



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Programa de Pós-graduação em Geologia

Petrogênese dos Maciços Ceraíma e Estreito e comparação entre o magmatismo potássico /ultrapotássico do sudoeste e do leste do estado da Bahia

Petrogenesis of the Ceraíma and Estreito massifs and comparison between the potassic/ultrapotassic magmatism of the southwest and eastern of the state of Bahia

JOILMA PRAZERES SANTOS

Tese de Doutorado N° 193

Orientador: Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho

Brasília, 03/outubro/2022



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-graduação em Geologia

Petrogênese dos Maciços Ceraíma e Estreito e comparação entre o magmatismo potássico /ultrapotássico do sudoeste e do leste do estado da Bahia

Petrogenesis of the Ceraíma and Estreito massifs and comparison between the potassic/ultrapotassic magmatism of the southwest and eastern of the state of Bahia

JOILMA PRAZERES SANTOS

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia – Instituto de Geociências – IG da Universidade de Brasília – UnB como requisito parcial obrigatório para a obtenção do título de Doutora em Geologia.

Área de concentração:
Mineralogia e Petrologia

Orientador: Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho

Comissão Examinadora:

Profa. Dra. Catarina Labouré Bemfica Toledo (UnB);
Profa. Dra. Maria de Lourdes da Silva Rosa (UFS);
Prof. Dr. Antonio Misson Godoy (UNESP);
Prof. Dr. Federico Alberto Cuadro Jiménez (UnB).

PP921p Prazeres Santos, Joilma
Petrogênese dos Maciços Ceraíma e Estreito e comparação
entre o magmatismo potássico/ultrapotássico do sudoeste e
do leste do estado da Bahia / Joilma Prazeres Santos;
orientador Nilson Francisquini Botelho. -- Brasília, 2022.
112 p.

Tese(Doutorado em Geologia) -- Universidade de Brasília,
2022.

1. Petrogênese de magmatismo potássico/ultrapotássico..
2. Província ígnea alcalina potássica de idade
paleoproterozoica do estado da Bahia.. I. Francisquini
Botelho, Nilson, orient. II. Título.

Dedico esse trabalho a Deus – fonte suprema que transmite e cria vida.

A minha família material e espiritual.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço a Deus por me conceder todos os dias uma página nova no livro da vida. Divino companheiro que no caminho da minha existência conduz os meus passos, fortalece as minhas ações e me protege nas esferas terrenas e espiritual, permitindo a cada página em branco do tempo a procura incessante do aprimoramento moral, intelectual e espiritual.

Ao meu orientador, o professor Nilson Francisquini Botelho minha eterna gratidão pela oportunidade de desenvolver essa pesquisa, me acompanhando e direcionando na busca de novos conhecimentos. Obrigada pela paciência, discussões empolgantes, sugestões e por todo o tempo dedicado para me auxiliar e confortar nas etapas mais difíceis.

Agradeço a minha amada família (mãe, pai, irmãos e esposo) pelo apoio incondicional, dedicação, carinho, amor e pela compreensão nos momentos de ausência. Cheguei até aqui, muito devo a cada um de vocês, pois consistem na pedra angular da minha existência.

Ao corpo docente do Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade de Brasília (UnB), e aos técnicos do Instituto de Geociências da UnB. Em especial agradeço a professora Dra. Catarina Labouré Bemfica Toledo, ao professor Dr. Elton Luiz Dantas e ao professor Dr. Federico Alberto Cuadros Jiménez pelas discussões e ideias primorosas durante a avaliação da qualificação. Gratidão à professora Dra. Maria de Lourdes da Silva Rosa, da Universidade de Sergipe, pela disponibilização de dados e à professora Dra. Larissa Marques Brabosa de Araújo, da Universidade Federal de Uberlândia, pelo auxílio antes e durante o desenvolvimento da pesquisa.

Aos colegas geólogos Tarcísio Erundino Silva, Bruno Eduardo Cardoso Silva, Grasielle Chagas Vidal, Ana Tayla Rodrigues Ferreira e a Lorena Soares de Araújo pelo suporte e discussões importantes durante o desenvolvimento da pesquisa.

A Universidade Federal do Oeste da Bahia em parceria com o Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade de Brasília que através do programa DINTER proporcionou a presente pesquisa. É importante ressaltar que “o presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior-Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001”.

Enfim, minha eterna gratidão aos professores, colegas e amigos que não foram mencionados, pois esse sonho teve o auxílio de todos vocês.

RESUMO

Os Maciços Ceraíma e Estreito são representantes do domínio magmático alcalino potássico a ultrapotássico localizado na porção oeste do Estado da Bahia, ocupando uma área de 6.000km², e registrando a história geológica de um evento magmático ocorrido no final do Paleoproterozoico, durante a orogenia Riacciana-Orosiriana no Cráton do São Francisco. Este trabalho tem como objetivo entender o cenário magmático que afetou a porção central do cráton, ampliando os horizontes para a compreensão dos processos magmáticos e o significado tectônico/crustal que envolveram os Maciços Ceraíma e Estreito, foco desta pesquisa, correlacionando-os com outras ocorrências magmáticas de idade entre 2,05 a 2,1Ga, que ocorrem na Bahia e no norte de Minas Gerais. Neste estudo, os procedimentos de mapeamento visaram identificar e destacar as diferentes fácies magmáticas com base em feições petrográficas, com dados de química mineral e litogeoquímica. As rochas de ambos Maciços têm idade aproximada de 2,05Ga e são intrusivas em rocha gnáissica migmatizada e migmatito do Complexo Santa Isabel (Arqueano). A distribuição litológica em ambos os Maciços consiste em fácies com composições variando de sienito a monzonito e, localmente, de monzo a sienogranito. O Maciço Ceraíma é composto por cinco fácies enquanto o Maciço Estreito apresenta três facilogias distintas. As rochas preservam feições texturais indicativas de fluxo magmático, marcadas pela presença de fenocristais de feldspato potássico alinhados. Observações petrográficas indicam que os Maciços apresentam uma diversidade mineralógica, que se inicia em sequência com a formação precoce de apatita, zircão e magnetita, seguida pela cristalização de piroxênios e microclínio, e uma geração tardia de anfibólios, biotita e plagioclásio. Clorita, actinolita e muscovita foram identificadas como resultado de processos tardios a pós-magmáticos. O comportamento geoquímico, das rochas dos Maciços, é caracterizado por uma assinatura alcalina potássica com alguns representantes ultrapotássicos de natureza shoshonítica, metaluminosa a fracamente peraluminosa. Assinaturas geoquímicas semelhantes são encontradas em outras rochas magmáticas alcalinas da Bahia, como a Fácies Guanambi (oeste), e o Maciço Santanópolis (leste). As composições nos diagramas geoquímicos mostram tendências retilíneas de elementos maiores e traços, com enriquecimento em LREE e LILE em relação a HREE e HSFE. Os padrões de REE são fortemente fracionados,

exibem anomalias negativas e positivas de európio, fracas a moderadas. Essas características sugerem que as fácies de ambos os Maciços são cogenéticas entre si, assim como na fácies Guanambi. Os padrões geoquímicos indicam uma relação genética entre os magmas parentais dos Maciços de sudoeste e leste (Maciço Santanópolis), originados por pelo menos dois pulsos magmáticos independentes, que formaram os sienitos e os monzonitos. Os dados geoquímicos e a relação com o cenário tectônico regional apontam para um magmatismo pós-orogênico, evidenciado pelas anomalias negativas de alguns elementos-traço e pelo intervalo de tempo entre a idade de intrusão (2,05 Ga) e o pico do metamorfismo (2,09 a 2,1 Ga).

Palavras-chave: Cráton do São Francisco; shoshonitos; metassomatismo mantélico; pós-colisional.

ABSTRACT

The Ceraíma and Estreito Massifs are representatives of the alkaline potassic to ultrapotassic magmatic domain located in the western portion of the State of Bahia, occupying an area of 6,000km², and recording the geological history of a magmatic event that occurred at the end of the Paleoproterozoic, during the Riatian- Orosiriana in the São Francisco Craton. This work aims to understand the magmatic scenario that affected the central portion of the craton, expanding the horizons for understanding the magmatic processes and the tectonic/crustal meaning that involved the Ceraíma and Estreito Massifs, the focus of this research, correlating them with other occurrences. 2.05 to 2.1Ga magmatic rocks that occur in Bahia and northern Minas Gerais. In this study, the mapping procedures aimed to identify and highlight the different magmatic facies based on petrographic features, with mineral chemistry and lithogeochemistry data. The rocks of both Massifs are approximately 2.05Ga in age and are intrusive in migmatized gneiss rock and migmatite of the Santa Isabel Complex (Arquean). The lithological distribution in both Massifs consists of facies with compositions ranging from syenite to monzonite and, locally, from monzo to syenogranite. The Ceraíma Massif is composed of five facies while the Estreito Massif has three distinct faciolgies. The rocks preserve textural features indicative of magmatic flow, marked by the presence of aligned potassium feldspar phenocrysts. Petrographic observations indicate that the Massifs present a mineralogical diversity, which starts in sequence with the early formation of apatite, zircon and magnetite, followed by the crystallization of pyroxenes and microcline, and a late generation of amphiboles, biotite and plagioclase. Chlorite, actinolite and muscovite have been identified as a result of late to post-magmatic processes. The geochemical behavior of the Massif rocks is characterized by an alkaline potassium signature with some ultrapotassic representatives of shoshonitic, metaluminous to weakly peraluminous nature. Similar geochemical signatures are found in other alkaline igneous rocks in Bahia, such as the Guanambi Facies (west) and the Santanópolis Massif (east). The compositions in the geochemical diagrams show rectilinear trends of major and trace elements, with enrichment in LREE and LILE in relation to HREE and HSFE. REE patterns are strongly fractionated, exhibit weak to moderate negative and positive europium anomalies. These characteristics suggest that the facies of both Massifs are cogenetic with each other, as well as in the Guanambi

facies. The geochemical patterns indicate a genetic relationship between the parental magmas of the southwestern and eastern Massifs (Santanópolis Massif), originated by at least two independent magmatic pulses, which formed the syenites and monzonites. The geochemical data and the relationship with the regional tectonic scenario point to a post-orogenic magmatism, evidenced by the negative anomalies of some trace elements and by the time interval between the intrusion age (2.05 Ga) and the metamorphism peak (2.09 to 2.1 Ga).

Keywords: São Francisco Craton; shoshonite; mantle metasomatism; post-collisional.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1	Mapa de representação da localização geográfica das áreas de pesquisa e das vias de acesso	21
Figura: 1.2	Diagrama modal QAP estruturado com as principais séries magmáticas e produtos de fusão crustal, modificado de Lameyre & Bowden (1982).	22
Figura 1.3	Representação gráfica dos diversos ambientes geotectônicos e os magmatismos associados (modificado de Winter, 2001). 1: dorsal meso-oceânica (margem divergente); 2: sistema de rifte intraplaca; 3: arco oceânico (margem convergente); 4: arco continental (margem convergente); 5: bacia de retro-arco (back arc); 6: ilhas oceânicas; 7: ambiente continental generalizado.	26
Figura 2.1	(A) Mapa simplificado do Cráton do São Francisco no estado da Bahia, mostrando a localização da área de estudo (modificado de Barbosa et al. 2003). Legenda: Base 1-Arqueana/Paleoproterozóica, Supergrupo 2-Mesoproterozóico Espinhaço, Supergrupo 3-Neoproterozóico São Francisco, 4-cobertura fanerozóica, 5-limites de crátons e 6-cinturões de dobramento brasileiros. (B) Mapa geológico regional da porção sudoeste do estado da Bahia, que abrange a área de pesquisa (Souza et al. 2003).	34
Figura 2.2	Mapa geológico demonstrando as cinco fácies do Maciço Ceraíma, modificado de Leahy (1997) e Rosa (1999).	38
Figura 2.3	Mosaico representando a forma de exposição e as características dos tipos litológicos que constituem o Maciço de Ceraíma. A, B e C: afloramentos em forma de laje, outeiros isolados em forma de cúpula e blocos soltos; D e E: Veios aplíticos e pegmatíticos; F: Exposição da textura do tipo fluxo magmático marcada pela orientação dos fenocristais do feldspato potássico na fácies porfírica sienítica; G e H: Textura variando de equigranular a inequigranular com feldspatos levemente orientados na fácies porfírica sienítica; I: Textura equigranular e coloração cinza-esverdeada na fácies monzonítica; J: Textura irregular com fenocristais de feldspato potássico até 1,7cm na fácies sieníticas porfíricas com matriz máfica; K: Granulação fina a média com ocorrência esporádica de fenocristais de plagioclásio na fácies quartzo monzonita; L: Textura equigranular na fácies sienogranítica.	40
Figura 2.4	Classificação das rochas do Maciço Ceraíma. A: representação das tendências magmáticas em diagrama QAP, proposto por Lameyre & Bowden (1982): 1 = toleítico; 2 a 5 = granodiorítico cálcio-alcálico (baixo potássio); 6 = cálcio-alcálico de potássio médio; 7 = cálcio-alcálico com alto teor de potássio (monzonita); 8 = supersaturado alcalino em sílica; e 8' = aluminoso. B: Distribuição das rochas do Maciço Ceraíma no diagrama QAP de Streckeisen (1976). (Q - quartzo; A -	42

feldspato alcalino (feldspato potássico + plagioclásio com <5% anortita); P - plagioclásio; triângulo vermelho-sienítico porfirítico e sienítico porfirítico com matriz máfica; fácies monzonítica diamante azul; fácies monzonítica quartzo quadrado cinza; fácies círculo-sienogranítico verde.

- Figura 2.5** (A) Fenocristais de microclínio com a pertita na forma de filmes e manchas, levemente alteradas para fina muscovita, no sienito porfirítico. (B) Diopsídio com bordas corroídas por magnetita no sienito porfirítico. (C) Crescimento de albita no contato entre microclínio pertítica e oligoclásio no sienito porfirítico. (D) Inclusão de apatita e albita no microclínio; oligoclásio com lamelas finas de muscovita fina na monzonita. (E) Piroxênio, com composição de diopsídio no núcleo e augita na borda, em contato irregular com aglomerados de hornblenda hipidiomórfica, no monzonito. (F) Oligoclásio com geminação segundo a lei da albita, interrompido por lamelas de mica branca, quartzo e epidoto, e bordas corroídas por quartzo, no sienito porfirítico com matriz máfica. (G) Agregados de diopsídio com bordas transformadas em magnetita e hornblenda em sienito porfirítico com matriz máfica. (H) Hornblenda poiquilítica no sienito porfirítico com matriz máfica. (I) Biotita sagenítica, com bordas corroídas por clorita e quartzo, no quartzo monzonita. (J) Aglomerados de biotita alterado para clorita e muscovita no quartzo monzonito. (K) Intercrescimento entre quartzo e plagioclásio em contato com microclínio, indicando uma textura mirmequítica. (L) Titanita, biotita e oligoclásio intensamente saussuritizado no sienogranito. **46**
- Figura 2.6** Classificação dos anfibólios cálcicos do Maciço de Ceraíma no diagrama de Leake et al. (1997). Em A, os parâmetros $Ca \geq 1,5$, $(Na+K) A \geq 0,5$ e $Ti < 0,5$, e B mostram a classificação de acordo com os parâmetros $Ca \geq 1,5$, $(Na+K) A < 0,5$ e $Ca A < 0,5$. **47**
- Figura 2.7** Classificação dos piroxênios do Maciço de Ceraíma segundo Morimoto (1988): (A) plotados no diagrama Q-J. (B) plotado no diagrama quadrilátero En-Wo-Fs. **50**
- Figura 2.8** (A) Diagrama $FeO+MnO-10*TiO_2-MgO$ proposto por Nachit et al. (2005) para discriminação entre biotita primária (P), reequilibrada (R) e secundária (S). (B) Diagrama de classificação das micas $mgli$ versus $feal$ (onde $mgli$ é igual a $Mg-Li$ e $feal$ corresponde a $Fe+Mn+Ti-Al_{VI}$) de Tischendorf et al. (2004). (c): centro; (b): borda. **51**
- Figura 2.9** Distribuição da biotita das fácies Maciço Ceraíma nos diagramas ternários catiônicos (Ti^{4+} , Fe^{2+} and Mg^{2+}). **51**
- Figura 2.10** Variação composicional de plagioclásio do Maciço Ceraíma no diagrama de classificação An-Ab-Or. **54**
- Figura 2.11** Diagramas geoquímicos classificando as rochas analisadas do Maciço de Ceraíma. A) Q-P de Debon & Le Fort (1983) - abr.: gr-granito; mzq-quartzo monzonita; mz- **59**

monzonita; s-sienito, B) O índice de saturação de alumina de Shand (em Maniar e Piccoli (1989), C) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs. SiO_2 demonstrando os campos de variação composicional da série magmática alcalina de acordo com Frost et al. (2001)), D) $\text{FeO}^t/(\text{FeO}^t + \text{MgO})$ versus SiO_2 por Frost et al. (2001), E) Diagrama Th/Yb versus Ta/Yb proposto por Müller e Groves (1992) e F) K_2O versus Na_2O marcando o campo de rochas ultrapotássicas, shoshoníticas e cálcio-alcalinas proposto por Turner et al., (1996)). Os símbolos de cruz (FG) e círculo em cinza correspondem à composição da Intrusão Múltipla da fácies Guanambi (compilada de Rosa, 1999).

- Figura 2.12** Diagramas geoquímicos binários mostrando a variação dos elementos principais versus MgO (em peso %) na fácies Maciço de Ceraíma. 62
- Figura 2.13** Diagramas geoquímicos binários mostrando a variação de elementos traço (em ppm) versus MgO (em peso%) na fácies Maciço de Ceraíma. 63
- Figura 2.14** Plotagem das rochas do Maciço de Ceraíma em diagramas de Zr vs. Y, Sr/CaO vs. Zr/Hf e Zr/TiO₂ vs. Zr/Y para demonstrar as relações de diferenciação magmática entre as fontes. (legenda como da Figura 13). 64
- Figura 2.15** Diagramas geoquímicos multielementares e de discriminação tectônica para as rochas do Maciço Ceraíma: A) Diagrama multielementar normalizado ao manto primitivo segundo Sun e McDonough (1989); B) Elementos de terras raras normalizados ao condrito de acordo com Boynton (1984); C) Rb vs. Y + Nb proposto por Pearce et al., (1984) com o campo granitóide pós-colisional de acordo com Pearce (1996) e D) diagrama Yb vs. Th/Ta de Schandl & Gorton (2002). O campo cinza corresponde à composição das múltiplas intrusões da fácies Guanambi (compilado de Rosa, 1999). 65
- Figura 2.16** Diferentes diagramas para melhor compreender a gênese do magmatismo que formou o Maciço de Ceraíma: A) Diagrama $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ vs. TiO_2 segundo Foley et al. (1987) para demonstrar a separação entre as rochas potássicas dos ambientes colisional e tectônico intraplaca. B) Diagrama Nb vs. Zr proposto por Thompson e Fowler (1986), que é utilizado apenas para rochas potássicas com teores de SiO_2 inferiores a 60%. 65
- Figura 3.1** Representações do contexto tectônico e geológico: (A) Mapa simplificado do Cráton do São Francisco mostrando a localização das áreas de estudo (adaptado de Barbosa et al., 2003). (B) Mapa geológico da região do Maciço Estreito (C) Mapa geológico da região do Maciço Santanópolis (Conceição et al., 1997). 82
- Figura 3.2** Mapa geológico faciológico do Maciço Estreito, modificado de Rosa (1999) e Santos et al. (2005). 84
- Figura 3.3** Fotografias com aspectos mesoscópicos das litologias que constituem o Maciço Estreito. (A) Afloramentos na forma de cúpula isolada e com alguns blocos soltos. 85

(B, C e D) Sienito com aspecto inequigranular, tonalidade rósea a acinzentada, cristal de feldspato potássico de até 1,3 cm e foliação do tipo fluxo magmático. (E) Textura equigranular e coloração cinza, por vezes com tons róseos no quartzo monzonito. (F) Textura com aspecto de “sal e pimenta” e granulação fina a média no monzogranito.

Figura 3.4 Diagrama QAP de Streckeisen (1976) para a classificação das rochas plutônicas, representando a distribuição das rochas do Maciço Estreito em função da classificação modal (siglas: Q – quartzo; A – feldspato alcalino, feldspato potássico + plagioclásio com < 5% anortita; P – plagioclásio). Cada cor e simbologia representam as fácies encontradas no maciço: triângulo vermelho – Fácies Sienítica; quadrado cinza – Fácies Quartzo Monzonítica; círculo verde – Fácies Monzogranítica. **88**

Figura 3.5 Fotomicrografias das rochas do Maciço Estreito em nicóis cruzados. (A) Fenocristal de microclínio, com filmes de pertitas, e biotita subédrica em sienito. (B) Oligoclásio com geminação polissintética segundo a Lei da Albita intensamente interrompida por processos pós-magmáticos e nas bordas observa-se intercrescimento de albita na borda entre o microclínio em sienito. (C) Agregados de biotita com hornblenda com bordas alteradas para magnetita em sienito. (D) Hornblenda com inclusões de apatita, magnetita e bordas corroídas em sienito. (E) Microclínio com hábito tabular, suavemente pertítico em quartzo monzonito. (F) Oligoclásio com neoformação de sericita e epidoto e aglomerados de biotita subédrica na forma de palhetas no quartzo monzonito. (G) Concentração de minerais máficos com as bordas e alguns planos de clivagem da hornblenda sendo substituídas por biotita e magnetita em quartzo monzonito. (H) Biotita subédrica com planos de clivagem e bordas sendo substituídas pela formação da clorita e moscovita no quartzo monzonito na borda da intrusão. (I) Microclínio com geminação descontínua e no oligoclásio as maclas estão intensamente interrompidas devido a formação de epidoto, mica branca e argilominerais e ambos apresentam formato subédrico em monzogranito. (J) Biotita dispostas em palhetas com bordas corroídas desenvolvendo pequenas frangas de muscovita e planos de clivagem sendo ocupados por clorita, muscovita e magnetita em monzogranito. (K) Hornblenda em formato subédrica com inclusões de apatita em monzogranito. (L) Aglomerado de titanita em formato subédrico a anédrico com bordas consumidas pela magnetita em monzogranito. **89**

Figura 3.6 Classificação geoquímica das rochas dos Maciços Estreito e Santanópolis, comparadas com rochas do Maciço Ceraíma e da fácies Guanambi. A) Diagrama TAS proposto por Middlemost (1994). B) Índice de saturação em alumina de Shand (in Maniar e Piccoli (1989). C) Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs. SiO_2 segundo Frost et al., (2001). D) Diagrama $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ versus SiO_2 de Frost et al. (2001). **92**

E) Diagrama Th/Yb versus Ta/Yb proposto por Müller e Groves (1992). F) Diagrama K_2O vs. Na_2O proposto por Turner et al. (1996). Dados da Fácies Guanambi (Rosa, 1999), do Maciço Ceraíma (Prazeres Santos e Botelho, 2022 submetido) e do Maciço Santanópolis (Conceição et al. 1997). Para fins de comparação, é mostrado os campos composicionais referentes ao Maciço Ceraíma (bordas tracejadas) e a fácies Guanambi (cinza claro).

- Figura 3.7** Diagramas geoquímicos do tipo Harker para os elementos maiores (% em peso) e traços (ppm) para as amostras do Maciço Estreito em comparação com o Maciço Santanópolis. **96**
- Figura 3.8** Diagramas multielementares e de ETR, normalizados, respectivamente, segundo o manto primitivo (Sun e McDonough, 1989) e condrito (Boynnton, 1984), para as rochas do Maciço Estreito em comparação (domínios em cinza) com o Maciço Santanópolis (Conceição et al., 1997); Maciço Ceraíma (Prazeres Santos & Botelho, 2022 submetido) e a Fácies Guanambi (Rosa, 1999). **97**
- Figura 3.9** Diagramas de discriminação tectônica para os Maciços Estreito e Santanópolis: A) Rb vs. Y + Nb proposto por Pearce et al., (1984) com o campo de granitoides pós-colisionais segundo Pearce (1996). B) Diagrama ternário La vs. Ti/100 vs Zr/10 (Müller & Groves, 1993). C) Diagrama P_2O_5/TiO_2 vs. TiO_2 segundo Foley et al., (1987). D) Diagrama Nb vs. Zr proposto por Thompson & Fowler (1986). **98**
- Figura 3.10** Diagramas geoquímicos binários utilizando elementos maiores, traço e razões para o Maciço Estreito e Santanópolis: (A e B) Diagramas das razões Rb/Y versus Nb/Y e Ba/La versus Th/Nd demonstrando o metassomatismo do manto em função ao fluido. (C) Diagrama das razões Rb/Sr versus Ba/Rb proposto por (Furman e Graham, 1999) – as setas indicam anfibólio e flogopita como fases minerais residuais do manto. **101**
- Figura 3.11** Diagrama da razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus Epsilon Nd (T 2,05 – 2,1 Ga) para os Maciços Estreito e Santanópolis. Dados compilados de: Maciço Santanópolis (Conceição et al., 2000); Maciço Ceraíma, Estreito e Fácies Guanambi (Rosa, 1999). Os campos composicionais são referentes ao Maciço Ceraíma (bordas tracejadas) e a fácies Guanambi (cinza claro). **101**

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1	Listagem das características químicas de shoshonitos propostas por Morrison (1980).	23
Tabela 2.1	Características das intrusões múltiplas e tardias do batólito Monzo-sienítico Guanambi-Urandi.	36
Tabela 2.2	Síntese das feições petrográficas das cinco fácies do Maciço Ceraíma, expressando as composições modais máxima e mínima.	41
Tabela 2.3	Análises representativas e fórmulas minerais para os anfibólios do Maciço de Ceraíma.	48
Tabela 2.4	Análises representativas da composição química e fórmula mineral dos piroxênios do Maciço Ceraíma.	52
Tabela 2.5	Análises representativas da composição química e fórmula mineral das biotitas do Maciço de Ceraíma.	55
Tabela 2.6	Análises representativas da composição química e fórmula mineral do plagioclásio do Maciço de Ceraíma.	57
Tabela 2.7	Análise química dos elementos principais, oligoelementos e elementos de terras raras do Maciço de Ceraíma.	60
Tabela 3.1	Síntese das feições petrográficas das tres fácies do maciço Estreito, expressando na composição modal o máximo e mínimo.	88
Tabela 3.2	Dados geoquímicos dos elementos maiores, traço e terras raras do Maciço Estreito e Santanópolis. *Análises de Santos et al. (2000).	93

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	16
1.1 Apresentação.....	17
1.2 Relevância do Tema	18
1.3 Problemática.....	18
1.4 Objetivos.....	20
1.5 Localização e vias de acesso	20
1.6 Contextualização do magmatismo alcalino: rochas potássicas a ultrapotássica	21
1.6.1 Comportamento químico das rochas alcalinas.....	22
1.6.2 Gênese de magmas alcalino potássicos	24
1.6.3 Contexto tectônico.....	25
Referências Bibliográficas	27
2. ARTIGO 01	31
Rhyacian/Orosirian (~2.0 Ga) post-orogenic potassic alkaline magmatism in the São Francisco Craton: A case study of the Ceraíma Massif, SW of the Bahia state, Brazil.	
3. ARTIGO 02	76
Província alcalina pós-colisional Riacciana/Orosiriana (2,05-2,1 Ga) no Cráton do São Francisco: condicionantes do magmatismo potássico/ultrapotássico nas porções sudoeste e leste do Estado da Bahia, Brasil.	
4. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	110

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

A presente pesquisa é resultado de trabalhos realizados na região oeste da Bahia com o objetivo de compreender a evolução magmática dos Maciços Ceraíma e Estreito em função do cenário geodinâmico do Cráton do São Francisco, posto que se trata de intrusões magmáticas alcalinas shoshoníticas paleoproterozoicas, de caráter potássico a ultrapotássico, inseridas na porção central do Cráton São Francisco, dentro do Bloco Gavião Oeste, antigamente denominado Cinturão Móvel paleoproterozoico Urandi-Paratinga. Estas intrusões são deformadas, principalmente nas suas bordas por grandes zonas de cisalhamento com *trend* N-S e juntas formam um cinturão magmático sienítico. Dentre os trabalhos, destacam-se Portela et al. (1976); Mascarenhas (1979); Moraes et al. (1980); Rosa et al. (1996); Rosa (1999); Leahy (1997); Santos (2000), que identificaram variedades de sienitoides e granitoides de composição sienítica e monzonítica, além de raras rochas graníticas, expostos nos vales dos rios escavados nas formações de idade Fanerozoica e nos terrenos arqueanos e proterozoicos localizados na porção leste do rio São Francisco. Esses sienitoides e granitoides representam magmas alcalinos potássico e ultrapotássico, de afinidade shoshonítica, com assinatura metaluminosa e peralcalina, saturados a supersaturados em sílica.

Com a ideia de progressão dos conhecimentos iniciados por Rosa et al. (1996), Leahy (1997), Rosa (1999) e Santos et al. (2000), essa tese volta seus esforços para os aspectos petrográficos, petrológicos, litogeoquímicos e de química mineral, no intuito de entender os processos que envolvem a evolução petrogenética das rochas dos maciços e o seu papel na evolução da parte central do Cráton do São Francisco. Pensando neste contexto e na melhor forma de apresentar os resultados e discussões adquiridas durante o período de desenvolvimento da pesquisa, a tese foi estruturada em capítulos.

O capítulo I apresenta as considerações iniciais que compreendem a apresentação, a relevância do tema, os problemas que norteiam a pesquisa, juntamente com os objetivos da tese, a localização da área de estudo, uma síntese da contextualização de magmatismo alcalino gerador de rochas potássicas a ultrapotássicas saturadas e, por fim, as referências bibliográficas.

O capítulo II reúne as análises geológicas, petrográficas, de química mineral e geoquímica do Maciço Ceraíma, intitulado: “Rhyacian/Orosirian (~2,05 Ga) post-collisional potassic alkaline magmatism in the São Francisco Craton: A case study of the Ceraíma Massif, SW of the Bahia state, Brazil” e será submetido na revista Brazilian Journal of Geology após a defesa.

No capítulo III temos o segundo artigo com o enquadramento dos dados geológicos, petrográficos e geoquímicos do Maciço Estreito em comparação com os conhecimentos da literatura do Maciço Santanópolis na visão de compreender a existência de uma província alcalina pós-colisional paleoproterozoica inserida no Cráton do São Francisco. Artigo este intitulado de: Província alcalina pós-colisional Riacciana/Orosiriana (2,05-2,1 Ga) no Cráton do São Francisco: condicionantes do magmatismo potássico/ultrapotássico nas porções sudoeste e leste do Estado da Bahia, Brasil, e será submetido na revista Journal of South American Earth Sciences, após a defesa.

O capítulo IV apresenta a exposição das principais considerações levantadas ao longo de toda a pesquisa.

1.2 Relevância do tema

Nas últimas décadas, os estudos referentes ao magmatismo alcalino vêm ganhado cenário no meio geológico, apesar do volume de ocorrência em superfície terrestre ser escasso em comparação a outros tipos de rochas ígneas como basaltos e granitos, sendo mais raras ainda as rochas alcalinas de idade proterozoica. Porém, essa particularidade em relação ao volume se perde em meio à grande diversidade do espectro composicional (mineralógico e geoquímico) e do ambiente tectônico de formação na busca de entender o cenário dinâmico do Cráton do São Francisco à luz do magmatismo alcalino paleoproterozoico do oeste do estado da Bahia em comparação com a porção leste do mesmo estado.

No Brasil, os estudos que enfatizam a ocorrência de magmas alcalinos de idade proterozoica são poucos e estão mais concentrados nas regiões nordeste e sudeste do país, sendo importante salientar que o estado da Bahia é marcado por diversas ocorrências de corpos sieníticos de caráter potássico a ultrapotássico, de idade entre 1,9 a 2,1 Ga, registrando grande alinhamento na direção N-S, e alojados em cinturões móveis e/ou blocos cratônicos (exemplo: Plúton Sienito Morro do Afonso – Rios et al. 2007; Maciço Sienítico de Anurí – Conceição et al. 1997 e Maciço Sienítico de São Felix – Rosa et al. 1995 entre outros).

Após 23 anos de importantes e significativos trabalhos disponíveis no meio científico a respeito do magmatismo alcalino paleoproterozoico no oeste do estado da Bahia, esta pesquisa propõe adição de novos dados e interpretações a cerca das litologias dos maciços, que os pesquisadores na região tão brilhantemente estabeleceram. Em geral, procuramos adquirir dados que colaborassem com o entendimento desse grande magmatismo alcalino paleoproterozoico pós-colisional do estado da Bahia, lançando assim o olhar para compreender o significado dos episódios magmáticos do oeste em correlação com o leste do estado da Bahia, e o seu papel na evolução geodinâmica/crustal do Cráton do São Francisco.

1.3 Problemática

Os primeiros estudos acerca do magmatismo alcalino do sudoeste do estado da Bahia foram realizados por Barbosa & Moutinho da Costa (1973), que cartografaram as ocorrências das rochas plutônicas como “Complexo Guanambi” no mapa geológico regional em escala de 1:250.000. Continuando a linha de estudo regional com o apoio da geoquímica, Fernandes et al. (1982) indicam que no Complexo Guanambi ocorre o desenvolvimento de corpos plutônicos oriundos de eventos magmáticos tardios, como por exemplo o Sienito Cara Suja e o melassienito do Açude Ceraíma. Após 14 anos, Rosa et al. (1996) propuseram uma visão

mais detalhada do Complexo Guanambi, ao apontar que se trata de um batólito de idade 2,0Ga, denominado de monzo-sienítico Guanambi-Urandi, com dimensão de 6.000km², e constituído por rochas de composição sienítica e monzonítica. Com essa revelação, esse expressivo magmatismo ganha a atenção de Leahy (1997) que, ao estudar o Maciço Ceraíma, parte mínima do batólito, com extensão de 128km², indica uma intrusão zonada de forma vertical, com significativas estruturas primárias do tipo fluxo magmático e constituído por sienito porfirítico máfico, sienito leucocrático e granitos. Rosa (1999) dividiu o batólito em dois domínios, denominados de intrusões múltiplas e tardias, estruturados por significativas zonas de cisalhamento, mas com estruturas magmáticas preservadas, levando a autora a propor um ambiente pós-colisional para geração desse magmatismo. Por fim, Santos (2005) apresenta estudos do Maciço Estreito, uma das intrusões tardias, interpreta o Maciço como sendo controlado por falhamentos regionais, devido ao seu aspecto alongado, e propõe sua subdivisão em fácies fanerítica e porfirítica. Em função da geoquímica, os autores mencionados acima traçam perfis semelhantes para o batólito, ao indicar um magmatismo alcalino de afinidade potássica a ultrapotássica, saturado a supersaturado em sílica, metaluminoso a peraluminoso, rico em elementos litófilos de grande raio iônico (large ion lithophile elements – LILE) e empobrecidos em elementos de alto potencial iônico (high field strength elements - HFSE).

Com base no avanço do conhecimento disponível na literatura até o presente, percebe-se que a região ainda necessita de estudos mais detalhados a respeito da evolução magmática, bem como a analogia entre o ambiente tectônico e a gênese dos Maciços. Assim esta pesquisa pretende responder as seguintes indagações:

- (i) Como se comporta os Maciços Ceraíma e Estreito diante dos processos de diferenciação magmática e da influência das atividades tectônicas na questão da diversidade composicional?
- (ii) Qual a relação temporal entre a tectônica e a geração do magma que deu origem aos Maciços Ceraíma e Estreito?
- (iii) Pode-se afirmar que as intrusões tardias do Batólito Monzo-sienítico Guanambi-Urandi, de forma mais específica os Maciços Ceraíma e Estreito, são cogenéticas?
- (iv) Existe relação entre as ocorrências magmáticas do sudoeste e leste da Bahia na possibilidade de fazerem parte de uma província ígnea alcalina potássica de idade paleoproterozoica?

1.4 Objetivos

A presente pesquisa se dispõe a desenvolver novos dados petrológicos, petrográficos, geoquímicos e de química mineral que possam embasar a discussão a respeito da evolução petrogenética, no intuito de compreender melhor os processos e significado tectônico/crustal que envolvem uma parte desse imenso “oceano” de magma alcalino proterozoico do setor sudoeste do estado da Bahia. E para alcançar essa compreensão foram traçados os seguintes objetivos específicos:

- i. Fazer o levantamento cartográfico da forma de ocorrência das litologias do Maciço Ceraíma e Estreito em escala mesoscópico, analisando as relações de contato entre as rochas constituintes nos Maciços e as encaixantes, e assim separar as diferentes faciologias;
- ii. Identificar e determinar as principais assembleias e paragêneses minerais presentes nas rochas dos Maciços, contextualizando as variações faciológicas mediante a composição modal e textural em consonância com os dados obtidos em campo;
- iii. Traçar o comportamento geoquímico dos elementos maiores, traço e terras raras na perspectiva de caracterizar a evolução magmática das rochas que constituem os Maciços e comparar os dados obtidos com outras ocorrências de mesma idade no estado Bahia e no Brasil;
- iv. Demonstrar o contexto geodinâmico que proporcionou a geração dos Maciços, de modo a estabelecer o cenário evolutivo desses importantes episódios magmáticos que constituem o último evento magmático acrescionário proterozoico no Cráton São Francisco.

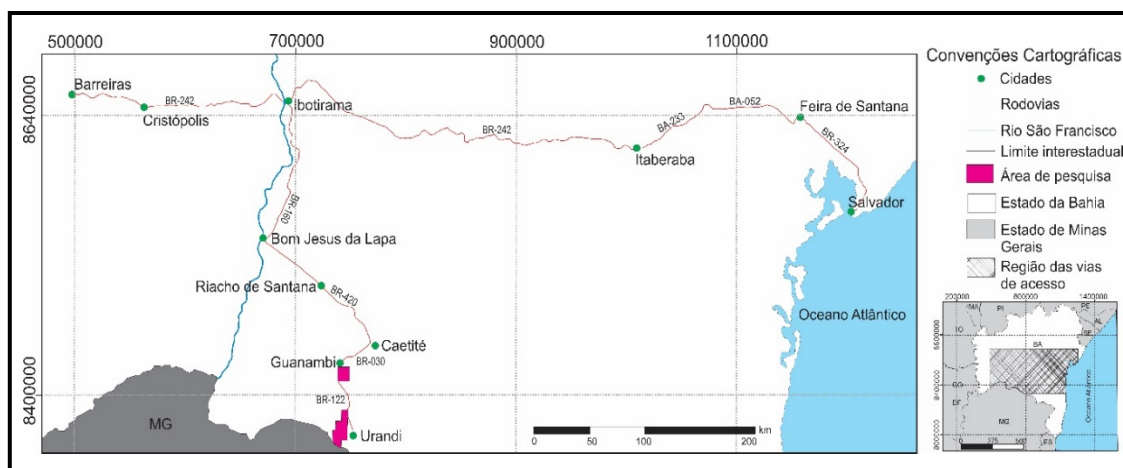
1.5 Localização e vias de acesso

A área de interesse desta pesquisa está localizada na região Centro Sul do Estado da Bahia, de forma mais precisa a sul da cidade de Guanambi-BA e na porção oeste da cidade de Urandi-BA, que marca o limite interestadual com o Estado de Minas Gerais (Figure1.1). Distando da capital Salvador 867km.

O acesso partindo da capital Salvador-BA, pode ser realizado pela BR-324, que corta a cidade de Feira de Santana-BA, em sentido a cidade de Itaberaba transpondo pela BA-052 e a BR-233. Após Itaberaba, deve ser feita a transição para a BR-242, passando pelas cidades de Lençóis, Seabra até chegar a Ibotirama que no entrocamento entre a BR-242 e a BR-160, seguir a BR-160 em direção a cidade de Paratinga-BA, até chegar à cidade de Bom Jesus da Lapa-BA. Posteriormente o trajeto será feito pela BR-430 que corta a cidade de Riacho de

Santana-BA até a entrada de Caetité, transpondo para BR-030 até a cidade de Guanambi-BA (Figura 1.1). No entroncamento que liga a BR-030 com a BR-122, opta-se por prosseguir pela BR-122, tomando em seguida a BA-939 para chegar na cidade de Ceraíma, sede da primeira área de pesquisa. Dando continuidade pela BR-122, tem-se acesso à cidade de Urandi-BA, sede da segunda área de estudo (Figura 1.1).

Figure 1.1. Mapa de representação das posições geográficas das áreas de pesquisa e das vias de acesso.



1.6 Contextualização do magmatismo alcalino: rochas potássicas a ultrapotássicas

O magmatismo alcalino é extremamente importante devido a diversos fatores, entre os quais podemos citar a diversidade da fonte e ambiente tectônico, que proporcionam o desenvolvimento de uma grande variedade composicional. A gênese desse tipo de magma envolve diversos processos tais como cristalização fracionada, imiscibilidade de líquidos, metassomatismo do manto, que são formadores de paragêneses variadas e complexas, muitas vezes contendo fases minerais raras.

Nas últimas décadas, os estudos referentes ao magmatismo alcalino vêm ganhado cenário no meio acadêmico e econômico, apesar do volume de ocorrência em superfície terrestre ser escasso. As rochas derivadas desse tipo de magma apresentam espectro composicional e ambiente tectônico de formação bastante diversificados.

Segundo Fitton & Upton (1987), as rochas alcalinas podem ser classificadas pela alta concentração de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, que pode estar totalmente alojada em feldspatos. O excesso de álcalis abre caminho para a formação de feldspatoides, se o magma for pobre em sílica; caso contrário ocorre a cristalização de piroxênios sódicos, anfibólios sódicos e outras fases ricas em álcalis. Entretanto, com o avanço do conhecimento, sabe-se que não basta apenas observar

os valores de álcalis, faz-se necessária a correlação desses teores com a saturação de sílica, alumina, e acompanhados da análise petrográfica.

