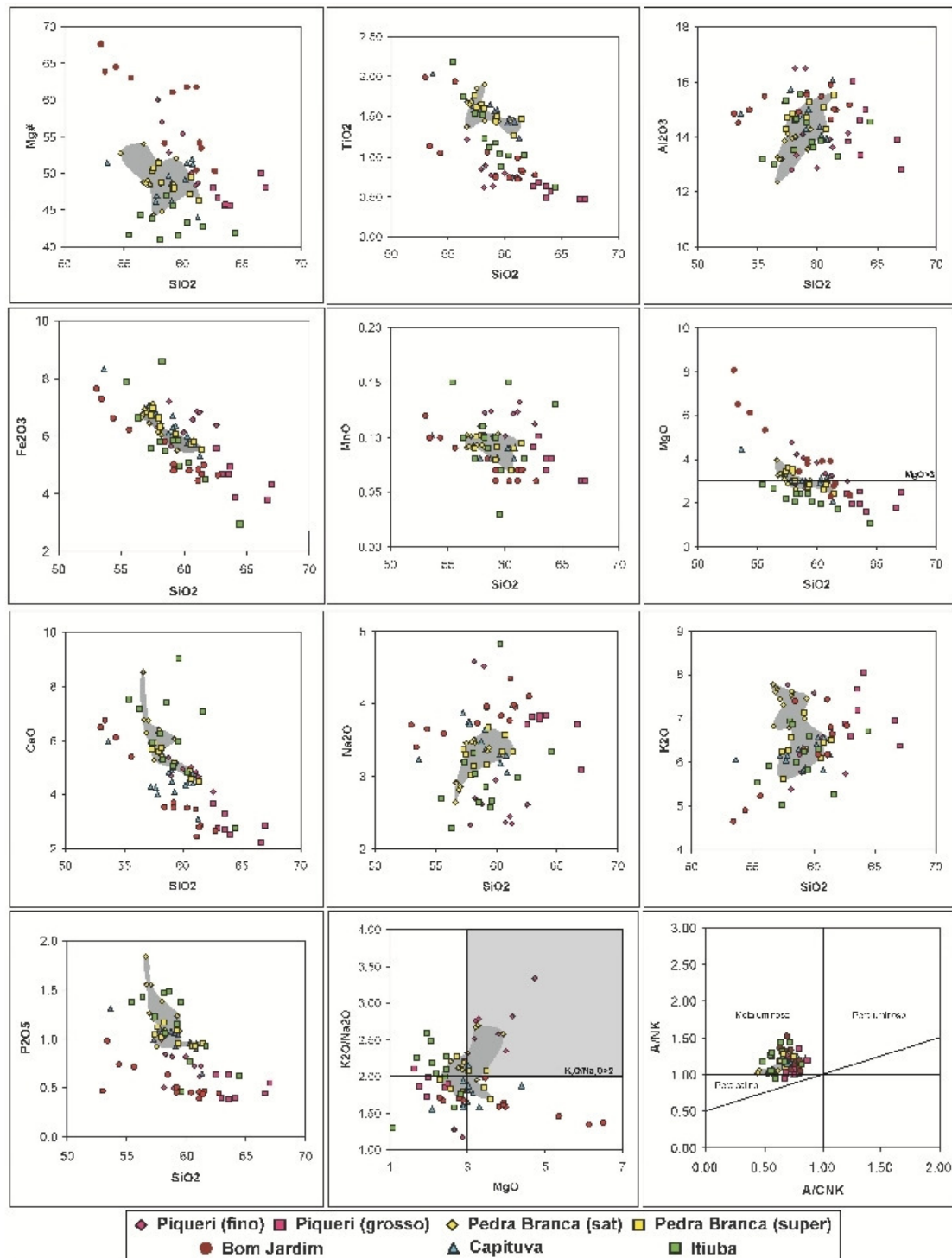


Figura 37: Diagramas de elementos maiores utilizando SiO₂ como índice de diferenciação. O diagrama de afinidade geoquímica foi extraído de Maniar & Piccoli (1989).

De acordo com Foley *et al.* (1987) suítes ígneas com rochas que possuem razão molar K₂O/Na₂O > 1 são potássicas, e neste caso todas as amostras podem ser consideradas potássicas, tratando-se então de sienitos potássicos.

Os diagramas de variação para MgO e CaO revelam a existência diferentes tendências de evolução, destacando-se o caso de Bom Jardim, que segue tendências com mais alto Mg e mais baixo Ca, enquanto Itiúba se distingue pelos teores mais baixos de Mg. É notável que as amostras de Capituva seguem uma tendência mais pobre em Ca, se comparadas a Pedra Branca, Piquiri e Itiúba, e se aproxima de Bom Jardim.

Os conteúdos de Al_2O_3 mostram variação restrita, entre 12.4 e 16.4%, e não mostram correlação com a sílica, o mesmo acontece com o Na_2O , cujos valores máximos e mínimos são observados nas amostras de Itiúba e Piquiri fino (respectivamente 4.5% e 2.3%)

Os óxidos TiO_2 e P_2O_5 possuem conteúdos consideráveis (respectivamente, 0.5-2.18% e 0.5-1.97%), refletindo abundância de titatita, óxidos de Fe-Ti e apatita, em todos esses sienitos. Observa-se em todos os casos uma, correlação negativa com SiO_2 demonstrando assim o seu comportamento compatível (apatita e óxidos de Fe-Ti são fases precoces nessas rochas). Os maiores teores de TiO_2 , em torno de 2%, são observados em uma amostra de Itiúba, seguida por amostras de Capituva, Bom Jardim e Pedra Branca; os menores valores são observados em amostras de Piquiri (~0.5%). Para P_2O_5 , os maiores teores são atingidos pela unidade saturada de Pedra Branca, seguida por Itiúba (~1.4%); analogamente ao TiO_2 , amostras do Sienito Piquiri apresentam os menores teores (~0.5%).

Elementos Menores e Traço

Na figura 38 estão apresentados alguns elementos menores e traço utilizando como índices de diferenciação SiO_2 e Mg#.

Os altos teores de Sr (1000-4500 ppm) e Ba (1750-9500 ppm) são características marcantes de todas as unidades de sienitos. Para ambos os elementos os maiores teores são atingidos por Pedra Branca saturado, enquanto os menores são os das amostras de Bom Jardim. O comportamento destes elementos é compatível já que os maiores teores de Ba e Sr são atingidos por amostras com menor conteúdo de SiO_2 ; ainda assim, os teores destes elementos são altos mesmo nas amostras mais evoluídas.

Já o Rb é claramente incompatível, pois apresenta correlação positiva com SiO_2 . Os maiores teores são atingidos pelas amostras do Piquiri fino (364 ppm), enquanto os menores são de Itiúba e Pedra Branca supersaturado.

Entre os critérios utilizados para distinguir a composição de magmas primários, (obtidos experimentalmente em condições de equilíbrio entre o líquido gerado e um peridotito com Mg# em torno de 90, sob pressões mantélicas), são o conteúdo de Mg# superior a 70, SiO₂ abaixo de 50%, altos valores de Ni (> 500 ppm) e Cr (>1000ppm). No entanto, a cristalização fracionada de minerais ferro-magnesianos pode resultar em uma queda considerável na abundância de Ni e Cr (Thompson & Fowler, 1986). Além disso, o metassomatismo no manto permitirá a formação de minerais como clinopiroxênio + flogopita + granada ± espinélio na rocha fonte, desta forma terá um Mg# diferente do admitido para um manto “normal” (Foley *et al.*, 1987).

Alguns autores admitem que os sienitos estudados sejam magmas primários, ou seja, fusão parcial direta do manto metassomatizado (Rosa *et al.*, 2003; Ferreira, *et al.*, 2002; Plá Cid *et al.*, 2003; Nardi *et al.*, 2007 e 2008), outros consideram que estas rochas tratem-se do produto de fracionamento de magmas máficos lamprofíricos (Janasi, 1993; Janasi *et al.*, 1993).

Em geral os baixos conteúdos em Cr (<100 ppm) e Ni (<70 ppm), além do Mg# (~50) destas rochas são avaliados como fortes evidências para a segunda hipótese, pois espera-se que o produto da fusão parcial do manto seja mais “enriquecido” nestes elementos. Além disso, o fracionamento de minerais máficos pode contribuir para a diminuição dos teores destes elementos, reforçando ainda mais a segunda hipótese.

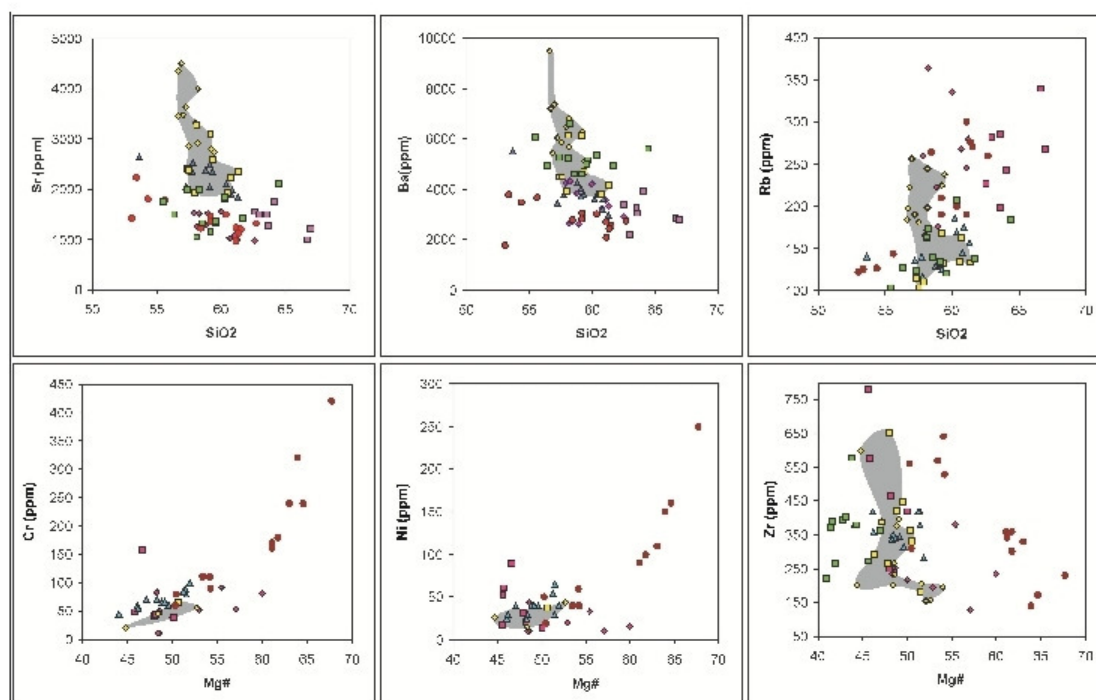


Figura 38: Diagramas de elementos menores. Legenda como na figura 37.

A maioria das amostras apresentam teores de Cr de até 100 ppm e Ni em torno de 50 ppm, a exceção é o sienito Bom Jardim que apresenta os maiores teores em ambos elementos (respectivamente médias de 180 e 100 ppm). Além disso, as amostras com maior conteúdo destes elementos são também as mais primitivas ($Mg\# > 60$).

Os valores de Zr variam amplamente em todas as unidades estudadas (desde 128-750 ppm). Os maiores teores ocorrem no Piquiri grosso, enquanto os menores ocorrem no Piquiri fino. Em todos os casos, observa-se uma grande variação no conteúdo de Zr associada a uma pequena variação no $Mg\#$, sugerindo então a ocorrência de processos de acumulação de minerais (e.g. zircão).

Elementos Terras Raras

Todas as ocorrências sieníticas usadas na comparação apresentam alto conteúdo em elementos litófilos e terras raras leves, particularidade esta que vem sendo considerada por diversos autores como assinatura geoquímica de magmas gerados por fusão parcial de um manto metassomatizado. Nas figuras 39 e 40 estas características se destacam, e embora as unidades tenham similaridades, ao compará-las é possível observar algumas diferenças.

No diagrama de elementos terras raras na figura 39 (valores normalizados pelo condrito C1, *Sun & McDonough, 1989*) é notável que todos os sienitos apresentam enriquecimento em terras raras leves em relação aos pesados, contribuindo assim para altas razões $(La/Yb)_N$. As menores razões são mostradas pela variedade fina do Sienito Piquiri fino, que tem uma média igual a 30 (valores máximo e mínimo, respectivamente 50 e 22). As demais outras ocorrências apresentam razões $(La/Yb)_N$ intermediárias: Piquiri grosso com média 49 (entre 45 e 59), Bom Jardim com média 45 (27-72), Capituva com média 44 (33-55) e Itiúba com 42 (apenas um valor disponível).

Na Figura 39, observa-se a ausência de anomalias de Eu, entretanto os valores de Eu/Eu^* mostram anomalias sutilmente positivas em Pedra Branca ($Eu/Eu^* = 1.07$), Itiúba ($Eu/Eu^* = 1.03$), três amostras de Bom Jardim ($Eu/Eu^* = 1.05$) e uma de Piquiri fino ($Eu/Eu^* = 1.05$). Já Capituva ($Eu/Eu^* = 0.9$), Piquiri fino ($Eu/Eu^* = 0.82$) e grosso ($Eu/Eu^* = 0.93$), Bom Jardim (entre 0.85 e 0.95) e apenas uma amostra de Pedra Branca ($Eu/Eu^* = 0.86$) mostram leves anomalias negativas. Embora pequenas variações nos padrões de Eu possam estar ligados a processos de segregação de minerais, observa-se que, sendo compostos predominantemente por feldspato alcalino,

caso os sienitos correspondessem a cumulos, deveriam exibir anomalias fortemente positivas já que, ao menos no caso de Pedra Branca, essas anomalias estão presentes no feldspato alcalino (dados de LA-ICPMS inéditos da autora).

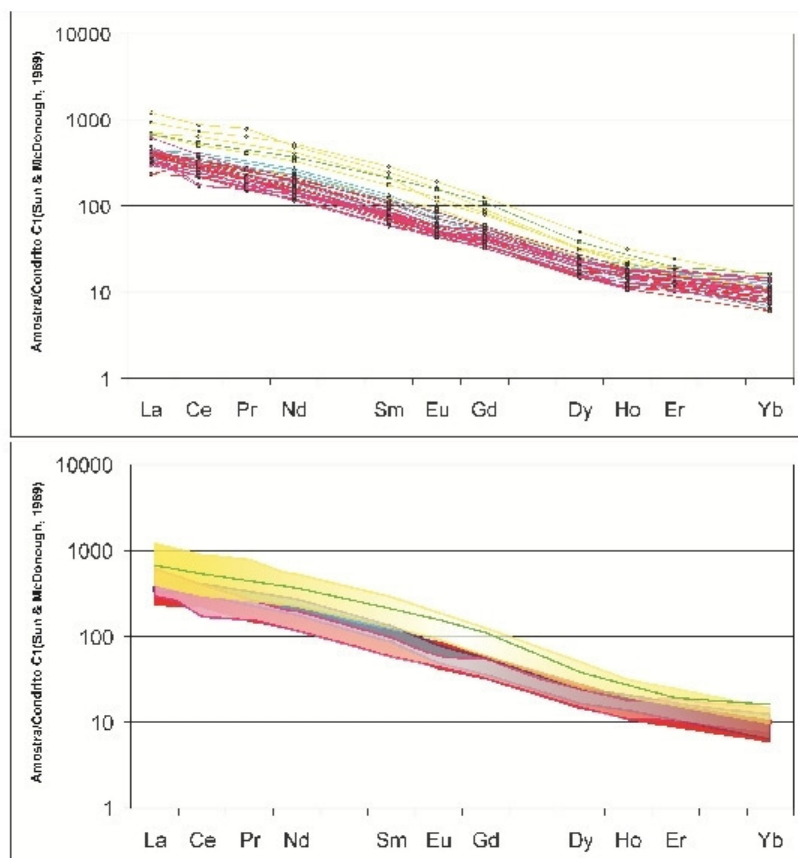


Figura 39: Diagrama de elementos Terras Raras. Valores normalizados pelo condrito C1 (McDonough & Sun, 1995). Legenda como na figura 37.

Elementos Incompatíveis

O diagrama de elementos incompatíveis (Figura 40), mostra assinaturas geoquímicas das ocorrências sieníticas que são enriquecidas em elementos com Ba, Sr, P e ETR leves (La, Ce), e empobrecidos em Ti, Nb e Ta se comparados ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).

O Sienito Pedra Branca mostra-se mais enriquecido que as outras ocorrências nos elementos Ba, La, Ce, Sr, Nd, P, Sm, Eu, Gd e Dy. Entretanto, apresenta pronunciados vales principalmente em Cs, Th, U, Hf, Zr, além de Ta-Nb e Ti.

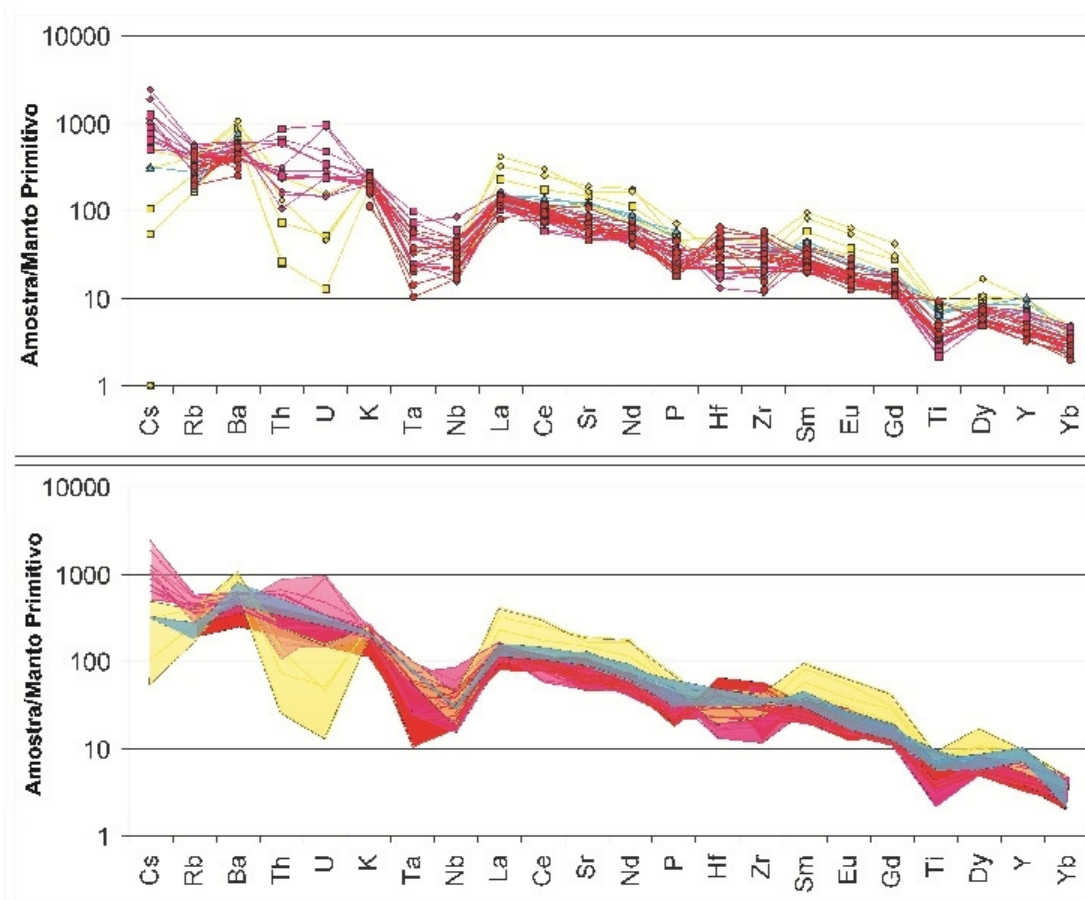


Figura 40: Diagrama de elementos incompatíveis. Valores normalizados pelo manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). Legenda como na figura 34.

Já o Sienito Piquiri apresenta anomalias positivas e maiores valores do conjunto nos elementos Cs, Th, U, Hf e Zr, diferentemente do observado em Pedra Branca. Os valores extremamente altos nos LILE, além de Rb e Cs foram considerados como produto da fusão completa de flogopita na fonte mantélica (Nardi *et al.*, 2007).

As amostras do sienito Bom Jardim também apresentam altas razões La/Nb mostrando assim o enriquecimento desses magmas em LILE e empobrecimento em HFSE. Um comportamento similar é observado nas amostras de Capituva, que apresentam, em geral, valores intermediários em relação às outras ocorrências.

Apesar da assinatura geral comum entre as ocorrências sieníticas, diferenças observadas em alguns elementos (e.g. Cs, U, Th) podem sugerir diferentes proporções de fusão parcial, ou até mesmo diferenças composicionais nas fontes geradoras dos magmas.

V.3. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sr-Nd

Três amostras representativas de diferentes unidades do Sienito Pedra Branca foram analisadas para os sistemas isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr; os resultados dessas análises encontram-se abaixo na Tabela 9. Com o objetivo de comparar as assinaturas do plúton com outras ocorrências regionais utilizou-se dados do Sienito Capituva (dados inéditos de V.A. Janasi) e do Batólito Granítico Pinhal-Ipuiúna (sin-orogênico de afinidade cálcio-alcalina de alto potássio; Janasi *et al.*, 2009).

Amostra	Unidade	Sm	Nd	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	$\epsilon\text{Nd}(t)$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	TDM(Ga)
PB-8a	SLSI	33.4	207.2	0.098	0.511854	-7.6	-15.3	1.56
PB-09	SSI	16.4	96.4	0.103	0.511868	-7.7	-15.0	1.60
PB-92a	SLSI	49.1	292.9	0.101	0.511841	-8.1	-15.5	1.62
Amostra	Unidade	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	87Sr/86Sr (t)		
PB-8a	SLSI	189.9	3798	0.145	0.70894	0.70767		
PB-09	SSI	103.3	2572	0.116	0.70852	0.70751		
PB-92a	SLSI	239.9	4407	0.158	0.70917	0.70779		

Tabela 9: Dados isotópicos em amostras do Sienito Pedra Branca; as razões foram calculadas para idade de cristalização do plúton ($t=610$ Ma). TDM= idade-modelo Sm-Nd segundo o método de DePaolo (1981).

Os valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ foram calculados para as idades de cristalização estimadas para os Sienitos Pedra Branca e Capituva (610 Ma; Töpfer, 1996; V.A. Janasi, dados inéditos), e são muito similares (Pedra Branca: $-8.1 < \epsilon\text{Nd}(t) < -7.6$; Capituva $-9.7 < \epsilon\text{Nd}(t) < -7.1$), embora o intervalo para primeiro seja mais restrito. Os granitos do Batólito Pinhal-Ipuiúna (com idade de cristalização de 620 Ma; Janasi *et al.*, 2009), abrangem um intervalo semelhante de $\epsilon\text{Nd}(t)$, alcançando valores um pouco menos negativos ($-10 < \epsilon\text{Nd}(t) < -6$), (Figura 41, B). As idades modelo T_{DM} calculadas pelo método de DePaolo (1981), variam de 1.56 a 1.62 Ga para Pedra Branca, e de 1.51 a 1.73 Ga para Capituva (Figura 41, A).

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ diferenciam os plútons sieníticos dos granitos do Batólito Pinhal-Ipuiúna. Nas amostras do Sienito Capituva a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ situa-se no intervalo 0,7071-0,7077, e nas de Pedra Branca a variação é ainda menor (0,7075-0,7078). Nos granitos sin-orogênicos as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ (também calculadas para 620 Ma) são sempre mais elevadas (0,708-0.712).

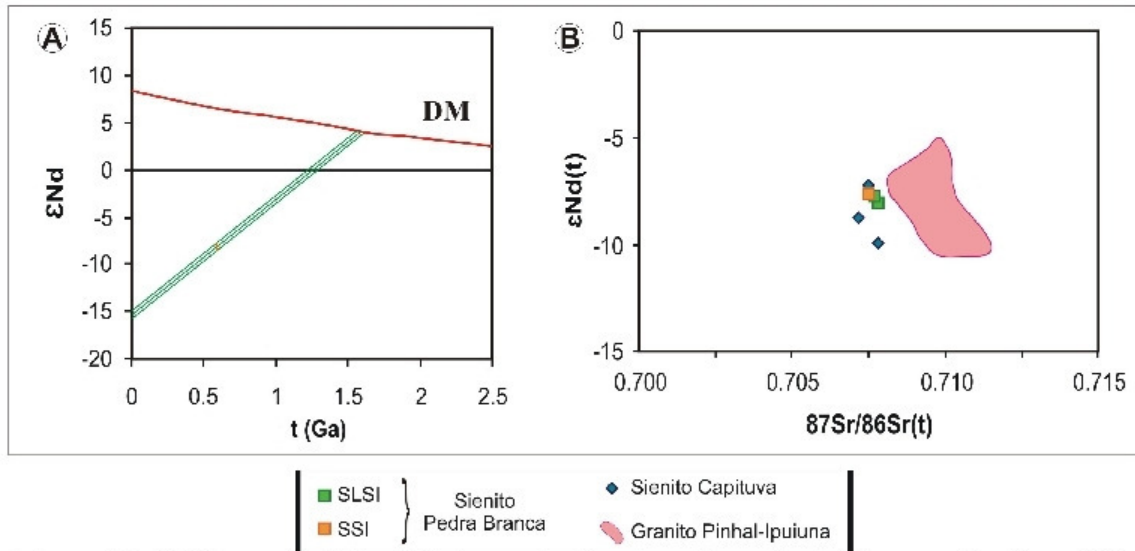


Figura 41: (A) Diagrama ϵNd x t (Ga) para sienitos dos plútons Pedra Branca e Capituva; DM: linha de evolução do manto empobrecido (DePaolo, 1981); (B) Diagrama $\epsilon Nd(t)$ x $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$; para comparação, é indicado o campo ocupado pelos granitos do Batólito Pinhal-Ipuiúna.

CAPITULO VI – PETROGÊNESE DO SIENITO PEDRA BRANCA

VI.1 CONSIDERAÇÕES SOBRE A GEOLOGIA DO PLUTON

O plúton é constituído por três pulsos principais onde o primeiro é representado pelos SLSI de afinidade peralcalina. Os demais pulsos possuem afinidades metaluminosas: o segundo é representado por SLS que intrudem o SLSI e o terceiro e último representado por SSI que trunca o SLS. SSE pode estar relacionado ao segundo ou terceiro pulso. As variações texturais entre as unidades sugerem uma cristalização sucessivamente mais rápida dos SSE e SSI. Na unidade SSI a granulação fina das rochas permite inclusive a preservação de ortopiroxênio.

- Pulso 1: intrusão do SLSI nas encaixantes graníticas. Nos granitos encaixantes não são observados vestígios de metamorfismo devido à intrusão do magma sienítico. Além disso, a granulação média a grossa destes sienitos laminados podem indicar que não havia contraste extremo de temperatura. A idade obtida para granitos do Batólito Pinhal-Ipuiúna considerados equivalentes aos granitos encaixantes são da ordem de 620 Ma (U-Pb em zircão; Janasi *et al.*, 2007) enquanto o Pedra Branca foi datado em ~610 Ma (Töpfer, 1996), assim os granitos podem ter permanecido em temperaturas relativamente altas durante a colocação do SLSI. A forma dos granitos regionalmente acompanha os contatos do Sienito Pedra Branca, isso mostra que no momento da intrusão essas rochas deviam estar em estado plástico, possibilitando “deformação” e não a ruptura das encaixantes, pois não são encontrados xenólitos.

- Pulso 2: intrusão dos SLS. Se as unidades supersaturadas foram geradas a partir da interação entre o magma de tendência peralcalina (SLSI) e um “componente basáltico”, então a modificação da composição não deve ter ocorrido *in situ*, mas sim em níveis mais profundos da crosta, pois não são encontradas estruturas indicativas da injeção dos magmas básicos (e.g., diques), mas apenas enclaves, em boa parte recristalizados, que parecem ter sido incorporados como sólidos. SLS intrude a parte interna da unidade SLSI, que está em estágio mais avançado de cristalização, permitindo a retirada de “pedaços” já cristalizados (PB-209, ver PRANCHA I, foto 33: xenólito).

- Pulso 3: intrusão da unidade SSI, truncando internamente aos SLS. Esta unidade, que representa o último pulso de magma do plúton, muitas vezes possui granulação

mais fina indicativa de cristalização mais rápida, e garantindo a preservação de ortopiroxênio entre os minerais máficos. No presente trabalho o SSI não foi mapeado em detalhe, assim, as relações entre os sienitos com e sem ortopiroxênio ainda carecem de estudos, pois pode se tratar de unidades distintas, ou mesmo de diferentes pulsos de magma.

Até o momento não foram encontrados argumentos para inferir se a intrusão da unidade SSE está associada ao pulso 2 ou 3, ou se trata de um pulso independente. SSE intrude a parte externa da SLSI, aproveitando descontinuidades das rochas encaixantes. Além disto, em muitos afloramentos é texturalmente similar ao SLS, o que permitiria agrupá-la ao pulso 2. Por outro lado, as semelhanças químicas entre SSI e SSE e a ocorrência de sienitos com granulação mais fina sugerindo cristalização mais rápida torna possível que estas duas unidades sejam contemporâneas ao pulso 3.

VI.2. PARÂMETROS INTENSIVOS E CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

A composição mineralógica peculiar do Sienito Pedra Branca tem como resultado a ausência de algumas paragênese minerais que geralmente são usadas em estimativas das condições de cristalização em rochas granitóides. De qualquer modo, apresentam-se abaixo algumas estimativas dos parâmetros com P, T e fO_2 baseadas em paragênese minerais dos sienitos do plúton.

VI.2.1. Temperatura

As diferentes variedades litológicas do Sienito Pedra Branca cristalizaram sob temperaturas relativamente elevadas, o que é demonstrado pela sua composição mineral e paragênese, que se situam próximas da barreira térmica do sistema Qtz-Ab-Ne.

Para uma estimativa das temperaturas utilizou-se em paralelo equação de Harrison & Watson (1984) que se baseia em teores de SiO_2 e P_2O_5 para obtenção de temperaturas de saturação em apatita. Os altos conteúdos de P_2O_5 desses magmas sugerem temperaturas mínimas de 1000° C para solubilização de todo fósforo em magmas com teores de SiO_2 similares aos destes sienitos.

A ocorrência de apatita como um mineral de cristalização precoce permite tratar as temperaturas de saturação deste mineral como de *liquidus* nas diferentes variedades sieníticas do plúton.

As temperaturas obtidas apresentadas no diagrama de barras da figura 42 (A) mostram que os SLSI possuem as temperaturas mais elevadas do conjunto (valor máximo de 1160 °C, e em média 1091 °C), seguido pelos SLS (valor máximo 1103 °C, em média 1065 °C) que na maioria dos casos situam-se acima da isoterma 1080 °C (Watson & Harrison, 1984) (Figura 42, B). As unidades SSI e SSE possuem valores similares (valor máximo 1082 °C, em média 1066 °C), similares (Figura 42, B) ao campo composicional do vizinho Sienito Capituva (1015-1080 °C). A temperatura de saturação do leuco-quartzo sienito é a menor do conjunto, da ordem de 750 °C.

