

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

Silvana de Carvalho Melo

**ESTRUTURA, PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO BATÓLITO BREJO DA MADRE DE DEUS  
(ESTADO DE PERNAMBUCO), RELAÇÕES COM A ZONA DE CISALHAMENTO PERNAMBUCO  
LESTE, NORDESTE DO BRASIL**

TESE DE DOUTORADO  
Outubro de 2002

SILVANA DE CARVALHO MELO  
Geóloga, Mestre, Universidade Federal de Pernambuco, 1997

**ESTRUTURA, PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO BATÓLITO BREJO DA  
MADRE DE DEUS (ESTADO DE PERNAMBUCO), RELAÇÕES COM A ZONA DE  
CISALHAMENTO PERNAMBUCO LESTE,  
NORDESTE DO BRASIL**

Tese que apresenta à Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo prof. Sérgio Pacheco Neves em preenchimento parcial para obter o grau de Doutor em Geociências, área de concentração Petrologia defendida em 25 de Outubro de 2002.

RECIFE, PE  
2002

**ESTRUTURA, PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO BATÓLITO BREJO DA  
MADRE DE DEUS (ESTADO DE PERNAMBUCO), RELAÇÕES COM A ZONA DE  
CISALHAMENTO PERNAMBUCO LESTE,  
NORDESTE DO BRASIL**

SILVANA DE CARVALHO MELO

Aprovado

Dr. Sérgio Pacheco Neves	Data
Dr. Gorki Mariano	Data
Dr. Paulo de Barros Correia	Data
Dr. Edilton J. dos Santos	Data
Dr. Candido A. V. Moura	Data

## **AGRADECIMENTOS**

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

Entre estas instituições ressaltamos a Coordenação de Apoio ao ensino Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de estudos e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela ajuda indispensável como suporte financeiro nos trabalhos de campo e laboratorial.

A pós-graduação em Geociências, na pessoa do seu coordenador José Geilson Demétrio e a Alcides Nóbrega Sial, por permiti o acesso ao acervo bibliográfico no NEG-LABISE.

A Sérgio Pacheco Neves, pela ajuda durante todas as fases de elaboração e na orientação dos meus trabalhos e principalmente pela compreensão, os meus sinceros agradecimentos.

Aos professores José Maurício Rangel, Gorki Mariano e Paulo Barros pela ajuda incondicional e a troca de informação durante a redação deste trabalho.

Aos professores Candido Augusto Moura e Moacir Macambira pela ajuda com as análises de Geocronologia (no laboratório de Geocronologia PARÁ-ISO da UFPA).

Aos colegas Breno Augusto Beltrão, José Alhan e José Carneiro Neto, pela ajuda durante as etapas de campo; Daniel Henrique de Moura e André Luiz Carneiro pela ajuda nas etapas de preparação de amostra e medição dos espécimes no laboratório de Geofísica.

Agradecimento especial a Walmiza Alves de Araújo, secretária da pós-graduação pelos esclarecimentos quanto às normas da pós-graduação, durante os anos de doutorado.

Aos amigos pelo incentivo dado em todo momento necessário durante a realização do trabalho: Rielva Solimary, Silvana Diene, Fátima Lira, Clélia, Núbia

Guerra, Jael Maurino, Walkíria Costa e em especial a minha amiga e irmã Roberta Galba Brasilino meus sinceros agradecimentos.

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

*“Por mais que na batalha se vença um ou mais inimigos, a vitória sobre si mesmo é a maior de todas as vitórias.”*

*Buda.*

## RESUMO

O batólito Brejo da Madre de Deus (BBMD) representa a porção central do batólito cálcio alcalino de alto potássio Caruaru-Arcoverde, localizado na porção centro-leste do Estado de Pernambuco. Ele intrude predominantemente ortognaisses graníticos a dioríticos e é constituído por três fácies: anfibólio biotita monzogranito a sienogranito grosso a porfirítico, anfibólio biotita sienogranito equigranular médio e quartzo diorito. A fácies porfirítico é dominante sendo intrudido pela fácies equigranular e apresentando feições de contemporaneidade com a fácies diorítico.

Estudos de campo e de anisotropia de susceptibilidade magnética mostram que as tramas magmática e magnética são semelhantes, com foliações de direção preferencial EW a NE-SW e mergulhos suaves a moderados. Na porção sul a foliação magmática é superimposta por uma foliação milonítica dada pela zona de cisalhamento Pernambuco.

Nas três fácies, os valores de  $K_2O/Na_2O$  são maiores que um; os padrões de elementos terras raras (ETR) mostram enriquecimento de ETR leves em relação aos pesados e discretas anomalias negativa de Eu; e *spiderdiagrams* de elementos traço exibem depressões de Ba, Nb, Sr e Ti. Estas características sugerem magmatismo de subducção, porém como na área de estudo não existem evidências desse processo, elas devem ter sido herdadas de eventos magmáticos pretéritos.

Datações pelo método Pb-Pb em monozircão indicam idades médias de  $591 \pm 5$  Ma e  $583 \pm 5$  Ma para a fácies porfirítico e equigranular, respectivamente, corroborando os dados de campo. Os ortognaisses apresentaram idades que variam de 2070 Ma a 2090 Ma, tanto na porção norte como no sul, sugerindo que o BBMD não se alojou no limite de terrenos.

O BBMD apresenta caráter metaluminoso, teores de sílica em torno 70% para a fácies equigranular médio, 65 a 72% para a fácies porfirítico de 51 a 59% para a fácies máfico.

A fácies grossa a porfirítico é cedeo tectônico à atuação da zona de cisalhamento Pernambuco leste, e a fácies equigranular não apresentam deformação tectônica.

Palavras Chaves: Geocronologia, Geotectônica, ASM, Petrologia e Geoquímica.

## ABSTRACT

The Brejo da Madre de Deus batholith (BBMD), located in the central eastern part of Pernambuco state, constitutes the central portion of the Caruaru-Arcoverde batholith, the largest body of the high-K calc-alkalic association in northeastern Brazil. It intrudes dominantly orthogneisses with dioritic to gabbroic composition and consists of three main facies: coarse-grained to porphyritic amphibole biotite monzogranite to syenogranite; medium-grained equigranular amphibole biotite syenogranite; and quartz diorite. The porphyritic facies is dominant, being intruded by the equigranular facies and displaying evidence of contemporaneity with the mafic facies.

The porphyritic facies is early-tectonic with respect to the dextral East Pernambuco shear zone (EPSZ), which bounds the batholith to the south, whereas the equigranular facies is not tectonically deformed in the solid state. Field and anisotropy of magnetic susceptibility studies show that the magmatic and magnetic fabrics are similar, with dominance of low- to moderately dipping, E- to NE-striking foliations. The magmatic/magnetic foliation is superimposed, in the southern part of the BBMD, by a mylonitic fabric related to the EPSZ and it is reoriented, in the central portion, to the direction of an intrabatholithic sinistral, NNE-trending shear zone.

The BBMD is metaluminous and has  $\text{SiO}_2$  contents around 70 wt% in the equigranular facies, varying from 65 to 72 wt% in the porphyritic facies and from 51 to 59 wt% in the mafic facies. In the three facies,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratios are greater than 1; the rare earth elements (REE) patterns are characterized by light REE enrichment and small to negligible negative Eu anomalies; and spiderdiagrams of trace elements show depressions in Ba, Nb, Sr and Ti. The trace element characteristics are similar to those of subduction zone magmas, but in view of lack evidence for subduction events in the area, they must have been inherited from the source rocks.

Pb-Pb zircon dating of the porphyritic and equigranular facies yielded ages of  $591 \pm 5$  Ma and  $583 \pm 5$  Ma, respectively. Although within error, these data confirm the younger age of the equigranular granite. Orthogneisses in the northern and southern parts of the BBMD yielded similar ages ranging between of 2070 Ma a 2090 Ma, suggesting that the batholith did not intrude a terrain boundary.

## SUMÁRIO

<b>RESUMO</b>	v
<b>ABSTRACT</b>	vii
<b>LISTA DE FIGURAS</b>	ix
<b>LISTA DE FOTOGRAFIAS</b>	xiii
<b>LISTA DE TABELAS</b>	xv

### I - INTRODUÇÃO

1.1- Apresentação e Objetivos	1
1.2 – Localização e Vias de Acesso	2
1.3 - Metodologia	4

### II – GEOLOGIA REGIONAL

2.1 - Introdução	6
2.2 – Aspectos Tectônico da Província Borborema	6
2.3 – Magmatismo na Província Borborema	9
2.4 – O Lineamento Pernambuco	10
2.4.1 – Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste	12
2.5 – Modelos de Evolução Tectônica	12

### III – GEOLOGIA LOCAL

3.1 - Introdução	13
3.2 – Relação de Campo	13
3.2.1 – Rochas Encaixantes	13
3.2.2 – Anfibólio Biotita Monzo a Sienogranito Grosso a Porfírico	15
3.2.3 - Anfibólio Biotita Sienogranito Equigranular	16

3.2.4 – Quartzo Diorito	17
3.3 - Petrografia	18
3.4 - Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste	23
3.5 – Aspectos Estruturais	24
3.5.1 – Relação entre as fácies	24
3.5.2 – Trama Magmática	27
3.5.3 – Deformação no estado sólido e relação com a zona de cisalhamento	28

#### IV – ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

4.1 - Introdução	31
4.2 – Medidas da Trama Magnética	31
4.3 – Rochas e Minerais Magnéticos	32
4.4 – Anisotropia de Susceptibilidade Magnética	34
4.4.1 – Anisotropia Magnetocristalina	34
4.4.2 - Anisotropia de Forma	35
4.5 – Trama Magnética de Rochas Graníticas	35
4.5.1 – Minerais Marcadores da Matriz	36
4.5.2 - Magnetita	36
4.6 - Anisotropia de Susceptibilidade Magnética no BBMD	37
4.6.1 - Metodologia	37
4.6.2 – Susceptibilidade e Anisotropia	39
4.7 – Dados Direcionais do BBMD	43