1.6.1 Comportamento químico das rochas alcalinas

Para melhor compreensão a respeito do termo “alcalino”, diversos pesquisadores, como Shand (1943), Joplin (1968), Peccerillo & Taylor (1976), Morrison (1980), Lameyre & Bowden (1982), Middlemost (1985), Debon & Le Fort (1982), Foley et al. (1987), Wilson (1989), Maniar & Picolli (1989), Peccerillo (1992), Frost et al. (2001), Zimmer et al. (2010), Nardi (2016) e tantos outros, estabeleceram parâmetros capazes de separar os produtos e subprodutos do magmatismo alcalino com base na litogeoquímica, discriminando o termo em função dos valores de K_2O e Na_2O , o índice de saturação da sílica, o índice de alumina, os teores de MgO , traçando assim uma assinatura geoquímica característica para esse tipo de magma.

Lameyre & Bowden (1982), ao aproveitar os estudos Streckeisen (1976) a respeito da classificação modal das rochas, apontam que as proporções volumétricas de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio são ferramentas importantes para correlacionar os tipos de rochas com as diferentes séries plutônicas, caracterizando assim *trend* composicional para cada série em função da composição mineralógica. Com base na diversidade das rochas que representam o magma alcalino, temos dois tipos de séries alcalinas clássicas: alcalina supersaturada em sílica e alcalina aluminosa (Figure 1.2).

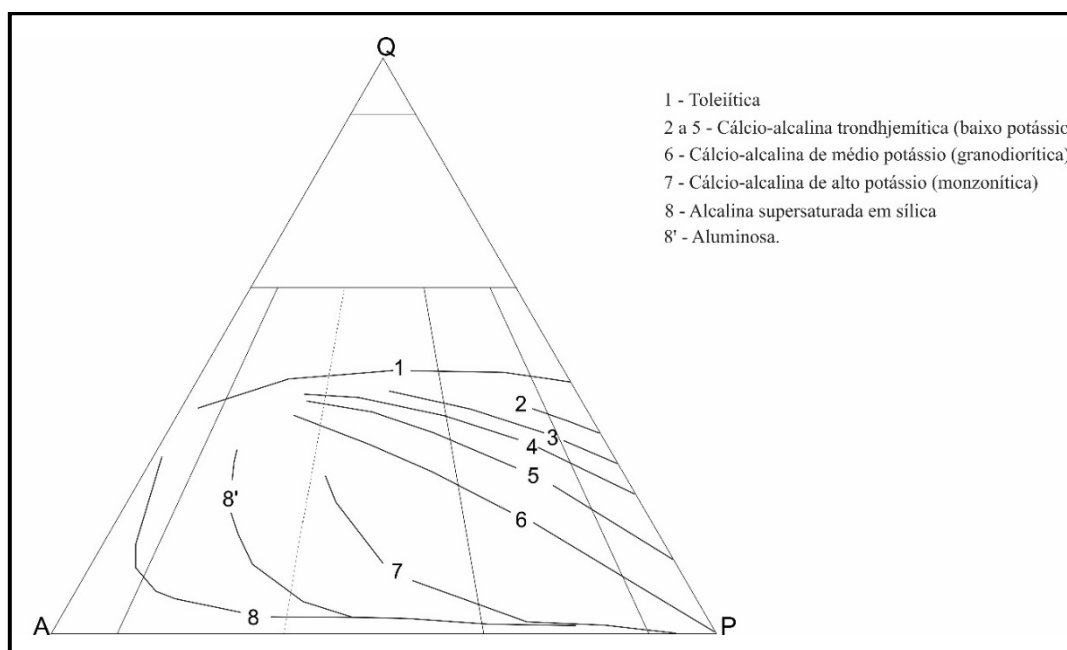


Figure 1.2. Diagrama modal QAP estruturado com as principais séries magmáticas e produtos de fusão crustal, modificado de Lameyre & Bowden (1982).

Em relação à ocorrência de minerais saturados e insaturados em magmas alcalinos, os estudos de Foley et al. (1987) indicam que as relações mineralógicas desses minerais com o quartzo são bastante amplas, e podem ocorrer desde magmas alcalinos supersaturados até magmas insaturados em sílica. Conforme Wilson (1989), as rochas alcalinas podem ser classificadas em dois campos distintos: o campo das alcalinas subsaturadas em sílica ou fortemente alcalinas e as alcalinas saturadas em sílica ou moderadamente alcalinas.

As pesquisas realizadas por Foley et al. (1987) e Peccerillo (1992) separam as rochas potássicas e ultrapotássicas em quatro grupos distintos: I- shoshonitos, II- rochas ultrapotássicas tipo-Roma, III - lamproitos e IV- kamafigitos, tendo ainda os kimberlitos. É importante lembrar que essa subdivisão não contempla todas as rochas potássicas disponíveis na natureza, e o foco deste estudo são as rochas potássicas e ultrapotássicas dos grupos I e II, que apresentam afinidade shoshonítica.

De acordo com Peccerillo (1992), as rochas classificadas como shoshoníticas podem ser separadas dos demais grupos por conter teores de potássio entre 2 e 3% e razão K_2O/Na_2O indicadora de afinidade potássica. O termo shoshonito foi criado por Iddings (1895), para definir rochas basálticas com valores de Al_2O_3 entre 14 e 20%, teores de CaO no intervalo de 10 a 12% e teores de TiO_2 inferiores a 1,3%. Conforme Morrison (1980) as associações shoshoníticas são definidas pelo alto teor de álcalis totais, com razão K_2O/Na_2O variável em relação ao teor de SiO_2 , além dos valores de TiO_2 e Al_2O_3 (Tab. 1.1) correlatos com os estudos de Iddings de 1895.

Foley et al. (1987) consideram que as rochas com assinatura ultrapotássica devem apresentar valores de $MgO > 3\%$, ter valores menores que 2 na razão K_2O/Na_2O e conteúdo de $K_2O > 3\%$.

Tabela. 1.1. Listagem das características químicas de shoshonitos propostas por Morrison (1980).

1 - Basaltos quase saturados em sílica (ou seja, raramente têm Ne ou Q normativos)	4 - Elevada razão K_2O/Na_2O ($> 0,6$ a 50% SiO_2 , $> 1,0$ a 55% SiO_2)	7 - Baixo teor de TiO_2 ($< 1,3\%$)
2 - Baixo enriquecimento em ferro (tendência plana no AFM).	5 - Trend positivo acentuado em K_2O versus SiO_2 em baixa SiO_2 ($< 0,5$ em $45-57\%$ SiO_2 , mas zero ou negativo em $> 57\%$ SiO_2)	8 - Alto, mas variável teor de Al_2O_3 (14-19%)
3 - Álcalis totais elevados ($Na_2O + K_2O > 5\%$)	6 - Enriquecimento em P, Rb, Sr, Ba, Pb, elementos terras raras leves (de acordo com o enriquecimento em potássio)	9 - Alta razão Fe_2O_3/FeO ($> 0,5$)

Frost et al. (2001) com base nas pesquisas de Shand (1943) revelam que as rochas alcalinas, pelo índice de saturação em alumina (ISA), podem ser classificadas em metaluminosas ou peralcalinas, sendo que esse tipo de caráter está expresso na composição mineralógica, pois as rochas metaluminosas indicam assinatura mais cálcica com fases minerais do tipo hornblenda e/ou augita, mas não possuem moscovita. Em relação às rochas classificadas como peralcalinas, onde os teores de álcalis são muito elevados, cujo excesso transcende os valores necessários para a formação de feldspatos e pode ser acomodado em silicatos ferro-magnesianos. Para Frost et al. (2001), as rochas alcalinas podem ser peralcalinas ou metaluminosas, mas não é provável que tenham alumínio suficiente para serem peraluminosas.

Para Zimmer et al. (2010) as mudanças das afinidades nas rochas são controladas pelo conteúdo de água no sistema, pois um sistema com o conteúdo de água mais elevado e o concomitante aumento da fugacidade de O_2 pode causar as diferenças mineralógicas e químicas das séries magmáticas, mexendo no campo de estabilidade do plagioclásio, que será reduzido, dando lugar ao aumento de estabilidade de anfibólio e magnetita.

O magma potássico/ultrapotássico apresenta assinatura peculiar, que expressa elevado enriquecimento de elementos litófilos de íons grandes – LILEs (K, Ba, Rb e Sr) e elementos terras raras leves (La, Ce e Pr), em relação aos elementos de elevado potencial iônico – HFSE (Nb, Ti, Ta e Hf). Entretanto, esse comportamento não se aplica às rochas shoshoníticas intraplaca, pois os valores de HSFE também são elevados (Dawson, 1984; Nielson e Noller, 1987; Wilshire, 1987; Gill, 2014).

1.6.2 Gênese de magmas alcalino potássicos

A construção da gênese do magma alcalino é bastante desafiadora, devido à diversidade de ambientes tectônicos que podem gerar esse tipo de magmatismo e excepcionalmente pela capacidade de desenvolver grande variação de rochas, indicando complexa relação entre manto, crosta e fluidos, além de outros fatores como taxa de fusão e profundidade crustal.

Os estudos experimentais e empíricos de diversos pesquisadores (Dawson, 1987; Thompson & Fowler, 1986; Conceição & Green, 2004), demonstram que a formação de rochas com afinidade alcalina pode ter diversas possibilidades de origem, devido a fusão parcial de manto litosférico, astenosférico ou pela interação de voláteis com o manto.

Conforme Bonin (2007) a diversidade dos ambientes tectônicos e das fontes que controlam a geração de magmatismo alcalino são os fatores principais para uma assinatura geoquímica e isotópica heterogênea.

A ideia de um manto metassomatizado capaz de gerar magmas alcalinos surgiu em 1982 pelas pesquisas de Bailey, citadas atualmente por diversos autores, que trazem as relações de transformações químicas em função do tipo de ambiente tectônico continental. Com o passar do tempo, essa ideia de manto metassomatizado capaz de produzir magma alcalino foi ganhando a atenção dos pesquisadores, devido a possibilidade de entender melhor a evolução crustal da Terra e pela diversidade de ocorrências ao longo do tempo geológico, mesmo que restrita, em diversas regiões do Canadá, Itália, Himalaia, Austrália, Brasil, entre outras.

Com base nos estudos de diversos pesquisadores, entre os quais, Dawson (1984); Nielson e Noller (1987); Wilshire, (1987); Liégeois (1998), Bonin (2007); Litvinovsky et al. (2011); Nardi (2016), foi possível separar duas feições principais que indicam a atuação de processos metassomáticos no manto capazes de produzir magmas alcalinos. A primeira característica está relacionada ao alto enriquecimento em elementos litófilos de baixo potencial iônico (Rb, Sr e Ba) e elementos terras raras leves (ETR_L). A segunda feição é representada pelas mudanças na composição mineralógica e textural, neoformando fases mineralógicas ricas em elementos incompatíveis e sílica.

Pearce et al. (1990), Turner et al. (1993) e Tatsumi e Eggins (1995) demonstram que as anomalias dos elementos citados acima marcam a assinatura geoquímica dos magmas alcalinos e estão vinculadas a processos metassomáticos do tipo fusão de silicatos e/ou fluidos aquosos, que interagiram com o manto peridotítico, lembrando que esse tipo de manto estaria depletado nesses elementos. Essa interação induz o desenvolvimento de manto metassomático e toda essa transformação é oriunda dos processos de subducção e riftes intracontinentais.

1.6.3 Contexto tectônico

Diversos pesquisadores advogam que os sienitos ou traquitos são rochas com ocorrência relativamente rara e estão ligados às suítes magmáticas que ocorrem em ambientes do tipo arco de ilha e arco magmático e, de forma bem restrita, em cinturões orogênicos (Figure 1.3).

Depois da década de 1980, diversos pesquisadores apontam que os magmas alcalinos, de forma mais específica os shoshoníticos, podem também ser gerados em ambiente pós-colisional. Segundo Muller et al. (1992), as rochas com afinidade shoshonítica estão ligadas a cenários geodinâmicos do tipo arcos continentais, arcos oceânicos, arcos pós-colisionais e intraplaca. Nesta

pesquisa vamos abordar somente o ambiente pós-colisional.

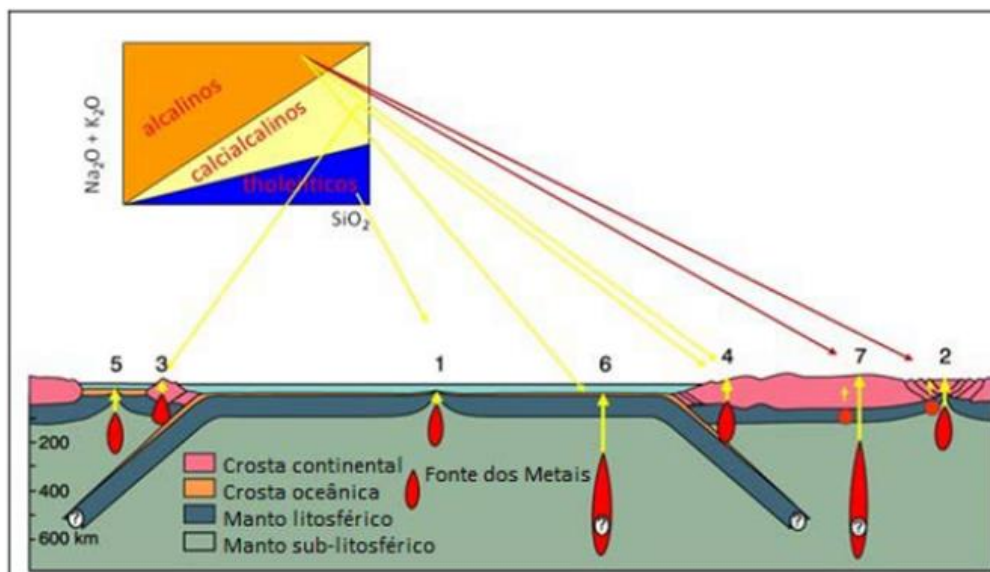


Figura 1.3. Representação gráfica dos diversos ambientes geotectônicos e os magmatismos associados (adaptado de Winter, 2001). 1: dorsal meso-oceânica (margem divergente); 2: sistema de rifte intraplaca; 3: arco oceânico (margem convergente); 4: arco continental (margem convergente); 5: bacia de retro-arco (*back arc*); 6: ilhas oceânicas; 7: ambiente continental generalizado.

Mas, o que significa o termo pós-colisional e como é caracterizado?

Para Liégeois (1998), a configuração do cenário pós-colisional pode ser definida como sendo processos pós-colisional que ocorrem pós a colisão principal, que é marcada pela atuação intensa (pico) do metamorfismo regional, caracterizado por grande volume magmático que geralmente é alojado na forma de batólito. Mas, o que é colisão? Segundo Bonin et al. (1998), o processo de colisão significa a colagem de pelo menos dois terrenos, formando um novo continente, quando então começa o processo pós-colisional.

Tanto Liégeois (1998) quanto Bonin et al. (1998) indicam o evento pós-colisional como sendo caracterizado por zonas de cisalhamento, registrando significativas movimentações de blocos na vertical e na horizontal, podendo desenvolver afinamento crustal litosférico e geração de riftes.

Nardi et al. (2007) demonstram que os magmas alcalinos, originados em contexto pós-colisional ou pós-orogênico, têm como fonte o manto afetado pelo processo de subducção. Tal processo deixa o manto metassomatizado. E Pearce (1982) explica que a atuação prévia de subducção propicia a geração de rochas com afinidade shoshonítica após o processo de colisão e a contribuição da subducção é evidenciada pela depleção em HFSE e o enriquecimento em LILE's.

Rosa et al. (2005) ao estudarem magmas alcalinos subsaturados em sílica indicam que são produtos resultantes da baixa taxa de fusão parcial do manto e estão relacionados a ambientes anorogênicos.

Magma alcalinos sub-saturados em sílica ocorrem no interior de placas continentais, associados a sistemas rifte; em placas oceânicas, associados a hot spot; ou, ainda, como produto da ação de pluma mantélica. A gênese destes magmas é comumente interpretada como produto de baixa taxa de fusão parcial no manto. Logo, a presença de magmas alcalinos sub-saturados em SiO₂ constitui um marcador geodinâmico valioso quando se investiga a história evolutiva em terrenos antigos, pois sua instalação limita-se a períodos anorogênicos (Rosa et al., 2005, p. 47).

Fitton e Upton (1987), Wilson (1989), Janasi et al. (1993), Miller et al. (1999), Bonin (2007), Litvinovsky et al. (2011), entre outros pesquisadores dedicados ao estudo de magmas alcalinos indicam que devido à diversidade de fontes, ambientes e taxa de fusão parcial bastante variada, os processos que formam as rochas com afinidade alcalina potássica/shoshonítica podem ser conduzidos por cristalização fracionada, mistura de magmas e assimilação/contaminação crustal.

Paim (2014) aponta que a forte assinatura crustal em materiais primários pode assinalar processos distintos como contaminação crustal em magmas peridotíticos ascendentes, por assimilação ou mistura, e fusão parcial de região mantélica metassomatizada, modificada por fluidos derivados de material subductado, seguida de cristalização fracionada.

Referências bibliográficas

- Bonin, B. 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos.* **97**(1-2):1-29.
- Bonin, B., Azzoini-Sekkal, A., Bussy, F., Ferrag, S. 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrological constraints and geodynamic settings. *Lithos.* **45**:45–70.
- Conceição, R.V., Green, D.H. 2004. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite. *Lithos.* **72**(3-4): 209-229.
- Dawson, J.B. 1984. Contrasting types of upper-mantle metasomatism? In: KORNPROBST, J. Kimberlites II: the mantle and crust-mantle relationships. Amsterdam: *Elsevier*. **11**(2):289-294.
- Dawson, J.B. 1987. The MARID suite of xenoliths in kimberlite: relationship to veined and metasomatised peridotite xenoliths, 465 – 473. In: Nixon, P.H. (Ed.), *Mantle Xenoliths*. Wiley-Interscience, New York, p.844.
- Debon, F., Le Fort P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Ed.: *Earth Sci.* **73**:135-149.

- Fitton, J.G., Upton, B.G. 1987. Alkaline Igneous rocks - Introduction. In: J.G. Fitton and B.G. Upton (Eds.) Alkaline Igneous rocks. *Geological Society Special Publication*. **30**:ix-xiv.
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L. 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. *Earth Science Reviews*. **24**(2):81-134.
- Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J. & Frost, C.D. 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*. **42**(11):2033-2048.
- Gill, R. 2014. Rochas e processos ígneos: um guia prático. Edit. Bookman, p. 427.
- Iddings, J.P. 1895. Absarokite-shoshonite-banakite series. *Journal of Geology*. **3**:35-959.
- Janasi, V.A., Vlach, S.R.F. & Ulbrich, H.H.G.J. 1993. Enriched-mantle contributions to the Itu Granitoid Belt, Southeastern Brazil: evidence from K-rich diorites and syenites. *An. Acad. Bras. Cienc.* **65**:107-118.
- Joplin, G.A. 1968. The shoshonite association: a review. *Journal Geological Society Australia*. **15**:275-294.
- Lameyre, J., Bowden, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. **14**(1-2):169-186.
- Leahy, G.A.S. 1997. Caracterização Petrográfica e Litoquímica da Intrusão Sienítica de Ceraíma (Sudoeste da Bahia). MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador. p.126.
- Liégeois, J.P. 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos*, **45**:xv-xvii.
- Litvinovsky, B.A., Tsygankov, A.A., Jahn, B.M., Katzir, Y., Be'eri-Shlevin, Y. 2011. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: the Late Palaeozoic postcollisional igneous province of Transbaikalia (Russia). *Lithos*. **125**(3):845-874.
- Maniar, P.D. & Piccoli, A. 1989. Tectonic Discrimination on Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*. **101**:635-643.
- Mascarenhas, J.F. & Garcia, T.W. 1989. Mapa Geocronológico do Estado da Bahia: texto explicativo. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Sec. Minas e Energia. p.189.
- Miller, C., Schuster, R., Klotzli, U., Mair, V., Frank W., Purtscheller, F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrology*. **40**(9):1399-1424.
- Morrison, G.W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*. **13**(1):98-108.

- Muller, D., Rock, N.M.S., Groves, D.I. 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology*. **46**(4):259-289.
- Nardi, L.V.S. 2016. Granitoides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. *Pesquisas em Geociências*. **43**(1):85-99.
- 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**(1):101–116.
- Nielson, J.G., Noller, J.S. 1987. Processes of mantle metassomatism; constraints from observations of composite peridotite xenoliths. Boulder: *Geological Society of America*. p. 61-76.
- Paim, M.M. 2014. Maciço de Cara Suja: Expressão do Magmatismo Alcalino Potássico Pós-colisional no Sudoeste da Bahia. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador. p. 258.
- Paterson, S.R., Pignotta, G.R., Vernon, R.H. 2004. The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations. *Journal of Structural Geology*. **26**:1465-1481.
- Pearce, J.A. 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thrope, R.S. (ed), *Andesites*. Wiley, Chichester. p. 525-548.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moor bath, S., Mitchell, J.G. 1990. Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *J. Volcan. Geothermal Research*. **44**(1-2):189-229.
- Peccerillo, A. 1992. Potassic and ultrapotassic magmatism: compositional characteristics, genesis and geological significance. *Episodes*. **15**:243–251.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **58**:63-81.
- Rios, D.C., Conceição, H., Davis, D.W., Plá Cid, J., Rosa, M.L.S., Macambira, M.J.B., McReath, I., Marinho, M.M., Davis, W.J. 2007. Paleoproterozoic potassic-ultrapotassic magmatism: Morro do Afonso Syenite Pluton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*. **154**:1–30.
- Rosa, M.L.S. 1999. Geologia geocronologia mineralogia litogeoquímica e petrologia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador. p. 186.
- Rosa, M.L.S., Conceição, H., Paim, M.M., Santos, E.B., Alves Da Silva, F.C., Leahy, G.A.S., Bastos Leal, L.R., 1996. Magmatismo potássico/ultrapotássico pós a tardi-orogênico (associado a subducção) no oeste da Bahia: Batólito Monzo-Sienítico de Guanambi-Urandi e os Sienitos de Correntina. *Geochimica Brasiliensis*. **10**(1):27-42.

- Rosa, M.L.S., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Menezes, R.C.L., Cunha, M.P., Rios, D.C., Marinho, M.M. 2005. Magmatismo alcalino intraplaca neoproterozóico no sul do Estado da Bahia: o batólito nefelina-sienítico Itarantim. *Revista Brasileira de Geociências*. **35**(4-Suplemento):47-58.
- Santos, E.B. 2005. Magmatismo alcalino-potássico paleoproterozoico no sudeste da Bahia e nordeste de Minas Gerais: evidência de plutonismo orogênico associado a arco continental. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador. p. 218.
- Santos, E.B., Rosa, M.L.S., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Scheler, T., Paim, M.M., Leahy, G.A.S. 2000. Magmatismo alcalino-potássico Paleoproterozoico, no SW da Bahia e NE de Minas Gerais, Maciço do Estreito: geologia, idade, petrografia e litogeoquímica. *Geochimica Brasiliensis*. **14**(2):249-267.
- Shand, S. J. 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore - Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley & Sons, New York.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*. **12**(1):1-33.
- Tatsumi, Y., Eggins, S. 1995. Subduction Zone Magmatism Cambridge: *Blackwell Science*. p. 211.
- Thompson, R.N. & Fowler, M.B. 1986. Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from Scottish Caledonites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **14**:507-522
- Turner, S.P., Hawkesworth, C., Liu, J., Rogers, N., Kelley, S., Van Calsteren, P. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*. **364**:50-53.
- Wiebe, R.A. & Adams, S.D. 1997. Felsic enclave swarms in the Gouldsboro Granite, Coastal Maine: a record of eruption through the roof of a silicic magma chamber. *The Journal of Geology*. **105**: 617-627.
- Wilshire, H.G. 1987. Mantle metasomatism: the REE story. *Geology*. **12**:395-398.
- Wilson, M. 1989. Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach. Unwin Hyman, London-U.K. p. 466.
- Winter, O.D. 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall. p.796.
- Zimmer, M.M., Plank, T., Hauri, E.H., Yogodzinski, G.M., Stelling, P., Larsen, J., Singer, B., Jicha, B., Mandeville, C. & Nye, C.J. 2010. The Role of Water in Generating the Calc-alkaline Trend: New Volatile Data for Aleutian Magmas and a New Tholeiitic Index. *Journal of Petrology*. **51**(12): 2411-2444.

CAPÍTULO 2

ARTIGO 01

2. RHIACIAN/OROSIRIAN POST-COLLISIONAL POTASSIC ALKALINE MAGMATISM (~ 2.05 GA) IN THE SÃO FRANCISCO CRATON: A CASE STUDY OF THE CERAÍMA MASSIF, SW OF THE STATE OF BAHIA, BRAZIL.

Joilma PRAZERES SANTOS¹ e Nilson Francisquini BOTELHO²

1. Brasil, jpssantos@ufob.edu.br, Universidade Federal do Oeste da Bahia e Universidade de Brasília. Endereço: Rua Professor José Seabra de Lemos, 316 - Bairro: Recanto dos Pássaros - CEP: 47808-021 – Cidade de Barreiras - BA.

2. Brasil, nilsonfb@unb.br, Universidade de Brasília. Endereço: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília Campus Universitário Darcy Ribeiro ICC - Ala Central. CEP 70.910-900 - Brasília - DF.

Abstract:

The Ceraíma Massif is a zoned intrusion with a curved elliptical shape that is structured in continuous NW-SE vertical layers. Preserved nearly vertical magmatic flow primary foliation, discordant with the regional tectonic foliation, shows a NS direction. The Ceraíma Massif has been divided into five facies: monzonitic, quartz monzonitic, porphyritic syenitic, porphyritic syenitic with mafic matrix and syenogranitic; these facies are defined by two magmatic affiliations that are characterized by the monzonitic series and the alkaline silica saturated series. The crystallization sequence is marked by the early formation of apatite, zircon and magnetite, followed by diopside, and microcline. Clinopyroxene becomes absent in the syenogranitic facies, and subsequently, edenite, magnesium-hornblende, phlogopite, with restricted occurrence of annite, and plagioclase with compositional variation from albite to andesine are generated. In the final phase, we have late magmatic processes forming chlorite, actinolite and muscovite. The geochemical structure characterizes the magmatism of the Massif as alkaline potassic or shoshonitic with ultrapotassic units, both metaluminous to slightly peraluminous, grouping the five facies of the Massif into two groups, the syenitic and monzonitic groups, with the syenogranitic facies being the most evolved unit of the syenitic group. The geochemical signature also indicates that the facies of the Massif are cogenetic with each other and with the Guanambi facies, demonstrating the occurrence of at least two magmatic pulses that originated from a single source of lamprophyric-type magma (minnete) metasomatized by the previous influence of subduction. The Massif age is 2.05 Ga, and it crystallized after the apex of the metamorphism in the region; thus, the Massif is enriched in LILEs and light rare earths as well as depleted in ETR_p and HFSE, pointing to a post-orogenic tectonic environment.

Keywords: Shoshonitic, Subduction, lithospheric mantle, Metaluminous.

1. INTRODUCTION:

Potassium to ultrapotassium alkaline magmatism from the Precambrian to the Cenozoic has resulted in the development of syenitic, monzonitic and granitic complexes, which have been observed on all continents. In recent decades, studies on these occurrences have become more popular, although the volume on the Earth's surface is scarce and varied. Rocks from alkaline magmas have a wide compositional spectrum and a very diverse tectonic environment, and thus, they provide important information about crustal evolution.

In the State of Bahia, several occurrences of Proterozoic syenitic rocks were mapped, with the Ceraíma Massif located in the southwestern portion of the state among them. In the 1970s, the first description of these rocks was made during the Letos project (Barbosa and Moutinho, 1973), encompassing all the magmatic occurrences of the Guanambi Complex in the region. Over time and with the advancement of geological tools, Leahy (1997) presented the first petrographic and geochemical data, dividing the Massif into three facies: porphyritic mafic syenites, trachytoids and granitic syenitic.

Subsequently, Rosa (1999) classified the Ceraíma Massif into three facies: mesocratic mesocratic syenitic k-alkali (basal), leucocratic K-alkali syenite (intermediate) and K-syenite and K-granite (apical), with an age of 2.05 Ga, revealing that the Massif originated from postcollisional magmatism.

In this context, this study aims to understand the crustal evolution of the region by investigating the role of alkaline potassium magmatism in its faciological relationships, as well as its petrographic and mineral chemistry features and geochemical data, with the aim to determine the petrogenesis of the Ceraíma Massif and correlate it with the Guanambi facies and other occurrences of proterozoic alkaline potassium plutonics in Brazil.

2. GEOLOGICAL CONTEXT

The Ceraíma Massif is within the São Francisco Craton (Figure 2.1A), which corresponds, according to Almeida (1977), to a tectonic unit consisting of the agglutination of ancient crustal segments compartmentalized into two large stratigraphic units. The Archean to Paleoproterozoic basement, the overlying Mesoproterozoic Espinhaço Supergroup, the overlying Neoproterozoic São Francisco Supergroup and the Phanerozoic cover.

The craton corresponds to successive processes of accretion and tectogenesis, which stabilized at the end of the Paleoproterozoic, configuring a true mosaic of distinct structural units. These units are classified into four crustal segments in the State of Bahia (Barbosa et al.

2003): Gavião, Serrinha, Itabuna-Salvador-Curaçá and Jequié, and their collision records the occurrence of Paleoproterozoic orogenesis in the region, resulting in the generation of the Itabuna-Salvador-Curaçá orogen (Figure 2.1B). Cruz et al. (2016) indicate that the region reached the peak of regional metamorphism at approximately 2.09 a 2.1Ga.

The research area is located in the central portion of the craton, specifically in the Western Gavião Block, which is composed of the Santa Isabel Complex, the Guanambi-Urandi Monzo-syenitic Batholith, the Espinhaço Supergroup and the recent covers.

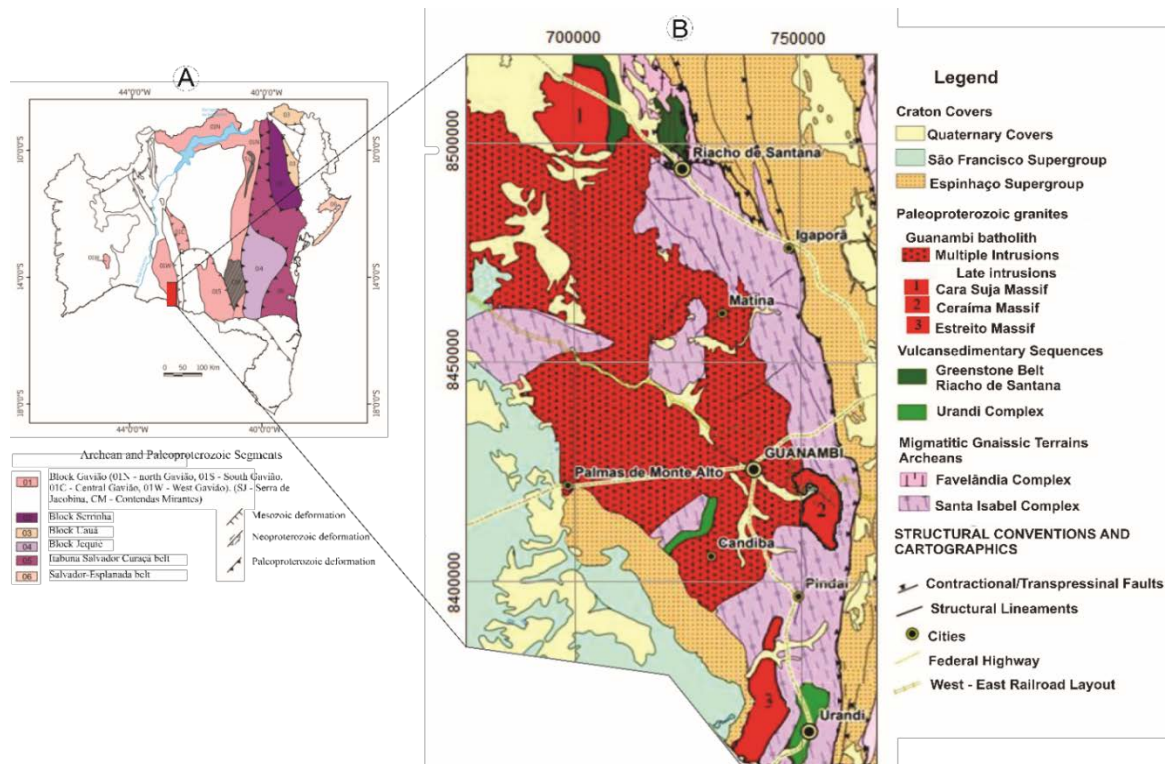


Figure 2.1. (A) Simplified map of the São Francisco Craton in the state of Bahia, showing the location of the study area (modified from Barbosa et al. 2003). Legend: 1-Archean/Paleoproterozoic base, 2-Mesoproterozoic Espinhaço Supergroup, 3-Neoproterozoic São Francisco Supergroup, 4-Phanerozoic cover, 5-Craton boundaries and 6-Brazilian folding belts. (B) Regional geological map of the southwestern portion of the state of Bahia, which covers the research area (Souza et al. 2003)

Santa Isabel Complex

The Santa Isabel Complex emerges in the north, east, south and southwest portions of the study region in the forms of elongated hills and extensive flagstones, making tectonic contact with the Guanambi-Urandi Monzo-syenitic batholith and discordant contact with the Espinhaço Supergroup (Figure 2.1B).

According to several authors, such as Fernandes et al. (1982), Arcanjo et al. (2005) and Medeiros (2013), the complex has a diverse lithological composition, ranging from granulitic orthogneisses with amphibolite enclaves, the granulitic migmatites were classified according to the degree of fusion into metatexite and diatexite, and granites.

In the research region, orthogneisses, migmatized orthogneisses and granulitic migmatites of tonalitic, trondhjemitic and granodioritic (TTG) composition were mapped, with structures ranging from continuous to discontinuous banding and nebulitic, schlieren and dilation migmatitic. The migmatitic orthogneisses consist of felsic layers composed of quartz, plagioclase, potassium feldspar, hornblende and biotite and mafic layers with a predominance of hornblende and plagioclase (Medeiros, 2013).

Guanambi-Urandi Monzo-Syenitic Batholith

According to the studies by Rosa et al. (1996), the batholith has a length of 6.000 km², with a NW-SE preferential orientation; the batholith is slightly deformed, exhibiting a slightly sigmoidal feature (Figure 2.1B), with features of magmatic flow represented by oriented feldspars that are euhedral to mildly subhedral. The well preserved magmatic flow structures led these authors to suggest a passive environment, probably a pull-apart type system, for the generation of the Guanambi-Urandi magmatism. However, according to Rosa (1999), geochemical data indicate a postcollisional environment for the emplacement of the batholith.

The high potassium alkaline magmatism of western Bahia has been dated by several authors, such as Brito Neves et al. (1980), Mascarenhas & Garcia (1989) and Rosa (1999), who used the K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb and U-Pb methods and obtained ages between 2.0 and 2.05 Ga, interpreted as crystallization ages.

For Rosa (1999), this Paleoproterozoic magmatism has two distinct domains: the domain of multiple intrusions that was subdivided into four regions (Paratinga, Laguna, Igaporã and Guanambi) and the domain of late intrusions (Cara Suja, Ceraíma and Estreito Massifs). This division was based on field relationships and faciological distributions. In general, the domains consist of rocks with a predominantly leucocratic character, with hololeucocratic and mesocratic occurrences that highlight a varied syenitic to monzonitic composition, with restricted monzodioritic to granitic units, in addition to rare mafic enclaves.

Based on the studies by Rosa et al. (1996), Leahy (1997), Rosa (1999) and Santos et al. (2000), Table 2.1 summarizes the criteria of textures/structure, lithologies, mineralogical composition and location that characterize the Guanambi facies and the late intrusions represented by the Ceraíma and Estreito Massifs. Multiple intrusions of the Guanambi facies and the late intrusion of the Ceraíma Massif are similar according the criteria proposed above.

Table. 2.1. Characteristics of multiple and late intrusions of the Guanambi-Urandi Monzo-syenitic batholith.

Characteristics					
	Authors	Nomenclature (facies)	Lithological (predominant)	Textures/structural	Geographical
Multiple Intrusions	Rosa et al. (1996) e Rosa (1999)	Guanambi	Monzonites, syenites, syenite autoliths, monzonites and basement xenoliths	Abrupt change from phaneritic texture (medium to coarse) to porphyritic	Located around the municipality of Guanambi
Late Intrusions (LI)	Rosa (1999) e Leahy (1997)	K-Alkali Syenitic Mesocratic / Syenitic Mafic	Alkalis feldspar quartz syenite, alkali feldspar syenite and mafic enclaves	Inequigranular texture, porphyritic and alkaline feldspar phenocrysts (0.5 to 5 cm)	Located in the region of the municipality of Guanambi, in the district of Ceraíma.
		Leukocratic / Trachytoid Syenitic K-Alkali	Alkalis feldspar syenite, with rare enclaves and lodes	Coarse to medium phaneritic texture, inequigranular and magmatic flow-type foliation	
		K-Syenitic and K-Granitic / Syenitic and Granitic	Syenite, alkali feldspar granite and tabular veins	Fine to coarse phaneritic texture, inequigranular and rare feldspar phenocrysts	
	Research data	Porphyritic syenitic	Syenites with variations in pyroxene content. amphiboles and biotites	Inequigranular texture. Porphyritic, isotropic features with restricted anisotropic portions. and phenocrysts up to 1.5 cm	
		Monzonitic	Monzonites with diversified mineralogy	Medium to coarse phaneritic texture, equigranular, sometimes inequigranular and anisotropic	
		Porphyritic syenitic with mafic matrix	Syenites rich in mafic minerals (pyroxene, amphibole and biotites)	Porphyritic, inequigranular texture with two orders of phenocryst granulation with a dimension of up to 2.7 cm and matrix with a size of 0.3 to 1 mm.	
		Monzonitic quartz	Apenas quartzo monzonitos	Fine to medium phaneritic texture, equigranular to inequigranular, sometimes with feldspar phenocrysts of up to 2.0 cm.	
		Syenogranitic	Syenogranitic	Medium to coarse phaneritic texture, inequigranular and anisotropic.	
	Estreito	Phaneritic	Syenite, monzonite and xenoliths from the Santa Isabel Complex	Coarse to medium phaneritic texture	Located in the region of the municipality of Urandi
		Porphyritic	Syenites, monzonites, monzogranites, syenogranites, monzodiorite and rare xenoliths	Porphyritic texture with 6 cm alkaline feldspar crystals and up to 2 cm plagioclase	

3. Materials and methods

The methods used in this research include fieldwork, petrography, mineral chemistry and total rock geochemistry.

- The fieldwork was performed over twenty-three days, with 70 points visited and 54 points sampled, enabling us to create the macroscopic description, confirm the contacts and structural and lithological features, and collect samples.

- For the petrography, 32 thin sections were prepared at the thin section laboratory of the University of Brasília. Using the transmitted and reflected petrographic microscope, it was possible to determine the petrographic features (modal composition, granulation, contacts, textures and reactions).

Eight thin sections were separated for the mineralochemical analysis of amphiboles, pyroxenes, plagioclase and biotite at the EPMA Laboratory of the Institute of Geosciences at the University of Brasília using a JEOL JXA-8230 electron probe equipped with five spectrometers for quantitative analysis by wavelength dispersion (WDS) and a spectrometer for qualitative analysis by energy dispersive (EDS). The analytical conditions were 10 nA current and 15 kV energy. The acquisition time was 10 seconds at the peak and 5 seconds in the background, and the beam diameter was 5 µm for plagioclase and 1 µm for the other silicates. The instrument was calibrated using the following standards: albite (Na), microcline (K and Al), wollastonite (Si and Ca), topaz (F), vanadinite (V and Cl), TiMnO₃ (Ti and Mn), forsterite (Mg), andradite (Fe), Cr₂O₃ (Cr), and NiO (Ni).

For the acquisition of the geochemical data, eighteen samples of the Massif (Mc) were separated, and the processing began with the crushing, quartering and grinding or spraying, leaving the rocks in the particle size fraction of 250 mesh, which were then sent for analysis at ACME Analytical Laboratories Ltd. Detecting the major and minor elements by inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry (ICP-AES) and trace elements and rare earths (ETR) were performed by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS). Nine analyses with acronyms of CMc were compiled from Leahy (1997), preserving the identification established by the author.

4. RESULTS

4.1 Ceraíma Massif: Geology and Petrography

The Ceraíma Massif corresponds to a zoned intrusion, in elliptical curved form, structured in continuous facies, with NW-SE preferential direction. The contacts between the

facies of the Massif are abrupt, while there are tectonic contacts with the Guanambi facies and with the Santa Isabel Complex. The rocks of the Massif are arranged in elevations ranging from 569 to 870m. The Massif in this study was divided into five distinct facies (Figure 2.2):

1. Syenogranitic
2. Porphyritic syenitic
3. Porphyritic syenitic with mafic matrix
4. Quartz monzonitic
5. Monzonitic

The rocks generally occur in the form of extensive slabs, rounded hills with a dome aspect, and occasionally as loose blocks (Figures. 2.3A, B and C). The presence of late pegmatitic and aplitic veins (Figures 2.3D and E) of granitic composition with varied dimensions is common, and in a restricted way, we find millimetric to centimetric microgranular enclaves with irregular shapes and a syenitic composition.