Uma das amostras de enclave sienítico (PB-250) tem temperatura dentro do intervalo dos sienitos laminados (1097 °C), e a outra (PB-209C) apresenta temperatura significativamente mais baixa (932 °C). O enclave monzonítico tem temperatura de saturação em apatita de 1033 °C.

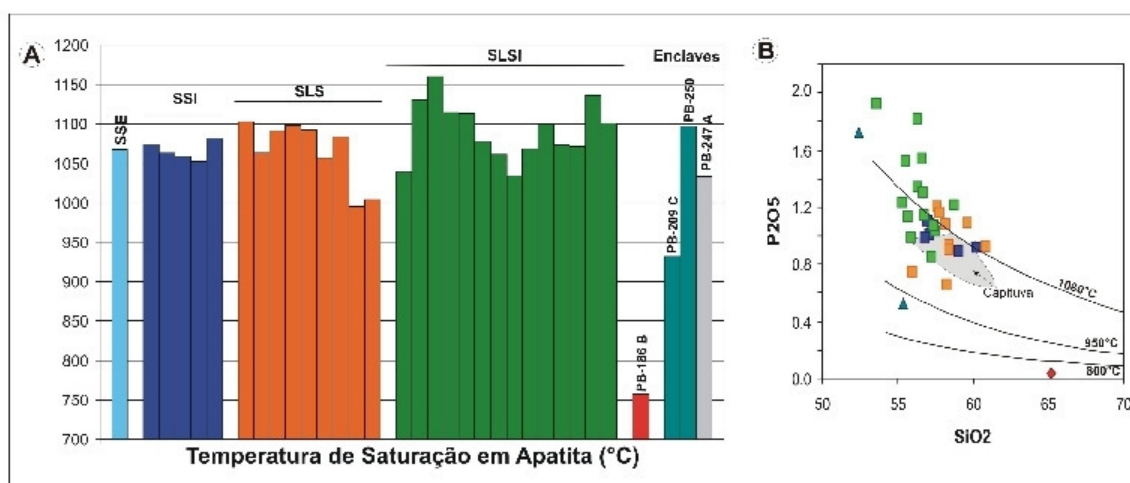


Figura 42: (A) Diagrama de barras com as temperaturas obtidas pelo termômetro de Harrison & Watson (1984); (B) Diagrama P₂O₅ versus SiO₂ para rochas do Sienito Pedra Branca (simbologia como na figura x) e Capituva (campo hachurado em cinza), com isotermas de Watson & Harrison (1984).

Ao contrário do observado no Sienito Capituva, onde as rochas são localmente afetadas por recristalização *subsolidus* (formação de actinolita + epidoto; Janasi, 1992), os sienitos do plúton Pedra Branca não apresentam substituições das paragêneses originais por associações de baixa temperatura. Análises texturais sugerem que a substituição do piroxênio por anfibólio observada em algumas amostras ocorreu ainda no estágio magmático, sob temperaturas elevadas. Lamelas

de exsolução em feldspatos e ilmeno-hematita provavelmente se formaram em temperaturas inferiores a 700 °C ou *subsolidus*.

A coexistência de orto e clinopiroxênio (enstatita e diopsídio) nos SSI torna possível a estimativa de temperatura utilizando um termômetro de piroxênios de Lindsley (1983). No entanto, na Figura 43, observa-se que ambos não se encontram em equilíbrio, pois situam-se em diferentes isothermas (enstatita na isoterma de ~1000°C e diopsídio na isoterma de ~800°C).

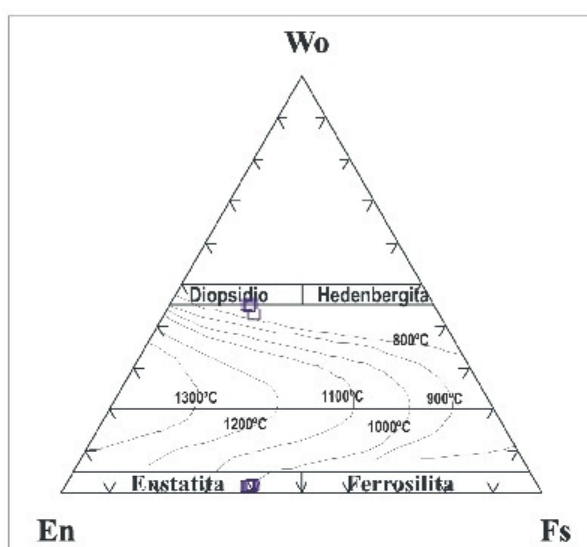


Figura 43: Termometria de Piroxênios (Lindsley, 1983) para amostra PB-59 (SSI) do Sienito Pedra Branca.

VI.2.2. Pressão

As pressões de cristalização de plútons graníticos podem ser estimadas a partir do teor de Al da hornblenda (Anderson & Smith, 1995). No entanto, é requerida a paragênese quartzo, titanita, plagioclásio. O Sienito Pedra Branca possui paragêneses inadequadas para aplicação destes geobarômetros, pois a maioria das amostras estudadas não possui plagioclásio.

Anderson & Smith (1995) propuseram uma fórmula para o uso do geobarômetro de Al hornblenda levando em conta as temperaturas do par hornblenda-plagioclásio coexistentes; no entanto, a ausência de plagioclásio nos SLSI impede a obtenção das temperaturas.

Parte dos sienitos supersaturados apresenta plagioclásio, porém na grande maioria dos casos ele se mostra em desequilíbrio com a rocha hospedeira, o que torna os resultados obtidos de significado incerto. De qualquer modo, estimativas foram feitas para os SLS (Figura 44), e mostraram pressões da ordem de 3,3 a 4,8 kbar, similares aos estimados por Janasi (1992) no Sienito Capituva ($4,1 \pm 0,5$ kbar). Os valores encontrados, se estiverem corretos, indicam uma colocação destes sienitos a cerca de 12 km de profundidade, em crosta média a superior.

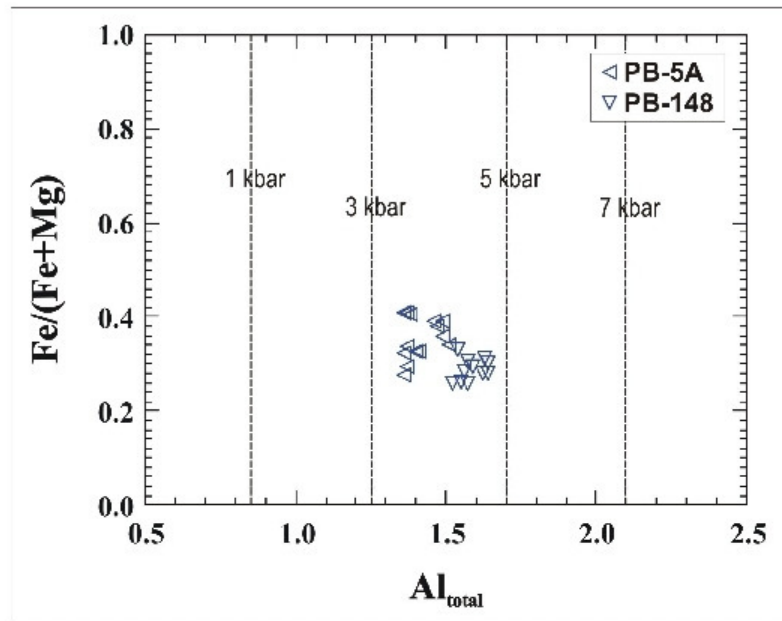


Figura 44: Estimativa de pressão do Sienito Pedra Branca em amostras do SLS, utilizando a metodologia de Anderson & Smith (1995).

Evidências geológicas observadas em campo, como por exemplo, a presença local de cavidades miarolíticas em veios pegmatíticos e de texturas gráficas sugerem a possibilidade de cristalização em crosta mais rasa; entretanto, o comportamento relativamente dúctil das rochas encaixantes, que parecem se amoldar à forma do plúton é mais consistente com as pressões estimadas pelo teor de Al em hornblenda.

VI.2.3. Fugacidade de Oxigênio

Estimativas indiretas da fugacidade de oxigênio nas diferentes variedades faciológicas do plúton podem ser feitas devido à presença de minerais máficos com Mg# relativamente alto e pela associação de óxidos de Fe-Ti (magnetita e ilmeno-

hematita) que evidenciam cristalização sob condições fortemente oxidantes. As composições dos anfibólios das unidades SLS e SLSI situam-se no campo de alta fugacidade de oxigênio (Figura 45) no diagrama de Anderson & Smith (1995).

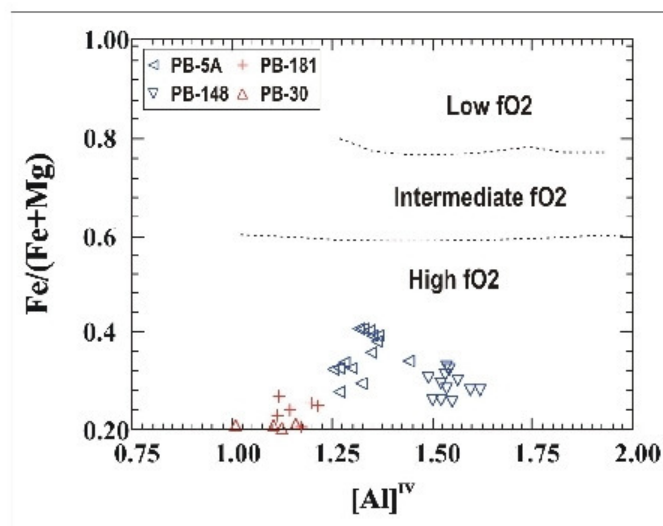


Figura 45: Diagrama de Fugacidade conforme a composição de cristais de anfibólio das unidades do Sienito Pedra Branca (Anderson & Smith, 1995).

Embora a associação hematita-magnetita seja ideal para obtenção quantitativa da fugacidade de oxigênio, as estimativas utilizando dados químicos dos óxidos realizadas neste trabalho não deram resultados significativos, pois as temperaturas encontradas são da ordem de 600°C e fO_2 acima do buffer HM. As avaliações das condições de fO_2 tornaram-se difíceis, pois, embora aparentemente haja um equilíbrio entre as fases minerais (hematita-magnetita e ilmeno-hematita-magnetita), como mostrado no item de petrografia, ocorre mais de uma geração de magnetita o que pode ter inviabilizado as estimativas.

VI.3. PROCESSOS DE EVOLUÇÃO MAGMÁTICA

VI.3.1. Revisão da Literatura

Entre os processos admitidos para geração de magmas como os de Pedra Branca, que explicam o seu enriquecimento em elementos incompatíveis, estão: cristalização fracionada, assimilação de material crustal rico em elementos incompatíveis, imiscibilidade líquida e fusão parcial de uma fonte mantélica metassomatizada.

Cristalização Fracionada

Desde os estudos experimentais realizados por Bowen (1928), a cristalização fracionada tem sido considerada um processo importante na diferenciação de magmas. Além disso, seu papel na geração dos magmas ultrapotássicos foi admitido pela primeira vez em 1967 por O'Hara & Yoder (*apud* Foley *et al.* 1987) quando sugeriram que o fracionamento de clinopiroxênio e granada de um magma picrítico resultaria não somente no enriquecimento em elementos incompatíveis, como também no aumento da razão K_2O/Na_2O do líquido residual.

A cristalização fracionada reflete a diferenciação do líquido por meio do resfriamento, cristalização e segregação de cristais. A segregação de cristais pode ocorrer por processos gravitacionais, caso haja diferenças de viscosidade e densidade, por correntes magmáticas, ou ainda por "filter pressing", quando cumulos se formam por cristalização *in situ*, e o líquido é expelido (por tensões externas ou não).

Embora este modelo seja possível em certos casos, algumas ressalvas importantes existem, entre elas (1) o enriquecimento em elementos incompatíveis das rochas ultrapotássicas demandaria um alto grau de fracionamento (cerca de 95%); (2) o extremo fracionamento também diminuiria os Mg#, que seriam muito inferiores aos dos magmas primários (Foley *et al.*, 1987);

Alguns autores sugerem uma relação genética entre magmas lamprofíricos e sienitos, admitindo que a cristalização fracionada dos primeiros possa gerar líquidos mais evoluídos de composição sienítica (Janasi *et al.*, 1993). Esses mesmos autores admitem que os Sienitos Pedra Branca e Capituva possuam origem comum de magmas parentais tipo minette, e foram gerados por fracionamento de minerais máficos.

O comportamento de alguns elementos (Cr, Ni e Mg#) é compatível com o modelo por cristalização fracionada a partir de magmas básicos por extração de olivina e piroxênio, no entanto a identificação do tipo de magma básico que gerou esses sienitos é dificultada, pois em Pedra Branca, assim como no Sienito Capituva, não são encontrados enclaves máficos associados aos sienitos. Para Janasi (1993) isto pode estar relacionado às altas densidades dos magmas máficos, que poderia impedir que estes atingissem níveis crustais mais rasos.

No sul da Groenlândia, a Província Alcalina Gardar, tem como importante ocorrência o Complexo Klokken, que apresenta como associação típica gabros e sienitos cristalizados sob condições de alta fugacidade de oxigênio. De geometria anelar, a intrusão Klokken (1159 ± 11 Ma) constitui-se externamente por gabros que

passam a sieno-gabros e sienitos não laminados, e internamente por sienitos laminados com intensa foliação de fluxo magmático e biotita sienodioritos. A presença comum de texturas cumuláticas permitiu a interpretação da passagem de gabros a sienitos como produto do fracionamento de minerais máficos (Parsons, 1978).

Assimilação de Material Crustal

O modelo petrogenético de combinação entre materiais de origem mantélica e crustal também foi admitido por alguns autores, pois de certa forma explicaria as características composicionais peculiares das rochas ultrapotássicas: alto Mg#, Ni e Cr (características mantélicas), além de Rb, Zr e Ba (características crustais). No entanto, a existência de rochas ricas em potássio com baixos conteúdos de sílica e a necessidade de magmas parentais básicos superaquecidos, uma vez que grandes quantidades de assimilação podem acelerar a cristalização, contrariam o modelo de assimilação de material crustal (Foley *et al.*, 1987).

Imiscibilidade Líquida

A separação de um líquido inicialmente homogêneo em dois magmas silicáticos de composições contrastantes é um processo reconhecido em muitas localidades para explicar a ocorrência simultânea de basaltos e riolitos, ou de carbonatitos e piroxenitos, entre outras associações. Estudos experimentais também mostram que este processo pode ocorrer em estágios iniciais da diferenciação magmática.

O Batólito Triunfo, na Província Borborema, é uma intrusão peralcalina ultrapotássica composta por álcali-feldspato sienitos leucocráticos que carregam piroxenitos como inclusões co-magmáticas (diques sin-plutônicos e tardios). Ambos possuem mesmas fases minerais (egirina-augita, microclínio, titanita, apatita, anfibólio azul e magnetita), diferenciando-se apenas nas proporções modais (Ferreira *et al.*, 1992). Raros enclaves de uma rocha mista (60% sienito + 40% piroxenito) também estão preservados e segundo os autores, em todos os casos de interação, os dois magmas mantiveram suas características, não havendo mistura mecânica. A rocha mista é considerada como representativa do magma antes da separação dos dois líquidos (sienítico e piroxenítico).

As características químicas da associação sienito-piroxenito descartam a cristalização fracionada como mecanismo gerador dos dois magmas. Padrões de elementos terras raras paralelos para os ambos, segundo os autores, são melhor explicados por processos de imiscibilidade. O comportamento de isótopos estáveis (valores de $\delta^{18}\text{O}$), além de isótopos de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\sim 0.710$) e Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\sim 0.51104$) é similar nos dois casos, reforçando o modelo de imiscibilidade líquida.

Ferreira *et al.* (1992) atribuem a formação da intrusão peralcalina ultrapotássica ao processo de imiscibilidade líquida e separação em dois magmas (sienito-piroxenito); o magma inicial teria como fonte os horizontes do manto afetados por subducção.

Fusão Parcial de uma fonte mantélica previamente enriquecida

Determinações experimentais das composições de magmas gerados no manto superior têm sido tema de intensa pesquisa, com ênfase em composições anidras ou nos efeitos de pequenas quantidades de água ou fluidos com C-H-O. Evidências oriundas da petrologia experimental e da geoquímica isotópica e de elementos menores e traço em rochas magmáticas e xenólitos do manto têm demonstrado que a composição do manto é bastante variável. Além disso, um manto homogêneo não seria capaz de fornecer a diversidade geoquímica dos magmas primitivos apenas com alterações na pressão, temperatura e conteúdo de voláteis (Conceição & Green, 2004).

A partir dos modelos de origem de basaltos por fusão parcial de um granada peridotito mantélico, surgiram as primeiras idéias de que líquidos altamente enriquecidos em elementos incompatíveis poderiam ser gerados no manto por volumes extremamente pequenos de fusão parcial ($\ll 1\%$). O estudo de xenólitos mantélicos com minerais hidratados primários (e.g. flogopita), evidências de processos de enriquecimento prévios e a petrologia experimental contribuem para a aceitação deste modelo (Foley *et al.*, 1987).

Assim, os magmas potássicos podem ser considerados as mais acessíveis manifestações das fontes mantélicas enriquecidas em elementos traços, e por isso são importantes no entendimento dos processos de concentração de elementos incompatíveis no manto superior (Roger, 1992).

A origem de magmas potássicos por fusão composta do manto peridotítico em uma "litosfera vênulada" foi proposta por Foley (1992b). A associação mineral dessas vênulas é composta principalmente por anfibólio, mica, apatita, óxidos e clinopiroxênio,

portanto mais enriquecidas em voláteis e elementos incompatíveis, com temperaturas *solidus* mais baixas.

A fusão se inicia nas vênulas, já que estas possuem altas concentrações de fases hidratadas e elementos incompatíveis, porém se propaga e ocorre fusão das paredes peridotíticas, e dessa forma o magma gerado será um híbrido da vênula e da parede. A dissolução de olivina das paredes peridotíticas contribuirá para características primárias (como Mg# e conteúdo de Ni), encontradas na maioria dos magmas parentais das rochas potássicas. Nos casos dos magmas derivarem apenas da fusão parcial das vênulas, essas características primárias seriam menos acentuadas (Foley, 1992b).

No caso de Pedra Branca, o Mg# mais baixo do que o admitido para magmas gerados em equilíbrio com o manto (Foley *et al.*, 1987) associado aos teores muito baixos de Ni e Cr podem sugerir que esses magmas correspondam a fracionados a partir de parentais mais primitivos. Alternativamente, eles poderiam ser resultado da fusão parcial de horizontes (ou vênulas) enriquecidos, nos quais a olivina seria rara a ausente.

No Sienito Piquiri, a ocorrência de enclaves microgranulares máficos (tipo minette) com clinopiroxênio rico em K mostrou que esses lamprófiros são produtos de fusão sob altíssimas pressões (> 5.0 GPa). A relação textural entre o sienito hospedeiro e os enclaves lamprófiricos, e a identificação de fases minerais ricas em K preservadas, sugerem que a interação entre esses magmas deve ter se iniciado sob condições mantélicas (próximo às temperaturas *liquidus*). O contraste de temperatura entre os dois magmas acelerou o resfriamento do magma máfico, impedindo que houvesse difusão química e conseqüentemente a perda do K presente no clinopiroxênio (Plá Cid *et al.*, 2003).

As características composicionais dos dois magmas (sienítico e lamprófirico) são similares, entretanto os conteúdos de Cs, Rb, U, LREE e Sr são maiores nos enclaves, além disso, razões Nb/Ta variam em torno de 20 nos sienitos e aproximadamente 30 nos enclaves, enquanto as razões Th/U e Zr/Hf são inferiores nos enclaves. Este comportamento não é consistente com um modelo de geração dos sienitos por fracionamento do magma parental lamprófirico, já que a maioria destes elementos teria comportamento incompatível, concentrando-se nos líquidos mais evoluídos (sieníticos). Assim, a geração dos dois magmas por processos semelhantes seria mais plausível neste caso, envolvendo diferentes proporções de fusão parcial de uma fonte mantélica similar, contudo mais rasa para os sienitos (cerca de 3 GPa) (Nardi *et al.*, 2007).

No nordeste do Brasil pequenos enclaves de mica piroxenitos em sienitos potássicos a ultrapotássicos foram apontados como possíveis xenólitos mantélicos por terem composição similar à de enclaves encontrados em lavas ultrapotássicas de Uganda. Os xenólitos são constituídos por diopsídio (alto Mg# 77-93), flogopita (baixo Ti e SiO₂), carbonato, titanita, apatita e feldspato intersticial. As assinaturas geoquímicas destes enclaves são caracterizadas por alto conteúdo em elementos terras raras leves, discretas anomalias negativas de Eu e altas concentrações de Ba, La, K, Ce, Nd, Sm, Sr, Ti, Al, Mn, Ca, Na e Y, diferente do observado em um manto "normal". Esses xenólitos foram considerados por Ferreira & Sial (1993) como evidência para existência de uma fonte mantélica metassomatizada geradora do extenso magmatismo ultrapotássico da Província Borborema (e.g. Batólito Triunfo, Complexos Bom Jardim e Toritama e Plúton Serra do Man).

Derivação de magmas potássicos por decompressão e fusão de flogopita-pargasita lherzolito foi abordada experimentalmente por Conceição & Green (2004). A estabilidade de pargasita e flogopita foi observada com objetivo de avaliar quando magmas supersaturados em sílica (com quartzo normativo) ricos em potássio (alta razão K/Na) poderiam derivar diretamente do manto metassomatizado por desidratação e fusão de um flogopita lherzolito a 1 GPa de pressão. Nestes experimentos, foram explorados campos de baixa pressão, na qual um afinamento da litosfera e diapirismo do manto são esperados, gerando assim fusão por decompressão de uma litosfera previamente metassomatizada. O magma produzido por fusão por decompressão é um shoshonito magnésiano supersaturado em sílica com K₂O > Na₂O, deixando um lherzolito residual (olivina+ ortopiroxênio+ clinopiroxênio + espinélio).

Fluidos e o Enriquecimento do Manto

O estudo de xenólitos mantélicos e a composição dos magmas mostra que a fugacidade de oxigênio no manto pode ser heterogênea, desta forma a ocorrência de ambientes reduzidos ou oxidados no manto são de grande importância na gênese de magmas, além disso a estabilidade de diferentes elementos voláteis terá grande influência na composição do líquido produzido.

Experimentos de equilíbrio entre fases demonstram o papel essencial da abundância e tipo dos voláteis nas temperaturas de fusão e na composição dos líquidos gerados. Os elementos F e Cl são importantes constituintes nas micas e na apatita, que em geral estão envolvidas na gênese dos magmas alcalinos.

Voláteis como H₂O, CO₂, CH₄ e HF podem ter papéis decisivos na fusão parcial geradora das rochas ultrapotássicas. Os diferentes conteúdos de SiO₂ encontrados nestas rochas podem ser produtos de diferentes profundidades de fusão parcial, porém Foley *et al.* (1986), através da petrologia experimental, observaram que a formação de líquidos ricos em SiO₂, por fusão parcial de um flogopita harzburgito está ligada à presença de CH₄ e HF na fonte. Já líquidos pobres em SiO₂ podem ser produzidos sob altas pressões, em ambientes mais reduzidos, ou até mesmo em ambientes oxidados com alta razão (CO₂/CO₂+H₂O).

O elevado conteúdo de K₂O na fonte é indispensável para produzir magmas potássicos por fusão parcial, e pode ser resultado de processos de desidratação ou fusão parcial de uma placa subductada. As fontes possíveis para o potássio seriam os sedimentos subductados ou crosta oceânica basáltica modificada, de modo que a entrada de fluidos aquosos carregando K₂O em solução resultaria em reações na cunha mantélica e conseqüente formação de mica. A contaminação da cunha mantélica pelo material subductado sob altas pressões pode ainda enriquecer o manto em elementos incompatíveis, principalmente LILE (Foley *et al.*, 1987; Rogers, 1992). Como conseqüência deste influxo de fluidos ricos em K, desenvolve-se uma distribuição heterogênea de flogopita em pequena escala, o que torna relevante a idéia de uma fonte não-lherzolítica para os modelos de fusão parcial heterogênea das rochas ultrapotássicas (Foley, 1992a).

Um modelo à parte dos fluidos de subducção para o enriquecimento do manto foi proposto por Mackenzie (1989) que demonstra que frações de fusão extremamente pequenas (< 10⁻³% de fusão parcial), altamente enriquecidas em K₂O e outros elementos incompatíveis, podem gerar metassomatismo em regiões do manto inferior.

VI.3.2. Processos de Cristalização Fracionada

Processos de cristalização fracionada ocorrem em todas as unidades do Sienito Pedra Branca, por isso cumulos máfico-ultramáficos e fracionados (e.g. leuco-sienitos tardios) são freqüentemente encontrados em associação com sienitos. As variações litológicas das diferentes unidades não podem ser explicadas por extração de minerais máficos, já dentro das mesmas algumas diferenças composicionais podem ser explicadas por fracionamento.

Bandas ou níveis cumuláticos são comuns em Pedra Branca, localmente podem estar associadas a sienitos com baixo índice de cor. Essa feição pode sugerir que estes também são gerados por segregação *in situ*, onde o agrupamento de

crístais, seguido de tensão permitiria a expulsão do líquido, formando então os pares máficos-félsicos.

A correlação negativa de elementos como TiO_2 , P_2O_5 , Sr e Ba com SiO_2 mostra o comportamento compatível destes elementos que resultam na cristalização precoce não só de feldspato alcalino (principal residência de Ba e Sr), mas também de apatita e óxidos de Fe-Ti (ilmeno-hematita; magnetita).

Alguns autores consideram rochas sieníticas como as de Pedra Branca como produto da acumulação de feldspato alcalino; a comum existência de estruturas cumuláticas nestas rochas contribui para possibilidade deste modelo. No entanto, os padrões de Eu podem trazer informações importantes que contradizem tais idéias. A ausência de anomalias de Eu, observada na maioria das amostras do plúton, ser explicadas por evidências como:

- o fracionamento plagioclásio e minerais máficos em proporções adequadas pelo magma parental;
- presença de Eu trivalente no magma devido às condições fortemente oxidantes;

O fracionamento de plagioclásio, juntamente com proporções adequadas de minerais máficos (e.g. clinopiroxênio e apatita) poderia gerar padrões isentos de anomalias de Eu. Embora os sienitos não possuam anomalias negativas de Eu, o forte enriquecimento em Sr sugere que estes magmas não devem ter derivado de parentais básicos por fracionamento de plagioclásio.

A ocorrência de fortes anomalias positivas de Eu nos feldspatos alcalinos (dados inéditos obtidos por LA-ICPMS) demonstra que o Eu é predominantemente bivalente nesses magmas, embora estes magmas tenham se cristalizado sob alta fugacidade de oxigênio. Além disso, a ausência de expressivas anomalias positivas de Eu nas rochas demonstra que, embora haja evidências de campo de processos de acumulação, esses sienitos podem em parte corresponder a composições de líquidos e não à de cumulos feldspáticos, como sugerido por alguns autores (Conceição *et al.*, 1991). Por tratarem-se de rochas essencialmente compostas por feldspato alcalino (~75% modal), as anomalias de Eu deveriam ser positivas caso representassem cumulos feldspáticos. Adicionalmente, composição de um dos enclaves sieníticos (PB-250) é muito similar à dos sienitos hospedeiros (SLS e SLSI), o que reforça a ideia de que realmente esses sienitos podem ser considerados representativos do magma que os originou.

Os enclaves microgranulares sieníticos são encontrados ora com formas tabulares e contatos abruptos, ora com contatos sinuosos com o sienito hospedeiro, sugerindo situações, respectivamente, de alto e baixo contraste de viscosidade com o

magma sienítico. Em ambos os casos a paragênese máfica desses enclaves é similar à dos sienitos supersaturados.

A geoquímica de dois destes enclaves, um deles tabular (PB-250) e o outro elipsoidal com contatos sinuosos (PB-209C), mostra discrepâncias composicionais nos dois tipos: PB-250 tem menores teores de SiO_2 , Na_2O , Al_2O_3 e maiores conteúdos de TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , padrão de elementos terras raras e incompatíveis similar aos de SLS e SLSI, e temperatura de saturação em apatita $\sim 1097^\circ\text{C}$, enquanto PB-209C tem pequenas proporções de plagioclásio (An_{20}), padrão de elementos terras raras e incompatíveis similar aos de SSI e SSE, é menos enriquecido que PB-250, e tem temperatura de saturação em apatita $\sim 932^\circ\text{C}$.

Esses dados indicam que suas origens podem ser distintas. A amostra de forma tabular, com mais altas temperaturas *liquidus* e composicionalmente similar a SLS e SLSI pode representar um fragmento de magem resfriada. Enquanto isto, a amostra PB-209C, com menor contraste de viscosidade com o sienito hospedeiro, temperaturas mais baixas e composição semelhante a SSE e SSI, poderia representar novas injeções de líquido na câmara magmática.

Os enclaves máficos-ultramáficos em geral apresentam granulação grossa, e são comuns em todas as unidades. Em geral exibem textura cumulática, e são compostos por piroxênio, flogopita, apatita e titanita, os mesmos minerais máficos que compõem os sienitos hospedeiros.

A geoquímica de rocha total mostra que o Mg# desses enclaves é similar ao da rocha hospedeira (50-55), o que é consistente com uma origem por acumulação. Uma exceção é a amostra PB-185C, que tem Mg# mais alto (65), sugestivo de derivação a partir de um magma mais primitivo. Observa-se, no entanto, que a composição do clinopiroxênio do enclave e rocha hospedeira é idêntica, e o Mg# situa-se no mesmo intervalo (~ 75 -80).

A hipótese mais atraente para origem dos enclaves cumuláticos seria a formação por retrabalhamento e desagregação de bandas ou lentes cumuláticas pelo intenso fluxo magmático do sienito. A ocorrência comum de *schlieren* mostra que a foliação magmática muitas vezes pode desagregar totalmente corpos cumuláticos maiores.

O enriquecimento em elementos terras raras e incompatíveis reflete a presença de apatita e titanita como minerais essenciais. As anomalias negativas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,73$) encontradas nestes enclaves devem-se seguramente à ausência de feldspato alcalino e à abundância de minerais como clinopiroxênio, apatita e titanita, que possuem tais anomalias nos seus padrões de terras raras (análises inéditas de LA-ICPMS).

A única amostra de sienito tardio analisada foi a PB-186B; este leuco-sienito, que garantiu informações importantes sobre a evolução do SLS.

O conteúdo mais alto de SiO_2 (~65%), $\text{Mg\#} = 23$ e teores mais baixos de P, Ti, Zr, indicam tratar-se de líquidos mais diferenciados. Além disso, o seu padrão de elementos terras raras é o mais empobrecido do conjunto e também o menos fracionado, com razão $(\text{La/Yb})_N = 5$ e anomalias negativas de Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0,76$).

O empobrecimento nestes elementos sugere o comportamento compatível dos mesmos nos magma sienítico devido à cristalização de minerais como apatita, ilmeno-hematita e zircão, que em geral são abundantes no SLS. A existência de anomalias negativas de Eu deve estar ligada à extração de feldspato alcalino do magma.