#### V - GEOQUÍMICA

5.1 - Introdução	48
5.2 – Caracterização Geoquímica do BBMD	48
5.2.1 – Elementos Maiores	48
5.2.1.1 – Diagramas de Variação	53
5.2.2 – Elementos Traços	56
5.3 - Diagramas Multi-elementares	60
5.4 - Diagramas de Elementos Terra Raras	61
5.5 – Tipologia dos Granitóides do BBMD	64

VI - GEOCRONOLOGIA	
6.1 - Introdução	66
6.2 - Metodologia	67
6.3 – Tratamento dos Dados	75
6.4 – Resultados Obtidos	80
6.5 – Interpretações dos Resultados Geocronológicos	86
VII – DISCUSSÃO	
7.1 - Características Petrogenéticas	87
7.2 – Alojamento e Deformação	90
7.3 – Implicações Regionais	94
VIII - CONCLUSÕES	
95	
IX - REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	
98	
X – ANEXOS	
110	

## LISTA DE FIGURAS

Figura - 1.0 - Mapa De Localização Da Área Estudada.	3
Figura - 2.0 – Divisão da Província Borborema em Domínios e Terrenos (Santos, 1999).	8
Figura - 3.0 - Mapa mostrando o sistema de zonas de cisalhamento da Província Borborema (Vauchez et al., 1995).	11
Figura - 4.0 - Mapa geológico da área estudada.	
Figura - 5.0 - Mapa de localização de afloramentos na área estudada	
Figura - 6.0 – Diagrama QAP de Strickeisen com Trendes Lameyre & Bowden, 1982	18
Figura - 7.0 – Diagrama P vs Q de Debon & Le Fort, 1983.	19
Figura - 8.0 - Bloco diagrama exibindo enclaves de quartzo diorito.	26
Figura - 9.0 – Desenho Esquemático da Zona de Cisalhamento Sinistral.	28
Figura - 10 – Diagrama de K-Flinn, (fonte Borradaile, 1987).	32
Figura - 11 –Comportamento magnético dos Minerais (fonte Borradaile, 1987).	33
Figura - 12 - Esquema de Distribuição de Minerais com Grau de Anisotropia definindo a Trama Magnética (Fonte Archanjo, 1993)	37

Figura - 13 – Mapa exibindo as estações de amostragem de ASM.	38
Figura - 14 - Diagrama binário T vs Km.	41
Figura - 15 – Diagrama binário T vs P.	42
Figura - 16 – Diagrama binário P vs Km.	43
Figura - 17 – Diagrama de contorno; a) pólos de foliação magnética, b) pólos de lineação magnética.	44
Figura - 18- Mapa de Foliação magnética.	45
Figura – 19 - Mapa de Lineação magnética.	46
Figura - 20 - Diagrama binário $\text{SiO}_2$ vs Alcalis (Irvine Baragar, 1971) para as rochas do BBMD.	50
Figura - 21- Diagrama binário $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ vs $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} +$ $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de Maniar & Piccolli (1989), para as rochas do BBMD.	51
Figura - 22 - Diagrama binário $A=\text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})$ vs $B= \text{Fe} + \text{Mg}$ $+ \text{Ti}$ (Debon & Le Fort, 1983).	52
Figura - 23 - Diagrama Ternário AFM, de Irvine Baragar, 1971 para as rochas do BBMD.	52
Figura - 24 – Diagrama de Peccerilo e Taylor, 1978 com trendes das séries magmáticas	53
Figura - 25 - Diagramas de Variação Óxidos vs $\text{SiO}_2$ (Harker), para as rochas do BBMD.	55

Figura - 26 – Diagramas de Variação Traços vs SiO <sub>2</sub> (Harker), para as rochas do BBMD.	57
Figura – 27 - Diagrama Exibindo a razão entre os Elementos Traços.	59
Figura - 28 – Diagramas Multi-Elementares normalizado segundo o manto primitivo de Wood, 1979. Para as rochas do BBMD.	60
Figura - 29 – Diagramas de Elementos Terra Raras normalizado segundo o condrito de Sun, 1982. Para as rochas do BBMD.	63
Figura – 30 – Mapa de Amostras para análises Geocronológica.	66
Figura – 31 - Microfotografias dos zircões analisados, amostra Sm- 99OG.	69
Figura – 32 - Microfotografias dos zircões analisados, amostra Sm- 99OC	70
Figura – 33 - Microfotografias dos zircões analisados, amostra Sm- 85OG.	71
Figura – 34 - Microfotografias dos zircões analisados, amostra Sm-.39.	72
Figura – 35 - Microfotografias dos zircões analisados, amostra Sm-. 40.	73
Figura – 36 - Microfotografias dos zircões analisados, amostra Sm- 16.	74
Figura – 37 - Etapas de Aquecimento vs Idade da Rocha, amostra Sm- 16.	76
Figura – 38 - Etapas de Aquecimento vs Idade da Rocha, amostra Sm- 40.	76
Figura – 39 - Etapas de Aquecimento vs Idade da Rocha, amostra Sm- 39.	77
Figura – 40 - Etapas de Aquecimento vs Idade da Rocha, amostra Sm- 99OC.	77

Figura – 41 - Etapas de Aquecimento vs Idade da Rocha, amostra Sm- 99OG.	78
Figura – 42 - Etapas de Aquecimento vs Idade da Rocha, amostra Sm- 85OG.	78
Figura – 43 - Diagrama de Patiño Douce, 1995. Para as rochas do BBMD	88
Figura – 44 - Mapa exibindo as trajetórias das foliações e lineações magnéticas para as diversas estações do BBMD.	92
Figura – 45 - Modelo mostrando a evolução das estruturas apresentada pelo BBMD.	93

## LISTA DE FOTOGRAFIAS

- Fotografia 01- Contato entre a fácies grossa a porfirítica com o Migmatitos encaixante. Afloramento Sm – 116. 14
- Fotografia 02 – Ortognaisse Diorítico Apresentando Injeções De Veios Pegmatíticos. 14
- Fotografia 03- Trama magmática exibindo fenocristais de k-feldspato indicando fluxo magmático, fácies grosso a porfirítico. Afloramento Sm – 101. 16
- Fotografia 04- Fácies Quartzo diorítica, corta por veios de quartzo e k-feldspato. 17
- Fotografia 05 - Superior esquerdo – porfiroclastos de k-feldspato em forma de sigmóide, indicando o sentido do movimento Sm – 56. 21
- Fotografia 06 - Superior direito – Relação de contato entre as lamelas de biotita e o anfibólio Sm – 131. 21
- Fotografia 07 - Inferior esquerdo - Cristal de titanita exibindo inclusões de minerais opacos. 21
- Fotografia 08 - Inferior direito – Cristal de zircão incluso na lamela de biotita. 21
- Fotografia 09 – Detalhe da zona de cisalhamento (ZCPE), evidenciando a relação S-C com movimento dextral. Afloramento Sm – 89. 25

Fotografia 10 – Fácies grossa a porfirítica exibindo foliação magmática. Afloramento Sm-101.	26
Fotografia 11 – Porfiroclastos de k-feldspato com assimetria pouco marcante, fácies quartzo diorito, Sm -144.	29
Fotografia 12 - Mostrando Dique de quartzo diorito milonitizado, Sm–144.	29
Fotografia 13 - Fácies grossa a porfirítica milonitizada exibindo porfiroclastos de k-feldspato perpendicular à foliação, afloramento Sm – 89.	30
Fotografia 14 - Detalhe de porfiroclastos de feldspato potássico fraturado, afloramento Sm – 76.	30
Fotografia 15 - Detalhe de susceptíbilímetro KY3, laboratório de geofísica Helmo Rand.	40
Fotografia 16 - Tratamento dos dados medidos, utilizando o programa asta.	41

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Susceptibilidade e Anisotropia Magnética dos principais minerais formadores de rochas graníticas, fonte Archanjo (1993).	34
Tabela 3 – Análises de Elementos Maiores e Traços do Batólito Brejo da Madre de Deus.	49
Tabela 4 – Análises de Elementos Terra Raras do Batólito Brejo da Madre de Deus.	62
Tabela 5 – Idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em zircões da amostra Sm-99OG.	81
Tabela 6 – Idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em zircões da amostra Sm-99OC.	82
Tabela 7 – Idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em zircões da amostra Sm-85.	83
Tabela 8 – Idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em zircões da amostra Sm-39.	84
Tabela 9 – Idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em zircões da amostra Sm-40.	84
Tabela 10 – Idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em zircões da amostra Sm-16.	85

# CAPITULO I

## INTRODUÇÃO

---

### 1.1 - Apresentação e Objetivos

Este trabalho consta do estudo do corpo granítico situado entre os municípios de Belo Jardim e Brejo da Madre de Deus (Batólito Brejo da Madre de Deus; BBMD), no estado de Pernambuco. O corpo granítico é parte integrante do Batólito Caruaru-Arcoverde, o maior corpo da associação cálcio-alcálica de alto potássio da Província Borborema, ocupando a porção centro leste do mesmo. A extensão lateral leste do batólito corresponde ao Complexo Ígneo cálcio-alcálico de alto potássio Fazenda Nova/Serra da Japicanga, estudado por Neves e Vauchez (1995). As rochas encaixantes do Batólito Brejo da Madre de Deus (BBMD) são, ao sul, biotita xistos granatíferos, paragnaisses e ortognaisses graníticos a granodioríticos, e, a norte, ortognaisses graníticos a dioríticos e migmatitos. A borda sul do BBMD é marcada pela zona de cisalhamento Pernambuco leste (ZCPE), cuja deformação é concentrada no granito.

