

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

Silvana de Carvalho Melo

**PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES DO COMPLEXO PRATA A
NORDESTE DE MONTEIRO - PB**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Fevereiro de 1997**

SILVANA DE CARVALHO MELO
Geóloga, Universidade Federal de Pernambuco, 1992

**PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES DO COMPLEXO PRATA A
NORDESTE DE MONTEIRO - PB**

Dissertação que apresenta à Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pela Profa. Dra Ignêz de Pinho Guimarães em preenchimento parcial para obter o grau de Mestre em Geociências, área de concentração Mineralogia e Petrologia defendida em 27 de fevereiro de 1997.

RECIFE, PE

1997

M528p

Melo, Silvana de Carvalho.

Petrologia e geoquímica dos Granitóides do Complexo de Prata a Nordeste de Monteiro – PB / Silvana de Carvalho Melo . - Recife: O Autor, 1997.

xiii, 86 folhas, il : figs., tabs.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 1997.

Inclui bibliografia e Anexos.

1. Geociências. 2. Petrologia. 3. Geoquímica. 4. Complexo do Prata – Paraíba. 5. Granitóides. I. Título.

UFPE

551

CDD (22. ed.)

BCTG/2008-004

*Nas grandes batalhas da vida,
o primeiro passo para a vitória
é o desejo de vencer!
(Gandhi)*

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho realizou-se devido à ajuda de várias instituições, as quais contribuíram de maneira imprescindível para a sua execução.

Entre estas instituições ressaltamos o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudos indispensável como suporte financeiro nos trabalhos de campo e laboratorial.

A Pós-graduação em Geociências, na pessoa do seu coordenador Alcides Nobrega Sial, por permiti o acesso ao acervo bibliográfico no NEGLABISE.

A Fundação de Apoio a Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco (FACEPE).

A Ignez Pinho Guimarães, na condição de orientadora os meus sinceros agradecimentos.

Aos professores Adejardo da Silva Filho e Edmilson Santos Lima pela ajuda com as análises de microsonda e químicas.

O professor Gorki Mariano pela ajuda incondicional e a troca de informação durante a redação deste trabalho.

Aos colegas Paulo Roberto e Roberto Galvão pela ajuda durante as etapas de campo.

Aos amigos pelo incentivo dado em todo momento necessário durante a realização do trabalho: Neysi Almeida, Vladimir Medeiros, Roberto Curioso, Cristina Reyes, Fátima Lira e em especial as minhas amigas e irmãs Roberta Galba Brasilino e Jael Maurino, meus sinceros agradecimentos.

Aos meus pais e irmã, pois souberam compreender os momentos de ausência, e nunca deixaram de nos incentivar.

RESUMO

O presente trabalho compreende o estudo das rochas graníticas do Complexo Prata, localizado a nordeste do município de Monteiro (PB).

O complexo Prata é formado por intrusões em forma de diques e stocks de composição granítica, localmente contendo enxames de enclaves máficos. Diques de dacito e basalto de direção NNE e E-W são observados cortando os granitos e os migmatitos encaixantes da Faixa Pajeú-Paraíba. Os enxames de enclaves máficos são sempre observados próximos as bordas do Complexo, seguindo a direção dos diques de rochas basálticas.

Seis fácies petrográficas foram mapeadas no Complexo Prata: Biotita-senoganito porfiríticos (*BSGP*), hornblenda-biotita-sieno a monzogranitos porfiríticos (*HBSMGP*), biotita-sienogranitos (*BSG*), monzodioritos a quartzo-monzonitos (*MQM*), dioritos e noritos.

As relações petrográficas revelam uma mineralogia comum, quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e anfibólio. Porém a fácies norito apresenta olivina reagindo com o líquido para formar hiperistênio.

Os dados de química mineral revelam que os plagioclásios apresentam uma composição variando de oligoclásio a andesina nas rochas graníticas, os K-feldspatos são basicamente ortoclásios e as biotitas e anfibólios são ricos em ferro.

Quimicamente as rochas do Complexo Prata são metaluminosas a peraluminosas, apresentando altos teores de potássio. Nos diagramas Harker observa-se correlações negativas para TiO_2 , CaO , MgO , P_2O_5 . Al_2O_3 Na_2O permanecem constantes com o aumento de SiO_2 . Os teores de Nb (26-46 ppm) e Y (36-61 ppm) são elevados, comparados a média observada em granitos cálcio-alcálinos e de afinidades shoshoníticas na Província Borborema.

Três padrões distintos de ETR normalizados em relação ao condrito são observados no Complexo Prata: os padrões de HBSMGP, BSGP e BSG mostram razões de ETRL/ETRP elevadas (10 a 40) e profundas anomalias negativas de $Eu/Eu^* = 0,33$ em média.

Os dioritos e *MQM* mostram padrões semelhantes aos observados em *HBSMGP*, *BSGP* e *BSG*, porém com anomalias negativas de Eu menos profundas. Os noritos apresentam padrões horizontalizados com pequenas anomalias negativas de Eu.

Os Spidergramas normalizados em relação ao manto primitivo mostram três padrões distintos: os padrões dos granitos são fracionados com profundas depressões em Ti e Sr, pequenas depressões em Nb, Y e Ba e picos em Rb, K; os dioritos e *MQM* são caracterizados por padrões semelhantes aos granitos, porém com depressões menores em Ti e Sr; os basaltos mostram pequenas depressões em Nb, Ti e Sr e os dos noritos mostram profundas depressões em Y, Ti, Zr, Sr e Nb. Os dados petrográficos e geoquímicos indicam que o Complexo Prata foi originado por diferentes magmas, que se misturaram parcialmente durante a ascensão.

A idade isocronica Rb/Sr obtida para o Complexo Prata é de (512 ± 30) Ma), junto com as evidências geoquímicas, pode caracterizá-lo como uma intrusão anorogênica.

As evidências geoquímicas e petrográficas do Complexo Prata, associadas às similaridades entre este complexo e outros caracterizados como granitóides do tipo A, sugerem magmatismo tipo A para o Complexo Prata.

Palavras Chaves: Petrologia, geoquímica e petrografia.

ABSTRACT

The present work comprises the study of granitoids of the northeast of the city of Monteiro (PB). The Complex Prata represents a magmatism bimodal followed by granite intrusions dykes the dacite and basalt of the NNE and EW strike the granitites cut and embasament Pajeú-paraíba. The swarms enclaves mafics are observed are always, next edges Complex, following dykes basalt rocks.

The facies six petrografics the Complex Prata they had been mappedes: porphyritic biotite-syenogranite (PBSG), porphyritic hornblende-biotite syeno a monzogranito (PHBSMG), biottite syenogranite (BSG), monzodiorito-quartz monzonite (MQM), diorite and norite.

The mineral assemblage of granitites in order of abundance: quartz, plagioclase, microcline (perthite), biotite and amphiboles. Norite presents a typical mafic mineralogy, represented by plagioclase (labradorite), hypersthene and olivine. The plagioclase composition in these granitoids ranges from oligoclase to andesine; k-feldspars are orthoclase and microcline. The biotite and amphiboles are characteristics by iron rich varieties.

The data of mineral chemical they disclose who the plagioclase they variations composition the oligoclase to andesine in granitoids rocks, the k-feldspars are basic ortoclase and the biotites and amphiboles rich by iron.

Geochemical the Complex Prata rocks are metaluminous to peraluminous, the presents high teor de potassium in harker diagrams observation refusals correlations to TiO_2 , CaO , MgO , P_2O_5 , Al_2O_3 , Na_2O , constants with the SiO_2 . The teores of the nb and Y are raised, compared the observed average in calcic-alkaline granitoids and the of shoshonitic affinity in Borborema Province.

Three standards distinct the normalized in relation a condrit observation Complex prata: standards the HBSMGP; BSGP and BSG they show reasons elevation of the ETRL/ETRP and negative anomalies of the Eu/Eu^* .

The dioritics and MQM they show similiares standards to the observed ones HBSMGP; BSGP e BSG, but with negative anomalies of the Eu.

The spidergrams normalized in relation to primitive mantle show three distinct standards; the standards granitoids fraction's with depressions in Ti and Sr, small depressions in Nb, Y and Ba, And picks in Rb, K, the diorites and MQM are characteristics to standards similiares to granites, but depressions small in Ti and Sr. The basalts show small Nb, Ti and Sr and the norites show deep depressions in Y, Ti, Zr, Sr and Nb. The petrographic data and geochemical they indicate that Complex Prata it was originated by different magmas, that they ascension. The isocronica age Rb/Sr gotten for the Complex Prata is the $(512 \pm 30 \text{ Ma})$, together with them you evidence geochemical, it can characterize it as an anorogenic intrusion.

You evidence them geochemical and petrografics of the Complex Prata associated the similarities between this Complex and characterized others as granitites of the type A, they suggest magmatismo type A for the Complex Prata.

Words Keys: Petrologic, geochemical and petrographic.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

1.0 - INTRODUÇÃO	14
1.1 - Localização e Vias de Acesso	14
1.2 - Aspectos Fisiográficos	14
1.3 - Metodologia	16
 2.0 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	 18
2.1 - Introdução	18
2.2 - Histórico da Faixa Pajéu-Paraíba	19
 3.0 - GEOLOGIA LOCAL	 24
3.1 - Introdução	24
3.2 - Relações de Campo e Petrografia	25
3.2.1 - Biotita-sienogranito porfirítico (<i>BSGP</i>)	25
3.2.2 - Hornblenda-biotita-sieno a monzogranito porfirítico (<i>HBSMGP</i>)	32
3.2.3 - Biotita-sienogranito (<i>BSG</i>)	34
3.2.4 - Monzodiorito a quartzo-monzonitos (<i>MQM</i>)	35
3.2.5 - Dioritos e Noritos	37
 4.0 - QUÍMICA MINERAL	 40
4.1 - Introdução	40
4.2 - Plagioclásios	40
4.3 - K-feldspatos	41
4.4 - Anfibólios	42

4.5 – Piroxênios-----	44
4.6 - Biotitas-----	45
5.0 - GEOQUÍMICA -----	51
5.1 - Introdução-----	51
5.2 - Geoquímica de Elementos Maiores -----	56
5.3 - Geoquímica de Elementos Traços-----	56
5.4 - Elementos Terra Raras -----	60
5.5 - Diagramas Discriminante de Ambientes Tectônicos -----	66
6.0 - DADOS ISOTÓPICOS PARA AS ROCHAS DO COMPLEXO PRATA -----	72
7.0 - CARACTERIZAÇÃO PETROGENÉTICA -----	74
7.2 – Complexo Prata: considerações Petrogenéticas-----	76
8.0 - CONCLUSÕES-----	79
9.0 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS-----	81
10 - ANEXOS -----	86

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.0 - Mapa de Localização da Área estudada. -----	16
Figura 2.0 - Localização Geotectônica da Área estudada e os principais Traços estruturais da Província Borborema, segundo Brito Neves 1984a e Van schumus et al 1995.-----	22
Figura 3.0 - Diagrama modal Q-A-P (Streckeisen, 1976) para as rochas do Complexo Prata. -----	32
Figura 4.0 - Diagrama Triangular de Classificação An-Ab-Or para os plagioclásios do Complexo Prata. -----	41
Figura 5.0 - Diagrama de classificação An-Ab-Or para os K-feldspatos do Complexo Prata. -----	42
Figura 6.0 - Diagramas de Classificação dos Anfibólios (Leake, 1978) aplicados as rochas do Complexo Prata.-----	43
Figura 7.0 - Diagrama Triangular de Marimoto, 1988, aplicados as rochas do Complexo Prata. -----	44
Figura 8.0 - Diagrama de Classificação das biotitas (1994), caracterizando os tipos magmáticos a partir da química das biotitas.-----	46
Figura 9.0 - Diagrama triangular de Abdel-Rahman (1994), caracterizando os tipos magmáticos a partir da química das biotitas.-----	46
Figura 10 - Diagrama binário $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ vs $Al_2O_3/ (CaO + Na_2O + K_2O)$ de Maniar & Piccolli (1989), para as rochas do Complexo Prata. ----	52
Figura 11 - Diagrama binário $A=Al - (K + Na + 2Ca)$ vs $B= Fe + Mg + Ti$ (Debon e Le Fort, 1971). -----	52
Figura 12 - Diagrama binário SiO_2 vs Alcalis (Irvine Baragar, 1971) para as rochas do Complexo Prata. -----	53
Figura 13 - Diagrama binário K_2O vs SiO_2 (campos de Peccerilo e Taylor,1976). -----	54

Figura 14 - Diagrama Ternário AFM, de Irvine Baragar, para as rochas do Complexo Prata. -----	54
Figura 15 - Diagramas de Variação Óxidos vs SiO ₂ (Harker), para as rochas do Complexo Prata. -----	57
Figura 16 - Diagramas de Variação Traços vs SiO ₂ (Harker), para as rochas do Complexo Prata. -----	59
Figura 17a - Padrões de Elementos Terra Raras normalizado segundo o condrito de Sun, 1980. Para as rochas graníticas do Complexo Prata. ----	61
Figura 17b - Padrões de Elementos Terra Raras normalizado segundo o Condrito de Sun, 1980. Para os dioritos do Complexo Prata. -----	61
Figura 17c - Padrões de Elementos Terra Raras normalizado segundo o Condrito de Sun, 1980. Para os noritos do Complexo Prata. -----	62
Figura 18a - Padrões de Elementos Terra Raras normalizado segundo o Condrito de Sun, 1980. Para os granitóides Anorogênicos da Amazônia. -	63
Figura 18b - Padrões de Elementos Terra Raras normalizado segundo o Condrito de Sun, 1980. Para as rochas do Complexo Meruoca e Mocambo. -----	64
Figura 19 - Spiderdiagrams normalizado segundo o manto primitivo, para as rochas graníticas do Complexo Prata. -----	65
Figura 20 - Spiderdiagrams normalizado segundo o manto primitivo, para os granitos da Amazônia (Jamon e Cigano, Dall'Agnol 1995). -----	65
Figura 21 - Diagrama discriminante R ₁ X R ₂ de De La Roche et al,1983, para as rochas do Complexo Prata. -----	66
Figura 22 - Diagramas Discriminantes a) (Y + Nb) X Rb e b) Nb X Rb, com os Campos de Pearce et al, 1984. Para as rochas do Complexo Prata. -----	67
Figura 23 - Isócrona Rb-Sr para as rochas graníticas do Complexo Prata.	73
Figura 24 – Diagramas experimentais de Patiño Douce (1995) Projetando as rochas do Complexo Prata. -----	78

INDICE DE FOTOGRAFIAS

Fotografia 01 - Enclave diorítico englobando os fenocristais de K-feldspato (fácies BSGP). -----	--26
Fotografia 02 - Clots de anfibólio, lumps de quartzo circundado por anfibólio (fácies BSGP).-----	--26
Fotografia 03 - Diques estreitos de pegmatitos cortando o diorito.-----	--27
Fotografia 04 - Enclaves máficos mostrando contato lobulares ou com forma De labaredas (fácies BSGP).-----	--27
Fotografia 05 - Enclave de monzodiorito, apresentando fenocristais de K-feldspato e plagioclásio (fácies BSGP).-----	--28
Fotografia 06 - Contato entre diques de riódácitos com ortognaisse encaixante. -----	--28
Fotografia 07 - Textura Rapakivi sendo observada nos diques onde ocorre mistura de magma. -----	--29
Fotografia 08 - Metassomatismo de contato entre o ortognaisse encaixante e diques de granito híbrido. -----	--29
Fotografia 09 - Enxames de enclaves máficos formando o fácies monzodiorito a quartzo-monzonito.-----	--35
Fotomicrografia 10 - Mostrando fenocristais de plagioclásio manteado e corroído.-----	--38
Fotomicrografia 11 - Hiperistênio circundado por clinopiroxênio e hornblenda (fácies diorito).-----	39

CAPITULO 1

1.0 - Introdução e Apresentação

A presente dissertação de mestrado tem como objetivo caracterizar petrográfica e geoquimicamente o Complexo Prata.

Dentro deste contexto foram estudados os corpos granitóides de Monteiro, Prata e Sumé, localizado no Estado da Paraíba. Estes corpos representam intrusões alongadas em forma de bumerangue, com direção NE-SW, abrangendo uma área de aproximadamente 400 Km².

As informações obtidas em campo, adicionadas com as descrições macroscópicas, estudo de seções delgadas, análise de rocha total e química mineral, nos permitiram caracterizar petrográfica, petrológica e petrogeneticamente o Complexo Prata.

1.1 - Localização e Vias de Acesso

A área em estudo encontra-se delimitada pelos paralelos 7 ° 34' e 7 ° 50' de latitude sul e meridianos 36 ° 45' e 37 ° 10' de longitude, abrangendo uma superfície de 350 km².

Está inserida no estado da Paraíba nos municípios de Monteiro, Prata e Sumé.(Figura 01). O acesso à área, partindo de Recife (PE), e feito pela BR-232 sentido W até Cruzeiro do Nordeste, e a partir daí pela BR-230 até Sertânia e pela BR-428 até o Município de Monteiro, num percurso de aproximadamente 350 km.

1.2 Aspectos Fisiográficos

A área em estudo está inserida na região do Alto Pajéu, zona central do Polígono das Secas. Possui clima do tipo semi-árido, com chuvas ocasionais de verão, Bshw segundo a classificação de Köppen.

Caracterizada pela alternância de duas estações bem definidas: a das chuvas denominada de inverno, e a da seca, denominada de verão.

As temperaturas são elevadas, com média de 26°C, variando de 21 até 35°C. A umidade relativa do ar é baixa, com poucas chuvas e irregulares.

A vegetação típica é a Caatinga xerofítica dos sertões. Trata-se de vegetação heterogênea, exclusiva de clima semi-árido. Constitui-se por bromeliáceas e cactáceas tais como macambira, marmeleiro, umburana, catingueira, xique-xique, jurema, etc.

As árvores são de médio porte (umbuzeiro, angico, juazeiro e aroeira) ocorrem ao longo dos rios e riachos, devido à maior umidade.

A rede hidrográfica é constituída pela bacia do rio Paraíba e está representada pelos afluentes; rios Monteiro, Prata e Ouro Velho que está controlada pelo sistema de fraturas e falhas da região.

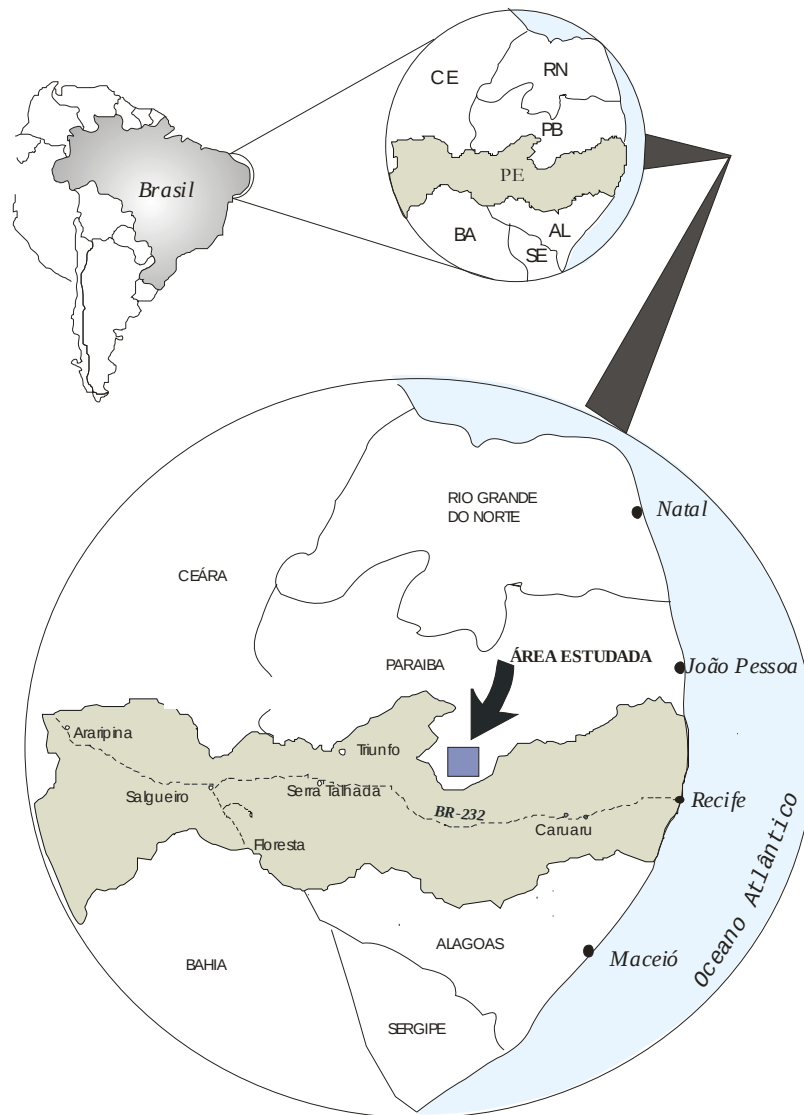


Figura 1.0 – Mapa de localização da área estudada

1.3 Metodologia

As etapas de trabalho começaram a partir da escolha da área de estudo, em seguida levantamento bibliográfico, a fotointerpretação onde foram utilizadas fotos na escala de 1:40.000 e realização de um mapeamento geológico na escala de 1:50.000, usando como base as folhas topográficas Monteiro e Sumé; SB. 24-Z-D-IV e SB.24-Z-D-V da SUDENE, na escala 1:100.000, fotografias aéreas na escala 1:40.000 da Cruzeiro do Sul e Imagem de Satélite na escala de 1:250.000.

Foram realizados vários perfis ao longo de estradas e riachos, para caracterizar as principais feições litológicas e estruturais da área, durante três etapas de campo com cerca de 10 dias cada.

Foram confeccionadas lâminas delgadas, de amostras representativas dos diferentes tipos litológicos para melhor caracterizá-los, e estabelecer a paragênese mineral, e sua seqüência de cristalização.

Análises químicas de minerais foram realizadas por microsonda eletrônica na USP e UNB visando caracterizar a composição química das diferentes fases minerais e a utilização de geobarômetros e geotermômetros.