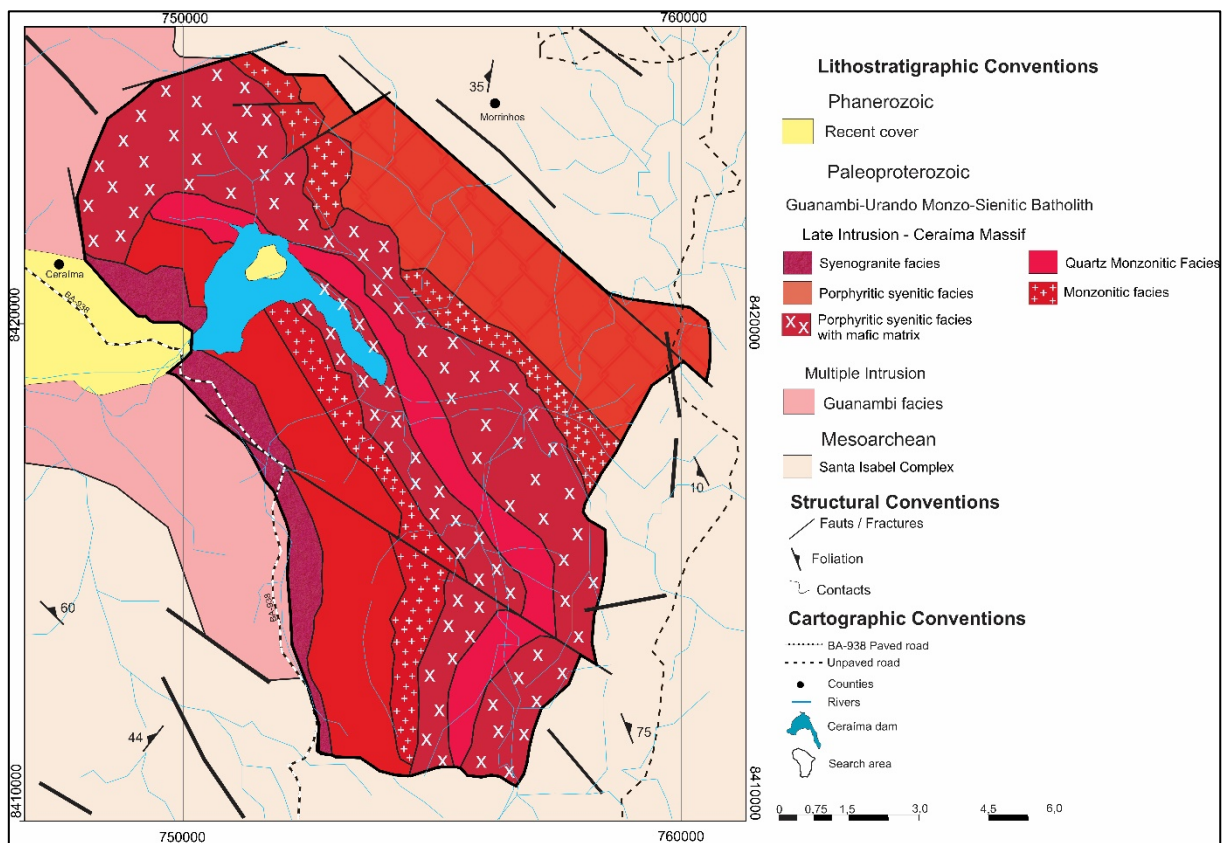


Figure 2.2. Geological map showing the five facies of the Ceraíma Massif, modified from Leahy (1997) and Rosa (1999).

Striking features in all facies of the Massif consist of faults and narrow shear zones (Figure 2.3F) and fractures filled or not filled by hydrothermal alteration minerals, whose

directions are between NW-SE and EW. The texture of well-preserved magmatic flux is marked by feldspar phenocrysts, which follow directions between N300 and 320.

The rocks that constitute the faciology of the Ceraíma Massif are hololeucocratic to mesocratic, the main granulation is medium to coarse with few observed fine features, and the minerals are normally hydiomorphic, with a predominance of phaneritic and porphyritic texture, equigranular or inequigranular, and presents peritictic and mimerchitic features (Table 2.2).

Based on the modal composition the Massif, according to the parameters of Streckeisen (1976), was classified into four petrographic types: monzonite, quartz monzonite, syenite and syenogranite (Figure 2.4); which correspond to the names of the facies, however, observing a textural and quantitative variation in the mafic minerals, in the syenitic rocks and we chose to subdivide these rocks into two facies called: porphyritic syenitic facies and porphyritic syenitic facies with a mafic matrix.

Utilizing the magmatic series parameters proposed by Lameyre & Bowden (1982) for the magmatic series, the Massif highlights two smooth trends: trends: monzonitic\shoshonitic series, and the second indicates a silica saturated alkaline trend (Figure 2.4).

Porphyritic syenitic facies (FSP)

The porphyritic syenite shows unclear contacts between the porphyritic syenitic facies with the mafic, monzonitic and syenogranitic matrix, but an abrupt limit can be inferred with the facies mentioned above, there is a tectonic contact with the metatexites of the Santa Isabel Complex, which is the host unit of the intrusion (Figure 2.2).

The rocks are isotropic with anisotropic restricted portions, marked by the orientation of the feldspars. It is pink in color due to the significant occurrence of potassium feldspar, which occurs in euhedral to subhedral shapes, with dimensions between 10 and 15 mm (Figures 2.3G and H).

The FSP rocks presents microcline phenocrysts with dimensions up to 15 mm, tabular shapes with inclusions of albite, apatite, magnetite and biotite. The microcline shows albite pericline twinning and a peritictic texture characterized by albite films and spots, presence of myrmekitic intergrowth. The plagioclases were classified as oligoclase and albite, both with smaller dimensions than microcline. Oligoclase has a slight tabular habit, and polysynthetic twinning according to the Albite Law, often obliterated by post-magmatic alterations

(sericitization and saussuritization). Albite is commonly found at the edges and cores of feldspars and in the interstices associated with biotite, hornblende and quartz.

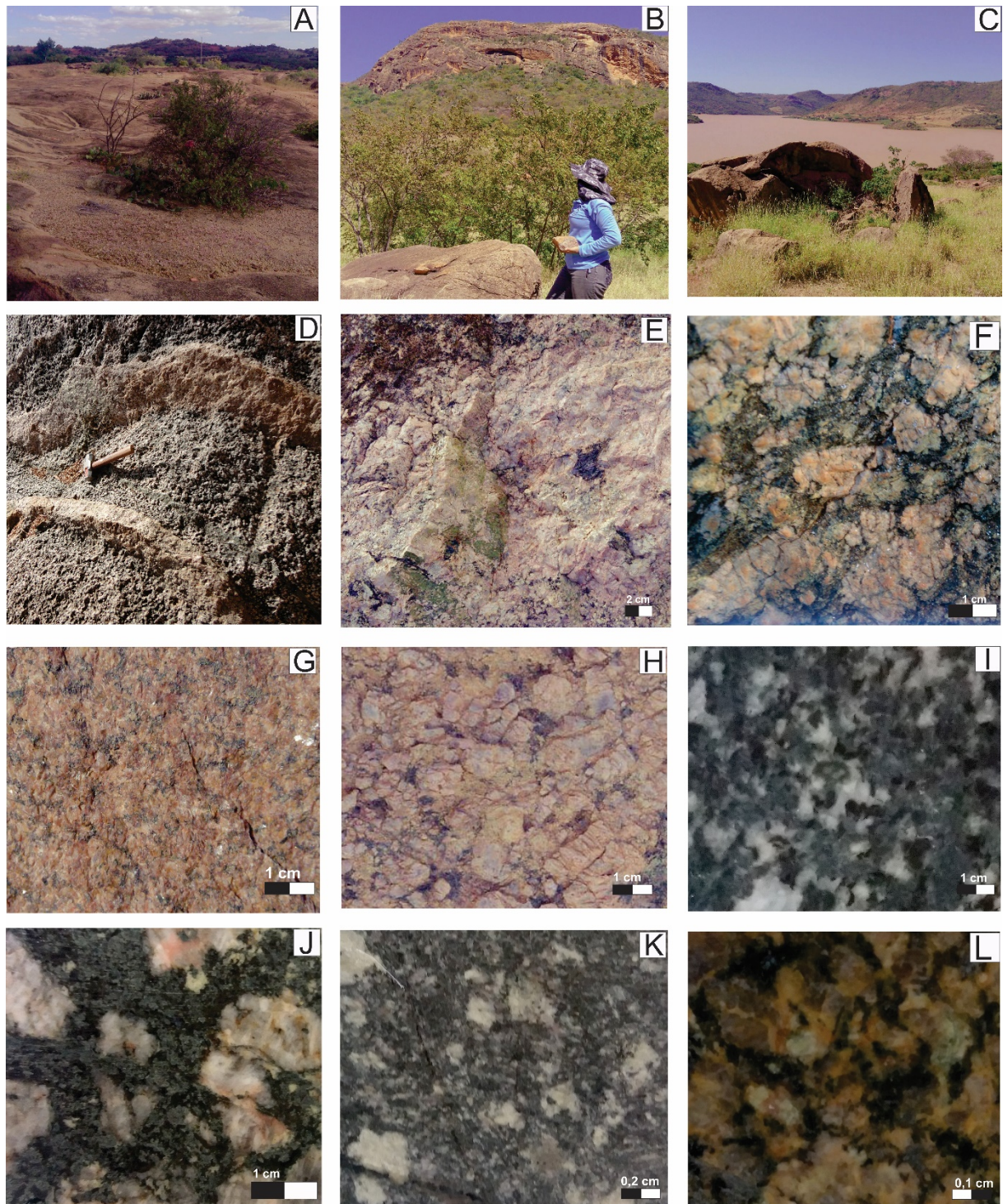


Figure 2.3. Mosaic representing the form of exposure and the features of the lithological types that constitute the Ceraíma Massif. A, B and C: slab-like outcrops, isolated dome-shaped hillocks and loose blocks; D and E: Aplittic and pegmatitic veins; F: Exposure of magmatic flow marked by feldspar phenocrysts in the porphyritic syenitic facies; G and H: Texture ranging from equigranular to inequigranular with slightly oriented feldspars in the syenitic porphyritic facies; I: Equigranular texture in the monzonitic facies; J: Unequigranular texture with potassium feldspar phenocrysts up to 1.7 cm in porphyritic syenitic facies with a mafic matrix; K: Fine to medium granulation with sporadic occurrence of plagioclase phenocrysts in the quartz monzonite facies; L: Equigranular texture in the syenogranitic facies.

Table 2.2. Synthesis of the petrographic features of the five facies of the Ceraíma Massif, expressing the maximum and minimum modal compositions.

Petrographic Characteristics		Porphyritic syenitic facies		Syenitic porphyritic facies with mafic matrix		Monzonitic facies		Monzonitic quartz facies		Syenogranitic facies
Structure		Isotropic to anisotropic (rare) magmatic flow		Isotropic to anisotropic		Isotropic to anisotropic (localized)		Isotropic		Isotropic
Texture		Inequigranular equigranular porphyritic pertitic mimerchitic		Inequigranular porphyritic pertitic mimerchitic poikilytic		Perthitic equigranular (soft) mimerchy		Equigranular inequigranular pertitic mimerchitic sagenitic		Inequigranular pertitic mimerchitic
Granulation (mm)		0,2 a 15		0,2 a 15		0,2 a 9		0,4 a 10		0,2 a 12
Granulation classification		Medium to Coarse		Medium to Coarse (matrix)		Medium to Coarse		Medium to Coarse		Medium to Coarse
Essentials	Microcline	50	60	45	50	40	45	30	35	40
	Plagioclase	15	10	10	16	30	35	25	35	25
	Quartz	2	2	2	3	2	3	8	10	20
	Biotite	6	7	15	5	5	5	6	8	7
	amphibole	10	5	10	15	6	5	11	5	2
	Pyroxene	5	7	5	2	5	-	5	3	-
Accessories	Magnetite	< 1	-	2	1	2	-	2	-	1
	Apatite	1	2	-	2	-	< 1	2	-	< 0,1
	Allanite	< 0,1	-	-	-	-	-	-	-	-
	Rutile	-	< 0,1	< 0,1	-	< 0,1	-	-	< 0,1	< 0,1
	Titanite	< 1	-	< 1	-	< 1	-	-	< 1	< 0,1
	Zircon	< 0,1	-	-	< 0,1	-	< 0,1	< 0,1	-	< 0,1
Secondaries	Chlorite	3	2	4	2	3	2	3	-	1
	Muscovite	4	2	4	3	3	1	3	1	2
	Epidote	-	< 1	-	< 1	1	2	2	1	< 0,1
Petrographic Classification		Diopside hornblende biotita Porphyritic syenite		Biotite hornblende porphyritic syenite with diopside		Biotite hornblende monzonite with diopside		Biotite hornblende quartz monzonite with diopside		Biotite syenogranite with hornblende

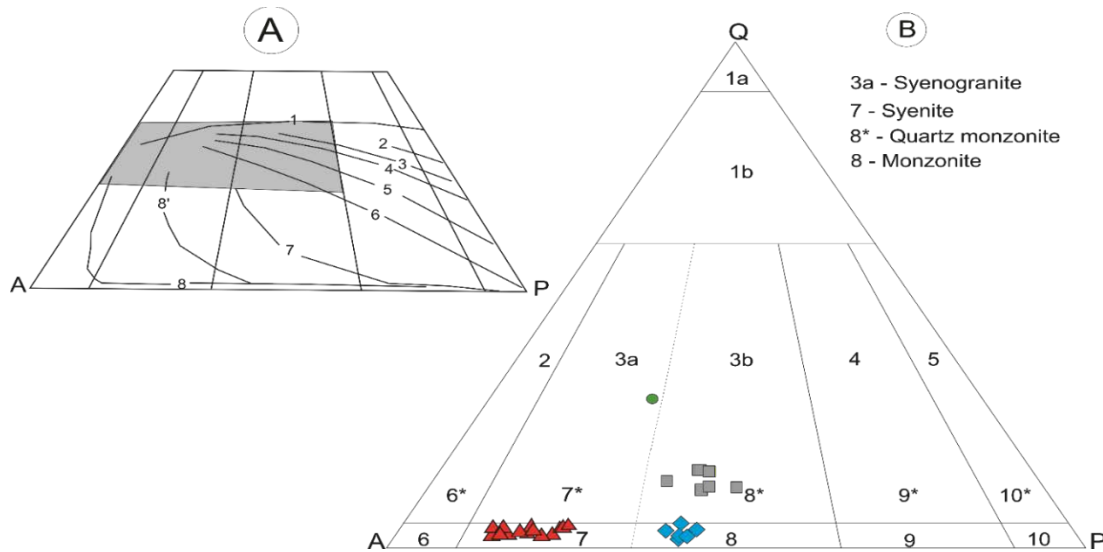


Figure 2.4. Classification of the Ceraíma Massif rocks. A: representation of the magmatic trends in a QAP diagram, proposed by Lameyre & Bowden (1982): 1 = tholeiitic; 2 to 5 = calcium-alkaline granodioritic (low potassium); 6 = medium-potassium calcium-alkaline; 7 = high-potassium calcium-alkaline (monzonite); 8 = alkaline supersaturated in silica; and 8' = aluminous. B: Distribution of the Ceraíma Massif rocks in the QAP diagram from Streckeisen (1976). (Q - quartz; A - alkaline feldspar (potassium feldspar + plagioclase with <5% anorthite); P - plagioclase; red triangle-Porphyritic syenitic and porphyritic syenitic with a mafic matrix; blue diamond-monzonitic facies; gray square-quartz monzonitic facies; green circle-syenogranitic facies.

The pyroxenes present compositions that vary between diopside and augite, with diopside being the most significant; the dimensions are between 0.5 and 1.5 mm, and the pleochroism is colorless to light green. They are arranged interstitially and as agglomerates, with some replaced edges filled with magnetite and amphiboles (Figures 2.5B and C). Two generations of amphiboles were identified: the first identified as hornblende, with yellowish-green to brownish-green pleochroism, prismatic habit, and size between 0.5 and 4 mm, and an equilibrium relationship with the pyroxenes (Figure 2.5C). The second secondary generation being, characterized by xenomorphic to softly fibrous actinolite, up to 2 mm in size, usually occupying the edges and planes of cleavages of hornblende and pyroxene. The biotite forms lamellae in the interstices between the feldspars; the dimensions vary from 0.2 to 1.5 mm, with a strong pleochroism from yellow to reddish brown. Alteration to chlorite, muscovite and magnetite is common along cleavage planes and at the edges.

Monzonitic facies (FM)

The monzonite occurs in two layers located between the porphyritic syenitic facies and the porphyritic syenitic facies with mafic matrix, with which it has abrupt contact. At the northern and southern ends, the contacts become tectonic in relation to the orthogneisses of the Santa Isabel Complex (Figure 2.2). They outcrop in rugged reliefs, in the form of small slabs and gently rounded hills, with elevations of around 790 m. In general, the monzonite

exhibits a dark gray color, with greenish tones, anisotropic texture, equigranular and unequigranular of restricted form (Figure 2.3I) and fine to medium grains.

Notably, foliation-type structural features occur in the center-west region, marked by biotite lamellae in the N30E direction, and it was not possible to identify magmatic flow features.

The FM exhibits isotropic microstructure with localized anisotropic features (Table 2.2) marked by feldspar and mafic (biotite and hornblende) orientations. Potassium feldspar is represented by a microcline, which occurs in dimensions between 0.3 and 9 mm, exhibits tartan twinning, interrupted by perthite streamers (Figure 2.5D).

Inclusions of apatite, magnetite and zircon are common in feldspars, pyroxenes, and amphiboles. Oligoclase and albite occur in the interstices between other minerals; however, it was also identified that albite occupies the edges of the oligoclases; in general, the size varies from 0.2 to 1 mm, the twinning is according to the Albite Law and intensely interrupted by the neoformation of thin to thick straws of muscovite and xenomorphic epidote.

Hornblende of prismatic habit is arranged interstitially and sometimes shows inclusions of apatite and magnetite. There are frequently changes at the edges and cleavage planes for biotites, chlorites, titanites and magnetites (Figure 2.5E). Biotite occurs in two forms: the first as interstitial straws, with dimensions of up to 1.5 mm, and the second occurs at the edges and cleavage planes of the hornblende. Diopside not occur in all rocks and are up to 1 mm in size, with colorless to light pale-brown pleochroism and inclusions of apatite and magnetite. The pyroxene edge is replaced by hornblende, titanite and epidote.

Porphyritic syenitic facies with mafic matrix (FSPM)

The FSPM has abrupt contacts with all facies of the Massif and tectonic with the metatextite of the Santa Isabel Complex (Figure 2.2).

The rocks of the FSPM have a pinkish color with greenish black tones due to the significant percentage of mafic matrix, which results in a mesocratic color index. They have two orders of granulation: the first order corresponds to the expressive phenocrysts of feldspars (potassium feldspar and plagioclase), with dimensions of around 27 mm, and euhedral to subhedral shapes; the second is a function of the matrix, which corresponds to the junction of fine crystals with sizes between 0.3 and 1 mm. These variations in the granulation between the phenocrysts and the matrix reflect an inequigranular texture (Figure 2.3J).

This facies includes rocks with the most significant amount of mafic matrix, essentially constituted by hornblende, biotite, diopside/augite and magnetite, which indicates a mesocratic character (Table 2.2).

The microcline phenocrysts are perthitic, in tabular format, dimensions in the range of 15 mm, and occur in the matrix in the size of 2 mm. Tartan-type twinning and; occasionally, Carlsbad Law occurs, masked by inclusions of apatite, zircon, diopside and magnetite, in addition to perthite and sericitization-type alterations. Plagioclases are represented by oligoclase and albite, with dimensions up to 3 mm.

The prism-shaped oligoclase, sometimes included in microclinia, shows well-preserved polysynthetic twinning according to the albite law, despite the central region being altered by saussuritization and sericitization processes (Figure 2.5F). In the albite, it is possible to observe the neoformation of fine muscovite straws interrupting the polysynthetic blades.

Pyroxene occurs from 0.5 to 2 mm in size, is partially altered, included in hornblends and microcline (rare appearance), in hypidiomorphic to xenomorphic format, demonstrates corroded edges and being replaced by hornblende, titanite and magnetite (Figure 2.5G). In a restricted way, concentric zoning and inclusions of apatite and magnetite are observed in pyroxene.

Hornblende occurs mainly association with diopside and augite, the dimension revolves approximately 0.5 to 4 mm, lightly zoned, hosts inclusions of quartz, apatite and magnetite, and rare occurrences of zircon, indicating poikilitic texture (Figure 2.5H), partially corroded edges and cleavage planes develop biotite and chlorite. It punctually exhibits xenomorphic edges of actinolite. Biotite occurs in the form of a vein, and the sporadic cleavage plane shows smooth curvature and is interrupted by the neoformation of fine to coarse muscovite, chlorite and magnetite, with inclusions of zircon and apatite. Chlorite occupies the center and edges of hornblende and biotite exhibits greenish color and xenomorphic shape. Apatite occurs as inclusions in oligoclase, biotite, pyroxene and amphibole, with dimensions smaller than 0.5 mm.

Quartz Monzonitic facies (FQM)

The quartz monzonitic facies occurs only in the central portion of the Massif as an elongated NW-SE a elongated 780 m thick layer. The contact is abrupt with the porphyritic syenitic facies with mafic matrix and porphyritic syenitic facies. In the southern portion, it makes tectonic contact with the host rocks (Figure 2.2). The quartz monzonitic rocks present a

dark gray color tending to black, with some pinkish to whitish portions, fine to medium grained, with an equigranular to inequigranular texture. In restricted, it is possible to observe the occurrence of plagioclase and potassium feldspar phenocrystals (Figure 2.3K), subhedral to anhedral, reaching dimensions of up to 20 mm.

The FQM differs from the FM by a significant amount of quartz (Table 2.2), and by registering the expressive performance of secondary transformation processes such as sericitization, chloritization and biotitization. The microcline exhibits dimensions of 0.3 to 10 mm, the twinning is the tartan type, interrupted by the presence of quartz, biotite, muscovite and epidote, as well as by inclusion of magnetite, apatite and zircon. The plagioclase occurs as interstitial grains, up to 3 mm, with composition ranging from albite to andesine. Alterations like saussuritization are common as well as apatite and zircon inclusions (Figure 2.5I).

The hornblende shows pleochroism ranging from dark green to light yellow, the size can reach 1.5 mm, and the edges replaced generating chlorite, magnetite and titanite (Figure 2.5I). Biotite occurs in isolation and in aggregate straws of brown and green, with sizes ranging from 0.2 to 1.5 mm. The edges and cleavage planes are corroded by the formation of chlorite, magnetite and muscovite and occasionally have inclusions of rutile needles that reveal the presence of the sagenitic texture (Figures 2.5I and J).

The diopside and augite have a partially prismatic habit, with dimensions ranging from 0.5 to 1 mm. Diopside grains are fractured and the boundaries are altered, generating hornblende, magnetite and titanite.

Syenogranitic facies (FS)

The syenogranitic facies was mapped exclusively in the western portion of the Massif area, making tectonic contact with the Santa Isabel Complex and abrupt contact with the porphyritic syenitic and porphyritic syenitic with mafic matrix; additionally, it is the only facies that has an abrupt and tectonic contact with the Guanambi facies (Figure 2.2).

The FS rocks have a grayish-white to pinkish hue, medium to coarse grained inequigranular texture, with crystal shapes ranging from subhedral to anhedral (Figure 2.3L). The essential minerals are microcline, oligoclase and quartz, in an interstitial arrangement, and biotite and hornblende as randomly distributed mafic aggregates.

The microcline exhibits dimensions up to 10 mm, with a tartan type twinning, occasionally interrupted by a myrmecitic intergrowth and by perthite films and spots (Figure 2.5K). The oligoclase shows an intense alteration forming white mica and epidote masses

(saussuritization, Figure 2.5L). Quartz (0.3 to 2 mm) exhibits xenomorphic shape and undulose extinction. Biotite occurs isolated or at the edges of the hornblende, forming small agglomerates. Hornblende exhibits pleochroism ranging from brown to dark green, and encloses inclusion of apatite and magnetite.

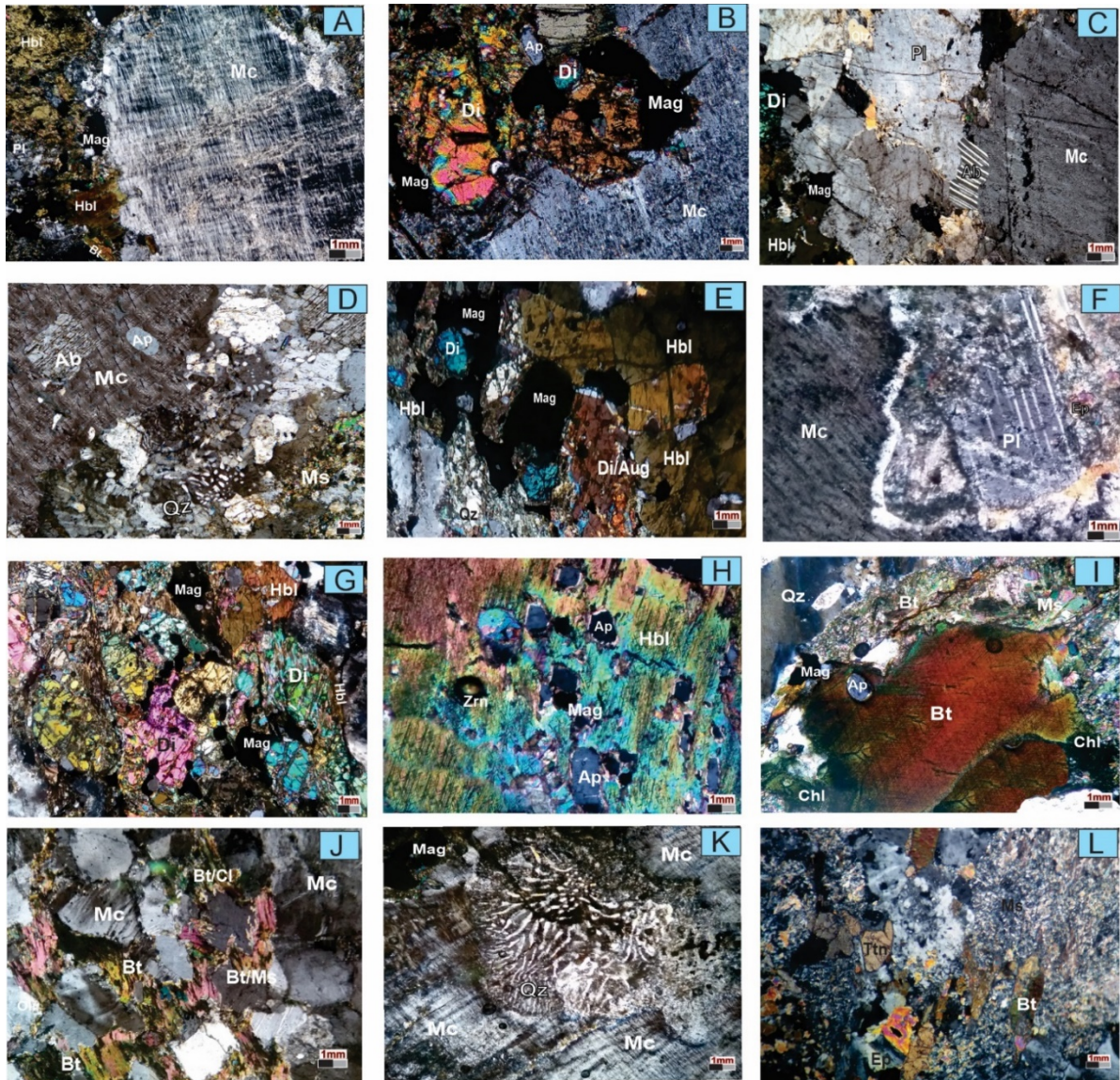


Figure 2.5 (A) Phenocrysts of microcline with films and spots of perthite, slightly altered to fine muscovite, in the porphyritic syenite. (B) Diopside with edges corroded by magnetite in the porphyritic syenite. (C) Growth of albite at the contact between perthitic microcline and oligoclase in the porphyritic syenite. (D) Inclusion of apatite and albite in the microcline; oligoclase with thin lamellae of fine muscovite in the monzonite. (E) Pyroxene, with diopside composition in the core and augite in the edge, in irregular contact with hypidiomorphic hornblende clusters, in the monzonite. (F) Oligoclase with twinning according to the albite law, interrupted by lamellae of white mica, quartz and epidote, and edges corroded by quartz, in the porphyritic syenite with a mafic matrix. (G) Diopside aggregates with edges transformed into magnetite and hornblende in porphyritic syenite with mafic matrix. (H) Poikilitic hornblende in the porphyritic syenite with a mafic matrix. (I) Sagenitic biotite, with edges corroded by chlorite and quartz, in the quartz monzonite. (J) Clusters of biotite altered to chlorite and muscovite in the quartz monzonite. (K) Intergrowth between quartz and plagioclase in contact with microcline, indicating a myrmecitic texture. (L) Titanite, biotite and intensely saussuritized oligoclase in the syenogranite.

4.2 Mineral chemistry

The mineralochemical studies of amphibole, pyroxene, biotite and plagioclase allowed us to characterize their compositional variations within the four facies that constitute the Ceraíma Massif (FSPM, FM, FQM and FS). The compositional diversity of minerals throughout the crystallization process reflects the evolution of magma and aids in understanding its nature and possible sources.

- Amphibole

The analysed amphiboles are calcium amphiboles, according to the parameters of Leake et al. (1997), with three distinct species: edenite, which occurs in the FSPM, FM and FS (Figure 2.6A); magnesium-hornblende, which is only part of the mineral assembly of the FSPM and FM (Figure 2.6B); and actinolite, which occurs at the edges of the primary amphibole, indicating late rebalancing.

The composition of the primary amphibole of the Massif shows a small variation, between the FM and the FSPM facies, within the following ranges (%): SiO_2 (43.10-48.62), TiO_2 (0.96-2.02), Al_2O_3 (7.49-9.47), FeO (14.3-17.06), MgO (11.69-13.20), CaO (8.47-12.40), Na_2O (1.51-2.11), and K_2O (0.87-3.37). The $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ ratio varies between 0.52 and 0.59, corresponding to a $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ index between 0.68 and 0.74 (Table 2.3). The Na_2O and K_2O contents indicate a more sodic and potassic character for the primary amphiboles of the Ceraíma Massif.

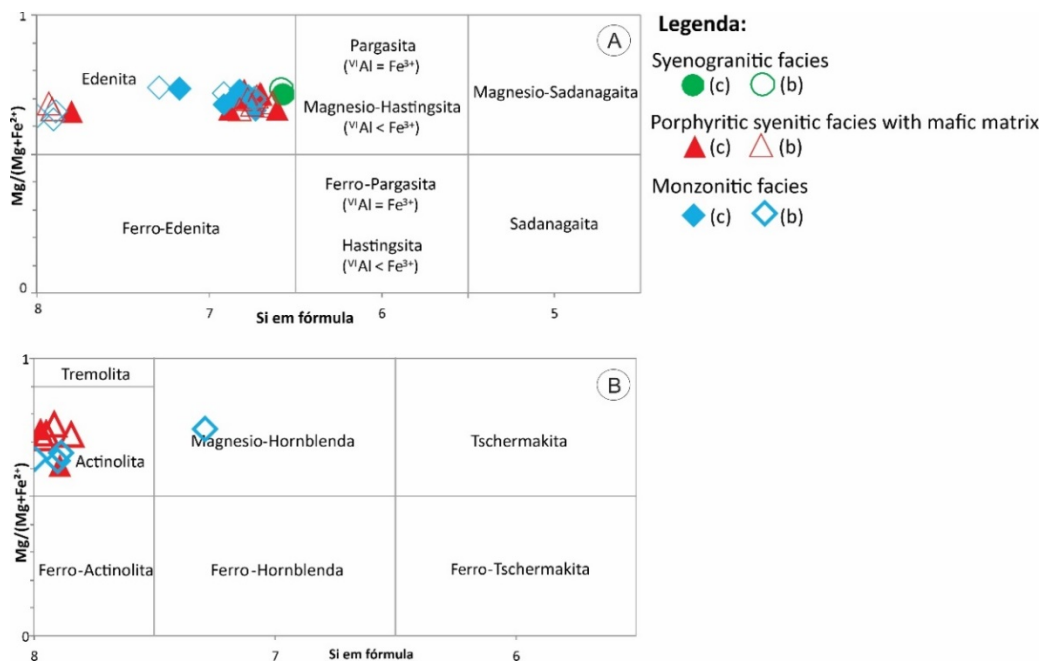


Figure 2.6. Classification of the calcium amphiboles of the Ceraíma Massif in the diagram by Leake et al. (1997). In A, the parameters are $\text{Ca}_B \geq 1.5$, $(\text{Na}+\text{K})_A \geq 0.5$ and $\text{Ti} < 0.5$, and B shows the classification according to the parameters $\text{Ca}_B \geq 1.5$, $(\text{Na}+\text{K})_A < 0.5$ and $\text{Ca}_A < 0.5$.

Table 2.3. Representative analyses and mineral formulas for the amphiboles of the Ceraíma Massif.

Elements	Sienitic Porphyritic Facies with Mafic Matrix - FSPM																							
	TMC-30												TMC-36								TMC-15		TMC-40 B	
	(c)	(b)	(c)	(b)	(c)	(b)	(c)	(b)	(c)	(b)	(c)	(c)	(c)	(b)	(c)	(b)	(c)	(b)	(c)	(b)	(b)	(c)	(b)	(b)
SiO ₂	45.3	44.7	45.0	45.1	45.8	45.4	44.9	44.1	43.1	44.5	45.7	54.0	54.4	44.8	45.6	55.6	55.4	46.3	56.1	46.2	46.7	55.7	56.1	54.4
TiO ₂	1.43	1.50	0.95	1.47	0.95	1.31	1.42	1.27	1.88	1.00	0.96	0.00	0.00	2.02	1.44	0.00	0.25	1.46	0.18	1.28	1.06	0.00	0.00	0.38
Al ₂ O ₃	8.19	8.71	8.32	8.04	8.19	7.75	8.17	8.60	8.06	8.05	7.78	1.46	2.45	9.17	8.35	1.58	1.25	8.72	1.00	8.15	7.52	1.35	0.85	1.61
FeO	16.1	16.2	16.1	15.7	15.7	15.9	15.5	16.3	15.3	15.3	14.8	15.9	14.5	14.4	13.7	13.2	14.0	13.6	12.2	14.5	14.3	10.8	11.1	11.8
MnO	0.37	0.46	0.37	0.38	0.37	0.61	0.49	0.48	0.46	0.58	0.50	0.46	0.39	0.33	0.43	0.26	0.43	0.30	0.42	0.53	0.53	0.23	0.30	0.29
MgO	12.3	12.4	12.3	12.5	12.6	11.9	12.7	11.9	11.7	12.1	13.2	13.2	14.2	13.0	12.9	15.2	14.3	12.5	15.9	13.1	13.1	17.1	16.9	16.0
CaO	11.2	11.1	11.2	11.4	11.4	11.3	11.1	11.2	12.4	11.1	11.5	12.1	12.1	8.47	11.6	12.4	12.5	11.6	12.6	11.7	11.3	12.0	12.2	11.9
Na ₂ O	1.85	1.74	1.85	1.90	1.81	1.62	1.93	2.11	1.81	1.83	1.75	0.46	0.63	1.32	1.63	0.33	0.33	1.51	0.27	1.56	1.79	0.51	0.38	0.42
K ₂ O	1.36	1.65	1.36	1.31	1.30	1.26	1.51	1.45	1.32	1.20	1.15	0.13	0.23	3.37	1.28	0.14	0.11	1.23	0.07	1.23	1.09	0.15	0.10	0.21
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.02	0.08	0.15	0.16	0.00	0.01	0.01	0.14	0.06	0.05	0.11	0.01	0.02	0.04
F	1.03	0.71	1.03	1.06	1.04	0.79	1.03	0.92	0.90	0.95	0.78	0.22	0.34	0.00	0.89	0.09	0.06	0.77	0.36	0.73	0.97	0.32	0.19	0.33
Cl	0.41	0.41	0.41	0.42	0.37	0.38	0.36	0.48	0.39	0.42	0.41	0.00	0.03	1.14	0.18	0.42	0.39	0.19	0.00	0.18	0.32	0.00	0.01	0.01
Total	99.5	99.5	98.8	99.4	99.6	98.2	99.1	98.7	97.3	97.0	98.5	98.1	99.4	98.1	97.9	99.5	99.5	98.3	99.2	99.3	98.7	98.2	98.2	97.9
(*)																								
Si	6.74	6.63	6.70	6.72	6.79	6.82	6.69	6.64	6.60	6.78	6.79	7.89	7.79	6.75	6.81	7.93	7.91	6.88	7.96	6.79	6.92	7.92	7.97	7.85
Al ^{IV}	1.26	1.37	1.3	1.28	1.21	1.18	1.31	1.36	1.4	1.22	1.21	0.11	0.21	1.25	1.19	0.07	0.09	1.12	0.04	1.21	1.08	0.08	0.03	0.15
(Si+AlIV) T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al ^{VI}	0.17	0.15	0.16	0.13	0.22	0.20	0.13	0.17	0.06	0.22	0.15	0.14	0.21	0.38	0.8	0.19	0.12	0.40	0.13	0.20	0.23	0.14	0.11	0.12
Fe ³⁺	0.80	0.77	0.92	0.81	0.79	0.64	0.82	0.77	0.60	0.77	0.77	0.08	0.14	0.44	0.50	0.08	0.09	0.29	0.05	0.60	0.65	0.12	0.00	0.11
Ti	0.16	0.17	0.11	0.16	0.11	0.15	0.16	0.14	0.22	0.11	0.11	0.00	0.00	0.23	0.16	0.00	0.03	0.16	0.02	0.14	0.12	0.00	0.06	0.04
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Mg	2.72	2.74	2.76	2.78	2.77	2.67	2.81	2.67	2.68	2.74	2.92	2.88	3.03	2.93	2.86	3.23	3.15	2.77	3.37	2.88	2.90	3.62	3.59	3.44
Fe ²⁺	1.14	1.18	1.05	1.11	1.11	1.35	1.07	1.25	1.36	1.16	1.05	1.87	1.60	1.02	1.20	1.49	1.58	1.36	1.39	1.17	1.09	1.12	1.24	1.28
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Na _B	0.12	0.13	0.09	0.09	0.10	0.10	0.12	0.10	0.00	0.10	0.09	0.08	0.11	0.24	0.08	0.07	0.06	0.08	0.06	0.09	0.11	0.10	0.09	0.08
Ca _B	1.78	1.76	1.82	1.83	1.81	1.82	1.77	1.81	2.00	1.81	1.83	1.90	1.85	1.37	1.85	1.89	1.91	1.84	1.92	1.84	1.79	1.83	1.85	1.84
(Ca+Na)B	1.90	1.89	1.91	1.92	1.91	1.92	1.89	1.91	2.00	1.91	1.92	1.98	1.96	1.61	1.93	1.96	1.97	1.93	1.98	1.92	1.90	1.93	1.94	1.93
Na _A	0.42	0.37	0.42	0.46	0.42	0.38	0.43	0.52	0.54	0.44	0.42	0.05	0.07	0.15	0.39	0.03	0.03	0.35	0.02	0.36	0.40	0.04	0.02	0.04
K _A	0.26	0.31	0.26	0.25	0.25	0.24	0.29	0.28	0.26	0.23	0.22	0.02	0.04	0.65	0.24	0.02	0.02	0.23	0.01	0.23	0.21	0.03	0.02	0.04
(Na+K)A	0.68	0.68	0.68	0.70	0.67	0.62	0.72	0.79	0.80	0.67	0.63	0.07	0.11	0.79	0.64	0.05	0.05	0.58	0.03	0.59	0.61	0.07	0.04	0.07
Sum cátions	15.6	15.57	15.59	15.62	15.58	15.53	15.62	15.71	15.80	15.59	15.56	15.05	15.07	15.40	15.57	15.01	15.02	15.51	14.98	15.52	15.51	14.99	14.97	15.00
Al total	1.43	1.52	1.46	1.41	1.43	1.38	1.44	1.53	1.46	1.44	1.36	0.25	0.42	1.63	1.47	0.26	0.21	1.52	0.17	1.41	1.31	0.22	0.14	0.27
Mg/Mg+Fe ²⁺	0.69	0.69	0.72	0.71	0.71	0.66	0.72	0.68	0.66	0.70	0.73	0.61	0.65	0.68	0.70	0.68	0.66	0.66	0.71	0.71	0.72	0.76	0.74	0.72
FeOt/(FeOt+MgO)	0.57	0.57	0.57	0.56	0.56	0.57	0.55	0.58	0.57	0.56	0.53	0.55	0.51	0.52	0.52	0.46	0.49	0.52	0.43	0.52	0.52	0.39	0.40	0.43

(*) - Structural units calculated on the basis of 23 oxygen atoms

(c) - Center

(b) - Edge

Continued from table 2.3.