Temperatura de saturação em apatita para esta amostra de leuco-sienito é 750°C , significativamente mais baixa do que as temperaturas dos sienitos hospedeiros.

VI.3.3. Processos de Mistura e Significado dos Enclaves Microgranulares Dioríticos

Os processos ligados à formação de rochas cogenéticas portadoras ora de quartzo ora de nefelina são questões petrológicas importantes devido à existência da barreira termal do sistema de fases Ne-Ks-Qtz- H_2O . Em geral, os líquidos evoluem em direção ao *mínimo* granítico, dando origem a rochas supersaturadas em sílica ou, em direção ao *mínimo* dos nefelina sienitos gerando rochas insaturadas em sílica. A coexistência de sienitos saturados a insaturados com sienitos supersaturados em sílica no Sienito Pedra Branca, certamente chama atenção e demonstra que estes magmas violaram a barreira térmica.

A violação da barreira térmica pode ocorrer por diversos processos, sob sistema fechado (e.g. aumento da pressão de voláteis ou água; cristalização fracionada) e sistema aberto (e.g. assimilação de material) (Riihuus *et al.*, 2008).

No Sienito Pedra Branca a ocorrência de enclaves microgranulares exclusivamente nas unidades supersaturadas sugere que a geração destas variedades sieníticas deve estar ligada a processos sob sistema aberto, devido à interação entre dois tipos contrastantes de magmas (sienítico de tendência alcalina *versus* diorítico).

Os enclaves monzoníticos e dioríticos em geral apresentam formas tabulares, e podem ou não desenvolver biotita nas bordas, evidenciando reação com o magma hospedeiro sienítico. Em geral, suas composições não estão totalmente preservadas,

pois o plagioclásio por vezes encontra-se alterado para sericita e muitas vezes a biotita é o único mineral máfico presente, demonstrando que os outros minerais máficos foram substituídos. Tais transformações dificultam a inferência sobre a origem destes enclaves.

Apenas um dos enclaves dioríticos possui anfibólio como mineral principal, que pode conter clinopiroxênio reliquiar em alguns núcleos; biotita é mineral acessório. Plagioclásio muitas vezes está preservado, porém pode estar sericitizado no núcleo. Esta amostra (PB-246A) deve representar as composições iniciais dos enclaves dioríticos.

O conteúdo de Al_2O_3 varia de 20 a 23% nestes enclaves e reflete o alto conteúdo de *An* normativa (entre 20 e 25%).

Os padrões de elementos incompatíveis dos enclaves microgranulares dioríticos, embora apresentem algumas semelhanças com os dos sienitos hospedeiros, se distinguem claramente pelas anomalias positivas de Sr e Eu, e pelas menores razões Ba/Rb e, especialmente, pela ausência de anomalias negativas de Ti, Zr e Hf; entre os HFSE, apenas as anomalias negativas de Nb e Ta se mantêm. As similaridades no comportamento desses enclaves com as variedades sieníticas podem ser efeito da interação entre eles, embora não se possa descartar a possibilidade dessas características serem primárias.

As anomalias claramente positivas de Eu ($Eu/Eu^* = 1,34; 2,08$) dos enclaves dioríticos evidenciam a presença de plagioclásio como mineral essencial.

Assinatura geoquímica dos elementos maiores e menores das rochas do plúton é similar em todas as unidades estudadas, exceto no conteúdo de Al_2O_3 que é superior nos sienitos supersaturados ($> 14\%$), refletindo no aumento de anortita normativa destas rochas (2-9% de *An* normativa). Além disso, os dados químicos dos enclaves dioríticos analisados mostram que estes são as rochas mais ricas em *An* normativa do conjunto ($\sim 25\%$), com teores de Al_2O_3 da ordem de 23%.

Análises pontuais em cristais de plagioclásio corroídos inclusos em feldspato alcalino dos SLS mostraram composições semelhantes às dos cristais de plagioclásio de enclaves dioríticos (An_{27-37}), indicando que eles devem corresponder a xenocristais incorporados a partir desses enclaves ou seus precursores magmáticos. Tal evidência, ao lado das relações químicas entre sienitos e enclaves sugerem que a coexistência de sienitos saturados a insaturados e supersaturados em sílica no Sienito Pedra Branca pode estar diretamente ligada a processos de interação com outros magmas. Um modelo petrogenético possível seria de um magma inicial de tendência alcalina (formador dos SLSI) que adquire caráter metaluminoso ao incorporar um “componente basáltico”, dando origem aos sienitos supersaturados.

A Intrusão Kangerlussuaq no leste da Groenlândia (Riihuus *et al.*, 2008) também apresenta sienitos supersaturados e insaturados em sílica, porém neste caso os autores atribuem a violação da barreira térmica à assimilação de rochas crustais, uma vez que a assinatura isotópica de Sr, Pb, Nd e Hf indica um aumento do componente crustal nos sienitos supersaturados. No caso do sienito Pedra Branca, análises isotópicas de Sr e Nd foram obtidas em apenas três amostras, que não mostram diferenças significativas. No entanto, não se pode excluir a possibilidade de que haja contrastes entre as unidades do plúton, sendo necessárias análises isotópicas adicionais.

Já as variações composicionais evidenciadas pelas paragênese máficas das unidades sieníticas (SLSI: egirina-augita + flogopita + hematita + magnetita; SLS e SSE: diopsídio + flogopita + ilmeno-hematita ± magnetita; SSI: diopsídio + enstatita + flogopita + ilmeno-hematita ± magnetita) e texturais (sienito fino *versus* sienito médio a grosso) devem-se principalmente às diferentes condições de cristalização destes sienitos.

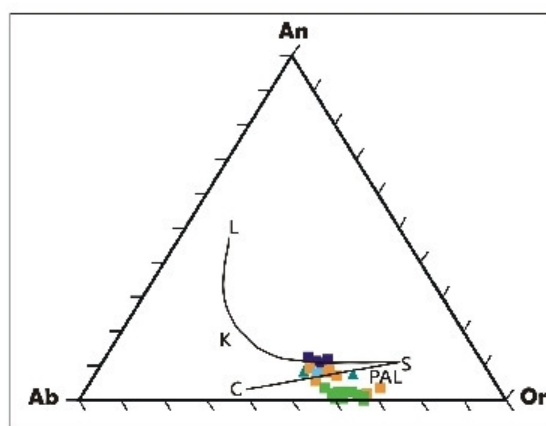
Na unidade saturada a paragênese máfica sugere condições de mais alta fugacidade de oxigênio, se comparada às demais unidades do plúton. A interação entre o magma sienítico percalino e o magma diorítico, responsável pela geração dos sienitos supersaturados, pode, portanto, ter afetado também nas condições de cristalização. A razão Fe^{3+}/Fe^{2+} nos dois magmas certamente é contrastante, as condições mais redutoras nos enclaves (ilmenita como opaco principal com magnetita rara) torna plausível admitir que diminuição da fugacidade de oxigênio nos sienitos supersaturados também está associada à mistura.

Nas unidades supersaturadas os enclaves microgranulares dioríticos podem ocorrer no interior de acumulações máficas; tendo em vista que esses cumulos são formados por minerais de cristalização precoce do magma sienítico (e.g. piroxênio, apatita), a interação com os magmas básicos deve ter ocorrido no estágio inicial da evolução magmática do Sienito Pedra Branca.

Embora a composição da maioria destes enclaves esteja transformada, eles, de fato, mostram que houve uma interação entre magmas básicos e o sienito hospedeiro. Os maiores conteúdos de Al_2O_3 nos sienitos supersaturados parecer estar relacionados à presença destes enclaves. A forma dos mesmos e a ausência de diques ou corpos básicos associados aos sienitos indicam que a interação entre o magma sienítico e básico não deve ter ocorrido ao nível da câmara atualmente exposto, mas em maiores profundidades, sob condições que permitiram uma interação efetiva, sob altas temperaturas favorecendo os processos de interação e difusão entre ambos.

A Figura 46 é um diagrama triangular de feldspatos normativos (Ab-An-Or) gerado a partir de dados geoquímicos; foi lançada para referência a curva de *solvus* para feldspatos ternários (LKS) e a linha “cotética” (PAL= plagioclase- alkaline feldspar line) para os sistemas dos feldspatos saturado (sem quartzo) a 2 kbar e a (H₂O)= 0,1 (Nekvasil, 1990).

SLSI e um dos enclaves sieníticos (PB-250) situam-se no campo “feldspato alcalino + líquido”. Assim, devido ao conteúdo muito baixo de An dessas rochas não se forma plagioclásio magmático e o feldspato alcalino formado em condições de equilíbrio, terá a mesma composição do componente “feldspato” do magma.



■ SLSI ■ SLS ■ SSI ■ SSE ○ UM ◆ Leucosienito ▲ E. Sienito ▲ E. Diorito ▲ E. Monzonito

Figura 46: Diagrama de composições normativas dos feldspatos em amostras de sienito e enclaves.

SLSI, SLS e SSE, e um dos enclaves sieníticos (PB-209C), situam-se entre a curva de *solvus* e a curva cotética. Para composições situadas nesta área o primeiro feldspato a se formar é o plagioclásio (An₁₀₋₂₀) que, no entanto, é reabsorvido ao final da cristalização do magma.

Analogamente, amostras do Sienito Capituva também situam-se nesta área do diagrama, o que levou Janasi (1993) a atribuir a ocorrência de núcleos de plagioclásio parcialmente reabsorvidos à preservação desses primeiros cristais que se formariam em um magma com estas composições. No caso de Pedra Branca, acredita-se que a presença de cristais reabsorvidos deve estar relacionada à interação com outros magmas ou rochas previamente cristalizadas; como discutido anteriormente, se tratando então de xenocristais, uma vez que teor de An é idêntico ao do plagioclásio presente nos enclaves.

As composições da unidade SSI situam-se pouco acima da curva de *solvus*, de modo que poderá ocorrer a formação de dois feldspatos, consistente com a ocorrência de feldspato alcalino e plagioclásio na matriz (An_{15-20}) destes sienitos.

VI.3.4. Considerações sobre as Áreas Fontes

Apesar dos contrastes existentes entre as unidades do Sienito Pedra Branca, todas elas apresentam assinaturas geoquímicas semelhantes, como os elevados teores em elementos litófilos (Ba, Sr, K) além de outros elementos incompatíveis como P e terras raras leves. Até o momento não foram encontrados possíveis testemunhos dos magmas parentais dos quais resultaram a geração destes sienitos, no entanto os dados geoquímicos destas rochas permitem algumas inferências importantes sobre as áreas fonte destes magmas.

Os altos conteúdos de K e Ba são importantes indícios da presença de flogopita nas áreas fontes. Já elementos terras raras exibem padrões com forte fracionamento dos leves (altas razões La_N/Yb_N) e podem estar relacionados com baixas proporções de fusão, com a presença de granada residual, ou refletir uma característica da própria fonte (rica em elementos terras raras leves).

O notável enriquecimento em LILE e empobrecimento em HFSE demonstrado pelas pronunciadas anomalias negativas em Nb-Ta, Ti e Hf-Zr é característico de áreas ativas onde a injeção de fluidos ricos em REE e LILE durante a subducção gera metassomatismo no manto superior (Rogers, 1992).

As assinaturas isotópicas dos Sienitos Pedra Branca e Capituva de $\epsilon Nd_{(t)}$ pouco negativo além de razões moderadas $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)}$ associadas ao elevado conteúdo de elementos traço (Ba, Sr e ETR), reforçam que estas rochas estão associadas à fusão parcial de horizontes enriquecidos do manto litosférico (EMI). Assim como estes sienitos neoproterozóicos, outras ocorrências paleoproterozóicas (e.g. Sienito Itiúba, São Felix e Anuri) e neoproterozóicas (Batólito Triunfo, Bom Jardim) no nordeste do Brasil possuem características isotópicas similares que também são interpretadas como produto de fusão de manto metassomatizado (Conceição *et al.*, 2007; Ferreira *et al.*, 1997; Guimarães & Silva Filho, 1998; Rosa *et al.*, 2001).

VI.3.5. Considerações sobre Ambiente Tectônico

A origem de magmas ricos em elementos incompatíveis tem sido relacionada por diversos autores (Thompson & Fowler, 1986; Foley *et al.* (1986), Foley, 1992a, 1992b; Rogers, 1992) a eventos de subducção responsáveis pela introdução no manto de sedimentos ou de crosta oceânica basáltica modificada (por interação com água do mar), o que levaria à percolação de fluidos e a ocorrência de reações na cunha mantélica para a formação de mica. A contaminação pelo material subductado pode ainda enriquecer o manto em elementos incompatíveis (LILE) além de alterar a sua composição isotópica, gerando baixas razões $^{147}\text{Sm}/^{146}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, e altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Foley *et al.*, 1987; Roger, 1992).

Em diagramas discriminantes (Figura 47) os sienitos de Pedra Branca situam-se em campos de arco-vulcânico e margem continental ativa (Figura 47, A) que podem transicionar ao campo de rochas intraplaca (Figura 47, B). Roger (1992) mostrou que, comparando amostras de rochas potássicas provenientes de rifts (e.g. Karisimbi – médias de Virunga e Eifel) e de áreas de subducção ativas (e.g. Indonésia e Itália), a diferença entre os dois grupos é enfatizada pelos elementos traço. Em especial, as rochas de áreas de subducção ativa apresentam anomalias muito negativas em Nb-Ta, Ti e Zr-Hf, assim como o Sienito Pedra Branca.

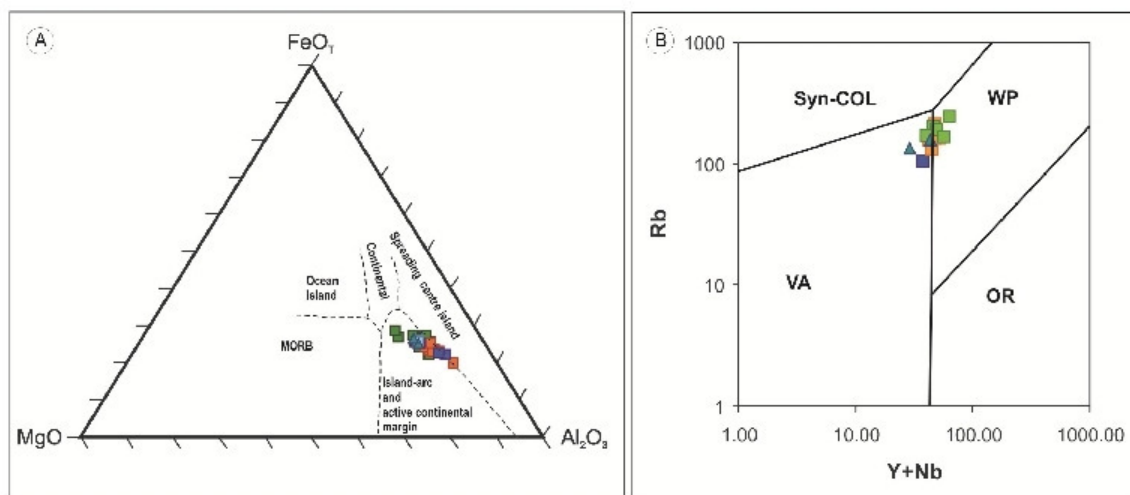


Figura 47: Diagramas de discriminação tectônica para o Sienito Pedra Branca; simbologia como na figura Y. (A) Diagrama ternário FeO_T-MgO-Al₂O₃, campos segundo Pearce *et al.* (1977). (B) Diagrama binário Nb+Y *versus* Rb, campos segundo Pearce *et al.* (1984): Syn-COL – sin-colisional, WP- intra-placa, VA-arco vulcânico, ORG- orogênico.

O diagrama de Nb *versus* Zr (Figura 48; Thopson & Fowler, 1986), distingue rochas de ambientes pos-colisionais ou relacionadas a subducção (campo B) de

rochas associadas a extensão continental, longe da subducção no espaço ou tempo (campo A). Todas as mostras do Sienito Pedra Branca situam-se no campo B, mostrando que a geração destes magmas provavelmente está relacionada à subducção anterior à colocação destes magmas (630-610 Ma).

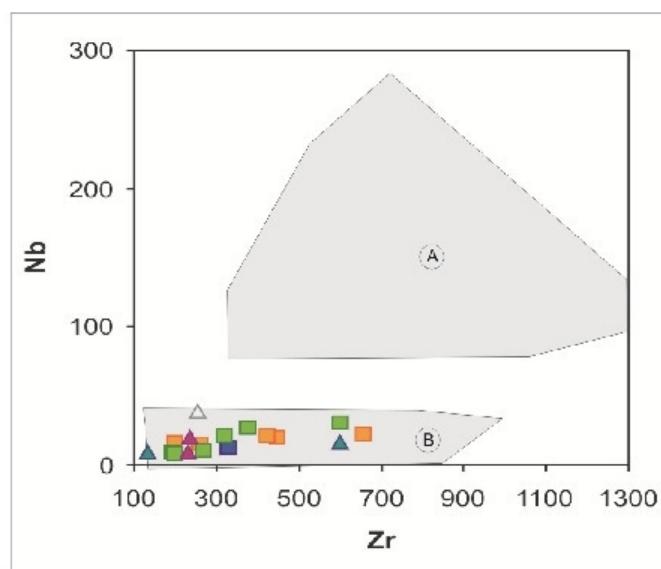


Figura 48: Diagrama Nb versus Zr, para rochas potássicas com teores de SiO₂ inferiores a 60% (Thompson & Fowler, 1986). O campo hachurado em (A) representa rochas separadas de processos de subducção no espaço e/ou tempo; (B) corresponde a rochas próximas a subducção no espaço e/ou tempo.

As idades modelo estimadas com base em teores e razões isotópicas Sm e Nd, revelam a idade da fonte dos magmas sieníticos de Pedra Branca, que varia de 1.56 a 1.62 Ga, e Capituva, que possui um intervalo ainda maior 1.51-1.73 Ga. Tais plútons sieníticos marcam o final da evolução do arco magmático desenvolvido na margem continental ativa da Placa Paranapanema (Campos Neto *et al.*, 2004) e são datados em 610 Ma. Por tratarem-se de magmas gerados em horizontes enriquecidos do manto, seria consistente admitir que durante a subducção, a entrada de material na cunha mantélica seria responsável pela modificação composicional, ainda assim idades modelo mais antigas sugerem que outros eventos tectônicos podem ter influenciado o manto regional.

Estas idades modelo (cerca de 1.6 Ga), semelhantes nos Sienitos Pedra Branca e Capituva, são comuns em toda a região, como por exemplo nas suítes charnokíticas (T_{DM} 1.5-1.8 Ga; Janasi, 2002) e no Granito Pinhal-Ipuiúna (dados inéditos de V.A. Janasi). No entanto, idades similares de cristalização são desconhecidas no local, isso sugere que o significado das idades T_{DM} ainda merece

investigação, podendo ser reflexo de eventos paleoproterozóicos ou até mesmo subducção de material mais antigo durante a colisão do Parapanema com o cráton do São Francisco.

CAPITULO VII – CONSIDERAÇÕES FINAIS

VII.1 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A disposição das diferentes fácies do plúton Pedra Branca indica que este se estruturou a partir da intrusão de três pulsos magmáticos principais: um deles com tendência peralcalina e os outros dois de afinidade metaluminosa.

O primeiro pulso é representado pela intrusão do SLSI de tendência peralcalina no embasamento granítico, e o segundo pulso consiste na intrusão do SLS, que trunca o interior do SLSI. Já o terceiro e último pulso trunca internamente SLS, e constitui o centro do plúton (SSI). SSE intrude a parte externa da SLSI, aproveitando discontinuidades entre sienito encaixantes e granito-gnaiss, e pode estar associado ao segundo ou terceiro pulso, no entanto, até o momento não há argumentos consistentes que permitam assegurar com precisão a qual dos pulsos eles são contemporâneos ou ainda se trata-se de um pulso independente.

Tal zoneamento mineralógico do Sienito Pedra Branca, caracterizado pela presença de sienitos saturados na borda e supersaturados no interior do pluton, associado à presença de enclaves dioríticos sugerem que a mudança de caráter e conseqüente violação da barreira térmica ocorreram devido à interação com magmas básicos. Devido à interação do magma de tendência peralcalina e o componente basáltico, houve a mudança do caráter saturado-insaturado para supersaturado em sílica. A ausência de diques e a presença apenas de enclaves básicos, indica que a interação entre os dois magmas e a conseqüente modificação da composição não deve ter ocorrido *in situ*, mas sim em níveis mais profundos da crosta

O Sienito Pedra Branca é dominado por sienitos *hipersolvus* com alto índice de cor (entre 20-25), onde as variações mineralógicas mostram diferentes condições de cristalização. O SLSI atingiu condições relativamente mais oxidantes que os sienitos supersaturados (SLS, SSI e SSE), registradas pelas paragêneses máficas egirina-augita + flogopita + hematita + magnetita *versus* diopsídio + flogopita ± hornblenda + ilmeno-hematita ± magnetita nas outras unidades. Embora em todos os sienitos a cristalização ocorra sob condições oxidantes, o Mg# dos máficos relativamente maior na unidade saturada e as maiores proporções do componente hematita nos óxidos de Fe reforçam que no SLSI a fugacidade de oxigênio foi ainda mais elevada.

Processos cumuláticos são comuns em todas as unidades e são registrados pela presença de bandas e/ou níveis de sienitos com índice cor acima de 35, que podem ou não estar associados a cumulos predominantemente feldspáticos. Em geral esses cumulos máfico-ultramáficos são constituídos principalmente por piroxênio,

flogopita, apatita, titanita e óxidos de Fe-Ti, com feldspato alcalino como mineral acessório principal. Os minerais que compõem esses cumulos evidenciam a cristalização precoce de apatita e ilmeno-hematita nestes magmas. Enclaves cumuláticos também são encontrados nestes sienitos e sua formação deve-se ao retrabalhamento destas bandas pelo intenso fluxo magmático nestas rochas.

Textura e mineralogia das diferentes fácies do Sienito Pedra Branca estão intactas, demonstrando que processos de hidratação pós-magmáticos foram restritos ou nulos. No SLSI o piroxênio é mineral máfico principal e raramente é substituído por anfibólio, já nos sienitos supersaturados a hornblenda muitas vezes aparece substituindo o piroxênio, indicando que houve diferenças não só nas condições redox, mas também contrastes na $a_{\text{H}_2\text{O}}$ destes magmas.

A intrusão do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, de idade cretácea, não provoca alterações pervasivas, algumas modificações restritas à fraturas do Sienito Pedra Branca ocorrem apenas nas proximidades com o contato deste maciço.

Estimativas de temperatura utilizando a saturação em apatita mostraram altas temperaturas de *liquidus* destes magmas entre de 1040-1160° C, superiores às obtidas para o vizinho Sienito Capituva (1015-1080°C). Já as tentativas de quantificar a pressão utilizando o conteúdo de Al na hornblenda foram frustradas, visto que a ausência de plagioclásio nestas rochas limita o uso do barômetro, assim as pressões obtidas provavelmente estão super estimadas (3,3-4,8 Kbar).

O contraste na fugacidade de oxigênio é evidenciado pelas paragêneses máficas das unidades sieníticas, no entanto as estimativas quantitativas foram mal-sucedidas já que os cristais analisados (par hematita-magnetita) não estão em equilíbrio.

Enclaves microgranulares são exclusivos dos sienitos supersaturados e os encontrados foram sieníticos, monzoníticos e dioríticos. Os enclaves sieníticos possuem duas origens possíveis: um deles foi interpretado como uma margem resfriada, devido às semelhanças petrográficas e composicionais com SLSI e SLS, enquanto o outro, devido a presença de plagioclásio e do empobrecimento em elementos como P, Ti, Ba e Sr, foi interpretado como nova injeção de magma repreenchendo a câmara magmática.

Já os enclaves monzoníticos e diorítico são representativos de magmas básicos que interagiram com o magma sienítico em porções mais profundas da crosta e foram trazidos durante a ascensão. A composição destes enclaves, muitas vezes está modificada (e.g. plagioclásio alterado para sericita e biotita como máfico principal) o que traz dificuldades na inferência sobre suas fontes. A presença destes enclaves no interior de cumulos indica que a interação ocorreu no início da cristalização.

Os dados químicos das fácies do Sienito Pedra Branca mostram uma pequena variação composicional e diferem-se apenas no conteúdo de Al_2O_3 , e compartilham elevados teores em LILE como Ba (4000-10000 ppm) e Sr (2000-4500 ppm), além de outros elementos como P_2O_5 (1,0-2%) e terras raras leves ($La_N = 100-300$ ppm). Contrastes como menor ou maior enriquecimento são observados entre os sienitos laminados (SLSI e SLS: maiores razões La_N/Yb_N) e os SSI e SSE (menores razões La_N/Yb_N e menores conteúdos em Ba, Sr e P) podem estar relacionados a cristalização e extração de fases precoces (e.g. apatita) durante a injeção dos primeiros pulsos.

Os padrões de elementos terras raras destes sienitos não apresentam anomalias significativas de Eu, no entanto a ocorrência de fortes anomalias positivas de Eu nos feldspatos alcalinos (dados inéditos) demonstra disponibilidade de Eu bivalente, embora estes magmas tenham se cristalizado sob alta fugacidade de oxigênio. Além disso, ausência de expressivas anomalias positivas do mesmo elemento, demonstra que embora haja processos de acumulação esses sienitos podem representar líquidos verdadeiros e não cumulos feldspáticos, como sugerido em ocorrências similares por alguns autores (Conceição *et al.*, 1991). Por tratarem-se de rochas essencialmente compostas por feldspato alcalino (~75% modal), as anomalias de Eu deveriam ser positivas caso não representassem líquidos, mas sim cumulos feldspáticos.

A similaridade composicional de um dos enclaves sieníticos (PB-250) com sienitos laminados sugerem que suas assinaturas geoquímicas devem representar o magma que os originou.

As semelhanças geoquímicas existentes entre as unidades sugerem que, apesar de suas diferenças, eles têm origem comum. Os modelos de gênese de magmas potássicos da literatura sugerem como área fonte mais provável dessas rochas, o manto enriquecido. As altas razões LILE/HFSE demonstradas pelas pronunciadas anomalias negativas em Nb-Ta, Ti e Hf-Zr, demonstram vínculo com áreas ativas onde a injeção de fluidos ricos em REE e LILE durante a subducção gera metassomatismo no manto superior (Rogers, 1992).

As assinaturas isotópicas dos Sienitos Pedra Branca e Capitiva de $\epsilon Nd_{(t)}$ pouco negativo além de razões moderadas $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)}$ associadas ao elevado conteúdo de elementos traço (Ba, Sr e ETR), reforçam que estas rochas estão associadas a fusão parcial de horizontes enriquecidos do manto litosférico. Analogamente outras ocorrências de sienitos potássicos paleoproterozóicos como Sienito Itiúba, São Felix e Anuri, e neoproterozóicas como Batólito Triunfo e Sienito Bom Jardim possuem características isotópicas similares, que também são interpretadas como produto de

fusão de manto metassomatizado (Conceição *et al.*, 2007; Ferreira *et al.*, 1997; Guimarães e Silva Filho, 1998; Rosa *et al.*, 2001).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, J.L. & Smith, D.R. 1995. The effect of temperatures and oxygens fugacity on Al-in-hornblende barometry. *American Mineralogist*, **87**: 125-138.
- Bowen, N.L. 1928. The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, Pinceton, 322pp.
- Buddington, A.F.; Lindsley, D.H. 1964. Iron- Titanium Oxide Minerals And Synthetic Equivalentents. *Journal of Petrology*, **5** (2): 310-357.
- Campos Neto, M. C.; Basei, M. A. S.; Vlach, S. R. F.; Caby, R., Szabó, G. A. J.; Vasconcelos, P. 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE – Brasil. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, São Paulo, **4** (1): 13- 40.
- Campos Neto, M.C.; Caby, R. 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from nappe system south of the São Francisco craton, southeast Brazil. *Precambrian Research*, **97**: 3–26.
- Campos Neto, M.C.; Caby, R. 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. *Tectonics*, **19** (4): 669–687.
- Campos Neto, M. C.; Figueiredo, M. C. H. 1985. Geologia das folhas São José do Rio Pardo e Guaranésia (porção paulista) 1:50.000. Relatório Instituto de Geociências, USP/PRÓ-MINÉRIO, v. 1, 124p.
- Carmichael, I.S.E. 1967. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **14**: 36-64.
- Carvalho, B.B. 2008. Geologia e Evolução Magmática dos Sienitos Saturados a Supersaturados do Plúton Pedra Branca (MG). *Monografia de Trabalho de*

- Formatura*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 50p.
- Conceição, H., Sabaté, P., Bonin, B., 1991. The Itiúba alkaline syenite massif, Bahia State (Brazil): mineralogical, geochemical and petrological constraints--relation to the genesis of rapakivi magmatism. *Precambrian Research*, 51 (1-4): 283-314.
- Conceição, H., Rosa, M.L.S., Macambira, M.J.B, Scheller, T., Marinho, M.M., Rios, D.C. 2003. 2.09 Ga Idade Mínima Da Cristalização Do Batólito Sienítico Itiúba: Um Problema Para O Posicionamento Do Clímax Do Metamorfismo Granulítico (2,05-2,08 Ga) No Cinturão Móvel Salvador-Curaçá, Bahia? *Revista Brasileira de Geociências*, **33** (3): 391-394.
- Conceição, H., Rosa, M.L.S., Oberli, F., Rios, D.C. 2007. Idade U-Pb do dique sienítico Anurí, sul da Bahia: magmatismo alcalino-potássico paleoproterozóico e sua implicação para a orogenia transamazônica no Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**: 61-69.
- Conceição, R.V. & Green, D.H. 2004. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite. *Lithos*, **72**: 209-229.
- Deer, A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Second Edition. *Longman Scientific & Technical*, London, 696 pp.
- DePaolo, D.J. 1981. Crustal growth and mantle evolution: inferences from models of element transport and Nd and Sr isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**: 1185-1196.
- Derby, O.A. 1883. A study in consanguinity of eruptive rocks. *The Journal of Geology*, **1** (6): 597-605.
- Derby, O.A. 1887. On Nepheline-Rocks in Brazil, with Special Reference to the association of Phonolite and Foyaite. *Quarterly Journal of Geological Society*, **43**: 457-473.

- Ellert, R. 1959. Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. *Boletim FFCL/USP*, **237**: 5-63.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Whitney, J.A. 1992. Imiscibilidade de Líquidos como Principal Processo Magmático na Formação dos Sienitos Peralcalinos Ultrapotássicos e Piroxenitos Associados, no Precambriano do Nordeste do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **64** (4): 367-382.
- Ferreira, V.P. and Sial, A.N. (1993) Mica-pyroxenite as a probable source for ultrapotassic and potassic magmas in Northeast Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**: 51-62.
- Ferreira, M.A.F., Ferreira, V.P., Sial, A.N., Pimentel, M.M., 2002. Origin and Intensive Parameters in the Crystallization of Ultrapotassic Syenites: The Serra Do Man Pluton, Northeastern Brazil. *Gondwana Research*, 5(2): 275-285.
- Foley, S.F.; Taylor, W.R.; Green, D.H. 1986. The role of fluorine and oxygen fugacity in the genesis of ultrapotassic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **94**: 183-192.
- Foley, S., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L. 1987. The Ultrapotassic Rocks: characteristics, classification, and Constraints for Petrogenetic models. *Earth Science Reviews*, **24**: 81-134.
- Foley, S. 1992a. Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints. *Lithos*, **28**: 187-204.
- Foley, S., 1992b. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*, **28** (3-6): 435-453.
- Frost, B.R. & Frost, C.D. 2008. A Geochemical Classification for Feldspatic Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, **49** (11): 1955-1969.