As análises químicas de elementos maiores e traços foram realizadas na Universidade de Pávia (Itália) e no ACME laboratories (Canadá) e os elementos terra raras foram analisados na Universidade de Modena Itália.

CAPITULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 - Introdução

A área em estudo situa-se no Domínio Estrutural Central na Província da Borborema (Almeida et al, 1967). Esta Província compreende os terrenos do Nordeste afetados pela orogênese brasileira, tendo sido dividida por Brito Neves (1975) em sistemas de Dobramentos e Maciços Medianos.

Brito Neves (1975) reconheceu os seguintes sistemas de dobramentos na Província da Borborema: Riacho do Pontal, Seridó, Piancó Alto Brigida, Pajeú Paraíba, Sergipano e Jaguaribeano. O Complexo Prata está intrudido no sistema de Dobramento Pajeú-Paraíba. Este Sistema de Dobramentos tem forma alongada e direção aproximada NE-SW, sendo limitado a sul e a leste pelo Maciço Pernambuco-Alagoas, e a Norte e a Nordeste pelo Alto Teixeira, o qual foi designado por Brito Neves (1975) de Geoanticlinal de Teixeira.

Durante a década de 80, os trabalhos de Jardim de Sá e Hackspacher (1981), Macedo et al (1984) e Jardim de Sá (1984a e b) redefiniram o conceito de província, introduzindo a noção de policiclismo na sua evolução. Segundo este conceito a deposição e a deformação das supracrustais internas seriam de idade Transamazônica = Paleoproterozóica (Bertrand e Jardim de Sá, 1990), com o retrabalhamento no Brasileiro; apenas a evolução das faixas adjacentes aos Crátons (Médio Coreá e Vasa-Barris) e a granitogênese seriam de idade Neoproterozóica (Brasileira).

Campos Neto et al (1994) inseriu a Faixa Pajeú-Paraíba no Domínio tectônico Rio Pajeú (DRP). Este domínio situa-se entre os lineamentos Patos e Floresta, sendo caracterizado pela reunião de sistemas orogênicos

superpostos, em uma assembléia tectônica que o distingue dos demais da Província da Borborema. O DRP é composto por terrenos mesoproterozóicos de ambientes tectônicos diferentes com pequenos núcleos arqueanos. A Faixa Pajeú-Paraíba é separada da Faixa Piancó Alto Brígida por ortognaisses paleoproterozóico do Alto Teixeira. O DRP mostra registro de orogênese controlada por subducção de placas oceânicas e por colisões, representando o fechamento de oceanos abertos na quebra do continente Paleoproterozóico (orogênese Carris Velhos - 1100-900 M.a; Campos Neto et al, 1994).

Não há registros de expressiva sedimentação durante a orogênese Transnordestina = Neoproterozóico (Campos Neto et al, 1994). O Neoproterozóico no DRP foi marcado por intenso magmatismo granítico que tem início a 620 M.a. A transição entre os regimes distensivos e os estágios pós-orogênicos no DRP do Neoproterozóico foi marcado por atividade magmática ultrapotássica, na forma de diques que afloram desde Terra Nova até Norte de Triunfo.

A partir dos dados U/Pb e Sm/Nd, Van Schumus et al (1994,1995) redividiram a Província da Borborema, em três domínios geotectônicos distintos: o primeiro, a norte do lineamento Patos, constituído pelo Maciço Rio Piranhas, Caldas Brandão e as supracrustais de idade paleoproterozóica; o segundo domínio, a sul da Província, é constituído pelo embasamento paleoproterozóico e arqueano do Cráton São Francisco; o terceiro domínio central, composto por blocos do embasamento paleoproterozóico a arqueano, alternando com faixas móveis de idade mesoproterozóica e neoproterozóica ao sul do Lineamento Patos. (Figura 02)

2.2 - Histórico da Faixa Pajeú-Paraíba

Os primeiros trabalhos na Faixa Pajeú-Paraíba foram desenvolvidos por Ferreira e Albuquerque (1969) e Barbosa et al (1970). Estes autores dividiram o que posteriormente seria chamado por Brito Neves (1975) de Faixa Pajeú Paraíba em: Grupo Caicó, composto por anfíbolitos, migmatitos e calcários;

e o Grupo Uauá, composto por quartzitos, xistos, anfibolitos, gnaisses migmatitos e calciossilicáticas.

Santos (1971, 1977) individualizaram um Pré-cambriano médio a inferior, constituído por migmatitos, gnaisses graníticos e granitóides, o Pré-cambriano Superior constituído pelo: Complexo Alto Moxotó, com três seqüências: a Seqüência Feliciano constituída por rochas gnáissicas migmatizadas, com protólitos de natureza máfica-ultramáfica; a Seqüência Sertânia constituída por rochas pelíticas e; a Seqüência São Caetano constituída por rochas pelito-psamítica, que repousam sobre uma seqüência constituída por micaxistos, com paragêneses de fácies anfibolito alto e quartzito basal descontínuo.

Brito Neves (1975) propôs duas seqüências litoestratigráficas para a Faixa Pajeú-Paraíba. Uma inferior, originada de uma seqüência terrígena imatura psamítica e psamítica/pelítica com intercalações carbonáticas e quartzitos. E uma seqüência superior onde ocorrem rochas xistosas com intercalações carbonáticas. Podem ser observada também fácies argilosa com níveis descontínuos de quartzitos na base da seqüência. Gomes et al (1981) coloca estes litotipos no Complexo Monteiro, que está representado por uma seqüência de gnaisses com intercalações de calciossilicáticas, mármore e anfibolitos.

Todos os trabalhos na região da Faixa Pajeú-Paraíba usam uma série de denominações para diferentes complexos/grupos/seqüências, tornando-se difícil correlacioná-los estratigráfica e geocronologicamente, devido à mudança das áreas geográficas nas quais os mesmos foram descritos.

Wanderley (1990), mapeando a folha Monteiro, individualizou três seqüências litoestratigráficas: Complexo Gnáissico-Migmatítico Arqueano, uma seqüência supracrustal do paleoproterozóico representada pelos Complexos Irajá e Sertânia e rochas plutônicas e coberturas sedimentares recentes.

O Complexo Gnáissico-Migmatítico foi definido por Ferreira e Albuquerque (1969) e Barbosa (1970) e, subdividido por Wanderley (1990) em duas unidades litológicas denominadas gnaisses e ortognaisses tonalítico-

diorítico. O último correlaciona-se aos litotipos do Maciço Mulungu de Santos (1971), caracterizado como litotipos mais antigos da área.

O magmatismo intrusivo sob a forma de granitóides foi individualizado tanto no embasamento como nas supracrustais. São ortognaisses de composição granodiorítica, granítica, quartzo-monzonítica, e estão relacionados a um evento tectônico sin-tangencial do Proterozóico inferior.

No Proterozóico Superior foram individualizados dois tipos de granitóides: um sin-tangencial (monzogranitos, granitos, granodioritos e quartzo-sienitos); e outro tardi a pós-transcorrência incluindo granodioritos, granitos e monzogranitos porfiríticos.

Medeiros e Torres (no prelo) propõem duas seqüências litoestratigráficas: respectivamente um Complexo Gnáissico Aluminoso e o Complexo Carolína, ambos inseridos no Sistema de Dobramentos Pajeú-Paraíba de Brito Neves (1975).

O Complexo Gnáissico Aluminoso foi subdividido em duas associações litológicas: uma constituída por biotita gnaisses aluminosos, com injeções freqüentes de ortognaisses de composição tonalítica ou granítica, além de intercalações das rochas calciossilicáticas. O Neoproterozóico foi marcado por intensa atividade magmática: intrusões cálcio-alcálica, shoshoníticas, granitóides crustais de alto K e vulcanismo ácido básico.

Granitos gnáissicos médios a finos, geralmente a duas micas sin-transcorrentes, são associados às zonas de cisalhamento (Congo e Coxixola). Granitóides de composição cálcio-alcálicas e shoshoníticas, posicionados tardi a pós-transcorrência são associados às zonas de cisalhamentos E-W a ENE. Os granitóides crustais de alto K e diques de basaltos e riolitos são associados a zonas de cisalhamento NNE.

Santos et al (1994) e Santos (1995) definiram dois tipos contrastantes de Terrenos tectono-estratigráficos na Faixa Pajeú-paraíba: Os Terrenos Alto Pajeú (TAP) e os Terrenos Alto Moxotó (TAM).

O TAM compreende supracrustais metavulcanosedimentares que variam de uma associação quartzito-pelito-carbonato para uma associação pelito-carbonato, com vulcanismo de arco associado, metagranitóides

leucocráticos e blocos granulíticos. O TAP é constituído por supracrustais de natureza sedimentar (Complexo Sertânia) com contribuição vulcânica. Os granitóides brasileiros são restritos ao TAP.

Santos et al (1995) propôs um modelo evolutivo para a porção sul da Província da Borborema envolvendo mecanismos de rifteamento, acreção, amalgamação e dispersão de Terrenos, a exemplo do observado em faixas orogênicas mais jovens.

Dados isotópicos Rb/Sr e geofísicos confirmam a existência dessa tectônica, sendo os terrenos limitados por expressivas zonas de cisalhamento e por anomalias gravimétricas emparelhadas positivo-negativas.

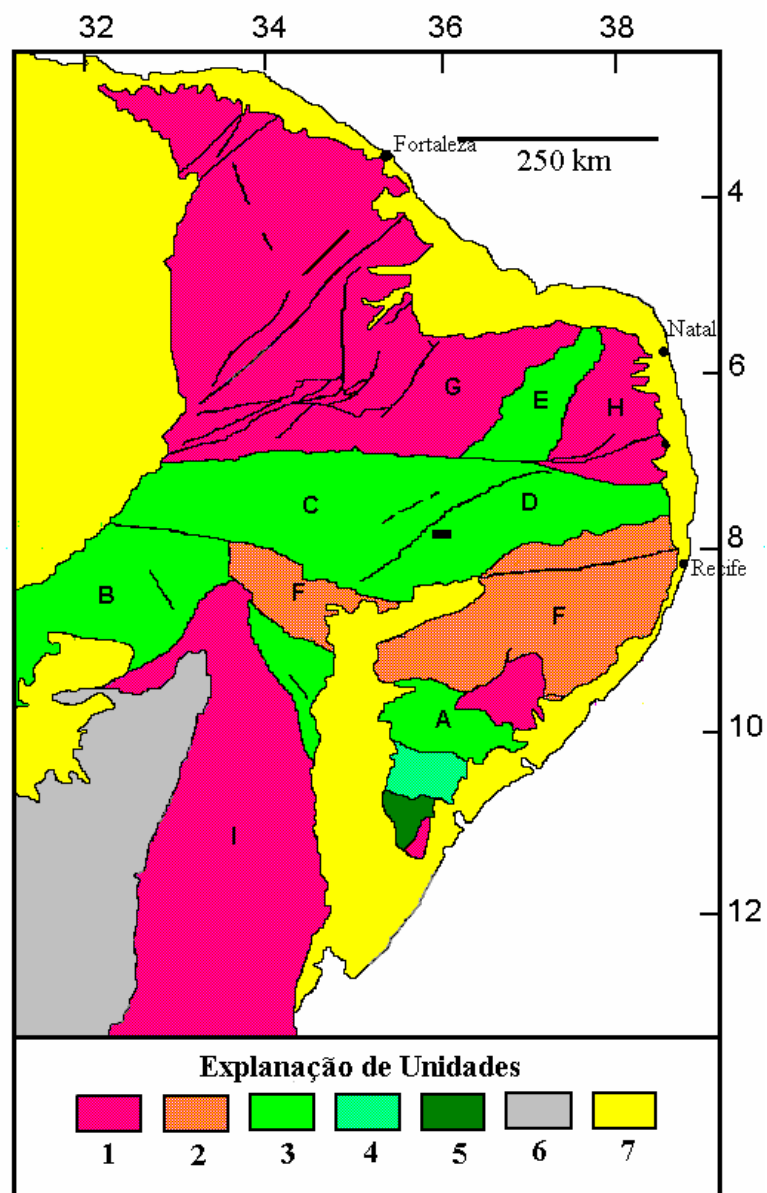


Figura - 02- Localização Geotectônica da Área Estudada e os Principais Traços Lito-estruturais da Província da Borborema segundo Brito Neves 1984a e Van Schmus et al. 1995.

1. Embasamento Arqueano a Paleoproterozóico; 2. Complexo Granito Gnáissico e Migmatítico do Maciço PE-AL; 3. Cinturões dobrados e metavulcânicos e metassedimentares de alto grau; 4. Porção de médio grau do Cinturão Dobrado Sergipano ; 5. Rochas sedimentares cratônicas de baixo-grau ao N do Cráton São Francisco; 6. Cobertura cratônica Paleoproterozóica a Mesopaleozóica Cráton do São Francisco; 7. Cobertura Fanerozóica não deformada; A. Faixa Dobrada Sergipana; B. Faixa Riacho do Pontal; C. Faixa Piancó-Alto Brígida; D. Faixa Pajeú-Paraíba; E. Faixa Seridó; F. Maciço PE-AL; G. Maciço Rio Piranhas; H. Maciço Caldas Brandão; I. Cráton São Francisco; ■ área estudada

Segundo Wanderley et al (1992) diques básicos e ácidos fanerozóicos formam enxames com direção preferencial N-S e E-W. Entretanto, as evidências de campo durante o desenvolvimento deste trabalho, apontam uma idade bem mais antiga (Cambriana?) para estes diques, como será discutido adiante.

Os sedimentos recentes são representados pelos depósitos quaternários aluviais de composição argilo-arenosa.

CAPITULO 3

GEOLOGIA LOCAL

3.1 - Introdução

O Complexo Prata encontra-se encaixado discordantemente em ortognaisses e migmatitos do embasamento da Faixa Pajeú-Paraíba. Os contatos são feitos em parte por falhas, sendo a oeste pela zona de cisalhamento Prata-Jabitacá. O corpo tem forma alongada semelhante a um bumerangue, com área aflorante de aproximadamente 350 km².

O Complexo Prata é constituído por várias intrusões em forma de Stocks e por diques de composição granítica. Enxames de enclaves máficos são observados próximo à borda leste do Complexo, e seguem a direção dos diques de basalto, que ocorrem cortando os corpos graníticos e os ortognaisses encaixantes com direção preferencial NNE e E-W.

Os granitóides que constituem o Complexo Prata foram classificados tectonicamente como sin a pós-transcorrência, associados à deformação D₃, por Wanderley et al (1990). As foliações ocorrem nas bordas do

Complexo e são decorrentes de uma deformação plástica. Deformações no estado sólido são raras e restritas as regiões próximas de falhas. Logo, a ausência de deformação nos leva a considerar que o Complexo Prata pode constitui uma intrusão Anorogênica.

Petrograficamente foram identificadas e mapeadas seis fácies no Complexo Prata: Biotita-sienogranito porfirítico (BSGP), Hornblenda-biotita-sieno a monzogranito porfirítico (HBSMGP), Biotita-sienogranito (BSG), Monzodiorito a quartzo-monzonito (MQM). Dioritos e Noritos, Granitos com textura rapakivi (GTR) e diques de basalto com direção N-S. Apesar de textura rapakivi ter sido observada de forma aleatória em quase todas as fácies do Complexo, na área a norte de Sumé, esta textura é bem definida e, extensiva podendo ser mapeada como uma fácies (mapa geológico – anexo 1).

3.2 - Relações de Campo e Petrografia

3.2.1- Biotita-sienogranito porfirítico (BSGP)

Os biotita-sienogranitos porfiríticos mostram coloração rósea e ocorrem como stocks e também como diques cortando o ortogneisse encaixante, principalmente na porção sul da área, entre os municípios de Monteiro e Prata, Esta unidade forma serras, localmente denominadas: Morcego, Ventânia e Olho d'água do Neto.

Os enxames de enclaves máficos e diques sin-plutônicos foram observados próximos ao contato SE da fácies BSGP e os ortogneisses encaixantes, coincidindo com a direção dos diques de basalto de direção N-S. Estes enclaves mostram cristais ovalados e manteado de K-feldspato e textura rapakivi (fotografia 01). Cristais de K-feldspato também são observados cortando o contato entre os enclaves e a rocha encaixante. Clots de anfibólio, lumps de quartzo circundados por anfibólio e /ou biotita são comumente observados nos enclaves dioríticos, (fotografia 02).

Penetração do magma granítico nos enclaves e vice-versa é uma feição comumente observada. Diques estreitos (< 20 cm) de pegmatitos e aplitos são observados cortando os dioritos (fotografia 03). Frequentemente,

os enclaves máficos mostram contatos lobulares, crenulados ou com forma de labaredas (fotografia 04).

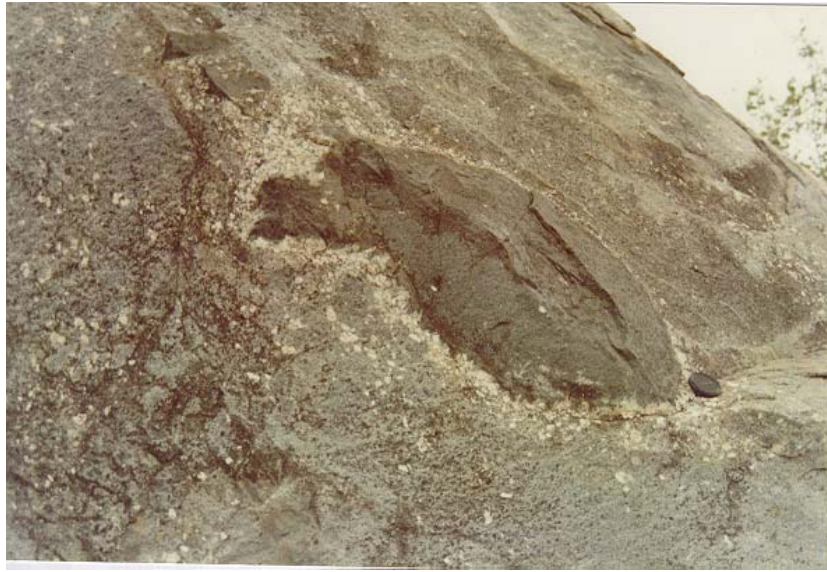
No contato entre os enclaves dioríticos e o granito, observa-se uma fácies de composição monzodiorítica a quartzo monzonítica, contendo grande quantidade de enclaves máficos e fenocristais de K-feldspato e plagioclásio (fotografia 05). Este fácies claramente representa processos de mistura parcial entre a fácies BSGP e os dioritos.

Diques de granodiorito e basalto, contendo raros fenocristais de K-feldspato e bordos ligeiramente crenulados são observados cortando a fácies BSGP, a fácies híbrida e os dioritos.

Xenólitos de gnaisses encaixantes são freqüentemente observados na fácies BSGP, principalmente próximo às bordas do Complexo. Diques de riodacitos (granitos sub-vulcânicos?), com largura variando de 20 m a mais de 50 m ocorrem a sul e leste do Complexo. Nos diques intrudidos a leste, não foi observado basalto associado e este mostra contato com o gnaixe encaixante (fotografia 06).



Fotografia 01 - Enclave diorítico englobando os fenocristais de K-feldspato (textura rapakivi), da fácies Biotita Sieno-Granito Porfirítico.



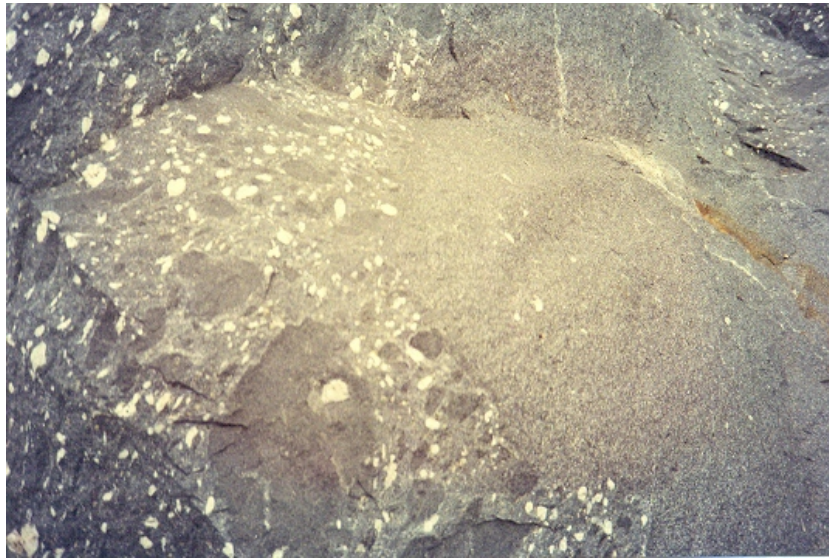
Fotografia 02 - Clots de anfibólio, lumps de quartzo circundado por anfibólio, na fácies Biotita Sieno-Granito Porfíritico.



Fotografia 03 - Diques estreitos de pegmatitos cortando o diorito.



Fotografia 04 - Enclaves máficos mostrando contatos lobulares ou com forma de labaredas, fácies Biotita Sieno-Granito Porfíritico.



Fotografia 05 - Enclave de Monzodiorito, com fenocristais de K-feldspato e plagioclásio na fácies Biotita Sieno-Granito Porfíritico.



Fotografia 06 - Contato entre diques de riódácitos com o ortogneisse encaixante.

Os diques de riódácitos a sul da área ocorrem próximos ao enxame de diques de basalto e, mostram claramente processos de mistura parcial com o magma basáltico. Na realidade, parecem tratar-se de granitos sub-vulcânicos porfíricos, semelhantes mineralogicamente a fácies BSGP, com textura rapakivi sendo observada nos diques onde ocorrem processos de mistura de magmas (fotografia 07). Localmente, estes diques podem causar metassomatismo nos gnaisses encaixantes (fotografia 08).



Fotografia 07 - Textura Rapakivi sendo observada nos diques onde ocorre mistura de magma.



Fotografia 08 - Metassomatismo de contanto entre o ortogneisse encaixante e diques de granito híbrido.

Petrografia

A fácies biotita-sienogranito porfirítico (**BSGP**) apresenta coloração rósea, matriz grossa (inequigranular), com fenocristais de K-feldspato. Esta fácies é composta essencialmente de plagioclásio, quartzo, microclina, biotita e hornblenda. Como acessórios têm-se: alanita, apatita, zircão, epidoto e opacos (figura 3.0).