	Monzonitic Facies - FM																		FS	
Elements	TMC-8																		TMC-14	
	c)	(c)	(c)	(b)	(c)	(c)	(c)	(b)	(b)	(b)	(c)	(b)	(b)	(b)	(b)	(b)	(b)	(b)	(c)	(b)
SiO ₂	45.36	45.56	46.31	45.16	46.03	45.09	46.33	45.47	46.67	50.72	48.62	45.47	56.04	54.68	54.47	50.72	56.04	54.68	44.15	43.55
TiO ₂	1.12	1.70	1.28	1.29	1.06	1.34	1.11	1.40	1.06	0.43	0.52	1.40	0.06	0.00	0.12	0.43	0.06	0.00	1.62	1.89
Al ₂ O ₃	8.28	8.15	7.49	8.38	7.73	7.85	7.59	8.53	7.52	4.83	5.65	8.53	0.57	1.26	1.26	4.83	0.57	1.26	9.47	9.35
FeO	14.83	14.72	14.68	15.03	14.86	17.06	15.09	15.40	14.27	14.06	13.81	15.40	15.09	14.73	15.36	14.06	15.09	14.73	16.15	15.25
MnO	0.37	0.34	0.52	0.46	0.53	0.50	0.44	0.43	0.53	0.58	0.46	0.43	0.66	0.82	0.43	0.58	0.66	0.82	0.67	0.67
MgO	12.82	12.93	13.10	12.62	13.13	11.77	12.72	12.52	13.14	14.83	14.15	12.52	14.42	14.56	13.78	14.88	14.42	14.56	11.69	11.77
CaO	11.07	11.12	11.49	11.18	11.35	11.43	10.76	11.12	11.26	11.67	11.53	11.12	12.39	11.80	12.19	11.67	12.40	11.80	11.26	11.09
Na ₂ O	1.95	1.97	1.69	1.96	1.92	2.00	1.58	1.75	1.79	1.10	1.63	1.75	0.27	0.38	0.40	1.10	0.27	0.38	1.96	1.81
K ₂ O	1.37	1.39	1.12	1.32	1.21	1.25	1.61	1.28	1.09	0.63	0.87	1.26	0.08	0.25	0.14	0.63	0.08	0.25	1.75	1.63
Cr ₂ O ₃	0.00	0.0	0.09	0.00	0.07	0.09	0.02	0.00	0.11	0.07	0.06	0.00	0.00	0.05	0.05	0.07	0.00	0.05	0.02	0.04
F	0.35	0.38	0.44	0.37	0.42	0.6	0.34	0.76	0.97	0.50	0.81	0.76	0.24	0.33	0.27	0.50	0.24	0.33	1.36	1.02
Cl	0.93	1.04	0.64	0.96	0.98	0.81	0.67	0.45	0.32	0.21	0.35	0.45	0.02	0.01	0.01	0.21	0.02	0.01	0.65	0.69
Total	98.43	99.28	98.84	98.73	99.28	99.81	98.26	99.09	98.72	99.62	98.46	99.09	99.84	98.86	98.45	99.62	99.84	98.86	100.75	98.75
(*)																			(*)	
Si	6.77	6.76	6.85	6.74	6.82	6.73	6.91	6.68	6.92	7.29	7.17	6.74	7.8	7.89	7.9	7.29	7.8	7.89	6.57	6.57
Al ^{IV}	1.23	1.24	1.15	1.26	1.18	1.27	1.09	1.32	1.08	0.71	0.83	1.26	0.01	0.11	0.1	0.71	0.01	0.11	1.43	1.43
(Si+AlIV) T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al ^{VI}	0.23	0.19	0.16	0.21	0.16	0.11	0.24	0.16	0.23	0.1	0.15	0.23	0.09	0.1	0.11	0.1	0.09	0.1	0.23	0.23
Fe ³⁺	0.69	0.67	0.6	0.71	0.77	0.76	0.54	1.08	0.65	0.58	0.59	0.7	0.06	0.13	0.1	0.59	0.06	0.13	0.97	0.82
Ti	0.13	0.19	0.14	0.14	0.12	0.15	0.12	0.15	0.12	0.05	0.058	0.16	0.01	0.00	0.01	0.05	0.01	0.00	0.18	0.21
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	2.85	2.86	2.89	2.81	2.9	2.62	2.83	2.74	2.9	3.18	3.11	2.77	3.07	3.13	2.98	3.18	3.07	3.13	2.59	2.65
Fe ²⁺	1.1	1.09	1.2	1.12	1.04	1.35	1.27	0.82	1.09	1.08	1.09	1.15	1.75	1.63	1.76	1.08	1.75	1.63	1.03	1.09
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Sum C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Na _B	0.12	0.12	0.10	0.11	0.11	0.09	0.15	1.75	0.11	0.11	0.09	0.12	0.06	0.06	0.08	0.11	0.06	0.06	0.11	0.11
Ca _B	1.77	1.77	1.82	1.79	1.8	1.82	1.72	0.25	1.79	1.79	1.82	1.77	1.89	1.82	1.89	1.79	1.9	1.82	1.79	1.79
(Ca+Na)B	1.89	1.89	1.92	1.9	1.91	1.92	1.87	2.00	1.90	1.90	1.92	1.89	1.95	1.88	1.97	1.9	1.96	1.89	1.90	1.90
Na _A	0.44	0.44	0.39	0.45	0.45	0.48	0.31	0.25	0.4	0.20	0.37	0.38	0.01	0.04	0.03	0.2	0.01	0.04	0.46	0.42
K _A	0.26	0.26	0.21	0.25	0.22	0.24	0.31	0.24	0.21	0.12	0.16	0.24	0.01	0.05	0.03	0.12	0.01	0.05	0.33	0.31
(Na+K)A	0.70	0.70	0.60	0.70	0.67	0.72	0.62	0.49	0.61	0.31	0.53	0.62	0.03	0.09	0.06	0.31	0.03	0.09	0.79	0.73
Sum cátions	15.6	15.6	15.52	15.6	15.58	15.64	15.48	15.49	15.51	15.22	15.45	15.51	14.98	14.97	15.03	15.22	14.98	14.97	15.69	15.63
Al total	1.46	1.42	1.31	1.47	1.35	1.38	1.33	1.48	1.31	0.82	0.98	1.49	0.1	0.21	0.21	0.82	0.1	0.21	1.66	1.66
Mg/(Mg ⁺ Fe ⁺)	0.71	0.71	0.70	0.71	0.73	0.66	0.68	0.70	0.72	0.74	0.74	0.70	0.64	0.66	0.63	0.74	0.64	0.66	0.71	0.70
FeOt/(FeOt+MgO)	0.54	0.53	0.53	0.54	0.53	0.59	0.54	0.55	0.52	0.49	0.49	0.55	0.51	0.5	0.53	0.49	0.51	0.5	0.58	0.56

(*) - Structural units calculated on the basis of 23 oxygen atoms

(c) - Center

(b) - Edge

- Pyroxene

The analyzed pyroxenes have calcium composition, plotting mainly in the diopside field with restricted data in the augite field. All are QUAD-type pyroxenes, according to the classification of Morimoto (1988) (Figures 2.7A and B). The results of the edges and cores of the pyroxene grains indicate a small compositional variation ($Wo_{40-48} En_{37-41} Fs_{10-19}$), with a subtle trend toward augite (Figure 2.7C).

The compositional variations in wt% are located in the following ranges: SiO_2 , 52.5 to 54.6%; FeO , 6.3 to 11.5%; TiO_2 , 0.0 to 0.5%; Al_2O_3 , 0.5 to 1.9%; CaO , 18.5 to 23.5%; K_2O , 0.12 to 0.41%; and Na_2O , 0.3 to 0.9%. The $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ ratio is in the range between 0 and 0.15 while the $Mg/(Mg+Fe)$ ratio has values between 0.67 and 0.81 (Table 2.4).

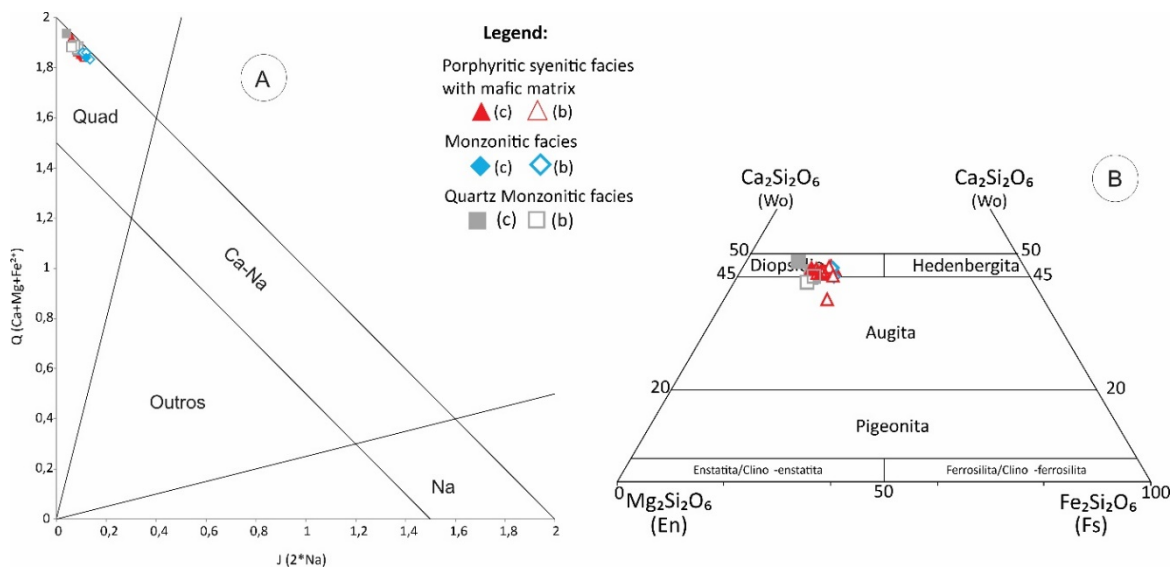


Figure 2.7. Classification of pyroxenes of the Ceraíma Massif according to Morimoto (1988): (A) plotted on the Q-J diagram. (B) plotted on the quadrilateral En-Wo-Fs diagram.

- Biotite

The biotite of the Ceraíma Massif present the following compositional variation in wt%: SiO_2 (37.6 to 41.28), TiO_2 (1.05 to 4.99), Al_2O_3 (11.67 to 14, 05), FeO (13.66 to 21.14), MgO (10.43 to 17.48), CaO (0.00 to 0.40), Na_2O (0.00 to 0.24) and K_2O (8.70 to 9.74). In the triangular diagram proposed by Nachit et al. (2005), biotite of all facies was classified as reequilibrated (Figure 2.8A), even though some FSPM and FQM minerals plot on the boundary line, which indicates that their original composition should have been richer in Ti. However, because they are reequilibrated biotites, their use as a petrogenetic indicator should be with caution.

The biotite of the Ceraíma Massif, plotted in the classification diagram of potassium micas of Tischendorf et al. (2004), shows a predominance of phlogopite composition (Figure 2.8B). The relationship between Ti^{4+} , Fe^{2+} and Mg^{2+} (Figure 2.9) in the biotite indicates a slight tendency of Mg enrichment with decreasing Ti in the quartz monzonite and syenogranite facies, while in the monzonitic and porphyritic syenitic facies there is a tendency to maintain the Mg/Fe ratio with Ti loss. Regarding the $MgO/MgO+FeO$ ratio, the biotite have values between 0.33 and 0.57, and the Al^{IV} results (2.04 to 2.22) show a significant variation among facies, but it was not possible to observe a significant compositional variation between the edge and the core (Table 2.5).

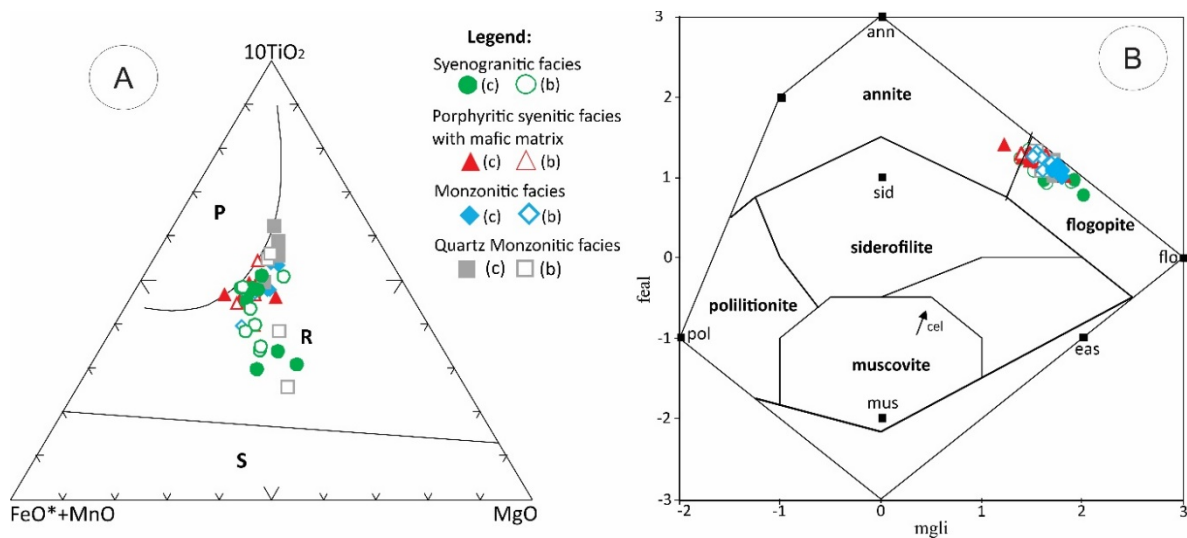


Figure 2.8. (A) $FeO+MnO-10*TiO_2-MgO$ diagram proposed by Nachit et al. (2005) for discrimination between primary (P), reequilibrated (R) and secondary (S) biotite. (B) Classification diagram of micas $mgli$ versus $feal$ (where $mgli$ is equal to $Mg-Li$ and $feal$ corresponds to $Fe+Mn+Ti-Al^{VI}$) of Tischendorf et al. (2004). (c): center; (b): border.

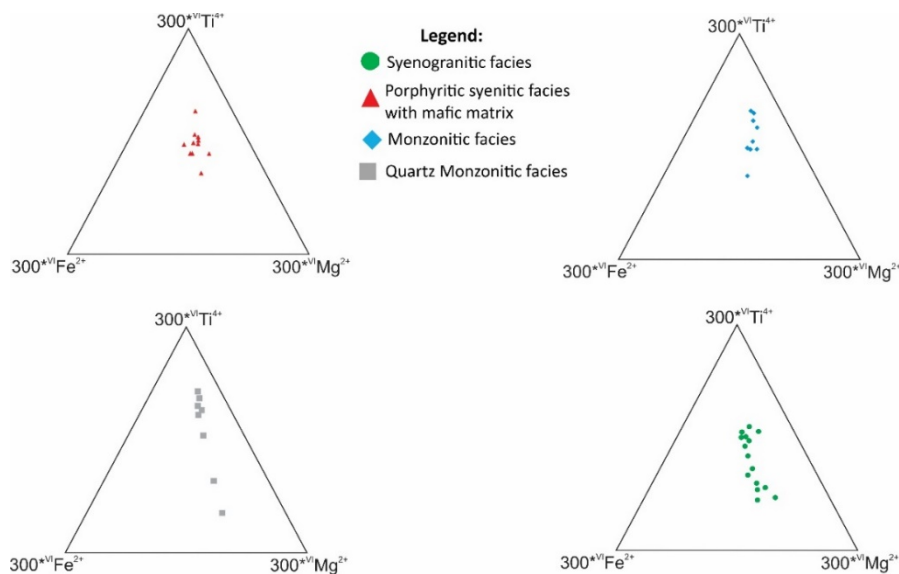


Figure 2.9. Distribution of biotite of the Ceraíma Massif facies in the cationic ternary diagrams (Ti^{4+} , Fe^{2+} and Mg^{2+}).

Table 2.4. Representative analyses of the chemical composition and mineral formula of the Ceraíma Massif pyroxenes.

Elements	Sienitic Porphyritic Facies with Mafic Matrix - FSPM															
	TMC-15							TMC-30					TMC-40 B			
	(b)	(c)	(b)	(c)	(b)	(c)	(b)	(c)	(c)	(c)	(b)	(b)	(c)	(b)	(c)	(c)
SiO ₂	53.57	52.91	53.39	53.15	53.44	53.89	53.14	53.42	54.47	53.72	53.76	52.45	53.33	53.37	52.6	54.46
TiO ₂	0.31	0.47	0.33	0.01	0.12	0.09	0.00	0.54	0.06	0.06	0.25	0.18	0.27	0.33	0.01	0.15
Al ₂ O ₃	1.53	1.61	1.52	1.77	1.57	1.01	11.67	1.35	1.05	1.07	1.02	1.98	1.44	1.39	1.26	0.55
FeO	8.81	9.03	9.08	9.36	9.39	8.54	9.02	10.52	9.96	10.11	9.95	10.45	9.73	11.45	9.66	8.07
MnO	0.54	0.6	0.41	0.65	0.40	0.51	0.495	0.5	0.65	0.65	0.7	0.49	0.53	0.40	0.50	0.53
MgO	13.55	12.94	13.05	13.12	13.1	13.43	12.90	12.11	12.44	12.73	12.72	12.11	13.06	13.57	12.9	14.15
CaO	21.74	21.01	21.61	21.44	21.89	22.18	21.26	21.76	22.4	22.36	22.66	20.51	21.86	18.55	21.59	22.78
K ₂ O	0.01	0.03	0.02	0.04	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.41	0.01	0.11	0.01	0.01
Na ₂ O	0.68	0.71	0.61	0.68	0.69	0.56	0.701	0.7	0.72	0.68	0.78	0.79	0.68	0.6	0.76	0.44
Cr ₂ O ₃	0.07	0.00	0.08	0.00	0.03	0.00	0.116	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
Total	100.81	99.31	100.09	100.22	100.72	100.26	98.81	100.96	101.73	101.38	101.85	99.34	100.89	99.76	99.28	101.23
(*)																
Si	1.98	1.99	1.99	1.98	1.98	2.00	2.01	1.99	2.01	1.98	1.98	1.99	1.98	2.00	1.98	2.00
Al ^{IV}	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00
Sum T	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^{VI}	0.04	0.06	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.03	0.02	0.07	0.04	0.06	0.03	0.02
Fe ³⁺	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.75	0.73	0.73	0.73	0.72	0.74	0.73	0.67	0.68	0.70	0.70	0.68	0.72	0.76	0.72	0.77
Fe ²⁺	0.27	0.28	0.28	0.28	0.27	0.27	0.28	0.33	0.31	0.28	0.26	0.33	0.28	0.36	0.26	0.25
Mn ²⁺	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Ca	0.86	0.85	0.86	0.85	0.87	0.88	0.86	0.87	0.88	0.88	0.89	0.83	0.87	0.75	0.87	0.90
Na	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.06	0.03
Sum M	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.99	1.99	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00
En	39.72	39.09	38.75	38.85	38.42	39.31	38.79	35.99	36.45	36.94	36.78	37.03	38.15	40.72	38.13	40.37
Fs	14.49	15.3	15.12	15.55	15.44	14.02	15.23	17.53	16.38	16.45	16.14	17.92	15.95	19.28	16.01	12.92
Wo	45.8	45.62	46.13	45.6	46.13	46.66	45.99	46.48	47.17	46.61	47.08	45.06	45.9	40.00	45.86	46.71
#Fe	0.02	0.00	0.00	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.15	0.00	0.07	0.00	0.15	0.00
# Mg	0.73	0.72	0.72	0.71	0.71	0.74	0.72	0.67	0.69	0.69	0.70	0.67	0.71	0.68	0.70	0.76

(*) - Structural units calculated on the basis of 6 oxygen atoms

$$\frac{\# \text{Fe}}{\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})} = \# \text{Mg} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{total}}) \quad (\text{c}) - \text{Center} \quad (\text{b}) - \text{Edge}$$

Continued from table 2.4.

Elements	Monzonitic Quartz Facies- FM					Syenogranitic facies - FS							
	TMC-8					TMC-26 B							
	(c)	(b)	(b)	(c)	(c)	(b)	(c)	(b)	(c)	(b)	(c)	(b)	(c)
SiO ₂	52.49	53.29	53.65	53.54	53.25	53.66	54.39	53.4	53.64	54.04	54.00	54.58	52.85
TiO ₂	0.22	0.19	0.19	0.05	0.32	0.26	0.15	0.31	0.33	0.25	0.26	0.4	0.00
Al ₂ O ₃	1.63	1.15	1.16	1.17	1.08	1.35	0.57	1.76	1.88	1.48	1.92	1.67	1.88
FeO	10.77	9.93	10.26	10.05	10.02	8.25	6.27	8.42	8.45	8.52	8.97	8.46	8.36
MnO	0.30	0.59	0.60	0.69	0.67	0.42	0.28	0.34	0.37	0.46	0.44	0.28	0.45
MgO	12.29	12.46	12.93	12.08	12.23	13.65	14.8	14.04	13.96	14.03	14.16	14.78	13.83
CaO	20.84	21.88	21.88	21.77	21.85	21.96	23.55	21.95	22.1	21.74	21.78	21.05	20.9
K ₂ O	0.14	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.02	0.01	0.01	0.05
Na ₂ O	0.91	0.84	0.81	0.70	0.79	0.62	0.30	0.61	0.59	0.52	0.61	0.44	0.58
Cr ₂ O ₃	0.06	0.00	0.08	0.01	0.00	0.00	0.05	0.12	0.22	0.00	0.00	0.17	0.097
Total	100.21	100.33	101.56	100.05	100.21	100.17	100.35	100.94	101.58	101.06	102.14	101.83	98.1
(*)													
Si	1.97	1.99	1.98	2.00	1.99	1.99	2.00	1.96	1.96	1.99	1.96	1.99	1.98
Al ^{IV}	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.04	0.01	0.04	0.01	0.02
Sum T	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^{VI}	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0.05	0.02	0.04	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06
Fe ³⁺	0.03	0.02	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.69	0.69	0.71	0.68	0.68	0.75	0.81	0.77	0.76	0.77	0.77	0.80	0.77
Fe ²⁺	0.31	0.29	0.27	0.32	0.31	0.26	0.19	0.24	0.25	0.26	0.25	0.26	0.26
Mn ²⁺	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.84	0.87	0.86	0.87	0.88	0.87	0.93	0.86	0.87	0.86	0.85	0.82	0.84
Na	0.07	0.06	0.06	0.05	0.06	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04
Sum M	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
En	36.89	36.92	37.58	36.21	36.46	40.08	41.99	40.65	40.37	40.74	40.64	42.65	41.25
Fs	18.15	16.5	16.73	16.89	16.75	13.59	9.98	13.68	13.71	13.88	14.44	13.7	13.98
Wo	44.97	46.58	45.69	46.89	46.79	46.34	48.03	45.67	45.92	45.38	44.92	43.65	44.77
#Fe	0.08	0.08	0.134	0.00	0.02	0.00	0.00	0.07	0.04	0.00	0.07	0.00	0.00
# Mg	0.67	0.69	0.69	0.68	0.69	0.75	0.81	0.75	0.75	0.75	0.74	0.76	0.75

(*) - Structural units calculated on the basis of 6 oxygen atoms

#Fe = Fe³⁺/(Fe²⁺+Fe³⁺)# Mg = Mg/(Mg+Fe_{total})

(c) - Center

(b) - Edge

- Plagioclase

The analyzed plagioclases showed significant compositional variation in relation to the edge and core (Table 6) based on the contents of An (0.34-33.57), Ab (61.23-99.16) and Or (0.34-3.14) and the weight values of SiO₂ (61.10-69.39), Na₂O (7.15-12.09), CaO (0.08-7.93), K₂O (0.06-0.56) and Al₂O₃ (25.04-18.86).

Based on the chemical variations, it was possible to separate the plagioclases into three compositional groups: the first group corresponds to the albite that occur in the FM; the

second group represents the compositional variation between albite on the edge and oligoclase in the center (Table 2.6), found in the FS and FSPM, and the third group, which is composed of andesine, oligoclase and albite (Figure 2.10).

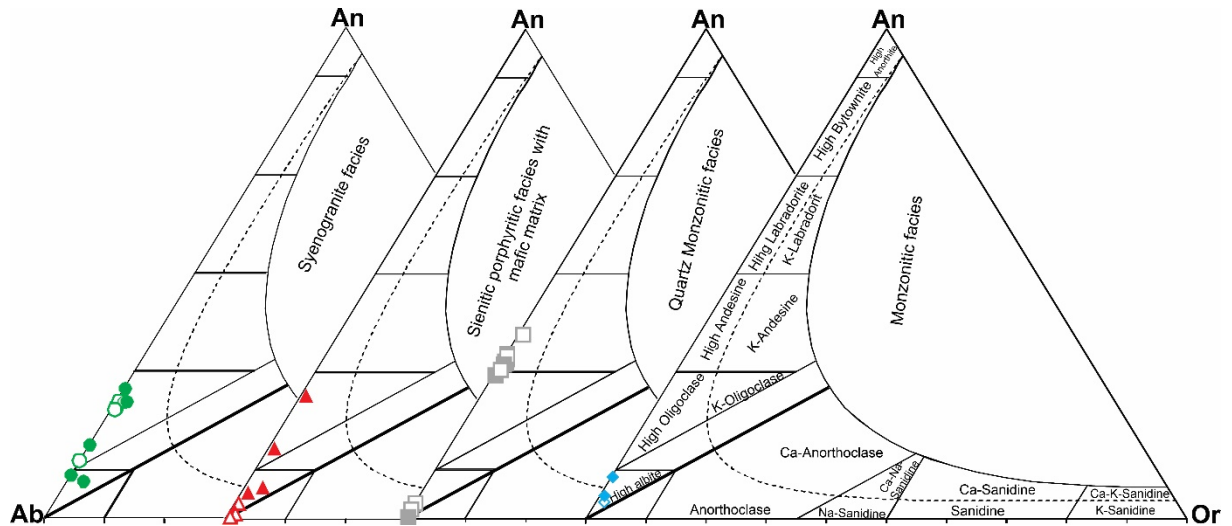


Figure 2.10. Compositional variation of plagioclase from the Ceraíma Massif in the An-Ab-Or classification diagram.

Table 2.5. Representative analyses of the chemical composition and mineral formula of biotites of the Ceraíma Massif.

	Sienitic Porphyritic Facies with Mafic Matrix - FSPM												Monzonitic Facies - FM									
Elements	TMC-15			TMC-30		TMC-40 B			TMC-36				TMC-8									
	(C)	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)	(B)	(B)	(-)	(C)	(B)	(C)	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)	(B)		
SiO ₂	38.36	38.59	38.2	39.45	38.48	38.1	37.95	38.16	38.41	37.97	38.59	38.44	38.67	39.08	39.09	38.43	38.46	39.25	38.6	38.29	38.86	38.92
TiO ₂	3.03	2.11	3.72	2.65	2.85	3.10	2.85	2.90	2.78	2.56	2.61	2.85	2.84	3.06	3.43	2.86	3.80	2.86	3.61	3.81	2.87	2.14
Al ₂ O ₃	12.4	12.81	12.70	12.34	11.86	12.95	12.29	11.8	12.08	12.67	12.81	12.5	12.25	12.41	12.22	12.19	12.24	11.72	12.16	11.88	12.39	12.08
FeO	17.05	17.63	17.30	14.73	18.74	18.42	17.90	17.24	21.14	18.9	19.93	17.51	15.69	16.07	14.01	18.84	14.21	17.93	15.47	15.54	15.54	19.16
MnO	0.21	0.23	0.15	0.29	0.16	0.20	0.29	0.23	0.13	0.31	0.07	0.24	0.30	0.28	0.19	0.31	0.21	0.08	0.17	0.22	0.32	0.30
MgO	13.62	14.03	13.59	15.74	12.55	13.12	14.13	13.67	10.43	12.02	12.05	13.43	14.78	13.97	15.71	13.36	15.63	13.9	15.29	14.57	15.27	13.03
CaO	0.08	0.067	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.04	0.30	0.00	0.00	0.04	0.01
Na ₂ O	0.24	0.018	0.04	0.10	0.08	0.00	0.06	0.04	0.10	0.05	0.06	0.09	0.23	0.08	0.11	0.08	0.20	0.11	0.12	0.12	0.13	0.08
K ₂ O	9.14	9.45	9.20	9.63	9.14	9.32	9.03	9.04	9.32	9.44	9.51	9.43	9.53	9.63	9.43	9.30	9.25	8.95	9.35	9.42	9.27	9.46
NiO	0.05	0.06	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.08	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.08	0.00	0.00	0.05	0.11	0.04	0.11	0.07	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
F	1.12	1.33	1.39	1.81	1.62	1.51	1.75	1.55	1.27	1.6	1.54	1.83	1.59	1.72	1.84	1.56	1.59	1.44	1.66	1.95	1.57	1.51
Cl	0.38	0.34	0.27	0.41	0.39	0.26	0.23	0.32	0.39	0.25	0.28	0.34	0.67	0.50	0.40	0.38	0.45	0.31	0.44	0.41	0.46	0.34
O=F,Cl	0.56	0.63	0.65	0.85	0.77	0.69	0.79	0.72	0.62	0.73	0.71	0.85	0.82	0.84	0.87	0.74	0.77	0.67	0.80	0.91	0.76	0.71
Total	95.68	96.74	96.56	97.19	95.99	97.09	96.52	95.06	96.17	95.79	97.49	96.7	96.7	96.86	96.48	97.33	96.08	96.86	96.87	96.21	96.71	97.04
(*)													(*)									
Si	5.86	5.85	5.79	5.90	5.93	5.78	5.80	5.89	5.96	5.87	5.87	5.86	5.87	5.91	5.87	5.84	5.80	5.94	5.81	5.84	5.85	5.94
Al ^{IV}	2.14	2.15	2.21	2.10	2.07	2.22	2.20	2.11	2.04	2.13	2.13	2.14	2.13	2.09	2.13	2.16	2.18	2.06	2.16	2.13	2.15	2.06
Al ^{VI}	0.09	0.14	0.06	0.08	0.08	0.10	0.01	0.04	0.17	0.18	0.17	0.11	0.05	0.12	0.04	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.11
Ti	0.35	0.24	0.42	0.30	0.33	0.35	0.33	0.34	0.32	0.30	0.30	0.33	0.32	0.35	0.39	0.33	0.43	0.32	0.41	0.44	0.33	0.25
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	2.18	2.24	2.19	1.84	2.42	2.34	2.29	2.23	2.74	2.44	2.54	2.23	1.99	2.03	1.76	2.4	1.79	2.27	1.95	1.98	1.96	2.44
Mn	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.04	0.01	0.03	0.04	0.04	0.02	0.04	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04	0.04
Mg	3.10	3.17	3.07	3.51	2.88	2.97	3.22	3.15	2.41	2.77	2.73	3.05	3.34	3.15	3.52	3.03	3.52	3.13	3.43	3.31	3.43	2.96
Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.07	0.01	0.01	0.03	0.02	0.00	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.07	0.02	0.03	0.02	0.06	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02
K	1.78	1.83	1.78	1.84	1.80	1.80	1.76	1.78	1.84	1.86	1.84	1.83	1.84	1.86	1.81	1.80	1.78	1.73	1.80	1.83	1.78	1.84
Cations total	15.6	15.67	15.55	15.64	15.57	15.6	15.66	15.59	15.55	15.62	15.61	15.61	15.66	15.57	15.57	15.65	15.59	15.57	15.61	15.59	15.63	15.66
Al total	2.23	2.29	2.27	2.18	2.15	2.32	2.21	2.15	2.21	2.31	2.30	2.25	2.19	2.21	2.16	2.19	2.18	2.09	2.16	2.13	2.2	2.17
Fe/Fe+Mg	0.41	0.41	0.42	0.34	0.46	0.44	0.42	0.41	0.53	0.47	0.48	0.42	0.37	0.39	0.33	0.44	0.34	0.42	0.36	0.37	0.36	0.45
Mn/Mn+Fe	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02
Fe+Mn+Ti-AlVI	2.64	2.65	2.69	2.26	2.85	2.82	2.66	2.63	3.25	2.96	3.01	2.70	2.41	2.54	2.21	2.79	2.25	2.63	2.38	2.45	2.37	2.83
MgO/MgO+FeO	0.44	0.44	0.44	0.52	0.40	0.42	0.44	0.44	0.33	0.39	0.38	0.43	0.48	0.47	0.53	0.41	0.52	0.44	0.50	0.48	0.50	0.40

(C) Center

(B) Edge

(-) Intermediate

(*) Calculated structural formula - Apfu calculation basis on 22 oxygen atoms

Continued from table 2.5.

Elements	Monzonitic Quartz Facies - FQM									
	TMC-26 B									
	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)	(C)	(B)	(C)	(B)	
SiO ₂	38.46	38.58	38.81	38.44	37.60	39.19	41.28	38.33	38.31	
TiO ₂	4.24	1.89	4.08	3.6	4.99	3.79	1.05	3.08	3.87	
Al ₂ O ₃	13.02	14.05	13.24	13.28	13.05	13.22	12.70	13.85	13.82	
FeO	13.76	14.22	13.66	15.17	14.57	14.00	13.84	14.61	14.95	
MnO	0.07	0.20	0.15	0.12	0.12	0.21	0.23	2.00	0.41	
MgO	15.64	15.78	15.41	14.28	15.33	15.84	16.49	14.80	14.90	
CaO	0.04	0.39	0.00	0.4	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	
Na ₂ O	0.08	0.08	0.08	0.04	0.07	0.08	0.05	0.04	0.01	
K ₂ O	9.35	9.10	9.60	9.72	9.35	9.61	8.70	9.28	9.45	
NiO	0.00	0.08	0.10	0.06	0.08	0.05	0.00	0.00	0.00	
Cr ₂ O ₃	0.11	0.15	0.01	0.01	0.09	0.17	0.15	0.11	0.15	
F	0.77	1.09	0.88	0.83	1.01	0.89	0.89	1.03	1.07	
Cl	0.20	0.13	0.19	0.22	0.20	0.21	0.14	0.19	0.21	
O=F.Cl	0.37	0.49	0.41	0.40	0.47	0.42	0.41	0.48	0.50	
Total	95.74	95.73	96.21	96.16	96.51	97.31	95.52	97.32	97.15	
(*)										
Si	5.74	5.78	5.77	5.77	5.62	5.77	6.11	5.7	5.69	
Al ^{IV}	2.26	2.22	2.23	2.23	2.30	2.23	1.89	2.30	2.31	
Al ^{VI}	0.03	0.25	0.09	0.12	0.00	0.06	0.32	0.13	0.11	
Ti	0.48	0.21	0.46	0.41	0.56	0.42	0.12	0.34	0.43	
Cr	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	
Fe	1.71	1.78	1.70	1.9	1.82	1.72	1.71	1.82	1.86	
Mn	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.25	0.05	
Mg	3.48	3.52	3.41	3.20	3.42	3.48	3.64	3.28	3.30	
Ca	0.01	0.06	0.00	0.06	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	
Na	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	
K	1.78	1.74	1.82	1.86	1.78	1.80	1.64	1.76	1.79	
Cations total	15.53	15.64	15.52	15.58	15.55	15.56	15.49	15.62	15.6	
Al total	2.29	2.48	2.32	2.35	2.30	2.29	2.21	2.43	2.42	
Fe/Fe+Mg	0.33	0.34	0.33	0.37	0.35	0.33	0.32	0.36	0.36	
Mn/Mn+Fe	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.12	0.03	
Fe+Mn+Ti-AlVI	2.17	1.76	2.08	2.21	2.40	2.11	2.18	2.55	2.45	
MgO/MgO+FeO	0.53	0.53	0.53	0.48	0.51	0.53	0.54	0.50	0.50	

(C) Center (B) Edge (-) Intermediate

Syenogranitic facies - FS															
TMC-14															
(C)	(C)	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)	(B)
38.5	38.21	38.87	38.7	39.64	39.53	38.72	39.29	39.54	39.39	38.93	38.86	38.91	39.35	39.33	38.73
2.92	2.90	3.19	2.88	1.31	1.58	2.41	3.12	1.37	2.12	1.64	1.72	2.69	1.94	2.85	3.07
11.97	11.92	11.95	12.53	12.91	13.07	11.9	12.27	11.9	11.67	12.38	11.79	12.17	12.4	12.09	12.34
17.55	18.11	16.23	18.63	16.56	16.17	17.67	13.29	13.01	16.8	15.34	16.7	18.79	17.79	16.79	19.25
0.30	0.22	0.26	0.30	0.31	0.28	0.21	0.35	0.25	0.88	0.08	0.28	0.30	0.32	0.3	0.46
13.29	13.44	14.1	11.94	14.33	14.39	13.38	16.41	17.48	14.26	16.62	14.99	13.41	13.09	13.96	12.82
0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.05	0.04	0.05	0.03	0.03	0.05	0.00	0.04	0.01	0.03	0.01
0.09	0.15	0.10	0.00	0.02	0.08	0.08	0.13	0.18	0.01	0.06	0.04	0.13	0.12	0.07	0.16
9.33	9.06	9.26	9.04	9.74	9.66	9.28	9.39	9.43	9.11	9.38	9.29	9.07	9.04	9.19	9.38
0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.02	0.03	0.02	0.10	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00
0.00	0.01	0.03	0.00	0.03	0.05	0.00	0.10	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
1.92	1.75	2.04	1.58	1.97	2.05	2.00	2.31	2.55	2.21	2.44	2.20	1.91	1.94	2.04	1.85
0.53	0.54	0.56	0.49	0.12	0.09	0.49	0.53	0.63	0.56	0.44	0.52	0.50	0.52	0.51	0.55
0.93	0.86	0.99	0.77	0.85	0.88	0.95	1.09	1.22	1.06	1.13	1.04	0.92	0.93	0.97	0.91
96.42	96.35	96.61	96.18	96.95	97.02	96.21	97.23	96.53	97.03	97.35	96.41	97.99	96.54	97.19	98.62
(*)															
5.91	5.87	5.2	5.94	5.98	5.95	5.95	5.88	5.97	6.00	5.87	5.50	5.89	6.01	5.95	6.10
2.09	2.13	2.08	2.06	2.02	2.05	2.05	2.12	2.03	2.00	2.13	2.05	2.11	1.99	2.05	1.90
0.07	0.03	0.06	0.20	0.27	0.27	0.11	0.04	0.09	0.09	0.07	0.08	0.06	0.24	0.11	0.39
0.34	0.33	0.36	0.33	0.15	0.18	0.28	0.35	0.16	0.24	0.19	0.20	0.10	0.22	0.32	0.36
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2.25	2.33	2.07	2.39	2.09	2.04	2.27	1.66	1.64	2.14	1.93	2.14	2.38	2.27	2.12	2.55
0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.11	0.01	0.04	0.04	0.04	0.04	0.06
3.04	3.08	3.20	2.73	3.22	3.23	3.07	3.66	3.93	3.24	3.73	3.42	3.03	2.98	3.15	3.01
0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
0.03	0.05	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02	0.04	0.05	0.00	0.02	0.01	0.04	0.04	0.02	0.05
1.83	1.78	1.80	1.77	1.87	1.85	1.82	1.79	1.82	1.77	1.80	1.81	1.75	1.76	1.77	0.00
15.60	15.63	15.56	15.47	15.66	15.64	15.61	15.60	15.74	15.60	15.76	15.70	15.60	15.55	15.54	14.41
2.17	2.16	2.14	2.27	2.30	2.32	2.16	2.16	2.12	2.09	2.20	2.13	2.17	2.23	2.16	2.29
0.43	0.43	0.39	0.47	0.39	0.39	0.43	0.31	0.29	0.40	0.34	0.38	0.44	0.43	0.40	0.46
0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.05	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
2.55	2.66	2.40	2.56	2.00	1.98	2.47	2.02	1.74	2.40	2.06	2.30	2.66	2.30	2.38	2.57
0.43	0.43	0.46	0.39	0.46	0.47	0.43	0.55	0.57	0.46	0.52	0.47	0.42	0.42	0.45	0.40

(*) Calculated structural formula - Apfu calculation basis on 22 oxygen atoms

Table 2.6. Representative analyses of the chemical composition and mineral formula of the Ceraíma Massif plagioclase.

	FSPM										FQM												
Elemento	TMC-15		TMC-30			TMC-36		TMC-40 B			TMC-26 B										TMC-40 A		
	(C)	(C)	(C)	(C)	(B)	(B)	(C)	(C)	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)	(B)	(B)	(C)	(B)
SiO ₂	68.70	62.13	66.53	65.59	68.19	69.39	69.97	61.41	68.40	69.43	60.16	61.21	60.61	60.16	61.85	61.63	61.19	59.66	61.10	68.88	69.20	69.61	69.86
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.22	0.00	0.19	0.00	0.00	0.01	0.00	0.12	0.00	0.02	0.13	0.09	0.14	0.15	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	19.09	23.56	20.82	21.97	19.70	19.24	19.03	23.49	19.31	18.86	24.83	25.00	24.75	25.32	24.96	24.31	25.04	25.68	24.48	20.29	19.96	19.47	19.64
FeO	0.06	0.03	0.09	0.06	0.07	0.03	0.02	0.09	0.06	0.06	0.02	0.14	0.16	0.03	0.15	0.40	0.13	0.10	0.12	0.09	0.09	0.02	0.07
MnO	0.00	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.07	0.00	0.11	0.05	0.06	0.00	0.04	0.04	0.10	0.04	0.00	0.02	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
MgO	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	1.19	5.31	1.32	2.96	0.69	0.21	0.09	5.26	0.30	0.08	6.99	6.81	6.81	7.12	6.38	6.56	6.85	7.93	6.79	0.66	0.72	0.13	0.42
Na ₂ O	11.91	8.70	10.53	9.75	11.53	11.98	11.87	8.58	12.07	12.09	7.58	7.83	8.05	7.82	8.45	8.17	8.03	7.15	7.66	11.48	11.49	11.66	11.75
K ₂ O	0.17	0.11	0.49	0.14	0.06	0.19	0.10	0.11	0.08	0.09	0.09	0.16	0.18	0.11	0.13	0.20	0.25	0.22	0.18	0.10	0.09	0.10	0.05
Total	101.13	99.86	99.84	100.52	100.24	101.03	101.21	99.16	100.32	100.88	99.72	101.15	100.62	100.61	102.15	101.33	101.51	100.88	100.42	101.72	101.69	100.99	101.82
*																							
Si	2.96	2.76	2.93	2.88	2.97	3.00	3.02	2.75	2.97	3.00	2.69	2.70	2.68	2.66	2.69	2.71	2.68	2.65	2.72	2.96	2.98	3.01	3.00
Al	0.97	1.23	1.08	1.14	1.01	0.98	0.97	1.24	0.99	0.96	1.31	1.30	1.29	1.32	1.28	1.26	1.29	1.34	1.28	1.03	1.01	0.99	0.99
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.06	0.25	0.06	0.14	0.03	0.01	0.00	0.25	0.01	0.00	0.33	0.32	0.32	0.34	0.30	0.31	0.32	0.38	0.32	0.03	0.03	0.01	0.02
Na	1.00	0.75	0.90	0.83	0.97	1.00	0.99	0.74	1.02	1.01	0.66	0.67	0.69	0.67	0.71	0.70	0.68	0.61	0.66	0.96	0.96	0.98	0.98
K	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
% An	5.20	25.05	6.30	14.26	3.19	0.94	0.41	25.17	1.34	0.34	33.57	32.15	31.54	33.27	29.21	30.39	31.61	37.51	32.55	3.08	3.32	0.60	1.95
% Ab	93.92	74.32	90.90	84.92	96.47	98.06	99.04	74.21	98.24	99.16	65.89	66.96	67.46	66.10	70.07	68.50	67.04	61.23	66.43	96.35	96.21	98.84	97.76
% Or	0.88	0.63	2.80	0.82	0.34	1.01	0.55	0.62	0.42	0.49	0.54	0.89	1.00	0.63	0.72	1.11	1.36	1.26	1.02	0.57	0.47	0.56	0.29

* - Structural units calculated on the basis of 8 oxygen atoms.

Continued from table 2.6.