Os principais objetivos deste estudo são a caracterização petrográfica, geoquímica, geocronológica e estrutural do BBMD, visando estabelecer os principais mecanismos de alojamentos do batólito e avaliar a relação tectônica/magmatismo durante a orogênese Brasileira. O batólito está alojado entre duas regiões que tradicionalmente são consideradas como terrenos distintos, o Terreno Alto Moxotó e o Maciço PE-AL, cujo limite são os feixes miloníticos da zona de cisalhamento Pernambuco Leste. A hipótese de limite de terrenos será avaliada analisando as rochas encaixantes a norte e ao sul do BBMD. A determinação da geometria do batólito, a investigação das zonas de cisalhamentos associadas, incluindo geometria e cinemática, e elaboração do modelo/mecanismo de alojamento do corpo plutônico na crosta permitirão caracterizar se houve controle tectônico da zona de Cisalhamento Pernambuco sobre a intrusão do batólito. Outro objetivo é determinar qual o mecanismo gerador de um grande volume de magmatismo cálcio-alcálico de alto potássio. Finalmente, a determinação da idade das rochas graníticas do batólito

e de suas encaixantes permitirá comparações com a das rochas já datadas regionalmente (ortognaisse de Taquaritinga do Norte, Sá, 1997, e os plutões de Toritama e Fazenda Nova, Guimarães, 1998), além de determinar se o evento Cariris Velhos afetou a região estudada e colocar limites sobre a idade do início do funcionamento do Lineamento Pernambuco como uma zona de cisalhamento de alta temperatura.

## **1. 2 - Localização e Vias de Acesso**

A área de trabalho possui uma superfície de aproximadamente 500 km<sup>2</sup> e está situada na porção centro-leste do Estado de Pernambuco, entre os municípios de Belo Jardim e Brejo da Madre de Deus (figura 1), inserida dentro da folha topográfica Belo Jardim (SC-24-X-B-III). Está delimitada pelas coordenadas: 08<sup>o</sup>04'10" e 08<sup>o</sup>22'26" de latitude sul e 36<sup>o</sup>17'16" e 36<sup>o</sup>30' de longitude oeste de Greenwich.

A região de estudo dista cerca de 180 km a oeste de Recife. O acesso à área é feito pela BR - 232, a partir de Recife até o município de Belo Jardim, a partir de Belo Jardim até Brejo da Madre de Deus, através de vias secundárias.

Do ponto de vista fisiográfico, a área estudada situa-se na região do agreste nordestino. A região apresenta um relevo ondulado, composto por serras medianas, cujas altitudes médias variam de 900 m a 950 m, porém na porção central da área observam-se grandes elevações com altitude de até 1195 m (Serra da Boa Vista).

O clima é semi-árido, com temperaturas elevadas, com o domínio de chuvas nos meses de maio a julho, o solo característico é o litossolos com exposição do substrato rochoso, a vegetação típica: algaroba, juazeiro e a jurema, além de mandacaru, xique-xique, palma, macambira.

Os afloramentos são abundantes, com grandes exposições no plano vertical devido as grandes serras. Muitas vezes as rochas graníticas do Batólito Brejo da Madre de Deus afloram em forma de grandes lajedos e matacões.

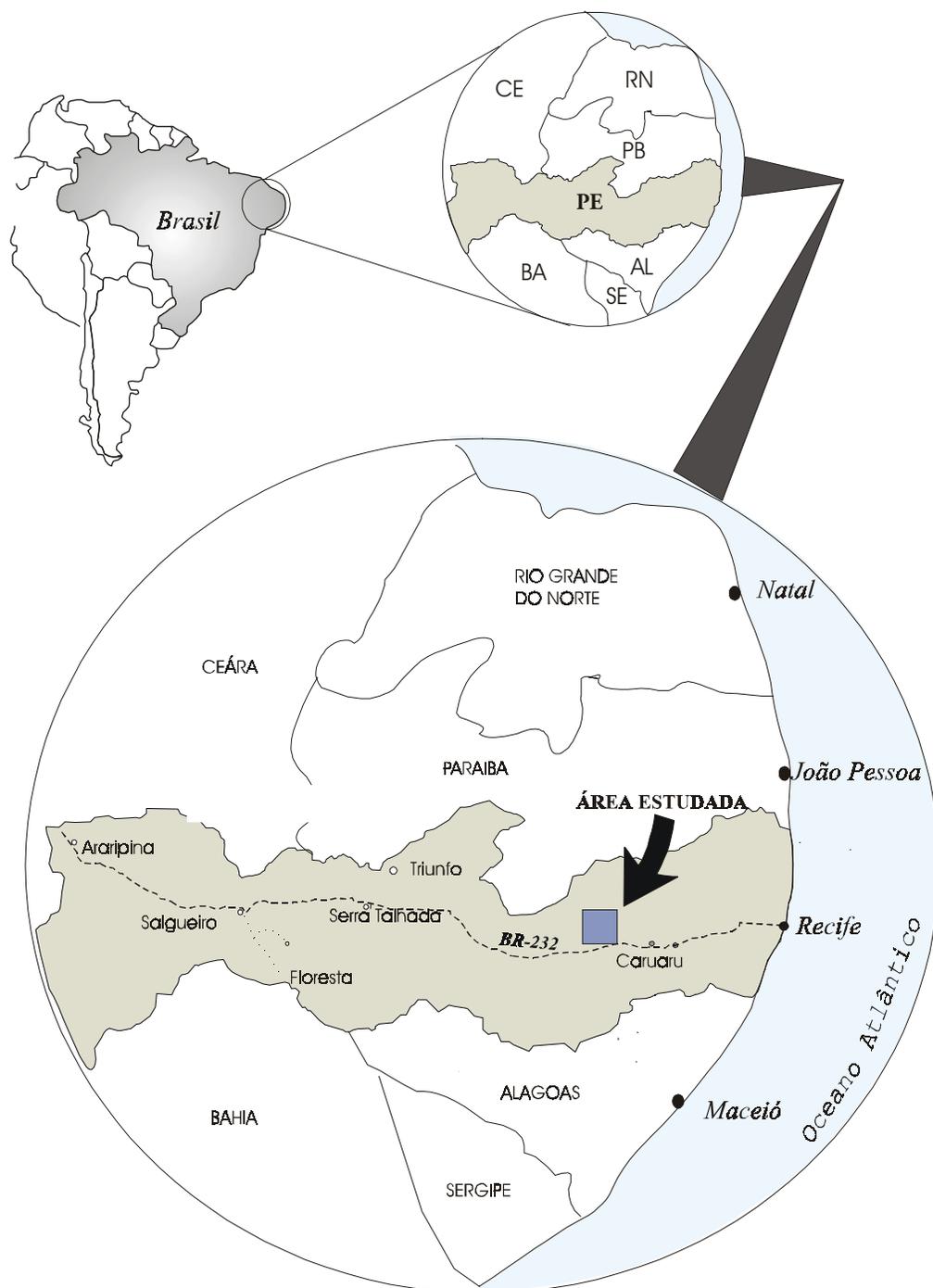


Figura 1: Mapa de localização da área estudada.

### 1.3 - Metodologia

A primeira fase do trabalho envolveu um levantamento bibliográfico de trabalhos publicados sobre a geologia da região de estudo, seguindo-se as etapas descritas abaixo:

#### a) Fotointerpretação:

A partir de fotografias aéreas na escala 1:70.000 e da carta topográfica da Sudene, folha Belo Jardim (SC-24-X-B-III), na escala 1:100.000 foi elaborado um mapa preliminar, observando os limites do corpo estudado e o padrão de estruturas dos principais fotolineamentos presentes. As fotografias foram adquiridas pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM).

Posteriormente, o mapa preliminar realizado foi ajustado por processos xerográficos para a escala 1:50.000, resultando o mapa base que foi utilizado nos trabalhos de campo.

#### b) Trabalhos de Campo:

Foram realizadas sete etapas de campo, com duração média de cinco dias. As primeiras etapas constaram de mapeamento geológico básico do corpo granítico. Durante estas etapas foram identificados os diversos tipos litológicos que constituem o batólito e suas encaixantes, realizadas medidas estruturais e feita coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos.

Etapas de campo adicionais tiveram como finalidade à coleta de testemunhos para estudos de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM).

#### c) Trabalhos de Gabinete:

Estudos petrográficos foram realizados em amostras representativas das diferentes fácies identificadas na fase de mapeamento geológico.

A preparação das amostras para ASM foi realizada no laboratório de laminação do Departamento de Geologia e sua medição no laboratório de geofísica Prof. Helmo Rand do Departamento de Engenharia de Minas da UFPE (ver detalhes no capítulo quatro).

Amostras previamente selecionadas foram preparadas para análises químicas de elementos maiores, traços e terras raras. Todas as análises foram realizadas no laboratório geoquímico da Geosol Ltda.

Das amostras para os quais os dados de petrografia e geoquímica já tinham sido obtidos algumas foram selecionadas para geocronologia pelo método Pb-Pb em zircão. A preparação das amostras consistiu na sua trituração, peneiramento e separação das frações pesadas. As datações foram realizadas no laboratório de geocronologia da Universidade Federal do Pará (detalhamento no capítulo seis).

A última etapa do trabalho constou de estudo dos dados obtidos nas etapas anteriores, interpretação dos mesmos e a elaboração do texto final da tese.

## CAPITULO II

### GEOLOGIA REGIONAL

---

#### **2.1 - Introdução**

A Província Borborema cobre uma área de mais ou menos 400.000 km<sup>2</sup> no extremo nordeste da Plataforma Sul-americana (Almeida et al. 1977).

Ela consiste de uma extensa região de dobramentos com supracrustais metavulcanossedimentares do Paleoproterozóico, Mesoproterozóico e Neoproterozóico. A Província Borborema faz parte de um grande cinturão orogénico cuja evolução envolve convergência e colisão de três blocos cratônicos, ocorridos no final do Neoproterozóico (Brito Neves e Cordani, 1991): os crátons do Oeste Africano, São Francisco/Congo e Amazônico. Zonas de cisalhamento de escala continental são as principais feições estruturais da Província Borborema, destacando-se o lineamento Pernambuco e o lineamento Patos.