- Guimarães, I. de P. 1989. The Petrological Evolution and Tectonic Associations of the Bom Jardim Complex, Pernambuco State, NE Brazil. *Tese de Doutorado*, Department of Geology, Royal School of Mines, Imperial College, London SW7 2BP, 423pp.
- Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F. 1998. Nd- and Sr- isotopic and U-BP geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic brasileiro Bom Jardim and Toritama Complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema Tectonic Province, Brazil. *International Geology Reviews* **40**, 500–527.
- Haddad, R.C. 1995. O batólito granitóide Pinhal-Ipuiúna (SP-MG): um exemplo do magmatismo cálcio-alcalino potássico Neoproterozóico no sudeste brasileiro. *Tese de Doutorado*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP, 270 p.
- Harrison, T.M. & Watson, E.B. 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**: 1468-1477.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V.A. 2004. Provincia Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito Neves, B.B. (organizadores): *Geologia do Continente Sulamericano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Primeira Edição. São Paulo, Beca Prod. Culturais, pp. 203-235.
- Janasi, V.A. 1992. Rochas sieníticas e mangerítico-charnoquíticas da região entre Caldas e Campestre, MG: aspectos petrológicos, *Tese de Doutorado*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 281 p.
- Janasi, V.A. 1993. Petrogenesis and tectonic setting of the neoproterozoic Capituva K-syenite, SW Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **23** (2): 129-138.

- Janasi, V.A. 1996. Os sienitos potássicos neoproterozóicos do maciço Pedra Branca, SW de Minas Gerais: geologia, petrografia e geoquímica. In: *Congresso Brasileiro de Geologia* 39. Salvador, *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, **6**: 453-455.
- Janasi, V. A. 1999. A idade dos granitos Nazaré Paulista e Pinhal, e implicações para o metamorfismo da Nappe Socorro-Guaxupé (SP-MG). In: VI Simpósio de Geologia do Sudeste, 1999, São Pedro, SP. *Boletim de Resumos*, p. 7-7.
- Janasi, V.A. 2002. Elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of two Neoproterozoic mangerite suites in SE Brazil: implications for the origin of the mangerite-charnockite-granite series. *Precambrian Research*, **119**: 301-327.
- Janasi, V.A., Haddad, R.C., Ulbrich, H.H.G.J. 2007. Geoquímica e isotopia Sr-Nd do Batólito Pinhal-Ipuiúna, Nappe Socorro-Guaxupé, SP-MG, XI Congresso Brasileiro de Geoquímica. *Anais. Sociedade Brasileira de Geoquímica*, Atibaia, SP, p. CD-ROM.
- Janasi, V.A.; Vlach, S.R.F.; Ulbrich, H.G.J. 1993. Enriched mantle contribution to the Itu Granitoid Belt, southeastern Brazil: evidences from K-rich diorites and syenites. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**: 107-118.
- Janasi, V.A., Vlach, S.R.F., Campos Neto, M.C., Ulbrich, H.H.G.J. 2009. Associated A-Type Subalkaline and High-K Calc-Alkaline Granites in the Itu Granite Province, Southeastern Brazil: Petrological and Tectonic Significance. *The Canadian Mineralogist*, **47**: 1505-1526.
- Jost, H.; Brod, J.A.; Holz, M.; Kuhn, A.; Flor, M.A.D.; Kronbauer, A.; Dielemburg, S. 1985. Geologia estrutural, petrografia e petrologia do Sienilo Piquiri (Proterozóico Superior), Rio Grande do Sul. In: SBG - *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia* **2**, Florianópolis. *Anais*: 63-81.

- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K. et al. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, **35**: 219-246.
- Lindsley, D. Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, **68**: 673-678.
- McDonough, W.F. & Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth, *Chemical Geology*, **120**: 228.
- McKenzie, D. 1989. Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **95**: 53-72.
- Meyer, A. P. 2003. A influência da petrografia no comportamento tecnológico de rochas ornamentais do Complexo Socorro (SP) e Maciço Pedra Branca (MG). Dissertação (Mestrado em Geociências (Geologia Regional) [Rio Claro]) - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol Soc Am Bull*, **101**(5): 635-643.
- Mori, P. E; Reeves, S; Correia, C.T; Haukka, M. 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 441-446.
- Morimoto, N.J., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Aoki, J.Z.K. & Gottardi, G. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, **73**: 9-10.
- Nardi, L.V.S.; Plá Cid, J.; Bitencourt, M.F. 2007. Minette mafic microgranular enclaves and their relationship to host syenites in systems formed at mantle pressures: major and trace element evidence from the Piquiri Syenite Massif, southernmost Brazil. *Mineralogy and Petrology*, **91**: 101-116.

- Nardi, L.V.S.; Plá-Cid, J.; Bitencourt, M.F; Stabel, L.Z 2008. Geochemistry and petrogenesis of post-collisional ultrapotassic syenites and granites from southernmost Brazil: the Piquiri Syenite Massif. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80 (2): 353-371.
- Navarro, M.S.; Andrade, S.; Ulbrich, H.; Gomes, C.B.; Girardi, V.A.V., 2008. The Direct Determination of Rare Earth Elements in Basaltic and Related Rocks using ICP-MS: Testing the Efficiency of Microwave Oven Sample Decomposition Procedures. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **32** (2): 167-180.
- Nekvasil, H. 1990. Reaction relations in the granite system: implications for trachytic and syenitic magmas. *American Mineralogist*, **77**: 592-604.
- Oliveira, M.A.F.; Francesconi, O.; Cordeiro, C.M.; Inglez, A.G.; Oliveira, E.G.; Sena, C.A.S. 1983. Geologia da porção paulista das quadrículas de Caconde e Guaxupé. In: 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000, *PRÓ-MINÉRIO*, São Paulo, p. 171-191.
- Parsons, I. 1979. The Klokken Gabro-Syenite Complex, South Greenland: Cryptic Variation and Origin of Inversely Graded Layering. *Journal of Petrology*, 20 (4): 653-694.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E., Birkett, T.C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planetary Science Letters*, **36**: 121-132.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. 1984. Trace Element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25** (4): 956-983.
- Phillip, 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**: 277-290.

- 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 lamprophiric and syenitic magmas at mantle conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145: 444-459.
- Riishuus, M.S, Peate, D.W.; Tegner, C.; Wilson, J.R.; Brooks, C.K. 2008. Petrogenesis of Cogenetic Silica-Oversaturated and –Undersaturated Syenites by periodic recharge in crustally contaminated magma chamber: the Kangerlussuaq Intrusion, East Greenland. *Journal of Petrology*, **49** (3): 493-522.
- Roger, N.W. 1992. Potassic magmatism as a key to trace-element enrichment processes in the upper mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **50**: 85-99.
- Rosa, M.L.S, Conceição, H., Macambira, M.J.B, Scheller, T., Martin, H., Leal, L.R.B. 2001. Idade Pb-Pb e assinatura isotópica Rb-Sr e SM-Nd do Magmatismo Sienítico Paleoproterozóico no sul do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá: Maciço Sienítico São Felix, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **31** (3): 397-400.
- Tompson, R.N. & Fowler, M.B. 1986. Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from Scottish Caledinides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **94**: 507-522.
- Töpfner, C. 1996. Brasiliano-granitoide in den Bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais, Brasilien- eiene Vergleichende studie. *Münchner Geol. Hefte* A17.
- Stabel, L.Z., Nardi, L.V.S., Pla 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**: 211-222.
- Sun, S & McDonough, W.F. 1989. Chemical and Isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. Eds: *Magmatism in ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., London: 313-345.

- Ulbrich, M.N.C. 1984. Aspectos mineralógicos e petrológicos de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, 369pp.
- Watson, E.B. & Harrison, T.M. 1984. Accessory Minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: a summary and prospectus of experimental approaches. *Physics of the Earth Planetary Interiors*, **35**: 19-30.
- Wernick, E. & Penalva, F. 1980. Contribuição à geologia do Grupo Pinhal (SP e MG). *Revista Brasileira de Geociências*, **10** (1): 43-62.
- Winters, A.A.M. 1981. *A Geologia do Maciço Sienítico da Pedra Branca, Caldas-MG. Dissertação de Mestrado* - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 92 pp.

ANEXO I

MAPA GEOLÓGICO E DE PONTOS

DO SIENITO PEDRA BRANCA

46°28'0"W

46°26'0"W

46°24'0"W

46°22'0"W

21°56'0"S

21°58'0"S

22°0'0"S

22°2'0"S

Caldas

31

N

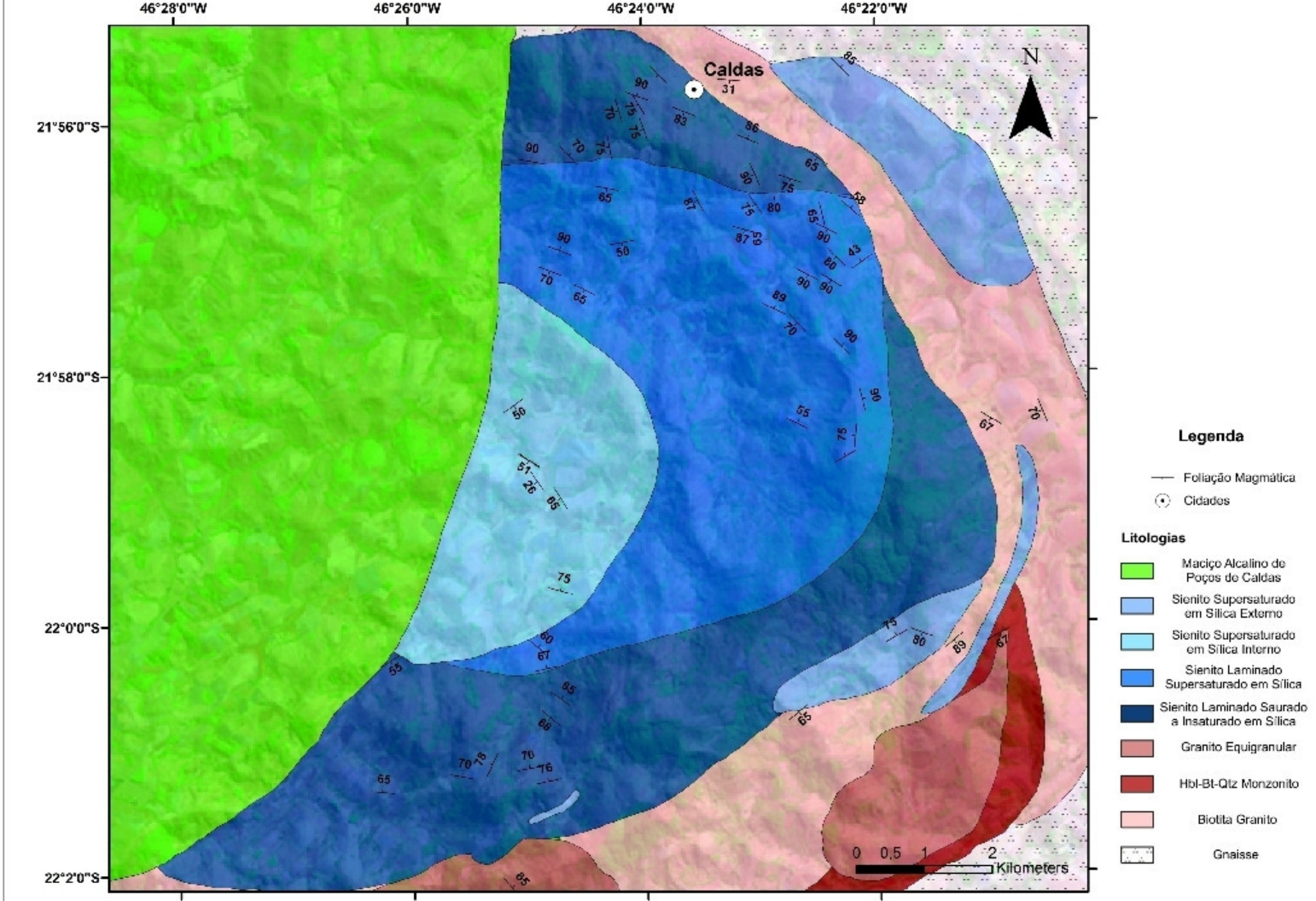
Legenda

- Foliação Magmática
- Cidades

Litologias

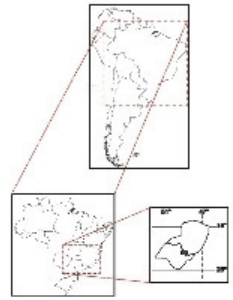
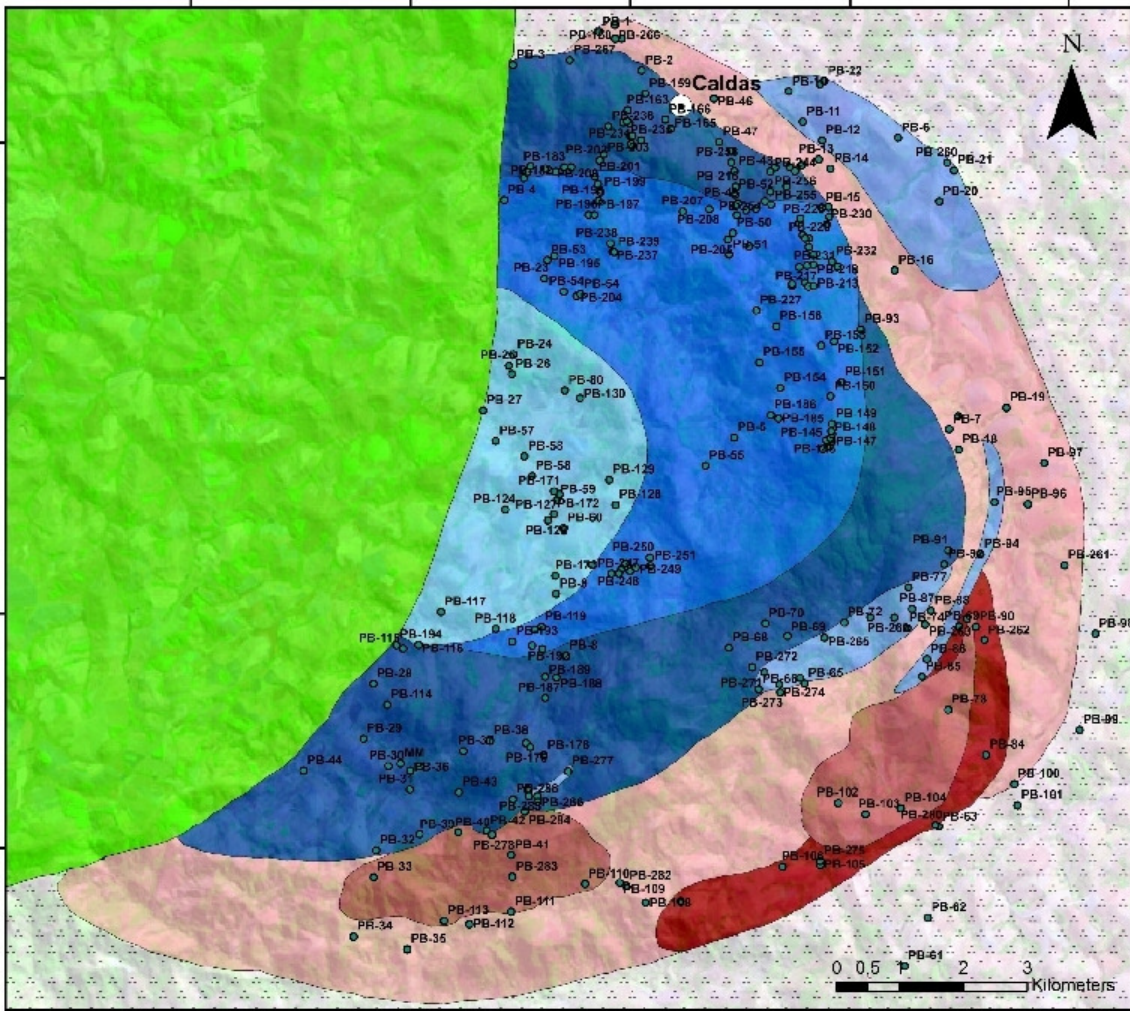
- Maciço Alcalino de Poços de Caldas
- Sienito Supersaturado em Sílica Externo
- Sienito Supersaturado em Sílica Interno
- Sienito Laminado Supersaturado em Sílica
- Sienito Laminado Saurado a Insaturado em Sílica
- Granito Equigranular
- Hbl-Bt-Qtz Monzonito
- Biotita Granito
- Gnaiss

0 0,5 1 2 Kilometers



46°28'0"W 46°26'0"W 46°24'0"W 46°22'0"W 46°20'0"W

21°56'0"S
21°58'0"S
22°0'0"S
22°2'0"S



Legenda

- Pontos
- Cidades

Litologias

- Maciço Alcalino de Poços de Caldas
- Sienito Supersaturado em Silica Externo
- Sienito Supersaturado em Silica Interno
- Sienito Laminado Supersaturado em Silica
- Sienito Laminado Saurado a Insaturado em Silica
- Granito Equigranular
- Hbl-Bt-Qtz Monzonito
- Biotita Granito
- Gnaíseo

ANEXO II
TABELAS DE QUÍMICA MINERAL

Tabela 1: Análises WDS em cristais de feldspato do Sienito Pedra Branca.

Amostra Análise	PB-123A p 28	PB-123A p32	PB-123A p33	PB-123A p34	PB-123A p36	PB-123A p37	PB-185A p0-1-2 Borda	Desvio Padrão	PB-185A p0-6-7 Núcleo	Desvio Padrão	PB-185A p1-4-5-6 Núcleo	Desvio Padrão
	SLS						SLS					
SiO2	64.85	64.75	64.71	64.75	64.94	64.66	64.37	0.01	64.21	0.53	63.58	0.45
Al2O3	19.72	20.00	20.55	19.63	19.02	19.91	19.15	0.18	19.23	0.08	19.03	0.19
Fe2O3	0.10	0.12	0.13	0.10	0.10	0.07	0.42	0.08	0.40	0.01	0.34	0.09
CaO	0.28	0.56	1.10	0.21	0.25	0.29	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00
SrO	0.65	0.54	0.48	0.55	0.55	0.57	0.45	0.04	0.54	0.02	0.04	0.29
BaO	1.03	1.11	0.71	0.85	0.95	1.03	1.20	0.08	1.37	0.07	1.24	0.24
Na2O	3.93	4.18	5.17	3.42	3.52	3.58	4.81	0.15	4.26	1.24	3.55	0.10
K2O	9.26	9.00	7.04	10.47	9.52	9.87	9.65	0.20	10.55	1.37	11.75	0.03
Total	95.84	100.26	99.89	100.01	99.07	99.96	100.10		100.56		99.55	
Si	11.825	11.763	11.690	11.823	11.926	11.795	11.733		11.768		11.784	
Al	4.235	4.279	4.372	4.221	4.114	4.277	4.132		4.190		4.194	
Fe3	0.010	0.020	0.020	0.010	0.010	0.010	0.060		0.060		0.050	
Ba	0.074	0.079	0.050	0.061	0.058	0.074	0.096		0.098		0.090	
Ca	0.055	0.109	0.213	0.041	0.051	0.057	0.004		0.004		0.004	
Na	1.350	1.472	1.811	1.211	1.259	1.266	1.709		1.514		1.275	
K	2.159	2.095	1.622	2.439	2.254	2.297	2.262		2.467		2.777	
Sr	0.070	0.060	0.060	0.060	0.060	0.060	0.060		0.060		0.000	
Soma T	16.070	16.062	15.082	16.059	15.050	16.082	15.955		15.978		15.988	
Soma M	3.685	3.755	3.716	3.762	3.572	3.704	4.121		4.143		4.196	
Albita (Ab)	38.60	40.10	49.70	32.60	35.90	35.00	43.00		38.00		31.40	
Anortita (An)	1.50	3.00	5.80	1.10	1.10	1.60	0.10		0.10		0.10	
Ortoclásio (Or)	55.90	56.90	44.50	66.10	62.70	53.50	55.90		51.90		59.50	

Fórmula Estrutural com base em 32 oxigênios.

Análises Químicas WDS de cristais de Feldspato obtidos por Microsonda Eletrônica.

Amostra Análise	PB-185A		PB-185A		PB-185A		PB-185A		PB-190A		PB-190A		
	p1-7-10 Albita Intersticial	Desvio Padrão	p1-9-11 Núcleo	SLS		p3-5-6 Borde	Desvio Padrão	p3-7-8 Borda	Desvio Padrão	p2-1-2 Pl	p2-3-4 Pl	p2-5-6 Núcleo	Desvio Padrão
SiO2	68.00	0.76	63.11	0.76	63.20	0.43	63.74	0.75		67.31	65.79	64.18	0.29
Al2O3	20.09	0.27	19.37	0.26	19.93	0.06	18.84	0.01		20.74	21.72	18.47	0.49
Fe2O3	0.06	0.02	0.32	0.06	0.36	0.04	0.51	0.10		0.05	0.10	0.55	0.54
CaO	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00		0.25	2.01	0.04	0.02
SrO	0.35	0.29	0.65	0.03	0.58	0.04	0.40	0.18		0.16	2.19	0.50	0.26
BaO	0.12	0.02	1.60	0.17	1.32	0.04	1.13	0.29		0.00	0.22	1.04	0.46
Na2O	0.06	0.06	3.42	0.34	1.05	0.11	2.27	1.60		10.87	8.69	3.62	0.30
K2O	11.89	0.11	11.06	0.30	14.04	0.28	13.20	1.97		0.56	0.52	11.21	0.52
Total	100.59		99.58		100.39		100.12			100.06	100.24	99.51	
Si	12.122		11.724		11.780		11.812			11.766	11.382	11.875	
Al	4.218		4.238		4.196		4.111			4.277	4.664	4.026	
Fe3	0.010		0.040		0.060		0.070			0.010	0.010	0.080	
Ba	0.005		0.116		0.096		0.092			0.000	0.015	0.075	
Ca	0.000		0.006		0.002		0.000			0.047	0.384	0.008	
Na	0.021		1.232		0.379		0.816			3.725	3.353	1.253	
K	2.704		2.626		3.529		3.128			0.125	0.118	2.546	
Sr	0.040		0.070		0.070		0.040			0.020	0.230	0.050	
Soma T	16.350		16.002		15.995		15.993			16.073	15.956	15.980	
Soma M	2.743		4.020		4.056		4.096			3.907	3.880	4.072	
Albita (Ab)	0.80		31.50		9.70		20.70			95.60	87.30	32.20	
Anortita (An)	0.00		0.20		0.10		0.00			1.20	10.30	0.20	
Ortoclasio (Or)	99.20		68.00		90.30		79.30			3.20	3.10	57.60	

Fórmula Estrutural com base em 32 oxigênios.

Análises Químicas WDS de cristais de Feldspato obtidos por Microsonda Eletrônica.

Amostra Análise	PB-190A		PB-190A		PB-190A		PB-190A		PB-209e				
	p2-7-8 Borda	Desvio Padrão	p4-2-3 Pl	p4-3-4 Borda SLS	Desvio Padrão	p4-5-7 Núcleo	Desvio Padrão	p1-1 Pl	p1-1-2 Pl	p1-2-3 Pl	p1-2-4 Pl	p2-1-1 Pl	
	Enclave: Incaicórolite grosso												
SiO ₂	63.72	0.23	66.88	64.14	0.07	63.35	0.09	60.17	63.18	58.53	58.90	62.26	
Al ₂ O ₃	18.60	0.01	20.75	18.60	0.07	20.12	0.05	21.06	22.30	24.74	24.84	22.61	
Fe ₂ O ₃	0.17	0.21	0.22	0.22	0.03	0.23	0.03	0.17	0.16	0.13	0.11	0.06	
CaO	0.01	0.01	0.47	0.05	0.07	0.31	0.15	5.51	3.43	6.35	5.16	3.75	
SrO	0.69	0.03	0.38	0.57	0.07	1.76	0.07	1.02	0.85	1.27	0.94	0.76	
BaO	1.17	0.02	0.03	1.15	0.03	1.71	0.18	0.18	0.00	0.11	0.09	0.04	
Na ₂ O	2.91	0.38	10.83	2.86	0.44	6.27	0.69	8.09	9.17	7.60	7.67	9.10	
K ₂ O	12.27	0.69	0.64	12.52	0.66	6.45	0.65	0.34	0.45	0.28	0.36	0.37	
Total	96.44		100.24	100.11		100.20		99.54	99.57	99.05	99.06	98.87	
Si	11.864		11.732	11.869		11.600		10.836	11.274	10.640	10.668	11.197	
Al	4.057		4.296	4.032		4.339		5.102	4.686	5.293	5.297	4.768	
Fe ³⁺	0.020		0.030	0.030		0.030		0.020	0.020	0.020	0.010	0.010	
Ba	0.065		0.002	0.063		0.123		0.013	0.000	0.003	0.006	0.003	
Ca	0.002		0.088	0.010		0.061		1.063	0.656	1.235	1.195	0.722	
Na	1.051		3.684	1.062		2.226		2.826	3.171	2.675	2.592	3.172	
K	2.915		0.143	2.956		1.507		0.077	0.111	0.065	0.082	0.086	
Sr	0.070		0.040	0.060		0.190		0.110	0.080	0.130	0.100	0.080	
Soma T	15.941		16.057	15.931		15.969		15.957	15.979	15.953	15.975	15.975	
Soma M	4.073		3.947	4.141		3.947		3.999	3.958	4.003	3.985	3.953	
Albita (Ab)	26.60		94.10	26.40		58.70		71.30	80.80	67.30	87.80	79.70	
Anortita (An)	0.10		2.20	0.20		1.60		25.80	16.70	31.10	30.10	18.10	
Ortoclásio (Or)	73.30		3.70	73.40		39.70		1.90	2.60	1.60	2.10	2.20	

Fórmula Estrutural com base em 32 oxigênios.

Análises Químicas WDS de cristais de Feldspato obtidos por Microsonda Eletrônica.

Amostra	PB-209e	PB-209e	PB-209e	PB-209e	PB-209e	PB-209e	PB-209e	PB-209e	PB-209e	PB-209e	PB-209e	PB-209e
Análise	p2-1-2	p2-1-3	p2-1-4	p2-1-5	p2-1-6	p2-1-7	p2-1-8	p2-1-9	p4-1-1	p4-1-2	p4-1-3	p4-1-4
	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
Enclave leucocrático grosso												
SiO ₂	58,55	58,43	62,65	64,04	58,73	58,37	58,78	60,04	60,95	58,80	60,46	60,31
Al ₂ O ₃	21,79	26,21	22,64	21,60	25,28	25,36	24,78	24,48	23,53	24,27	23,86	24,38
Fe ₂ O ₃	0,09	0,13	0,04	0,15	0,12	0,09	0,23	0,09	0,18	0,08	0,07	0,10
CaO	6,28	6,22	3,75	2,81	7,13	7,08	6,23	5,88	4,62	5,76	5,38	5,53
SrO	1,03	1,05	0,98	0,84	1,02	1,11	0,97	1,14	1,09	1,03	1,09	0,95
BaO	0,20	0,00	0,00	0,01	0,08	0,12	0,15	0,20	0,14	0,15	0,12	0,11
Na ₂ O	7,64	7,53	9,29	8,85	7,15	7,37	7,61	7,81	8,67	7,62	8,26	8,15
K ₂ O	0,36	0,30	0,24	0,20	0,38	0,32	0,37	0,27	0,36	0,36	0,32	0,37
Total	98,85	98,86	99,90	99,60	99,88	99,81	100,12	99,92	99,54	99,25	99,57	99,91
Si	10,707	10,803	11,159	11,381	10,574	10,535	10,714	10,778	10,959	10,797	10,878	10,812
Al	5,248	6,387	4,811	4,663	6,381	5,388	5,231	5,175	4,982	5,163	5,056	5,147
Fe ³⁺	0,010	0,020	0,010	0,020	0,020	0,010	0,030	0,010	0,020	0,010	0,010	0,010
Ba	0,014	0,000	0,000	0,001	0,006	0,006	0,010	0,014	0,010	0,010	0,009	0,008
Ca	1,209	1,209	0,716	0,535	1,375	1,369	1,196	1,132	0,890	1,115	1,038	1,061
Na	2,627	2,551	3,209	3,429	2,497	2,681	2,645	2,720	3,022	2,737	2,883	2,833
K	0,087	0,069	0,064	0,044	0,088	0,073	0,085	0,063	0,082	0,082	0,074	0,085
Sr	0,110	0,110	0,100	0,090	0,110	0,120	0,100	0,120	0,110	0,110	0,110	0,100
Soma T	15,965	16,010	15,980	15,964	15,955	15,933	15,975	15,963	15,961	15,967	15,943	15,969
Soma M	3,947	3,949	3,989	4,029	3,986	4,041	3,966	3,939	4,024	3,954	4,014	3,957
Albita (Ab)	67,00	67,50	80,60	85,60	63,10	64,20	67,40	69,50	75,70	69,60	72,20	71,20
Anortita (An)	30,80	30,80	18,00	13,30	34,70	34,00	30,60	28,90	22,30	28,30	25,00	26,70
Ortoclasio (Or)	2,20	1,80	1,40	1,10	2,20	1,80	2,20	1,50	2,10	2,10	1,80	2,10

Fórmula Estrutural com base em 32 oxigênios.

Análises Químicas WDS de cristais de Feldspato obtidos por Microsonda Eletrônica.