O plagioclásio constitui 11 a 17% de composição modal e, usando a classificação de Michel Levy, como do tipo albita-oligoclásio. Forma cristais subidiomórficos com contornos retos e irregulares, tamanho variando de 0,5 a 3,0 mm. Alguns cristais exibem saussuritização. Inclusões de biotita e apatita são comuns.

Microclina é a fase mineral dominante, constituindo 40 a 50% da moda. Exibe forma subidiomórfica com contornos retos e/ou irregulares, com tamanho variando entre 0,2 a 2,5 mm. Apresenta geralmente geminação albita e periclino, Intercrescimentos pertíticos são comuns. Nos fenocristais, inclusões de quartzo são freqüentes.

O quartzo ocorre como cristais xenomórficos (20 a 30% da moda), exibem contatos irregulares, tamanho variando de 0,1 a 2,0 mm. Alguns cristais exibem extinção ondulante, Inclusões de apatitas são comuns.

A biotita constitui 6 a 10% da moda. Exibe lamelas subidiomórficas com contornos laterais retos, terminações irregulares e comprimento variando de 0,8 a 2,5 mm. Sua cor varia de marrom claro a cinza escuro, indicando enriquecimento em annita. Inclusões de zircão são comuns.

A hornblenda (1,5 a 5,0%) apresenta coloração de verde claro à verde escura, subidiomórfico a xenomórfico com contornos retos a irregulares, apresentando tamanho variando de 0,7 a 2,0 mm.

Alanita (0,2 a 1,4%) geralmente de forma idiomórfica, contornos retos, tamanhos variando de 0,4 a 2,0 mm, apresenta cor castanha clara à

castanha avermelhada, está sempre associada a biotitas e anfibólio. Algumas vezes apresenta-se zonada.

Titanita (0,1 a 0,2%) apresenta-se subidiomórfica a xenomórfica, contornos retos e/ou irregulares, tamanho variando de 0,1 a 1,0 mm. Está sempre associada à biotita e hornblenda. Inclusões de epidoto ocorrem localmente.

O zircão (< 0,2% da moda) exibe forma idiomórfica, contornos retos, tamanhos variando de 0,1 a 0,3 mm. Geralmente ocorre como inclusões na biotita, ou associado às hornblendas.

Os cristais de apatita ocorrem como inclusões em quartzo, feldspato e biotita, na forma de prismas curtos ou de forma acicular, com comprimento aproximado de 0,2 mm.

Os minerais opacos (< 0,1%) ocorrem como cristais subidiomórficos a xenomórficos, contornos retos e/ou irregulares, tamanho variando entre 0,1 a 0,2 mm.

As relações texturais presentes sugerem que apatita, zircão e epidoto foram os primeiros a se cristalizar, sendo seguidos por titanita, opacos, alanita, biotita e hornblenda e, posteriormente por feldspato e quartzo.

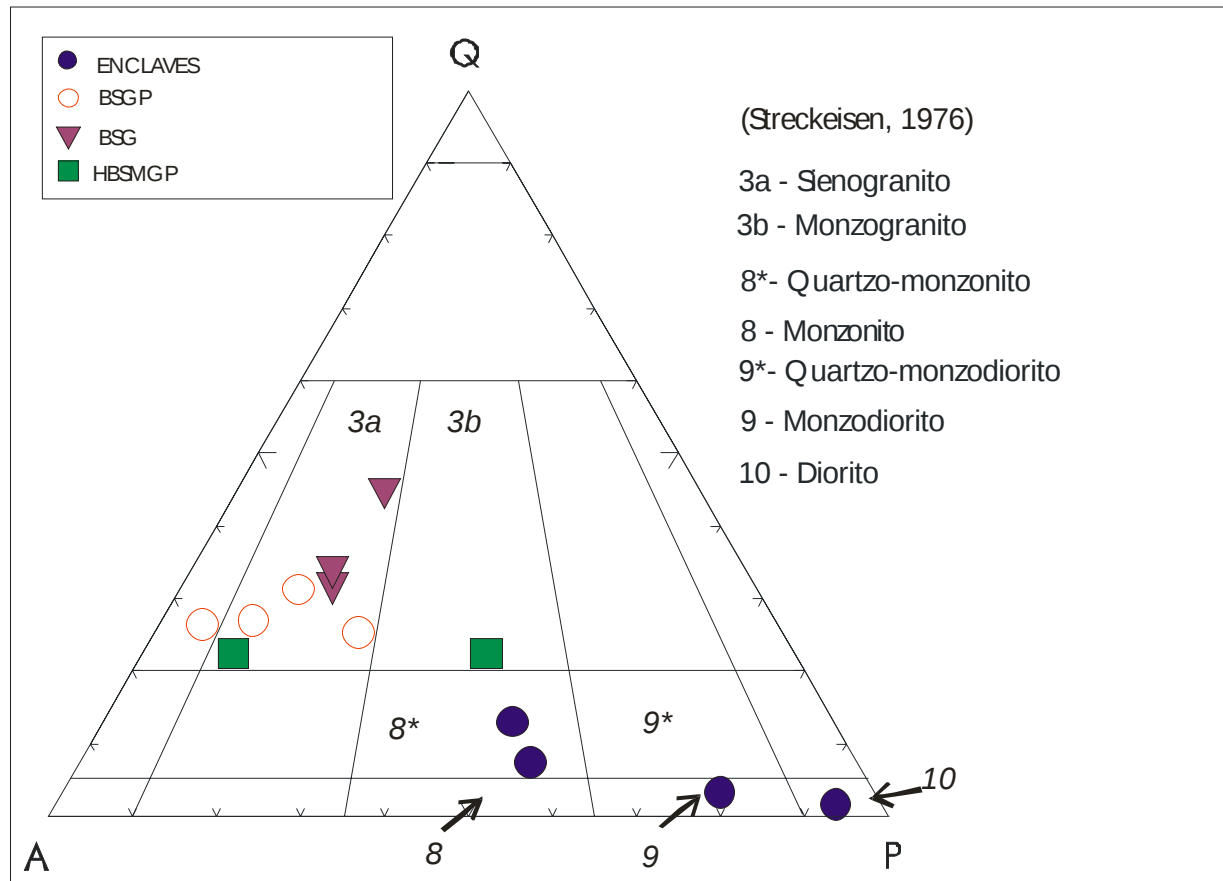


Figura 03 – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976), com a composição modal das rochas do Complexo Prata.

3.2.2 - Hornblenda-biotita-sieno a monzogranito porfirítico (**HBSMGP**)

A fácies hornblenda-biotita-sieno a monzogranito ocorre entre os municípios de Prata e Sumé e constitui a maior fácies aflorante, com cerca de 60% do volume do Complexo Prata. Apresenta contato por falha na borda sudoeste e, no restante do corpo, contatos discordantes com a encaixante (ortogneiss). Os enclaves máficos são de dioritos, apresentando contatos sinuosos ou ocorrem como diques sin-plutônicos cortando o HBSMGP. Os enclaves mostram granulometria fina a média, cor cinza escura. Esta fácies parece representar uma fácies híbrida, resultante da mistura do diorito com o BSGP. As evidências de tal mistura são dadas pela presença de xenocristais de K-feldspato (microclina peritítica) possivelmente

cristalizados na fácies BSGP, e plagioclásio nos enclaves, os quais chegam a 2 cm de comprimento.

Na porção sudeste do corpo aflora uma fácies exibindo textura rapakivi, com fenocristais K-feldspatos ovalados, com cerca de 2cm de comprimento, geralmente circundados por plagioclásio. Seus afloramentos formam lajedos, pequenos morrotes, blocos e até diques cortando a encaixante.

Petrografia

Petrograficamente a fácies HBSMGP apresenta textura porfirítica, coloração rósea a cinza, matriz inequigranular, granulação média a grossa, mostrando freqüentemente xenólitos da encaixante (ortogneise).

Sua mineralogia essencial é composta por plagioclásio, biotita, hornblenda, microclina e quartzo, enquanto acessoriamente observa-se alanita, zircão, titanita, apatita e opacos.

O plagioclásio de composição oligoclásio (10 a 31,8% da moda) apresenta-se como cristais subidiomórficos, com contornos irregulares e tamanho variando de 1,0 a 4,0 mm. Apresenta inclusões de biotita e apatita.

Os cristais de quartzo (15 a 25% da moda) são xenomórficos com contornos irregulares e tamanhos variando desde 0,2 a 1,0 mm. Inclusões de apatita acicular.

Microclina pertítica constitui 35 a 50% da moda, exibe forma xenomórfica, contornos retos e/ou irregulares, tamanho variando de 0,5 a 4,0 mm. Apresenta geminação albita e periclino, Inclusões de biotita e apatita são comuns.

Biotita é subidiomórfica, com contornos retos nas laterais e ondulados nas terminações, constituindo 7,0 a 12% da moda, com tamanho variando de 1,0 a 1,5 mm, Inclusões de zircão e opacos são comuns.

A hornblenda, 2,0 a 6,0% da moda, ocorre como cristais subidiomórficos a xenomórficas, exibindo contornos retos e/ou irregulares e apresentam tamanhos variando de 0,3 a 2,0 mm, Inclusões de zircão e apatita são comuns.

Alanita (<0,5%) ostenta forma subidiomórfica, contatos retos, tamanhos variando de 0,5 a 1,5 mm, cor variando de castanha amarelada a vermelha metamítica. Ocorre sempre associada à biotita e hornblenda.

O zircão (<0,1%) exibe forma prismática idiomórfica a subidiomórfica.

3.2.3 - Biotita-sienogranito (**BSG**)

A fácies biotita-sienogranito é caracterizada por rochas de coloração rósea que ocorrem como pequenos stocks alongados, com cerca de 12 km² de área aflorante, formando pequenas elevações nas proximidades das serras do Peru e Quixabeira, contato sul no município de Monteiro. Intrudi a fácies BSGP e HBSMGP.

São rochas isotrópicas, granulometria média, com fenocristais de K-feldspato com cerca de 1,0 cm de comprimento. Enclaves de diorito, com até 20 cm de comprimento e clots de anfibólio e biotita são freqüentes.

Petrografia

Petrograficamente este fácies apresenta coloração variando de rósea a cinza, textura equigranular a porfirítica, com fenocristais de K-feldspato. Composta essencialmente por quartzo, microclina e plagioclásio, biotita, hornblenda como acessório, alanita, zircão, apatitas, titanita, granada e opacos.

Os plagioclásios constituem 13 a 18% da moda, exibe forma subidiomórfica, contatos retos e/ou irregulares, tamanho variando de 1,0 a 2,5 mm, e composição oligoclásio, Inclusões de biotita e apatita são freqüentes.

O K-feldspato é microclina pertítica, constituindo 30 a 50% da moda. Ocorre como cristais subidiomórficas a xenomórficas, com contatos retos ou irregulares, constituindo fenocristais de até 4,0 mm de comprimento, Na matriz varia de (0,5 a 2,0 mm). Apresenta geminação típica albita-periclínio. Inclusões de biotita e apatita são comuns.

Os cristais de quartzo (25 a 40% da moda) mostram-se xenomórficos, apresentando contornos curvos e tamanho médio variando de 0,5 a 2,0 mm. Exibem extinção ondulante e inclusões de apatita.

Hornblenda ocorre como fase menor 0,1 a 0,5% da moda mostrando pleocroísmo variando de castanho a esverdeado, formas subidiomórficas com contornos retos a irregulares, tamanhos médios entre 0,5 a 1,0 mm. Inclusões de zircão e alanita são comuns.

Biotita ocorre como lamelas, constituindo 2,0 a 7,5% da moda, com contornos retos, terminações irregulares, com comprimento variando de 0,5 a 2,0 mm. Bordas corroídas, inclusões de zircão e alanita são freqüentes.

Alanita (0,2 a 0,6%) exhibe forma subidiomórfica, cor castanha amarelada a castanha avermelhada (metamíticas), apresenta-se zonadas. Ocorre como inclusões em biotita e hornblenda.

O zircão (< 0,1%) ocorre como cristais idiomórficos a subidiomórficos, contatos retos, tamanho médio de 0,5 mm, geralmente zonados. Incluso na biotita.

Titanita (<0,1%) ocorre como alteração da biotita, em cristais xenomórficos, contornos irregulares, tamanho médio de 0,3 mm.

Granada ocorre localmente, como cristais xenomórficos de até 0,2 mm, com contatos irregulares, Trata-se de uma fase tardia, pois engloba os outros minerais inclusive o quartzo.

Os cristais de apatita (<0,1%) ocorrem na forma prismática, tamanho médio de 0,3 mm, inclusa nos quartzos e feldspatos.

3.2.4 - Monzodiorito a quartzo-monzonitos (**MQM**)

Esta fácies ocorre como enclaves e diques sin-plutônicos, dentro da fácies BSGP e HBSMGP. Os enclaves chegam a até 3,0 m de comprimento, mostram contornos arredondados, lobados e/ou crenulados. Localmente formam enxames de enclaves que chegam até 100 m² de área aflorante. Na fácies BSGP ocorrem como enxames, conforme já discutido anteriormente (fotografia 09).



Fotografia 09 – Enxames de enclaves máficos formando fácies Monzodiorito a quartzo monzonito.

Petrografia

Esta fácies apresenta coloração cinza-escuro, textura porfirítica, com fenocristais de feldspatos imersos em uma matriz de granulação fina. Estes fenocristais possivelmente foram cristalizados no magma granítico e incorporados aos dioritos, durante os processos de mistura. A mineralogia essencial é formada por plagioclásio, microclina, quartzo e anfibólio; e os minerais acessórios são titanita, apatita, biotita, zircão e opacos.

O plagioclásio compreende 25 a 35% do volume modal e ocorre em grãos subidiomórficos a xenomórficos, apresentando contatos irregulares. Ocorre também como fenocristais variando de 0,3 a 2,5 mm de comprimento. Alguns fenocristais apresentam-se zonados, mostrando fraturas radiais. Inclusões de apatita e biotita são comuns.

Quartzo (5 a 12%) exibe forma xenomórfica, contatos irregulares, com cerca de 0,5 mm de comprimento e freqüentes inclusões de apatita.

Microclina (5 a 15%) ocorre como cristais subidiomórficos a xenomórficos, com cerca de 1mm de comprimento, exibindo contatos retos com plagioclásio e irregulares com os outros minerais. Geralmente são poiquilíticas, incluindo quartzo, hornblenda, plagioclásio, biotita e apatita.

As palhetas de biotita (15 a 20%) com cerca de 1mm de comprimento, exibem contatos retos e textura esquelética, com freqüentes inclusões de apatita, zircão e opacos.

A hornblenda (10 a 18%) ocorre como cristais subidiomórficos, com contatos retos, cerca de 0,5 mm de comprimento. Algumas apresentam as bordas corroídas quando em contato com o quartzo, Inclusões de apatita e quartzo são comuns.

A titanita (< 0,4%) ocorre como cristais idiomórficos a xenomórficos, com cerca de 1,0 mm de comprimento. Os cristais idiomórficos mostram textura esquelética, preservando em alguns casos contatos retos com quartzo e plagioclásio.

Apatitas aciculares são freqüentes. Zircão e opacos (< 0,6%) ocorrem como cristais idiomórficos, com cerca de 0,2 mm de comprimento, inclusos em quartzo, biotita, hornblenda e plagioclásio.

Clots de quartzo ocorrem circundados por anfibólio e biotita, apatitas aciculares e cristais poiquilíticos de microclina indicam processos de mistura de magmas (hibbard,1991).

3.2.5 - Dioritos e Noritos

Os dioritos ocorrem como enclaves na fácies *HBSMGP* e no contato entre o *BSGP* e o ortognaisse encaixante, seguindo a direção do enxame de diques de basalto, ou como diques sin-plutônicos. Quando ocorrem como diques, apresentam largura máxima de 2 m e comprimento chegando até 100 m, geralmente na borda leste do corpo.

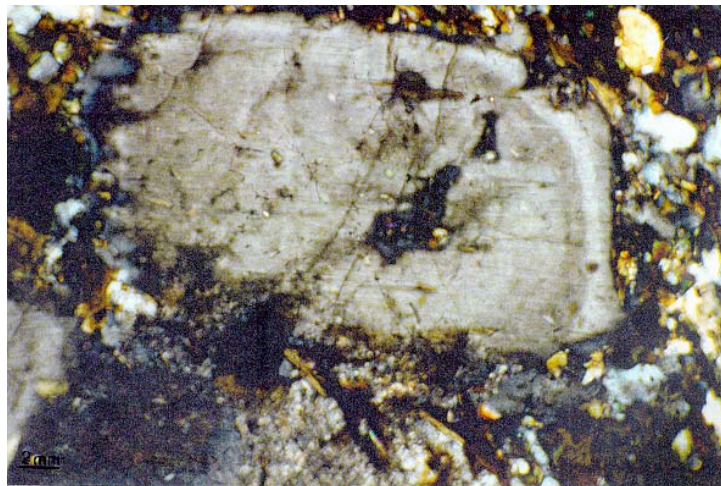
Os noritos ocorrem como enclaves no *HBSMGP*, em uma área aflorante de aproximadamente 6 km², ao redor da Cidade de Prata. São corpos arredondados, distribuídos de maneira heterogênea, sem orientação preferencial.

Petrografia

Os corpos apresentam coloração cinza escura e textura fanerítica fina, isotrópico, tendo como mineralogia essencial: plagioclásio, hornblenda,

biotita, clino e ortopiroxênios, e como minerais acessórios zircão, quartzo, apatita e opacos. Olivina foi observada em algumas amostras do norito.

O plagioclásio (35 a 45%) ocorre como cristais subidiomórficos a idiomórficos, com cerca de 1mm de comprimento, apresenta contatos regulares com os demais minerais. Alguns fenocristais mostram-se manteados e corroídos, evidenciando desequilíbrio com o magma (fotografia 10).



Fotomicrografia 10 - Mostrando fenocristais de plagioclásio manteado e corroído (nicóis cruzados, aumento de 6,3 X).

A biotita (22 a 25%) ocorre geralmente como lamelas, apresentando contatos retos, com cerca de 0,3 mm de comprimento, associadas aos piroxênios e anfibólios, ou como cristais isolados. Mostra pleocroísmo variando de tonalidade vermelha até quase preta.

Hornblenda constitui de 15 a 20% da moda e ocorre dispersa na matriz como cristais subidiomórficos, com até 0,5 mm de comprimento apresentando contato reto. Ocorre associada à biotita, e envolvendo os cristais de plagioclásio.

Nos dioritos, os piroxênios constituem menos de 5% da moda. Cristais extremamente alongados (comprimento 10 vezes maior que a largura) ou ovalados de hiperistênio circundados por clinopiroxênio (diopsídio-salita) e hornblenda foram observados em alguns enclaves de dioritos (fotografia 11).

Nos enclaves de noritos o hiperistênio ocorre substituindo olivina (hialosiderita).

O principal mineral acessório é a apatita e geralmente apresenta-se como cristais aciculares.

A ocorrência de noritos como enclaves no Complexo Prata, bem como a presença de hiperistênio nos enclaves dioríticos reflete interação entre o magma basáltico e o magma félsico aluminoso, que deu origem aos granitos. Logo, a formação dos hiperistênio parece ter ocorrido segundo a clássica reação (Deer et al, 1972): $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6 + \text{Al}_2\text{SiO}_5 \leftarrow (\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ envolvendo a mistura entre o magma basáltico e magma granítico peraluminoso.



Fotomicrografia 11 - Hiperistênio circundado por clinopiroxênio e hornblenda, fácies diorito. (nicóis cruzados, aumento de 10 X).

A presença de hiperistênio, associado à olivina, cristais de plagioclásio manteados e corroídos, apatitas aciculares e clots de quartzo, circundados por hornblenda e biotita, bem como a presença de xenocristais de K-feldspatos nos dioritos junto com as evidências de campo (penetração do magma félsico no máfico e vice versa e enclaves com bordos lobatos e crenulados) pode sugerir que o magma basáltico e o magma granítico são

co-magmáticos. O diorito, norito e monzodiorito devem representar diferentes graus de mistura entre estes dois magmas.

CAPITULO 4

QUÍMICA MINERAL

4.1 - Introdução

As análises de minerais foram realizadas nos laboratórios de microsonda da UNB e USP. Na UNB foi utilizada uma microsonda do tipo CAMECA SX50 com 4 espectrômetros WDS verticais e um EDS Kevex e na USP, numa microsonda JXA-8600 superbole (JEOL) com automação TRACOR-NORAN. As análises foram realizadas pelos professores Adejardo Francisco da Silva Filho e Ignez de Pinho Guimarães.

Foram analisados 8 amostras, incluindo os fácies **BSGP**, **HBSMGP** e enclaves, constituindo no total 140 determinações químicas em anfibólio, plagioclásio, K-feldspato, biotita e piroxênios.

As fórmulas estruturais dos minerais foram calculadas a partir dos programas Minfile (Microcomputer program for storage and Manipulation of chemical data on minerals, Afifi e Essene, 1988) e Minpet (version 2.02 - Mineralogical and Petrological, Data processing system, Richard, 1995).

4.2 - Plagioclásio

Foram analisados 24 grãos de plagioclásio da fácies **BSGP**, **HBSMGP**, dioritos e noritos (tabela1), incluindo borda e núcleo. As composições variam de $An_{05} Ab_{90} Or_{05}$ a $An_{55} Ab_{45} Or_{05}$ na fácies **BSGP**, **HBSMGP** enquanto nos noritos variam de $An_{30} Ab_{70} Or_{05}$ a $An_{55} Ab_{45} Or_{05}$ (figura 4.0).

Na fácies **BSGP** e **HBSMGP** foram analisados cristais da matriz, e fenocristais, e em ambas observou-se zonação. Esta zonação é fraca nos fenocristais da fácies **BSGP** e **HBSMGP**, porém é bem mais forte nos fenocristais dos enclaves (dioritos e noritos).