#### **2.2 – Aspectos tectônico da Província Borborema**

A Província Borborema é tradicionalmente dividida em três grandes Domínios (Domínio Nordeste, Domínio da Zona Transversal e Domínio Sudeste), separados pelos lineamentos Patos e Pernambuco.

Os limites do Domínio da Zona Transversal (Figura 2) são marcados pela zona de cisalhamento Patos ao norte e a zona de cisalhamento Pernambuco ao sul, que são caracterizados por extensas zonas de milonitização (Corsini et al., 1991; Jardim de Sá, 1994; Vauchez et al., 1995, Neves e Mariano, 1999).

Santos (1995, 1996) aplicando o modelo de colagem tectônica de terrenos, propôs a subdivisão do Domínio da Zona Transversal (Ebert, 1970) em três subdomínios ou terrenos, baseados em dados geofísicos, onde seus limites são marcados por anomalias gravimétricas positiva-negativa e nos contrastes tectônicos-estratigráficos e modo de evolução diferente: Terreno Alto Moxotó, Alto Pajeú e Piancó-Alto Brígida. Posteriormente Santos e Medeiros, 1997 definiram dois novos terrenos; Pernambuco-Alagoas e Rio Capibaribe (figura 2).

O Terreno Pernambuco-Alagoas constitui um segmento infracrustal situado ao sul do Lineamento Pernambuco, formado principalmente por ortognaisses e migmatitos do Complexo Belém do São Francisco incluindo supracrustais do Complexo Cabrobró (Santos et al, 1995). O Terreno Rio Capibaribe situado ao norte do Lineamento Pernambuco, é definido como um terreno composto; incluindo os subterrenos Serra da Taquaritinga e Surubim, o último inclui seqüências turbidíticas Neoproterozóicas e blocos Paleoproterozóicos. Magmatismo granítico relacionado ao Ciclo Cariris Velhos e Brasileiro é exibido de forma mais clara no Terreno Rio Capibaribe.

Segundo o autor, esses terrenos não configuram um único bloco, mas um verdadeiro mosaico de terrenos tectônico-estratigráficos alóctones, que foram amalgamados e retrabalhados tectonicamente nos diferentes ciclos orogênicos que atuaram na Província durante sua fase evolutiva. Neves e Mariano (1999) lançaram a idéia que o Lineamento Pernambuco não é um limite válido para separar terrenos dentro da Província Borborema, por não ser uma estrutura contínua.

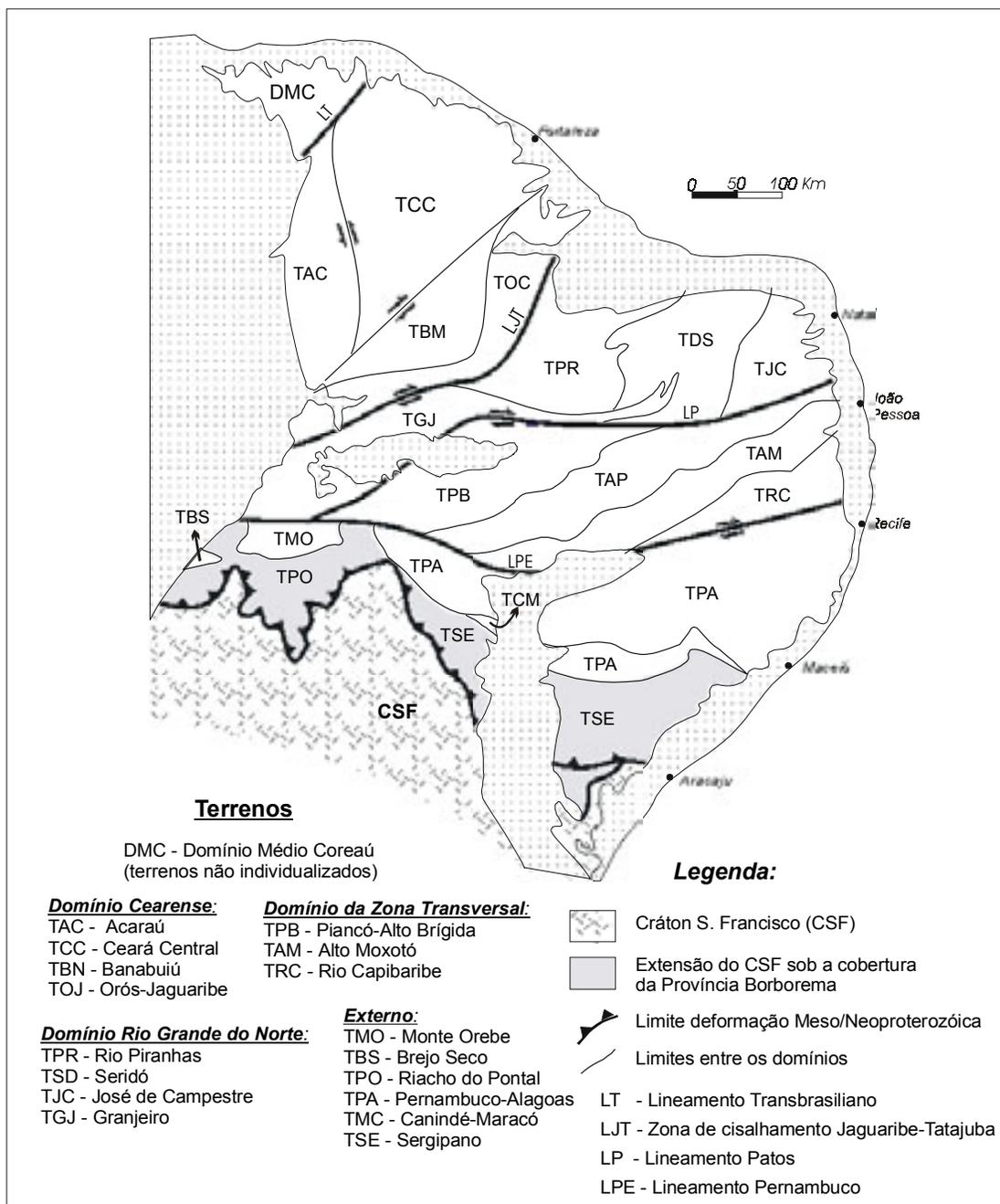


Figura 2 - Divisão da Província Borborema em Domínios e Terrenos Tectono-estratigráficos, segundo Santos (1999).

### 2. 3 - Magmatismo na Província Borborema

Almeida et al., (1967) distinguiram quatro tipos principais de rochas graníticas no domínio da zona transversal, baseado na textura, petrografia e relações de campo. Dando continuidade a esses estudos, Sial (1984a, 1984b) observou que tais corpos estão dispostos obedecendo a um zoneamento geográfico-geoquímico e reconheceram as seguintes associações magmáticas: a) cálcio-alcálica; b) cálcio-alcálica de alto potássio (Itaporanga); c) trondjemítica; d) shoshonítica a peralcalina saturada; e) ultrapotássica saturada.

Os plutões cálcio-alcálicos compreendem granodioritos e tonalitos, predominantemente peraluminosos com afinidade de granitos do tipo-S. São enriquecidas em elementos terras raras leves e exibem discretas anomalias negativas de Eu.

Os plutões cálcio-alcálicos de alto potássio (granitóides tipo Itaporanga, Serra da Lagoinha, Acari, Campina Grande, Batólito Caruaru-Arcoverde no qual encontra-se inserido o BBMD) são representados por granitos a granodioritos porfíricos, comumente observam-se corpos menores de biotita dioritos associados.

Os granitóides de afinidades trondjemíticas (Neves, 1986), ocorrem como stocks e diques variando de granodioritos a tonalíticos, são representados por sienitos e monzonitos, por vezes com textura porfírica. Apresentando baixa razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e um padrão de elementos terras raras fracionado, com os elementos terras raras leves enriquecidas em relação aos pesados e com leves anomalias de Eu.

Ferreira e Sial (1986) subdividiram as rochas peralcalinas em saturadas e supersaturadas em sílica. As saturadas (álcali-feldspato sienitos) constituem os corpos de Triunfo, Princesa Isabel, Salgueiro e Terra Nova, delineando a linha de sienitóides. As rochas supersaturadas em sílica (quartzo-feldspato sienitos a álcali-feldspato granitos) formam os *ring-dikes* de Macacos, Vassoura e Serrita, os diques de Catingueira, e os batólitos de Solidão e Teixeira. Ferreira e Sial (1987) e Silva Filho et al. (1993), levando em consideração a química de elementos maiores, mostraram que as rochas saturadas em sílica são ultrapotássicas com teores de  $\text{K}_2\text{O}$  maiores que 13%, definindo a província peralcalina-ultrapotássica do Cinturão Cachoeirinha–Salgueiro.

Guimarães e Silva Filho (1995), subdividiram os granitóides shoshoníticos em dois grupos principais: o grupo supersaturado, com composição variando de monzonítica a sienogranítica, com pequenos enclaves máficos na forma de *clots* de

anfíbólio, e o grupo saturado, representado por monzonitos e sienitos com grande quantidade de enclaves máficos. Ambos os grupos são peraluminosos a metaluminosos e mostram elevados teores de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e Nb.

Os granitóides peralcalinos podem formar grandes batólitos ou ocorrem como diques. São constituídos principalmente por sienitos a quartzo sienitos e podem ser separados em duas famílias de rochas peralcalinas: uma de rochas saturadas, ultrapotássicas, dominada por sienitos com aegerina e apresentando diques sinplutônicos.

Santos (1995) e Santos e Medeiros (1997) interpretaram ortognaisses peraluminosos com idades entre 1,0 e 0,95 Ga como granitos crustais colisionais associados ao evento Cariris Velhos no Terreno Rio Capibaribe e no Terreno Alto Pajeú, os últimos representados pelas Suítes Riacho do Portal e Recanto.