Amostra Análise	PB-209e p4-1-5 Pl	PB-209e p9-1-1 Pl	PB-209e p9-1-10 Pl	PB-209e p9-1-11 Pl	PB-209e p9-1-12 Pl	PB-209e p9-1-14 Pl	PB-209e p9-1-15 Pl	PB-209e p9-1-2 Pl	PB-209e p9-1-3 Pl	PB-209e p9-1-4 Pl	PB-209e p9-1-5 Pl	PB-209e p9-1-6 Pl
Enxofe leucocrítico grosso												
SiO ₂	61,67	57,27	58,66	58,12	53,47	57,20	58,77	58,56	58,52	58,60	61,03	59,78
Al ₂ O ₃	23,63	26,33	25,66	25,45	24,54	26,46	26,14	25,87	25,74	24,84	23,82	25,15
Fe ₂ O ₃	0,10	0,06	0,06	0,08	0,04	0,12	0,11	0,10	0,11	0,08	0,10	0,09
CaO	4,64	8,22	7,30	6,59	5,03	8,32	7,19	8,82	7,47	6,51	5,32	5,71
SrO	0,61	0,92	1,06	0,89	0,93	0,84	0,99	0,87	0,79	0,64	0,67	0,97
BaO	0,16	0,02	0,03	0,13	0,03	0,02	0,12	0,10	0,08	0,01	0,18	0,08
Na ₂ O	8,34	6,60	7,18	7,63	7,69	6,67	6,95	6,42	6,82	7,49	8,15	7,37
K ₂ O	0,33	0,34	0,48	0,36	0,43	0,39	0,43	0,33	0,50	0,48	0,57	0,44
Total	96,73	99,74	100,48	99,14	93,07	99,92	100,72	100,06	100,13	98,65	99,94	100,57
Si	11,003	10,347	10,516	10,533	10,888	10,321	10,492	10,216	10,509	10,707	10,928	10,668
Al	4,973	6,802	5,422	5,435	6,283	5,622	6,496	5,715	5,444	6,264	5,022	5,286
Fe ³⁺	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,020	0,020	0,010	0,020	0,010	0,010	0,010
Ba	0,011	0,001	0,002	0,010	0,002	0,001	0,008	0,007	0,006	0,001	0,013	0,006
Ca	0,927	1,591	1,402	1,261	1,151	1,608	1,375	1,707	1,437	1,254	1,021	1,282
Na	2,851	2,311	2,464	2,645	2,724	2,299	2,417	2,250	2,409	2,610	2,830	2,549
K	0,075	0,077	0,109	0,082	0,100	0,090	0,099	0,077	0,114	0,110	0,129	0,099
Sr	0,080	0,100	0,110	0,090	0,090	0,090	0,100	0,090	0,080	0,070	0,070	0,100
Soma T	15,966	15,959	15,948	15,983	15,991	15,963	16,007	15,941	15,973	15,971	15,960	15,963
Soma M	3,915	3,990	4,017	4,029	4,017	4,016	3,919	4,051	3,986	3,985	4,003	3,946
Albita (Ab)	74,20	68,10	62,30	66,00	63,00	57,50	62,10	55,80	60,80	65,70	71,10	64,50
Anortita (An)	23,80	40,00	35,00	32,00	29,50	40,20	35,30	42,30	36,30	31,60	25,70	32,60
Ortoclasio (Or)	2,00	1,90	2,70	2,00	2,50	2,30	2,50	1,90	2,50	2,60	3,20	2,50

Fórmula Estrutural com base em 32 oxigênios.

Análises Químicas WDS de cristais de Feldspato obtidos por Microsonda Eletrônica.

Amostra Análise	PB-209e p9-1-7 Pl	PB-209e p9-1-8 Pl	PB-209e p9-1-9 Pl	PB-229 p12-11 Borda	Desvio Padrão	PB-229 p4-5-8-13 Núcleo	Desvio Padrão	PB-229 p5-9-10 Borda SLS	Desvio Padrão	PB-229 p6-7-8 Núcleo	Desvio Padrão	PB-229 p1-1-1 Pl
	Enclave leucocrítico grosso											
SiO2	60.09	59.37	59.41	64.02	1.12	64.56	0.23	63.88	0.44	64.23	0.47	61.01
Al2O3	21.73	26.15	25.26	19.39	0.08	20.01	0.11	19.37	0.17	20.95	0.15	23.44
Fe2O3	0.06	0.07	0.04	0.10	0.00	0.16	0.04	0.07	0.07	0.13	0.02	0.12
CaO	6.01	6.70	5.49	0.23	0.15	0.91	0.12	0.21	0.07	1.78	0.18	5.03
SrO	0.88	0.74	0.87	0.46	0.05	0.42	0.10	0.50	0.18	0.35	0.11	0.46
BaO	0.12	0.09	0.12	1.09	0.01	0.80	0.11	1.13	0.26	0.62	0.03	0.00
Na2O	7.60	7.42	7.58	3.79	0.49	5.64	0.69	3.25	0.40	6.77	0.84	8.77
K2O	0.41	0.47	0.47	10.95	1.14	7.93	0.77	11.75	0.70	5.61	1.13	0.22
Total	96.90	100.01	100.23	100.04		100.40		100.27		100.39		99.07
Si	10.766	10.848	10.640	11.771		11.689		11.764		11.551		10.973
Al	5.219	5.312	5.328	4.195		4.267		4.201		4.413		4.964
Fe3	0.010	0.010	0.010	0.010		0.020		0.010		0.020		0.020
Ba	0.009	0.006	0.006	0.079		0.057		0.062		0.044		0.000
Ca	1.153	1.298	1.244	0.045		0.177		0.041		0.343		0.970
Na	2.641	2.579	2.632	1.351		1.980		1.164		2.359		3.060
K	0.093	0.107	0.107	2.571		1.832		2.761		1.285		0.051
Sr	0.080	0.080	0.080	0.050		0.040		0.060		0.040		0.050
Soma T	15.995	15.970	15.978	15.979		15.976		15.975		15.984		15.957
Soma M	3.905	3.990	4.001	4.055		4.066		4.058		4.052		4.101
Albita (Ab)	67.50	64.90	66.10	34.10		49.60		29.30		59.20		75.00
Anortita (An)	28.70	32.40	31.20	1.10		4.40		1.00		8.60		23.80
Ortoclasio (Or)	2.40	2.70	2.70	61.60		45.90		59.60		32.20		1.20

Fórmula Estrutural com base em 32 oxigênios.

Análises Químicas WDS de cristais de Feldspato obtidos por Microsonda Eletrônica.

Amostra Análise	PB-229 p1-1-1b PI	PB-229 p1-1-1b1 PI	PB-229 p1-1-1b2 PI	PB-229 p1-1-1n PI	PB-229 p1-1-1n3 PI	PB-229 p2-1-7 PI	PB-229 p2-2-8 PI	PB-229 p2-2-8a	PB-229 p3-4-10 PI	PB-229 p3-5-10a PI	PB-229 p7-4-5 Nudeco	Desvio Padrão
	S.L.S											
SiO2	61.37	59.43	60.77	58.09	57.82	59.76	60.96	60.29	58.47	58.33	64.38	0.25
Al2O3	23.41	24.89	24.00	26.67	25.27	24.82	24.27	23.89	25.34	24.67	19.63	0.03
Fe2O3	0.06	0.12	0.19	0.11	0.31	0.28	0.04	0.13	0.24	0.20	0.08	0.02
CaO	4.84	6.48	5.46	7.72	5.80	6.76	5.75	5.72	7.26	5.80	0.34	0.09
SrO	0.69	0.51	0.63	0.62	0.55	0.53	0.60	0.50	0.65	0.57	0.54	0.02
BaO	0.12	0.01	0.03	0.00	0.05	0.02	0.12	0.03	0.13	0.08	1.20	0.07
Na2O	8.70	7.60	8.39	7.10	7.19	7.63	8.15	8.29	7.62	7.64	3.71	0.11
K2O	0.19	0.24	0.17	0.29	0.40	0.27	0.25	0.23	0.20	0.68	10.95	0.15
Total	96.41	99.37	99.65	99.50	93.19	100.07	100.18	99.18	99.79	98.83	100.83	
Si	11.007	10.895	10.884	10.483	10.528	10.693	10.856	10.880	10.533	10.742	11.753	
Al	4.844	6.274	5.062	6.435	6.439	5.229	6.094	5.068	5.376	6.264	4.220	
Fe3	0.010	0.020	0.030	0.010	0.040	0.040	0.010	0.020	0.030	0.030	0.010	
Ba	0.005	0.001	0.002	0.000	0.004	0.002	0.008	0.002	0.005	0.004	0.096	
Ca	0.930	1.249	1.048	1.494	1.332	1.296	1.099	1.105	1.402	1.124	0.057	
Na	3.025	2.551	2.914	2.485	2.546	2.648	2.818	2.895	2.627	2.645	1.313	
K	0.044	0.055	0.039	0.065	0.093	0.061	0.064	0.063	0.046	0.155	2.550	
Sr	0.070	0.060	0.070	0.070	0.060	0.060	0.060	0.060	0.070	0.060	0.060	
Soma T	15.961	15.989	15.976	15.937	15.007	15.962	15.970	15.948	15.936	16.026	15.983	
Soma M	4.015	3.975	4.033	4.055	4.015	4.047	3.999	4.075	4.114	3.959	4.026	
Albita (Ab)	75.60	67.00	72.80	61.40	64.10	66.10	70.80	71.40	64.80	67.40	33.40	
Anortita (An)	23.30	31.50	26.20	36.90	33.50	32.40	27.60	27.30	34.40	28.60	1.70	
Ortoclasio (Or)	1.10	1.40	1.00	1.60	2.30	1.50	1.60	1.30	1.10	4.00	51.90	

Fórmula Estrutural com base em 32 oxigênios.

Análises Químicas WDS de cristais de Feldspato obtidos por Microsonda Eletrônica.

Amostra Análise	PB-229	Desvio	PB-229	Desvio	PB-229	Desvio	PB-229	Desvio	PB-229	Desvio	PB-229	Desvio
	p7-6-7-8 Núcleo	Padrão	p7-9-10 Borda	Padrão	p8-1-8 Núcleo	Padrão	p8-6-7 Borda	Padrão	p9-2-5-6 Núcleo	Padrão	p9-3-4-7 Borda	Padrão
	SLS											
SiO ₂	64.70	0.58	63.98	0.22	64.09	0.31	63.23	1.11	64.01	0.55	64.25	1.43
Al ₂ O ₃	21.03	0.39	19.96	0.08	19.46	0.07	19.41	0.04	20.05	0.09	19.29	0.11
Fe ₂ O ₃	0.05	0.06	0.11	0.01	0.03	0.04	0.09	0.05	0.07	0.05	0.08	0.03
CaO	1.74	0.52	0.20	0.02	0.19	0.00	0.12	0.07	0.83	0.05	0.11	0.00
SrO	0.05	0.05	0.57	0.01	0.55	0.03	0.58	0.09	0.41	0.10	0.46	0.03
BaO	0.19	0.19	0.96	0.37	1.18	0.09	1.09	0.12	0.87	0.12	0.89	0.21
Na ₂ O	6.36	0.99	3.55	0.28	3.41	0.00	3.27	0.70	4.52	0.30	3.26	0.14
K ₂ O	6.19	1.75	10.99	0.33	11.41	0.10	11.61	1.27	9.26	0.40	11.74	0.14
Total	100.51		99.92		100.43		99.40		100.05		100.08	
Si	11.564		11.763		11.799		11.740		11.683		11.810	
Al	4.434		4.235		4.208		4.244		4.309		4.176	
Fe ₃	0.010		0.020		0.000		0.010		0.010		0.010	
Ba	0.013		0.069		0.085		0.079		0.082		0.084	
Ca	0.334		0.039		0.037		0.024		0.169		0.022	
Na	2.206		1.266		1.214		1.177		1.588		1.182	
K	1.414		2.578		2.573		2.750		2.156		2.753	
Sr	0.010		0.060		0.070		0.060		0.050		0.050	
Soma T	16.028		15.018		15.977		15.994		16.002		15.996	
Soma M	3.979		3.972		4.009		4.040		3.989		4.011	
Albita(Ab)	55.80		32.60		30.90		25.80		40.80		29.50	
Anortita (An)	8.40		1.00		0.90		0.60		4.20		0.60	
Ortoclasio (Or)	35.70		66.40		68.10		69.60		55.00		69.90	

Fórmula Estrutural com base em 32 oxigênios.

Análises Químicas WDS de cristais de Feldspato obtidos por Microsonda Eletrônica.

Amostra Análise	PB-38 p 10	PB-38 p12	PB-38 p13	PB-38 p14	PB-38 p47	PB-38 p49	PB-38 p55	PB-38 p56	PB-38 borda/9	PB-38 ncl./12	PB-47B p1-1-2 Borda	Desvio Padrão
	Si.Si										Si.Si	
SiO2	64.15	64.42	64.21	63.68	65.17	65.34	65.21	64.82	65.01	64.25	63.51	0.31
Al2O3	19.66	19.48	19.36	19.60	20.07	19.71	20.99	20.96	19.13	19.33	29.04	0.06
Fe2O3	0.36	0.35	0.30	0.35	0.13	0.10	0.10	0.11	0.38	0.44	0.29	0.03
CaO	0.00	0.01	0.01	0.02	0.50	0.55	1.84	1.55	0.00	0.00	0.01	0.01
SrO	0.57	0.49	0.64	0.62	0.50	0.42	0.41	0.35	0.51	0.57	0.36	0.14
BaO	2.12	2.09	2.01	1.77	0.87	0.85	0.43	0.63	1.05	1.75	1.00	0.01
Na2O	2.75	2.77	2.88	2.67	3.77	2.88	6.69	5.68	1.67	2.64	2.84	0.56
K2O	10.74	10.84	10.76	11.35	9.51	10.45	4.34	6.29	13.21	11.03	12.98	0.80
Total	100.25	100.45	100.20	100.04	100.72	100.41	99.91	100.40	100.66	100.06	109.93	
Si	11.600	11.821	11.818	11.785	11.790	11.855	11.645	11.623	11.862	11.628	10.681	
Al	4.237	4.209	4.203	4.238	4.272	4.211	4.415	4.426	4.121	4.191	5.751	
Fe3	0.050	0.050	0.040	0.050	0.020	0.010	0.010	0.010	0.050	0.060	0.040	
Ba	0.153	0.150	0.145	0.125	0.062	0.060	0.030	0.044	0.075	0.125	0.056	
Ca	0.000	0.002	0.002	0.004	0.116	0.107	0.352	0.298	0.000	0.000	0.002	
Na	0.981	0.985	1.028	0.920	1.321	1.052	2.282	1.975	0.557	0.942	0.926	
K	2.620	2.538	2.526	2.672	2.216	2.419	0.989	1.439	3.083	2.602	2.763	
Sr	0.060	0.050	0.070	0.070	0.060	0.040	0.040	0.040	0.050	0.060	0.040	
Soma T	16.067	16.080	16.061	16.073	16.072	16.076	16.071	16.059	16.063	16.079	15.472	
Soma M	3.704	3.725	3.741	3.774	3.735	3.646	3.663	3.766	3.765	3.730	3.797	
Albita (Ab)	26.00	28.00	28.50	26.60	35.20	29.40	63.00	53.20	15.30	26.60	25.10	
Anortita (An)	0.00	0.10	0.10	0.10	3.20	3.00	9.70	8.00	0.00	0.00	0.10	
Ortoclasio (Or)	72.00	72.00	71.00	74.30	60.70	57.60	27.30	38.80	84.70	73.40	74.90	

Fórmula Estrutural com base em 32 oxigênios.

Análises Químicas WDS de cristais de Feldspato obtidos por Microsonda Eletrônica.

Amostra Análise	PB-47B	Desvio	PB-47B	Desvio	PB-47B	Desvio	PB-47B	Desvio	PB-47B	Desvio	PB-5A	Desvio
	p1-5-6 Núcleo	Padrão	p2-5-6 Borda	Padrão	p2-7-8 Borda	Padrão	p4-12-13 Borda	Padrão	P4-14-15 Núcleo	Padrão	p1-2-4 Borda	Padrão
SLSI												
SiO2	64.84	0.54	63.87	0.01	62.92	0.54	64.13	0.31	64.04	0.43	63.34	0.00
Al2O3	19.04	0.03	18.78	0.15	18.72	0.06	19.27	0.35	18.92	0.18	19.99	0.16
Fe2O3	0.40	0.09	0.47	0.02	0.55	0.17	0.62	0.09	0.69	0.18	0.06	0.07
CaO	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.18	0.15
SrO	0.49	0.03	0.44	0.02	0.43	0.07	0.35	0.02	0.30	0.09	0.61	0.03
BaO	1.00	0.00	1.02	0.14	1.05	0.25	1.05	0.10	1.36	0.27	1.34	0.19
Na2O	3.40	0.37	2.91	0.63	2.78	0.88	3.80	0.99	3.09	0.27	3.52	0.63
K2O	12.30	0.36	12.61	0.02	13.11	0.86	11.99	1.52	12.33	0.63	11.34	1.39
Total	100.90		100.09		99.54		100.73		100.65		99.77	
Si	11.790		11.815		11.757		11.752		11.762		11.734	
Al	4.103		4.061		4.119		4.159		4.103		4.230	
Fe3	0.060		0.070		0.080		0.070		0.080		0.010	
Ba	0.072		0.074		0.077		0.076		0.088		0.097	
Ca	0.002		0.000		0.000		0.002		0.004		0.036	
Na	1.205		1.043		1.000		1.350		1.103		1.254	
K	2.875		2.976		3.125		2.709		2.896		2.580	
Sr	0.050		0.050		0.050		0.040		0.030		0.070	
Soma T	15.959		15.976		15.956		15.951		15.976		15.974	
Soma M	4.217		4.163		4.282		4.207		4.181		4.087	
Albita (Ab)	26.60		26.00		24.20		33.20		27.60		31.80	
Anortita (An)	0.00		0.00		0.00		0.00		0.10		0.90	
Ortoclásio (Or)	70.40		74.00		75.80		66.70		72.30		67.30	

Fórmula Estrutural com base em 32 oxigênios.

Análises Químicas WDS de cristais de Feldspato obtidos por Microsonda Eletrônica.

Amostra Análise	PB-5A	Desvio	PB-5A	Desvio	PB-5A	Desvio	PB-5A	Desvio	PB-5A	Desvio	PB-5A	Desvio
	p2-10-11 Núcleo	Padrão	p2-15-16 Núcleo	Padrão	p2-2-3 Borda	Padrão	p2-21-22-23 Borda	Padrão	p2-24-25 Núcleo	Padrão	p2-5-6 Borda	Padrão
	SLS											
SiO2	61.35	0.81	61.54	0.10	62.72	0.85	63.08	0.87	63.54	0.44	62.92	0.29
Al2O3	19.73	0.12	19.75	0.09	19.55	0.67	19.39	0.58	19.44	0.39	19.36	0.26
Fe2O3	0.09	0.12	0.08	0.01	0.11	0.02	0.11	0.04	0.07	0.05	0.13	0.01
CaO	0.15	0.04	0.24	0.26	0.05	0.07	0.05	0.04	0.18	0.18	0.08	0.04
SrO	0.69	0.29	0.63	0.21	0.55	0.12	0.71	0.15	0.49	0.03	0.63	0.00
BaO	3.48	0.39	3.38	0.28	1.19	0.05	1.28	0.41	1.12	0.15	1.51	0.45
Na2O	3.24	0.51	3.13	0.39	2.88	0.02	2.14	0.51	3.79	1.20	2.63	0.07
K2O	10.62	0.40	10.57	0.57	12.43	0.23	13.20	0.66	11.03	2.06	12.53	0.09
Total	96.40		99.32		99.59		100.07		100.05		99.99	
Si	11.574		11.596		11.877		11.728		11.762		11.715	
Al	4.395		4.383		4.308		4.246		4.211		4.245	
Fe3	0.010		0.010		0.020		0.020		0.010		0.020	
Ba	0.257		0.250		0.087		0.093		0.081		0.110	
Ca	0.030		0.048		0.012		0.015		0.036		0.016	
Na	1.185		1.144		1.040		0.771		1.350		0.949	
K	2.655		2.541		2.952		3.150		2.588		3.000	
Sr	0.080		0.070		0.080		0.080		0.080		0.070	
Soma T	15.979		15.989		16.005		15.934		15.963		15.990	
Soma M	4.035		3.993		4.111		4.049		4.065		4.095	
Albita (Ab)	31.40		30.60		25.00		19.60		34.00		23.90	
Anortita (An)	0.60		1.30		0.30		0.40		0.90		0.40	
Ortoclasio (Or)	67.80		68.10		73.70		80.00		55.10		75.70	

Fórmula Estrutural com base em 32 oxigênios.

Análises Químicas WDS de cristais de Feldspato obtidos por Microsonda Eletrônica.

Amostra Análise	PB-5A p4-8-9-1 Núcleo SLS	Desvio Padrão	SLSI										
			PB-8D p1	PB-8D p2	PB-8D p3	PB-8D p4	PB-8D p5	PB-8D p6	PB-92A p18	PB-92A p19	PB-92A p20	PB-92A p21	
SiO2	61.42	0.10	65.06	66.04	64.43	64.71	64.96	65.39	68.46	63.60	64.52	64.66	
Al2O3	20.10	0.29	19.42	18.25	18.90	19.11	18.07	19.05	19.58	18.70	19.32	18.62	
Fe2O3	0.06	0.00	0.37	0.38	0.38	0.35	0.33	0.36	0.11	0.33	0.37	0.56	
CaO	0.04	0.02	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.12	0.01	0.00	0.00	
SrO	0.79	0.20	0.56	0.50	0.47	0.67	0.65	0.51	0.43	0.66	0.52	0.42	
BaO	3.15	0.21	0.90	0.76	0.88	0.80	0.89	0.87	0.00	2.02	1.19	0.81	
Na2O	2.16	0.06	3.10	5.14	2.94	3.26	3.61	3.45	10.47	2.59	2.41	2.92	
K2O	12.37	0.08	11.06	8.01	11.11	10.60	10.03	10.37	0.09	11.20	11.67	11.70	
Total	100.11		100.47	100.12	99.12	99.60	99.57	100.10	99.65	99.01	100.00	99.51	
Si	11.548		11.855	11.921	11.399	11.862	11.902	11.921	11.973	11.756	11.854	11.871	
Al	4.451		4.167	4.092	4.111	4.132	4.115	4.090	4.116	4.295	4.180	4.056	
Fe3	0.010		0.060	0.060	0.060	0.060	0.060	0.060	0.010	0.060	0.060	0.060	
Ba	0.232		0.064	0.064	0.064	0.065	0.064	0.062	0.000	0.147	0.086	0.058	
Ca	0.005		0.000	0.005	0.002	0.000	0.000	0.000	0.022	0.002	0.000	0.000	
Na	0.787		1.065	1.799	1.053	1.161	1.283	1.220	3.551	0.859	0.859	1.041	
K	2.967		2.571	1.845	2.518	2.483	2.344	2.412	0.020	2.645	2.735	2.743	
Sr	0.050		0.060	0.050	0.050	0.070	0.070	0.060	0.040	0.070	0.060	0.040	
Soma T	16.009		16.072	16.063	16.060	16.064	16.057	16.061	16.059	16.101	16.064	16.016	
Soma M	4.004		3.780	3.755	3.787	3.759	3.741	3.744	3.603	3.702	3.730	3.922	
Albita (Ab)	20.60		29.60	48.30	28.70	31.90	35.40	33.60	98.80	24.50	23.90	27.50	
Anortita (An)	0.20		0.00	0.20	0.10	0.00	0.00	0.00	0.60	0.10	0.00	0.00	
Ortoclásio (Or)	78.90		70.10	50.50	71.30	68.10	64.60	65.40	0.60	75.50	75.10	72.50	

Fórmula Estrutural com base em 32 oxigênios.

Análises Químicas WDS de cristais de Feldspato obtidos por Microsonda Eletrônica.

Amostra Análise	PB-92A p22	PB-92A p23	PB-92A p24	PB-92A p25
	SLS			
SiO2	63.77	64.30	64.32	64.45
Al2O3	18.69	19.06	19.14	18.99
Fe2O3	0.56	0.43	0.16	0.38
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00
SrO	0.56	0.47	0.62	0.56
BaO	2.26	1.21	1.00	1.02
Na2O	2.56	2.77	2.07	2.68
K2O	11.17	11.22	12.54	11.65
Total	100.41	99.47	99.85	98.77
Si	11.754	11.867	11.868	11.877
Al	4.274	4.143	4.159	4.119
Fe3	0.050	0.050	0.020	0.050
Ba	0.165	0.088	0.072	0.074
Ca	0.000	0.002	0.000	0.000
Na	0.815	0.991	0.741	0.867
K	2.627	2.542	2.952	2.740
Sr	0.060	0.050	0.070	0.060
Soma T	16.078	16.070	16.047	16.045
Soma M	3.755	3.793	3.785	3.821
Albita (Ab)	25.80	27.30	20.10	25.90
Anortita (An)	0.00	0.10	0.00	0.00
Ortoclasio (Or)	74.20	72.70	79.90	74.10

Fórmula Estrutural com base em 32 oxigênios.

Análises Químicas WDS de cristais de Feldspato obtidos por Microsonda Eletrônica.

Tabela 2: Análises WDS em cristais de piroxênio do Sienito Pedra Branca.

Amostra Análise	PB2	PB2	PB2	PB2	PB5a	PB5a	PB5a	PB5a	PB5a	PB5a	PB22	PB22	PB22
	p1	p17	p2	p4	c1p1	c1p2	c2p1	c2p2	c2p3	c2p4	1c1p1	c1p1	c1p2
	SLSI				SLS						SSE		
SiO2	52.86	53.29	52.18	52.56	51.40	51.74	51.30	51.00	51.48	51.56	51.49	51.49	52.05
TiO2	0.33	0.60	0.40	0.44	0.32	0.13	0.14	0.20	0.20	0.23	0.24	0.24	0.16
Al2O3	1.11	1.09	1.11	1.19	1.54	1.20	1.29	1.45	1.21	1.32	1.68	1.68	1.42
FeO	10.47	9.76	9.64	10.46	10.29	10.63	10.76	10.93	10.94	10.67	9.33	9.38	9.26
MnO	0.28	0.37	0.33	0.37	0.42	0.42	0.47	0.39	0.40	0.38	0.58	0.38	0.44
MgO	11.96	13.05	12.26	11.86	12.24	11.84	11.79	11.54	11.80	11.57	13.41	13.41	13.57
CaO	20.25	20.53	20.54	20.14	22.28	22.41	22.53	22.64	22.70	22.47	21.78	21.78	22.02
Na2O	1.70	1.54	1.70	1.70	1.04	1.00	1.06	1.11	1.04	1.03	0.95	0.95	0.89
K2O	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	0.01	0.04	0.01	0.01	<1.d.	0.01	0.01	0.01	0.02
Total	99.00	100.25	98.26	98.72	99.55	99.40	99.34	99.31	99.75	99.24	99.32	99.32	99.83
TSi	1.990	1.975	1.972	1.985	1.929	1.950	1.934	1.925	1.934	1.949	1.925	1.925	1.966
TAI	0.010	0.025	0.028	0.015	0.063	0.050	0.057	0.064	0.054	0.051	0.074	0.074	0.062
TFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.009	0.011	0.013	0.000	0.001	0.001	0.001
M1Al	0.039	0.022	0.022	0.038	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000
M1Ti	0.009	0.017	0.011	0.013	0.009	0.004	0.004	0.005	0.006	0.006	0.007	0.007	0.005
M1Fe3	0.076	0.080	0.107	0.076	0.129	0.114	0.136	0.145	0.131	0.107	0.131	0.131	0.119
M1Fe2	0.203	0.160	0.168	0.206	0.177	0.214	0.194	0.191	0.200	0.226	0.115	0.115	0.124
M1Mg	0.672	0.721	0.691	0.688	0.685	0.665	0.662	0.649	0.661	0.652	0.748	0.748	0.752
M2Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M2Fe2	0.050	0.063	0.029	0.049	0.014	0.007	0.000	0.000	0.000	0.002	0.048	0.048	0.044
M2Mn	0.009	0.012	0.011	0.012	0.013	0.013	0.015	0.012	0.013	0.012	0.012	0.012	0.014
M2Ca	0.817	0.815	0.836	0.815	0.896	0.905	0.910	0.918	0.914	0.910	0.872	0.872	0.878
M2Na	0.124	0.111	0.125	0.124	0.076	0.073	0.076	0.081	0.076	0.075	0.069	0.069	0.064
M2K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Sum_cat	4.000	4.000	4.000	4.000	3.999	3.998	3.999	4.000	4.000	3.999	4.000	4.000	3.999
WO	44.89	44.04	45.38	44.86	45.72	47.17	47.23	47.59	47.31	47.62	45.31	45.31	45.41
EN	36.79	38.95	37.50	36.59	35.73	34.68	34.36	33.74	34.23	34.11	38.63	36.83	38.93
FS	18.52	17.00	17.12	18.75	17.55	18.16	18.39	18.67	18.46	18.28	15.86	15.86	15.66
WEF	87.59	88.89	87.44	87.54	92.16	92.53	91.99	91.61	92.19	92.29	92.65	92.85	93.42
JD	4.25	2.40	2.13	4.15	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00
AE	8.16	8.72	10.44	8.31	7.84	7.28	8.01	8.39	7.61	7.21	7.16	7.16	6.56

Fórmula Estrutural calculada com base em 6 oxigênios.

Análises Químicas WDS em Cristais de Piroxênio do Sienito Pedra Branca.

Amostra Analysis	PB36c c3p1	PB36c c3p3	PB36c c3p4	PB36c c3p5	PB38 p13	PB38 p3	PB38 p5 SLSI	PB38 p7B	PB38 p8	PB42A p1	PB42A p5 SLSI	PB42A p6	PB42A p7
SiO2	52.79	52.28	52.57	52.88	52.43	52.20	53.35	52.49	52.34	52.84	52.86	52.15	52.00
TiO2	0.52	0.56	0.35	0.35	0.27	0.44	0.30	0.57	0.62	0.13	0.17	0.42	0.45
Al2O3	1.70	1.97	1.50	1.63	1.78	1.63	1.94	1.85	1.72	0.87	1.47	1.48	1.55
FeO	9.18	9.33	9.31	9.46	10.14	10.72	9.33	9.39	10.48	10.61	10.67	10.51	10.36
MnO	0.24	0.20	0.21	0.22	0.26	0.28	0.32	0.17	0.29	0.35	0.40	0.37	0.32
MgO	12.54	12.34	12.66	12.48	11.46	11.17	12.35	12.31	11.81	11.56	11.47	11.54	11.42
CaO	19.86	20.12	20.42	19.85	19.58	19.10	19.53	20.05	19.24	19.74	19.48	19.57	19.81
Na2O	2.17	2.26	2.05	2.22	2.58	2.70	2.19	2.37	2.58	2.30	2.29	2.27	2.37
K2O	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	0.40	<1.d.	0.05	<1.d.	0.05	<1.d.	0.03	0.01
Total	99.03	99.07	99.07	99.10	98.30	98.64	99.21	99.25	99.08	98.45	99.01	98.54	98.29
TSi	1.989	1.948	1.980	1.970	1.973	1.960	1.987	1.952	1.955	1.993	1.984	1.985	1.963
TAI	0.031	0.052	0.040	0.030	0.027	0.040	0.013	0.048	0.045	0.007	0.016	0.035	0.037
TFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1Al	0.043	0.035	0.026	0.042	0.052	0.032	0.066	0.033	0.031	0.032	0.049	0.030	0.032
M1Ti	0.014	0.016	0.010	0.010	0.008	0.012	0.008	0.015	0.017	0.004	0.005	0.012	0.013
M1Fe3	0.116	0.147	0.142	0.129	0.147	0.198	0.086	0.157	0.165	0.136	0.123	0.148	0.153
M1Fe2	0.129	0.116	0.118	0.126	0.150	0.132	0.152	0.112	0.128	0.176	0.161	0.156	0.159
M1Mg	0.697	0.685	0.703	0.693	0.643	0.625	0.686	0.682	0.658	0.650	0.642	0.654	0.643
M2Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M2Fe2	0.041	0.027	0.030	0.040	0.022	0.007	0.052	0.023	0.034	0.020	0.037	0.027	0.015
M2Mn	0.008	0.006	0.007	0.007	0.008	0.008	0.010	0.005	0.009	0.011	0.013	0.012	0.010
M2Ca	0.794	0.803	0.816	0.793	0.781	0.768	0.779	0.799	0.770	0.798	0.783	0.794	0.801
M2Na	0.157	0.163	0.148	0.161	0.163	0.197	0.156	0.171	0.187	0.166	0.167	0.166	0.173
M2K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000
Sum_cat	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.931	4.000	3.993	4.000	3.986	4.000	3.999	4.000
WO	44.49	44.98	44.31	44.33	44.61	44.18	44.14	44.91	43.65	44.46	44.03	44.34	44.98
EN	39.05	38.39	38.74	38.78	36.70	35.95	38.83	38.37	37.28	36.24	36.07	36.51	36.08
FS	16.47	16.63	16.35	16.88	18.69	19.37	17.03	16.72	19.08	19.28	19.69	19.15	18.94
WEF	84.16	83.40	84.95	85.79	80.99	79.68	84.15	82.59	81.06	85.11	83.24	83.20	82.43
JD	4.27	3.19	2.32	3.97	4.97	2.68	6.36	2.99	3.00	3.17	4.78	2.85	3.03
AE	11.56	13.42	12.74	12.25	14.04	17.47	8.89	14.42	15.94	15.72	11.98	13.96	14.53

Fórmula Estrutural calculada com base em 6 oxigênios.