Elements	FM			FS								
	TMC-8			TMC-14								
	(C)	(C)	(B)	(C)	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)	(B)	(C)	(B)
SiO ₂	66,45	67,57	67,94	66,90	62,79	67,88	62,74	63,04	66,71	63,04	67,53	63,34
TiO ₂	0,01	0,00	0,27	0,09	0,15	0,05	0,10	0,07	0,07	0,06	0,15	0,12
Al ₂ O ₃	20,86	20,48	20,07	20,44	23,60	20,59	23,65	23,03	20,96	23,18	21,06	23,46
FeO	0,14	0,15	0,08	0,01	0,16	0,01	0,15	0,10	0,16	0,17	0,04	0,07
MnO	0,05	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,06	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00
CaO	1,76	1,02	0,71	3,08	5,21	2,52	5,65	4,97	1,55	4,82	1,88	5,12
Na ₂ O	10,36	11,25	11,26	9,72	8,91	10,45	8,59	9,19	10,54	9,12	11,03	8,85
K ₂ O	0,06	0,16	0,28	0,09	0,23	0,04	0,10	0,15	0,56	0,16	0,06	0,13
Total	99,68	100,69	100,61	100,42	101,04	101,54	100,99	100,65	100,56	100,56	101,75	101,09
*												
Si	2,93	2,94	2,96	2,95	2,75	2,95	2,76	2,77	2,91	2,77	2,91	2,78
Al	1,08	1,05	1,03	1,06	1,22	1,05	1,23	1,19	1,08	1,20	1,07	1,21
Fe ³⁺	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,08	0,05	0,03	0,15	0,24	0,12	0,27	0,23	0,07	0,23	0,09	0,24
Na	0,89	0,95	0,95	0,83	0,76	0,88	0,73	0,78	0,89	0,78	0,92	0,75
K	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00	0,01
% An	8,54	4,72	3,31	14,82	24,12	11,71	26,51	22,81	7,30	22,41	8,56	24,04
% Ab	91,11	94,39	95,14	84,66	74,59	88,05	72,93	76,37	89,56	76,73	91,10	75,23
% Or	0,35	0,89	1,56	0,52	1,28	0,24	0,56	0,82	3,14	0,86	0,33	0,73

* - Structural units calculated on the basis of 8 oxygen atoms.

4.3 Lithogeochemistry

The Ceraíma Massif consists of rocks of predominantly intermediate chemical composition (SiO₂ between 52.7 and 61.3%), syenites and monzonites, and in a restricted manner, we have acid rocks (SiO₂ between 69.7 and 71.4%)), which are represented by syenogranites (Table 2.7). The lithogeochemistry corroborates the facies division of the Massif, as established in the field and petrographic analyses, which confirms the existence of four groups of rocks: syenite, monzonite, quartz-monzonite and granite according to the classification diagram proposed by Debon & Le Fort (1983). In comparison with the Guanambi facies, it differs from the Massif by the occurrence of quartz syenite and the absence of monzonite (Figure 2.11A).

According to the criteria established by Frost et al. (2001) the rocks are metaluminous, except for the granitic facies, which have a metaluminous to peraluminous signature (Figure 2.11B), predominating the alkaline affinity represented by the syenites and the second alkaline-calcic affinity (Figure 2.11C) corresponding to the monzonite, quartz monzonite and

syenogranite, both predominantly magnesium (Figure 2.11D), of shoshonitic to ultrapotassium nature (Figure 2.11E-F), according to Maniar and Piccoli (1989); this signature corresponds to the Guanambi facies.

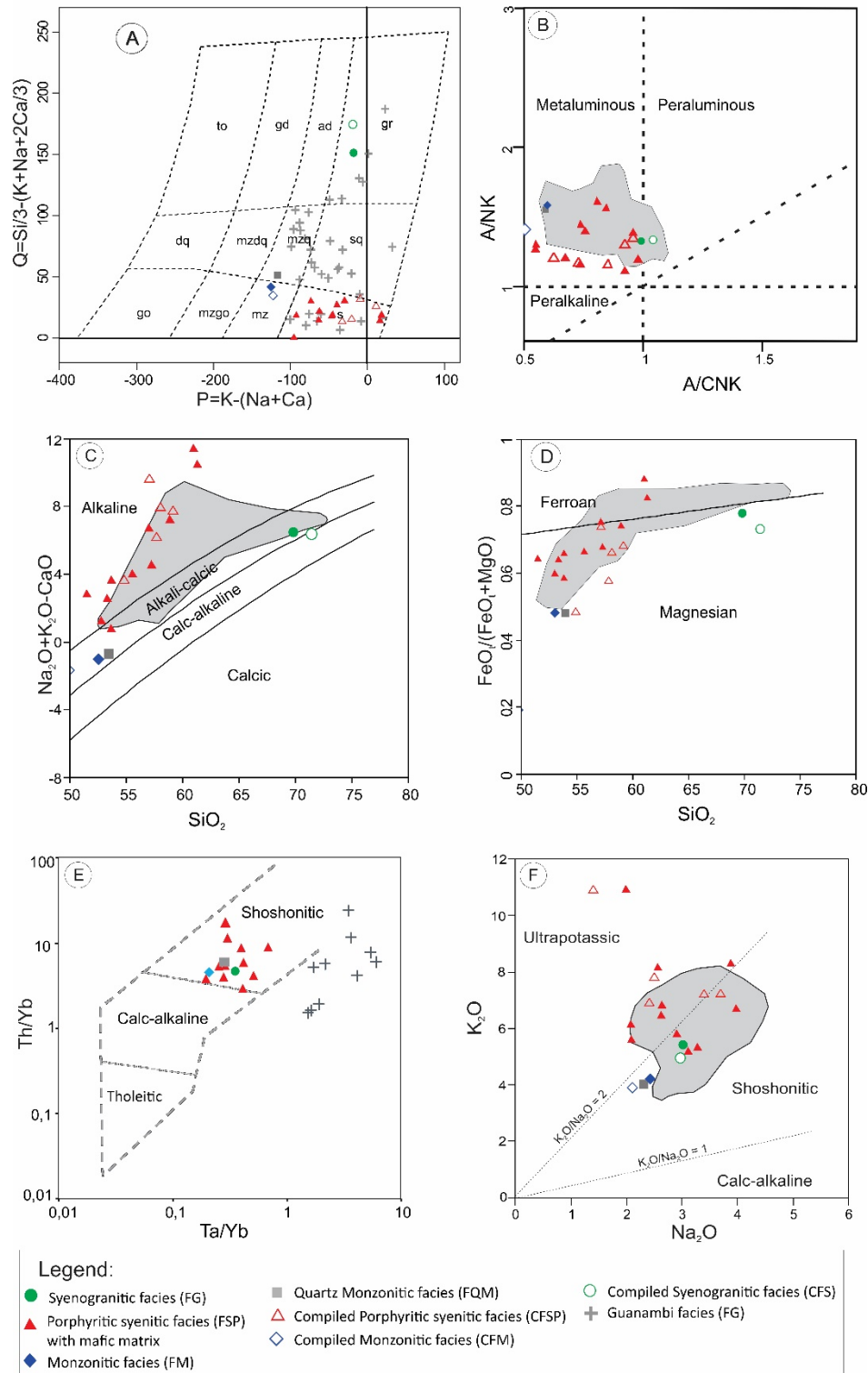


Figure 2.11. Geochemical diagrams classifying the analyzed rocks of the Ceraíma Massif. A) Q-P of Debon & Le Fort (1983)-abr.: gr-granite; mzd-quartz monzonite; mz-monzonite; s-syenite, B) The alumina saturation index of Shand (in Maniar and Piccoli (1989), C) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ vs. SiO_2 demonstrating the compositional variation fields of the alkaline magmatic series according to Frost et al., (2001), D) $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ versus

SiO₂ by Frost et al. (2001), E) Diagram Th/Yb versus Ta/Yb proposed by Müller and Groves (1992) and F) K₂O vs. Na₂O marking the field of ultrapotassic, shoshonitic and calcium-alkaline rocks proposed by Turner et al. (1996). The gray circle symbol corresponds to the composition of the Guanambi Facies (compiled by Rosa, 1999).

Table 2.7. Chemical analysis of the major elements, trace elements and rare earth elements of the Ceraíma Massif.

		FSPM e FSP										
Sample		MC 08	MC 15	MC 26 A	MC 28	MC 29	MC 30A	MC 33A	MC 34	MC 38	MC 39 A	MC 42 A
MAJOR ELEMENTS (wt.%)	SiO ₂	57.1	53	55.6	58.9	61.3	61	53.7	57.3	53.7	51.5	53.3
	TiO ₂	0.96	1.25	1.14	0.84	0.76	1.12	1.32	1.16	1.17	1.59	1.32
	Al ₂ O ₃	15	12.55	15.6	18.95	18.15	16.6	17.15	13.95	12.2	16	17.1
	Fe ₂ O ₃	7.81	8.75	7.76	4.36	3.84	4.57	7.46	7.43	8.61	8.69	7.8
	MnO	0.12	0.15	0.12	0.07	0.06	0.08	0.12	0.13	0.14	0.12	0.14
	MgO	2.33	5.31	3.55	1.35	0.75	0.57	3.54	3.23	5.52	4.33	3.94
	CaO	4.06	7.03	5.12	3.32	1.76	1.57	5.1	4.95	6.95	5.77	5.74
	Na ₂ O	2.57	2.08	2.62	3.98	3.88	1.99	2.91	2.64	2.09	3.28	3.1
	K ₂ O	8.12	6.11	6.44	6.67	8.29	10.9	5.77	6.8	5.58	5.3	5.18
	CO ₂	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
	H ₂ O ⁺	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
	F	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
	P ₂ O ₅	0.83	1.29	0.88	0.36	0.17	0.12	0.77	1.03	1.22	1.0	0.73
	LOI	0.65	0.97	1.25	1.45	1.02	0.52	1.61	0.68	1.55	1.02	1.63
	Total	99.55	98.49	100.08	100.25	99.98	99.04	99.45	99.3	98.73	98.6	99.98
TRACE ELEMENTS AND RARE EARTHS (ppm)	Na ₂ O + K ₂ O	10.69	8.19	9.06	10.65	12.17	12.89	8.68	9.44	7.67	8.58	8.28
	K ₂ O/Na ₂ O	3.16	2.94	2.46	1.68	2.14	5.48	1.98	2.58	2.67	1.62	1.67
	Rb	215	178.5	177	151	224	205	166	212	160	145	158
	Ba	6690	4450	3960	4260	2700	324	2970	4310	4060	3830	2800
	Nb	12.9	11.6	25.7	11.7	17.6	26.5	15.3	19.1	11.2	18.6	13.3
	Sr	3530	1685	1625	1770	1175	2420	1260	2000	1260	2130	1295
	Zr	411	343	673	665	1265	3220	558	461	230	131	642
	Y	52.8	35	33.1	24	53.5	113	27.8	43.7	37.3	32.4	34.3
	Ta	0.9	0.6	1.5	0.5	1.2	3.4	0.8	1.1	0.5	0.7	0.6
	Hf	9.1	8.3	15.3	14	27.2	59.9	12.6	11.3	5.8	3.3	13.7
	Th	17.55	12.9	20.2	31	47.1	28.3	11.65	25	10.15	5.17	8.97
	Cs	2	2.67	1.88	0.68	0.74	0.87	1.48	2.67	1.85	1.09	1.2
	Ga	22	19.4	23.7	25.4	25.1	22.6	23.5	22.2	22.9	25.9	24.2
	La	249	169.5	183	292	372	393	169	217	148	188.5	189
	Ce	523	352	373	558	839	793	325	437	306	369	345
	Pr	65.9	42.6	44.5	57.4	80.9	121.5	37.7	53.2	37	44.9	42.3
	Nd	244	153	151	190	273	442	129	189	143.5	157.5	148.5
	Sm	39.5	25.7	24.6	24.2	38.3	76.4	19.45	30.5	25.6	24.4	22.4
	Eu	8.16	5.64	6.03	6.09	7.95	15.85	5.03	6.59	5.09	6.25	5.82
	Gd	26.7	16	14.45	13.05	22.4	48.5	11.9	18.45	16	14.8	13.4
	Tb	2.79	1.83	1.67	1.16	2.62	5.85	1.3	2.07	1.88	1.73	1.63
	Dy	12.45	8.13	7.6	5.58	12.1	26	6.25	9.57	8.18	7.6	6.94
	Ho	2.07	1.2	1.16	0.93	2.04	4.05	1.02	1.44	1.28	1.18	1.16
	Er	4.53	3.07	2.92	2.26	4.79	9.65	2.48	3.29	3.14	2.72	2.87
	Tm	0.58	0.37	0.35	0.3	0.66	1.22	0.35	0.48	0.42	0.38	0.37
	Yb	3.16	2.39	2.2	1.76	4.03	6.72	1.93	2.79	2.58	1.73	2.19
	Lu	0.39	0.3	0.3	0.26	0.52	0.92	0.3	0.39	0.35	0.24	0.3
Z	Eu/Eu	0.77	0.85	0.98	1.05	0.83	0.8	1.01	0.85	0.77	1.01	1.03

	La/Yb	53.12	47.81	56.08	111.85	62.23	39.43	59.04	52.44	38.67	73.46	58.18
	n.a - not analyzed		N – normalized									

Continued from table 2.7.

	CFSP						FM	CFM	FQM	FS	CFS
	Sample	CMc1170	CMc1173	CMc1188	CMc1200	CMc1169	MC 26 B	CMc1184	MC 09 B	MC 14	CMc1204
MAJOR ELEMENTS (wt.%)	SiO ₂	57.1	57.7	58.1	54.8	59.1	53.2	49.8	53.7	69.7	71.4
	TiO ₂	0.89	1.1	0.92	1.2	1.0	1.08	1.3	1.1	0.56	0.4
	Al ₂ O ₃	16.2	14.6	17.9	13.6	17.9	13.25	10.8	12.7	14.3	13.8
	Fe ₂ O ₃	5.3	4.2	3.9	5.0	3.3	7.75	3.1	8.08	3.76	1.5
	FeO	1.4	2.7	1.6	2.7	2.1	n.a	5.9	n.a	n.a	1.3
	MnO	0.1	0.16	0.13	0.16	0.11	0.12	0.16	0.15	0.06	0.08
	MgO	1.7	2.8	1.8	4.8	1.4	7.56	11.7	7.83	0.95	0.49
	CaO	2.7	4.1	3.0	5.7	2.9	7.54	7.7	7.25	1.95	1.6
	Na ₂ O	1.4	2.5	3.7	2.4	3.4	2.4	2.1	2.33	3.03	3.0
	K ₂ O	10.9	7.8	7.2	6.9	7.2	4.16	3.9	4.07	5.39	5.0
	P ₂ O ₅	0.4	0.88	0.36	1.1	0.28	0.63	1.4	0.65	0.18	0.11
	CO ₂	0.16	0.14	0.23	0.16	0.16	n.a	0.25	n.a	n.a	0.38
	H ₂ O ⁺	0.41	0.33	0.58	0.76	0.56	n.a	1.04	n.a	n.a	0.55
	F	0.13	0.25	0.21	0.26	0.15	n.a	0.4	n.a	n.a	0.08
	LOI	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	1.41	n.a	1.55	0.91	n.a
	Total	98.8	99.26	99.63	99.54	99.56	99.1	99.55	99.41	100.79	99.69
	Na ₂ O + K ₂ O	12.3	10.3	10.9	9.3	10.6	6.56	6	6.4	8.42	8
K ₂ O/Na ₂ O	7.79	3.12	1.95	2.86	2.12	1.73	1.86	1.75	1.8	1.7	
TRACE ELEMENTS AND RARE EARTHS (ppm)	Rb	126	190	144	140	105	168.5	104	163.5	164	167
	Ba	3919	4409	1376	3517	1706	1955	2415	2280	1430	726
	Nb	10	16	11	13	16	11.7	16	19.4	14.6	11
	Sr	6185	2258	797	1352	746	939	1042	886	537	441
	Zr	189	276	601	487	656	390	282	359	359	230
	Y	22	33	17	25	34	31.7	19	33.1	37	7
	Ta	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0.5	n.a	0.7	0.8	n.a
	Hf	8	8	14	11	15	8.9	8	8.7	9	8
	Th	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	11.2	n.a	14.75	10.6	n.a
	Cs	a.d	a.d	a.d	a.d	a.d	3.86	a.d	3.51	1.31	a.d
	Ga	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	20.4	n.a	19.9	20	n.a
	La	92.19	148.6	359	155.9	382.9	107.5	150.6	112.5	106	138.2
	Ce	250	390	563.2	354.6	867.9	212	337.3	226	220	266.6
	Pr	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	25.5	n.a	27.5	26.4	n.a
	Nd	129.4	174.8	202.1	162.2	275.2	98.7	157.1	108	93.2	85.68
	Sm	18.31	22.43	25.4	24.2	41.94	17.95	19.04	19.7	17.55	9.81
	Eu	5.7	4.88	5.06	4.95	5.34	3.99	4.56	4.09	2.62	1.73
	Gd	12.97	14.62	13.47	14.5	18.33	11.6	10.75	12.25	11.7	5.86
	Tb	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	1.43	n.a	1.5	1.51	n.a
	Dy	5.6	7.05	7.01	8.29	9.16	6.62	5.35	7.15	7.78	3.89
	Ho	0.98	1.27	1.15	1.49	1.62	1.11	0.84	1.22	1.27	0.66
	Er	1.92	2.74	2.4	3.17	3.27	2.75	1.67	3.08	3.08	1.23
	Tm	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0.41	n.a	0.36	0.4	n.a
	Yb	0.75	1.45	2.03	1.92	1.77	2.44	0.75	2.49	2.29	0.81
	Lu	0.11	0.21	0.28	0.22	0.26	0.38	0.12	0.36	0.25	0.11
N	Eu/Eu	1.13	0.82	0.84	0.81	0.59	0.85	0.97	0.81	0.56	0.7
	La/Yb	82.65	69.14	119.23	54.86	145.68	29.7	135.38	30.46	31.21	114.75
n.a - not analyzed		N - normalized			a.d - discarded analysis						

For the analysis of the behavior of major elements, we chose to use MgO as a differentiation index due to its wide variation in the different facies of the Massif, which has contents between 0.49 and 11.7% (Table 2.7). The distribution of the major elements in binary diagrams indicates a clear definition of at least two distinct trends: one referring to the syenitic group (FSP and FSPM) and the other is expressed by the monzonitic group (FM and FQM). Notably, the syenogranitic facies sometimes presents a distinct trend, which is occasionally combined with the syenitic group (Figure 2.12). In relation to the Guanambi facies, it is possible to identify a pattern focused on the trend of the syenitic group.

The binary diagrams show similarities between the geochemical signature of the Ceraima Massif and the Guanambi facies, highlighted by decreasing in TiO_2 , CaO and P_2O_3 , and increasing in Al_2O_3 and K_2O contents as the magmatic evolution progresses. (Figure 2.12) In the case of $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$, the correlation is not clear because in the Guanambi facies the samples are clustered in the same region while there is an increasing in $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$. SiO_2 shows a normal negative correlation with CaO and, even with little variation between them, clearly shows three trends (Fig. 2.12). CaO and MgO show a positive correlation, with higher levels in the monzonitic group and lower values in the syenogranitic facies.

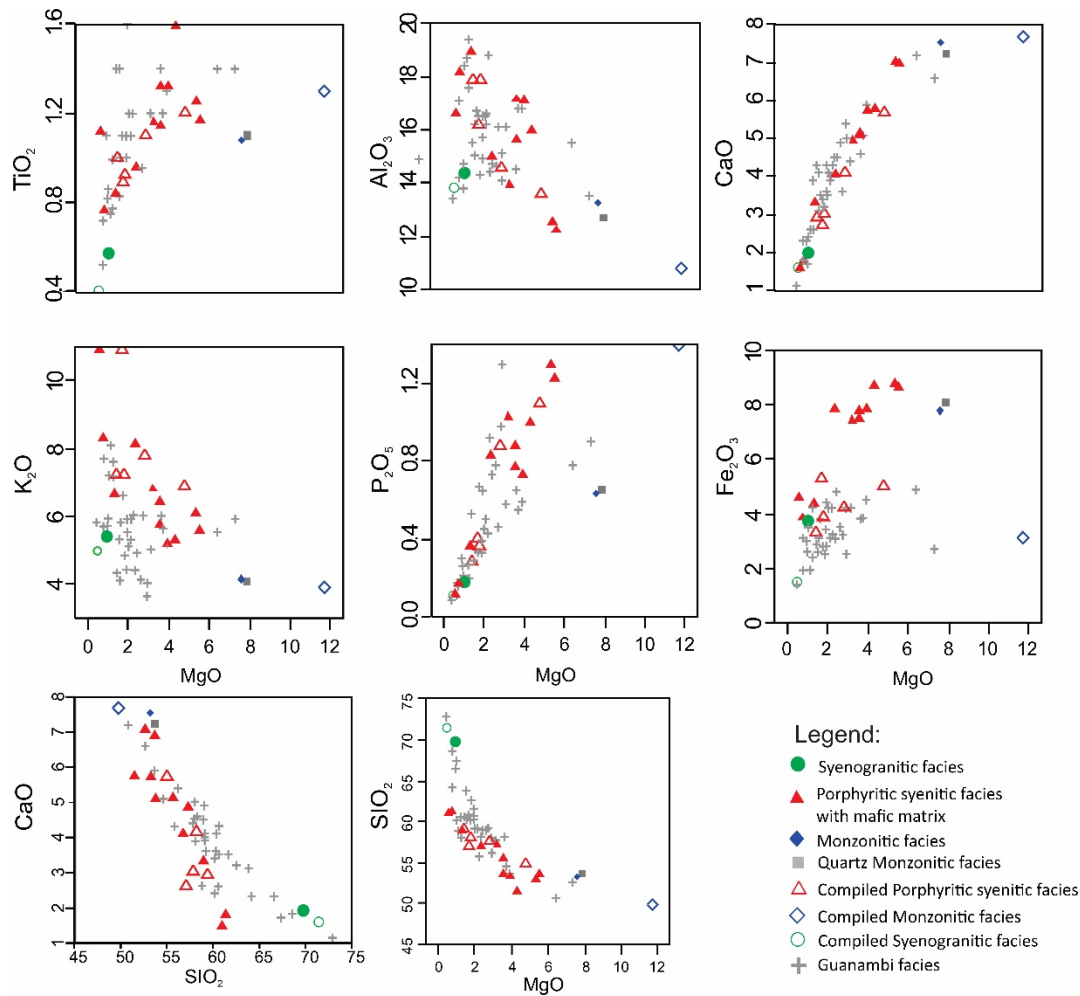


Figure 2.12. Binary geochemical diagrams showing the variation of major elements versus MgO (in wt%) in the Ceraíma Massif facies.

The distribution of trace elements composition in the binary diagram reveals two trends, one represented by the syenitic group and the other trend corresponding to the monzonitic group. This separation can be identified in the Ba, Zr, Nd and Y diagrams (Figure 2.13). When comparing the Rb and Sr concentrations, it is possible to observe that the samples of the syenitic group are more enriched in these elements than those of the monzonitic group.

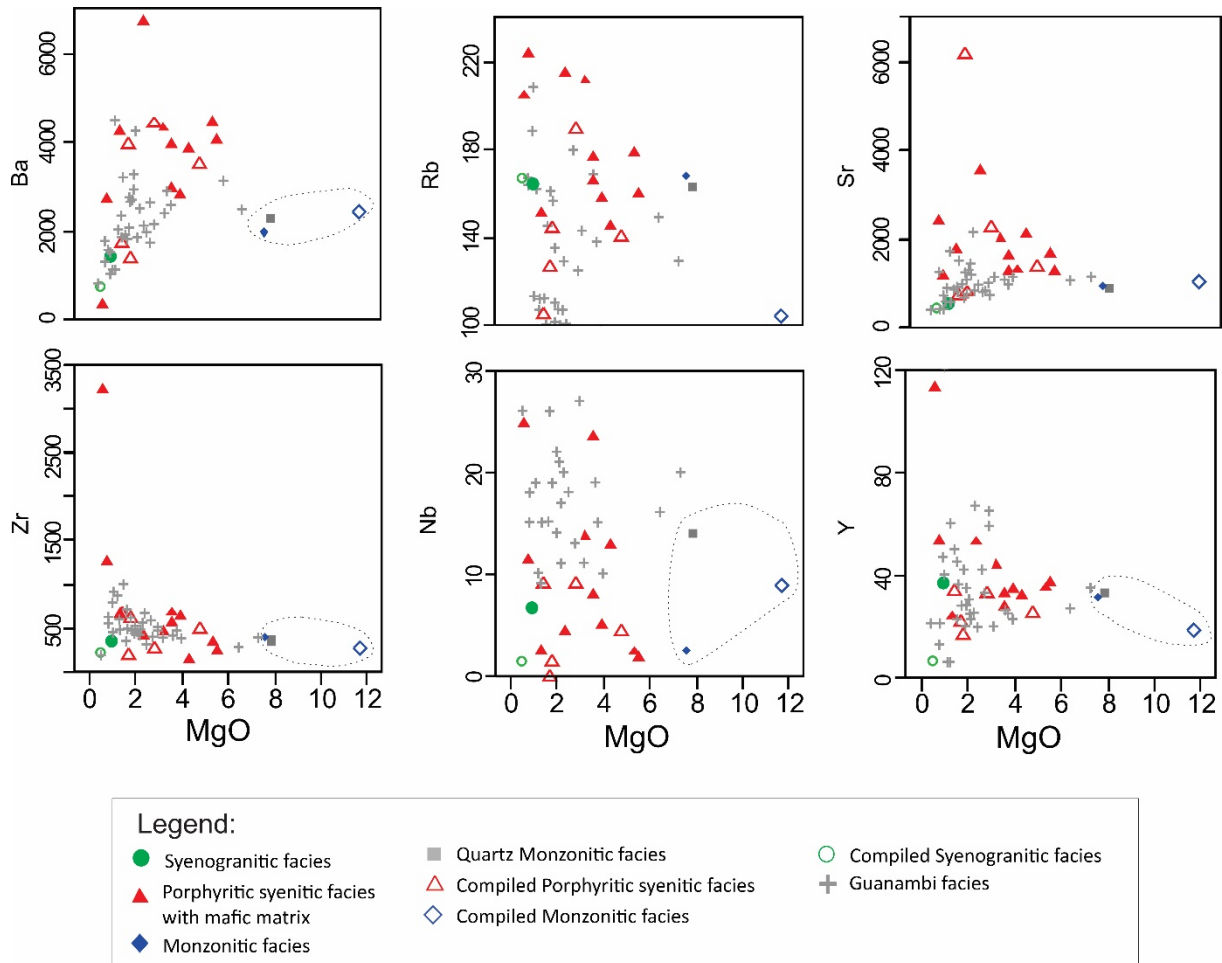


Figure 2.13. Binary geochemical diagrams showing the variation of trace elements (in ppm) versus MgO (in wt%) in the Ceraíma Massif facies.

On the other hand, when analyzing the variation diagrams of the trace elements with slightly similar partition coefficients, the samples are arranged half-grouped without a clear differentiation between them (Figure 2.14). The Ceraíma Massif shows Cs contents ranging from 0.68 to 3.86 ppm, with Rb/Cs ratios between 145 and 225, Y/Nb ratios between 1.2 and 4.4, and Nb/Ta ratios ranging from 17.36 to 27.71 except for three samples that indicated values of 7.79, 14.66 and 17.13.

The multi-elementary diagram, normalized for the primitive mantle according to Sun and McDonough (1989), has a high content of LILEs (Ba, Sr, K and Rb), to the detriment of the elements with high ionic potential-HFSE (Nb, Ta, P, Ti); it shows significant negative anomalies in Nb, P and Ti (Figure 2.15A), for both the Ceraíma Massif and for the Guanambi facies. The patterns of rare earth elements (ETR) normalized to the chondrite of Boynton (1984) show enrichment in light rare earth elements, when compared to the heavy rare earth elements (Figure 2.15B), with a $[La/Yb]_N$ ratio between 29.7 and 145.7. They present weakly

negative to weakly positive anomalies in Eu, with a $[\text{Eu}/\text{Eu}]_N$ ratio between 0.59 and 1.72 (Table 2.7). In the diagram Rb vs. (Y+Nb) proposed by Pearce (1996), the studied rocks and the Guanambi facies are plotted in the field of granitoids in a postcollisional environment (Figure 2.15C).

Schandl & Gorton's (2002) diagrams of Th/Ta vs. Yb (Fig. 2.15 D) indicates an environmental signature of active continental margin for the analyzed rocks of the massif. Based on the $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ vs. TiO_2 (Foley et al., 1987) and Nb vs. Zr (Thompson and Fowler, 1986), the samples of the Ceraíma Massif and the Guanambi facies plot in the field of potassic rocks of an active continental margin (Figure 2.16A and B), except for the syenogranitic facies of the Ceraíma Massif, which were not reported in the diagram of Thompson and Fowler (1986) as having SiO_2 contents greater than 60%.

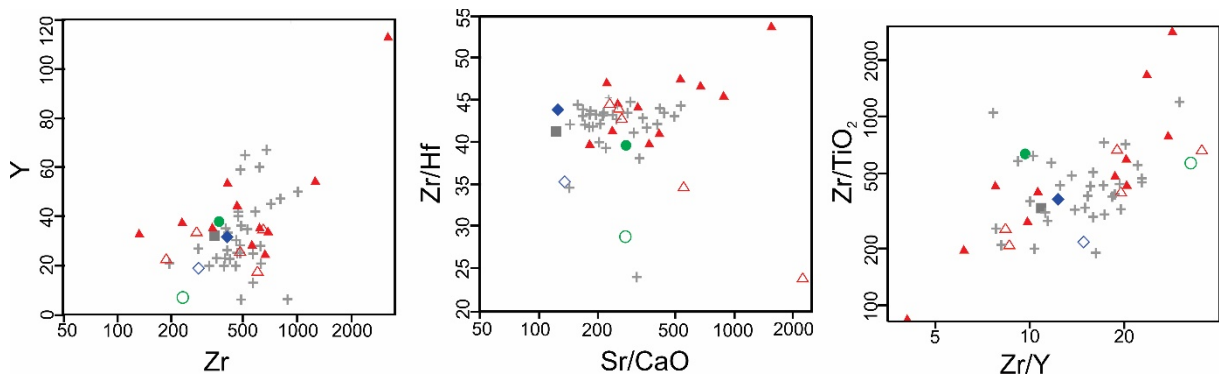


Figure 2.14. Plot of the Ceraíma Massif rocks in Zr vs. Y, Sr/CaO vs. Zr/Hf and Zr/TiO₂ vs. Zr/Y diagrams to demonstrate the magmatic differentiation relationships between the sources. (legend as that in Figure 13).

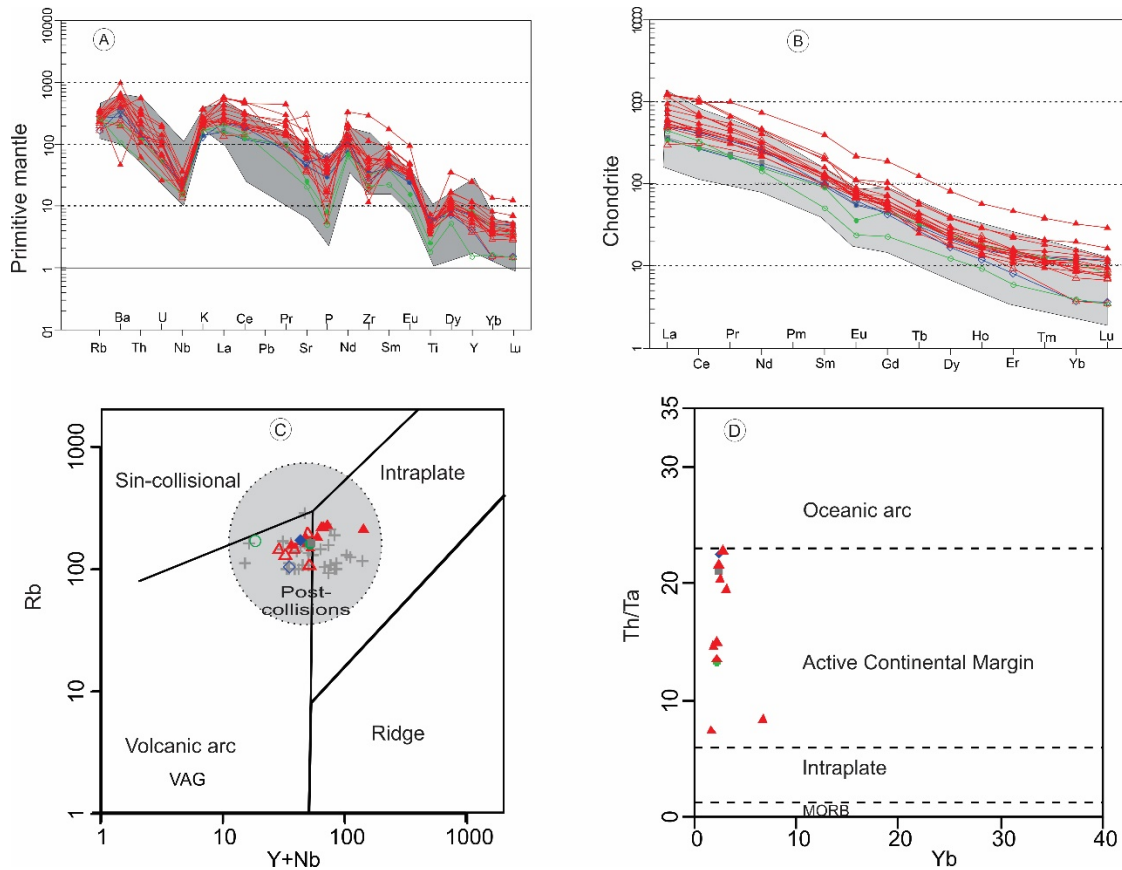


Figure 2.15. Multi-elementary and tectonic discrimination geochemical diagrams for the Ceraíma Massif rocks: A) Multi-elementary diagram normalized to the primitive mantle according to Sun and McDonough (1989); B) Rare earth elements normalized to the chondrite according to Boynton (1984); C) Rb versus Y + Nb proposed by Pearce et al. (1984) with the postcollisional granitoid field according to Pearce (1996) and D) Yb x Th/Ta diagram from Schandl & Gorton (2002). The gray field corresponds to the composition of the multiple intrusions of the Guanambi facies (compiled from Rosa, 1999).

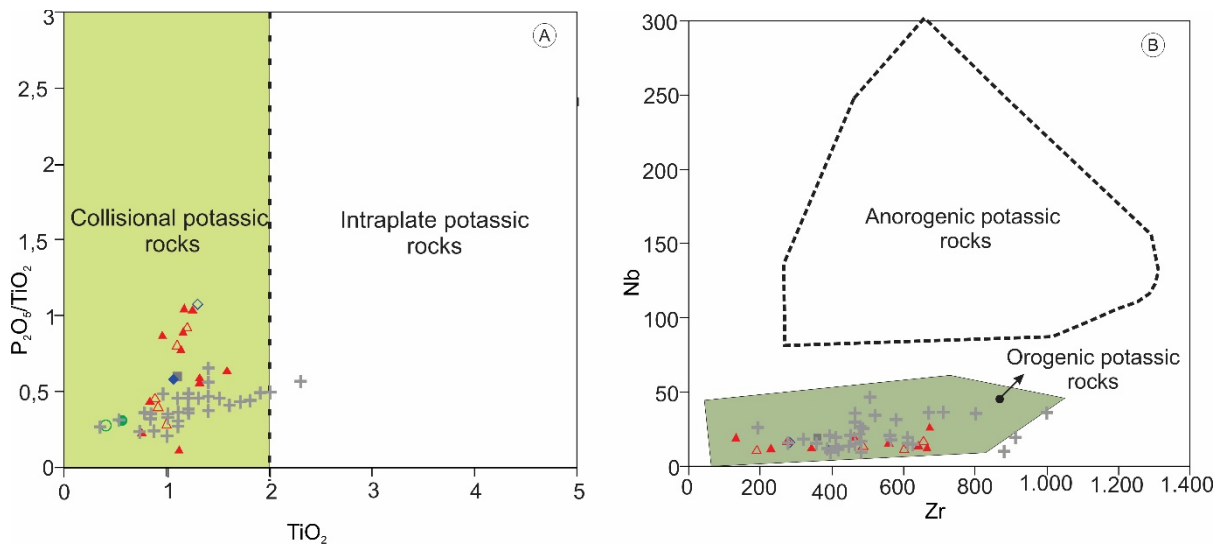


Figure 2.16. Different diagrams to better understand the genesis of the magmatism that developed the Ceraíma Massif: A) Diagram P_2O_5/TiO_2 vs. TiO_2 according to Foley et al. (1987) to demonstrate the separation between the potassic rocks of the collisional and intraplate tectonic environments. B) Diagram Nb vs. Zr proposed by Thompson and Fowler (1986), which is used only for potassic rocks with SiO_2 contents lower than 60%.

5. Discussion

Field data

The field data indicate that the Ceraíma Massif is a zoned intrusion with semicircular or slightly sigmoidal geometry subdivided into continuous and approximately concentric layers, which consist of a diverse set of syenites, monzonites and granites. The syenites were separated into porphyritic syenites and porphyritic syenites with a mafic matrix.

The arrangements of the lithological layers occur in a NW-SE preferential direction, associated with a system of regional transcurrent faults, with preserved magmatic flow foliation, marked by nearly N-S trends, in discordance from the regional tectonic foliation. All these field relationships indicate a post-tectonic emplacement along the weakness planes already existing in the country rocks of the Santa Isabel Complex.

As a function of the ages between the alkaline potassium magmatism and the geodynamic context of the São Francisco Craton in the study region, we have the Massif with an age of 2.05 Ga (Rosa et al. 2000 - U-Pb method) and a collisional process in the region with peak metamorphism at approximately 2.09 to 2.1 Ga (Cruz et al. 2016 - U-Pb method), indicating that the Ceraíma Massif represents a magmatism of post-orogenic tectonic setting. The information reported above is in line with the studies in the region by Rosa et al. (1996, 2000) and Rosa (1999), who suggests a post-collisional environment during the emplacement of the Guanambi Batholith.

Evolution of magmatic crystallization

The petrographic results and mineral chemistry allow us to more accurately classify the Massif into five facies, with two distinct compositional trends of magmatic affiliation according to the classification of Lameyre & Bowden (1982). These trends are the shoshonitic/monzonitic series and the alkaline silica supersaturated series.

The individual characteristics of each facies are similar as a function of the petrochemical behavior (mineral phases and textural relationships) and show four stages in the sequence of magmatic crystallization of the Massif:

The record of stage I is defined by the appearance of apatite, zircon and magnetite, with euhedral to subhedral shapes, occurring as free grains or as small inclusions in diopside, microcline and edenite, except for the syenogranitic facies. The appearance of magnetite and apatite in the early stages of crystallization indicates that the parent magma was relatively oxidizing and saturated with phosphorus.

Stage II marks the appearance of diopside, preceding the crystallization of alkaline feldspars. Diopside occurs as euhedral to subhedral grains, arranged in the form of agglomerates, most significantly in the PSPM, and sometimes as inclusions in microcline; These features confirm its early character, and the gently replaced edges indicate rebalancing with the magma. The Ceraíma diopside is similar with the diopside found in other Brazilian potassic alkaline Massifs, such as the Anuri syenitic Massif (Conceição et al. 1997a), in the southern portion of the state of Bahia, Piquiri syenite, in the southern region of Brazil (Nardi et al. 2008), and the Cara Suja Massif (Paim, 2014), in the late intrusion of the Guanambi-Urandi batholith. The amounts of K₂O in the diopside, between 0.12 and 0.41 wt%, are similar to the diopside of the Piquiri Syenitic Massif, that was interpreted by Nardi et al. (2008) as being xenocrysts derived from a lamprophyric magma. As stated by Plá Cid et al. (2003) and Nardi et al. (2008) indicate that the presence of K-bearing diopside is evidence that syenitic magma crystallized under pressures greater than 3 GPa.

Stage III is marked by the change in the system, now characterized by hydrated phases, which directly implies an increase in H₂O pressure and generation of hornblende and biotite, in addition to plagioclase and perthitic microcline. For Nekvasil (1990), the evolution in equilibrium of two feldspars in syenitic magma indicates the increasing effect of H₂O and saturation in quartz during magmatic differentiation.

The magmatic amphiboles are edenite and magnesium-hornblende, according to the classification parameters of Leake et al. (1997), and reflects a calcium character of the magma. Actinolite appears due to late alteration, sometimes in a symplectic intergrowth texture with quartz in the FM and FSPM, replacing the edges of the clinopyroxene in the subsolidus state, and developing fringes on the edges of the Mg hornblende.

The chemical signature of the hornblende reveals low levels of Ti (<0.23 apfu), and the values of the FeO/(FeO + MgO) and Mg/(Mg + Fe) ratios are similar to those of the amphiboles found in the syenites of shoshonitic affinity of the Anuri, Cara Suja and Santanópolis Massifs (Conceição et al. 1997b). The values of these ratios are subject to changes due to early and late crystallization of magnetite that occurs at the edges and in the planes of cleavage of the amphibole.

The discriminant diagram of Nachit et al. (2005) indicates that the biotite of the Massif is reequilibrated and suggests that the magmatic composition must have been significantly richer in Ti. This scenario is explained by the significant decrease in TiO₂ contents, leading to the development of secondary titanite and perhaps rutile, giving rise to a sagenitic texture.

The classification diagram of Tischendorf et al. (2004) reveals that the biotite found in the Massif is phlogopite. Although the rocks of the Ceraíma Massif are very rich in iron, biotite is predominantly magnesian. This occurs because of the oxidation state: if the magma is oxidizing, as is the case of Ceraíma, the tendency is to form potassium feldspars + magnetite and phlogopite instead of annite (Eugster and Wones, 1962).

The Al_2O_3 contents in the biotite are constant throughout crystallization, and the TiO_2 values are low at $< 3.81\%$, associated with the K/Al ratios (0.69 to 0.85) and $\text{Si}+\text{Al}^{\text{IV}} < 8$. These variations suggest similarity with the micas expressed by the study of Foley (1989) for a system of potassium magmas saturated in fluid. The ratio of the values between Ti^{+4} , Fe^{+2} and Mg^{+2} cations (Figure 2.9) indicates that probably during the crystallization process the biotite was already phlogopite, and even though it was reequilibrated it did not lose its signature, thus reflecting a composition very close to the composition of the magma that originated it.