O magmatismo pós-Transamazônico mais antigo observado na Zona Transversal foi identificado por Sá et al (1997), os quais obtiveram uma Idade de 1,7 Ga para o ortognaisse de Taquaritinga.

## **2.4 - O Lineamento Pernambuco**

Este lineamento foi descrito inicialmente como sendo uma zona de cisalhamento contínua por Ebert (1970) e Brito Neves (1984), com uma extensão de aproximadamente 600 km, começando na planície costeira do Recife e chegando até a Bacia do Parnaíba. De acordo com Vauchez e Egídio Silva (1992), Neves e Vauchez (1995) e Neves e Mariano (1999), esta zona é composta de dois segmentos distintos: as zonas de cisalhamentos Pernambuco Leste (ZCPE) e Pernambuco Oeste (ZCPW) (Figura 3).

O segmento oeste desenvolveu milonitos em condições de alta temperatura (fusão parcial; sillimanita e hornblenda) e transferência do movimento dextral através da zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira.

O segmento leste é composto por cinturões miloníticos de alta e baixa temperatura ( fácies anfíbolito e xisto verde), com base na preservação ou não de protólitos ígneos.

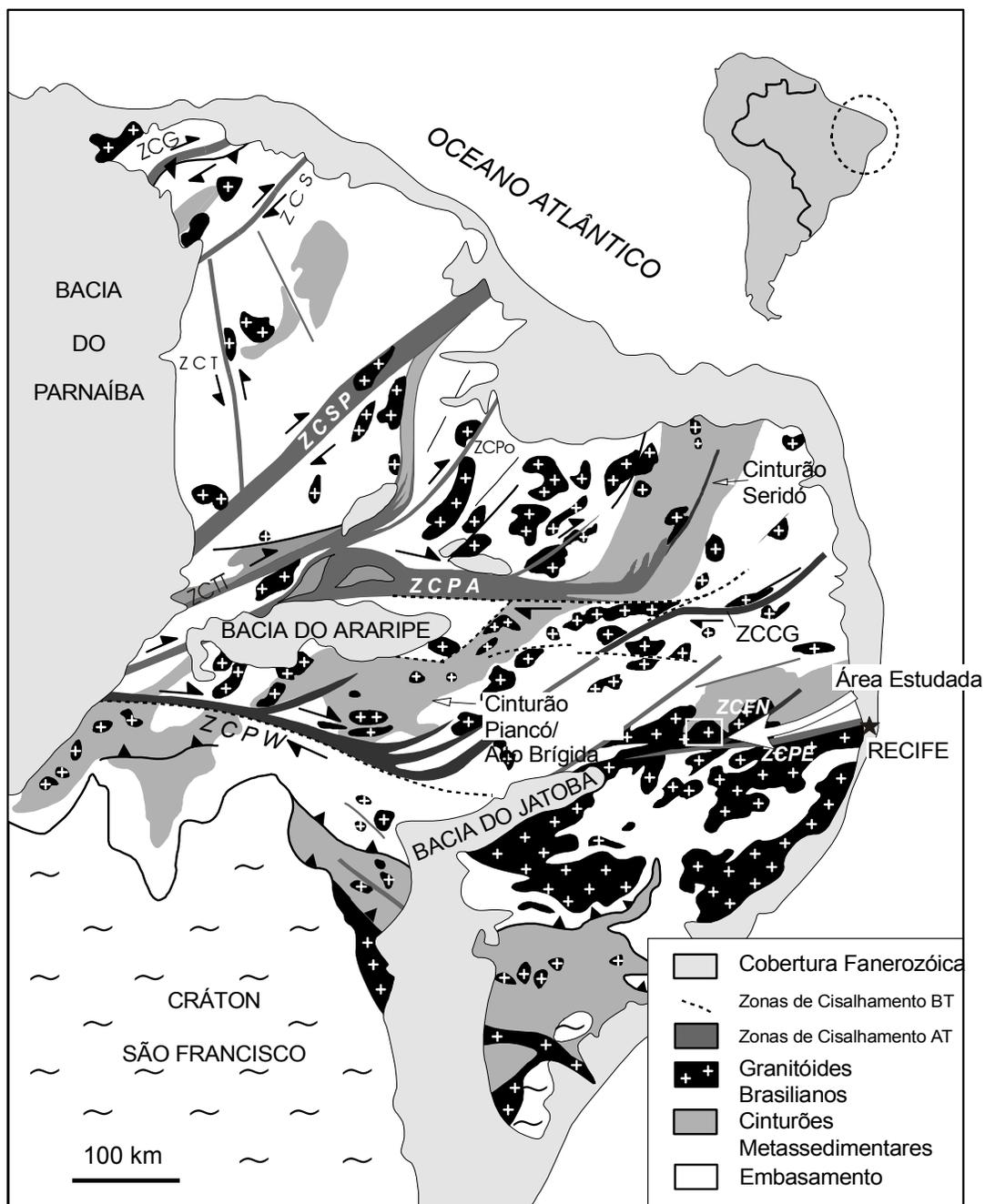


Figura 3 - Mapa esquemático mostrando o sistema de zonas de cisalhamento da Província Borborema (Vauchez et al. 1995). ZCCG: zona de cisalhamento Campina Grande; ZCPE: zona de cisalhamento Pernambuco Leste; ZCPW: zona de cisalhamento Pernambuco Oeste; ZCFN: zona de cisalhamento Fazenda Nova; ZCG: zona de cisalhamento Granja; ZCPO: zona de cisalhamento Portalegre; ZCPA: zona de cisalhamento Patos; ZCSP: zona de cisalhamento Senador Pompeu; ZCS: zona de cisalhamento Sobral; ZCT: zona de cisalhamento Tauá; ZCTT: zona de cisalhamento Tatajuba.

### **2.4.1 - Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste**

Este segmento inicia-se na zona costeira de Recife e estende-se por 200 km na direção oeste. Trata-se de uma zona de cisalhamento dextral, segmentada em faixas miloníticas de baixa e de alta temperatura. A deformação de alta temperatura e alto *strain* é restrita às margens dos corpos graníticos. Nas encaixantes observam-se evidências localizadas de deformação a alta temperatura em micaxistos.

Neves e Mariano (1999), sugeriram que a deformação cisalhante foi localizada a princípio em corpos magmáticos preexistentes e cristalizados parcialmente, especialmente nas áreas de contatos com as encaixantes.

Na área estudada observam-se duas faixas de milonitos; uma de alta temperatura, localizada na borda sul do Batólito Caruaru Arcoverde e outra de baixa temperatura, paralela a primeira, localizada nos xistos e paragnaisses.

## **2. 5 - Modelos de Evolução Tectônica**

O embasamento da Província Borborema foi consolidado durante o ciclo Transamazônico (2,0 – 2,2 Ga). Um grande evento com idade Mesoproterozóica/ Neoproterozóica (1,1 a 0,9 Ga), afetou o Domínio da Zona Transversal, tendo sido denominado de Cariris Velhos (Santos, 1996; Brito Neves et al., 1995; Van Schmus et al., 1995). O Ciclo Brasileiro afetou a Província Borborema regionalmente, deixando seus registros nas rochas do embasamento gnáissico-migmatítico e na cobertura proterozóica.

A Província Borborema apresenta regionalmente uma foliação de baixo ângulo cuja idade é debatida: Paleoproterozóica, para alguns autores (Jardim de Sá, 1984, 1994), Brasileira para outros (Caby et al., 1991, 1995), ou Cariris Velhos para outros (Santos, 1995).

Brito Neves et al. (1995, 1999), Santos (1995, 1996) e Santos et al. (1999) introduziram o conceito de terrenos para a Província Borborema (Figura 2), a qual foi considerada um orógeno acrescionário formado pela amalgamação de terrenos diferentes durante os eventos Cariris Velhos e Brasileiro. Esta hipótese ganhou vários seguidores, mas é contestada por outros autores (Mariano et al., 1999; Neves, 2000; Bittar 1999, Guimarães et al. 2000), que interpretam o evento Cariris Velhos como um episódio de rifteamento. No primeiro caso, a província Borborema teria experimentado uma evolução policíclica, enquanto no segundo uma evolução monocíclica.

## CAPITULO III

### GEOLOGIA LOCAL

---

#### 3.1 – Introdução

O Batólito Brejo da Madre de Deus (BBMD), é parte integrante do batólito Caruaru Arcoverde. Ele está limitado ao norte por ortognaisses graníticos, ortognaisses dioríticos e migmatitos; ao sul, faz contato com ortognaisses graníticos, paragnaisses e micaxistos. Na porção sul do batólito ocorre uma faixa milonítica de alta temperatura, gerada pela zona de cisalhamento Pernambuco leste (ZCPE). O BBMD foi subdividido de acordo com aspectos petrográficos e texturais em três fácies: uma grossa a porfirítica (anfibólio biotita monzo a sienogranito); uma equigranular média (anfibólio biotita sienogranito) e uma máfica de composição quartzo diorítica (figuras 4 e 5). Este capítulo compreende uma descrição dos aspectos de campo, aspectos texturais e petrográficos, incluindo contatos, relação de inclusão e seus aspectos estruturais.

#### 3.2 – Relações de Campo

##### 3.2.1 – Rochas Encaixantes

As rochas encaixantes do BBMD na parte nordeste da área de estudo compreendem ortognaisses graníticos, ortognaisses dioritos e migmatitos (fotografia 1). Na porção sul, a maior ocorrência é de micaxistos e paragnaisses, porém observa-se também lentes de ortognaisses graníticos.

Os ortognaisses graníticos a dioríticos apresentam coloração variando de cinza clara a escura, granulação média, estrutura gnáissica, com megacristais de feldspato potássico imersos numa matriz cinza amarrozanda cujo principal mineral máfico é a biotita.