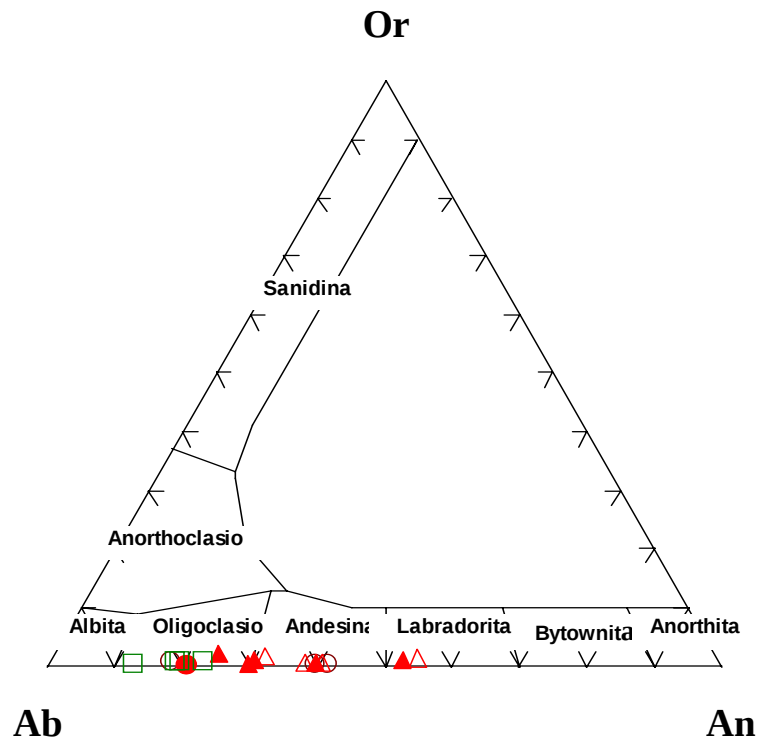


Figura 4.0 - Diagrama Ab-An-Or, classificando os plagioclásios do Complexo Prata.
 Legenda: □ - HBSMGP; ○ - BSGP; △ - Norito.

4.3 - K-Feldspato

As análises pontuais de K-feldspato, das rochas do Complexo Prata são mostradas na tabela 2.

Composicionalmente os grãos de K-feldspatos analisados no Complexo Prata, apresentam teores de Or variando de 93 a 97% na fácies BSGP e na fácies HBSMGP variando de 77 a 94% (figura 5.0).

Os teores de Fe total do K-feldspatos destes granitóides variam em torno de 0,01-0,06%, estando dentro do limite proposto por Smith (1983), para rochas graníticas.

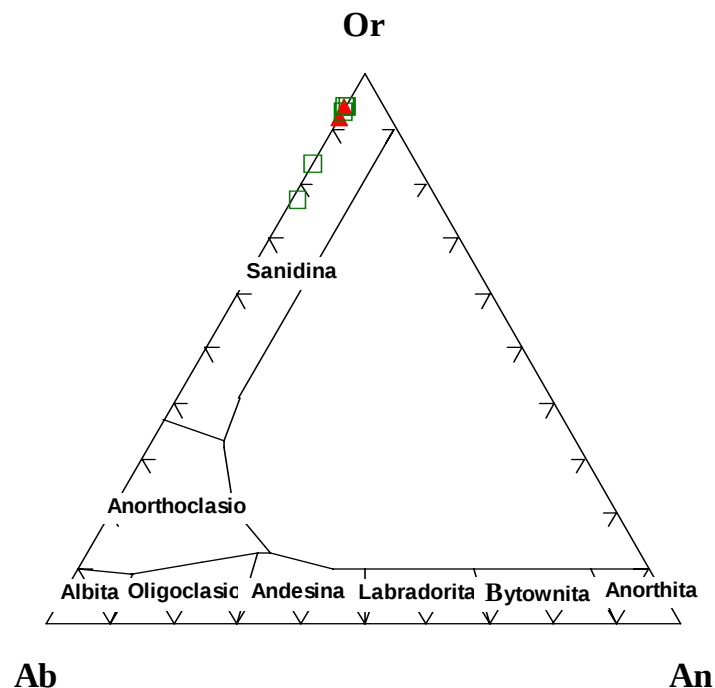


Figura 5.0 - Diagrama Ab-An-Or, classificando os ortoclásios do Complexo Prata.
 Legenda: □ - fácies HBSMGP; ▲ - fácies BGP.

4.4 - Anfibólio

O anfibólio ocorre como cristais idiomórficos a hipidiomórficos, e está presente em quase todas as fácies. Quimicamente é do tipo cálcico, variando de Hornblenda-hastingsítica a Hornblenda Ferro-edenita segundo classificação de Leake, 1978. Quando comparado ao anfibólio da fácies diorito/norito o anfibólios da fácies HBSMGP é mais enriquecidos em CaO e FeO (tabela 3) e empobrecidos em MgO e TiO₂, sendo também classificado como hornblenda-hastingsítica e Hornblenda Ferro-edenita (figura 6.0), no diagrama de Leake (1978).

Teores de Al em anfibólio tem sido propostos por diversos autores (Hammarstron & Zen, 1984; Hollister et al, 1987; Johnson & Rutherford, 1989 e Schmidt, 1992) como geobarômetros, para a determinação das pressões de cristalização de rochas cálcio alcalina de composições granodioríticas-tonalíticas. A composição mais alcalina dos granitos do Complexo Prata inviabiliza a utilização dos teores Al nos anfibólios estudados, como

indicadores das pressões de cristalização destes granitos. Entretanto, algumas considerações podem ser feitas, levando-se em consideração os teores de Al^{IV} . Nos anfibólios estudados, os teores de Al^{IV} são elevados (tabela 3) e o teor de Al^{VI} baixo ou ausente, indicando cristalização sob condições de temperaturas elevadas e baixas pressão, consistente com um posicionamento epizonal, semelhante ao proposto para as intrusões de Meruoca e Mocambo (Sial, 1989).

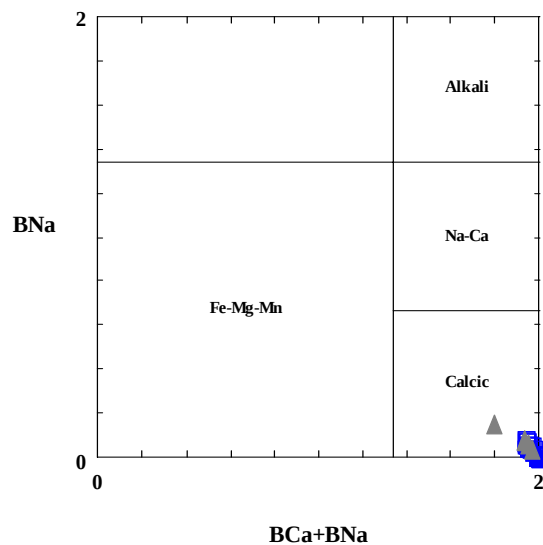


Figura 6.0 a – Classificação de Leake (1978) para anfibólios cálcicos, para rochas do Complexo Prata. Legenda: quadrado azul corresponde à fácies Norito; triângulos cinza a fácies HBSMGP.

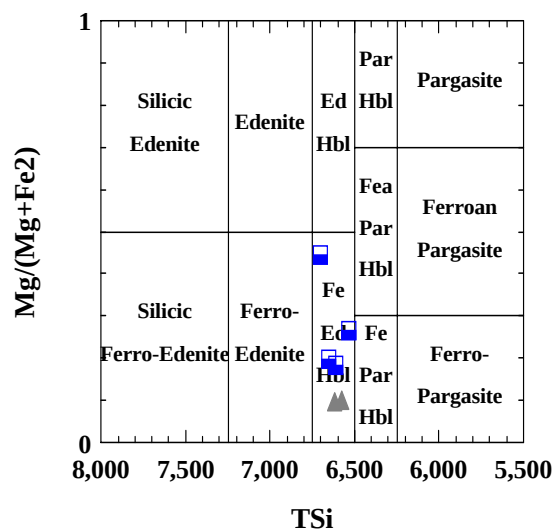


Figura 6.0 b – Classificação de Leake (1978) para anfibólios cálcicos, com $Fe_3 < Al_{VI}$ para rochas do Complexo Prata. Legenda: quadrado azul corresponde à fácies Norito; triângulos cinza a fácies HBSMGP.

4.5 - Piroxênio

Foram analisados 20 grãos de orto e clinopiroxênios da fácies dioritos e noritos (tabela 4). É possível observar diferenças composicionais entre as duas fácies. Os ortopiroxênios analisados dos noritos e dioritos variam em composição de $Wo_{05} En_{45} Fs_{50}$ a $Wo_{05} En_{55} Fs_{40}$, sendo classificados como hiperistênio no diagrama quadrangular Di-Hd-En-Fs (figura 7.0 a). Os piroxênios analisados mostram zonação, o núcleo é mais enriquecido em ferro, com relação às bordas.

Os clinopiroxênios mostram composição variando de $Wo_{22} En_{28} Fs_{50}$ a $Wo_{48} En_{25} Fs_{50}$, sendo classificado como augita, segundo a classificação proposta por Morimoto (1988) e mostrado na figura 7.0 b.

Zonação foi observada em praticamente todos os cristais analisados e, é caracterizada por enriquecimento em ferro no núcleo em relação às bordas.

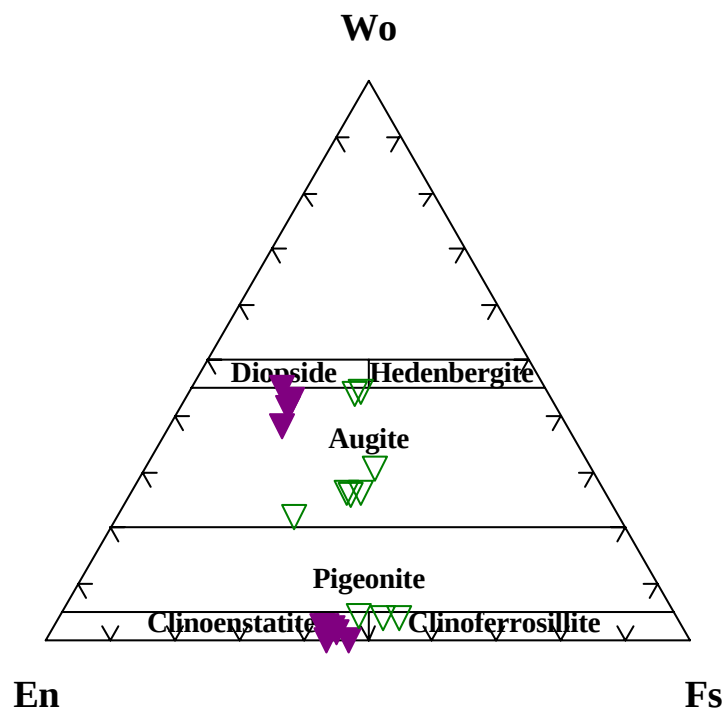


Figura 7.0 a - Classificação de Piroxênios segundo Morimoto (1978) para a fácies norito (▼) e dioritos (▼) do Complexo Prata.

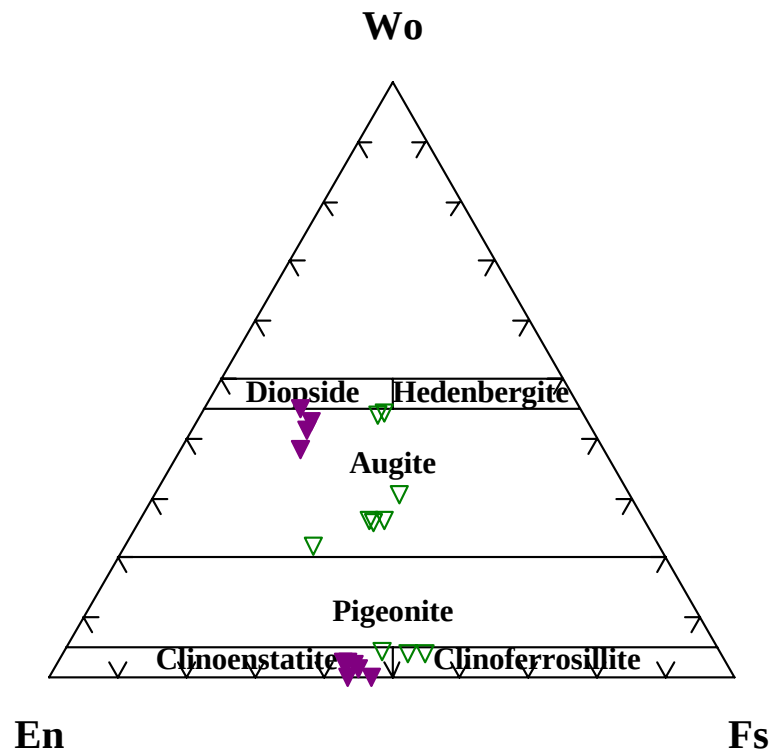


Figura 7.0 b - Classificação de Marimoto, 1978 para piroxênios, projetando os dados da fácies norito (▼), e fácies diorito (▽) do Complexo Prata.

4.6 - Biotita

A biotita está presente em quase todas as fácies do Complexo Prata. Oito análises deste mineral foram realizadas (3 do granito e 5 dos enclaves de noritos). Os resultados são mostrados na tabela 5.

A biotita da fácies *HBSMP* é rica em FeO, caindo muito próximo da composição da annita (figura 8.0). É levemente titanífera, e os teores de alumínio são relativamente baixos, com variação de 8,83 a 16,10 na fácies *HBSMGP*, e 13,7 a 14,7 nos noritos.

Os cálculos da distribuição dos cátions dentro do sítio Octaédricos, mostram razão $(Fe+Mn)/(Fe+Mn+Mg)$ variando de 0,87 a 0,91 na fácies *HBSMGP*.

Segundo Abdel-Rahman (1994), o diagrama $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$, discrimina biotitas das suítes alcalinas anorogênicas, cálcio-alcalinas orogênicas e as peraluminosas. Os dados químicos das biotitas do Complexo Prata projetados neste diagrama mostram que as análises da fácies granítico (*HBSMGP*), caem no campo das suítes alcalinas anorogênicas (figura 9.0), enquanto as biotitas do norito caem no campo das suítes cálcio-alcalinas.

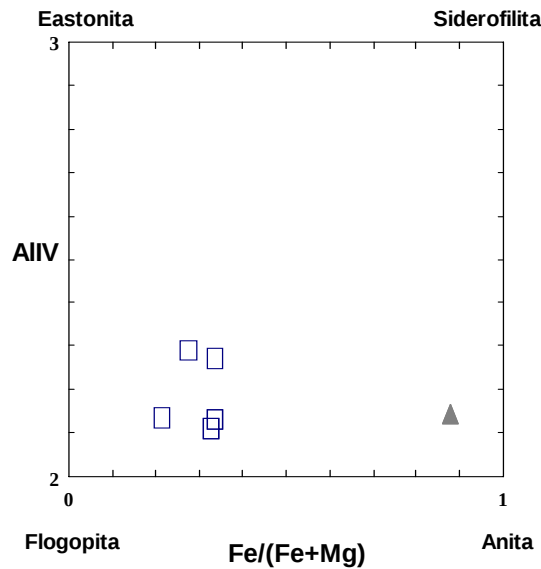


Figura 8.0 - Classificação das biotitas do Complexo Prata.

□ - Norito; △ - HBSMGP.

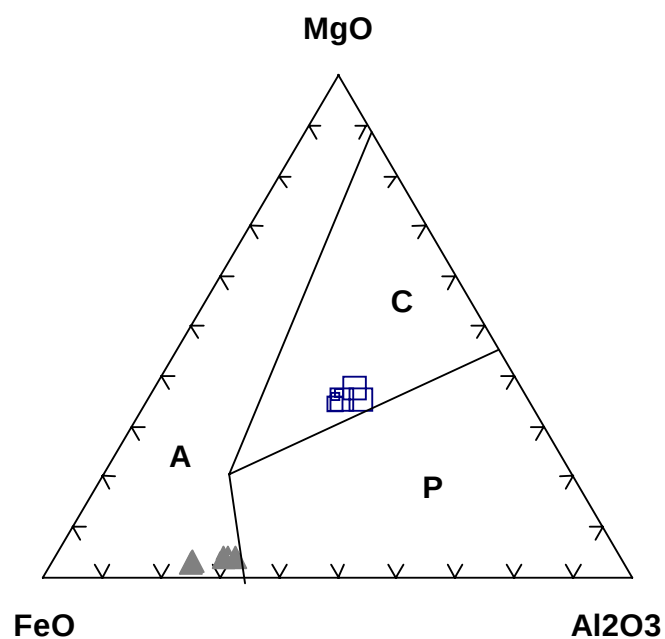


Figura 9.0 - Diagrama de caracterização de tipos magmáticos a partir da química das biotitas (Abdel-Rahman,1994). A = suítes alcalinas Anorogênicas; P = suítes peraluminosas;
C - suítes cálcio-alcalinas orogênicas. Legenda: Δ - HBSMGP; $\square$ - Norito.

Amostra :	SCM-34A		SCM:34B			SCM-34	
Grão	1	2	1	2	3	1	2
Ponto	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Borda	Núcleo	Borda
SiO ₂	63.32	63.40	55.73	60.90	58.45	59.48	61.17
TiO ₂	0.02	0.09	0.0	0.07	0.09	0.0	0.0
Al ₂ O ₃	22.86	22.79	28.68	24.64	25.91	26.18	24.74
FeO	0.12	0.16	0.16	0.11	0.63	0.06	0.09
CaO	4.21	4.14	10.85	6.32	7.64	8.02	6.09
Na ₂ O	9.04	8.82	4.95	7.43	6.84	6.72	7.60
K ₂ O	0.05	0.07	0.21	0.28	0.10	0.10	0.15
BaO	0.12	0.04	0.0	0.0	0.08	0.08	0.04
Total	99.77	99.55	100.63	99.76	99.84	93.92	99.88

Amostra :	SCM-34Y			SCM-4A		
Grão	3	4	5	1	2	3
Ponto	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Borda
SiO ₂	62.19	60.01	55.76	65.81	63.93	63.94
TiO ₂	0.0	0.05	0.0	0.03	0.12	0.0
Al ₂ O ₃	23.56	23.93	27.89	20.97	22.42	22.34
FeO	0.13	0.13	0.23	0.05	0.0	0.06
CaO	4.76	5.73	10.54	2.36	3.73	3.67
Na ₂ O	7.91	7.51	5.23	9.29	8.65	8.85
K ₂ O	0.34	0.07	0.14	0.09	0.17	0.16
BaO	0.04	0.0	0.0	0.04	0.10	0.04
Total	98.95	97.43	99.79	98.68	98.12	99.06

Amostra : SCM-4A		SCM-31		SCM-27	
Grão	4	1	2	1	2
Ponto	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo
SiO ₂	62.81	58.6	64.23	59.65	67.03
TiO ₂	0.0	0.03	0.0	0.0	0.08
Al ₂ O ₃	23.03	26.61	22.40	19.39	20.67
FeO	0.0	0.10	0.07	0.0	0.02
CaO	4.47	8.32	3.47	1.62	1.04
Na ₂ O	8.39	6.53	8.82	8.83	10.45
K ₂ O	0.17	0.14	0.14	0.11	0.07
BaO	0.33	0.20	0.07	-----	-----
Total	99.20	100.49	99.20	83.40	93.99

Tabela 1 - Análises químicas dos plagioclásios do Complexo Prata.

Obs:fórmulas estruturais com base em 23 oxigênios

Amostra : SCM-31		SCM-34A		SCM-34Y		SCM-4A
Grão	1	1	2	1	2	1
Ponto						
SiO ₂	63.33	64.13	64.43	65.24	64.54	63.38
TiO ₂	0.0	0.0	0.10	0.0	0.02	0.0
Al ₂ O ₃	18.31	18.77	19.51	18.99	18.94	18.63
FeO	0.01	0.06	0.03	0.11	0.01	0.07
CaO	0.0	0.0	0.30	0.0	0.0	0.0
Na ₂ O	0.49	0.70	2.27	0.65	0.82	0.60
K ₂ O	15.51	15.3	12.44	15.38	15.04	15.05
BaO	0.65	0.47	0.65	0.47	0.59	0.89
Total	98.30	99.43	99.73	100.84	99.96	98.62

Amostra : SCM-4A		SCM-27			
Grão	2	3	4	5	1
Ponto					
SiO ₂	62.78	62.89	64.14	63.75	61.74
TiO ₂	0.09	0.0	0.02	0.08	0.0
Al ₂ O ₃	18.17	18.54	18.95	18.52	18.77
FeO	0.01	0.08	0.06	0.09	0.02
CaO	0.0	0.0	0.15	0.0	0.0
Na ₂ O	0.70	0.59	2.33	1.67	0.57
K ₂ O	15.03	15.16	12.44	13.27	15.80
BaO	0.63	0.68	0.33	0.51	
Total	97.41	97.94	98.42	97.89	96.90

Tabela 2 - Análises químicas dos feldspatos potássicos do Complexo Prata.
Obs: fórmulas estruturais com base em 23 oxigênio.