Plagioclase variation between albite and andesine. The compositional variation from the core to the edge was established by calcium reduction and sodium enrichment, demonstrating normal magmatic zoning. The albitic terms are arranged throughout the Massif in interstitial form with clear grains and in association with microcline and oligoclase as alteration products.

The formation of chlorite, thick muscovite, thin lamellae, epidote, albite, biotite, titanite, quartz and apatite represent late to postmagmatic transformations. According to the studies by Wones (1989), the late formation of titanite is associated with the destabilization of mafic minerals, particularly Fe-Ti oxides.

Geochemical behavior and tectonic environment

The lithogeochemical data characterize the Ceraíma Massif, combining intermediate to acidic rocks, with SiO_2 values ranging from 48 to 75%, which are classified according to Debon & Le Fort (1983) as syenites, monzonites, quartz monzonites and granites. The relationship between Th/Yb and Ta/Yb and in the diagram of Müller and Groves (1992) indicates a shoshonitic signature for the magmatism that generates the massif.

According to the Shand alumina saturation index, the rocks of the Ceraíma Massif are metaluminous with a slightly peraluminous character in the the syenogranitic facies. The association of diopside, edenite and epidote, highlighted by the enrichment in CaO, and $\text{A/CNK} < 1$, demonstrates the metaluminous character of the Ceraíma Massif. However, the

syenogranite, with a weak peraluminous tendency, have biotite in their modal composition, low CaO levels and $A/CNK > 1$. According to Frost et al. (2001), rocks with a slightly peraluminous character have biotite as a probable phase to house excess Al, which cannot be accommodated in the feldspar structure.

The binary diagrams for the major and trace elements present linear trends, indicating that the Ceraíma Massif expresses similarity with the Guanambi facies and can be divided into two groups, syenitic and monzonitic. In the case of Fe_2O_3 , there is a change in the trend behavior, as the syenitic group and the syenogranitic facies express a positive correlation, while the monzonitic group shows an increase in concentrations during crystallization, thus reflecting the important role played by ferromagnesian minerals. However, in the Guanambi facies, this correlation is not clear because the samples tend to be clustered in the same region. According to Wilson (1989), linear correlations may indicate the action of fractional crystallization processes during magmatic evolution.

Considering the P_2O_5 values separately, we observed that higher levels occur in the syenites and monzonites, and the lowest values occur in the syenogranites (< 0.18), confirming the crystallization sequence traced by the petrographic data that indicate early crystallization of apatite.

The high amounts of alkalis ($Na_2O + K_2O$), between 6.4 and 11.15%, the content of Al_2O_3 , between 11.8 and 18.95%, and that of TiO_2 , between 0.4 and 1.3%, are within the parameters established by Morrison (1980) to classify the shoshonitic series. However, several samples have ratios of $K_2O/Na_2O > 2$, $MgO > 3$ and $K_2O > 3$, which, according to Foley et al. (1987), can be classified as ultrapotassic rocks.

The weak or almost absent negative Eu anomaly indicates a limitation in plagioclase fractionation, suggesting the possibility that the source of the Massif rocks is a lithospheric magma. A similar pattern can be found in the Pedra Branca syenite (Carvalho et al., 2014).

Even in the absence of isotopic geochemistry in this study, Rosa (1999) showed that $\epsilon Nd = -10.48$ and TDM of 2.89 Ga for the Ceraíma Massif indicates an enriched source without the presence of crustal contamination, as they have low Cs values and high Rb/Cs ratios for metasomatized mantle derived melts (Scarrow et al., 2009).

These characteristics, together with the geochemical profile that indicates high concentrations of LILEs and ETR_L in relation to the low levels of HFSE and ETR_P , suggest that the facies that constitute the Ceraíma Massif originated in a post-orogenic environment affected by subduction processes, which can be confirmed by the diagrams Yb versus Th/Ta

of Schandl & Gorton (2002), P_2O_5/TiO_2 versus TiO_2 according to Foley et al. (1987) and Nb versus Zr proposed by Thompson and Fowler (1986), where the rocks plot in the field of post-collisional rocks of the active continental margin. The postcollisional rocks of the Shoshonitic Association of Lavras do Sul (Liz et al. 2009) and other rocks of shoshonitic signature, such as the Anuri Massif, Santanópolis and Cara Suja, have characteristics similar to those observed in the Ceraíma Massif.

According to Liégeois (1998), Bonin (2007) and Litvinovsky et al. (2011), this type of geochemical variation may indicate metasomatic processes in the mantle, thus producing alkaline magmas. For Nardi et al. (2007) and Bonin (2004), alkaline magmas originating in the postcollisional or late orogenic context have their source in the metasomatized mantle, affected by the subduction process, which is recorded by the concentration of the most mobile elements, such as Th, La and K, in relation to the less mobile elements (Nb and Ta). Pearce (1982, 2014) explains the previous action of subduction as due to the interaction of the oceanic crust with the mantle, which leads to the release of aqueous fluids to the mantle wedge, enabling the generation of rocks with shoshonite affinity after the collision process because this mantle contribution shows depletion of HFSE.

Correlating the characteristics presented with the evolutionary context of the Gavião Oeste block in the São Francisco craton, the magmatic evolution of the Massif began at high pressures as suggested by the presence of potassium-rich clinopyroxene. According to Plá Cid et al. (2003), this signature indicates that they originated in the upper layer of the mantle at estimated depths greater than 100 km. At this depth, the region was affected by partial melting of the asthenospheric wedge, which was previously enriched by fluids from a subducted ocean plate. According to Cruz et al. (2016), this accretionary and collisional phase would have occurred from east to west, developing successive magmatic episodes at different depths and proportions throughout the craton regions.

Thus, at the end of the collisional process stabilization, the Lower Paleoproterozoic mobile belt (Rosa, 1996) was initiated, which, after the peak of metamorphism (2.0 Ga), is presumed to have housed the Ceraíma Massif and is classified as an apophysis of the Guanambi batholith. In this context, it would have developed a lithospheric parental alkaline and silica saturated magma, potassium rich, that would be hydrated enough to crystallize amphibole (edenite and Mg-hornblende) and phlogopite in stage III. According to Rosa (1999), amphibole and plagioclase of the Ceraíma Massif mark an average depth between 9

and 14 km, with pressures between 2.2 and 4.4 Kbar and temperatures of approximately 850 °C.

6. Conclusions

Based on the results and discussion, we conclude:

- 1) The Ceraíma Massif is characterized by rocks of intermediate to slightly acid character, which were classified into five facies: porphyritic syenitic, porphyritic syenitic with mafic matrix, quartz monzonitic, and syenogranitic facies. There are trends in two different magmatic affiliations, the shoshonitic and monzonitic series.

- 2) The petrographic and chemical characterization of the Massif allowed us to trace four stages of the evolution of crystallization: Stage I-early minerals of apatite, zircon and magnetite; Stage II-crystallization of the diopside and augite that precede the alkaline feldspar, represented by perthitic microcline; crystallization of clinopyroxene was not identified in the syenogranitic facies; and Stage III- results from the formation of amphiboles (edenite, magnesium-hornblende), plagioclase and biotite (phlogopite). The plagioclases exhibit little compositional variation between the nucleus and the edge, with scattering through the andesine field until reaching albite; the late to postmagmatic final stage is characterized by accessory minerals, such as titanite, rutile and magnetite, and the secondary minerals, epidote, chlorite, albite, muscovite, products of destabilization of preformed minerals, such as pyroxene, hornblende, feldspars and biotite.

- 3) The geochemical pattern of the Massif establishes a potassic alkaline signature of shoshonite affinity, with ultrapotassic terms that are metaluminous with a weakly peraluminous character for the monzogranitic facies, as confirmed by the appearance of the mafic paragenesis, diopside, augite, edenite, magnesium-hornblende, and phlogopite.

- 4) The crystallization sequence and the linear trend of major, minor and trace elements as a function of MgO indicates the existence of two groups of rocks in the Ceraíma Massif; the syenitic group and the monzonitic group, and in turn, the syenitic group evolved into the syenogranitic facies, this being the most evolved term for the Ceraíma Massif. The geochemical signature implies the possible occurrence of at least two magmatic pulses originating from a single source of lithospheric magma, because the rocks of the Massif are

cogenetic with the Guanambi facies. This result may indicate fractional crystallization as the main mechanism during magmatic evolution, a factor evidenced by the zonation observed in alkaline feldspars and pyroxenes.

5) The geodynamic context of the São Francisco Craton for having a 2.09 to 2.1 Ga metamorphic peak and the magmatism that created the 2.05Ga Massif, together with the geochemistry related to enrichment of LILE_S and ETR_L and depletion of HSFE and ETR_P, indicate that the Ceraíma alkaline potassic to ultrapotassic magmatism originated from a collisional post-orogenic environment, with prior influence of subduction, leaving the mantle metasomatized.

Acknowledgments:

The present study was conducted with the support of the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES)-Financing Code 001. The authors thank UFOB and UNB for the agreement in the DINTER program that provided infrastructure and funding support for the project; professor Dr. Maria de Lourdes da Silva Rosa for providing the geochemical data for the Guanambi facies; and the geologist Tarcísio Erundino Silva for assistance in the field campaigns and for sharing the geochemical data. We thank Professor Catarina Laboré Bemphy Toledo, Professor Elton Luiz Dantas and Professor Federico Alberto Cuadros Jiménez for their discussions and excellent ideas in the construction of this study.

References:

- Arcanjo, J.B., Marques-Martins, A., Loureiro, H.C., Delgado, I.M., Souza, J.D., Neves, J.P., Oliveira, J.E., Teixeira, L.R., Varela, P.H.L., Gomes, R.D, Santos, R.A, Campelo De Melo, R. 2005. Projeto Vale do Paramirim, Bahia: geologia e recursos minerais. Salvador, CBPM, Série arquivos abertos, 22, 76p.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4): 349-364.
- Barbosa, J.S.F., Sabate, P., Marinho, M.M. 2003. O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências*. 33:3-6.
- Barbosa, O. & Moutinho, Da Costa L.A. 1973. Projeto Leste de Tocantins - Oeste do Rio São Francisco (Letos), 2a etapa de campo, fase IV. DNPM/CPRM/PROSPEC, Rio de Janeiro-RJ, 8.

Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, 2:63-114.

Bonin, B. 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in postcollisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, **78**, 1–24.

Bonin, B. 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, **97**(1-2):1-29.

Brito Neve, B.B., Cordani, U.G., Torquato, J.R.F. 1980. Evolução Geocronológica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. In: H.A.V. Inda & F.B. Duarte (Eds.) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Sec. Minas do Estado da Bahia. Textos Básicos. SME/COM, 3:1-101.

Conceição, H., Oliveira, O.M.C., Martin, H., Rosa, M.L.S., Conceição, R.V., Plá Cid, J. 1997a. Petrologia do magmatismo alcalino potássico com afinidade lamprofírica e assinatura de subducção no sul do Estado da Bahia: Maciço Sienítico de Anuri. *Geochimica Brasiliensis*, **11**(2):171-186.

Conceição, R.V., Conceição, H., Lafron, J.M. 1997b. Petrologia dos sienitos alcalinos potássicos do Maciço Santanópolis, Ba, *Geochimica Brasiliensis*. **11**:133-152.

Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Pinto, M.S., Peucat, J.J., Paquette, J.L., Souza, J.S., Martins, V.S., Chemale, Jr. F., Carneiro, M.A. 2016. The Siderian-Orosirian magmatism in the Archean Gavião Paleoplate, Brazil: U-Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *Journal South America. Earth Sci.*, **69**:43-79. DOI: 10.1016/j.jsames.2016.02.007.

Debon, F. & Le Fort, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Ed.: Earth Sci., **73**, 135-149.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1992. An introduction to the rock-forming minerals. 2. ed. Harlow, Longman, 696p.

Eugster, H.P., Wones, D.R. 1962. Stability relations of the ferruginous biotite, annite, J Petrol 3:82-12.

Fernandes, P.C.E.A., Montes, M.L., Braz, E.R., Montes, A.S.L., Silva, L.L., Oliveira, F.L.L., Ghignone, J.I., Siga Jr., Castro, H.E.F. 1982. Geologia. In: 132 Projeto RADAMBRASIL. Folha SD23 Brasília. MME/SG. Rio de Janeiro, 29:25-204.

Foley, S.F. 1989. Experimental constraints on phlogopite chemistry in lamproites: 1 – The effect of water activity and oxygen fugacity. *European Journal of Mineralogy*, **1**(3):411-426.

Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L. 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constrains for petrogenetic models. *Earth Science Reviews*, **24**(2). 81- 134.

- Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J. & Frost, C.D. 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**(11):2033-2048.
- Lameyre, J., Bowden, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**, 169-186.
- Leahy, G.A.S. 1997. Caracterização Petrográfica e Litoquímica da Intrusão Sienítica de Ceraíma (Sudoeste da Bahia). MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador. 115p.
- Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, **35**:219-246.
- Liégeois, J.P. 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos*, **45**: XV–XVII.
- Litvinovsky, B.A., Tsygankov, A.A., Jahn, B.M., Katzir, Y., Be'eri-Shlevin, Y. 2011. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: the Late Palaeozoic postcollisional igneous province of Transbaikalia (Russia). *Lithos*, **25**(3), 845–874.
- Liz, J.D., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Sommer, C.A., Saldanha, D.L., Pierosan, R. 2009. Petrologia e sucessão estratigráfica das rochas monzoníticas da associação shoshonítica de Lavras do Sul (RS). *Revista Brasileira de Geociências*, **39**:244-255.
- Maniar, P.D. & Piccoli, A. 1989. Tectonic Discrimination on Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**, 635-643
- Mascarenhas, J.F. & Garcia, T.W. 1989. Mapa Geocronológico do Estado da Bahia: texto explicativo. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Sec. Minas e Energia, 189p.
- Medeiros, E.L.M. 2013. Geologia, Evolução Estrutural e Geocronologia do Complexo Santa Isabel na região de Urandi, Bahia. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador, 189p.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*. Lancaster, **39**(1):55-76.
- Morrison, G.W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, **13**(1):98-108.
- Muller, D., Groves, D.I. 1993. Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. *Ore Geol. Rev.* **8**: 383-406.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H., Ohoud, M.B. 2005. Discrimination between rimary magmatic biotites, reequilibrated and neoformed biotites. *C.R. Geoscience*, **337**:1415-1420.

Nardi, L.V.S., Plá Cid, J., Bitencourt M.F., Stabel, L. 2008. Geochemistry and petrogenesis of post-collisional ultrapotassic syenites and granites from southernmost Brazil: the Piquiri Syenite Massif. *An. Acad. bras. Ci.*, **80** (2): 353-371.

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**(1):101–116.

Nekvasil, H. 1990. Reaction relations in the granite system; implications for trachytic and syenitic magmas. *American Mineralogist*, **75**(5-6):560-571.

Paim, M.M. 2014. Maciço de Cara Suja: Expressão do Magmatismo Alcalino Potássico Pós-colisional no Sudoeste da Bahia. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador, 258p.

Peccerillo, A. & Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **58**:63-81.

Pearce J.A. 2014. Geochemical Fingerprinting of the Earth's Oldest Rocks. *Geology*, **42**(2):175-176.

Pearce, J. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**(4):120-125.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956-983.

Pearce, J.A. 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thrope, R.S. (ed), *Andesites*. Wiley, Chichester, 525-548.

Plá Cid, J., Nardi, L.V.S., Stabel, L.Z., Conceição, R.V., Balzaretti, N.M. 2003. High-pressure minerals in mafic microgranular enclaves: evidences for co-mingling between lamprophyric and syenitic magmas at mantle conditions. *Contrib Miner Petrol*, **145**:444-459.

Rosa, M.L.S., Conceição, H., Oberli, F., Meier, M., Martin, H., Macambira, M., J.B., Santos, E.B., Paim, M.M., Leahy, G.A.S., Leal, L.R.B. 2000. Geochronology (U-Pb/Pb-Pb) and isotopic signature (Rb-Sr/Sm-Nd) of the Paleoproterozoic Guanambi batolith, southwestern Bahia State (NE Brazil). *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(1):62-65.

Rosa, M.L.S. 1999. Geologia geocronologia mineralogia litogeoquímica e petrologia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia). PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador, 186p.

Rosa, M.L.S., Conceição, H., Paim, M.M., Santos, E.B., Alves Da Silva, F.C., Leahy, G.A.S., Bastos, Leal L.R. 1996. Magmatismo potássico/ultrapotássico pós a tardi-orogênico (associado a subducção) no oeste da Bahia: Batólito Monzo-Sienítico de Guanambi-Urandi e os Sienitos de Correntina. *Geochimica Brasiliensis*, **10**(1):27-42.

- Santos, E.B., Rosa, M.L.S., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Scheler, T., Paim, M.M., Leahy, G.A.S. 2000. Magmatismo alcalino-potássico Paleoproterozoico, no SW da Bahia e NE de Minas Gerais, Maciço do Estreito: geologia, idade, petrografia e litogeoquímica. *Geochimica Brasiliensis*, **14**(2):249-267.
- Scarrow, J.H., Bea, F., Montero, P., Molina, J.F. 2009. Shoshonites, vaugnerites and potassic lamprophyres: similarities and differences between 'ultra' and high-K rocks. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **99**:159-175. DOI: 10.1017/S1755691009008032
- Schandl E.S., Gorton M.P. 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, **97**:629-642.
- Souza, J.D., Kosin, M., Melo, R.C., Santos, R.A., Teixeira L.R., Sampaio A.R., Guimarães J.T., Vieira Bento R., Borges V.P., Martins A.A.M., Arcanjo J.B., Loureiro H.S.C., Angelim L.A. 2003. Mapa Geológico do Estado da Bahia – escala 1.1.000.000. Salvador, CBPM-CPRM.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**(1):1-33.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins. Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Editors), *Geological Society of London*, London, **42**:313-345.
- Thompson, R.N. & Fowler, M.B. 1986. Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from Scottish Caledonites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **14**:507-522.
- Tischendorf, G., Rieder, M., Forster, H.J., Gottesmann, B., Guidotti, C.V. 2004. A new graphical presentation and subdivision of potassic micas. *Mineralogical Magazine*, **68**(4):649-667.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London- U.K., 466p.
- Wones, D.R. 1989. Significance of assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic magmas. *American Mineralogist*, **74**:744-749.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., van Calsteren, P. & Deng, W. (1996). Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology* 37, 45-71.

CAPÍTULO 3

ARTIGO 02

3. PROVÍNCIA ALCALINA PÓS-COLISIONAL RIACIANA/OROSIRIANA (2,05-2,1 GA) NO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO: CONDICIONANTES DO MAGMATISMO POTÁSSICO/ULTRAPOTÁSSICO NAS PORÇÕES SUDOESTE E LESTE DO ESTADO DA BAHIA, BRASIL.

Joilma PRAZERES SANTOS¹ e Nilson Francisquini BOTELHO²

1. Brasil, jpsantos@ufob.edu.br, Universidade Federal do Oeste da Bahia e Universidade de Brasília.
2. Brasil, nilsonfb@unb.br, Universidade de Brasília.

Resumo:

Magmatismo potássico a ultrapotássico ocorre no Cráton São Francisco, no estado da Bahia, concentrado principalmente nas regiões sudoeste e leste. Nesse contexto, os Maciços Estreito, localizado na porção sudoeste, e Santanópolis, localizado na porção leste, representam grande variedade de rochas granítica e sienítica que constituem esta província alcalina. Ambos os Maciços possuem muitas semelhanças, como a mesma idade, entre 2,05 e 2,1 Ga e forma de alojamento, pois se apresentam como corpos alongados, condicionados em estruturas transcorrentes, referentes a sistemas de falhas regionais na direção N-S. O Maciço Estreito difere-se do Santanópolis pela diversidade litológica, sendo o Estreito constituído de três fácies: sienito, quartzo monzonito até chegar ao termo mais evoluído os monzogranito, enquanto o Santanópolis é composto apenas de sienito, que variam na granulação e na mineralogia. Com base na assinatura geoquímica, ambos são cogenéticos, pertencentes a uma suíte alcalina, de caráter shoshonítico a ultrapotássico, metaluminosa com termos peraluminosos restritos, com razões $K_2O/Na_2O > 1$. Relações entre elementos maiores e elementos traço indicam que o magmatismo do Maciço Santanópolis é menos evoluído que o do Maciço Estreito. Os padrões de enriquecimento em LILEs e ETR leves em relação aos HFSEs e ETR pesados e anomalias negativas de Sr, Rb, Y, P e Nd sugerem que o magmatismo gerador dos Maciços foi metassomatizado pela atuação prévia de uma subducção. Considerando que o pico do metamorfismo na região ocorreu entre 2,09 a 2,1 Ga, revela que o magmatismo gerador dos Maciços está vinculado ao estágio pós-colisionais da evolução do Cráton do São Francisco. As fontes do magmatismo alcalino potássico a ultrapotássico do oeste e leste da Bahia são, provavelmente, correlatas, e, neste trabalho, foram interpretadas como sendo providas de um manto litosférico metassomatizado, com abundância de anfibólios. Estas características são semelhantes àquelas de outros Maciços ultrapotássicos na Bahia, como, por exemplo, a fácies Guanambi, o Maciço Ceraíma na porção oeste, e o Maciço Itiúba, na porção leste, indicando que estamos diante de possíveis fragmentos de uma grande província alcalina riaciana/ orosiriana pós-colisional.

Palavras-chave: Caráter shoshonítico; Cráton do São Francisco; Metassomatismo mantélico; Magma litosférico; Subducção.

Abstract:

Potassic to ultrapotassic magmatism occurs in the São Francisco Craton, in the state of Bahia, concentrated mainly in the southwest and east regions. In this context, the Estreito Massif, located in the southwest portion, and Santanópolis, located in the eastern portion, represent a great variety of granitic and syenitic rocks that constitute this alkaline province. Both Massifs

have many similarities, such as the same age, between 2.05 and 2.1Ga and housing shape, as they present themselves as elongated bodies, conditioned in transcurrent structures, referring to regional fault systems in the N-S direction. The Estreito Massif differs from the Santanópolis Massif due to its lithological diversity, with the Estreito consisting of three facies: syenite, quartz, monzonite, until reaching the most evolved term, monzogranite, while Santanópolis is composed only of syenite, that vary in granulation and mineralogy. Based on the geochemical signature, both are cogenetic, belonging to an alkaline suite, shoshonitic to ultrapotassic, metaluminous with restricted peraluminous terms, with K_2O/Na_2O ratios > 1 . Relationships between major elements and trace elements indicate that the magmatism of the Massif Santanópolis is less evolved than that of the Massif Estreito. The enrichment patterns in LILEs and light ETRs in relation to HFSEs and heavy ETRs and negative anomalies of Sr, Rb, Y, P and Nd suggest that the generating magmatism of the Massifs was metasomatized by the previous action of a subduction. Considering that, the peak of metamorphism in the region occurred between 2.09 and 2.1 Ga, it reveals that the generating magmatism of the Massifs is linked to the post-collisional stage of the evolution of the São Francisco Craton. The sources of alkaline potassic to ultrapotassic magmatism from western and eastern Bahia are probably correlated, and, in this work, they were interpreted as coming from a metassomatized lithospheric mantle, with an abundance of amphiboles. These characteristics are similar to those of other ultrapotassic Massifs in Bahia, such as the Guanambi facies, the Ceraíma Massif in the western portion, and the Itiúba Massif, in the eastern portion, indicating that we are facing possible fragments of a large post-collisional riacian/orosirian alkaline province.

Keywords: Shoshonitic character; São Francisco Craton; Mantle Metasomatism; lithospheric magma; Subduction.

1. INTRODUÇÃO:

O Cráton do São Francisco (CSF) faz parte da porção centro-leste da Plataforma Sul-Americana e compreende um dos fragmentos crustais mais importante do Supercontinente Gondwana, por se tratar de uma crosta relativamente estável, pois não foi afetada de forma significativa durante os processos colisionais do neoproterozoico – ciclo orogênico Brasileiro. Assim o CSF é delimitado pelas faixas móveis/cinturões/orógenos neoproterozoicos, representados pelas faixas Rio Preto, Sergipana, Araçuaí e Brasília (Cordani e Sato, 1999; Alkmim et al., 2001; Brito-Neves, 2002; Barbosa e Sabaté, 2004; Oliveira et al., 2010; Barbosa et al., 2012). O CSF registra múltiplos e sucessivos processos de acreções de paleoplasmas (blocos Gavião, Serrinha, Jequié e Itabuna-Salvador-Curaçá) de idades arqueanas e arcos magmáticos proterozoicos, que foram amalgamados no final do paleoproterozoico, na chamada orogenia Riacciano-Orosiriana (Barbosa & Sabaté, 2004; Alkmim, 2004; Heilbron et al., 2010; Silva et al., 2016; Degler et al., 2018; Bruno et al., 2020). Com o decorrer da colisão entre os blocos, o bloco Itabuna-Salvador-Curaçá foi submetido a intensas deformações, ocasionando processo de metamorfismo de alto grau, granulitizando grande parte das unidades litológicas, sendo então classificado como Cinturão/Orógeno Itabuna-

Salvador-Curaçá (Barbosa et al., 2012). É importante salientar que a arquitetura litoestratigráfica do CFS registra para os domínios crustais arqueanos (gnaisses, migmatitos, TTG) idades entre 3,6 a 3,2 Ga e para os *greenstone belts* idades entre 3,3 – 2,8 Ga (Barbosa et al., 2012).

As sequências do tipo *greenstone belt* do bloco Gavião (BG), principalmente do bloco Gavião Oeste, e gnaisses, por vezes migmatizados, do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá foram retrabalhados durante o Paleoproterozoico, em médio a alto grau, por evento tectono-metamórfico, cujo clímax ocorreu entre 2,09 a 2,1 Ga (Barbosa e Dominguez, 1996; Conceição et al., 2003; Barbosa e Sabaté, 2004; Oliveira et al., 2010a; Barbosa et al., 2012; Cruz et al., 2016). Logo após o pico do metamorfismo, ou durante os processos de transição, os blocos foram envolvidos por diversos regimes tectônicos extensionais a transcorrentes induzidos pelo colapso gravitacional devido ao espessamento da crosta na região, e esses processos ocasionaram a colocação de volumosas e diversificadas suítes granitoides. As associações magmáticas orosirianas no estado da Bahia documentam a atuação dos eventos pós-colisionais, exemplificadas pelo batólito Guanambi-Urandi, com idade de 2,05 Ga (Rosa et al., 1996, 2000) e pelo magmatismo sienítico na porção leste (Maciços Itiúba, Santanópolis, São Félix) de idade 2,0 Ga (Conceição et al., 1997; Conceição e Otero, 1996). O escopo deste artigo está voltado para discutir o magmatismo alcalino potássico da Bahia, com base em novos dados petrográficos e litogeoquímicos para o Maciço Estreito, na porção oeste, correlacionados com dados da literatura para o Maciço Santanópolis, descrito por Conceição et al. (1997) na região sudeste, no intuito de compreender melhor a petrogênese do magmatismo que forma essa província alcalina pós-colisional.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO:

A Província Alcalina do estado da Bahia é representada por intrusões alojadas nas porções oeste e leste do CFS (Figure 3.1A). O Maciço Estreito ocupa a parte centro-sul do Bloco Gavião Oeste, anteriormente conhecida como cinturão móvel Urandi-Paratinga (Barbosa e Dominguez, 1996; Rosa et al. 1996; Rosa, 1999 e Santos et al. 2000). O Maciço sienítico Santanópolis está inserido na porção central do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (ISCO), na transição do segmento norte para o sul, que faz parte do chamado alinhamento sienítico descontínuo leste da Bahia (Conceição & Otero 1996; Conceição et al., 1997; Barbosa et al., 2012). O arcabouço geológico do bloco Gavião Oeste é constituído por ortognaisses de afinidade tonalítica, trondjemítica e granodiorítica (TTG), por vezes

migmatizados associados a anfibolitos e granitos, que fazem parte do Complexo Santa Isabel (Arcanjo et al. 2005; Barbosa, et al. 2013; Medeiros, 2013; Cruz et al. 2016) e pela sequência metavulcanossedimentar de Urandi (Figure 3.1B).

Nesse contexto, está inserido o magmatismo alcalino potássico de composição sienítica e monzogranítica, com sienogranitos subordinados, representado pelo Batólito Monzo-sienítico Guanambi-Urandi (BMGU), com ocorrência de aproximadamente 6.000km², subdividido em intrusões múltiplas e tardias, estas últimas representadas pelos Maciços Cara Suja, Ceraíma e Estreito (Rosa, 1999; Rosa et al. 2000; Paim, 2014; Santos et al. 2000). O Maciço Estreito (ME) consiste em uma intrusão alongada na direção N-S, com dimensão de aproximadamente 210km², estendendo-se até o estado de Minas Gerais, constituída por sienitos, monzonitos, granitos (monzo e sienogranitos) e monzodioritos. Santos et al. (2000) subdividiram o Maciço em fácies fanerítica, na porção norte, e fácies porfirítica, na porção sul. Estas denominações não serão utilizadas nesse trabalho. O BMGU apresenta contatos com o Complexo Santa Isabel estruturados por falhas, com estruturas de fluxo magmático deformado em sistema dúctil. Evidenciadas pela rotação dos fenocristais de feldspato potássico e pela geração de zonas miloníticas em sienitos. Em porções restritas, registra-se juntamente com as unidades litológicas supracitadas a ocorrência da Formação Santo Onofre, com quartzitos e filitos representando o Supergrupo Espinhaço, e o Supergrupo São Francisco, representado pelo Grupo Macaúbas com filitos e diamictitos da Formação Jequiá, recobertos, às vezes, pelas coberturas Cenozoicas (Danderfer & Dardenne, 2002; Loureiro et al., 2009).

A porção leste do ISCO compreende segmentos crustais contínuos, de alto grau metamórfico, estruturados na direção N-S e separados em duas partes: segmento norte, limitado entre os blocos arqueanos Gavião-Mairi e Uauá-Serrinha, e segmento sul, localizado entre o núcleo Jequiá e o oceano Atlântico (Barbosa et al. 2003; Barbosa & Sabaté, 2004; Oliveira et al., 2004, Barbosa et al. 2012). O segmento norte do orógeno é constituído por granulitos, que apresentam pelo menos quatro grupos de tonalitos/trondhjemitos, além de charnockitos e enderbitos, que representam o Complexo Caraíba, gnaisses e migmatitos do Complexo Santa Luz e rochas supracrustais (Figure 1C). Intrusivos nessas rochas granulíticas e gnaisses são encontrados Maciços alcalinos sieníticos e diques de composição sienítica e granítica (ex. Maciços Itiúba e Santanópolis).

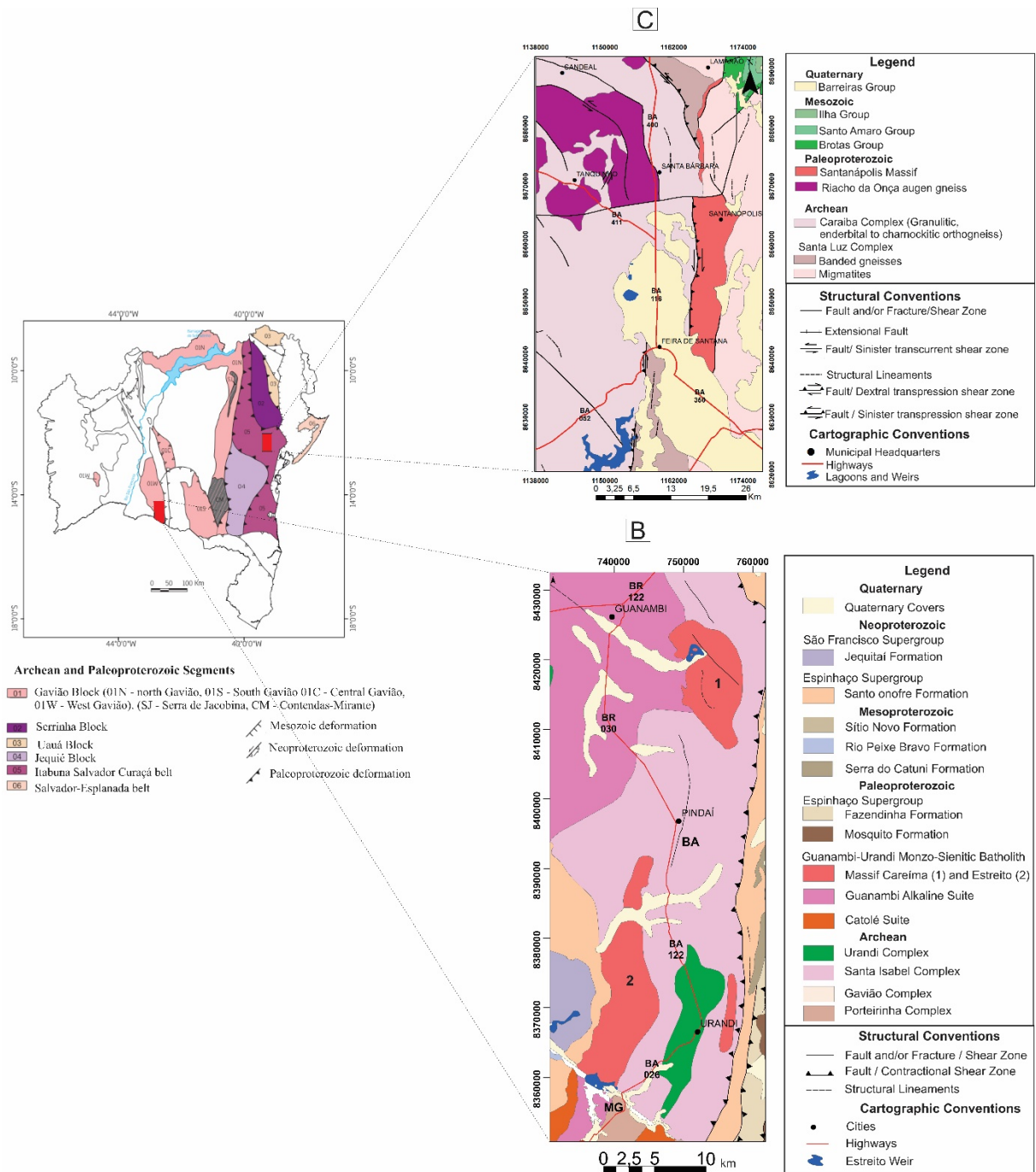


Figure 3.1. Representações do contexto tectônico e geológico: (A) Mapa simplificado do Cráton do São Francisco mostrando a localização das áreas de estudo (adaptado de Barbosa et al., 2003). (B) Mapa geológico da região do Maciço Estreito (C) Mapa geológico da região do Maciço Santanópolis (Conceição et al., 1997).

3. Métodos analíticos:

- Análise de campo e petrográfica

Os trabalhos de campo foram realizados com o intuito de descrever a geologia do ME, confirmando e acrescentando divisões nas fácies descritas pela literatura, bem como, coletar amostras para a análise petrográfica e geoquímica.

Para a análise petrográfica foram confeccionadas 34 seções delgadas, pelo laboratório de laminação da Universidade de Brasília. Com o auxílio do microscópio petrográfico de luz transmitida e refletida, marca Olympus (modelo BX60), no laboratório de Mineralogia e petrografia da Universidade Federal do Oeste da Bahia, foi possível determinar as feições: composição modal, granulação, contatos, texturas e reações.

- Análise litoquímica

A análise litoquímica foi fundamentada em doze amostras do ME. Os dados foram adquiridos através da rotina de britagem, quarteamento e moagem, até as rochas adquirirem o tamanho de 250 *mesh*, e após esses procedimentos, encaminhadas para análise química no ACME Analytical Laboratories Ltd, detectando os elementos maiores e menores pelo método de por *Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry* (ICP-AES), e no caso dos elementos traço e terras raras (ETR) foram feitos por *Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* (ICP-MS). Cinco análises de sienitos do ME que foram compiladas de Santos et al. (2000).

4. Aspecto Geológico

Maciço Estreito

O ME consiste em uma intrusão disposta de forma alongada, controlada por um sistema de falhas que apresentam direções NNE-SSW, N-S e NE-SW. Os termos magmáticos foram classificados e separados em três fácies: sienítica com ocorrência de sienitos, com variações composicionais em função dos minerais máficos; quartzo-monzonítica e granítica (Figure 3.2) que corresponde à exposição de monzogranitos. O contato leste do Maciço com o complexo Santa Isabel é marcado por falhas regionais N-S.

Em geral, as rochas estão expostas na forma de lajedos e blocos *in situ* (Figure 3.3A). A coloração varia de rósea a rósea com porções acinzentadas, até cinza com tons rosados e a granulação varia de equigranular a inequigranular, com aspecto isotrópico a anisotrópico, e foliação do tipo fluxo magmático preservado (Figures 3.3B até F). Feições anisotrópicas são localizadas e marcadas pela presença de fluxo magmático, estruturado por fenocristais de feldspato potássico, que ocorrem nas bordas da intrusão, rotacionados ou concordantes com a foliação regional. Foliação milonítica associada a zonas de cisalhamento é comum nas fácies sienítica e monzonítica. A constituição mineralógica são semelhantes e assinalam a presença

de feldspato alcalino (microclínio), por vezes pertítico, quartzo, biotita, anfibólio, e, como acessórios, minerais opacos, apatita, zircão, titanita, allanita.

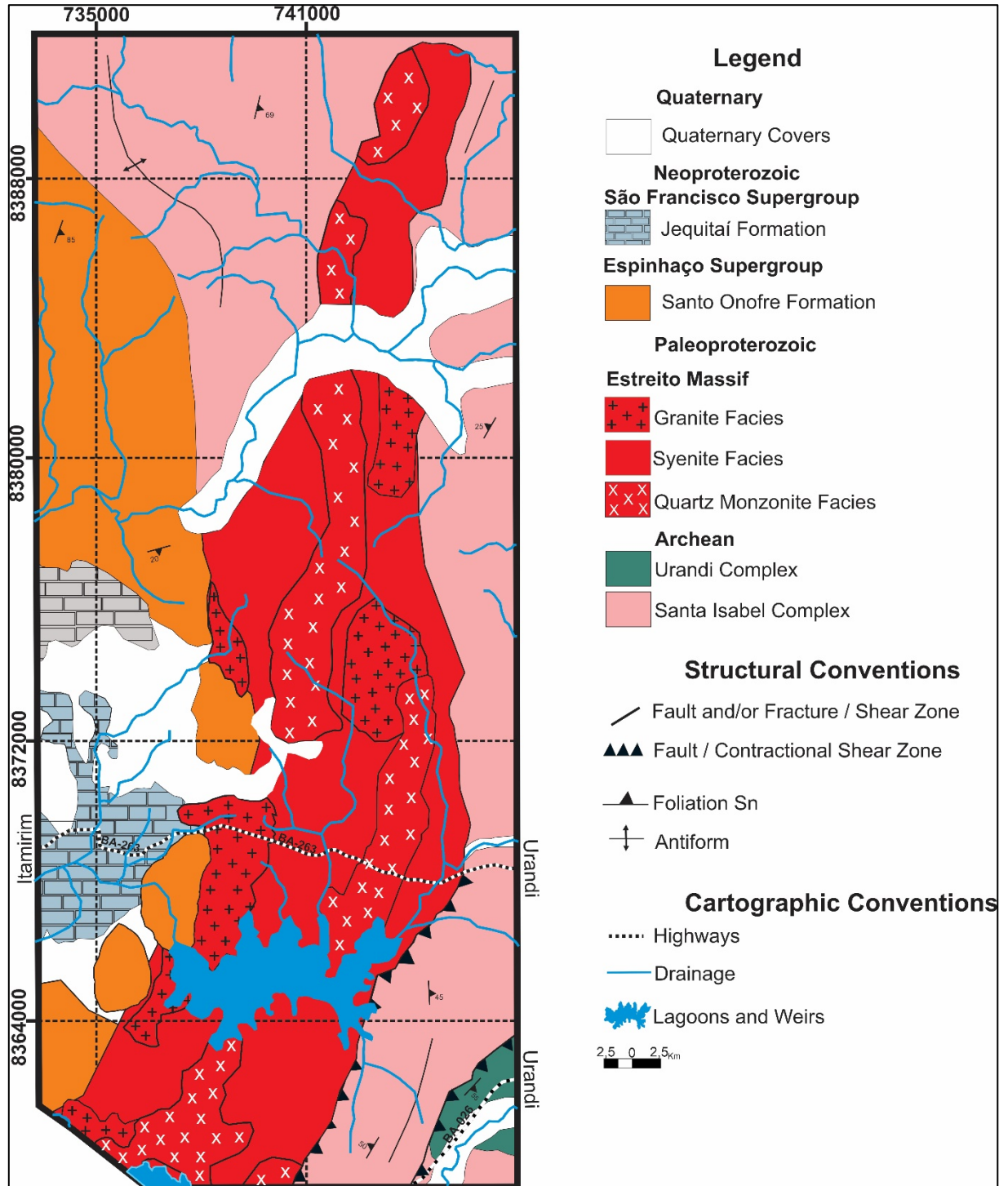


Figure 3.2. Mapa geológico fácilogico do Maciço Estreito, modificado de Rosa (1999) e Santos et al. (2005).