Análises Químicas WDS em Cristais de Piroxênio do Sienito Pedra Branca.

Amostra Analysis	PB47B c2p1	PB47B c2p2	PB47B c2p3	PB47B p1	PB47B p11 SLSI	PB47B p13	PB47B p14	PB47B p7	PB47B p8	PB48 p11	PB48 p13	PB48 p14	PB48 p15
SiO2	51.30	51.23	51.02	51.29	51.84	52.33	52.59	51.73	52.08	51.96	52.90	52.13	52.35
TiO2	0.44	0.57	0.69	0.57	0.55	0.39	0.43	0.42	0.33	0.28	0.07	0.39	0.12
Al2O3	2.05	2.16	2.23	2.27	1.21	1.23	1.76	1.89	1.74	1.39	1.25	1.36	1.35
FeO	12.74	12.67	12.97	13.25	10.67	9.68	14.24	14.04	14.36	10.03	11.38	11.26	10.99
MnO	0.26	0.24	0.29	0.30	0.22	0.33	0.37	0.37	0.26	0.46	0.37	0.53	0.50
MgO	10.15	10.13	9.83	10.01	11.92	12.26	9.42	9.55	9.26	11.59	11.27	11.40	11.51
CaO	16.56	16.52	16.28	17.81	19.66	20.05	16.60	15.88	16.70	20.96	20.92	21.28	21.41
Na2O	3.55	3.62	3.49	3.57	2.59	2.52	4.03	3.89	4.19	1.42	1.36	1.25	1.24
K2O	<1.d.	<1.d.	<1.d.	0.02	0.02	<1.d.	0.01	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.
Total	99.15	99.13	98.89	99.09	98.71	98.79	99.45	98.77	98.92	98.17	99.50	99.80	99.47
TSi	1.919	1.916	1.918	1.923	1.944	1.955	1.966	1.508	1.957	1.977	1.995	1.985	1.973
TAI	0.031	0.064	0.032	0.077	0.053	0.045	0.032	0.065	0.043	0.023	0.005	0.035	0.027
TFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1Al	0.009	0.011	0.019	0.023	0.000	0.009	0.046	0.000	0.034	0.040	0.050	0.026	0.033
M1Ti	0.012	0.016	0.020	0.016	0.016	0.011	0.012	0.009	0.009	0.008	0.002	0.011	0.003
M1Fe3	0.005	0.003	0.279	0.282	0.213	0.197	0.254	0.000	0.295	0.071	0.051	0.078	0.078
M1Fe2	0.094	0.093	0.129	0.119	0.105	0.101	0.162	0.342	0.143	0.224	0.264	0.244	0.239
M1Mg	0.586	0.565	0.554	0.580	0.866	0.683	0.526	0.415	0.519	0.657	0.633	0.641	0.647
M2Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M2Fe2	0.000	0.000	0.000	0.014	0.014	0.005	0.030	0.000	0.014	0.026	0.044	0.032	0.029
M2Mn	0.008	0.008	0.008	0.010	0.007	0.010	0.012	0.914	0.008	0.015	0.012	0.017	0.016
M2Ca	0.749	0.742	0.736	0.715	0.790	0.802	0.866	0.527	0.672	0.854	0.845	0.859	0.864
M2Na	0.257	0.262	0.255	0.260	0.163	0.183	0.292	0.220	0.305	0.105	0.099	0.091	0.091
M2K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_cat	4.000	4.000	4.000	3.998	3.999	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
WO	43.50	43.38	43.13	42.09	43.94	44.63	40.36	23.99	40.73	46.25	45.72	45.91	46.14
EN	32.37	33.02	32.44	32.91	37.06	37.97	31.86	18.88	31.43	35.59	34.27	34.22	34.52
FS	23.53	23.61	24.43	25.00	19.00	17.40	27.75	57.13	27.84	18.16	20.02	19.37	19.34
WEF	73.34	72.66	73.71	75.21	80.77	81.43	70.45	63.33	68.95	89.45	90.04	90.75	90.83
JD	0.76	0.93	1.63	2.05	0.00	0.78	4.54	0.00	3.24	3.80	4.94	2.27	2.70
AE	25.91	26.22	24.63	24.74	19.23	17.78	25.01	0.22	27.80	6.75	5.02	6.98	6.47

Fórmula Estrutural calculada com base em 6 oxigênios.

Análises Químicas WDS em Cristais de Piroxênio do Sienito Pedra Branca.

Amostra Analysis	PB48 p20	PB48 c2p3	PB48 c2p4 SLSI	PB48 c2p5	PB48 c3p1	PB52A p14	PB52A p15 SLSI	PB52A p3	PB59 p1	PB59 p10-1	PB59 p2-10 SSI	PB59 p2-1	PB59 p2-2
SiO2	52.29	52.46	52.51	52.97	51.67	52.24	52.76	52.88	52.06	50.73	51.73	51.93	52.01
TiO2	0.46	0.16	0.11	0.23	0.43	0.28	0.35	0.07	0.11	0.41	0.54	0.00	0.10
Al2O3	1.49	1.36	1.20	1.06	1.49	1.19	1.36	1.19	0.90	2.24	2.38	0.68	0.93
FeO	11.11	11.13	11.05	10.72	10.61	11.56	11.57	11.80	23.64	10.81	9.65	23.50	23.55
MnO	0.47	0.47	0.48	0.45	0.36	0.42	0.50	0.63	0.66	0.96	0.29	0.78	0.74
MgO	11.56	11.86	11.76	11.72	11.91	11.43	11.19	11.14	21.26	13.01	12.70	21.44	21.08
CaO	20.91	20.51	20.89	20.84	20.58	20.63	20.45	20.75	0.62	19.96	20.95	0.67	0.66
Na2O	1.38	1.37	1.45	1.17	1.37	1.34	1.40	1.29	0.12	0.63	0.67	0.02	0.02
K2O	<1.d.	<1.d.	0.02	<1.d.	0.01	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.
Total	99.89	99.33	99.46	99.16	98.43	99.09	99.60	99.18	99.36	98.17	99.11	99.02	99.09
TSi	1.985	1.976	1.974	2.003	1.961	1.978	1.991	1.966	1.962	1.932	1.950	1.964	1.969
TAI	0.035	0.024	0.026	0.000	0.039	0.022	0.009	0.014	0.036	0.066	0.050	0.030	0.031
TFe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000
M1Al	0.031	0.037	0.027	0.047	0.027	0.032	0.051	0.039	0.002	0.032	0.056	0.000	0.010
M1Ti	0.013	0.005	0.003	0.007	0.012	0.008	0.010	0.002	0.003	0.012	0.015	0.000	0.003
M1Fe3	0.076	0.078	0.099	0.020	0.069	0.072	0.040	0.065	0.038	0.059	0.012	0.037	0.017
M1Fe2	0.229	0.215	0.212	0.266	0.198	0.243	0.269	0.264	0.000	0.159	0.203	0.000	0.000
M1Mg	0.649	0.666	0.659	0.680	0.674	0.645	0.629	0.630	0.957	0.739	0.714	0.963	0.970
M2Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.238	0.000	0.000	0.246	0.219
M2Fe2	0.042	0.058	0.037	0.053	0.050	0.051	0.055	0.045	0.707	0.127	0.098	0.700	0.729
M2Mn	0.015	0.015	0.015	0.014	0.012	0.013	0.016	0.017	0.021	0.012	0.009	0.025	0.024
M2Ca	0.842	0.828	0.841	0.844	0.837	0.837	0.826	0.843	0.025	0.815	0.848	0.027	0.027
M2Na	0.101	0.100	0.106	0.086	0.101	0.098	0.102	0.085	0.009	0.047	0.049	0.001	0.001
M2K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_cat	4.000	4.000	3.999	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
WO	45.39	44.53	45.16	45.44	45.01	44.96	45.00	45.24	1.26	42.69	45.02	1.36	1.35
EN	34.96	35.62	35.37	35.55	36.23	34.96	34.26	33.73	60.16	36.66	37.97	60.31	59.91
FS	19.63	19.65	19.47	19.01	18.76	20.39	20.74	20.93	38.59	18.64	17.01	36.33	38.74
WEF	89.83	89.91	89.31	91.46	89.76	90.06	89.77	90.46	96.11	95.21	95.02	99.86	99.85
JD	2.92	3.22	2.92	6.01	2.41	3.01	5.71	3.58	0.05	1.89	4.11	0.00	0.06
AE	7.24	6.87	8.38	2.52	7.85	6.90	4.52	5.98	0.65	3.08	0.68	0.15	0.08

Fórmula Estrutural calculada com base em 6 oxigênios.

Análises Químicas WDS em Cristais de Piroxênio do Sienito Pedra Branca.

Amostra Analysis	PB59 p1-3	PB59 p2-5	PB59 p1-6 SSI	PB59 p1-9	PB59 p2-9	PB185a p8-1-2	PB185a p8-1-3	PB185a p8-1-4	PB185a p8-1-5	PB185a p8-1-6	PB185a p8-1-7	PB185a p8-1-8	PB185a p8-1-9
	SLS												
SiO2	51.80	52.47	51.57	52.72	52.90	51.83	52.39	51.60	51.54	52.11	52.18	52.38	52.81
TiO2	0.10	0.27	0.18	0.16	0.02	0.67	0.53	0.75	0.59	0.51	0.52	0.47	0.54
Al2O3	0.82	1.58	0.87	0.78	0.92	1.24	1.25	1.19	1.39	1.36	1.35	1.25	1.28
FeO	23.82	14.43	23.31	23.17	23.61	11.05	11.43	11.10	11.14	11.01	11.38	10.59	10.96
MnO	0.75	0.47	0.70	0.69	0.70	0.57	0.37	0.38	0.54	0.41	0.36	0.31	0.40
MgO	21.53	14.27	21.54	21.43	20.72	11.95	11.66	11.81	11.42	11.87	11.69	11.53	11.47
CaO	0.60	15.29	0.68	0.66	0.77	21.42	20.95	21.68	21.50	21.17	21.36	21.09	21.22
Na2O	0.95	0.54	0.00	0.01	0.77	1.84	2.06	1.81	1.90	1.75	1.72	1.95	1.99
K2O	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.	0.02	<1.d.	<1.d.	<1.d.	<1.d.
Total	99.27	99.32	98.85	99.82	100.41	100.38	100.67	100.32	99.85	100.20	100.54	99.89	100.67
TSi	1.954	1.986	1.952	1.982	1.968	1.925	1.941	1.920	1.927	1.940	1.939	1.957	1.967
TAI	0.036	0.014	0.039	0.018	0.032	0.054	0.054	0.052	0.061	0.060	0.059	0.043	0.043
TFe3	0.010	0.000	0.009	0.000	0.000	0.021	0.005	0.028	0.012	0.000	0.002	0.000	0.000
M1Al	0.000	0.056	0.000	0.017	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.013
M1Ti	0.003	0.008	0.005	0.005	0.001	0.019	0.015	0.021	0.017	0.014	0.014	0.013	0.015
M1Fe3	0.044	0.000	0.037	0.000	0.079	0.169	0.177	0.169	0.179	0.157	0.155	0.146	0.142
M1Fe2	0.000	0.131	0.000	0.000	0.000	0.149	0.163	0.149	0.157	0.169	0.161	0.181	0.196
M1Mg	0.953	0.905	0.958	0.979	0.913	0.662	0.645	0.655	0.636	0.659	0.648	0.648	0.634
M2Mg	0.256	0.000	0.258	0.222	0.236	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M2Fe2	0.691	0.325	0.692	0.728	0.856	0.009	0.009	0.000	0.000	0.016	0.014	0.004	0.002
M2Mn	0.024	0.015	0.022	0.022	0.022	0.012	0.012	0.012	0.011	0.013	0.011	0.010	0.013
M2Ca	0.024	0.820	0.028	0.027	0.061	0.852	0.831	0.864	0.881	0.845	0.851	0.844	0.843
M2Na	0.004	0.040	0.000	0.001	0.056	0.133	0.146	0.130	0.136	0.126	0.124	0.141	0.143
M2K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_cat	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.998	4.000	4.000	4.000	4.000
WO	1.21	32.69	1.38	1.34	1.59	45.61	45.13	46.05	46.37	45.42	45.64	46.06	46.08
EN	60.41	42.44	60.67	60.72	59.34	35.41	35.02	34.90	34.28	35.44	34.77	35.34	34.66
FS	36.36	24.87	37.95	37.94	39.07	18.98	19.86	19.05	19.35	19.14	19.59	18.50	19.26
WEF	99.53	85.99	100.00	99.93	94.36	86.36	84.90	85.57	85.78	87.06	87.28	85.54	85.49
JD	0.00	4.01	0.00	0.00	0.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.10	1.23
AE	0.37	0.00	0.00	0.00	5.15	13.64	15.10	13.43	14.22	12.94	12.72	13.27	13.28

Fórmula Estrutural calculada com base em 6 oxigênios.

Análises Químicas WDS em Cristais de Piroxênio do Sienito Pedra Branca.

Amostra Analysis	PB185d p1-1-1	PB185d p1-1-2	PB185d p1-1-3	PB185d p1-1-4	PB185d p1-1-5	PB185d p1-1-6	PB185d p1-1-7	PB185d p1-1-8	PB185d p5-1-1	PB185d p5-1-4	PB185d p5-1-5	PB185d p5-1-6	PB185d p5-1-8
Enclave Ultramáfico													
SiO2	52.05	51.67	52.25	51.90	52.00	52.08	52.14	52.04	51.94	51.39	51.27	51.89	52.01
TiO2	0.65	0.47	0.59	0.65	0.64	0.54	0.57	0.40	0.56	0.45	0.52	0.30	0.35
Al2O3	0.91	1.22	1.12	1.09	1.18	1.25	1.22	1.34	1.25	1.27	1.25	1.25	1.30
FeO	10.99	10.63	11.10	10.58	10.17	10.51	10.86	11.14	10.73	10.91	11.40	10.37	11.77
MnO	0.36	0.32	0.32	0.42	0.32	0.27	0.30	0.29	0.39	0.31	0.33	0.38	0.35
MgO	11.39	12.11	11.94	12.01	12.26	11.88	11.56	11.02	11.92	11.60	11.57	11.38	11.24
CaO	21.37	21.47	21.16	21.28	21.78	21.52	21.29	20.78	21.62	20.75	20.77	21.07	20.41
Na2O	1.78	1.82	1.67	1.70	1.70	1.84	2.05	2.16	1.72	2.11	2.19	2.08	2.33
K2O	0.02	<Ld	<Ld	<Ld	<Ld	<Ld	<Ld	0.01	0.01	<Ld	<Ld	<Ld	<Ld
Total	100.01	99.91	100.14	99.83	100.04	99.88	100.01	99.28	100.13	98.78	99.29	99.02	99.78
TSi	1.942	1.925	1.949	1.943	1.934	1.941	1.942	1.966	1.934	1.935	1.922	1.944	1.943
TAI	0.040	0.054	0.049	0.048	0.051	0.055	0.054	0.044	0.055	0.056	0.055	0.055	0.057
TFe3	0.018	0.021	0.032	0.009	0.015	0.005	0.004	0.000	0.011	0.008	0.023	0.001	0.000
M1Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1Ti	0.016	0.013	0.016	0.018	0.018	0.015	0.016	0.014	0.016	0.013	0.015	0.009	0.010
M1Fe3	0.151	0.180	0.139	0.144	0.152	0.162	0.174	0.160	0.159	0.193	0.207	0.190	0.206
M1Fe2	0.169	0.134	0.181	0.168	0.149	0.161	0.160	0.190	0.164	0.145	0.127	0.151	0.168
M1Mg	0.661	0.673	0.664	0.670	0.680	0.660	0.643	0.613	0.662	0.651	0.647	0.638	0.626
M2Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M2Fe2	0.005	0.002	0.024	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003
M2Mn	0.011	0.010	0.010	0.013	0.010	0.008	0.010	0.009	0.012	0.010	0.010	0.012	0.011
M2Ca	0.854	0.857	0.845	0.853	0.868	0.860	0.850	0.837	0.882	0.837	0.834	0.849	0.817
M2Na	0.129	0.131	0.121	0.123	0.122	0.133	0.146	0.157	0.124	0.154	0.159	0.152	0.169
M2K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_cat	3.999	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
WO	45.89	45.64	45.32	45.89	45.31	46.31	46.17	45.13	46.11	45.46	45.13	46.12	44.86
EN	35.37	35.64	35.59	35.87	36.27	35.57	34.93	34.06	35.37	35.36	34.98	34.65	34.36
FS	18.95	18.52	19.10	18.45	17.42	18.12	18.90	19.81	18.52	19.18	19.89	19.23	20.79
WEF	86.82	86.44	87.73	87.45	87.46	86.37	84.86	84.00	87.23	84.22	83.58	84.47	82.72
JD	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
AE	13.16	13.56	12.27	12.55	12.54	13.63	15.12	14.63	12.77	15.78	16.42	15.53	17.28

Fórmula Estrutural calculada com base em 6 oxigênios.

Análises Químicas WDS em Cristais de Piroxênio do Sienito Pedra Branca.

Tabela 3: Análises WDS em cristais de anfibólio do Sienito Pedra Branca.

Amostra Análise	PBSA C2P1	PBSA C2P2	PBSA C2P3	PBSA C2P4	PBSA C3P1	PBSA C3P4	SLS	PBSA C3P5	PBSA C3P6	PBSA PA-1	PBSA PA-2	PBSA PA-3	PBSA PA-4
SiO2	44,04	44,33	43,57	44,17	44,14	44,47	43,86	44,37	45,47	45,26	45,17	45,60	45,60
TiO2	1,18	1,06	1,19	0,88	0,96	1,18	1,41	1,20	1,50	1,32	1,23	1,22	1,22
Al2O3	0,50	0,40	0,40	0,28	0,37	0,35	0,71	0,70	0,90	0,83	0,80	0,81	0,81
FeO	15,75	17,97	14,57	14,76	17,39	15,46	15,16	15,43	14,65	17,45	17,17	14,75	14,75
MnO	0,25	0,35	0,25	0,24	0,30	0,31	0,30	0,35	0,29	0,25	0,31	0,30	0,30
MgO	12,66	12,56	12,36	12,17	12,79	12,55	12,54	12,60	13,43	13,27	13,18	13,01	13,01
CaO	11,80	11,73	13,40	13,37	13,23	13,35	12,89	13,02	11,22	11,57	11,32	11,24	11,24
Na2O	2,00	2,05	2,05	1,86	1,90	2,04	2,10	2,07	2,04	2,11	2,13	2,09	2,09
K2O	1,33	1,48	1,44	1,20	1,42	1,20	1,32	1,38	1,45	1,67	1,51	1,47	1,47
F	0,65	0,63	0,65	0,34	0,34	0,54	0,88	1,02	0,65	0,68	0,74	0,65	0,65
Cl	0,17	0,13	0,13	0,21	0,18	0,15	0,15	0,16	0,09	0,17	0,15	0,17	0,17
Total	98,33	97,93	98,30	98,00	98,89	98,37	98,33	99,22	98,65	98,16	97,67	98,57	98,57
O=F,Cl	0,27	0,32	0,32	0,19	0,35	0,30	0,40	0,47	0,23	0,33	0,35	0,39	0,39
Total	18,05	17,56	17,38	17,87	19,20	18,54	17,93	18,75	18,42	18,13	17,38	18,15	18,15
TSI	5,653	6,553	6,634	6,638	6,648	6,686	5,658	6,576	6,678	5,77	6,703	6,734	6,734
TAI	1,442	1,347	1,336	1,262	1,352	1,374	1,342	1,326	1,322	1,279	1,297	1,265	1,265
TFe3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TTI	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma T	0,000	8,000	8,000	6,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	5,000	8,000	8,000	8,000
CAI	0,063	0,146	0,038	0,105	0,123	0,041	0,007	0,343	0,053	0,090	0,113	0,134	0,134
CFe3	0,527	0,308	0,030	0,057	0,030	0,000	0,000	0,300	0,350	0,204	0,302	0,420	0,420
CTI	0,130	0,119	0,138	0,066	0,138	0,135	0,167	0,136	0,165	0,169	0,137	0,135	0,135
CMg	2,808	2,810	2,834	2,847	2,872	2,834	2,830	2,832	2,850	2,826	2,818	2,860	2,860
CFe2	1,446	1,571	1,858	1,797	1,850	1,940	1,926	1,946	1,943	1,89	1,812	1,805	1,805
CMn	0,033	0,045	0,033	0,030	0,038	0,039	0,039	0,045	0,038	0,037	0,038	0,035	0,035
CCa	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma C	5,000	5,200	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
BMg	0,000	0,200	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,300	0,000	0,000	0,300	0,000	0,000
BFe2	0,000	0,200	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,300	0,300	0,000	0,300	0,300	0,300
BMn	0,000	0,200	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,300	0,300	0,000	0,300	0,300	0,300
BCa	1,884	1,887	2,007	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,765	1,83	1,832	1,782	1,782
BNa	0,115	0,113	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,300	0,235	0,169	0,167	0,165	0,165
Soma B	2,000	2,200	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,300	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
ACa	0,000	0,200	0,135	0,146	0,123	0,102	0,097	0,104	0,000	0,000	0,200	0,200	0,200
ANa	0,467	0,485	0,606	0,544	0,551	0,594	0,617	0,504	0,343	0,440	0,446	0,301	0,301
AK	0,253	0,282	0,230	0,229	0,222	0,254	0,255	0,266	0,274	0,297	0,297	0,275	0,275
Soma A	0,715	0,767	1,076	0,920	0,956	0,950	1,069	0,974	0,627	0,736	0,944	0,659	0,659
Soma Catiónica	15,72	15,77	16,38	15,92	15,56	15,95	15,97	15,57	15,62	15,74	15,65	15,65	15,65

Fórmula Estrutural calculada com base em 23 oxigênios.

Análises Química WDS em Cristais de Anfibólio do Sienito Pedra Branca.

Amostra Análise	PBSA	PBSA	PB30	PB30	PB30	PB30	PB30	PB30	PB30	PB30	PB30	PB30
	PA-5	PA-6	P1-1	P1-11	P1-12	P1-13	P1-14	P1-2	P1-3	P1-6	P1-6	P1-8
	SLS		SLSI									
SiO2	45,43	45,73	54,77	55,07	55,56	54,45	54,66	55,14	54,84	55,26	55,03	54,03
TiO2	1,45	1,57	0,07	0,06	0,24	0,10	0,09	0,20	0,17	0,17	0,11	0,17
Al2O3	7,79	7,60	1,20	1,18	1,51	1,30	1,50	1,51	1,37	1,63	1,74	1,77
FeO	13,97	14,18	7,52	6,90	7,77	7,91	8,04	8,51	8,19	7,95	7,95	8,32
MnO	0,37	0,31	0,24	0,22	0,22	0,17	0,23	0,21	0,22	0,19	0,22	0,25
MgO	13,35	13,36	19,44	19,06	15,25	18,37	15,16	8,56	19,33	19,22	19,04	18,63
CaO	11,40	11,36	11,36	10,98	10,88	11,54	11,07	10,52	11,32	11,39	11,17	10,95
Na2O	2,15	2,06	1,45	1,63	1,87	1,80	1,74	1,83	1,75	1,87	1,83	1,97
K2O	1,30	0,14	0,30	0,47	0,46	0,38	0,46	0,47	0,33	0,47	0,47	0,5
F	1,05	1,12	0,84	0,88	0,77	0,68	0,96	0,56	0,65	0,56	0,56	1,22
Cl	0,13	0,05	0,05	0,04	0,03	0,03	0,01	0,03	0,07	0,11	0,11	0,02
Total	98,44	97,88	97,77	97,77	97,68	97,81	97,93	98,26	97,87	97,44	97,68	97,62
O=F,Cl	0,41	0,45	0,30	0,25	0,30	0,25	0,41	0,41	0,23	0,11	0,41	0,52
Total	97,97	97,36	97,47	97,49	97,38	97,36	97,52	97,85	97,63	97,33	97,27	97,10
TSI	8,745	8,734	7,750	7,760	7,777	7,771	7,718	7,533	7,747	7,670	7,703	7,705
TAI	1,254	1,266	0,221	0,196	0,223	0,220	0,263	0,317	0,223	0,277	0,268	0,292
TFe3	0,000	0,000	0,025	0,044	0,000	0,000	0,019	0,060	0,035	0,060	0,000	0,000
TTI	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma T	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CAI	0,105	0,297	0,000	0,000	0,029	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,033	0,004
CFe3	0,317	0,206	0,321	0,217	0,247	0,233	0,314	0,443	0,253	0,203	0,243	0,283
CTI	0,162	0,151	0,037	0,037	0,026	0,071	0,010	0,021	0,074	0,018	0,012	0,075
CMg	2,955	2,730	4,133	4,008	3,058	4,024	4,033	3,366	4,073	4,05	4,023	3,967
CFe2	1,424	1,117	0,630	0,687	0,672	0,702	0,665	0,514	0,623	0,606	0,563	0,704
CMn	0,039	0,039	0,025	0,027	0,028	0,021	0,027	0,037	0,027	0,023	0,028	0,030
CCa	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
BMg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
BFe2	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
BMn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
BCa	18,4	17,933	1,722	1,660	1,660	1,751	1,665	1,549	1,772	1,734	1,596	1,672
BNa	0,185	0,207	0,278	0,340	0,350	0,240	0,335	0,361	0,263	0,276	0,306	0,325
Soma B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
ACa	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ANa	0,434	0,201	0,122	0,105	0,122	0,157	0,140	0,149	0,192	0,183	0,141	0,200
AK	0,263	0,226	0,071	0,086	0,054	0,055	0,083	0,064	0,070	0,086	0,073	0,093
Soma A	0,697	0,407	0,193	0,190	0,176	0,255	0,223	0,233	0,262	0,268	0,214	0,293
Soma Catiônica	15,70	15,41	15,75	15,9	15,25	15,25	15,22	15,23	15,23	15,27	15,21	15,23

Fórmula Estrutural calculada com base em 23 oxigênios.

Análises Química WDS em Cristais de Anfibólio do Sienito Pedra Branca.

Amostra Análise	PB30	PB30	PB30	PB30	PB30	PB30	PB30	PB30	PB30	PB30	PB30	PB148	PB148
	P1-8	P2-1	P2-2	P2-3	P2-4	P2-5	P2-6	P3-1	P3-2	P3-4	esp1	esp1	
	SLSI											SLS	SLS
SiO2	54,6	54,43	54,98	52,68	54,38	62,55	53,92	53,38	55,42	53,75	43,68	46,65	
TiO2	0,1	0,07	0,2	0,20	0,16	0,16	0,11	0,25	0,05	0,14	0,05	0,11	
Al2O3	1,50	1,70	1,52	1,51	1,72	2,72	2,08	2,16	1,31	1,83	6,05	7,15	
FeO	7,85	8,22	7,91	8,36	7,95	9,37	8,31	9,23	7,52	6,17	11,96	11,85	
MnO	0,2	0,28	0,27	0,24	0,26	0,28	0,26	0,28	0,30	0,24	0,52	0,29	
MgO	19,20	19,13	19,07	18,25	19,28	18,34	18,24	18,45	19,14	19,21	15,07	15,23	
CaO	11,29	10,89	10,54	10,87	10,45	10,35	10,47	10,62	11,03	11,19	10,66	10,55	
Na2O	1,69	1,83	1,93	1,66	1,96	2,19	2,08	2,11	1,78	1,62	2,50	2,60	
K2O	0,43	0,47	0,51	0,45	0,47	0,51	0,45	0,52	0,37	0,49	1,30	1,35	
F	0,65	0,64	1,05	0,83	0,51	0,54	1,02	0,51	0,01	0,71	2,08	1,89	
Cl	0,00	0,01	0,01	0,06	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02	0,15	0,10	
Total	97,45	97,66	97,38	95,02	97,57	97,55	97,50	97,70	97,53	97,66	95,52	98,71	
O=F,Cl	0,25	0,27	0,42	0,36	0,22	0,29	0,44	0,22	0,13	0,30	0,91	0,82	
Total	97,20	97,39	97,42	94,66	97,35	97,26	97,06	97,48	97,43	97,36	95,61	97,92	
TSI	7,725	7,582	7,750	7,396	7,720	7,810	7,654	7,560	7,815	7,620	6,550	6,820	
TAI	0,26	0,283	0,241	0,606	0,271	0,457	0,346	0,410	0,35	0,222	1,111	1,171	
TFe3	0,025	0,036	0,030	0,000	0,000	0,033	0,000	0,030	0,000	0,058	0,000	0,000	
TTI	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Soma T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
CAI	0,000	0,000	0,000	0,141	0,014	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	0,067	
CFe3	0,285	0,425	0,395	0,000	0,419	0,432	0,480	0,422	0,244	0,234	0,492	0,575	
CTI	0,012	0,007	0,012	0,021	0,017	0,017	0,012	0,025	0,015	0,015	0,000	0,022	
CMg	4,055	4,236	4,013	3,826	3,920	3,900	3,965	3,804	4,024	4,050	3,317	3,323	
CFe2	0,622	0,509	0,534	0,370	0,480	0,617	0,510	0,555	0,664	0,566	0,958	0,875	
CMn	0,025	0,033	0,032	0,028	0,031	0,031	0,031	0,033	0,033	0,033	0,033	0,033	
CCa	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Soma C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	
BMg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
BFe2	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
BMn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
BCa	1,713	1,547	1,544	1,637	1,524	1,655	1,593	1,512	1,671	1,700	1,556	1,650	
BNa	0,267	0,263	0,406	0,263	0,426	0,337	0,407	0,388	0,329	0,300	0,314	0,340	
Soma B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
ACa	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
ANa	0,117	0,147	0,121	0,091	0,126	0,255	0,195	0,193	0,195	0,229	0,426	0,370	
AK	0,015	0,035	0,032	0,081	0,054	0,092	0,081	0,093	0,067	0,089	0,245	0,252	
Soma A	0,255	0,231	0,212	0,172	0,150	0,350	0,247	0,286	0,223	0,218	0,572	0,622	
Soma Catiônica	15,25	15,23	15,21	15,17	15,19	15,36	15,25	15,29	15,22	15,32	15,67	15,62	

Fórmula Estrutural calculada com base em 23 oxigênios.

Análises Química WDS em Cristais de Anfibólio do Sienito Pedra Branca.