Amostra : SCM-31							SCM-34A			
Grão	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6
Ponto	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Borda	Borda
SiO ₂	41.20	41.43	39.71	40.69	39.87	40.56	41.05	40.85	41.40	41.55
TiO ₂	1.49	1.06	1.36	1.20	1.29	0.99	1.23	1.23	1.27	1.42
Al ₂ O ₃	8.59	9.01	8.72	9.47	8.47	9.54	9.40	9.48	9.47	9.42
Cr ₂ O ₃	0.11	0.01	0.06	0.0	0.04	0.10	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	27.70	27.18	27.43	26.46	26.46	26.19	25.89	26.23	25.85	25.63
MnO	0.64	0.27	0.41	0.38	0.57	0.54	0.42	0.49	0.48	0.37
MgO	3.60	3.60	3.23	3.28	5.12	4.72	4.98	4.82	4.84	5.15
CaO	10.89	11.18	11.34	11.37	13.23	11.40	11.21	11.09	11.04	11.42
Na ₂ O	1.35	1.24	1.18	1.18	1.30	1.53	1.62	1.40	1.46	1.24
K ₂ O	1.25	1.41	1.28	1.44	1.35	1.43	1.36	1.52	1.50	1.44
Total	96.82	96.39	93.86	95.47	95.63	97.00	97.16	97.28	97.31	97.64
TSi	6.564	6.635	6.522	6.605	6.531	6.429	6.470	6.439	6.504	6.497
Al ^{IV}	1.436	1.365	1.478	1.395	1.469	1.571	1.530	1.561	1.496	1.503
Al ^{VI}	0.176	0.335	0.209	0.415	0.165	0.210	0.215	0.199	0.256	0.232
TTi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CFe	3.190	3.377	3.519	3.530	3.341	2.991	2.945	2.866	2.919	2.904
CMn	0.086	0.037	0.057	0.052	0.079	0.072	0.056	0.065	0.064	0.049
CMg	0.855	0.860	0.791	0.794	1.250	1.115	1.170	1.133	1.134	1.201
BCa	1.859	1.918	1.996	1.977	2.000	1.936	1.893	1.873	1.858	1.913
ANa	0.276	0.303	0.413	0.349	0.413	0.406	0.388	0.301	0.303	0.289
AK	0.254	0.288	0.268	0.298	0.282	0.286	0.273	0.306	0.301	0.287
Mg/(Mg+Fe)	0.211	0.2029	0.1835	0.1836	0.2728	0.2715	0.2843	0.2833	0.2731	0.2926

Amostra :		SCM-34A		SCM-34Y		SCM-34Z		SCM-4A			
Grão	6	1	2	3	1	2	1	2	3	4	5
Ponto	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo
SiO ₂	41.36	41.49	47.08	43.72	45.23	45.06	39.37	47.07	40.52	40.0	40.2
TiO ₂	1.35	1.26	1.04	1.61	1.35	1.19	1.92	0.99	1.50	1.91	1.28
Al ₂ O ₃	9.09	7.93	6.50	8.33	7.27	7.72	8.70	9.13	9.04	8.74	8.98
Cr ₂ O ₃	0.0	0.04	0.0	0.04	0.046	0.01	0.0	0.08	0.0	0.03	0.0
FeO	25.66	19.35	18.33	19.90	19.87	20.15	30.88	26.27	30.07	28.76	29.95
MnO	0.43	0.35	0.40	0.37	0.34	0.37	0.50	0.34	0.54	0.61	0.52
MgO	4.98	8.36	10.24	8.70	9.05	8.59	1.32	1.08	1.75	1.73	1.82
CaO	11.18	14.50	11.54	12.46	11.45	11.38	10.51	9.64	10.69	10.67	11.07
Na ₂ O	1.14	1.13	1.15	1.35	1.13	1.20	1.38	0.98	1.20	1.26	1.11
K ₂ O	1.44	1.05	0.87	1.13	1.08	1.05	1.36	1.44	1.35	1.34	1.40
Total	97.63	95.46	97.15	97.61	96.81	96.72	95.94	97.02	96.66	95.06	97.44
TSi	6.531	6.680	7.080	6.710	6.898	6.889	6.456	7.417	6.543	6.591	6.537
Al ^{IV}	1.469	1.320	0.920	1.290	1.102	1.111	1.544	0.583	1.457	1.409	1.463
Al ^{VI}	0.221	0.183	0.231	0.216	0.204	0.280	0.136	1.112	0.262	0.287	0.257

TTi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CFe	2.884	2.605	2.072	2.554	2.238	2.310	3.717	3.462	3.583	0.193	0.394
CMn	0.058	0.048	0.051	0.048	0.044	0.048	0.069	0.045	0.074	0.085	0.072
CMg	1.172	2.006	2.296	1.991	2.058	0.137	0.323	0.254	0.421	0.425	0.441
BCa	1.891	2.000	1.859	2.000	1.871	1.864	1.847	1.628	1.849	1.883	1.929
ANa	0.241	0.353	0.195	0.402	0.205	0.22	0.285	0.000	0.225	0.286	0.279
AK	0.290	0.216	0.167	0.211	0.210	0.205	0.285	0.000	0.278	0.282	0.290
Mg/(Mg+Fe)	0.2889	0.4350	0.5256	0.4381	0.479	0.4587	0.0799	0.0683	0.1051	0.0989	0.1070

Tabela 3 - Análises químicas dos anfibólios do Complexo Prata.

Obs: fórmulas estruturais com base em 23 oxigênios.

Amostra : SCM-34B						
Grão	5	6	7	8	9	10
Ponto						
SiO ₂	51.54	46.71	51.07	51.16	50.12	45.34
TiO ₂	0.12	1.13	0.09	0.49	0.54	1.23
Al ₂ O ₃	0.95	7.68	1.45	2.96	3.58	6.85
Cr ₂ O ₃	0.08	0.11	0.12	0.04	0.06	0.03
FeO	15.78	18.48	29.33	17.56	18.17	18.66
MnO	0.69	0.46	1.13	0.44	0.06	0.34
MgO	10.09	11.24	15.40	18.40	12.08	10.07
NiO	0.0	0.07	0.01	0.0	0.0	0.05
CaO	21.33	10.89	1.91	11.21	11.03	12.38
Na ₂ O	0.27	1.54	0.07	0.70	0.70	1.01
K ₂ O	0.07	0.42	0.0	0.31	0.38	0.73
Total	100.92	98.73	100.58	103.27	97.21	97.34

Tabela 4 - Análises químicas dos piroxênios do Complexo Prata.

Obs: fórmulas estruturais com base em 23 oxigênios.

Amostra : PR-02 SCM-05 SCM-4A								
Grão	1	2	3	1	2	1	2	3
Ponto	Borda	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Centro
SiO ₂	38.45	36.29	36.45	37.87	37.34	26.40	33.63	40.39
TiO ₂	1.39	5.63	3.66	4.18	4.14	1.73	3.01	2.17
Al ₂ O ₃	14.44	14.32	14.70	13.80	13.73	16.10	13.81	8.83
Cr ₂ O ₃	0.0	0.02	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FeO	10.19	13.22	11.70	13.78	14.27	38.96	31.61	29.92
MnO	0.06	0.04	0.07	0.02	0.0	0.42	0.37	0.52
MgO	21.24	14.72	17.49	16.02	15.83	2.51	2.48	1.76
CaO	0.0	0.0	0.0	0.01	0.01	0.55	0.0	10.24
Na ₂ O	0.17	0.15	0.23	0.20	0.17	0.0	0.02	1.41
K ₂ O	9.23	9.67	9.88	9.16	8.62	1.26	8.52	1.30
BaO	0.06	0.0	0.0	-----	----	---	----	---
Total	95.23	94.06	94.18	95.04	94.11	87.38	93.45	96.54
CSi	5.86	5.73	5.71	5.88	5.86	4.98	5.85	6.59
CAIIV	2.14	2.27	2.29	2.11	2.13	3.02	2.14	1.41

BAI ^{VI}	0.45	0.39	0.42	0.41	0.41	0.55	0.69	0.29
BTi	0.16	0.67	0.43	0.49	0.49	0.24	0.39	0.26
BFe	1.30	1.75	1.53	1.79	1.87	6.14	4.60	4.08
BMn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.07	0.05	0.07
BMg	4.83	3.46	4.08	3.71	3.71	0.71	0.64	0.43
ACa	0.00	0.0	0.00	0.00	0.00	0.11	0.0	1.79
ANa	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.00	0.01	0.45
AK	1.79	1.95	1.97	1.82	1.73	0.30	1.89	0.27
Fe/(Mg+Fe)	0.21	0.34	0.27	0.33	0.34	0.90	0.88	0.91
Mg/(Mg+Fe)	0.79	0.66	0.73	0.67	0.66	0.10	0.12	0.09

Tabela 5 - Análises químicas das biotitas do Complexo Prata
Obs: fórmulas estruturais com base em 23 oxigênios.

CAPITULO 5

GEOQUÍMICA

5.1 - Introdução

Trinta e duas amostras de granitos, noritos e enclaves dioríticos foram analisados para elementos maiores, menores, (Rb, Sr, Nb, Y, Zr, Ba, Sc) e elementos terra raras . Os resultados são mostrados na tabela 6. Desse total, dezessete amostras foram analisadas por ICP-AES no ACME (Analytical Laboratories LTD, Canadá) para elementos maiores e traços; quinze amostras foram analisadas nos laboratórios da Universidade de Pávia (Itália) para elementos terra raras por ICP-AES e na Universidade de Modena (Itália) para elementos maiores e traços por fluorescência de Raio X .

5.2 - Geoquímica de Elementos Maiores

As rochas graníticas dos fácies BSG, BSGP e HBSMGP mostram teores de SiO₂ elevados, variando de 70 a 75% de SiO₂ (em base anidra), exceto os fácies mais híbridos, nos quais os teores de SiO₂ é de 65% em média. Os granitos do Complexo Prata incluem-se entre as composições graníticas de alta sílica (Mahood e Hildreth, 1983).

As rochas do Complexo Prata projetam-se no campo das rochas metaluminosas no diagrama de Maniar e Piccolli (1989 – figura 10), o qual é baseado nos índices de Shand, exceto duas amostras da fácies as BSG (fácies mais tardia) as quais são levemente peraluminosas, com coríndon normativo < 0.50%. O caráter metaluminoso das rochas do Complexo Prata também fica evidenciado no diagrama multicatiônico **A** [(Al - (K + Na + 2 Ca))] versus **B** (Fe + Mg + Ti) de Debon e Le Fort (1983), mostrado na figura 11.

As rochas graníticas do Complexo Prata são enriquecidas em álcalis, com (K₂O + Na₂O) variando de 4% a 12 % e, razão K₂O/Na₂O variando de 1% a 2%. Utilizando o diagrama SiO₂ versus álcalis (figura12) de Irvine & Baragar (1971), o qual discrimina entre rochas das séries subalcalina e alcalina, as rochas do Complexo Prata caem no campo das rochas subalcalina, ou no limite entre os campos alcalinos e subalcalinos.

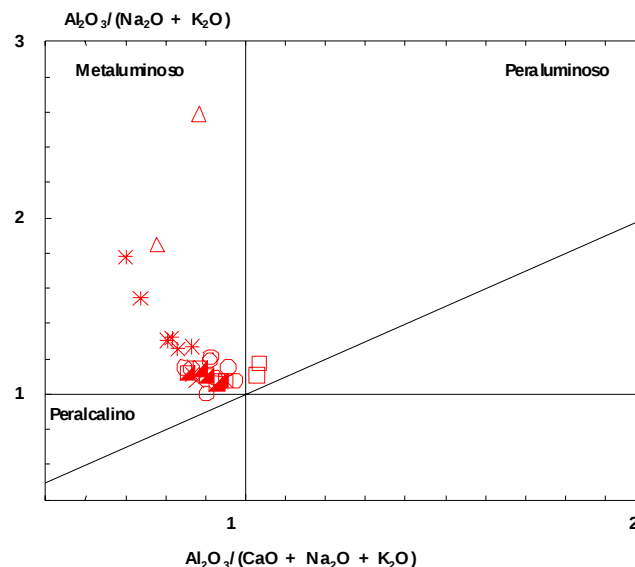


Figura 10 - Diagrama de Maniar e Piccolli (1989), baseado no índice de Shand, para as rochas do Complexo Prata. Δ = Basalto e noritos; * - dioritos; $\square$ -HBSMGP-BSG; $\circ$ - BSGP;

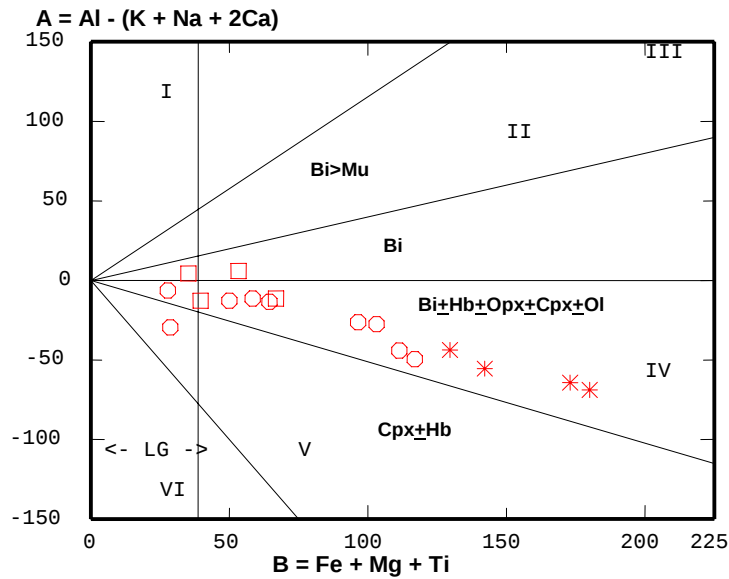


Figura 11 - Diagrama Multicatiônico de balanço aluminoso A x B de Debon e Le Fort, para as rochas do Complexo Prata. * = Enclaves dioríticos; □ = BSG; ○ = BSGP-HBSMGP.

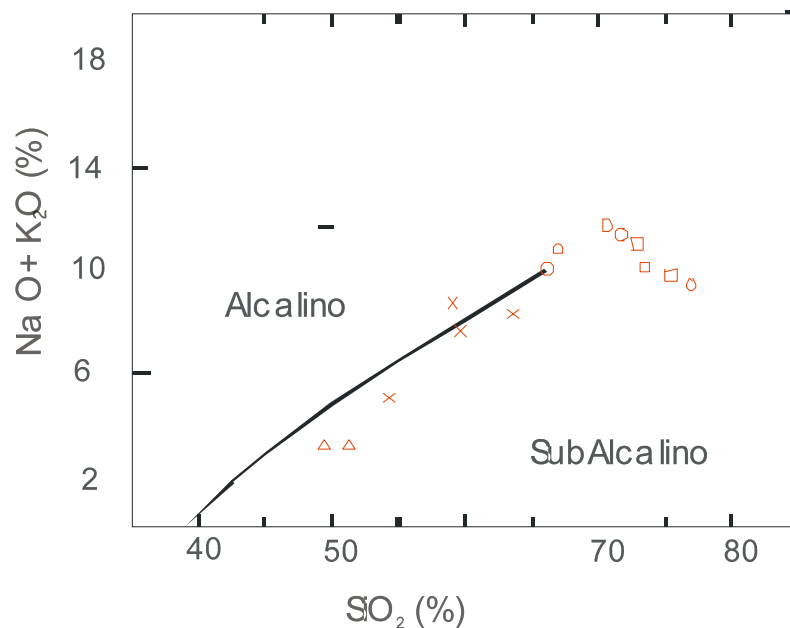


Figura 12 - Diagrama SiO_2 x álcalis com linha divisória de Irvine & Baragar (1971), para as rochas do Complexo Prata. * = Enclaves dioríticos; □ = BSG; ○ = BSGP-HBSMGP.

No diagrama K_2O versus SiO_2 (figura 13), com os campos de Piccerillo e Taylor (1976), as rochas do Complexo Prata, caem no campo das rochas shoshoníticas, com exceção do norito. Como enfatizado por Guimarães et al

(1996), a caracterização de rochas graníticas como de possível afinidades shoshoníticas, necessita outros parâmetros, além da simples relação K_2O versus SiO_2 .

As rochas graníticas do Complexo Prata caem no campo das rochas da série cálcio-alcálica ou no limite dos campos no diagrama AFM (figura 14), mostrando um trend paralelo a linha A-F. Segundo Sial (1989), este trend reflete cristalização sob condições de baixa fugacidade de oxigênio, o que está de acordo com a química das biotitas estudadas no Complexo. Duas amostras de basalto caem no campo das rochas da série toleítica. Segundo Guimarães et al (1995), este trend não é compatível com os observados em rochas de afinidades shoshoníticas, as quais mostram trends horizontalizados. Os granitos do Complexo Prata mostram valores elevados do índice agpático $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ em proporções moleculares), o qual varia de 1.0 a 0.8 e, elevadas razões $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + MgO)$ (0,84 a 0.96). As variações destes dois parâmetros nos granitos do Complexo Prata são compatíveis com granitos da associação alcalina (Whalen, 1987).

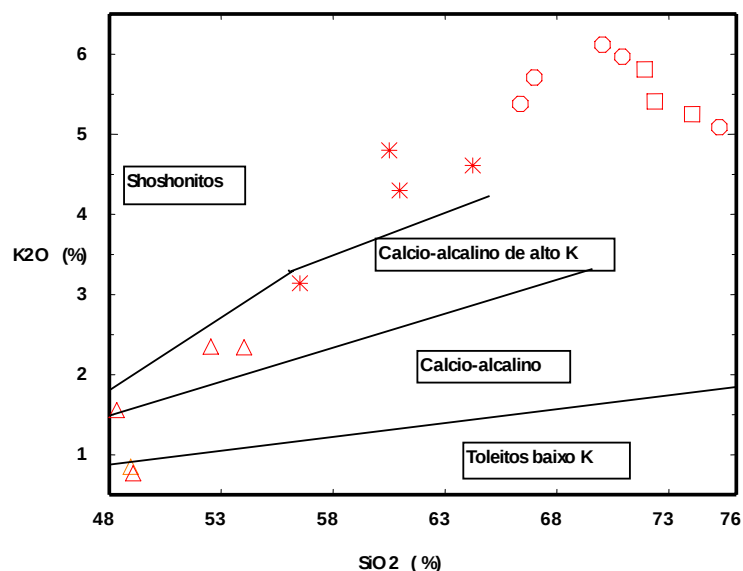


Figura 13 - Diagrama K_2O versus SiO_2 , com campos de Peccerillo e Taylor (1976), projetando as rochas do Complexo Prata. Legenda: ○ - BSGP-HBSMGP; □ - BSG; △ - Basaltos e Noritos; * - Enlaves dioríticos.

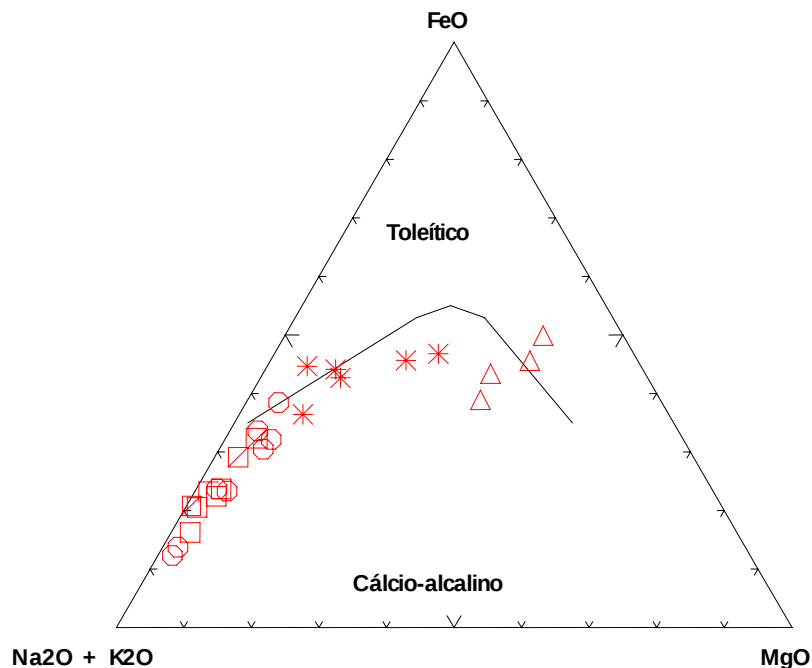


Figura 14 - Diagrama AFM para as rochas do Complexo Prata.

△ - Basalto e Noritos; □ - BSG; ○ - BSGP-HBMGP; * - Enclaves dioríticos

Os diagramas de Harker para elementos maiores (figura 15) separam três grupos distintos de rochas em termos dos teores de SiO_2 , para as rochas do Complexo Prata: O **grupo 1** reúne amostras com SiO_2 variando entre 48% e 55 % em peso, e inclui os noritos e alguns enclaves máficos. As amostras do **grupo 2** mostram teores de SiO_2 variando entre 57% e 65%, e é constituído pelos enclaves dioríticos e monzoníticos. O **grupo 3** engloba as rochas pertencentes aos fácies BSG e BSGP-HBSMGP as quais mostram teores de SiO_2 variando entre 65% e 75%.

Os teores de CaO , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, MgO , P_2O_5 , Na_2O e K_2O (figura 15) também mostram uma nítida separação entre estas fácies. As amostras de norito apresentam enriquecimento em CaO , MgO , Fe_2O_3 e MnO em relação às outras fácies. As fácies mais félsicas, (BSG e HBSMGP), como era esperado, são mais empobrecidas em CaO , Fe_2O_3 , MgO e P_2O_5 , e enriquecidas em Na_2O e K_2O . Este enriquecimento reflete a grande percentagem modal de microclina pertítica nestas fácies. Os enclaves dioríticos formam um grupo intermediário entre os grupos 1 e 3.

No geral, observa-se certo alinhamento entre os basaltos e granitos do Complexo Prata, com os enclaves projetando-se entre as duas composições extremas, sugerindo processos de mistura de magmas. Nos diagramas de Harker, observa-se que para $\text{SiO}_2 = 68\%$, ocorrem pontos de inflexão nas variações de Al_2O_3 , K_2O e Na_2O , com os trends tornando-se negativos para Al_2O_3 , K_2O e, mais fortemente positivo para Na_2O . As inflexões observadas nos diagramas Al_2O_3 e K_2O poderiam ser relacionadas ao fracionamento de biotita e/ou feldspato potássico durante a evolução das fácies félsicos. Entretanto, o trend positivo observado para Rb, descarta a possibilidade de biotita ter sido uma fase fracionada durante a evolução das fácies félsicos do Complexo Prata. Logo, feldspato potássico, pobres na molécula de albita, parece ter sido a principal fase fracionada.

Os trends observados, para todas as rochas do Complexo Prata nos diagramas Fe_2O_3 , MgO e CaO , sugerem processos de mistura entre o magma félsico e o magma máfico, enquanto diferentes trends observados nos diagramas Al_2O_3 , MnO , Na_2O e P_2O_5 evidência a não cogeneticidade entre os dioritos/ monzonitos, noritos e os granitos. Trends negativos para P_2O_5 e TiO_2 nos fácies granítico, sugerem fracionamento de apatita e óxido de Fe-Ti (ilmenita) envolvidos na evolução desta fácies.