O bandamento gnáissico característico mostra bandas félsicas (quartzo-feldspática) e bandas máficas (anfibolíticas ou biotíticas) alternadas, com larguras que variam de alguns mm até 10 cm. Comumente observa-se veios de pegmatitos intercalado ao bandamento gnáissico com comprimentos de até 2 m. O bandamento gnáissico possui mergulho de baixo ângulo, com direção predominante NE-SW.



---

Fotografia 1 - Contato entre a fácies grossa a porfírica com o migmatito encaixante. Porção nordeste do BBMD, afloramento Sm-116.

Ortognaisses mais máficos, de composição diorítica (fotografia 2), ocorrem na porção noroeste da área de estudo. Estes apresentam coloração cinza escura, granulação mais fina do que o ortognaisse granítico, tendo anfibólio como mineral máfico predominante.



---

Fotografia 2 – Ortognaisse diorítico apresentando injeções de veios pegmatíticos (Sm-99).

Os migmatitos são mais comum na porção nordeste da área, apresentando contato brusco com os granitóides, podendo também ocorrer como xenólitos dentro da fácies grossa a porfírica (porção sudeste do BBMD). Geralmente exibem coloração cinza, estruturas estromática a ptigmática, mineralogia dominante quartzo-feldspática (neossoma) e o paleossoma caracterizado por anfibólios e feldspato. O bandamento composicional característico, onde se alternam bandas do neossoma e bandas do paleossoma, tem direção preferencial 130Az/ 55°NE. Localmente apresenta dobramentos abertos a apertados, sincrônicos ao desenvolvimento de bandas de cisalhamento com cinemática tanto dextral quanto sinistral.

Micaxistos são mais abundantes na porção sul da área, geralmente ocorrendo intercalados com paragnaisses. Apresentam coloração marrom escura, granulação média a fina, composição típica de granada-biotita-xisto, textura lepidoblástica, marcada pela isorientação das micas que são predominantes na rocha. A xistosidade é predominantemente de baixo ângulo (68Az/28°S).

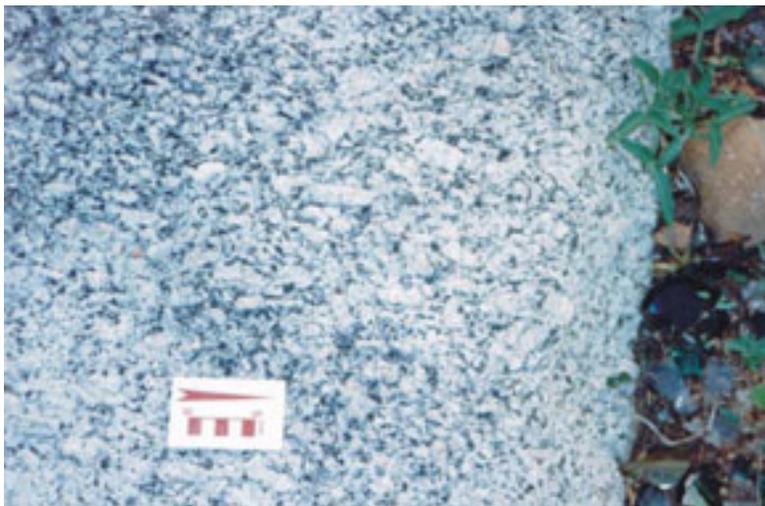
### 3.2.2 – Anfibólio Biotita Monzo a Sienogranito Grosso a Porfírico

A fácies grossa a porfírica é predominante e ocupa cerca de 85% da área total do batólito Brejo da Madre de Deus. Esta fácies ocorre distribuída por todo batólito, apresentando-se de forma mais característica no município de Brejo da Madre de Deus, onde compreende grandes serras. Dentre estas, as mais expressivas são Boa Vista, Serra do Vento, Colônia e Teixeira. A fácies porfírica aflora também como lajedos e matacões.

A fácies porfírica apresenta fenocristais de feldspato potássico, com até oito centímetros de comprimento, imersos numa matriz grossa a porfírica (fotografia 3). É comum a presença de enclaves da fácies máfica (quartzo diorito) e de *clots* máficos (anfibólio + biotita). Os enclaves e *clots* máficos apresentam formas que variam de subarredondadas a alongadas, com direção quase sempre paralela à orientação preferencial dos fenocristais de feldspato potássico e dos minerais máficos. Relações de contato entre as fácies grossa a porfírica e quartzo diorítica sugerem contemporaneidade dos seus magmas. Contatos interdigitados e graduais, bem como a presença de fenocristais de feldspato potássico nos quartzo dioritos com aspectos texturais semelhantes àqueles encontrados nos granitos encaixantes, sugerem mistura entre magmas félsicos e magmas máficos. Estes processos

indicam trocas mecânicas quando a viscosidade dos magmas era possivelmente semelhante (Zorpi et al., 1989).

Diques de leucogranitos cortando a fácies porfirítica apresentam largura de até dois metros aproximadamente e comprimentos que podem chegar até vinte metros.



Fotografia 3 – Trama magmática dada por fenocristais orientados de feldspato potássico, fácies grossa a porfirítica, afloramento Sm-101.

### 3.2.3 – Anfibólio Biotita Sienogranito Equigranular Médio

De ocorrência mais restrita, esta fácies ocupa as porções oeste (localidades de Taboquinhas e Xucurú) e centro leste do batólito (localidade de Gravatá). Apresenta pequenos fenocristais de feldspato potássico com comprimento de até 1,5 cm imersos em uma matriz equigranular média. Nesta fácies é comum a presença de enclaves angulosos de quartzo diorito, com tamanhos de 2 até 20 cm, indicando sua incorporação no estado sólido. Localmente observa-se que a fácies ocorre como “*sheets*” na fácies porfirítica, exibindo orientação de  $55^{\circ}$  Az. Os contatos entre as fácies félsicas podem ser graduais, marcados pela diminuição dos fenocristais de feldspato potássico da fácies grossa para a fácies equigranular, ou interdigitados, porém é mais comum a fácies equigranular ocorrer como diques cortando a fácies grossa a porfirítica. Localmente (afloramento Sm-43) observam-se características típicas de mistura de magma (mistura mecânica), captura de cristais de feldspato

potássico da fácies grossa a porfírica e presença de enclaves, sugerindo que durante a intrusão da fácies granítica o sistema ainda estivesse com temperatura muito elevada, possibilitando a captura por fluxo de cristais e enclaves.

#### 3.2.4 – Quartzo Diorito

Esta fácies ocorre de três maneiras principais. Na porção nordeste do batólito, próximo ao município de Brejo da madre de Deus, pode ser cartografada na escala de mapeamento adotada (figura 4). Neste local, a fácies quartzo diorítica (fotografia 4) apresenta contatos irregulares e/ou difusos com a fácies félsica porfírica, sugerindo contemporaneidade sob condições de baixo contraste de viscosidade. Em outros locais, os quartzo dioritos ocorrem como mega-enclaves ou como diques na fácies grossa a porfírica, sendo mais comuns na porção noroeste, próximo às localidades de Juá e Araras. Os mega-enclaves podem atingir dimensões de até 4 metros de comprimento, exibindo formas arredondadas a alongadas. A terceira maneira de ocorrência é através de diques sin-plutônicos cortando o granito hospedeiro (fácies grossa a porfírica). Na fácies equigranular os quartzos dioritos ocorrem como enclaves sub-angulosos a angulosos, com comprimento de até 20 cm.



Fotografia 4 – Aspecto de campo mostrando a fácies quartzo diorítica, cortada por veios de quartzo-feldspáticos, porção nordeste do BBMD, afloramento Sm-58.

### 3.3 – Petrografia

Foram estudadas mais de 50 seções delgadas dos vários litotipos da área e realizadas análises modais em 20 destas, contando-se em média 1000 pontos por lâmina. A nomenclatura utilizada é a indicada pela IUGS (Streckeisen, 1976; figura 6). No entanto, devido à granulação da fácies grossa a porfírica, dificultando a obtenção de amostras representativas para a classificação modal, adotou-se além desta, a classificação química de Debon & Le Fort (1983) (figura 7).

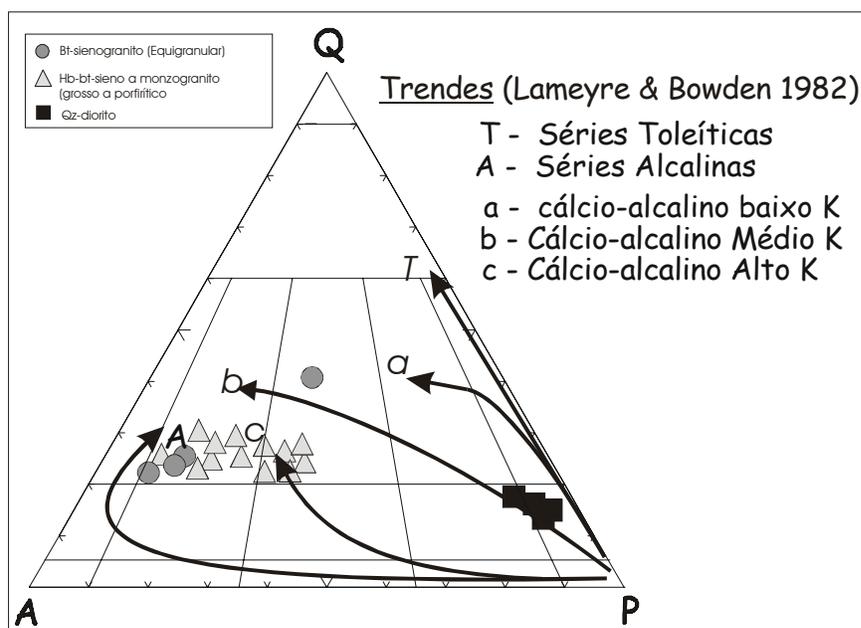


Figura 6 – Análises modais projetadas no diagrama QAP de Streckeisen, com tendências de Lameyre e Bowden, 1982, para as amostras do BBMD.