Amostra Análise	PB148 esp2	PB148 esp3	PB148 esp4	PB148 esp5	PE148 esp2	PB148 esp10	PB148 esp11 SLS	PE148 esp12	PB148 esp2	PB148 esp3	PE148 esp4	PB148 esp6	PB148 esp7
SiO2	46,70	46,33	46,74	46,43	45,14	42,51	43,25	47,48	43,78	42,91	47,21	43,44	42,70
TiO2	1,27	1,12	1,15	1,12	1,52	1,18	1,12	1,10	1,19	1,06	1,06	1,15	1,18
Al2O3	7,73	5,96	7,16	6,86	5,72	9,17	6,63	9,22	8,01	8,00	5,94	8,30	5,16
FeO	12,21	12,00	12,23	12,17	10,77	15,62	15,59	15,45	14,36	15,15	11,74	15,10	15,33
MnO	0,30	0,28	0,30	0,27	0,30	0,33	0,29	0,34	0,27	0,22	0,26	0,30	0,22
MgO	14,70	14,64	14,50	14,93	12,00	12,67	13,05	12,70	12,34	12,99	12,51	12,31	12,66
CaO	10,70	10,93	10,52	10,83	10,86	11,06	10,95	10,99	11,22	11,14	11,29	10,51	11,47
Na2O	2,60	2,67	2,71	2,66	2,17	2,15	2,12	2,19	2,18	2,23	2,14	2,26	2,16
K2O	1,30	1,34	1,32	1,37	1,40	1,53	1,43	1,44	1,45	1,36	1,43	1,41	1,40
F	1,32	1,36	1,31	1,32	1,29	1,33	1,53	1,15	0,81	1,19	1,66	1,50	1,05
Cl	0,15	0,12	0,16	0,12	0,10	0,17	0,27	0,32	0,30	0,28	0,33	0,25	0,34
Total	98,39	97,99	98,53	98,57	97,79	97,78	98,23	97,18	97,25	97,35	97,58	97,91	97,52
O=F,Cl	0,58	0,60	0,74	0,79	0,36	0,53	0,69	0,51	0,41	0,57	0,77	0,52	0,52
Total	98,10	98,99	98,29	97,75	97,43	97,25	97,57	96,67	96,32	96,76	97,79	97,74	96,80
TSI	6,785	5,884	6,826	6,857	5,466	6,392	6,463	6,404	6,511	6,464	6,477	6,530	6,467
TAI	12,15	1,116	1,156	1,143	1,634	1,532	1,623	1,596	1,436	1,628	1,623	1,530	1,633
TFe3	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TTi	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
CAI	0,114	0,102	0,100	0,043	0,006	0,300	0,000	0,241	0,016	0,026	0,009	0,010	0,097
CFe3	0,430	0,306	0,354	0,447	0,157	0,362	0,903	0,336	0,636	0,761	0,649	0,922	0,645
CTi	0,140	0,125	0,158	0,124	0,172	0,131	0,125	0,125	0,136	0,120	0,120	0,127	0,189
CMg	3,212	3,243	3,248	3,293	2,682	2,838	2,908	2,866	2,882	2,916	2,912	2,855	2,840
CFe2	1,055	1,180	1,111	1,054	1,305	1,108	1,023	1,112	1,258	1,147	1,216	1,035	1,202
CMn	0,036	0,035	0,038	0,037	0,029	0,011	0,037	0,031	0,031	0,029	0,031	0,036	0,028
CCa	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
EMg	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,300	0,000	0,200	0,030	0,000	0,000	0,030	0,000
EFe2	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,300	0,000	0,200	0,030	0,000	0,000	0,030	0,000
EMn	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,300	0,000	0,200	0,030	0,000	0,000	0,030	0,000
BCa	1,630	1,740	1,727	1,705	1,745	1,725	1,752	1,725	1,835	1,798	1,831	1,727	1,868
BNa	0,320	0,260	0,253	0,294	0,265	0,221	0,243	0,235	0,131	0,202	0,160	0,235	0,142
Soma B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
ACA	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,300	0,000	0,200	0,030	0,000	0,000	0,030	0,000
ANA	0,443	0,482	0,450	0,433	0,215	0,400	0,364	0,417	0,440	0,448	0,438	0,333	0,486
AK	0,231	0,236	0,247	0,253	0,268	0,262	0,267	0,278	0,275	0,261	0,276	0,236	0,227
Soma A	0,714	0,718	0,727	0,693	0,643	0,594	0,631	0,594	0,728	0,710	0,734	0,573	0,757
Soma Católica	15,70	15,72	15,73	15,64	15,64	15,66	15,63	15,69	15,72	15,71	15,73	15,57	15,76

Fórmula Estrutural calculada com base em 23 oxigênios.

Análises Química WDS em Cristais de Anfíbólio do Sienito Pedra Branca.

Amostra Análise	PB148 csp8	PE148 csp8	PB181 csp1	PB181 csp2	PE181 csp5	PB181 csp6	PB181 csp7	PE181 csp8	PB181 csp8	PE181 csp1	PB181 csp10	PB181 csp11
	SLS		SLSI									
SiO2	42,72	43,16	46,48	46,86	45,44	46,93	47,26	46,76	46,25	47,5	47,43	49,25
TiO2	1,2	1,12	1,05	0,85	0,87	0,86	0,71	0,75	0,87	0,46	0,7	0,29
Al2O3	5,23	5,11	6,33	5,61	5,76	6,7	5,69	6,36	6,45	5,75	5,91	4,63
FeO	15,55	15,42	12,16	12,79	12,39	13,26	11,93	12,67	11,97	11,97	11,68	10,73
MnO	0,25	0,25	0,37	0,30	0,30	0,34	0,37	0,25	0,33	0,36	0,32	0,36
MgO	12,27	12,96	15,77	15,09	15,38	15,39	15,75	15,36	15,34	16,17	15,76	16,67
CaO	11,77	10,85	9,71	9,30	9,32	9,9	9,11	9,25	9,30	9,51	9,17	8,90
Na2O	2,14	2,06	3,72	3,75	3,70	3,85	3,96	3,78	3,65	3,68	3,54	3,94
K2O	1,45	1,41	1,75	1,84	1,70	1,72	1,61	1,56	1,75	1,67	1,54	1,35
F	0,85	0,85	2,81	2,60	2,33	1,58	2,37	2,22	2,02	2,81	2,33	2,48
Cl	0,38	0,28	0,05	0,04	0,05	0,07	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04
Total	97,23	97,30	98,99	98,03	95,32	98,19	96,68	96,69	96,52	96,91	96,77	98,37
O=F,Cl	0,44	0,42	1,7	1,10	0,30	0,50	1,01	0,50	0,83	0,58	0,57	1,05
Total	97,67	97,88	97,30	97,93	94,46	97,51	97,67	98,03	97,63	97,96	97,60	97,32
TSI	5,457	6,451	6,877	6,794	6,622	6,755	5,967	6,866	6,825	6,040	6,368	7,271
TAI	1,543	1,549	1,113	1,168	1,124	1,090	1,087	1,102	1,122	1,089	1,023	0,780
TFe3	0,000	0,000	0,000	0,049	0,015	0,095	0,052	0,042	0,052	0,077	0,011	0,000
TTI	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma T	5,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
CAI	0,095	0,225	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CFe3	0,644	0,531	0,590	0,640	0,614	0,634	0,594	0,741	0,660	0,703	0,502	0,549
CTI	0,135	0,125	0,121	0,094	0,057	0,099	0,078	0,082	0,082	0,050	0,051	0,032
CMg	2,765	2,896	3,348	3,333	3,387	3,370	3,458	3,367	3,375	3,627	3,451	3,635
CFe2	1,322	0,596	0,880	0,897	0,656	0,777	1,823	0,771	0,820	0,63	0,757	0,724
CMn	0,038	0,036	0,016	0,038	0,038	0,042	0,046	0,049	0,07	0,045	0,018	0,015
CCa	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
BMg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
BFe2	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
BMn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
BCa	1,809	1,738	1,445	1,475	1,475	1,451	1,438	1,428	1,477	1,394	1,444	1,395
BNa	0,19	0,262	0,556	0,626	0,526	0,640	1,662	0,572	0,620	1,606	0,556	0,605
Soma B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
ACa	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ANa	0,426	0,234	0,572	0,557	0,325	0,551	1,965	0,501	0,579	1,620	0,556	0,575
AK	0,287	0,268	0,330	0,347	0,320	0,322	0,284	0,309	0,330	0,290	0,265	0,252
Soma A	0,713	0,502	0,862	0,899	0,645	0,873	1,867	0,811	0,849	1,613	0,928	0,765
Soma Catiônica	15,72	15,60	15,34	15,90	15,56	15,57	15,85	15,81	15,85	15,8	15,62	15,77

Fórmula Estrutural calculada com base em 23 oxigênios.

Análises Química WDS em Cristais de Anfibólio do Sienito Pedra Branca.

Amostra Análise	PE181 c6p12	PB181 c6p13	PE181 c6p14	PE181 c6p2	PB181 c6p3	PE181 c6p4	PE181 c6p5	PB181 c6p6	PE181 c6p7	PB181 c6p9
	SLSI									
SiO2	45,67	46,97	46,86	45,98	47,53	46,94	48,12	47,65	46,86	47,47
TiO2	0,65	0,71	0,67	0,54	0,53	0,60	0,47	0,48	0,56	0,72
Al2O3	6,45	6,26	5,00	5,16	6,70	5,22	5,51	5,71	5,88	5,57
FeO	12,19	12,32	12,56	12,56	12,31	13,08	11,39	12,07	13,26	11,94
MnO	0,35	0,32	0,33	0,32	0,30	0,39	0,44	0,37	0,37	0,32
MgO	15,57	15,35	15,43	15,31	15,55	15,60	15,58	15,83	15,70	15,66
CaO	9,43	9,21	8,24	9,32	9,13	8,31	9,02	8,22	8,50	9,02
Na2O	3,78	3,77	3,83	3,96	3,77	3,73	3,86	3,83	3,76	3,75
K2O	1,61	1,62	1,68	1,54	1,50	1,67	1,62	1,48	1,64	1,57
F	0,83	2,17	1,49	3,14	1,98	1,87	2,22	2,13	1,62	1,98
Cl	0,05	0,05	0,06	0,34	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04
Total	99,88	99,15	97,96	100,22	98,95	98,36	98,61	98,73	98,47	98,57
O=F,Cl	0,12	0,92	1,04	1,32	0,56	0,80	0,81	0,91	0,69	0,54
Total	99,06	98,23	97,34	95,29	98,70	98,56	97,69	97,82	97,78	97,72
TSi	6,590	6,851	6,023	6,555	6,944	5,837	7,361	6,963	5,842	6,368
TAI	1,121	1,133	1,009	1,061	1,040	1,067	0,940	0,991	1,012	1,014
TFe3	0,248	0,038	0,067	0,055	0,007	0,095	0,000	0,042	0,146	0,018
TTi	0,200	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma T	8,200	8,000	6,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	5,000	8,000
CAI	0,200	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CFe3	0,219	0,130	0,180	0,110	0,110	0,180	0,114	0,063	0,000	0,531
CTi	0,105	0,082	0,075	0,050	0,055	0,065	0,051	0,053	0,052	0,038
CMg	3,405	3,353	3,390	3,420	3,425	3,387	3,411	3,464	3,418	3,433
CFe2	0,928	0,811	0,000	0,626	0,770	0,718	0,782	0,773	0,674	0,817
CMin	0,133	0,015	0,042	0,017	0,037	0,049	0,051	0,013	0,016	0,012
CCa	0,200	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma C	5,200	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
BMg	0,200	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
BFe2	0,200	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
BMin	0,200	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
BGe	1,482	1,447	1,463	1,454	1,426	1,453	1,422	1,448	1,395	1,426
BNo	0,118	0,653	0,637	0,636	0,672	0,647	0,578	0,662	0,607	0,576
Soma B	2,200	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
ACa	0,200	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ANa	0,296	0,516	0,267	0,258	0,496	0,505	0,517	0,507	0,456	0,502
AK	0,202	0,311	0,217	0,228	0,236	0,292	0,264	0,223	0,287	0,317
Soma A	0,558	0,828	0,484	0,476	0,734	0,799	0,781	0,730	0,744	0,821
Soma Catiônica	15,85	15,32	15,88	15,98	15,79	15,80	15,80	15,81	15,74	15,62

Fórmula Estrutural calculada com base em 23 oxigênios.

Análises Química WDS em Cristais de Anfibólio do Sienito Pedra Branca.

Tabela 4: Análises WDS em cristais de biotita do Sienito Pedra Branca.

Amostra Análise	PB-5A	PB-5A	PB-5A	PB-5A	PB-22	PB-22	PB-22	PB-22	PB-22	PB-22	PB-36c	PB-36c	PB-36c
	p23	p27	p28	p29	p10	p11	p12	p13	p19	p21	c1p1	c1p2	c1p3
	SLSI				SSE						SLSI		
SiO2	36.55	36.65	36.85	36.74	39.05	38.52	40.04	38.55	38.29	36.76	39.66	36.92	38.89
TiO2	2.57	2.65	3.13	2.86	3.50	3.69	3.82	3.93	3.96	3.42	3.14	3.34	3.74
Al2O3	12.53	13.29	12.78	13.11	12.77	12.87	12.43	12.87	12.84	13.96	12.45	12.12	12.30
FeO	14.47	14.57	14.85	14.16	13.23	13.68	12.43	13.54	13.26	12.46	11.23	10.35	10.48
MnO	0.12	0.14	0.10	0.07	0.08	0.08	0.00	0.15	0.09	0.05	0.07	0.13	0.15
MgO	16.79	17.12	16.71	17.19	17.63	17.30	17.10	17.29	17.07	16.11	18.30	19.46	19.11
Na2O	0.10	0.05	0.08	0.07	0.02	0.07	0.08	0.11	0.20	0.04	0.17	0.20	0.22
K2O	9.85	10.05	10.05	9.83	10.02	9.67	9.63	9.92	10.04	10.12	9.63	9.97	9.75
BaO	0.45	0.25	0.17	0.45	0.31	0.51	0.40	0.41	0.00	0.33	0.48	0.66	0.80
F											1.30	1.15	1.80
Cl											0.21	0.17	0.19
Total O=F,Cl	95.43	96.77	96.52	96.48	96.59	96.57	95.93	96.73	95.75	97.29	96.62	96.46	96.83
											0.59	0.52	0.80
CTotal	95.430	96.770	96.520	96.480	96.590	96.570	95.930	96.780	95.750	97.290	96.230	95.940	96.030
Si	5.510	5.441	5.463	5.460	5.472	5.422	5.603	5.412	5.416	5.373	5.574	5.490	5.504
AlIV	2.109	2.203	2.127	2.176	2.107	2.133	2.046	2.127	2.139	2.282	2.062	2.013	2.060
AlVI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.276	0.281	0.333	0.303	0.389	0.391	0.402	0.415	0.421	0.357	0.332	0.355	0.335
Fe2	1.730	1.715	1.755	1.668	1.550	1.610	1.455	1.589	1.568	1.447	1.320	1.221	1.241
Mn	0.015	0.017	0.012	0.008	0.007	0.007	0.000	0.013	0.011	0.006	0.008	0.015	0.018
Ba	0.025	0.014	0.009	0.025	0.017	0.028	0.022	0.023	0.000	0.016	0.025	0.036	0.045
Mg	3.576	3.583	3.521	3.612	3.663	3.630	3.567	3.618	3.600	3.743	3.834	4.093	4.031
Na	0.028	0.014	0.022	0.019	0.005	0.019	0.022	0.030	0.055	0.011	0.048	0.054	0.060
K	1.796	1.805	1.812	1.767	1.791	1.772	1.719	1.775	1.812	1.780	1.763	1.794	1.761
Cations	15.067	15.063	15.054	15.039	15.001	15.012	14.838	15.008	15.023	15.027	14.964	15.071	15.045
CF											1.153	1.022	1.609
CCI											0.098	0.082	0.089
Fe/(Fe+Mg)	0.33	0.32	0.33	0.32	0.30	0.31	0.29	0.31	0.30	0.28	0.26	0.23	0.24
Mg/(Fe+Mg)	0.67	0.66	0.67	0.68	0.70	0.69	0.71	0.69	0.70	0.72	0.74	0.77	0.76

Fórmula Estrutural calculada com base em 22 oxigênios.

Análises Químicas WDS em Cristais de Biotita do Sienito Pedra Branca.

Amostra Análise	PB-36c c2p1	PB-36c c2p2	PB-36c c2p3	PB-36c c2p4	PB-36c c2p5	PB-36c c2p6 SLSI	PB-36c c4p1	PB-36c c4p2	PB-36c c4p3	PB-36c c4p4	PB-36c c4p5	PB-47B c1p1 SLSI	PB-47B c1p10 SLSI
SiO ₂	39.59	39.32	39.93	39.52	40.23	39.34	39.83	40.42	39.77	39.60	39.20	40.33	40.94
TiO ₂	2.88	2.95	2.92	2.91	2.59	2.66	2.91	2.80	3.13	3.45	3.40	0.94	0.99
Al ₂ O ₃	12.19	12.32	12.47	12.38	12.15	12.24	12.45	12.35	12.43	12.30	12.35	11.84	11.55
FeO	9.95	9.59	10.52	10.11	9.95	10.75	9.87	9.84	10.10	10.61	10.18	8.77	9.24
MnO	0.13	0.14	0.15	0.15	0.11	0.09	0.13	0.17	0.09	0.11	0.12	0.43	0.34
MgO	19.47	19.65	19.18	19.31	19.44	18.88	19.67	19.99	19.46	18.80	18.77	21.68	21.10
Na ₂ O	0.14	0.15	0.14	0.18	0.21	0.11	0.19	0.20	0.15	0.18	0.23	0.21	0.25
K ₂ O	9.78	9.87	9.49	9.54	9.76	9.95	9.36	9.73	9.61	9.76	9.66	9.92	10.06
BaO	0.87	0.71	0.77	0.82	0.90	0.83	0.81	0.62	0.65	0.46	0.55	0.00	0.00
F	1.74	1.29	1.22	1.26	1.10	1.57	1.55	1.16	1.59	1.12	1.12	3.47	2.61
Cl	0.08	0.04	0.03	0.07	0.08	0.07	0.09	0.07	0.11	0.09	0.09	0.05	0.03
Total	96.63	96.03	96.91	96.25	96.52	96.47	96.66	97.35	97.08	96.57	95.68	96.14	97.10
O=F,Cl	0.75	0.55	0.52	0.54	0.46	0.68	0.87	0.50	0.70	0.49	0.49	1.47	1.10
CTotal	95.880	95.480	96.290	95.710	96.040	95.790	95.990	96.850	96.380	96.080	95.190	96.670	96.000
Si	5.573	5.541	5.579	5.560	5.631	5.571	5.570	5.594	5.557	5.550	5.541	5.695	5.735
AlIV	2.022	2.044	2.051	2.052	2.003	2.041	2.051	2.015	2.045	2.029	2.058	1.944	1.905
AlVI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.305	0.313	0.307	0.308	0.272	0.284	0.308	0.291	0.329	0.363	0.361	0.099	0.105
Fe ₂	1.174	1.131	1.229	1.190	1.162	1.273	1.155	1.139	1.181	1.244	1.204	1.023	1.063
Mn	0.016	0.017	0.018	0.018	0.013	0.010	0.015	0.020	0.010	0.013	0.015	0.051	0.040
Ba	0.037	0.039	0.042	0.045	0.049	0.046	0.033	0.033	0.036	0.025	0.030	0.000	0.000
Mg	4.096	4.128	3.994	4.048	4.058	3.936	4.102	4.124	4.054	3.949	3.956	4.508	4.405
Na	0.039	0.042	0.038	0.049	0.067	0.029	0.052	0.065	0.041	0.050	0.062	0.056	0.067
K	1.757	1.774	1.692	1.712	1.746	1.797	1.570	1.717	1.714	1.745	1.742	1.755	1.797
Cations	15.008	15.029	14.950	14.983	14.991	15.037	14.954	14.988	14.987	14.963	14.967	15.141	15.137
CF	1.549	1.150	1.079	1.118	0.975	1.410	1.369	1.012	1.407	0.989	0.997	3.065	2.309
CCI	0.040	0.021	0.013	0.032	0.038	0.034	0.043	0.034	0.053	0.043	0.043	0.025	0.018
Fe/(Fe+Mg)	0.22	0.22	0.24	0.23	0.22	0.24	0.22	0.22	0.23	0.24	0.23	0.18	0.20
Mg/(Fe+Mg)	0.78	0.76	0.75	0.77	0.76	0.76	0.76	0.78	0.77	0.76	0.77	0.82	0.80

Fórmula Estrutural calculada com base em 22 oxigênios.

Análises Químicas WDS em Cristais de Biotita do Sienito Pedra Branca.

Amostra Análise	PB-47B c1p2	PB-47B c1p3	PB-47B c1p4	PB-47B c1p5	PB-47B c1p6	PB-47B c1p7	PB-47B c1p8	PB-47B c1p9	PB-92A p1	PB-92A p12	PB-92A p13	PB-92A p4	PB-92A p6
	SLSI								SLSI				
SiO ₂	40.36	40.51	40.66	40.18	40.53	40.22	40.06	40.25	40.63	40.69	40.30	39.71	40.05
TiO ₂	0.96	1.19	1.15	1.27	1.17	1.14	1.06	1.24	1.20	1.19	1.47	1.24	0.96
Al ₂ O ₃	11.73	11.60	11.72	11.81	11.63	11.49	11.44	11.31	11.82	11.81	11.73	11.57	11.75
FeO	9.06	9.55	9.19	9.45	9.42	9.56	9.96	9.39	10.84	10.79	10.67	11.24	10.74
MnO	0.37	0.35	0.35	0.31	0.29	0.29	0.32	0.22	0.34	0.37	0.33	0.37	0.44
MgO	21.31	21.02	20.82	20.72	20.77	21.22	20.73	20.87	19.11	19.23	18.81	19.55	19.71
Na ₂ O	0.29	0.25	0.38	0.35	0.27	0.30	0.32	0.30	0.22	0.26	0.25	0.22	0.26
K ₂ O	9.95	9.76	9.85	9.71	10.23	9.60	9.96	9.47	9.67	9.79	9.70	9.79	9.89
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.58	0.30	0.52	0.49	0.44
F	2.61	2.84	2.09	2.31	3.17	3.26	2.90	3.20	3.71	3.44	3.55	3.57	3.75
Cl	0.03	0.02	0.02	0.00	0.06	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	96.85	97.10	97.04	96.11	97.59	97.10	96.46	96.27	98.32	97.87	97.54	97.85	97.99
O=F,Cl	1.11	1.20	1.22	0.97	1.35	1.38	1.19	1.35	1.56	1.45	1.50	1.50	1.58
CTotal	95.540	95.900	95.820	95.140	96.240	95.720	95.290	94.920	96.760	96.420	96.040	96.350	96.410
Si	5.631	5.693	5.714	5.672	5.705	5.679	5.686	5.715	5.744	5.747	5.754	5.656	5.691
AlIV	1.945	1.921	1.939	1.964	1.926	1.911	1.911	1.892	1.968	1.965	1.965	1.958	1.966
AlVI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.101	0.125	0.121	0.135	0.124	0.121	0.113	0.133	0.128	0.126	0.157	0.133	0.103
Fe ²⁺	1.067	1.122	1.080	1.116	1.108	1.105	1.173	1.116	1.282	1.275	1.293	1.339	1.276
Mn	0.044	0.042	0.042	0.037	0.036	0.036	0.038	0.027	0.041	0.044	0.040	0.045	0.053
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.032	0.017	0.029	0.027	0.024
Mg	4.471	4.405	4.351	4.361	4.364	4.468	4.386	4.420	4.027	4.049	3.990	4.151	4.175
Na	0.079	0.067	0.105	0.097	0.073	0.083	0.087	0.083	0.060	0.071	0.069	0.081	0.072
K	1.787	1.753	1.766	1.748	1.835	1.766	1.786	1.715	1.780	1.764	1.761	1.779	1.793
Cations	15.175	15.123	15.128	15.131	15.160	15.188	15.180	15.102	15.082	15.053	15.038	15.149	15.163
CF	2.323	2.521	2.571	2.058	2.819	2.915	2.515	2.874	3.517	3.073	3.195	3.216	3.370
CCI	0.014	0.008	0.011	0.000	0.027	0.009	0.015	0.010	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000
Fe/(Fe+Mg)	0.19	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.21	0.20	0.24	0.24	0.24	0.24	0.23
Mg/(Fe+Mg)	0.81	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.79	0.80	0.76	0.76	0.76	0.76	0.77

Fórmula Estrutural calculada com base em 22 oxigênios.

Análises Químicas WDS em Cristais de Biotita do Sienito Pedra Branca.

Amostra Análise	PB-123A p20	PB-123A p21 SLS	PB-123A p24
SiO ₂	39.61	40.06	39.51
TiO ₂	3.15	2.86	3.18
Al ₂ O ₃	12.25	12.47	12.25
FeO	11.95	11.06	10.93
MnO	0.11	0.06	0.06
MgO	18.28	17.95	18.20
Na ₂ O	0.18	0.12	0.09
K ₂ O	9.61	9.60	9.69
BaO	0.69	0.54	0.67
F	3.23	2.76	3.31
Cl	0.28	0.27	0.29
Total	99.30	97.76	98.18
O=F,Cl	1.42	1.23	1.46
CTotal	97.880	96.530	96.720
Si	5.563	5.647	5.594
AlIV	2.026	2.070	2.043
AlVI	0.000	0.000	0.000
Ti	0.333	0.302	0.339
Fe ²⁺	1.404	1.304	1.284
Mn	0.013	0.007	0.007
Ba	0.038	0.030	0.037
Mg	3.628	3.772	3.842
Na	0.044	0.033	0.025
K	1.722	1.726	1.750
Cations	14.971	14.891	14.931
CF	2.668	2.479	2.964
CCI	0.124	0.129	0.139
Fe/(Fe+Mg)	0.27	0.26	0.25
Mg/(Fe+Mg)	0.73	0.74	0.75

Fórmula Estrutural calculada com base em 22 oxigênios.

Análises Químicas WDS em Cristais de Biotita do Sienito Pedra Branca.

Tabela 5: Análises WDS em cristais de óxidos de Fe-Ti do Sienito Pedra Branca.

Amostra Análise	Media do Grao PB42A SLSI Hem	Desvio Padrao	Media do Grao PB47B SLSI Mt	Desvio Padrao	Media do Grao PB181 SLSI Hem	Desvio Padrao c1p1	
SiO2	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	
TiO2	18.94	0.71	0.05	0.05	17.98	3.38	
Al2O3	0.06	0.02	0.02	0.01	0.18	0.15	
Fe2O3(T)							
Cr2O3	0.06	0.02	0.12	0.00	0.09	0.02	
FeO(T)	75.05	0.58	92.04	0.19	73.62	2.78	
MnO	0.18	0.03	0.30	0.00	0.79	0.20	
MgO	0.06	0.02	0.03	0.02	0.08	0.03	
CaO	0.02	0.03	0.07	0.03	0.02	0.02	
Soma	92.40	0.67	92.66	0.15	92.79	0.93	
Fe2O3 wt. %	66.79	1.14	68.37	0.19	64.90	6.21	
FeO wt. %	14.86	0.62	30.53	0.01	15.22	2.82	
total	99.09	0.66	99.51	0.15	99.29	0.45	
Porporções catiónicas com base em 3 oxigênios (Magnetita) e 4 oxigênios (Hematita)							
Partição Fe2+ e Fe3+ segundo Carmichael (1967)							
1	Si	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001
1	Ti	0.338	0.013	0.002	0.001	0.556	0.065
2	Al	0.002	0.001	0.001	0.001	0.005	0.005
2	Fe-3	1.324	0.025	1.991	0.003	1.282	0.130
1	Fe-2	0.329	0.012	0.986	0.001	0.534	0.060
1	Mn	0.004	0.001	0.010	0.000	0.018	0.004
1	Mg	0.002	0.001	0.002	0.001	0.003	0.001
1	Ce	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001
2	Cr	0.001	0.000	0.004	0.000	0.002	0.000
	Total:	2.000		3.000		2.000	

Análises químicas WDS em óxidos de Fe-Ti do Sienito Pedra Branca.

Amostra Análise	Media do Grao	Desvio Padrao	Media do Grao	Desvio Padrao	Media do Grao	Desvio Padrao	
	PB181 SLSI Hem	c1p5	PB181 SLSI Mt	c1p20-21	PB181 SLSI Mt	c1-p8-p22	
SiO2	0.13	0.12	0.03	0.01	0.08	0.06	
TiO2	19.49	1.29	0.09	0.13	0.22	0.06	
Al2O3	0.14	0.11	0.06	0.01	0.08	0.01	
Fe2O3(T)							
Cr2O3	0.12	0.02	0.16	0.03	0.16	0.06	
FeO(T)	73.00	1.02	93.16	0.21	92.92	0.44	
MnO	0.68	0.11	0.06	0.00	0.04	0.01	
MgO	0.05	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	
CaO	0.11	0.14	0.02	0.01	0.04	0.02	
Soma	93.60	0.64	91.60	0.00	91.60	0.00	
Fe2O3 wt. %	62.34	2.00	68.83	0.29	68.42	0.18	
FeO wt. %	16.90	1.17	31.23	0.06	31.36	0.28	
total	99.84	0.63	100.50	0.12	100.40	0.68	
Porporções catiónicas com base em 3 oxigênios (Magnetita) e 4 oxigênios (Hematita)							
Partição Fe ²⁺ e Fe ³⁺ segundo Carmichael (1967)							
1	Si	0.003	0.003	0.001	0.000	0.003	0.002
1	Ti	0.382	0.025	0.003	0.004	0.008	0.002
2	Al	0.004	0.004	0.003	0.001	0.004	0.000
2	Fe=3	1.222	0.045	1.984	0.006	1.973	0.009
1	Fe=2	0.369	0.025	1.000	0.003	1.005	0.001
1	Mn	0.012	0.002	0.002	0.000	0.001	0.000
1	Mg	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001
1	Ca	0.003	0.004	0.001	0.000	0.002	0.001
2	Cr	0.003	0.000	0.005	0.001	0.005	0.002
	Total:	2.000		3.000		3.000	

Análises químicas WDS em óxidos de Fe-Ti do Sienito Pedra Branca.