5.3 - Geoquímica de Elementos Traços

A figura 16 mostra os elementos traços projetados contra a SiO_2 . O Ba apresenta correlação negativa com a SiO_2 para as fácies félsicas BSG, BSGP-HBSMGP, permanece constante com o aumento de SiO_2 para os dioritos/monzonitos e, apresenta ligeira correlação positiva para os noritos. O Rb mostra uma ligeira correlação positiva para todas as fácies do Complexo, enquanto o Sr apresenta ligeira correlação positiva para os noritos/basalto e negativa para os dioritos, BSG, BSGP-HBSMGP.

O Zr mostra correlação positiva para as fácies máficas (noritos e dioritos) e negativa para as fácies BSG, BSGP, HBSMGP. Este enriquecimento de Zr nas fácies mais máficas pode estar relacionado ao não fracionamento de zircão e/ou processos de mistura de magmas.

A exemplo dos elementos maiores, os diferentes trends observados para Ba, Nb, sugerem que os dioritos/monzonitos e granitos não são cogenéticos.

As rochas graníticas e alguns enclaves dioríticos do Complexo Prata mostram baixos teores de Cr (< 20 ppm) e Ni (< 15 ppm), sugerindo uma origem crustal. Nos basaltos e noritos, teores de Cr variam de 120 ppm a 220 ppm e o de Ni de 100 a 150 ppm, mostrando tratar-se de magmas evoluídos e/ou que sofreram processos de mistura com magmas félsicos.

Os teores de Nb (25 a 60 ppm) e Y (40 a 90 ppm) são mais elevados, e os de Sr (30 a 450 ppm) bem mais baixos, que os observados em rochas graníticas com teores similares de SiO₂ e K₂O, descritas na Faixa Pajeú Paraíba, como por exemplo, o Complexo Pajeú (Guimarães et al. 1995), onde o Sr é > 700 ppm, Y < 20 ppm e Nb < 20 ppm. Entretanto, os teores de Nb dos granitos do Complexo Prata são bem inferiores aos observados por Long et al. (1985) para o granito anorogênico sub-vulcânico do Cabo, (216 a 319 ppm).

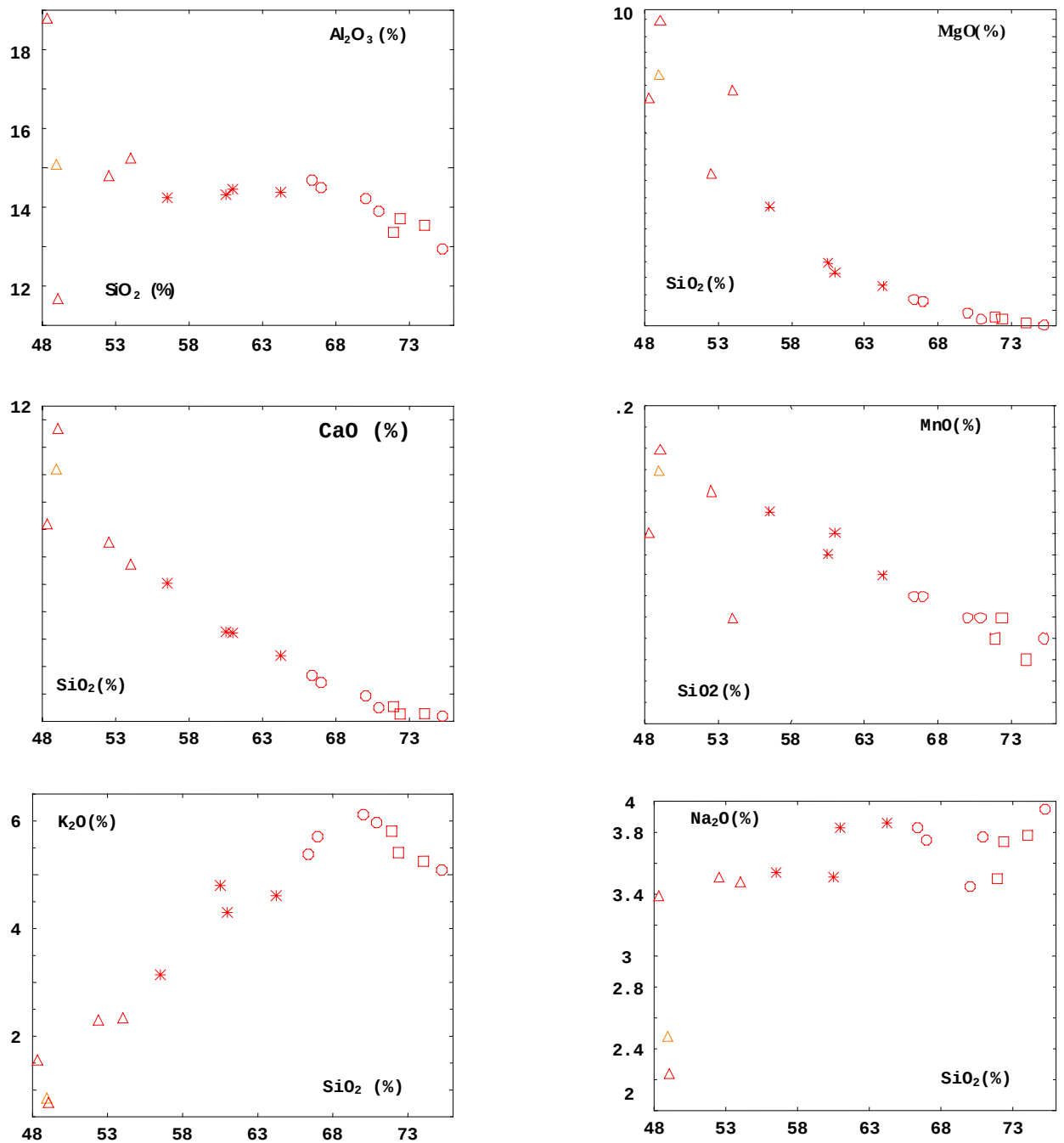


Figura 15 - Diagrama de Harker, para as rochas do Complexo Prata.

Δ = basalto e noritos; $\square$ = BSG; $\circ$ = BSGP e HBSMGP; $*$ = Enclaves dioríticos

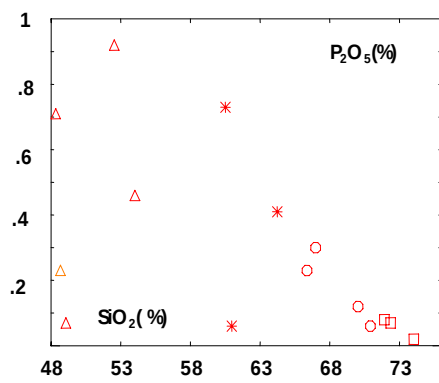
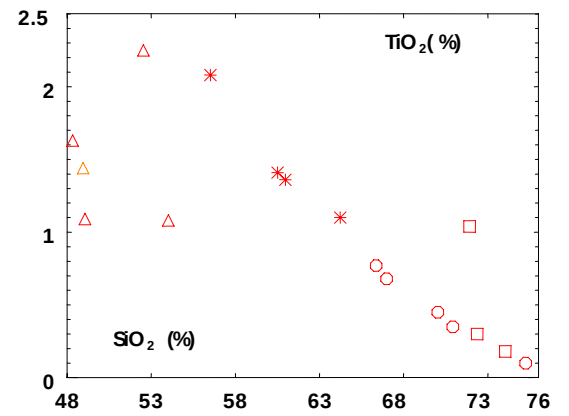
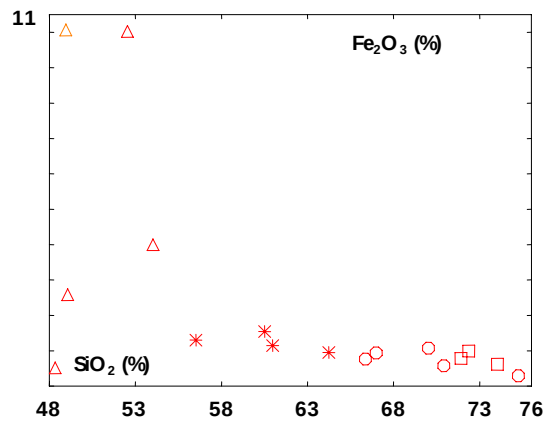


Figura 15 (continuação)- Diagrama de Harker, para as rochas do Complexo Prata.
 Δ = basalto e noritos; $\square$ = BSG;
 $\circ$ = BSGP e HBSMGP

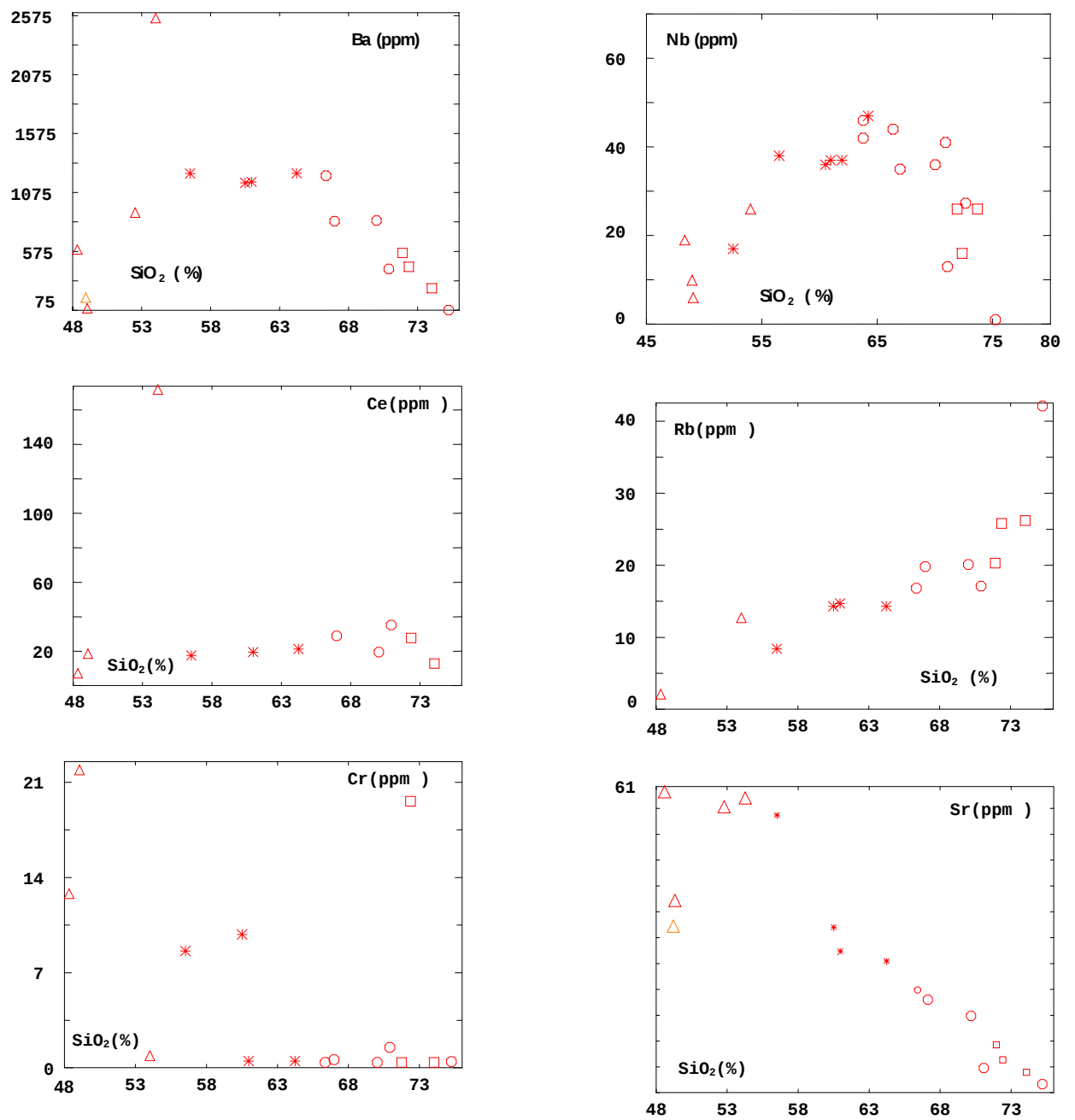


Figura 16 - Elementos Traços versus SiO₂, para as rochas do Complexo Prata.

△ = basalto e noritos; □ = BSG; ○ = BSGP e HBSMGP; * = Enclaves dioríticos

5.4 - Elementos Terra Raras

O emprego dos elementos terra raras apresenta uma maior confiabilidade nas interpretações petrogenéticas, em relação aos elementos maiores, devido sua menor mobilidade durante processos de intemperismo.

Os padrões dos elementos terras raras normalizados em relação ao condrito (Sun, 1980) para os granitóides do Complexo Prata são caracterizados por razões ETRL/ETRP elevadas (10 a 40) e profundas anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0.33$ em média) (figura 17 a). Estes padrões são semelhantes aos dos granitóides anorogênicos da Amazônia (figura 18 a) e de Meruoca e Mocambo (figura 18 b), originados por fusão crustal, deixando plagioclásio no resíduo e/ou refletem cristalização sob condições de baixa fugacidade de oxigênio. Em condições de alta fugacidade de oxigênio, o Eu^* ocorre sob a forma de Eu^{+3} e não entra na estrutura dos feldspatos. Logo fracionamento de feldspato nestas condições de fugacidade, não é refletido nos padrões dos elementos terras raro, o que significa ausência de anomalias de Eu. As rochas diorítica apresentam padrões semelhantes aos granitos, porém com menores anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0.64$) (figura 17 b). Os noritos mostram padrões totalmente distintos dos granitos e dioritos, e também distintos entre si. São caracterizados por razões ETRL/ETRP próximos a unidade e ausência de anomalias negativa de Eu (Figura 17 c).

Todos os padrões apresentados para os granitóides do Complexo Prata exibem enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP. Estes padrões podem ser explicados por anfibólio e/ou granada no resíduo. As anomalias negativas de Eu indicam também que feldspato foi uma fase que resistiu a fusão da rocha fonte dos granitóides do Complexo Prata. As menores anomalias de Eu, observadas nas rochas mais enriquecidas em hornblenda, refletem processos de mistura entre o magma granítico e um magma basáltico.

Os “*spiderdigrams*” das rochas graníticas do Complexo Prata, normalizados em relação ao manto primitivo (figura 19) são caracterizados

por profundas depressões em Ti, Sr, menores depressões em Nb e picos em Rb, Y e K. Nos fácies mais máficos as depressões em Ti e Sr são menos acentuadas. No geral, os padrões não são fracionados.

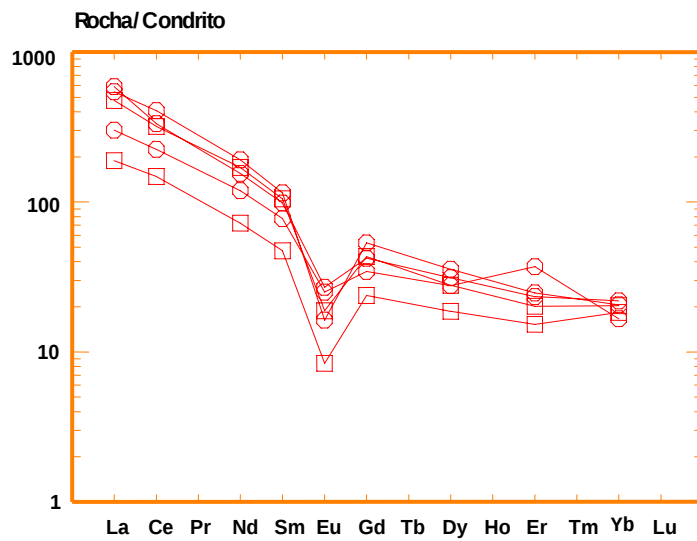


Figura 17 a - Variação dos padrões dos elementos terras rara normalizados em relação ao condrito de Sun, 1980, para as rochas graníticas do Complexo Prata.

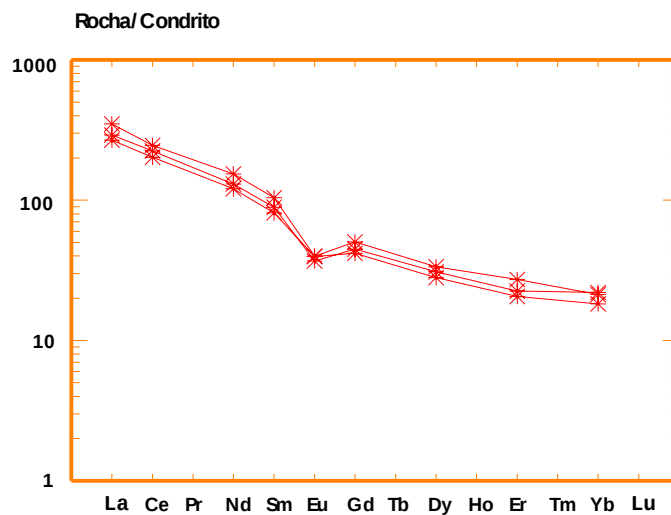


Figura 17 b - Variação dos padrões dos elementos terras raras, normalizados em relação ao condrito de Sun, 1980, para as rochas dioríticas (Complexo Prata)

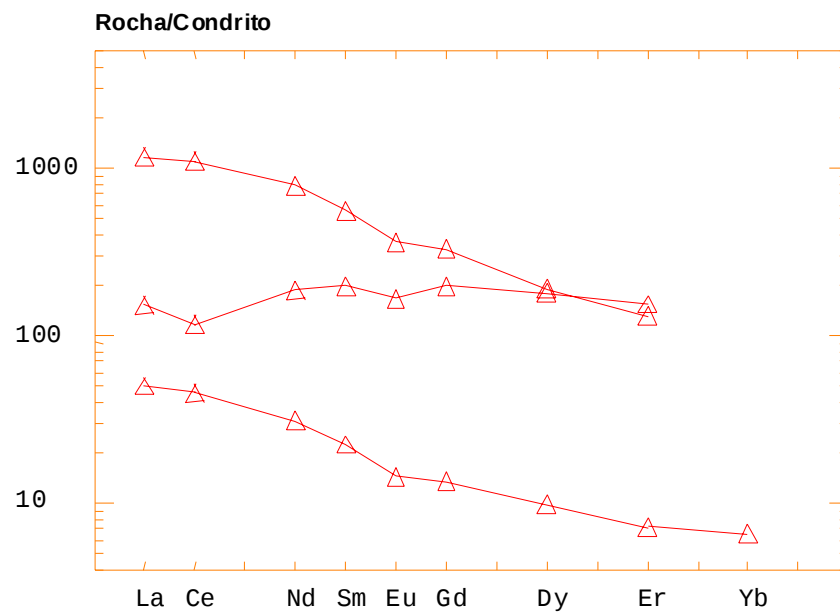


Figura 17 c - Variação dos Padrões de Elementos Terras Raras para fácies noritos, normalizado condrito de Sun (1980).

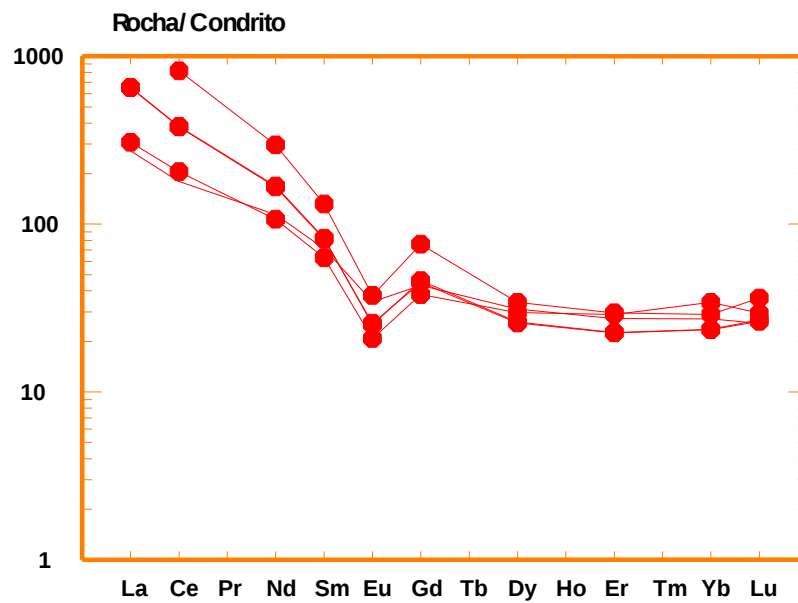


Figura 18 a - Variação dos padrões de elementos terras raras normalizados em relação ao condrito de Sun, 1980, para as rochas do Complexo Jamon.

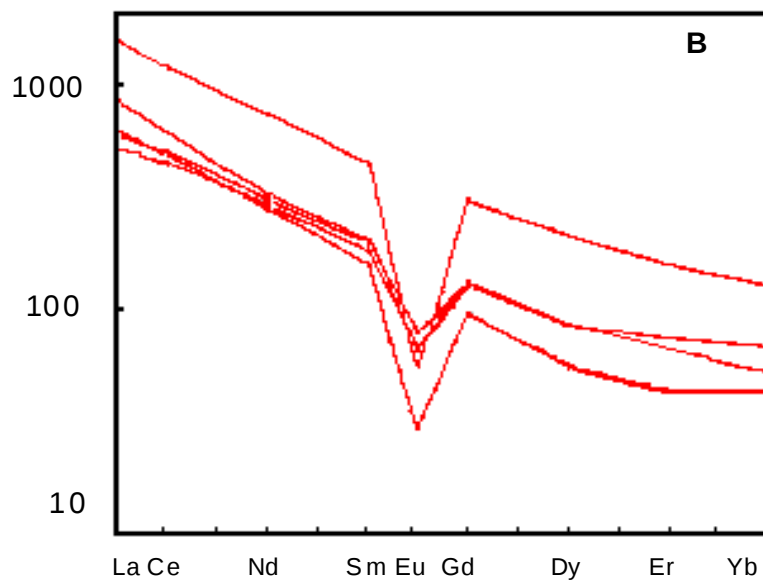
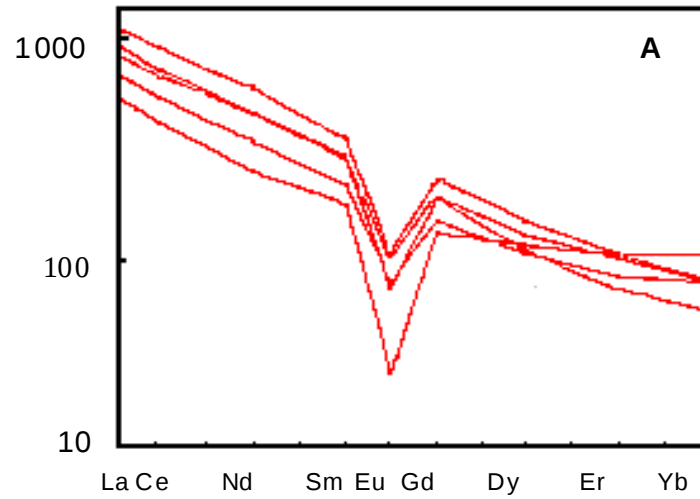


Figura 18 b - Abundância de elementos terras raras em rocha total de Meruoca (A) e Mocambo (B), normalizados para o condrito.