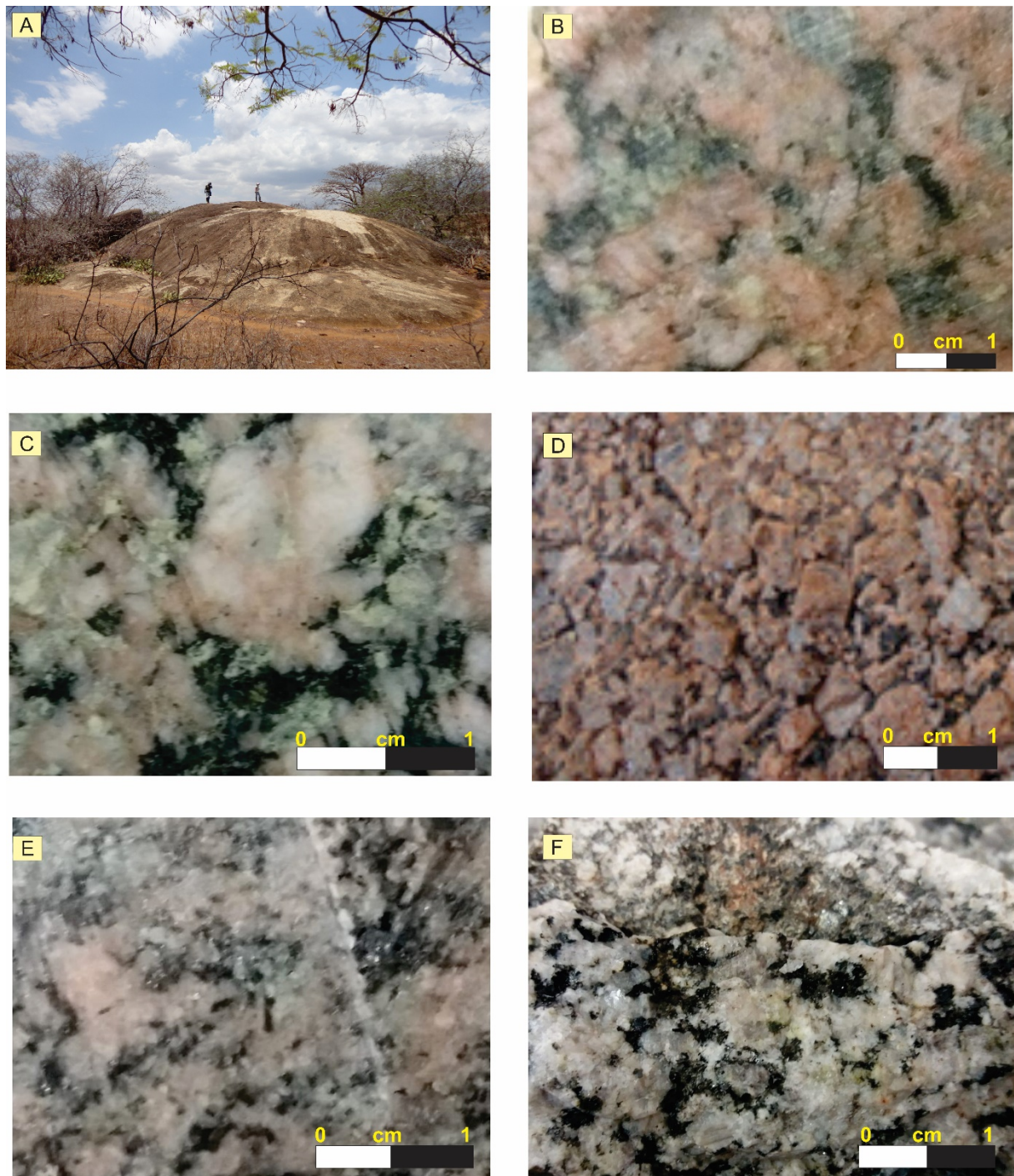


Figure 3.3. Fotografias com aspectos mesoscópicos das litologias que constituem o Maciço Estreito. (A) Afloramentos na forma de cúpula isolada e com alguns blocos soltos. (B, C e D) Sienito com aspecto inequigranular, tonalidade rósea a acinzentada, cristal de feldspato potássico de até 1,3 cm e foliação do tipo fluxo magmático. (E) Textura equigranular e coloração cinza, por vezes com tons róseos no quartzo monzonito. (F) Textura com aspecto de “sal e pimenta” e granulação fina a média no monzogranito.

- Petrografia:

- Fácies Sienítica (FS)

As rochas da FS têm composição que varia de sienito a quartzo sienito (Figura 3.4), apresentam aspecto hololeucocrático a leucocrático, textura inequigranular a equigranular,

isotrópica a anisotrópica e demonstra fluxo magmático preservado. Exibem tamanhos variados de cristais (< 0,1mm até 1,5cm), e são constituídos principal por: microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e diopsídio (Tabela 3.1). As fases acessórias são representadas por magnetita, hornblenda, diopsídio, apatita, titanita e zircão, além de muscovita, epidoto e clorita como minerais secundários.

O microclínio tem formato tabular nos fenocristais e subédrico na matriz, com dimensão variando entre 0,5 e 13mm. As maclas marcam dois tipos de geminação, albita-periclina e Carlsbad, e estão interrompidas por intercrescimento pertítico (Figure 3.5A) e inclusões de magnetita, apatita e biotita. O plagioclásio é predominantemente oligoclásio, com ocorrência da albita de forma restrita, aparece com dimensão inferior a 5mm, grãos irregulares (subédrico a anédrico), em formato a geminação polissintética segundo a Lei da Albita está intensamente interrompida devido as alterações pós-magmáticas (Figura 3.5B), como sericitização e saussuritização. A biotita ocorre como aglomerados de palhetas subédricas a anédricas (Figura 3.5C) ou, de maneira restrita, bordejando cristais de hornblenda, com tamanho entre 0,3 e 2,5 cm. Apresenta pleocroísmo de amarelo a verde e contém inclusões de magnetita, apatita, zircão e titanita (Figura 3.5D).

- Fácies Quartzo Monzonítica (FQM)

A fácies Quartzo Monzonítica (Figura 3.4) exibe caráter leucocrático, de granulação variando de 0,1 a 7mm, com grãos no formato hipidiomórfico a alotriomórfico, intercrescimento pertítico e expressivas transformações secundárias do tipo sericitização, saussuritização e moscovitização. Guardando aspectos semelhante a fácies anterior, diferenciando pela presença quantitativa de microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda (Tabela 3.1).

O feldspato alcalino é do tipo microclínio, ocorre tanto na forma de fenocristal quanto disperso por toda a matriz. Os fenocristais apresentam hábito prismático/tabular, tamanho variando de 0,6 a 1,5mm, com exceções de cristal com até 7mm, normalmente ocorrem em formato subédricos a euédrico, pertítico, a geminação é do tipo Albita-Periclina e por vezes com associações Carlsbad, registra pouca alteração pelo processo de sericitização (Figura 3.5E), por vezes exibe zoneamento composicional, contém em geral inclusões de apatita, magnetita e zircão. O plagioclásio varia na sua composição de oligoclásio a andesina, com albita subordinada, limitada à borda de alguns cristais, ambos apresentam formatos subédricos e anédricos, e estão geminados segundo as leis albita, porém as maclas são raramente

encontradas de forma contínua devido as transformações para epidoto, sericita e moscovita (Figura 3.5F). A biotita é o mineral máfico mais abundante, exibe feição subédrica a anédrica, dispostas na forma de palhetas (Figura 3.5F), com planos de clivagem e bordas sendo substituídas por clorita e muscovita (Figura 3.5H), ocupam também as bordas da hornblenda, são fortemente pleocróicas variando de verde a marrom pálido e por vezes, apresenta coloração marrom-avermelhado, observa em seu interior agregados de minerais máficos, apatita e zircão (Figura 3.5G). Localmente observa-se na borda da intrusão no quartzo monzonito os fenocristais de plagioclásio e microclínio rotacionados.

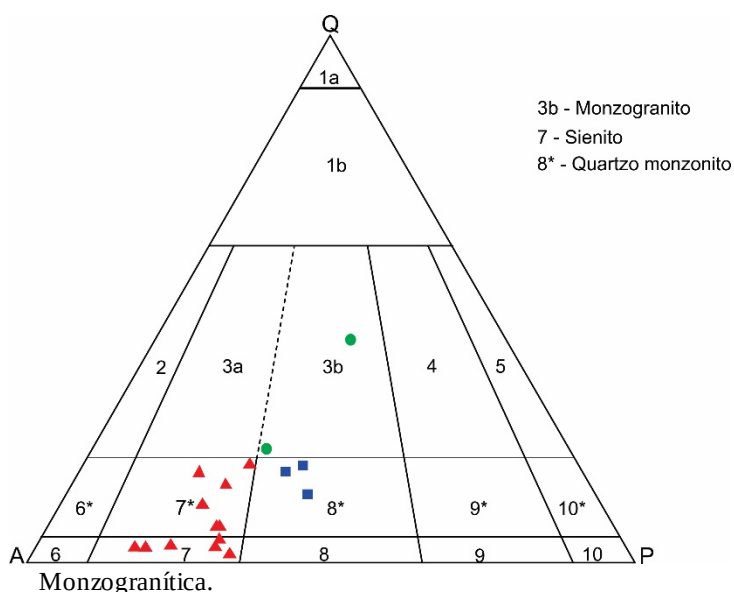
- Fácies Granítica (FG)

As rochas que constituem a fácies Granítica foram classificadas em monzogranito (Figura 3.4), inequigranular, hipidiomórfica, contendo de forma restrita intercrescimento perítico. A mineralogia principal é composta por quartzo, oligoclásio e microclínio, biotita, hornblenda e observa ausência de piroxênio, na fase acessórios temos a magnetita, titanita, apatita, zircão e rutilo, e na fase dos minerais secundários temos muscovita, epidoto e clorita (Tabela 3.1).

O microclínio possui habito tabular, na forma subédrica à anédrica, com tamanho variando entre 1 a 3mm. As geminações são predominantemente do tipo Albita-Periclina, as maclas apresentam feições descontinuas, por vezes períticos (Figura 3.5I), com inclusões de apatita e zircão. A albita e oligoclásio ocorrem na forma intersticial, possui formato subédrico à anédrico, com tamanho variando entre 0,6 a 2,0mm, as maclas apresentam padrão segundo a Lei Albita que são alterados para formação de epidoto, mica branca e argilominerais, mas ainda sim são encontrados alguns cristais preservados (Figura 3.5I). Biotita, levemente cloritizada, ocorre na forma de palhetas aglomeradas e intersticiais nos limites e interior dos feldspatos, registra inclusão de apatita e zircão em formato anédrico (Figura 3.5J). A hornblenda ocorre na forma subédrica a anédrica, com tamanho entre 0,6 a 3mm, com bordas consumidas por intercrescimentos de magnetita, biotita, titanita e clorita, e ainda contém inclusões de apatita subédrica a anédrica (Figure 3.5K). A titanita exibe tamanhos entre 0,1 e 1mm, tem formato anédrico, subédrico, e, raramente, euédrico, e apresenta bordas corroídas por magnetita (Figura 3.5L).

Tabela. 3.1. Síntese das feições petrográficas das tres fácies do maciço Estreito, expressando na composição modal o máximo e mínimo.

Características Petrográficas		Fácies Sienítica		Fácies Quartzo Monzonítica		Fácies Granítica	
Estrutura		Isotrópica a anisotrópica (rara) Fluxo magnético		Isotrópica		Isotrópica	
Textura		Inequigranular a equigranular pertítica		Equigranular a inequigranular pertítica		Inequigranular pertítica	
Granulação (mm)		0,5 e 13		0,1 a 7		1 a 9	
Classificação da granulação		Média a Grossa		Fina a Média		Média a Grossa	
Essenciais	Microclínio	41	53	33	36	19	43
	Plagioclásio	22	21	29	27	24	21
	Quartzo	12	3	12	13	28	18
	Biotita	8	4	10	5	7	4
	Anfibólio	3	1	4	0	3	0
	Piroxênio	1	0	-	1	-	-
Acessórios	Magnetita	4	4	3	4	5	4
	Apatita	2	2	1	3	1	1
	Rutilo	< 1	< 1	-	< 1	-	< 1
	Titanita	1	2	1	2	2	1
	Zircão	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Secundários	Clorita	2	4	3	4	5	3
	Muscovita	1	3	2	2	3	2
	Epidoto	1	1	< 1	< 1	2	1
Classificação Petrográfica		Biotita Sienito a Biotita quartzo sienito		Biotita Quartzo Monzonito		Biotita Monzogranito	

**Figura. 3.4.** Diagrama QAP de Streckeisen (1976) para a classificação das rochas plutônicas, representando a distribuição das rochas do Maciço Estreito em função da classificação modal (siglas: Q – quartzo; A – feldspato alcalino, feldspato potássico + plagioclásio com < 5% anortita; P – plagioclásio). Cada cor e simbologia representam as fácies encontradas no maciço: triângulo vermelho – Fácies Sienítica; quadrado cinza – Fácies Quartzo Monzonítica; círculo verde – Fácies

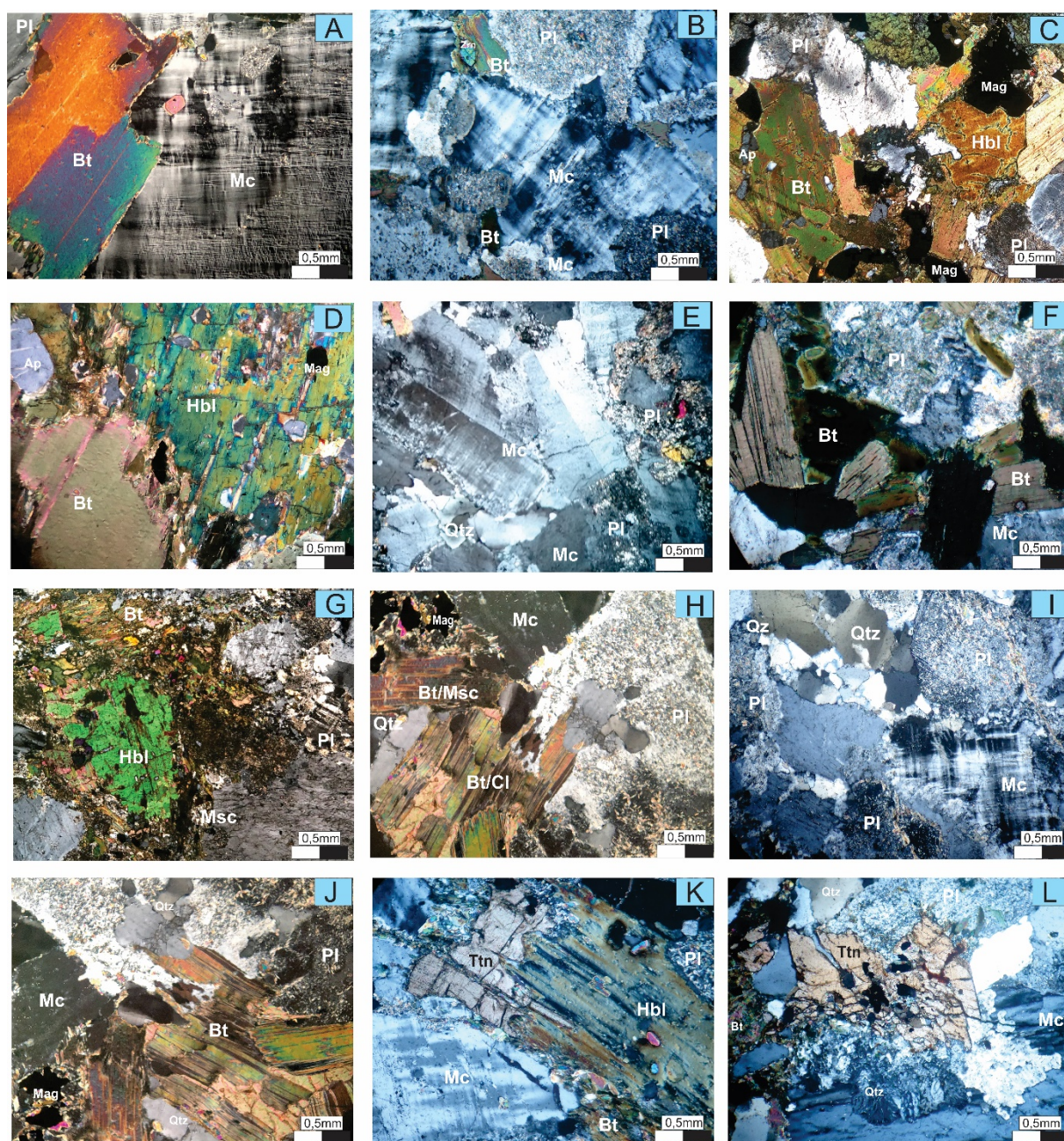


Figura 3.5. Fotomicrografias das rochas do Maciço Estreito em nicóis cruzados. (A) Fenocristal de microclínio, com filmes de pertitas, e biotita subédrica em sienito. (B) Oligoclásio com geminação polissintética segundo a Lei da Albita intensamente interrompida por processos pós-magmáticos e nas bordas observa-se intercrescimento de albita na borda entre o microclínio em sienito. (C) Agregados de biotita com hornblenda com bordas alteradas para magnetita em sienito. (D) Hornblenda com inclusões de apatita, magnetita e bordas corroídas em sienito. (E) Microclínio com hábito tabular, suavemente pertítico em quartzo monzonito. (F) Oligoclásio com neoformação de sericita e epidoto e aglomerados de biotita subédrica na forma de palhetas no quartzo monzonito. (G) Concentração de minerais máficos com as bordas e alguns planos de clivagem da hornblenda sendo substituídas por biotita e magnetita em quartzo monzonito. (H) Biotita subédrica com planos de clivagem e bordas sendo substituídas pela formação da clorita e moscovita no quartzo monzonito na borda da intrusão. (I) Microclínio com geminação descontínua e no oligoclásio as maclas estão intensamente interrompidas devido a formação de epidoto, mica branca e argilominerais e ambos apresentam formato subédrico em monzogranito. (J) Biotita dispostas em palhetas com bordas corroídas desenvolvendo pequenas frangas de muscovita e planos de clivagem sendo ocupados por clorita, muscovita e magnetita em monzogranito. (K) Hornblenda em formato subédrica com inclusões de apatita em monzogranito. (L) Aglomerado de titanita em formato subédrico a anédrico com bordas consumidas pela magnetita em monzogranito.

Maciço Santanópolis

O Maciço Santanópolis (MS), alvo de comparação nesta pesquisa, foi estudado por Conceição et al. (1997 e 2000) e Barbosa et al., (2012). É caracterizado por uma geometria alongada na direção N-S (Figura 3.1C), com dimensão de 180km², e alojado entre o segmento norte e sul do ISCO. De acordo com esses autores, o Maciço é dividido em duas fácies: sienítica fanerítica fina na parte norte e a sienítica porfirítica, com granulação média a grossa, na região sul. Ocorrem lentes centimétricas de sienitos melanocráticos associados a fácies fanerítica, considerados como cumulos rítmicos ricos em hornblenda, interpretadas como produto de uma possível segregação magmática por ação do fluxo.

Em ambas as fácies ocorrem rochas leucocráticas, exceto os cumulos, que foram classificados como mesocráticos, com coloração rósea. A composição mineralógica da fácies sienítica fanerítica fina é constituída por feldspato potássico pertítico, plagioclásio (oligoclásio), diopsídio, biotita/flogopita, edenita/hornblenda, quartzo e magnetita, além de apatita e zircão como minerais acessórios. A fácies sienítica porfirítica é constituída de feldspato potássico pertítico, como fenocristais e na matriz, diopsídio, biotita e anfibólio (hornblenda/edenita), além de raros grãos de oligoclásio e quartzo. Como principais minerais acessórios são citados magnetita, apatita e zircão. Nas duas fácies o diopsídio está parcialmente a quase totalmente substituído por anfibólio (edenita/hornblenda comum) e observa-se a neoformação da clorita, epidoto e a actinolita, caracterizando uma fase tardi a pós-magmática durante o processo evolutivo do Maciço.

Segundo os autores citados acima, aflora associado ao sienito diques de caráter melanocrático, centimétricos a métricos, de composição variada desde sienito a granito. As variações graníticas são marcadas por feldspato potássico e plagioclásio, sendo ambos euédricos a subédricos e orientados, apontando que a estrutura do tipo fluxo magmático foi proveniente da ação do fluxo magmático viscoso após a cristalização dos sienitos do Maciço.

As rochas do Maciço apresentam foliação marcada pelos minerais máficos, fluxo magmático marcado pelos fenocristais de feldspato rotacionados na forma de sigma e delta, indicando que as rochas do Maciço foram submetidas a cisalhamento com movimento sinistral. Conceição et al., (1997 e 2000) indicam que o magmatismo da região leste foi controlado por uma megassutura antiga.

5. Análise litogeoquímica

O comportamento litogeoquímico do Maciço Estreito em função da classificação das rochas segundo De La Roche et al. (1980) destaca a ocorrência de três tipos (Figura 3.6A): sienito, quartzo monzonito e granito (monzogranito), confirmando as observações petrográficas. As rochas do Maciço podem ser agrupadas em duas fases magmáticas principais, a primeira de composição intermediária com teor de SiO_2 entre 57 a 66,3%, e a segunda de composição ácida, tendo valores de óxido de sílica de 68,5 a 72,6% (Tabela 3.2). As rochas do Maciço Estreito são peraluminosas, com ocorrências restritas metaluminosa, enquanto as rochas do Maciço Santanópolis e das intrusões do Batólito Guanambi são predominantemente metaluminosas (Figura 3.6B).

Nos diagramas de Frost et al., (2001), as amostras demonstram duas afinidades magmáticas, uma de tendência alcalina, representada pelo sienito e quartzo monzonito, e outra distribuída no campo da série alcalina-cálcica, caracterizada pelos granitos, quadro este correlato com o Maciço Santanópolis (Figura 3.6C). O sienito e o quartzo monzonito possuem assinatura magnesiana, como no Maciço Santanópolis, enquanto os granitos possuem assinatura ferrosa (Figura 3.6D). Conforme diagramas de Müller & Groves (1992) e Turner et al., (1996), o Maciço Estreito demonstra assinatura shoshonítica a ultrapotássica, enquanto o Santanópolis apenas natureza shoshonítica (Figura 3.6E e F).

Nos diagramas do tipo Harker, observa-se um único *trend* englobando as fácies dos maciços Estreito e Santanópolis. Essa tendência pode ser observada em relação a TiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , Al_2O_5 e MgO . Em comparação com o ME, as rochas do MS apresentam mais semelhança com os sienitos, porém é notório seu enriquecimento em TiO_2 , CaO , Fe_2O_3 , P_2O_5 , MgO e Na_2O_3 , e as baixas concentrações de Al_2O_5 e K_2O (Figura 3.7A até H).

Os teores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) oscilam no intervalo de 5,73 a 14,07%, onde o K_2O apresenta teores de 5,07 a 10,5%, Na_2O valores entre 0,27 a 4,08% (Tabela 3.2) e a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ apresenta intervalo maior que 1,0 para o Maciço Estreito, e ao analisar o Maciço Santanópolis os teores de álcalis variam entre 5,61 a 11,1%, com K_2O entre 3,2 e 7,03%, com Na_2O ocupando intervalo de 2,41 a 4,14% e razão de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ entre 1,03 a 1,89.

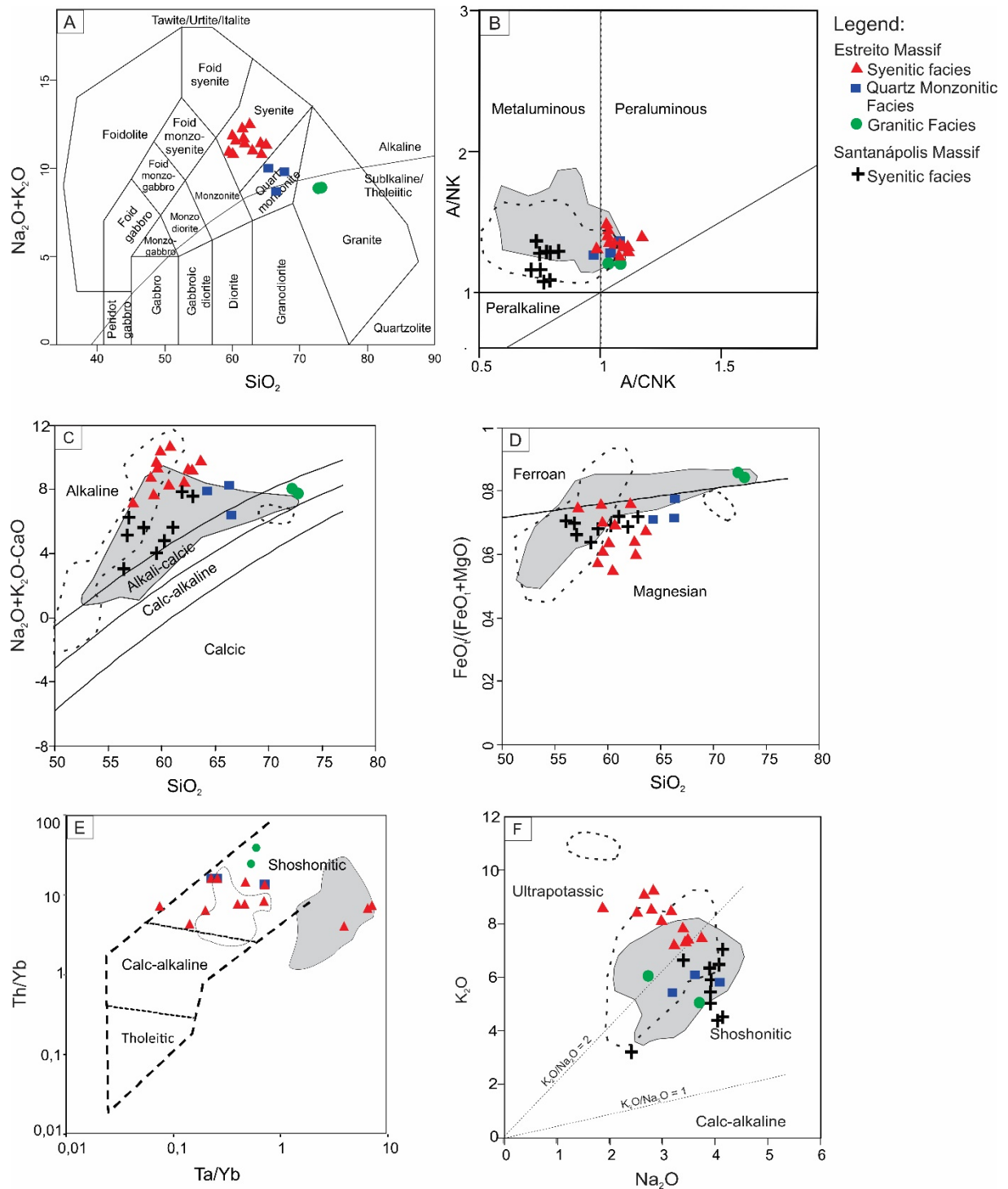


Figura 3.6. Classificação geoquímica das rochas dos Maciços Estreito e Santanópolis, comparadas com rochas do Maciço Ceraíma e da fácies Guanambi. A) Diagrama TAS proposto por Middlemost (1994). B) Índice de saturação em alumina de Shand (in Maniar e Piccoli (1989). C) Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ vs. SiO_2 segundo Frost et al., (2001). D) Diagrama $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ versus SiO_2 de Frost et al. (2001). E) Diagrama Th/Yb versus Ta/Yb proposto por Müller e Groves (1992). F) Diagrama K_2O vs. Na_2O proposto por Turner et al. (1996). Dados da Fácies Guanambi (Rosa, 1999), do Maciço Ceraíma (Prazeres Santos e Botelho, 2022 submetido) e do Maciço Santanópolis (Conceição et al. 1997). Para fins de comparação, são mostrados os campos composicionais referentes ao Maciço Ceraíma (bordas tracejadas) e a fácies Guanambi (cinza claro).

Tabela 3.2. Dados geoquímicos dos elementos maiores, traço e terras raras do Maciço Estreito e Santanópolis.
 *Análises de Santos et al. (2000).

	Amostra	Fácies Sienitos								
		GME26	GME19	GME13	GME - 12	GME - 22	BME07	BME11	E-1232*	E-1009*
ELEMENTOS MAIORES	SiO ₂	63.6	62.5	59.5	59.3	62.1	59.6	57.1	62.6	59
	TiO ₂	0.42	0.45	0.52	0.56	0.51	0.59	0.65	0.57	0.56
	Al ₂ O ₃	18.05	17.35	19	19.45	17.95	18.7	19.35	17.7	18.9
	FeO	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	1.7	1.8
	Fe ₂ O ₃	2.83	3.09	3.65	4.15	3.5	3.88	4	1.9	2.1
	MnO	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.07	0.06	0.08	0.1
	MgO	1.23	1.54	2.12	1.18	0.96	1.51	1.2	1.1	1.4
	CaO	1.5	1.46	1.91	3.2	2.42	2.22	3.42	1.9	2.4
	Na ₂ O	3.75	1.89	3.17	3.47	3.53	2.79	3.26	2.5	3.4
	K ₂ O	7.47	8.61	8.44	7.28	7.43	8.55	7.19	8.4	7.8
	P ₂ O ₅	0.19	0.17	0.26	0.27	0.19	0.27	0.29	0.18	0.25
	LOI	1.39	2.37	1.67	1.19	1.23	1.55	1.64	n.d	n.d
	F+CO ₂ +H ₂ O	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	1.13	1.03
	Total	100.48	99.47	100.29	100.09	99.87	99.73	98.16	99.76	98.74
	Na ₂ O + K ₂ O	11.22	10.5	11.61	10.75	10.96	11.34	10.45	10.9	11.2
	K ₂ O/Na ₂ O	2.0	4.5	2.7	2.1	2.1	3.1	2.2	3.4	2.3
ELEMENTOS TRAÇOS E TERRAS RARAS	Rb	264	252	187	169	150	182.5	161.5	174	162
	Ba	2490	2440	2550	3790	2100	2510	3130	591	2662
	Nb	14.7	12.1	6	6.6	11.6	7.2	6.9	13	10
	Sr	1120	872	1210	2110	1140	1060	1895	463	1377
	Zr	829	361	979	813	798	880	663	868	373
	Y	39.3	16.5	18.5	13.8	21.2	41.4	14.9	16	8.0
	Ta	1.1	0.7	0.1	0.5	1.2	0.3	0.2	5.0	n.a
	Hf	18.3	8.9	21.3	n.a	n.a	18.8	13.8	20	n.a
	Th	20.9	21.4	9.56	8.21	14.1	8.9	6.38	5.0	n.a
	Cs	5.11	11.95	3.84	2.54	2.57	3.56	2.02	5.0	n.a
	Ga	22.4	21.5	21.4	22.1	20.4	20.7	22.1	n.a	n.a
	La	104.5	130.5	113.5	74.7	104	158	90.3	98.48	56.59
	Ce	199	228	182	133	196	182	149.5	197.4	110
	Pr	24.4	24.4	20.7	14.7	24.3	28.4	17.8	n.a	n.a
	Nd	90.1	83.7	74.6	50.7	86.1	109	64.4	69.4	48.3
	Sm	13.6	10.55	9.47	7.97	13.05	14.75	9.36	7.6	7.43
	Eu	4.49	3.94	5.09	5.08	4.82	7.64	5.88	3.52	3.69
	Gd	9.8	5.89	6.38	4.86	7.58	10.35	5.82	4.64	4.21
	Tb	1.14	0.64	0.71	0.64	0.83	1.11	0.64	n.a	n.a
	Dy	5.92	3.25	3.37	2.81	4.18	5.39	2.73	2.21	2.62
	Ho	1.15	0.57	0.61	0.46	0.72	1.0	0.48	0.34	0.44
	Er	3.34	1.48	1.52	1.3	1.81	2.76	1.29	0.69	0.96
	Tm	0.45	0.2	0.19	0.18	0.27	0.36	0.15	n.a	n.a
	Yb	2.74	1.46	1.33	1.07	1.68	2.09	1.0	0.4	0.61
	Lu	0.42	0.19	0.22	0.17	0.24	0.35	0.15	0.06	0.09
Razão	(Eu/Eu*) _N	1.19	1.53	2.0	2.5	1.48	1.89	2.44	1.81	2.02
	(La/Yb) _N	25.71	60.26	57.53	47.07	41.74	50.97	60.88	165.57	62.55
N - normalized		n.a - not analyzed							n.d - not described	

Continuação da tabela 3.2.

	Amostra	Fácies Sienitos			Fácies Quartzo Monzonito			Fácies Granito	
		E-1229*	E-1224*	E-1226*	BME-10A	GME20A	GME20B	GME30	GME01
ELEMENTOS MAIORES	SiO ₂	60.1	60.6	60.5	66.3	64.2	66.3	72.3	72.6
	TiO ₂	0.72	0.55	0.58	0.98	0.44	0.43	0.24	0.4
	Al ₂ O ₃	18.7	19.1	18.8	14.2	17.75	15.95	14.3	13.5
	Fe ₂ O ₃	2.7	2.3	1.9	5.06	2.96	3.5	1.73	2.36
	FeO	1.4	1.1	1.3	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
	MnO	0.08	0.07	0.07	0.08	0.04	0.03	0.03	0.02
	MgO	1.4	0.92	1.4	1.8	1.1	0.87	0.25	0.37
	CaO	1.6	2.9	1.5	2.15	2.08	1.51	0.89	1.09
	Na ₂ O	2.7	3.0	2.8	3.2	4.08	3.65	3.75	2.77
	K ₂ O	9.1	8.1	9.2	5.45	5.84	6.07	5.07	6.07
	P ₂ O ₅	0.21	0.24	0.21	0.48	0.19	0.12	0.06	0.06
	LOI	n.d	n.d	n.d	1.17	1.4	1.43	0.97	1.01
	F+CO ₂ +H ₂ O	0.98	0.63	1.19	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
	Total	99.69	99.51	99.45	100.87	100.08	99.86	99.59	100.25
	Na ₂ O + K ₂ O	11.8	11.1	12	8.65	9.92	9.72	8.82	8.84
	K ₂ O/Na ₂ O	3.4	2.7	3.3	1.7	1.4	1.7	1.35	2.2
ELEMENTOS TRAÇOS E TERRAS RARAS	Rb	180	145	178	218	232	231	244	275
	Ba	1572	2805	1702	1900	1885	1845	486	923
	Nb	13	10	12	29.2	8.1	8.5	16.5	23.3
	Sr	666	1812	807	803	1210	1060	256	179.5
	Zr	963	376	656	510	793	899	226	475
	Y	21	18	3.0	43.7	13	15.3	18.6	45.5
	Ta	5.0	5.0	5.0	2.1	0.3	0.4	0.7	1.6
	Hf	8.0	9.0	15	n.a	17.8	23.5	7.1	13
	Th	5.0	5.0	5.0	38.5	18.55	39.7	44.3	72.5
	Cs	5.0	5.0	7.0	6.31	5.4	5.66	3.72	2.25
	Ga	n.a	n.a	n.a	21.4	22.8	23.3	25	23.9
	La	49.41	89.33	99.1	166.5	123	133	93.1	292
	Ce	107.2	174.9	204.5	315	202	222	163	504
	Pr	n.a	n.a	n.a	38.1	20.3	22.2	18.35	53.4
	Nd	39.36	70.1	79.65	121.5	64.3	70.9	61	168.5
	Sm	6.19	10.39	9.43	18.15	7.2	7.7	9.1	22.9
	Eu	3.14	6.27	4.69	3.51	2.6	1.96	0.85	1.75
	Gd	3.35	7.49	6.29	11.3	4.33	4.25	6.11	15.2
	Tb	n.a	n.a	n.a	1.45	0.45	0.45	0.73	1.88
	Dy	2.07	4.61	2.82	6.87	2.23	2.38	3.65	9.52
	Ho	0.37	0.59	0.52	1.22	0.43	0.49	0.65	1.65
	Er	0.94	2.0	1.22	3.21	1.19	1.43	1.61	4.2
	Tm	n.a	n.a	n.a	0.51	0.15	0.23	0.19	0.54
	Yb	0.74	1.24	0.68	2.88	1.15	1.77	1.16	2.96
	Lu	0.13	0.17	0.1	0.4	0.22	0.34	0.15	0.44
Razão	(Eu/Eu*) _N	2.02	2.17	1.86	0.75	1.42	1.05	0.35	0.29
	(La/Yb) _N	62.55	48.57	98.84	38.98	72.11	50.66	54.11	66.51

N – normalized

n.d - not described

n.a - not analyzed

Em relação à distribuição dos elementos-traço, observa-se que as rochas do ME apresentam um único trend na maior parte das relações com os elementos analisados e de forma discreta assinalam três domínios, separados em sienitos, quartzo monzonitos e granitos (Figura 3.7I até O). Os elementos de Ba e Sr demonstram um decréscimo gradual em relação ao aumento de SiO_2 (Figuras 3.7I e K) e para o Rb e Th a disposição ocorre com uma correlação negativa com a diferenciação (Figures 3.7J e N), com valores de Ba entre 486 e 3790 (ppm), Sr variando o intervalo de 131 a 2110, Rb entre 187 e 430, e o teor de Th de 8,9 a 44,3, exceto dois granitos que assinam teores > 71 (Tabela 3.1). O diagrama Y versus SiO_2 , mesmo com a distribuição dispersa, mostra uma correlação negativa (Figura 3.7O). É perceptível no MS padrão similar ao trend dos sienitos, entretanto, com aumento nos valores de Ba, Ce e Th, e uma diminuição significativa nos teores de Rb e Zr (Figuras 3.7I até N). Os diagramas multielementares, normalizados para o manto primitivo segundo Sun e McDonough (1989) demonstram que as amostras do ME e MS indicam enriquecimento em LILE's (Ba, Rb, Sr e K) com concentrações baixas de algum HFSE (Nb, Ta, P, Ti), e observa-se a presença de anomalias negativas em Sr, P, Y e Nb (Figura 3.8A). Essas tendências podem ser também observadas no Maciço Ceraíma e na Fácies Guanambi (Figura 3.8B e C).

Os diagramas de ETR demonstram padrões semelhantes para o ME e MS, assim como para o Maciço Ceraíma e para a fácies Guanambi, com elevado fracionamento nos ETR leves (ETR_L) em comparação aos ETR pesados (ETR_P), esse padrão é semelhante ao encontrado ao Maciço Ceraíma e na fácies Guanambi (Figura 3.8D e F). As razões $[\text{La}/\text{Yb}]_N$ variam de 25,71 a 165,57 para o ME (Tabela 1), e de 32,70 a 71,22 para as rochas do MS. Média a fraca anomalia negativa de európio é encontrada tanto no ME ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N$ entre 0,29 e 0,75) quanto no MS ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N$ entre 0,61 e 0,92), enquanto que acentuada anomalia positiva de Eu ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N$ entre 1,05 e 2,50) aparece apenas no ME (Tabela 3.2).

Em relação a classificação da ambiência tectônica dos Maciços, observa-se no diagrama de Pearce (1996) que as rochas tanto do ME quanto do MS foram geradas em um ambiente tectônico pós-colisional (Figura 3.9A). O diagrama de Müller (1992) registra que as rochas dos Maciços apontam assinatura de suítes magmáticas pós-colisionais (Figura 3.9B).

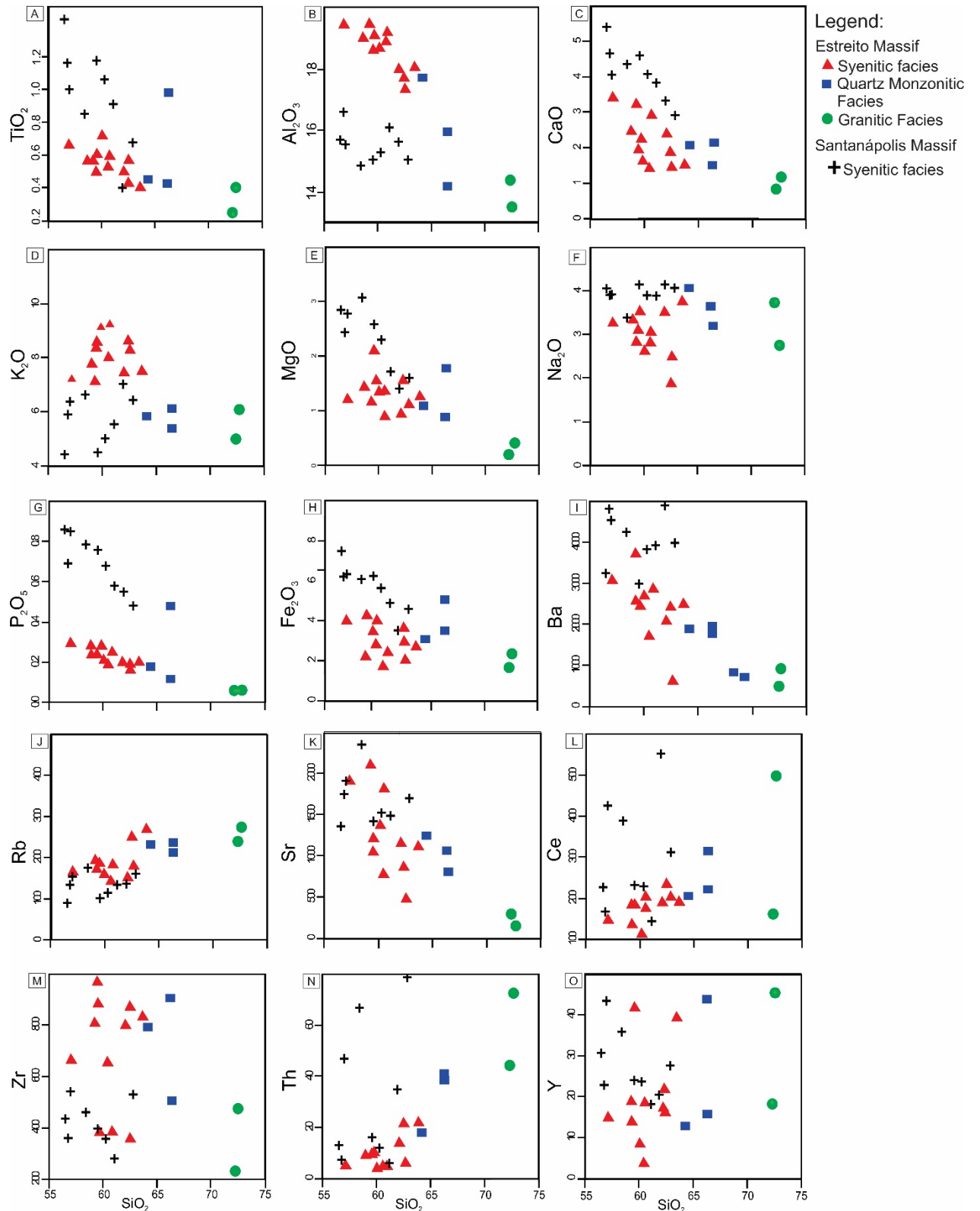


Figura 3.7. Diagramas geoquímicos do tipo Harker para os elementos maiores (% em peso) e traços (ppm) para as amostras do Maciço Estreito em comparação com o Maciço Santanópolis.