#### 3.3.1 – Anfibólio Biotita Monzo- a Sienogranito Grosso a Porfírico

Petrograficamente, a fácies monzo- a sienogranítica apresenta textura grossa a porfírica, onde se destacam cristais de feldspato potássico com até 8 cm de comprimento. São rochas leuco- a mesocráticas, de tonalidade cinza a rósea.

Mineralogicamente, esta fácies é constituída de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo como minerais essenciais. Os máficos dominantes são biotita, anfibólio e, em menor quantidade, titanita e opacos. Como minerais acessórios ocorrem zircão, apatita e alanita.

O plagioclásio ocorre em cristais hidiomórficos, com inclusões de zircão, biotita, opacos e cristais menores de plagioclásio. Alguns cristais apresentam-se zonados e, comumente, mostram geminação múltipla e/ ou associada à geminação Carlsbad. Ocorrem ainda texturas mirmequíticas. Mirmequíticas, segundo Hibbard (1979) formam-se em granitóides à cristalização de líquido saturado em água em resposta a *pressure quenching*. O principal processo de alteração observado é a saussuritização.

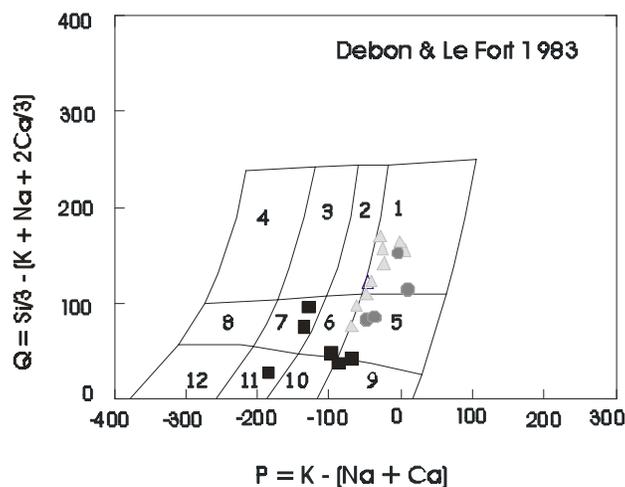


Figura 7 – Diagrama Multicatatiônico P vs Q (Debon e Le Fort, 1983) para a classificação química de rochas ígneas. Quadrados representam fácies quartzo diorítica, Triângulos fácies grossa a porfírica, Círculos fácies equigranular. 1- Granitos; 2- Adamelito; 3- Granodiorito; 4- Tonalito; 5- Quartzo Sienito; 6- Quartzo Monzonito; 7- Quartzo Monzodiorito; 8- Quartzo Diorito; 9- Sienito; 10- Monzonito; 11- Monzogabro; 12- Gabro.

O feldspato potássico está representado por ortoclásio em grande maioria, porém na matriz é comum observar-se microclina. Os cristais de ortoclásio ocorrem como fenocristais, são hipidiomórficos a idiomórficos e mostram inclusões de plagioclásio, biotita e anfibólio, apatita, opacos e titanita. Podem apresentar zonação e textura pertítica. Nos locais onde ocorre deformação, o feldspato potássico constitui porfiroclastos dominante nos milonitos (fotografia 5). O intercrescimento quartzo vermicular e plagioclásio desenvolvem-se comumente no contato

plagioclásio-feldspato potássico ou feldspato potássico–feldspato potássico. Pode ainda ocorrer em plagioclásios inclusos em feldspato potássico.

O quartzo forma cristais xenomórficos com extinção ondulante moderada a forte. Frequentemente, nos locais mais deformados, pode apresentar bandas de deformação e gradar para *ribbons*. Ao longo de micro-zonas de cisalhamento ele encontra-se recristalizado e em agregados policristalinos (fotografia 5).

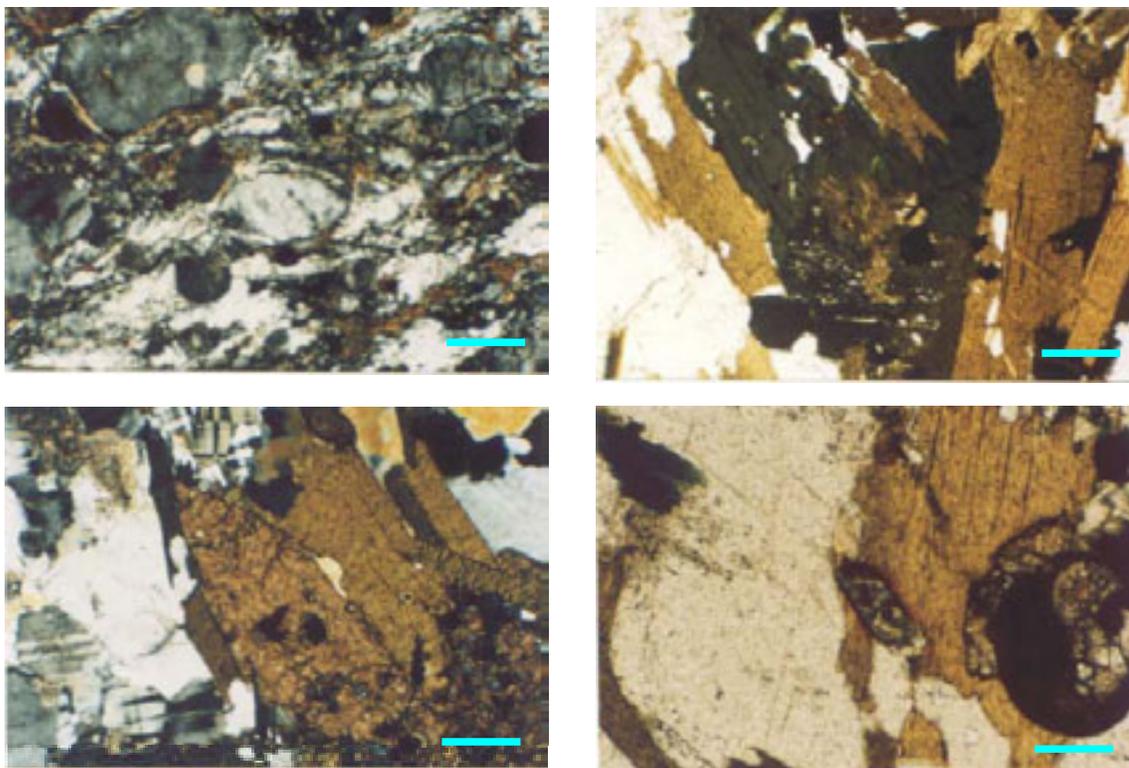
O anfibólio ocorre como cristais hipidiomórficos com inclusões de apatita, zircão, titanita e opacos, evidenciando sua cristalização tardia em relação a estes minerais. É comum observarmos cristais de anfibólio envolvidos por biotita e cristais de biotita inclusos no anfibólio, sugerindo uma relação de sincronia para os mesmos (fotografia 6).

A biotita é o máfico dominante, ocorre na forma de palhetas hipidiomórficas e apresenta inclusões de zircão, apatita, opacos, alanita e titanita. Algumas biotitas foram parcialmente cloritizadas.

Titanita ocorre como cristais hipidiomórficos, losangulares (fotografia 7) ou prismáticos alongados, com inclusões de opacos e apatita. Cristais menores alongados podem estar associados à biotita, estando por vezes incluso nesta, ou ainda coroando cristais maiores de magnetita.

Alanita é hipidiomórfica, ocorre com inclusões de apatita e titanita. Geralmente estão associados com biotita e forma cristais idiomórficos.

Zircão caracteriza-se por ocorrer como cristais bem formados, idiomórficos, prismáticos, frequentemente zonados (fotografia 8), incluso principalmente na biotita. Apatita ocorre em cristais pequenos, ou de maneira acicular, ocorre inclusa nos demais cristais da rocha.



Fotografia 5 – (superior esquerdo) Porfiroclasto tipo- $\sigma$  de feldspato potássico, indicando sentido de movimento sinistral. Afloramento Sm-56; 6 – (superior direito) Relação de contato entre as lamelas de biotitas e prismas de anfibólios, Sm-131; 7 – (inferior esquerdo) Cristal de titanita mostrando inclusões de minerais opacos; 8 – (inferior direito) Cristal de zircão incluído nas lamelas de biotita. Barra = 0,185 mm.

### 3.3.2 – Anfibólio Biotita Sienogranito Equigranular Médio

Esta fácies apresenta uma coloração cinza, com tonalidades escuras. Macroscopicamente são observados quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, biotita e anfibólio. Ao microscópico, observa-se que os minerais acessórios incluem zircão, opacos, titanita e apatita.

O plagioclásio constitui os cristais maiores da matriz; são idiomórficos, comumente apresenta-se em cristais zonados e com geminação múltipla. Apresenta-se com inclusões de zircão, biotita, anfibólio, apatita e opacos.

O feldspato potássico ocorre como cristais hipidiomórficos a xenomórficos de ortoclásio e microclina perfitica. É comum apresentar inclusões de plagioclásio,

biotita, anfíbólio, apatita e opacos, evidenciando cristalização precoce destes minerais. Algumas vezes os cristais apresentam-se zonados.

O quartzo forma cristais xenomórficos, com extinção ondulante fraca a moderada. Alguns cristais são englobados por microclina enquanto outros parcialmente envolvem este último, indicando uma cristalização sincrônica dos dois minerais.

Os máficos constituem agregados. A biotita ocorre na forma de palhetas hipidiomórficas repleta de inclusões de titanita, zircão e opacos. Algumas biotitas encontram-se cloritizadas.

O anfíbólio é hipidiomórfico a idiomórfico, com cristais prismáticos alongados. Inclusões de apatita, zircão, titanita e opacos são comuns.

A titanita apresenta cristais pequenos idiomórficos alongados, preferencialmente inclusos na biotita e no anfíbólio.