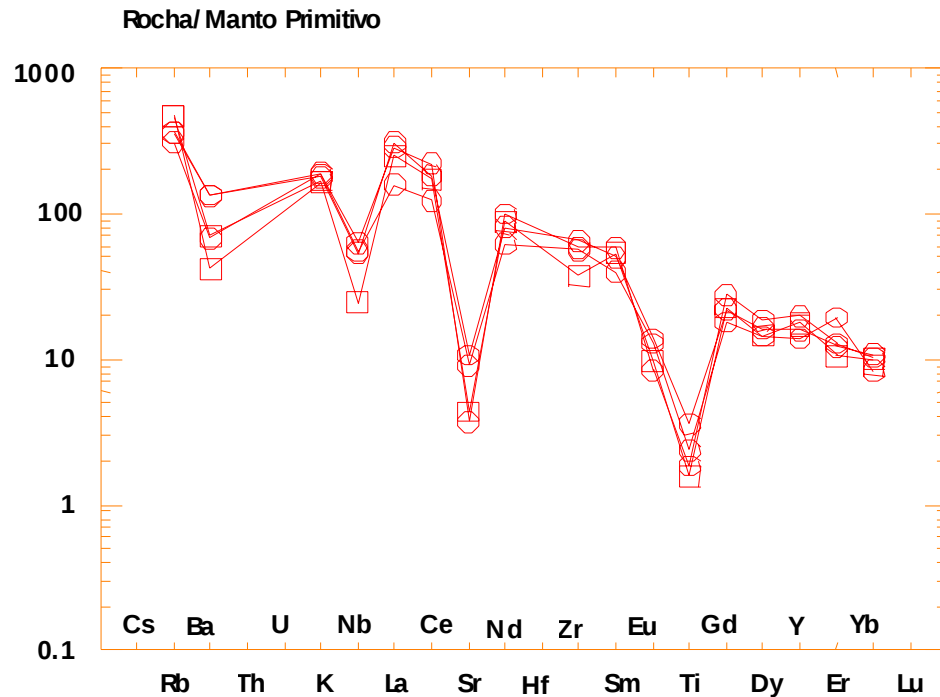


Figura 19 a - *Spiderdiagrams* normalizado em relação ao manto primitivo de Wood et al, 1979, as rochas graníticas do Complexo Prata.

Padrões “*spiderdiagrams*” semelhantes são observados para os granitos anorogênicos da Amazônia (Jamon e Cigano, Dall’Agnol 1995) (figura 20) e o granito do Cabo (Long et al 1985). Apesar dos padrões serem semelhantes, os granitos da Amazônia é pelo menos 1.16 M.a mais velhos que os granitos do Complexo Prata, que por sua vez é mais pelo menos 400 M.a mais velho que o granito do Cabo. A comparação foi feita apenas para mostrar a similaridade entre os granitos do Complexo Prata e bem caracterizada como granitos anorogênicos.

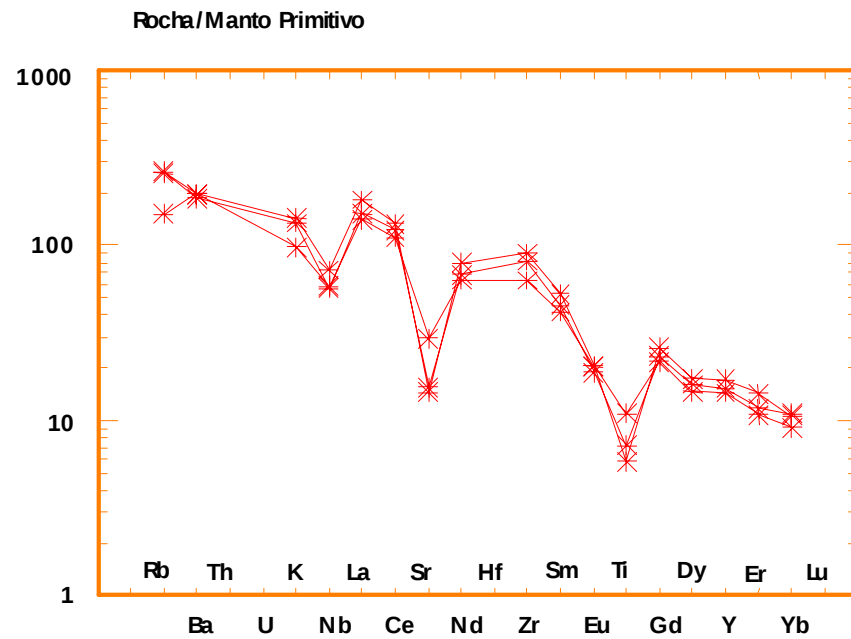


Figura 19 b - *Spidergramas* normalizado em relação ao manto primitivo (Wood et al, 1979), para as rochas dioríticas do Complexo Prata.

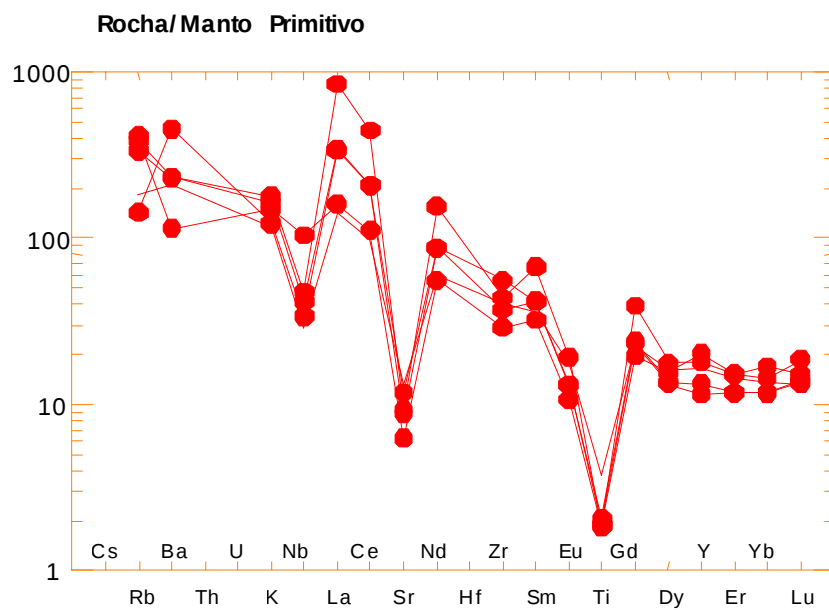


Figura 20 - *Spiderdiagrams* normalizado em relação ao manto primitivo as rochas do Complexo Jamon (Dall'Agnol, 1995).

5.5 - Diagrama Discriminante de Ambientes Tectônicos

No diagrama $R_1 \times R_2$ (figura 21) de De La Roche et al (1983), utilizando os parâmetros de De la Roche et al (1980) as rochas do Complexo Prata plotam nos campos tardi-orogênico e sin-colisional, enquanto os noritos plotam no campo dos granitóides de colisão pré-placa e alguns enclaves no campo dos granitóides relacionados a levantamento pós-colisional. Isto mostra claramente, que este diagrama discrimina muito mais os processos, que os ambientes tectônicos.

Nos diagramas $(Y + Nb) \times Rb$ e $Nb \times Rb$ (figura 23 a e b), com campos de Pearce et al (1984), as rochas do Complexo Prata caem no campo dos granitóides intraplacas de cadeias anômalas. Vale ressaltar, que os granitos anorogênicos caem sempre no campo dos granitos intraplacas (Dall' Agnol, 1995).

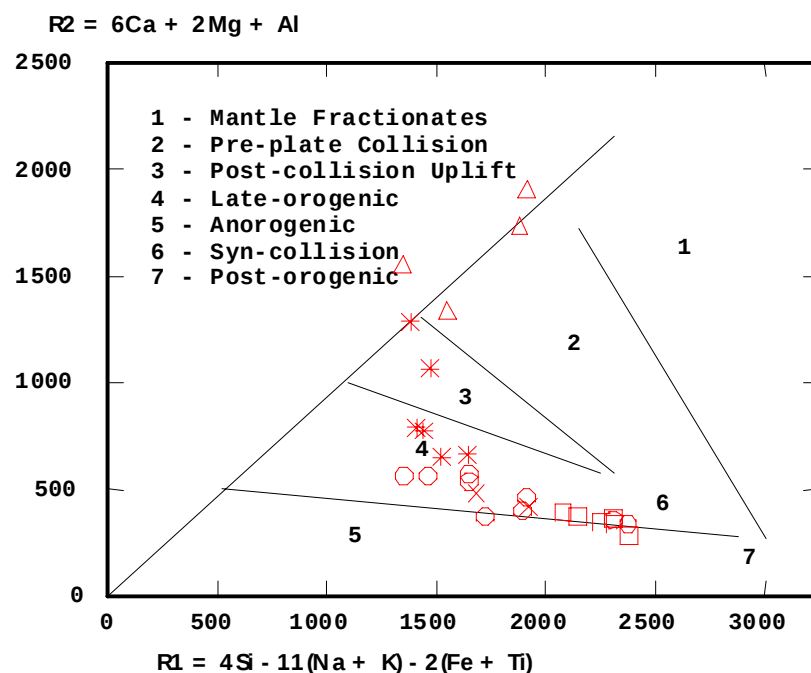


Figura 21 - Diagrama discriminante de ambiente tectônico de Modificado de Batchelor e Bowden (1985), para as rochas do Complexo Prata. Δ - Norito; $\square$ -BSG; $\circ$ -BSGP-HBSMGP; $*$ -Diorito

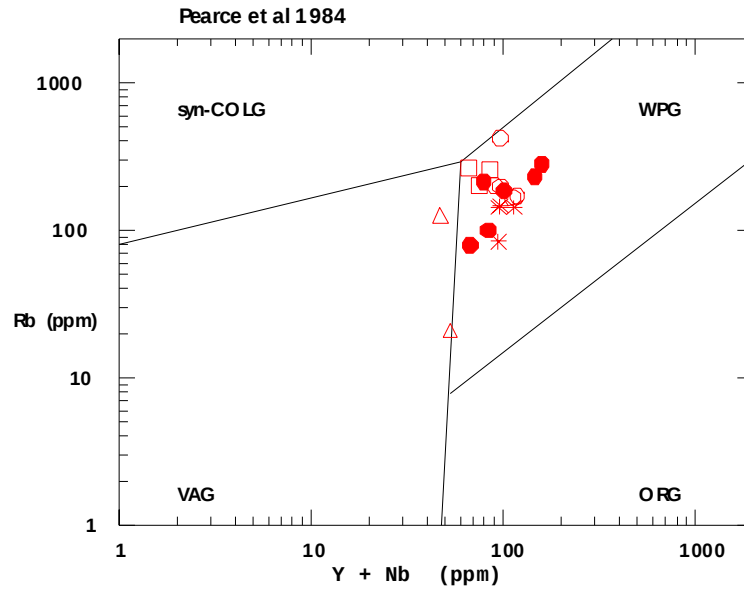


Figura 22 a - Diagrama discriminante de ambiente tectônico de Pearce et al (1984), para as rochas do Complexo Prata. Δ - Norito; $\square$ -BSG; $\circ$ -BSGP-HBSMG; $*$ -Diorito

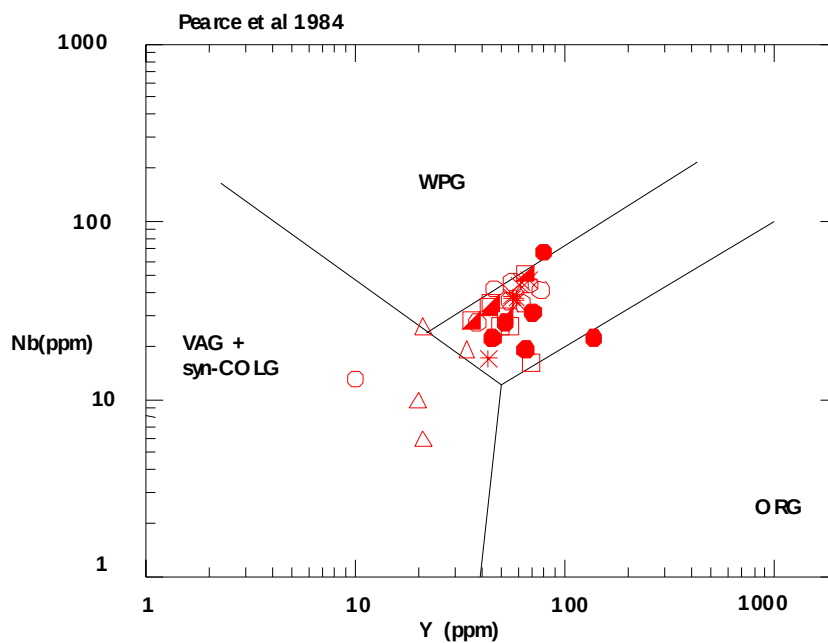


Figura 22 b - Diagrama discriminante de ambiente tectônico de Pearce et al (1984), para as rochas do Complexo Prata. Δ - Norito; $\square$ -BSG; $\circ$ -BSGP-HBSMG; $*$ -Diorito

Facies	BSG				Enclaves dioríticos				
Amostra	SCM-17A	SCM-15	SCM-18	SCM-76	SCM-65A	SCM-34B	SCM-34C	SCM 34A	SCM-34X
SiO ₂	74,03	72,37	71,92	73,70	52,53	56,51	64,23	60,51	60,97
Al ₂ O ₃	13,54	13,71	13,36	12,12	14,80	14,24	14,38	14,32	14,46
TiO ₂	0,18	0,30	1,04	0,24	2,25	2,08	1,10	1,41	1,36
CaO	0,78	0,77	1,04	0,82	7,04	5,54	2,90	3,77	3,73
MnO	0,08	0,10	0,09	0,05	0,16	0,15	0,12	0,13	0,14
MgO	0,31	0,44	0,47	0,19	4,92	3,91	1,47	2,17	1,86
FeO	0,81	1,44	1,88	0,00	0,00	7,27	4,40	5,96	6,41
Fe ₂ O ₃	1,12	1,49	1,28	2,55	10,53	1,81	1,45	2,04	1,64
K ₂ O	5,25	5,41	5,81	5,30	2,35	3,14	4,61	4,80	4,30
P ₂ O ₅	0,02	0,71	0,08	0,03	0,92	1,00	0,41	0,73	0,06
Na ₂ O	3,78	3,74	3,50	3,37	3,51	3,54	3,86	3,51	3,83
Total	99,90	99,84	100,47	98,37	99,01	99,18	98,93	99,35	98,77
Mg	23,30	21,99	21,63	12,86	48,06	43,94	31,47	33,15	29,58
Cr	4,00	196	0,00	0,00	0,00	0,00	5,00	98,0	5,00
Ni	1,00	3,00	0,00	19,0	81,0	0,00	2,00	2,00	0,00
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	50,0	0,00	0,00	0,00	0,00
Sc	1,00	18	0,00	10,00	15,0	0,00	11,0	14,0	14,0
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	100	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	137,	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabela 6 - Análises químicas de rocha total representativa das rochas do Complexo Prata.

Fácies	BSGP-HBSMGP			BSG		Enclaves dioríticos			Basaltos e Noritos	
Amostra	SCM-38	SCM-12A	SCM-34D	SCM-17A	SCM-15	SCM-34X	SCM-34C	SCM-34B	SCM-05	PR-01G
La	179,22	193,67	99,44	62,08	156,60	95,80	114,86	88,33	31,38	96,42
Ce	351,88	288,90	97,80	127,89	275,64	194,67	212,47	174,95	72,51	185,13
Nd	120,38	97,80	74,92	45,56	107,13	82,30	96,80	76,01	37,43	226,00
Sm	23,40	20,00	15,75	9,60	21,35	18,10	21,15	16,54	8,88	78,34
Eu	1,26	2,08	1,93	0,65	2,08	2,84	3,07	3,06	2,16	25,01
Gd	14,74	11,65	5,27	6,56	11,65	12,40	13,89	11,54	7,12	105,46
Dy	12,23	10,73	9,52	6,41	9,56	10,60	11,52	9,63	6,48	117,52
Er	5,57	5,27	8,34	3,44	4,54	5,06	6,13	4,64	3,09	66,29
Yb	4,53	4,81	3,66	4,04	4,47	4,84	4,69	4,02	2,89	0,00
La/Yb	39,56	40,26	27,17	15,36	35,03	19,80	24,50	21,97	10,86	
Sm/Gd	1,59	1,72	2,99	1,46	1,83	1,46	1,52	1,43	1,25	0,74

Tabela 6 - Elementos terra raras das diversas fácies do Complexo Prata, (valores em ppm).

CAPITULO 6

GEOCRONOLOGIA

6.1 - Dados Isotópicos para as rochas do Complexo Prata

Seis amostras do Complexo Prata foram analisadas isotopicamente para Rb-Sr (tabela 7). Os critérios de seleção, além das proporções relativas Rb e Sr, incluíram também o grau de preservação das amostras, distribuição geográfica dentro do Complexo, e características petrográficas das amostras. As análises foram realizadas no laboratório Geocronológico da Universidade Federal do Pará pelo prof. Moacir Macambira. A idade isocrônica obtida para este Complexo foi de 512 ± 30 Ma, com uma razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0.71320 ± 0.00140 (figura 23).

A razão inicial encontrada é elevada, sugerindo uma origem crustal para estes granitos.

Duas amostras, uma de norito e outra de granito foram analisadas isotopicamente para Sm/Nd pelo Dr. W. R. Van Schumus na Universidade do Kansas. Os resultados são mostrados na tabela 8.

Os dados obtidos sugerem fortemente que os noritos e os granitos não são cogenéticos. O ϵ (Nd) positivo (4.8 para 600 Ma), obtido para o norito associado a uma razão $^{143}Nd/^{142}Nd = 0.512876$, indica uma origem mantélica para estas rochas. O ϵ (Nd) negativo (-11.6 para 600 Ma) associado a uma razão $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511731$, obtido para o granito indica claramente uma origem crustal para estas rochas.

Amostra	Rb	Sr	Rb/Sr	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}
SCM - 08	117.00	182.00	0.64	1.865	0.72714
SCM - 12A	171.00	169.00	1.01	2.938	0.73327
SCM - 34D	176.00	146.00	1.21	3.514	0.73918
SCM - 18	174.00	95.90	1.81	5.282	0.75109
SCM - 38	144.00	57.80	2.49	7.285	0.76763

SCM - 17A	256.00	50.30	5.09	14.971	0.82241
-----------	--------	-------	------	--------	---------

Tabela 7 - Dados isotópicos com razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ para as Rochas do Complexo Prata.

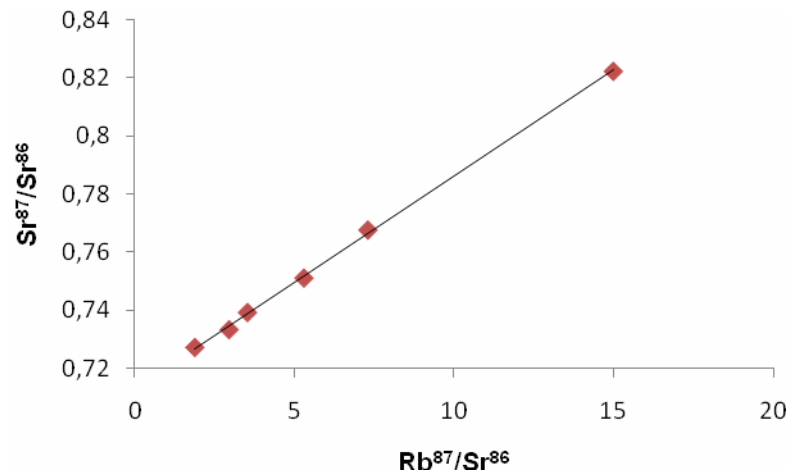


Figura 23 – Gráfico Isócrona com dados isotópicos de Rb/Sr, para as rochas do Complexo Prata.

Amostra	ϵ_{Nd} (hoje)	ϵ_{Nd} (600)	$\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$	T(DM)
PR -01	4.6	4.8	0.512876	1.56
SCM - 15	-17.7	-11.6	0.511731	2.06

Tabela 8 - Dados de Nd do Complexo Prata.

CAPITULO 7

CARACTERIZAÇÃO PETROGENÉTICA

7.1 - Granitos Anorogênicos ou tipo A

Geotectonicamente, granitóides do tipo A ou anorogênicos, são granitóides intraplacas ou intrudidos ao longo de margens de placas durante o estágio final do magmatismo relacionado à subducção. São granitóides cuja intrusão ocorreu a pelo menos 60 Ma depois de cessada a última orogênese. O termo anorogênico não é sinônimo de atectônico, pois, nenhum granito pode ascender na crosta, sem o auxílio da tectônica. Logo, todo granito é tectônico, porém nem sempre são anorogênicos.

O termo granitos tipo A foi proposto por Loiselle e Wones (1979) para definir granitos anorogênicos e derivados de uma fonte ígnea anidra.

Collins et al (1982), Chappell e White (1983), Clemens et al (1986) e Whalen et al (1987), estabeleceram características químicas para estes granitos e discutiram a sua gênese.