Amostra Análise	Media do Grao	Desvio Padrao	Media do Grao	Desvio Padrao	Media do Grao	Desvio Padrao	
	PB181 SLSI Hem	c2p1-7	PB181 SLSI Hem	C2p2-4-5-10	PB181 SLSI Hem	c2-p6-9-11-12-12-14	
SiO2	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	
TiO2	20.47	0.90	18.11	0.81	17.24	0.81	
Al2O3	0.03	0.01	0.04	0.01	0.08	0.04	
Fe2O3(T)							
Cr2O3	0.09	0.00	0.11	0.01	0.14	0.02	
FeO(T)	72.41	0.17	75.10	1.50	74.86	0.81	
MnO	0.34	0.03	0.27	0.03	0.31	0.08	
MgO	0.08	0.01	0.07	0.01	0.06	0.02	
CaO	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.05	
Soma	93.46	0.63	91.73	0.93	92.77	1.08	
Fe2O3 wt. %	60.57	1.01	67.63	2.40	66.47	1.23	
FeO wt. %	17.91	0.74	14.06	0.72	15.07	0.78	
total	99.53	0.53	98.53	1.14	99.43	1.08	
Porporções catiônicas com base em 3 oxigênios (Magnetita) e 4 oxigênios (Hematita)							
Partição Fe2+ e Fe3+ segundo Carmichael (1967)							
1	Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
1	Ti	0.403	0.013	0.321	0.018	0.340	0.014
2	Al	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001
2	Fe+3	1.192	0.027	1.353	0.036	1.313	0.028
1	Fe+2	0.391	0.014	0.312	0.019	0.331	0.015
1	Mn	0.008	0.001	0.008	0.001	0.007	0.001
1	Mg	0.003	0.000	0.003	0.001	0.002	0.001
1	Ca	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002
2	Cr	0.002	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000
	Total:	2.000		2.000		2.000	

Análises químicas WDS em óxidos de Fe-Ti do Sienito Pedra Branca.

Amostra Análise	Media do Grao	Desvio Padrao	Media do Grao	Desvio Padrao	Media do Grao	Desvio Padrao
	PB181 SLSI Hem	c3-p1-2-3-5-9-10-11-12	pb181 SLSI Hem	c1-91-2-4	PB148 SLS Mt	c1-p5-6-10-11
SiO ₂	0.03	0.02	0.02	0.03	0.06	0.01
TiO ₂	17.30	0.41	19.40	2.50	0.11	0.12
Al ₂ O ₃	0.07	0.04	0.09	0.02	0.24	0.04
Fe ₂ O ₃ (T)						
Cr ₂ O ₃	0.07	0.02	0.06	0.01	0.22	0.01
FeO(T)	75.06	0.66	72.68	2.56	91.72	0.47
MnO	0.27	0.02	0.32	0.07	0.01	0.01
MgO	0.12	0.15	0.25	0.05	0.04	0.02
CaO	0.04	0.03	0.04	0.03	0.01	0.01
Soma	92.96	0.69	92.68	0.63	91.60	0.60
Fe ₂ O ₃ wt. %	66.69	1.16	62.26	5.19	67.49	0.43
FeO wt. %	15.05	0.61	16.65	2.10	30.88	0.24
total	99.64	0.76	99.12	0.54	99.05	0.55
Porporções catiônicas com base em 3 oxigênios (Magnetita) e 4 oxigênios (Hematita)						
Partição Fe ²⁺ e Fe ³⁺ segundo Carmichael (1967)						
1	Si	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
1	Ti	0.341	0.008	0.363	0.050	0.003
2	Al	0.002	0.001	0.003	0.001	0.011
2	Fe ³⁺	1.314	0.017	1.229	0.099	1.972
1	Fe ²⁺	0.330	0.014	0.365	0.047	1.002
1	Mn	0.006	0.001	0.007	0.002	0.000
1	Mg	0.005	0.006	0.010	0.002	0.002
1	Ca	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
2	Cr	0.002	0.000	0.002	0.000	0.007
	Total:	2.000		2.000	0.000	3.000

Análises químicas WDS em óxidos de Fe-Ti do Sienito Pedra Branca.

Amostra Análise	Media do Grao	Desvio Padrao	Media do Grao	Desvio Padrao	Media do Grao	Desvio Padrao
	PB148 SLS Hem	c2-p1-2-3-5-6	PB148 SLS Hem	C2P7	PB148 SLS Mt	c5-p5-6
SiO2	0.25	0.50	0.015	0.015	0.05	0.00
TiO2	17.88	1.80	38.570	38.57	0.11	0.15
Al2O3	0.08	0.06	0.016	0.016	0.22	0.01
Fe2O3(T)						
Cr2O3	0.13	0.02	0.102	0.102	0.25	0.00
FeO(T)	73.82	1.85	56.062	56.062	92.11	0.43
MnO	0.18	0.04	0.43	0.43	0.00	0.01
MgO	0.12	0.04	0.343	0.343	0.02	0.03
CaO	0.17	0.32	0.036	0.036	0.01	0.01
Soma	92.63	0.47	95.594	95.594	91.60	0.00
Fe2O3 wt. %	64.53	3.68	24.96186056		67.85	0.16
FeO wt. %	15.76	1.55	33.62106764		31.06	0.28
total	99.10	0.54	96.09496821		99.57	0.62
Porporções catiônicas com base em 3 oxigênicos (Magnetita) e 4 oxigênicos (Hematita)						
Partição Fe2+ e Fe3+ segundo Carmichael (1967)						
1	Si	0.006	0.013	0.000389876	0.002	0.000
1	Ti	0.353	0.038	0.754198231	0.003	0.004
2	Al	0.002	0.002	0.00049013	0.010	0.000
2	Fe=3	1.275	0.073	0.486237561	1.972	0.008
1	Fe=2	0.346	0.034	0.730326631	1.003	0.003
1	Mn	0.004	0.001	0.009466504	0.000	0.000
1	Mg	0.005	0.002	0.01329041	0.001	0.001
1	Ca	0.005	0.003	0.001002562	0.000	0.001
2	Cr	0.003	0.000	0.002096064	0.008	0.000
	Total:	2.000		2	3.000	

Análises químicas WDS em óxidos de Fe-Ti do Sienito Pedra Branca.

Amostra Análise	Media do Grao PB148 SLS Mt	Desvio Padrao c5-p10-11-12	Media do Grao PB148 SLS MI	Desvio Padrao c7-p1-2-3	PB148 c7p4 Hem	Media do Grao PB148 SLS	Desvio Padrao c5-p5-6-7-8 Mt
SiO2	0.04	0.01	0.08	0.03	0.05	0.04	0.02
TiO2	0.08	0.06	0.03	0.03	19.59	0.09	0.10
Al2O3	0.22	0.04	0.18	0.02	0.06	0.30	0.05
Fe2O3(T)							
Cr2O3	0.26	0.02	0.08	0.04	0.09	0.08	0.00
FeO(T)	92.04	0.86	92.37	0.57	72.38	91.55	0.54
MnO	0.01	0.01	0.03	0.03	0.18	0.03	0.03
MgO	0.02	0.02	0.07	0.01	0.13	0.07	0.04
CaO	0.05	0.03	0.04	0.01	0.05	0.05	0.04
Soma	91.60	0.00	91.60	0.00	92.51	91.60	0.00
Fe2O3 wt. %	67.88	0.72	68.31	0.46	61.30	67.61	0.37
FeO wt. %	30.96	0.22	30.90	0.16	17.23	30.72	0.25
total	99.52	0.86	99.69	0.62	99.65	96.99	0.78
Porporções catiónicas com base em 3 oxigênios (Magnetita) e 4 oxigênios (Hematita)							
Partição Fe2+ e Fe3+ segundo Carmichael (1967)							
1	Si	0.002	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001
1	Ti	0.002	0.002	0.001	0.001	0.369	0.003
2	Al	0.010	0.002	0.008	0.001	0.002	0.014
2	Fe+3	1.974	0.004	1.983	0.001	1.216	1.975
1	Fe+2	1.001	0.003	0.997	0.001	0.360	0.997
1	Mn	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003	0.001
1	Mg	0.001	0.001	0.004	0.001	0.005	0.004
1	Ca	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002
2	Cr	0.008	0.001	0.003	0.001	0.002	0.003
	Total:	3.000		3.000		2.000	3.000

Análises químicas WDS em óxidos de Fe-Ti do Sienito Pedra Branca.

ANEXO III
TABELAS DE QUÍMICA DE ROCHA
TOTAL

Tabela 1: Norma CIPW em rochas do Sienito Pedra Branca.

	PB-2 SLSI	PB-6A SLS	PB-8A SLSI	PB-8B SLSI	PB-8D Enclave Ultramáfico	PB-9 SSI	PB-22 SSE	PB-25 SSI	PB-30 SLSI	PB-36A SLSI	PB-47 SLSI	PB-38 SLSI	PB-53 SSI
quartzo		3.17				2.99	1.45	6.67		0.57			2.52
corindon													
ortoclásio	43.35	42.48	43.26	41.43	15.66	32.88	35.76	36.40	40.84	40.07	45.03	44.97	36.58
albite	26.34	26.91	26.50	27.72	5.16	27.75	23.52	26.74	20.21	22.25	23.95	22.39	30.63
anortita	0.24	4.93	1.38	1.37		8.56	5.44	7.76	0.59	1.52	0.45	0.26	5.51
nefelina	0.51		0.08	0.20	4.59				0.51			0.94	
clipsidic	15.78	10.52	15.93	14.59	48.09	10.71	12.72	6.03	22.42	22.95	18.32	18.35	10.20
hiperslenio		4.77				7.67	6.81	5.38		2.66	0.50		5.16
olivina	2.00		2.50	2.34	3.50				1.58		1.75	1.87	
magnetita	2.59	2.55	2.75	2.90	4.17	3.01	2.92	2.27	3.04	2.88	2.54	2.88	2.60
ilmenite	2.72	2.77	2.91	3.38	5.46	3.05	3.35	2.66	3.42	2.50	3.19	3.13	2.81
apetita	2.48	2.53	2.74	2.04	6.23	2.57	2.43	2.09	4.47	4.22	3.57	3.52	2.18
ecrita					4.01								
leucita													
Total	96.50	100.65	97.54	96.04	97.86	99.08	99.41	95.99	97.37	99.81	99.66	96.32	99.16

NORMA CIPW EM AMOSTRAS DO SIENITO PEDRA BRANCA.

	PB-69 SSI	PB-68B SLSI	PB-70A SLSI	PB-71 SLSI	PB-92A SLSI	PB-92B SLS	PB-114 SLSI	PB-123A SLS	PB-130 SSI	PB-142 SLS	PB-148 SLS	PB-169 Enclave Ultramáfico	PB-174A SLSI
quartzo	3.04	2.10	0.96	0.00		5.05		2.79	6.53	3.58	3.25		
corindon													
ortoclásio	36.40	41.01	42.61	44.05	43.85	38.18	33.94	38.53	35.93	38.89	38.94	22.23	45.38
albite	25.05	28.09	27.75	23.35	27.19	30.29	23.60	26.49	26.13	28.85	27.06	4.03	24.19
anortita	8.25	1.22	1.64	0.98	0.23	3.67	2.34	6.26	8.00	5.70	6.01	9.32	0.79
nefelina					0.72							2.66	0.37
clipsídio	9.97	16.66	13.15	17.51	16.54	10.30	15.89	11.67	8.21	8.75	10.76	18.30	17.09
hyperstênio	7.25	2.43	3.63	2.10		5.52	3.29	5.14	5.33	4.89	4.91		
olivina				0.92	0.87		0.22					12.94	1.67
magnetita	2.32	2.62	2.31	2.97	2.72	2.53	2.51	2.72	2.47	2.46	2.52	6.62	2.47
ilmenita	3.10	2.68	2.64	3.06	3.53	2.41	2.79	3.04	2.77	2.57	2.67	10.75	2.58
apatita	2.29	2.83	2.41	2.85	2.32	2.15	3.11	2.69	2.13	2.09	2.40	6.78	3.13
ecrita													
leucita													
Total	96.17	99.63	97.13	97.71	97.97	100.31	97.79	99.32	99.85	97.86	98.64	55.00	97.58

NORMA CIPW EM AMOSTRAS DO SIENITO PEDRA BRANCA.

	PB-181A SLSI	PB-185A SLS	PB-185B SLS	PB-185C Enclave Ultramáfico	PB-185B2 Leucosienito	PB-209B Enclave Ultramáfico	PB-209C Enclave Sienito	PB-210C Enclave Diorito	PB-229 SLS	PB-247A Enclave Monzonito	PB-246B Enclave Diorito	PB-250 Enclave Sienito
quartzo					3.71				0.17			
calciton								4.65			0.74	
ortoclásico	40.36	48.56	51.41	3.40	42.75	22.75	35.16	21.52	40.56	20.57	16.64	43.49
albita	25.97	19.92	24.50		44.42	13.38	31.13	19.35	20.01	30.96	45.70	23.20
anortita	0.08	2.33	1.26		4.19	2.40	5.86	25.11	2.37	10.10	20.58	4.77
nefelina	1.90	1.13	0.47	5.07		0.45	2.11	4.03		5.28	2.01	0.04
dicapódio	17.27	13.94	13.45	41.92	2.77	33.49	10.08		13.83	8.97		7.11
hipersienio					0.06				3.30			
olivina	2.28	1.40	0.29	7.72		6.18	5.41	11.70		8.08	6.73	6.25
magnetita	2.76	2.70	2.01	3.79	0.60	5.88	3.10	5.24	2.54	4.25	2.51	3.09
ilmenita	3.40	4.24	2.85	3.10	0.45	6.03	2.37	3.09	3.33	5.20	2.03	3.95
apatita	2.53	1.81	1.52	7.68	0.07	5.90	1.22	0.84	2.85	3.74	0.67	3.99
acmita				2.56								
leucita				11.38								
Total	97.54	96.02	97.59	96.64	96.00	96.15	97.44	95.95	97.15	97.14	97.22	95.90

NORMA CIPW EM AMOSTRAS DO SIENITO PEDRA BRANCA.

Tabela 2: Dados Geoquímicos do Sienito Pedra Branca Obtidos por FRX.

	PB-2 SLSI	PB-6A SLS	PB-2D Enclave Ultramáfico	PB-9 SSI	PB-22 SSE	PB-30 SLSI	PB-36A SLSI	PB-38 SLSI	PB-63 SLS	PB-66 SSI	PB-68B SLSI	PB-70A SLSI
SiO ₂ (%)	57.99	59.59	41.71	50.68	57.27	51.99	54.29	55.55	59.26	56.79	58.71	57.45
TiO ₂ (%)	1.43	1.46	2.40	1.61	1.77	11.81	1.37	1.65	1.46	1.63	1.47	1.39
Al ₂ O ₃ (%)	15.87	14.32	5.52	14.55	14.27	3.09	12.26	13.02	15.24	14.55	13.42	13.53
Fe ₂ O ₃ (%)	2.96	5.37	14.27	5.52	6.72	3.93	3.62	6.63	5.36	6.49	6.03	5.30
MnO (%)	0.09	0.36	0.24	0.10	0.10	8.28	0.09	0.10	0.36	0.10	0.09	0.10
MgO (%)	2.87	2.73	7.60	5.68	3.44	2.60	3.92	5.19	2.76	3.47	2.87	2.91
CaO (%)	0.39	0.35	15.52	0.66	0.66	3.81	0.46	0.63	0.35	0.46	0.60	0.30
Na ₂ O (%)	3.46	3.71	2.75	3.20	3.37	1.00	2.69	2.85	3.32	2.96	3.52	3.20
K ₂ O (%)	7.42	7.73	2.65	5.06	6.22	1.83	1.78	7.67	6.15	6.76	6.97	7.21
P ₂ O ₅ (%)	1.07	1.35	2.69	1.11	1.35	3.99	1.82	1.52	0.34	0.99	1.22	1.34
Loi (%)	0.64	0.34	0.42	0.50	0.00	1.28	0.86	0.75	1.16	0.96	0.97	0.92
BaO (%)												
CuO (%)												
SrO (%)												
Total (%)	95.27	101.00	98.80	99.55	99.00	95.10	100.27	99.75	99.25	98.51	100.25	97.43
Ba (ppm)	5552	7148	2283	4477	4478	7227	9462	7214	4673	3358	3280	5125
Ce (ppm)	327	308	1250	187	210	415						
Co (ppm)	20			27		19						
Cr (ppm)	40			65		65						
Cu (ppm)	15					15						
Ga (ppm)						13						
La (ppm)	165	158	516	95	103	195			70			138
Nb (ppm)	16	5.5	30.9	12.2								
Nd (ppm)	161	152	461	104	110	155						
Ni (ppm)	35			33		43						
Pb (ppm)		51	21	25		32						
Rb (ppm)	93	168	58	104	115	171	154	137	132	140	226	238
Sr (ppm)						17						
St (ppm)	2327	5685	2354	2385	2409	3839	4367	3757	2585	1917	2796	2751
Ti (ppm)		6.73	30.83	2.18	2.10	25						
U (ppm)		0.87	1.79	3.21		23						
V (ppm)	55	115	221	164	133	73	55	154	125	123	137	51
Y (ppm)	47	34	52	21	27	35	37	41	26	20	21	27
Zn (ppm)						85						
Zr (ppm)	135	268	504	329	363	165	104	378	664	179	266	164

Dados Geoquímicos do Sienito Pedra Branca Obtidos por FRX.

	PB-32B SLS	PB114A SLSI	PB-123A SLS A	PB130 SSI	PB-142 SLS	PB-148 SLS	PB-163 Enclave Ultramáfico	PB-174A SLSI	PB-181A SLSI	PB-185A SLS	PB-185B SLS	PE-185C Enclave Ultramáfico	PB-186B2 Leucossienito
SiO2 (%)	60,82	63,32	57,75	61,26	56,12	58,15	36,31	56,32	55,61	55,19	58,27	41,11	65,22
TiO2 (%)	1,27	1,47		1,46	1,42	14,6	1,29	13,44	13,31	14,17	14,33	6,02	18,31
Al2O3 (%)	14,30	13,55	1,62	14,99	0,36	0,09	0,13	0,316	0,101	0,283	0,354	0,215	0,025
Fe2O3 (%)	5,81	5,95	6,25	5,69	2,17	2,5	5,96	3,10	3,33	2,61	1,95	10,42	0,22
MnO (%)	0,09	0,06	0,11	0,07	4,51	6,31	10,49	6,21	6,84	5,10	4,45	16,01	1,65
MgO (%)	2,87	3,23	3,02	2,67	3,11	3,2	1,16	2,54	3,63	2,60	3,01	1,46	6,25
CaO (%)	1,57	3,21	5,71	1,07	6,36	6,59	3,77	7,56	6,80	3,35	8,71	3,88	7,21
Na2O (%)	3,58	3,38	3,13	3,33	1,11	1,41	5,67	1,367	1,791	2,234	1,343	1,253	1,233
K2O (%)	0,16	0,26	6,52	0,08	0,8	1,00	2,52	1,352	1,135	0,700	0,556	3,311	0,032
P2O5 (%)	0,90	1,34	1,13	0,92	5,35	5,3	15,23	5,55	6,34	3,21	4,62	11,65	1,33
Loi (%)	0,56	1,00	0,35	0,72	0,34	0,45	2,11	0,24	0,45	0,18	0,61	1,24	0,52
BaO (%)													
CuO (%)													
SnO (%)													
Total (%)	100,70	93,18	99,74	100,21	99,29	99,17	95,13	90,10	89,2	93,01	95,36	88,61	89,39
Ba (ppm)	3,38	6483	3160	3300	4151	6559	5054	7138	4505	8025	5683	2526	2427
Ce (ppm)					346	560	227	248	264	230	170	833	< 25
Co (ppm)					13	18	64	14	15	15	7	51	< 6
Cr (ppm)					37	43	112	26	58	< 13	< 13	51	< 13
Cu (ppm)					22	47	92	7	5	< 5	20	8300	5
Ga (ppm)					19	17	15	17	16	17	19	15	21
La (ppm)		166			140	265	69	182	174	187	144	515	< 28
Nb (ppm)					21	15	23	< 5	20	17	11	17	13
Nd (ppm)					139	200	72	162	136	164	131	331	< 14
Ni (ppm)					25	31	105	34	40	20	15	31	2
Pb (ppm)					49	56	14	37	55	44	34	1242	37
Rb (ppm)	152	166	152	135	160	145	95	224	178	212	318	196	187
Sc (ppm)					614	16	32	16	< 14	< 14	< 14	32	< 14
Sr (ppm)	2216	3327	3282	1951	2335	1124	815	5483	3222	4322	2525	2911	1676
Th (ppm)					23	42	13	26	26	31	21	< 7	7
U (ppm)					16	26	< 3	31	26	33	26	< 3	14
V (ppm)	127	90	121	130	92	55	415	66	124	135	66	210	< 9
Y (ppm)	21	29	27	25	39	41	23	30	41	43	35	91	25
Zn (ppm)					92	50	117	80	112	112	12	236	22
Zr (ppm)	447	206	422	387	645	503	161	214	187	340	102	606	0

Dados Geoquímicos do Sienito Pedra Branca Obtidos por FRX.

	PB-209 B Enclave Ultramáfico	PB-209 C Enclave Sienítico	PB-210 C Enclave Diorítico	PB-220 SLS	PB-247 A Enclave Monzonítico	PB-246 B Enclave Diorítico	PB-250 Enclave Sienítico
SiO ₂ (%)	45,75	55,40	71,21	56,77	46,10	50,64	52,75
TiO ₂ (%)	3,144	1,245	1,629	1,772	2,733	1,077	2,262
Al ₂ O ₃ (%)	7,81	16,40	22,09	13,76	16,38	20,79	14,24
Fe ₂ O ₃ (%)	13,52	7,72	12,05	6,36	5,78	5,58	7,71
MnO (%)	0,236	0,120	0,180	0,058	0,135	0,042	0,075
MgO (%)	6,33	3,66	2,08	2,37	4,37	1,52	3,63
CaO (%)	12,15	4,38	5,51	5,56	6,40	7,53	5,01
Na ₂ O (%)	1,36	4,74	3,17	3,31	4,87	5,64	2,75
K ₂ O (%)	3,35	5,95	3,71	6,36	3,48	2,58	7,33
P ₂ O ₅ (%)	2,544	0,527	0,363	1,223	1,615	0,250	1,721
Lei (%)	0,52	0,28	1,14	0,30	0,74	0,28	0,34
BaO (%)	0,12	0,48	1,34	0,56	0,22	0,27	0,51
CuO (%)						0,20	
SrO (%)	0,21	0,45	1,27	0,37	0,18	0,45	0,43
Total (%)	95,20	99,25	95,57	98,07	96,95	96,98	98,05
Ba (ppm)	2887	4254	3073	1809	1375	2373	7475
Ce (ppm)	525	125	133	204	152	103	53
Co (ppm)	30	16	24	12	21	12	13
Cr (ppm)	77	16	63	24	40	60	64
Cu (ppm)	24	21	662	41	23	1633	34
Ga (ppm)	14	16	29	18	23	28	18
La (ppm)	286	31	67	156	96	52	119
Nb (ppm)	26	< 9	< 9	15	20	< 9	11
Ni (ppm)	305	71	60	165	132	37	129
Ni (ppm)	59	34	67	29	40	40	57
Pb (ppm)	42	55	38	46	23	44	44
Rb (ppm)	100	141	222	167	190	94	165
Sa (ppm)	32	14	14	16	16	14	14
Sr (ppm)	1767	3731	2257	515	506	3779	175
Tb (ppm)	21	11	12	19	13	11	17
U (ppm)	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
V (ppm)	165	112	223	123	174	113	157
Y (ppm)	67	10	6	27	20	11	22
Zn (ppm)	202	122	255	102	190	113	114
Zr (ppm)	422	153	222	212	251	213	572

Dados Geoquímicos do Sienito Pedra Branca Obtidos por FRX.

Tabela 3: Dados Geoquímicos do Sienito Pedra Branca Obtidos por ICP-OES.

Amostra	PB-8A SLSI	PB-8B SLSI	PB-25 SSI	PB-69 SSI	PB-71 SLSI	PB-92A SLSI	PB174A SLSI	PB-185A SLS	PB-229 SLS
SiO ₂ (%)	56.77	57.23	59.06	57.05	55.33	55.90	56.63	55.98	57.61
Al ₂ O ₃ (%)	13.73	14.13	14.62	14.88	13.13	13.89	13.35	14.30	14.20
Fe ₂ O ₃ (%)	6.51	7.02	5.40	6.75	6.83	6.28	5.93	5.30	6.18
CaO (%)	6.01	5.78	4.43	5.69	6.22	5.50	6.29	5.09	5.68
MgO (%)	3.14	2.74	2.19	3.44	3.22	2.56	3.05	2.52	2.64
Na ₂ O (%)	3.17	3.38	3.25	3.05	2.82	3.36	2.67	2.54	3.30
K ₂ O (%)	7.60	7.96	6.33	6.47	8.05	8.15	7.75	3.53	7.12
MnO (%)	0.11	0.10	0.09	0.11	0.10	0.11	0.09	0.10	0.11
P ₂ O ₅ (%)	1.15	0.95	0.88	1.01	1.23	0.95	1.31	0.75	1.21
TiO ₂ (%)	1.58	1.78	1.48	1.73	1.58	2.06	1.34	2.18	1.75
Loi (%)	0.44	0.52	1.59	0.55	1.17	1.00	0.45	1.07	0.34
Total (%)	100.20	100.60	99.65	100.79	99.79	99.85	99.14	99.45	100.43
Ba (ppm)	5974	6020	4423	4208	5682	7011	7466	8575	8575
La (ppm)	174	140	121	65	132	194	172	164	103
Sr (ppm)	3555	2918	2462	2011	4555	4139	3307	4157	2995
V (ppm)	25	91	45	84	24	112	83	164	113
Y (ppm)	24	15	27	24	7	33	26	37	33
Zr (ppm)	188	171	225	151	214	473	140	285	165

Tabela 4: Dados Geoquímicos do Sienito Pedra Branca Obtidos por ICP-MS.

Amostra	PB-5A SLS	PB-8D Enclave Ultramáfico	PB-09 SSI	PB-22 SSE	PB-30 SLSI	PB-47B SLSI	PB92A SLSI	PB-142 SLS	PB-148 SLS	PB-181A SLSI	PB-185B SLS	PB-189C Enclave Ultramáfico	PB-186B2 Leucosienito
Rb (ppm)	158	88.0	104	115	133	203	245	161	129	166	214	178	138
Sr (ppm)	5389	2394	2385	2409	3208	3298	4000	2320	3584	3104	3153	2840	1738
Y (ppm)	34.5	82.4	24	27	25.4	33.2	44	35.2	36.2	38.5	34.6	114.5	22.0
Zr (ppm)	258	594	329	363	116	320	599	513	464	1694	199	431	24.0
Nb (ppm)	16.0	35.9	13.2		3.15	21.2	31	22.7	16.4	34.3	21.5	16.9	22.0
Cs (ppm)	0.63	1.35	0.43		1.19	2.43	3.84	1.61	1.20	1.43	1.19	3.56	1.15
Ba (ppm)	7148	2283	4477	4478	7909	8590	6840	4083	6018	4487	5690	2277	2344
La (ppm)	158	518	96	103	192	285	221	189	387	218	202	684	10.9
Ce (ppm)	508	1030	187	210	423	537	446	512	651	458	445	1409	44.6
Pr (ppm)	37.9	132	25		57.5	72.5	59	38.1	84.1	45.3	50.0	181	5.2
Nd (ppm)	152	465	104	110	229	223	239	153	247	178	165	756	22.5
Sm (ppm)	25.7	79.9	19	17	36.1	36.2	42	25.9	35.6	28.9	33.2	94.6	5.1
Eu (ppm)	7.11	19.9	5	5	8.92	9.00	11	6.39	8.42	7.10	5.02	22.64	1.16
Gd (ppm)	16.7	49.1	12		21.8	18.2	25	16.2	16.8	15.4	15.6	45.5	4.1
Tb (ppm)	1.71	4.95	1	1	2.55	1.98	3	1.89	1.82	1.62	1.78	4.48	0.66
Dy (ppm)	7.70	20.9	6		8.5	7.66	12	7.43	7.56	7.01	7.28	19.1	3.56
Ho (ppm)	1.17	2.85	1		1.21	1.21	2	1.27	1.25	1.20	1.16	3.32	0.71
Er (ppm)	3.04	7.48	2		2.54	2.54	4	2.91	2.77	2.67	2.34	6.22	1.76
Tm (ppm)	0.32	0.72			0.25	0.30		0.36	0.34	0.37	0.29	0.83	0.25
Yb (ppm)	1.54	4.25	1.57	1.51	1.79	1.77	2.35	2.25	2.00	2.19	1.59	4.56	1.46
Lu (ppm)	0.29	0.32	0	0	0.23	0.24	0	0.31	0.26	0.31	0.20	0.62	0.17
Hf (ppm)	5.76	58.8	7.12		4.35	9.29	15.08	11.9	11.0	30.3	5.66	12.8	0.56
Ta (ppm)	1.41	1.70	0.53				2.50	0.76	0.60	1.37			
Pb (ppm)	51.4	20.9	25		19.5	22.0	51	41.6	45.3	42.7	23.0	1595	35.7
Th (ppm)	6.19	20.9	2.18	2.10	5.19	11.1	20.57	11.0	20.3	11.2	8.24	21.5	3.56
U (ppm)	1.09	2.02	0.21		0.22	0.96	3.24	1.77	1.75	1.36	1.06	2.15	1.25

Dados Geoquímicos do Sienito Pedra Branca Obtidos por ICP-MS.

Amostra	PB-209B Enclave Ultramáfico	PB-209C Enclave Sienítico	PB-210C Enclave Diorítico	PB-229 SLS	PB-247A Enclave Monzonítico	PB-246B Enclave Diorítico	PB-250 Enclave Sienítico
Rb (ppm)	95,6	133	202	163	175	88,7	169
Sr (ppm)	1951	4008	2257	3295	1634	3797	4261
Y (ppm)	67,2	19,3	6,87	36,0	27,6	11,7	33,9
Zr (ppm)	495	135	230	199	253	235	602
Nb (ppm)	31,8	9,49	12,1	22,5	38,5	20,4	17,9
Ca (ppm)	0,68	1,42	9,06	0,63	3,19	0,81	0,48
Ba (ppm)	3035	4604	2687	8182	2182	2259	7894
La (ppm)	321	50,5	84,1	227	119	50,4	191
Ce (ppm)	878	176	108	395	222	77,7	359
Pr (ppm)	95,3	20,4	11,1	47,5	27,3	9,47	43,7
Nd (ppm)	354	60,5	41,0	190	106	34,8	165
Sm (ppm)	62,9	13,5	5,74	31,4	17,1	5,61	30,9
Eu (ppm)	11,9	4,23	2,04	6,11	4,6	3,21	9,27
Gd (ppm)	38,6	8,81	3,74	19,9	11,3	3,93	19,1
Tb (ppm)	3,91	0,97	0,37	2,08	1,30	0,47	1,88
Dy (ppm)	16,9	4,42	1,60	8,94	6,17	2,28	8,07
Ho (ppm)	2,36	0,70	0,26	1,52	1,00	0,41	1,16
Er (ppm)	6,08	1,77	0,64	3,40	2,61	1,07	2,92
Tm (ppm)	0,68	0,20	0,06	0,38	0,30	0,13	0,29
Yb (ppm)	3,46	1,19	0,36	2,09	1,64	0,81	1,71
Lu (ppm)	0,50	0,17	0,05	0,29	0,27	0,12	0,25
Hf (ppm)	9,44	3,55	5,91	6,20	5,90	5,97	13,0
Ta (ppm)			0,54				0,44
Pb (ppm)	23,0	50,0	29,3	37,7	18,2	40,8	29,1
Th (ppm)	10,7	3,46	0,66	10,5	7,18	2,80	3,90
U (ppm)	1,15	0,60	0,16	1,04	2,49	0,41	0,90

Dados Geoquímicos do Sienito Pedra Branca Obtidos por ICP-MS.