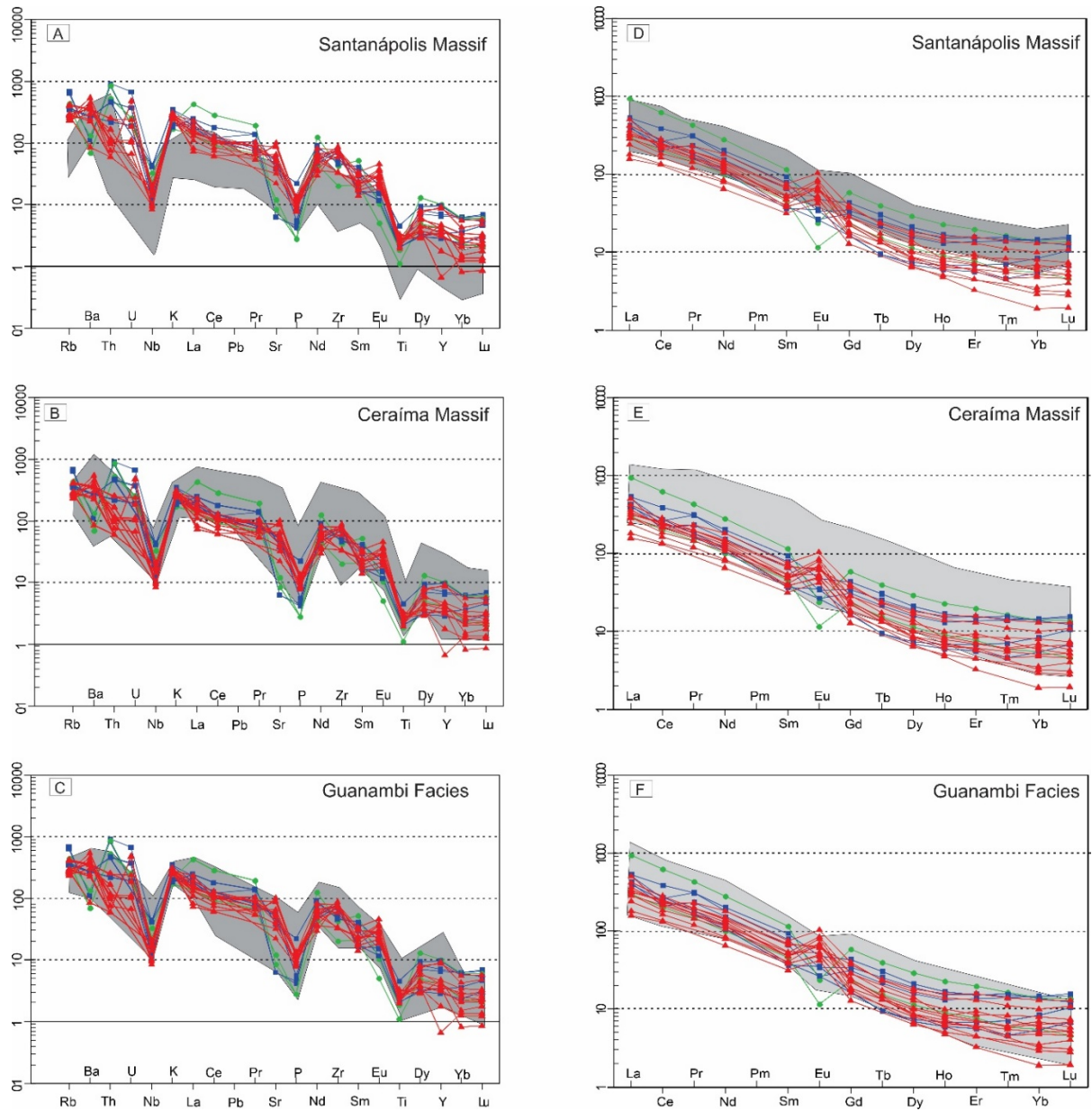


Figura 3.8. Diagramas multielementares e de ETR, normalizados, respectivamente, segundo o manto primitivo (Sun e McDonough, 1989) e condrito (Boynton, 1984), para as rochas do Maciço Estreito em comparação (domínios em cinza) com o Maciço Santanópolis (Conceição et al., 1997); Maciço Ceraíma (Prazeres Santos & Botelho, 2022 submetido) e a Fácies Guanambi (Rosa, 1999).

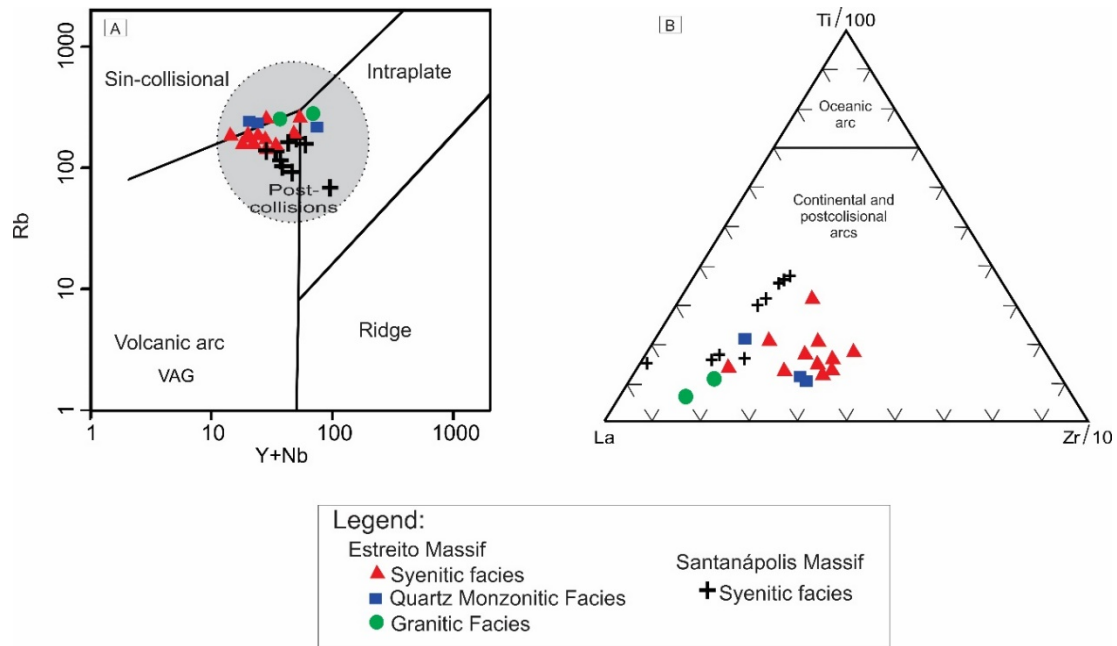


Figura 3.9. Diagramas de discriminação tectônica para os Maciços Estreito e Santanópolis: A) Rb vs. Y + Nb proposto por Pearce et al., (1984) com o campo de granitoides pós-colisionais segundo Pearce (1996). B) Diagrama ternário La vs. Ti/100 vs. Zr/10 (Müller & Groves, 1993). C) Diagrama P_2O_5/TiO_2 vs. TiO_2 segundo Foley et al., (1987). D) Diagrama Nb vs. Zr proposto por Thompson & Fowler (1986).

6. Discussões

Caracterização petrogenética

O Maciço Estreito (ME) faz parte do contexto geológico do Cráton do São Francisco, inserido no embasamento arqueano do Bloco Gavião do Oeste, anteriormente descrito como Faixa Paleoproterozoica Guanambi-Urandi. O magmatismo gerador do Maciço Estreito merece destaque pelo forte controle estrutural da intrusão, em sua porção leste em contato com a rocha encaixante do Complexo Santa Isabel, e pela idade U-Pb de 2,05 Ga (Rosa et al., 2000). O sienito do Maciço Santanópolis, que apresenta idade de ~ 2,1 Ga (Conceição et al., 2000), foi alojado no orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. O alojamento de ambos os maciços ocorreu após o pico do metamorfismo (2,09 e 2,1 Ga), corroborando a ideia de que na porção oeste e em parte do leste/sudeste da Bahia houve a atuação de um magmatismo pós-colisional.

O ME possui um conjunto litológico diversificado, com predominância de sienito, seguido de quartz monzonito, e por fim, o granito (Figura 3.2), enquanto que o conjunto litológico do MS é monótono, constituído predominantemente de sienitos com variação textural e de granulação, passando de feições faneríticas finas a porfíricas. O quartz monzonito e o granito do ME são essencialmente supersaturados, enquanto que os sienitos, tanto do ME quanto do MS, apresentam caráter supersaturado a subsaturado.

O monzogranito do ME apresenta uma assinatura alcalina-cálcica, enquanto que o quartzo monzonito e sienitos têm tendência alcalina, com assinatura shoshonítica a ultrapotássica no ME e apenas shoshonítica no MS. Os conteúdos em álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ entre 8,6 e 12%), Al_2O_3 (entre 13,5 e 19,3%), e em TiO_2 (entre 0,4 e 1,0%) correspondem aos parâmetros estabelecidos por Morrison (1980) para classificar um magmatismo na série shoshonítica. Plá Cid e Nardi (2006) e Nardi (2016) sugerem que rochas com razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$ devem ser descritas como pertencentes à série ultrapotássica. Essa assinatura foi identificada apenas no sienito do Maciço Estreito (Figura 3.6E). Os padrões geoquímicos do ME e do MS, observados nas figuras 3.5B até 5F, são similares aos encontrados na fácies Guanambi (Rosa, 1999) e no Maciço Ceraíma (Prazeres Santos & Botelho, 2022 submetido).

As correlações observadas nos diagramas tipo harker para os elementos maiores e alguns traços (Figura 3.9), nos Maciços Estreitos e Santanópolis, mostram uma tendência linear com decréscimo em relação ao SiO_2 , acompanhado por anomalias negativas (Sr, Rb, Y, P e Nb) no diagrama multielementar (Figura 3.10A), indicando que o processo de cristalização fracionada foi o responsável pela evolução litológica nos Maciços estudados. Para Wilson (1989) e Rollinson (1993), o processo de cristalização fracionada ao longo da diferenciação magmática pode ser compreendido pela investigação da distribuição linear dos elementos maiores e traço. Os teores mais elevados em Ti, Mg, Fe, P, Ba e Sr no MS sugerem que este Maciço é menos evoluído do que o ME.

A sequência de cristalização pode ser interpretada pela distribuição de CaO , TiO_2 e P_2O_5 que indica um fracionamento das fases máficas, como biotita e anfibólio, e da apatita, como mineral acessório, confirmando os dados petrográficos, que apontam a cristalização precoce da apatita. O fracionamento do zircão e da apatita, na fase acessória, é responsável pelo empobrecimento dos elementos de alto potencial iônico (HFSE) durante a evolução magmática.

As feições geológicas, petrográficas e a correlação composicional observada nos diagramas petrogenéticos sugerem que os litotipos dos maciços Estreito e Santanópolis evoluíram a partir de fonte com características geoquímicas próximas.

O modelo para a gênese de magmas potássicos a ultrapotássicos foi descrito por diversos autores, como Foley e Peccerillo (1992); Bucholz et al., (2014) e Boomeri et al., (2020), que descrevem a formação do magma a partir da fusão parcial do manto

metassomatizado enriquecido em LILE e ETRL. Pearce (1982, 2014) e Foley (1992) propõem que o enriquecimento em ETRL e LILE em comparação aos valores de HFSE e ETRP, é resultante da atuação prévia da subducção, que deixa as fontes metassomatizadas. Para Sun & McDonough (1989), é possível identificar a modificação de uma fonte pela razão Zr/Y, indicando fonte enriquecida quando os valores de Zr/Y forem maiores que 2,46 e fonte empobrecida quando os valores de Zr/Y forem inferiores a 2,46.

Os Maciços Estreito e Santanópolis mostram baixos teores de HFSE e dos ETRP, em relação as concentrações de LILE e ETRL, e razão $Zr/Y > 2,46$, sendo que o ME assinala valores entre 10,4 e 58,7 e o MS entre 12,9 e 20,9.

As informações anteriores sugerem que existiu um significativo enriquecimento da fonte antes de iniciar a fusão parcial, que levou à geração dos magmas potássicos. Esse enriquecimento pode ser mostrado também pelo aumento da razão Rb/Sr e diminuição da razão Sm/Nd, em analogia com os teores encontrados do manto empobrecido. Um forte candidato para a fonte geradora das rochas dos Maciços é o manto litosférico, que foi metassomatizado por fluido aquoso (Figura 3.10A e B), derivado da subducção preferencialmente com incorporação de anfibólio (Figura 3.10C). Esse metassomatismo induzido por fluido pode explicar as anomalias negativas de Nb-Ti encontradas nas rochas dos Maciços. Segundo Furman e Graham (1999) esse tipo de metassomatismo é também responsável pelo enriquecimento de LILES no manto. As ideias contidas nessa pesquisa estão concordantes com outras ocorrências litológicas no bloco Gavião Oeste, com assinatura alcalina de caráter shoshonítica potássica a ultrapotássica (Rosa et al., 1996; Santos et al., 2000; Paim, 2014).

Conforme Rosa (1999) e Santos (2005) as rochas do ME apresentam valores da razão inicial de estrôncio (Sr_i entre 0,704 a 0,708) e os valores de ϵNd (-10 a -10,6), e a assinatura no MS segundo Conceição et al. (2000) a Sr_i na faixa de 0,703 a 0,706 e ϵNd (-1,19 a -4,11) (Figure 3.10). Tanto no Maciço Estreito quanto no Maciço Santanópolis, os valores de ϵNd e Sr_i são coerentes com assinaturas de magmas derivados de manto metassomatizado, indicadas por Hart (1988) e semelhantes aos valores reportados por Conticelli et al. (2009) para magmatismo shoshonítico pós-colisional em áreas da Bacia do Mediterrâneo Ocidental. A figura 3.11, mostra ainda que não existe correlação entre ϵNd e Sr_i que poderia indicar contaminação crustal. Os dados isotópicos confirmam as interpretações relacionadas à geoquímica de elementos-traço.

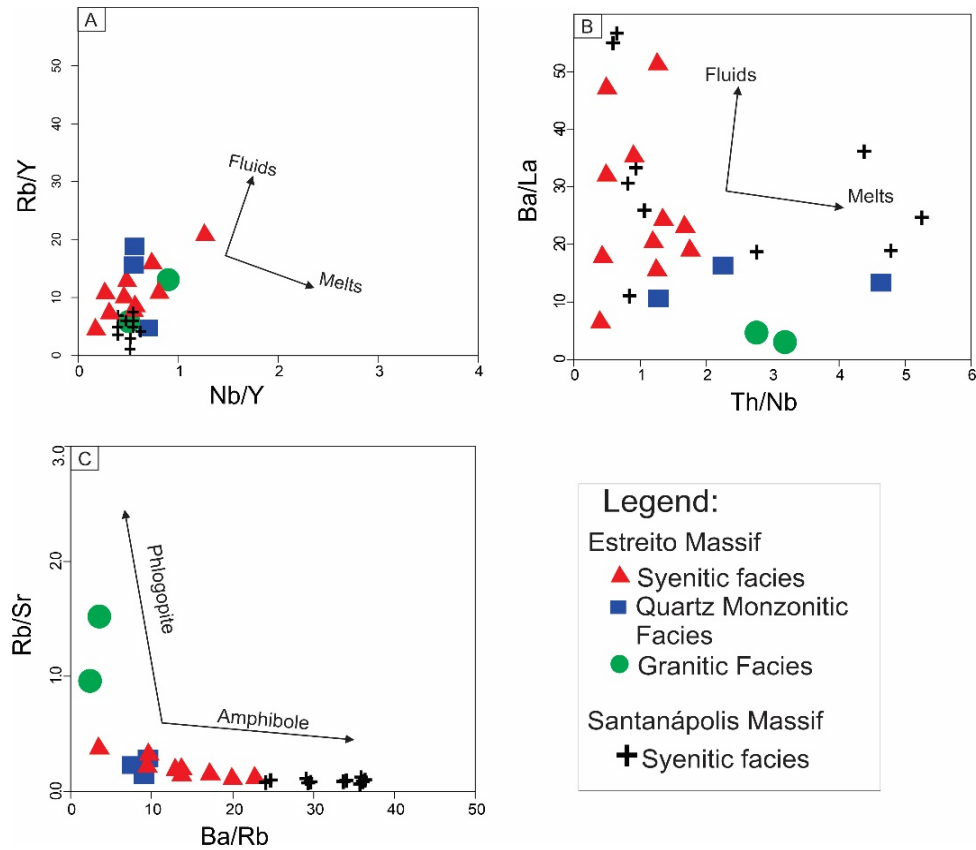


Figura 3.10. Diagramas geoquímicos binários utilizando elementos maiores, traço e razões para o Maciço Estreito e Santanópolis: (A e B) Diagramas das razões Rb / Y versus Nb / Y e Ba / La versus Th / Nd demonstrando o metassomatismo do manto em função ao fluido. (C) Diagrama das razões Rb / Sr versus Ba / Rb proposto por (Furman e Graham, 1999) – as setas indicam anfibólio e flogopita como fases minerais residuais do manto.

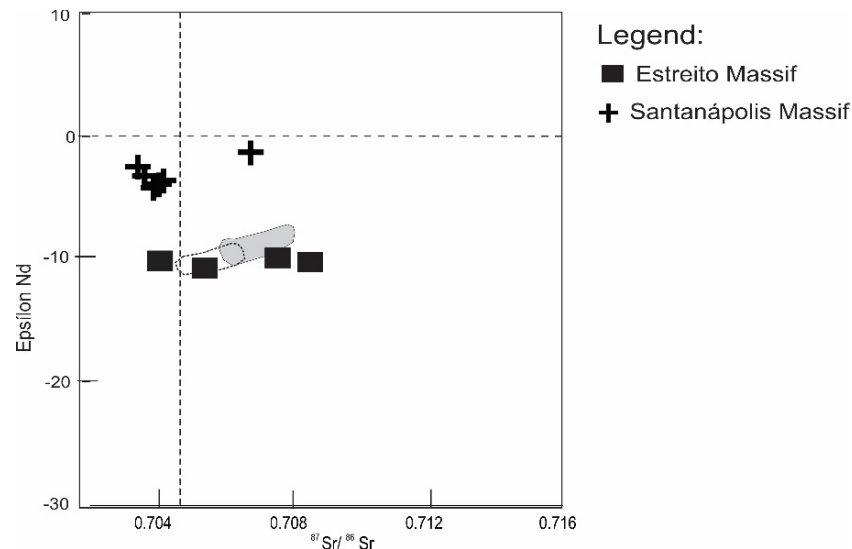


Figura 3.11. Diagrama da razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Epsilon Nd (T 2,05 – 2,1 Ga) para os Maciços Estreito e Santanópolis. Dados compilados de: Maciço Santanópolis (Conceição et al., 2000); Maciço Ceraíma, Estreito e Fácies Guanambi (Rosa, 1999). Os campos composicionais são referentes ao Maciço Ceraíma (bordas tracejadas) e a fácies Guanambi (cinza claro).

Implicações Geodinâmicas

Durante um Ciclo Orogênico, o evento pós-colisional, considerando o conceito de Liegeois (1998), consiste no intervalo principal entre o evento de colisão continental, neste caso o clímax do metamorfismo, e a geração de um ambiente intraplaca. Alguns autores (Liegeois (1998), Bonin (2004), Nardi e Bitencourt (2009)) destacam que nesse período ocorre na litosfera o desenvolvimento de uma tectônica transcorrente a distensional, proveniente do aumento nos gradientes geotermiais, e o resultado dessa interação seria a formação de episódios magmáticos extensos e bem variados.

O cenário pós-colisional (Figura 3.9) da porção sudoeste e leste da Bahia, estruturado durante a orogenia Riachão-Orosiriana é assinalado por uma rede de falhamentos na direção N-S (Rosa, 1999; Conceição et al., 1997; Santos et al., 2000) que serve de ambiente de colocação para ambos os Maciços, posto que são alongados na direção N-S e apresentam na borda estruturas do tipo fluxo magmático com fenocristais de feldspatos rotacionados e deformações dúcteis miloníticas, que, segundo Conceição et al., (2000), podem ser interpretadas como sendo uma evidência de uma intrusão sin-transcorrente, indicando a atuação da tectônica transcorrente nas regiões analisadas. Conforme Conceição et al., (2000), o acervo de estruturas magmáticas e deformacionais apontam que o MS foi controlado por uma megassutura antiga, o que também pode ser aplicado ao ME, cujas características são similares ao MS, como, por exemplo, a geometria alongada na direção N-S.

O CFS foi edificado durante o paleoproterozoico, pela atuação de diversos processos de aglutinação (acresção e colisão) marcados pela formação de arcos magmáticos que desenvolveram rochas plutônicas e vulcânicas com idades variadas nas diversas regiões do cráton. Conforme Cruz et al., (2016), na porção ocidental do cráton essa fase acrescionária e colisional teria se instalado de leste para sudoeste, estabelecendo assim uma arquitetura de blocos arqueanos (Gavião, Serrinha, Jequié), envolvidos por faixas/cinturões móveis paleoproterozoicos (Rosa et al., 1996; Barbosa e Sabaté, 2004; Rios et al., 2009; Oliveira et al., 2010; Barbosa et al., 2012).

Neste contexto, os domínios magmáticos da porção oeste e leste da Bahia, representados pelos Maciços Estreitos e Santanópolis, apresentam idades U-Pb semelhantes, entre 2,05 – 2,0 Ga, assinatura alcalina de caráter potássico a ultrapotássico, de ambiência pós-colisional (Figura 3.9A a D), com elevados teores de LILE e HFSE (Figura 3.8). Estas feições indicam que as regiões citadas foram

submetidas a atuação de uma subducção, que teria promovido o enriquecimento do manto. Tais características podem ser encontradas de forma similar em outras associações alcalinas espalhadas pela Bahia, exemplificadas pelos Maciços Anuri, Itiúba e São Felix). Durante o processo colisional, ocorreu a formação de “dois cinturões móveis paleoproterozoicos” (Urandi-Guanambi e Salvador-Curaçá) na região, sendo que o cinturão móvel Urandi-Guanambi faz parte atualmente do Bloco Gavião Oeste, onde, na fase final, após o pico do metamorfismo, ocorreu o alojamento dos Maciços estudados em grandes sistemas de falhas.

7. Considerações Finais:

Os Maciços Estreito e Santanópolis são considerados como cogenéticos, apresentam idades semelhante, e fonte com assinatura análoga. Do ponto de vista geotectônico a semelhança começa pela idade de cristalização, entre 2,1 a 2,05 Ga, indicando que ambos foram gerados na orogenia Riacciana/Orisiriana em ambiente pós-colisional, com enriquecimento em LILE_s e ETR_L e depleção em HSFE e ETR_p, sugerindo que no contexto geodinâmico de formação do Cráton do São Francisco, a região foi submetida a atuação de subducção e metassomatismo do manto por fluidos derivados da crosta oceânica subductada (Cruz et al., 2016), o que originou um manto litosférico, com quantidades crescente de anfibólitos e fonte dos magmas shoshoníticos dos Maciços estudados. Tais características podem ser também observadas na Fácies Guanambi e no Maciço Ceraíma descritos por Rosa et al., (1999, 2000), por Prazeres Santos & Botelho (2021) e Santos et al., (2005).

Em função das feições estruturais e texturais, ambos os Maciços possuem geometria alongada, alinhada na direção N-S, correlata a direção do sistema de falhamento regional. As rochas do ME destacam-se por apresentar granulação fanerítica a porfirítica, com ocorrência de textura do tipo fluxo magmático. Entretanto, nas bordas da intrusão os fenocristais de feldspato potássico apresentam-se rotacionados e feições miloníticas acontecem na área, seguindo a direção do sistema de falhamento. Fato similar ocorre nas rochas do MS, que registram deformação dúctil tardia (Conceição et al., 2000). Tais evidências apontam que o magma gerador dos Maciços foi alojado num regime sin-transcorrente, durante o colapso gravitacional da orogenia Riacciana/Orisiriana, podendo sugerir uma megassutura antiga na porção oeste da Bahia, como indicado por Conceição et al., (1997) para a região leste.

Do ponto de vista petrogenético, o ME demonstra mais diversidade litológica, comparado com o MS, que apresenta ocorrência apenas de sienitos, com variações de granulação. Essa variação permitiu separar o ME em três fácies distintas: sienítica, quartzo monzonítica e granítica, que são constituídas por paragêneses félsicas representadas pelo microclínio, plagioclásios (oligoclásio, albita e andesina) e quartzo, e as fases máficas compostas por biotita e anfibólio, tendo de forma restrita a aparição de diopsídio, apresentando apatita e zircão como principais minerais acessórios. Padrão mineralógico similar foi identificado por Conceição et al., (1997) nos sienitos do MS, o que permite considerar a existência de magmas de origem correlatas na região.

Os dados geoquímicos dos Maciços assinalam que são rochas alcalinas, potássicas a ultrapotássicas, de afinidade shoshonítica, com o caráter peraluminoso a fracamente metaluminoso para as fácies sieníticas e quartzo monzoníticas e para o MS. Essa assinatura em conjunto com as tendências lineares e razões entre os elementos maiores ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$) e traço (La/Yb, Zr/Y, La/Nb, Ba/La) sugerem a cristalização fracionada como processo principal para a evolução magmática no Maciço Estreito. Contudo, observa-se que os sienitos do MS são menos evoluídos que os sienitos do ME, por apresentarem valores mais altos de elementos maiores e traço, sugerindo uma maior intensidade na atuação do metassomatismo do manto de leste para oeste. Na questão de evolução das rochas do ME, pode-se sugerir que o sienito evoluiu para quartzo monzonito, que por sua vez deu origem ao monzogranito, termo este mais evoluído do Maciço.

Essa similaridade composicional, estrutural e geoquímica entre os Maciços (Estreito e Ceraíma) e a Fácies Guanambi da porção oeste, com a região leste, representada pelo Maciço Santanópolis, remete à existência, no Cráton do São Francisco, de fragmentos crustais de uma possível província alcalina potássica paleoproterozoica de idade entre 2,05 a 2,1 Ga, originada em um contexto pós-colisional.

Agradecimentos:

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior -Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001 pelo apoio financeiro. Os autores agradecem as instituições de ensino, UFOB e a UnB, pelo convênio no programa DINTER que possibilitou a infraestruturas e os recursos financeiros para a execução do projeto. A

nossa gratidão ao professor Dr. Herbet Conceição, a professora Dra. Maria de Lourdes da Silva Rosa e ao Dr. Emerson Barreto dos Santos pelas contribuições literárias a luz do magmatismo alcalino da Bahia; aos geólogos Bruno Eduardo Cardoso Silva, a Grasielle Chagas Vidal e a Lorena Soares de Araújo pelo suporte no desenvolvimento da pesquisa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

Alkmim, F.F., Marshak, S., Fonseca, M.A. 2001. Assembling West Gondwana in the neoproterozoic: clues from the Sao Francisco craton region. Brazil. *Geology* **29**: 319–322.

Alkmim, F. F. 2004. O que faz um Cráton um Cráton? O Cráton São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: V. Mantesso-Neto; A. Artorelli; C. D. R. Carneiro & B. B. Brito Neves (Eds.): *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*: v. **1**: 17-35. Editora Beca; São Paulo.

Arcanjo, J.B., Marques-Martins. A.A., Loureiro. H.S.C., Varela, P.H.L. 2005. Projeto Vale do Paramirim; Bahia: geologia e recursos minerais. Salvador; CBPM; *Série arquivos abertos*. **22**; 82p.

Barbosa, J.S.F., Dominguez, J.M.L. 1996. Texto Explicativo para o Mapa Geológico do estado da Bahia. Escala 1:1.000.000. Salvador: Secretaria da Indústria Comércio e Mineração do Estado da Bahia/SGM/PPP/FAPEX/CPGG.

Barbosa, J.S.F. & Sabaté, P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton; Bahia; Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*. **133**: 1-27.

Barbosa; J.S.F.; Sabaté; P.; Marinho; M.M. 2003. O Cráton do São Francisco no Bahia: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociência*. 33(1):3-6.

Barbosa, J.S.F., Cruz, S.P., Souza, J.S. 2012. Terrenos Metamórficos do Embasamento; In: Barbosa; J. S. F. (ed.) *Geologia da Bahia: pesquisa e atualização. Série Publicações Especiais*; **13** Convênio CBPM/UFBA-IGEO/SBG. 1 e 2v.

Barbosa, N.S. 2010. Geocronologia dos terrenos granito-greenstone da região de Riacho de Santana; Bahia. Dissertação (Mestrado). Salvador: Instituto de Geociências – UFBA.

Barbosa, N.S., Teixeira, W., Leal, L.R.B., Leal, A.B.M. 2013. Evolução crustal do setor ocidental do Bloco Arqueano Gavião, Cráton do São Francisco, com base em evidências U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr. *Geologia USP. Série Científica*, v. **13**, p. 63-88.

Boomeri, M., Moradi. R., Bagheri S. 2020. Petrology and origin of the Lar igneous complex of the Sistan suture zone, Iran. Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran. *Geologos - Sciendo*. **26**, **1**: 51–64.

Bonin, B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos.* **78** (1), 1–24.

Brito-Neves, B.B. 2002. Main stages of development of sedimentary basins of South America and their relationships of tectonics of supercontinents. *Gondwana Res.* **5**, 175–196.

Bruno, H., Elizeu, V., Heilbron, M., Valeriano, C.M., Strachan, R., Fowler, M., Bersan, S., Moreira, H., Dussin, I., Silva, L.G.E.S., Tupinambá, M., Almeida, J., Dunlop, J., Neto, C., Carvalho, M., Almeida, R., Storey, C. 2020. Neoproterozoic and Rhyacian TTG and Sanukitoid suites in the southern São Francisco Paleocontinent, SE Brazil: evidence for diachronous onset of modern-style plate tectonics. *Geosci. Front.* **11** (5), 1763–1787.

Bucholz, E.C., Jagoutz, O. 2014. Phlogopite- and clinopyroxene-dominated fractional crystallization of an alkaline primitive melt: petrology and mineral chemistry of the Dariv Igneous Complex, Western Mongolia. *Contributions to Mineralogy and Petrology.* **167**(4):1–32.

Conceição, H. e Otero, O.M.F. 1996. Magmatismo granítico e alcalino no estado da Bahia. Salvador, Sup. *Geol. Rec. Min.*, 133p.

Conceição, R.V., Conceição, H., Lafron, J.M., 1997v. Petrologia dos sienitos alcalinos potássicos do Maciço Santanópolis, Ba. *Geochimica Brasiliensis.* **11**: 133–152.

Conceição, R.V., Nardi, L.V.S., Conceição, H. 2000. The Santanópolis Syenite: Genesis and Evolution of Paleoproterozoic shoshonitic syenites in Northeastern Brazil. *Intern. Geol. Ver.* **42**: 941–957.

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 o 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. *Ver. Brasil. de Geoc.* **37**(4): 61–69.

Conticelli, S., Guarnieri, L., Farinelli, A., Mattei, M., Avanzinelli, R., Bianchini, G., Boari, E., Tommasini, S., Tiepolo, M., Prelević, D., Venturelli, G. 2009. Trace elements and Sr–Nd–Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: Genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. *Lithos.* **107**: 68–92.

Cordani, U.G., Sato, K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform based on Sm–Nd isotopic systematic on granitoid rocks. *Episodes* **22**(3): 167–173.

Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Pinto, M.S., Peucat, J.J., Paquette, J.L., Souza, J.S., Martins, V.S., Chemale Jr., F., Carneiro, M.A. 2016. The Siderian-Orosirian magmatism in the Archean Gavião Paleoplate, Brazil: U-Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *J. South Am. Earth Sci.* **69**: 43-79.

Danderfer-Filho, A., Dardenne, M.A. 2002. Tectonoestratigrafia da Bacia Espinhaço na porção centro-norte do Cráton do São Francisco: registro de uma evolução poliistórica descontínua. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, **4**:449-460.

Degler, R., Pedrosa-Soares, A., Novo, T., Tedeschi, M., Silva, L.C., Dussin, I., Lana, C. 2018. Rhyacian-Orosirian isotopic records from the basement of the Aracuai-Ribeira orogenic system (SE Brazil): links in the Congo-Sao Francisco palaeocontinent. *Precambrian Res.* **317**:179–195.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 – diagram and majorelement analyses –ITS relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*. **29**:183-210.

Foley, S. 1992. Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints: *Lithos*. **28**:187–204.

Foley, S. e Peccerillo A. 1992. Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. *Lithos*. **28**(3-6):181-185.

Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L. 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constrains for petrogenetic models. *Earth Science Reviews*. **24**(2): 81- 134.

Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J. & Frost, C.D. 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*. **42**(11): 2033-2048.

Furman, T., Graham, D. 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kilvu volcanic province. *Lithos*. **48**: 237–262.

Hart, R., S. 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth and Planetary Science Letters*. **90**: 273-296

Heilbron, M., Duarte, B.P., Valeriano, C.M., Simonetti, A., Machado, N., Nogueira, J.R. 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U/Pb geochronology: implications for paleo-geographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Res.* **178**: 136–148.

Loureiro, H.S.C., Bahiense, I.C., Neves, J.P., Guimarães, J.T., Teixeira, L.R., Santos, R.A., Melo, R.C. 2009. Geologia e recursos minerais da parte norte do corredor de deformação do Paramirim (Projeto Barra – Oliveira dos Brejinhos). Salvador, CBPM. *Série Arquivos Abertos*. **33**: 1-113.

- Liégeois, J.P., Naves, J., Hertogen, J., Black, R. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*. **45**: 1–28.
- Maniar, P.D. & Piccoli, A. 1989. Tectonic Discrimination on Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*. **101**: 635-643.
- Morrison, G.W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*. **13**(1): 98-108.
- Medeiros, E.L.M. 2013. Geologia e Geocronologia do Complexo Santa Isabel na Região de Urandi, Bahia. 95 p. Dissertação (Mestrado - Instituto de Geociências) – Universidade Federal da Bahia, Salvador-BA.
- Muller, D., Groves, D.I. 1993. Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. *Ore Geol. Rev.* **8**: 383-406.
- Nardi, L.V.S. 2016. Granitoides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. *Pesquisas em Geociências*. **43**: 85-99.
- Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2009. A-type granitoids in post-collisional settings from southernmost Brazil: their classification and relationship with magmatic series. *Canadian Mineralogist*. **47**(6): 1493-1504.
- Oliveira, E. P., McNaughton, N. J., Armstrong, R. 2010. Mesoarchean to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna-Salvador Curaçá-orogen, São Francisco craton, Brazil. *Geological Society* (London, Special Publications). **338**: 263-286.
- Oliveira, E.P., Carvalho, M.J., McNaughton, N.J. 2004. Evolução do segmento norte do Orógeno Itabuna–Salvador–Curaçá: cronologia da acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Boletim Geologia USP -Série Científica*. **4**: 41–53.
- Paim, M. M. 2014. Maciço de Cara Suja: Expressão do Magmatismo Alcalino Potássico Pós-colisional no Sudoeste da Bahia. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador. pp. 258.
- Pearce, J. A. 2014. Geochemical Fingerprinting of the Earth's Oldest Rocks. *Geology*. **42**(2): 175-176.
- Pearce, J., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*. **19**(4): 120-125.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. **25**: 956-983.
- Pearce, J.A. 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thrope, R.S. (ed), *Andesites*. Wiley, Chichester. 525-548.

Peccerillo, A. & Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **58**: 63-81.

Plá, Cid, J. & Nardi, L.V.S. 2006. Alkaline ultrapotassic A-type granites derived from ultrapotassic syenite magmas generated at metasomatised mantle sources. *International Geology Review*. **48**: 942-956.

Prazeres Santos, J. & Botelho, N. F. 2022 (em preparação). Riaccian/Orosirian postorogenic potassic alkaline magmatism (~ 2.0 Ga) in the São Francisco Craton: A case study of the Ceraíma Massif, SW of the State of Bahia, Brazil.

Rollinson, H., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical, England, p. 352.

Rosa, M. L. S., Conceição, H., Oberli, F., Meier, M., Martin, H., Macambira, M., J. B., Santos, E. B., Paim, M. M., Leahy, G. A. S., Leal, L. R. B. 2000. Geochronology (U-Pb/Pb-Pb) and isotopic signature (Rb-Sr/Sm-Nd) of the Paleoproterozoic Guanambi batolith, southwestern Bahia State (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*. **30**(1): 62-65.

Rosa, M. L. S., Conceição, H., Paim, M. M., Santos, E. B., Alves Da Silva, F. C., Leahy, G. A. S., Bastos Leal, L. R. 1996. Magmatismo potássico-ultrapotássico pós a tardi-orogênico (associado à subducção) no oeste da Bahia: batólito monzo-sienítico de Guanambi-Urandi e os sienitos de Correntina. *Geochim. Brasil*. **10**(1): 27-42.

Rosa, M.L.S. 1999. Geologia, Geocronologia, Mineralogia, Litogeoquímica e Petrologia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia). Tese de Doutorado, CPG Geologia, IGEO/UFBA, 186p.

Santos, E.B., Rosa, M.L.S., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Scheller, T., Paim, M.M., Leahy, G.A.S. 2000. Magmatismo alcalino-potássico Paleoproterozóico no SW da Bahia e NE de Minas Gerais, Maciço do Estreito: geologia, idade, petrografia e litogeoquímica. *Geoch. Brasil*, **14** (2):249-267.

Silva L.C., Pedrosa-Soares A.C., Armstrong R., Pinto C.P., Magalhães J.T.R., Pinheiro M.A.P., Santos G.G. 2016. Disclosing the Paleoarchean to Ediacaran history of the São Francisco craton basement: The Porteirinha domain (northern Araçuaí orogen, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*. **68**: 50-67.

Sun, S.S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins. Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Editors), *Geological Society of London*, London. **42**: 313-345.

Thompson, R.N. & Fowler, M.B. 1986. Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from Scottish Caledonites. *Contrib. Mineral. Petrol*. **14**:507-522.

Wilson, M. 1989. Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach. Unwin Hyman, London- U.K., p.466.

CAPÍTULO 4

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os caminhos aqui percorridos por esta pesquisa a respeito do magmatismo alcalino potássico paleoproterozoico do oeste do Estado da Bahia, sugerem as seguintes considerações sobre os Maciços Ceraíma e Estreito e sua comparação com a Fácies Guanambi, também na mesma região, e com o Maciço Santanópolis, localizado na parte leste do estado:

(I) são intrusões compostas por uma grande diversidade litológica, que foram individualizadas em fácies, sendo o Ceraíma em cinco e o Estreito em três fácies principais, variando de sienitos a monzonitos, com ocorrência restritas de granitos (monzo e sienogranitos), demonstrando as múltiplas fases de evolução petrogenética. Essas variações composicionais são marcadas por paragêneses félsicas, representadas por microclínio pertítico, como fenocristais e na matriz, plagioclásio (oligoclásio, albita e andesina) e quartzo, e as fases máficas compostas por biotita, anfibólios (Mg-hornblenda e edenita) e, de forma restrita, diopsídio, exceto nas fácies graníticas, e como fases minerais acessórios observa a apatita e zircão, de forma precoce. Características mineralógicas também observadas na fácies Guanambi e no Maciço Santanópolis.

(II) a distribuição espacial do MC é elíptica encurvada, enquanto o ME apresenta formato geométrico alongado, ambos estruturados em faixas verticalizadas contínuas a descontínuas, em contatos tectônicos com o embasamento (Complexo Santa Isabel), na direção preferencial NW-SE e N-S. Esta cinemática é correlata ao sistema de falhamento regional e feições similares são encontradas na fácies Guanambi e no Maciço Santanópolis (intrusão alongada na direção N-S). A existência de textura do tipo fluxo magmático preservada no MC, no ME e na fácies Guanambi, a presença de fenocristais de microclínio rotacionados e feições miloníticas nas bordas do ME levam a sugerir que ocorreu na região uma possível sutura onde o magma gerador dos Maciços foi alojado, controlada por um regime sin-transcorrente, durante o colapso gravitacional da orogenia Riacciana/Orosiriana. É importante salientar que a feição sugerida acima foi proposta também por Conceição et al. (1997) para a porção leste da Bahia, que contempla o MS.

(III) A evolução geoquímica descreve um magmatismo de natureza alcalina potássica a ultrapotássica, de afinidade shoshonítica, com caráter metaluminoso a peraluminoso para o MC e peraluminoso a fracamente metaluminosa para o ME, saturados em sílica, marcados por tendências lineares na correlação entre elementos

maiores, traços e sílica. Nos diagramas multielementares, os vales pronunciados nos elementos de Nb, P e Ti, além do enriquecimento de LILEs (Sr e Ba), empobrecimento em HFSE (Nb e Y) e fracionamento significativo em terras raras leves em detrimento das terras raras pesadas sugerem que a região foi submetida a atuação de subducção e metassomatismo do manto por fluidos derivados da crosta oceânica subductada, que originou um manto litosférico metassomatizado, magma este de assinatura shoshonítica geradora dos Maciços estudados. Tais características podem ser também observadas na Fácies Guanambi e no Maciço Ceraíma.

(IV) As informações apresentadas permitem interpretar as rochas dos maciços como cogenéticas e a cristalização fracionada como processo principal para a evolução magmática, sendo a fácies sienítica a menos evoluída, parental, e a fácies granítica a mais evoluída. Os sienitos do Maciço Santanópolis são menos evoluídos que os sienitos do ME, sugerindo uma maior intensidade na atuação do metassomatismo do leste para sudoeste. Em relação aos valores de ϵNd e Sr_i , encontrados na literatura, tanto o Maciço Estreito quanto o Maciço Santanópolis apontam uma assinatura magmática voltada para magmas derivados de manto metassomatizado, corroborando as interpretações relacionadas à geoquímica de elementos-traço.

(V) A diversidade de rochas e minerais, as feições estruturais e o perfil geoquímico similares entre os Maciços Ceraíma e Estreito, e a Fácies Guanambi, situados na porção oeste da Bahia, e o Maciço Santanópolis, na região leste, permitem propor que durante o paleoproterozoico o Cráton do São Francisco alojou uma província alcalina potássica a ultrapotássica, cujos fragmentos crustais estariam representados pelos Maciços e fácies acima citados, marcando um contexto pós-colisional entre 2,05 a 2,1 Ga.