Eby (1990) fez uma excelente revisão dos granitos tipo A, incluindo ocorrência, características geoquímicas e considerações sobre a petrogêneses destes granitóides. Eby (1990) concluiu que a razão Y/Nb é relativamente constante para cada suíte tipo A estudada. Logo, esta razão pode ser usada para comparações químicas. Suítes com razões $Y/Nb > 1,2$ são derivadas de fontes similares a arco de ilhas ou basaltos de margens continentais, enquanto razões $Y/Nb < 1,2$ são características de suítes do tipo A, derivadas de fontes semelhantes a basaltos de ilhas oceânicas. Eby (1992) usando diagramas discriminantes de ambientes tectônicos definiu dois tipos de ambientes para os granitos tipo A. Estes podem ter originado: A_1 e A_2 . Os granitos tipo A_1 são aqueles geoquimicamente semelhantes a basaltos de

arco de ilhas oceânicas, e os A₂ são similares à média da crosta e basaltos de arcos de ilhas, intrudidos no final de um evento de grande fluxo de calor e magmatismo granítico.

Litologicamente, os granitóides do tipo A compreendem granitos “sensu strictu” variando de sienogranitos a monzogranitos. Biotita e anfibólio ricos em ferro são as principais fases máficas. Feldspato potássio ocorre sempre em percentagens modais superiores ao plagioclásio. Alanita é o principal mineral acessório.

Quimicamente os granitóides tipo A são caracterizados por elevados teores de SiO₂ (> 70%), álcalis (Na₂O + K₂O variando de 7 a 11%), baixos teores CaO, elevadas razões FeO_T/MgO (8-80%), altos teores de ETR, com razões ETRL/ETRP -1, teores de Nb e Y elevados e baixos teores de Sr.

Três hipóteses foram levantadas para a origem dos granitóides tipo A:

1) **Metassomatismo** Esta hipótese foi sugerida por Taylor et al (1980 - in Whalen et al, 1987), para a origem das rochas peralcalinas do Complexo Topsails, Canadá. Segundo estes autores, o metassomatismo ocorreu durante e após a colocação do corpo, e se deu através da percolação de fluídos enriquecidos em CO₂ e halogênios, os quais imprimiram ao corpo uma assinatura peralcalina.

Whalen et al, (1987), contestaram esta hipótese, baseando-se principalmente na homogeneidade do Complexo, e sugeriram uma origem a partir de um magma peralcalino primário.

2) **Cristalização fracionada** A origem de granitóides a partir da cristalização fracionada de magmas basálticos, foi proposta por Loiselle e Wones, 1979. White e Chappell (1983) afirmaram que as ocorrências restritas de gabros, bem como de rochas intermediárias associadas a granitos do tipo A no Lachlan Ford Belt - Austrália, não favorecia a origem destes granitos a partir de fracionamento de rochas máficas.

3) **Fusão parcial da Crosta** Collins et al, (1982), White e Chappell, (1983), Clemens et al, (1986), Whalen et al, (1987), sugeriram que fusão parcial da Crosta empobrecida seguindo o “modelo restito” não misturado de White e Chappell, (1987) geraria magmas do tipo A.

Long et al. (1986) através de dados isotópicos e geoquímicos, demonstrou a origem crustal do granito do Cabo, apesar do mesmo está associado no tempo e no espaço, ao vulcanismo básico da Bacia do Cabo.

Eby (1990) concluiu que os granitóides do tipo A não são gerados por um único processo, e sim, por uma variedade de processos, incluindo fracionamento de magmas basálticos derivados do manto, interação entre magmas mantélicos e crustais e, que em alguns casos, representam líquidos anatéticos ricos em halogênios, originados por refusão de terrenos, que já foram submetidos a processos de fusão e extração de magmas.

7.2 - Complexo Prata: Considerações Petrogenéticas

Levando em consideração esses aspectos tentaremos caracterizar petrogeneticamente as rochas do Complexo Prata.

Os baixos teores dos elementos de transição Cr (< 20 ppm) e Ni (< 15 ppm), associados a uma elevada razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} (0.71320 ± 0.0014) sugerem uma origem a partir de fusão Crustal. Baseado nesta hipótese projetou as rochas do Complexo Prata no diagrama de Patiño Douce, 1995 (figura 24). O diagrama utiliza a razão $Al_2O_3/(MgO + FeO)$ versus $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ para fundidos com teores de $SiO_2 > 69\%$. Os campos delimitados pelas linhas cheias são campos obtidos pela fusão de pelitos (1) e rochas anfibolíticas (2), e o campo (3) corresponde a granitos e riolitos cálcio-alcalinos com $SiO_2 > 69\%$. As rochas do Complexo Prata caem claramente no campo de fundidos obtidos pela fusão de rochas pelíticas.

A presença de biotita e hornblenda rica em ferro sugerem que cristalização do Complexo Prata ocorreu sob condições de baixa fugacidade de oxigênio (Wones & Eugster, 1965). Sob condições redutoras, devido aos baixos teores de H_2O no magma, ocorre inicialmente a formação de fases anidra, resultando na cristalização de biotitas e anfibólios ricos em Fe e pouca ou nenhuma magnetita.

As profundas anomalias de Eu observados nos padrões de ETR, normalizados em relação ao padrão condrito e mostrados na figura 17 a são também evidências de cristalização sob condições de baixa fO_2 . Sob

condições redutoras, o Eu ocorre na forma Eu^{+2} e entra preferencialmente na estrutura do plagioclásio, substituindo o Ca e o Sr. As profundas anomalias negativas de Eu observadas nos granitóides do Complexo Prata, associadas a baixos teores CaO e Sr sugerem que plagioclásio foi uma fase que ficou no resíduo da fusão. Isto parece também sugerir, que os granitóides do Complexo Prata foram originados por baixo grau de fusão parcial.

As razões FeO_t/MgO variando de 5,03 a 10,69, observadas no Complexo Prata são semelhantes as dos granitos tipo A, descritos na literatura. Além disto, o Complexo Prata mostra maiores teores de Nb, Y e terras raras pesados bem superiores aos observados nos granitóides orogênicos a tardi-orogênicos, com teores semelhantes em potássio, descritos na Província da Borborema.

As similaridades geoquímicas entre o Complexo Prata e granitóides bem caracterizados como tipo A (Jamon e Cigano, Amazônia - Dall'Agnol, 1995; Meruoca e Mocambo, Ceará - Sial, 1989; Cabo, Pernambuco - Long et al., 1986), são mostrados nos *spidergramas* normalizado em relação ao manto primitivo (figuras 19 e 20). Estas similaridades são refletidas principalmente nas depressões em Ti e Sr e, padrões pouco fracionados. Além disto, os padrões dos ETR (figura 17 a, 17 b e 17 c), observados nos granitóides do Complexo Prata, também semelhantes aos dos granitos tipo A acima mencionados, sendo caracterizados por razões ETRL/ETRP próximo a uma unidade e anomalias negativas de Eu ($\text{Eu}^*=0.33$ a 0.64). Este padrão é também conhecido como padrão tipo Andorinha.

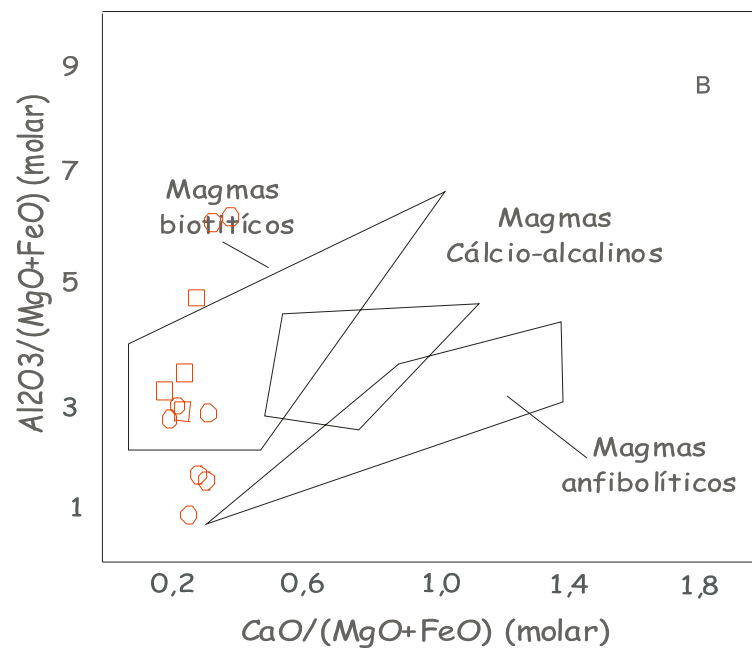
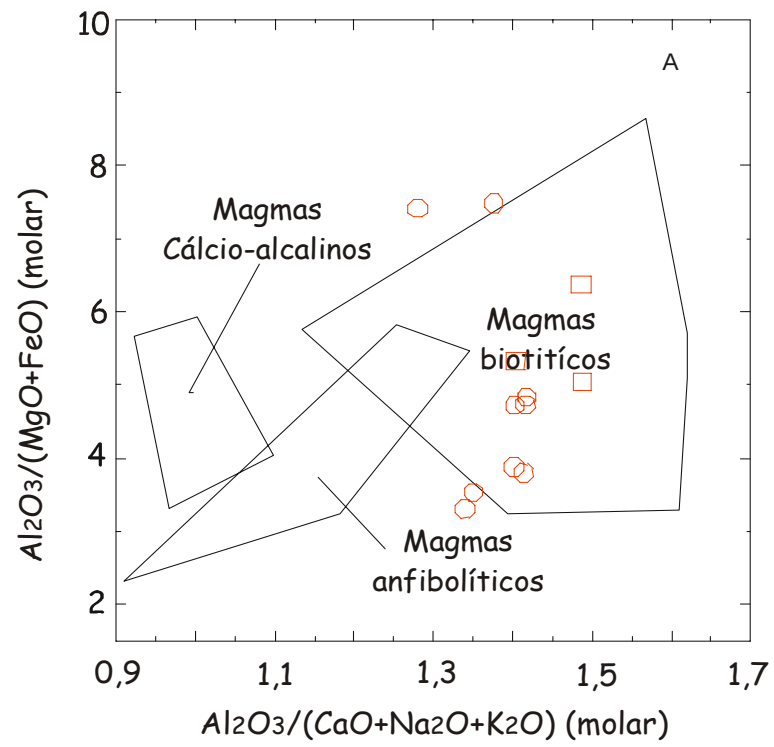


Figura 24 - Diagramas experimentais de Patiño Douce (1995), projetando as rochas graníticas do Complexo Prata. A) $Al_2O_3/(MgO+FeO)$ X $Al_2O_3/(CaO+MgO+FeO)$ e B) $Al_2O_3/(MgO+FeO)$ X $CaO/(MgO+FeO)$.

CAPITULO 8

CONCLUSÕES

Os dados obtidos durante o desenvolvimento desta pesquisa nos permitem as seguintes considerações:

- O Complexo Prata representa um magmatismo bimodal, e é constituído por injeções múltiplas de granitos e basaltos, na forma de plutões, stocks e diques. Processos de mistura parcial entre os magmas félsicos (granito) e máficos (basalto) são comuns. Logo, as rochas vulcânicas que ocorrem como diques na Região, não são de idade cretácea, como anteriormente descrita na literatura.

- Os stocks de granitos tardios são peraluminosos, como evidenciado pela paragênese: granada + biotita + muscovita e, ausência de anfibólios.

- A presença de olivina de composição hialosiderita reagindo com o líquido para formar hiperistênio observada nos noritos, que ocorrem como enclaves em torno da cidade de Prata, representam mais uma evidência da interação entre magma basáltico e o magma peraluminosos, que deu origem aos granitos.

- A idade isocronica Rb/Sr obtida para o Complexo Prata (512 ± 30 Ma) evidência uma intrusão anorogênica uma vez que a zona transversal da província da Borborema, onde o Complexo Prata foi intrudido, a orogênese Brasileira (a última até agora registrada) parece ter cessado a 600 Ma.

- As características geoquímicas do Complexo Prata, associadas às similaridades geoquímicas entre este Complexo e outros bem caracterizados

como granitóides tipo A, são evidências do magmatismo do tipo A que deu origem ao Complexo Prata.

- A presença de anfibólio e biotita rica em Fe, associada a profundas anomalias negativas de Eu observadas nos padrões de ETR, é fortes evidências da evolução do Complexo Prata, sob condições de baixa f_{O_2} .

- A razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevada ($0,71320 \pm 0,0014$), associada a baixos teores de Cr e Ni sugerem uma origem crustal para estes granitóides (crosta transamazônica - Guimarães comunicação pessoal, baseada em idade Sm/Nd de 2.2 Ma).

- Os baixos teores de Sr, as profundas anomalias negativas de Eu, as características isotópicas do Complexo Prata sugerem que o mesmo foi gerado a partir de fusão de uma crosta com alguma contribuição de rochas de composição pelítica, deixando plagioclásio no resíduo.

- Os basaltos representam magmatismo mantélicos.

CAPITULO 9

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDEL- RAMAH, A.F.M. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *J. Petrol.* v. 37, pp 525-541.
- ALMEIDA, F.F.M, HASSUI, Y. BRITO NEVES, B. B. DE, FUCK, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: VIII Simp. Geol. NE. , 1977, Campina Grande. **atas.** SBG - Núcleo Nordeste, 363-391.
- AFIFI & ESSENE, 1988. Microcomputer program for storage e manipulation of Chemical data on minerals.
- BOWDEN, P.; BATCHELOR, R.A.; CHAPPELL, B.W.; DIDIER, J.; LAMEYRE, J., 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **35**:1-11.
- BRITO NEVES B.B., 1975 Regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino. Tese de Doutorado. IG/Universidade de São Paulo, SP - Brasil. 190 p.
- BRITO NEVES B.B., 1984 O Mapa Geológico do Nordeste Oriental do Brasil. Escala 1:1.000.000. Tese de Livre Docência. Universidade de São Paulo, SP - Brasil. 177p
- CAMPOS NETO, M. DA C.; BITTAR, S. M. B.; BRITO NEVES, B.B. 1994 Domínio tectônico Rio pajeú provincial Borbprema; orogeneses superpostas no ciclo brasileiro/pan-africano. Congresso Brasileiro de Geologia, 38. Balneário de Camboriú. Anais Santa Catarina: SBG, p. 271-222.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1974 Two contrasting granite types Pacific. *Geology*, **8**: 173-174.
- CARR, P. F. 1985 Geochemistry of Late Permian Shoshonitic lavas from the Southern Sydney Basin. In: F. L. Sutherland, B.J. FRANKLIN AND a. e. WALTHO(Eds), *Volcanism in Eastern Australia*. Geol. Soc. Aust., N. S. W. Div. Publ., nº **1**: 165-183.
- CORRENS, C. W. 1956. Geochemistry of the halogens. *Phys. Chem Earth* **1**, 181-233.

- DALL'AGNOLL, R. LAFON, J.M & MACAMBIRA, M. 1995. Proterozoic anorogenic magmatismo in central Amazon province, Amazon Craton. *Min. petrol.*, **50**: 113-118.
- DA SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P., THOMPSON, R.N., 1993 – Shoshonitic and Ultrapotassic Proterozoic Intrusive Suites in the Cachoeirinha-Salgueiro Belt, NE Brazil: A Transition From Collisional to Post-Collisional Magmatism. *Precambrian Research*, **62**, p. 323 – 342.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P., (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks and associations. *Chem. Geol.*, **29**: 183-210.
- DEBON, F. & LEFORT, P., 1983 - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edin.: Earth Sci.*, **73**: 135-149
- DEER, W. A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1972. An introduction to the rock-forming minerals. Edt. Longman. London. 528 p.
- EBY, N.G. 1990 The A-Type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, **26**:115-134.
- EBY, N.G. 1992 The Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geol.*, **20**:64-644.
- GUIMARÃES, I.P.; LIMA, E.S.; BASTOS, P.R.L. 1995 Caracterização geoquímica do Complexo Pajeú, Faixa Pajeú Paraíba, NE do Brasil. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 16, Recife: SBG: 227-281.
- GUIMARÃES, I.P., MARTINS, J.M., MELO, S.C., MELO, E.B., - The contrasting K-rich Neoproterozoic granitoids from the western part of the Pajeú Paraíba fold belt, NE Brazil, In: *Congresso brasileiro de Geologia*. 1996, Salvador, p.
- HAMMARSTRON, J. & ZEN E-An, 1986 Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Mineral.* **71**: 1297-1313.
- HARKER, A. 1990. The natural history of the igneous rocks. New York. Eds. Macmillan, 384 p.
- HIBBARD, M.J. 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: Didier, J. & Barbarin, B. (eds) *Enclaves and granite petrology*, *Dev. Petrol.*, **13**: 431-444 Amsterdam: Elsevier.
- IRVINE, T.N & BARAGAR, W.R.A. 1971- A guide to the Chemical classification of the Common Volcanic rocks. *Can. Jour. of Earth Sci.*, 8 n. 5 : 523-548.

- JENSEN, L.S., 1976 A new cation plot for classifying Subalkalic volcanic rocks. *Int. Div. Mines, Misc. Pap. n° 66*, 21p.
- JOHNSON, M. C. & RUTHERFORD, M.J. 1989 Experimental calibration of the aluminum in hornblende geobarometer with applications to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks, *Geology*, **17**: 837-841.
- KUNO, H. 1968 Differentiation of basalt magmas. In: H. H. Hess and A. Poldervaart (Eds), *Basaltic Composition*. 2 Interscience, New York.
- LAMEYRE & BOWDEN, P. 1982 Plutonic rocks type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Jour. of volcan Geoth. Res.* **14**: 108-118.
- LOISELLE, M.C. and WONES, D.R. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. SOC. Amer. Abst. Prog.*, v. 11, p. 468.
- MARIMOTO, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Bull. Mineral.*, **111**: 535-550.
- MEDEIROS, V. C. & TORRES, H. H. F. 1995. Programa de Levantamentos Geológicos básicos do Brasil: Carta Geológica. Escala 1:100.000 (Folha SB.24-Z-D-V – Sumé), Estado de Pernambuco e Paraíba, Brasília: DNPM/CPRM, 100 p.
- PATÍÑO DOUCE, A. E. 1995 Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Jour. of Geoph. Res.* **100** (8B): 15623-15639.
- PEACOCK, M.A. 1931. Classification of igneous rocks series. *Jour. Geol.*, **39**: 7-65.
- PEARCE, J. A. 1983 Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKESWORTH, E. J. & NORRY, M. J. (Eds), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Nantwich. p. 231-249.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984 Trace elements discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.* **25**: 956-983.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. 1976 Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamanu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**: 63-81.
- RICHARD, R. L. 1995. Mineralogical and Petrological, data processing system.

- SANTOS, E.J., 1995. O complexo granítico de Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (PE), Província Borborema. PhD thesis, Universidade de São Paulo, Brazil. Pp220.
- SANTOS, E.J., 1997. As feições estruturais da folha Arcoverde e o mecanismo dos afloramentos da Zona transversal. Min. Met., Rio de Janeiro, 53 (313): 35-40., 6, p. 47 – 50.
- SHAND, S.J. 1943. Eruptive rocks T.Murby and co, London. 444p.
- SIAL, A. N. 1984a - Litogeoquímica de elementos terras raras na caracterização de granitóides do espaço Cachoeirinha, Nordeste do Brasil. In: XXXIII Cong. Bras. Geol., Anais. Rio de Janeiro: SBG, 2697-2702.
- SIAL, A. N.; FIGUEREIDO, M. C. H; LONG, L., 1981. RARE-EARTH ELEMENT GEOCHEMISTRY OF THE MERUOCA AND Mocambo plutons, Ceará, Northeast Brazil. Chemical Geology, **31**, p:271-283.
- SIAL, A. N., 1989. Petrologia, Geoquímica de elementos maiores, traços, terras raras e isótopos nos Batólitos Meruoca e Mocambo, Ceará. Tese de professor Titular. 284 p.
- STRECKEISEN, A. L. & LE MAITRE, R.W. 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. Neues Jahrb. fur Mineral. Abhand., 136:169-206.
- STRECKEISEN, A. L. 1976. Classification and Nomenclature of igneous rocks. IUGS. Geol. Rundsch. 63:773-786. STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Sci., 12: 1-33.
- SUN, S. S. 1980 – Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. Philos. Trans. R. Soc. London A 297: 409-445.
- SUN, S. S. 1982. Chemical composition and origin of the Earth's mantle. Geochim. Cosmochim. Acta, 46: 179-192.
- VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B. de, HACKSPACHER, P. 1994. Identification of lithospheric domains in NE Brasil and their relevance to the ancestry and assembly of western Gondwana. In: Int. Symp. Phys. Chem. Upper Mant., São Paulo. Ext. Abst. São Paulo: CPRM/FAPES, 79-81.
- VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P., BABINSKY, M., 1995 – U/Pb and Sm/Nd Geochronological Studies of the Eastern Borborema Province, Northeastern Brasil: Initial Conclusions. Journal of South American Earth Sciences, **8**, p. 267 – 288.

- WANDERLEY, A. A. 1990. Programa de Levantamentos Geológicos básicos do Brasil: Carta Geológica, Metalogenética/previsional. Escala 1:100.000 (Folha SB.24-Z-C-IV – Monteiro), Estado de Pernambuco e Paraíba, Brasília: DNPM/CPRM, 100 p.
- WANDERLEY, A. A., VEIGA JÚNIOR, J.P., SANTOS, E.J. 1992. O Complexo irajaí no contexto evolutivo da província Borborema. Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, SBG/SP; 302-304.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K. L. & CHAPPELL, B.W., 1987. A-type geochemical characteristics, discrimination and petrogêneses. Contrib. Mineral. Petrol., **95**, p:407-419.
- WILLIAM, L.P., THOMAS, A.V. & WILBAND, J.T., 1979. Major element chemistry of ricks plutonic suites from compressional and extensional plate boundaries. Chemical geology. **26** p: 217-235.
- WONES, D.R. & EUGSTER, H. P., 1965. Stability of Biotite experiment, theory and application. Am. Mineralogist. V.50 p:1228-1272.

ANEXOS