Apatita ocorre como pequenos cristais finos, alongados, idiomórficos. O zircão ocorre como pequenos cristais hidiomórficos prismáticos alongados, freqüentemente zonados.

Os opacos estão dispersos na matriz; são idiomórficos a xenomórficos e estão inclusos nos demais minerais.

### 3.3.3 – Quartzo Diorito

Esta fácies apresenta coloração cinza, com tonalidades escuras, textura equigranular média. Macroscopicamente observa-se plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, anfíbólio e biotita. Ao microscópio o plagioclásio apresenta forma hipidiomórfica, com contornos retos ou irregulares e tamanhos variando de 0,1 a 3,0 mm. Geralmente apresenta geminação polissintética e cristais zonados. Possui inclusões de biotita, anfíbólio, apatita e minerais opacos.

O quartzo ocorre como grãos subidiomórficos a xenomórficos, com contornos retos ou curvos e tamanhos variando de 0,1 a 1,5 mm. Apresenta às vezes extinção ondulante e possui inclusões de apatita.

O feldspato potássico constitui os maiores cristais da rocha. Xenomórficos e tardios, desenvolvem uma leve alteração para mica branca. Na matriz são encontrados como cristais idiomórficos, menores com inclusão de apatita e biotita.

Biotita, anfibólio e titanita são os máficos mais abundantes. Ocorrem, em geral associados, formando agregados juntamente com os opacos. A biotita possui cor marrom clara, forma cristais hipidiomórficos variando de 0,2 a 2,0 mm, é fortemente pleocróica, tem contatos laterais retos e terminações irregulares, e apresenta inclusões de zircão, apatita, titanita e opacos. Os anfibólios são esverdeados, variando de subidiomórficos a hidiomórficos, com contornos retos e/ou irregulares, tamanhos médios entre 0,2 a 1,0 mm. Alguns cristais encontram-se desestabilizados, gerando biotita. A titanita apresenta forma subidiomórfica com contornos retos e irregulares, comprimento variando de 0,05 a 0,7 mm. É comum observar-se cristais de clinopiroxênios (algumas vezes corroídos) com tamanhos variando de 0,2 a 3,0 mm como inclusões em anfibólio ou como grãos isolados.

Os opacos possuem formas desde idiomórficas a xenomórficas, apresentando tamanhos variando de 0,1 a 0,8 mm, com contornos retos, curvos ou irregulares.

Os cristais de apatita são idiomórficos a aciculares, apresentam comprimentos variando de 0,05 a 0,8 mm, constituindo inclusões no plagioclásio, quartzo e biotita.

Os cristais de epidoto possuem dimensões na ordem de 0,3 a 1,0 mm. Alguns apresentam forma xenomórficas, com contato irregular a curvos, geralmente encontrado sobre o feldspato.

### **3.4 - Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste**

O batólito Brejo da Madre de Deus está limitado a sul pela zona de cisalhamento Pernambuco Leste (ZCPE; Neves e Mariano, 1999). A ZCPE consiste na área mapeada de duas faixas miloníticas: uma de alta temperatura que ocorre bordejando o batólito, e outra paralela a primeira de baixa temperatura. A primeira, com aproximadamente quatro quilômetros de largura, apresenta características de deformação na fácies anfibolito. Os milonitos de alta temperatura são caracterizados por protólitos de monzogranitos grossos a porfíricos com megacristais de feldspato potássico, alguns com forma subeuédrica preservada, outros como porfiroclastos alongados. Porfiroclastos tipo- $\sigma$  (Fotografia 5) e bandas de cisalhamento indicam cinemática dextral. As superfícies “C” e “S” geralmente são oblíquas, mas podem localmente se apresentar paralelas em locais de deformação mais intensa.

A segunda faixa, de baixa temperatura, apresenta protólitos derivados de rochas magmáticas provavelmente intrudidas como enxames de diques.

### 3.5 – Aspectos Estruturais

#### 3.5.1 – Relações entre as fácies

##### - Anfibólio biotita sieno- a monzogranito grosso a porfirítico

A deformação apresentada nesta fácies variou do estado viscoso (*pre-full crystallization* – *pf*; Hutton, 1988) ao estado sólido (*spd*), com predomínio desta última na porção sul do batólito, onde este está deformado pela zona de cisalhamento Pernambuco Leste. As deformações observadas ficam evidentes na área de maior *strain*, onde a fácies grossa a porfirítica encontra-se milonitizada (fotografia 9), com foliação de direção geral EW e mergulho forte. As estruturas observadas são quartzo fitado, porfiroclastos de feldspato potássico com forma de sigmóide, neste ponto os critérios cinemáticos acompanham o sentido dextral da ZCPE. Na porção central do batólito ocorre uma zona de cisalhamento de caráter sinistral, com cerca de 5 km de comprimento e sentido NE-SW. Pequenas faixas de milonitos mostrando critérios cinemáticos sinistrais bem definidos também ocorrem na porção noroeste do batólito. Elas são paralelas a falhas de direção aproximada NE-SW que se prolongam até próximo ao distrito de Apolinário (falha de Xucurú), com uma extensão de aproximadamente 10 km, e provocam um pequeno rejeito dextral do contato norte. Estas observações sugerem que as falhas tardias reativaram uma zona de cisalhamento sinistral preexistente.

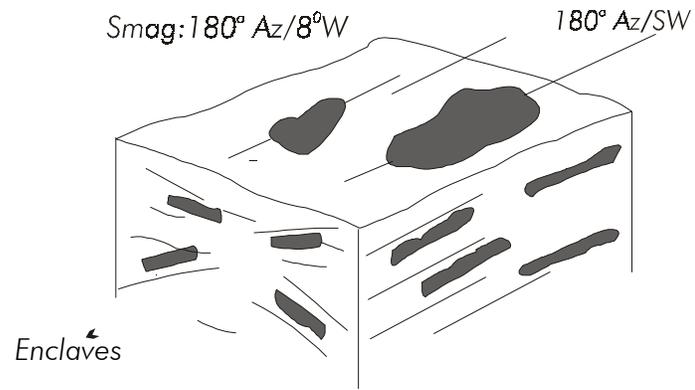
No restante da fácies observam-se foliações magmáticas que ora apresentam direção EW, ou NE-SW, com mergulhos variando de moderados a suaves (fotografia 10).



Fotografia 9 – Fácies grossa a porfirítica deformada pela ZCPE, evidenciando a relação S-C com movimento dextral, afloramento Sm-89.

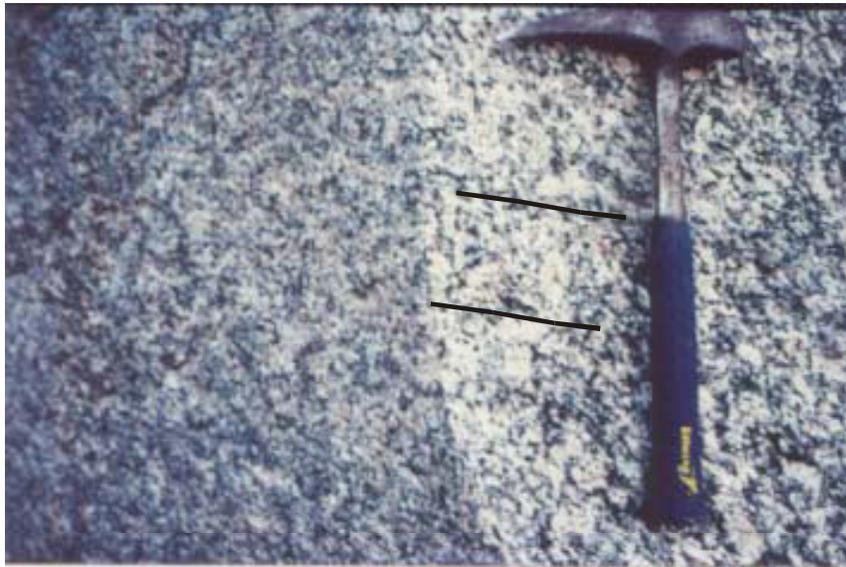
#### – Anfibólio Biotita Sienogranito Equigranular Médio

Esta fácies não apresenta deformação no estado sólido evidente, as estruturas observadas são no estado magmático como foliações do tipo *pf*c (estas são marcadas por palhetas de biotita, prismas de anfibólio e fenocristais de feldspato potássico), as lineações magmáticas são pouco visíveis, as direções preferenciais variam de NNE a NE – SW. Na porção centro-leste do batólito observa-se enclaves achatados de quartzo diorito (figura 8), semelhante à geometria de uma panqueca, com comprimento variando de 2 até 10 cm e largura de 1 até 5 cm, exibindo foliação magmática de baixo ângulo ( $180\text{Az}/ 8^{\circ}\text{W}$ ). Alguns autores usam os enclaves como auxílio para determinação do *strain* de um corpo granítico. Hutton (1988) usou a técnica de medição de *strain* em enclaves, mais precisamente a razão da forma X/Z, (onde X corresponde ao comprimento do enclave e Z à largura) para determinar a variação do *strain* dentro do corpo. Observando os enclaves encontrados nesta fácies (Sm-70) conclui-se que este exhibe uma trama planar com orientação concordante com a trama magmática da fácies hospedeira.



---

Figura 8 - Bloco diagrama exibindo enclaves de quartzo diorito achatados.



---

Fotografia 10 – Fácies grossa a porfírica exibindo foliação magmática, afloramento Sm-101.

### - Quartzo Diorito

As feições estruturais observadas nesta fácies são do tipo *pf*, referente à deformação por fluxo viscoso durante o alojamento e *spd* deformação no estado sólido. Na porção noroeste do batólito, quando esta fácies ocorre como mega-enclaves de forma alongada seguindo a direção preferencial da falha de Xucurú, feições do tipo *spd* são comuns e responsáveis pelo desenvolvimento de uma foliação sub-vertical com direção 20 Az/ 80°SE exibindo relações S-C indicando cinemática sinistral. Os mega-enclaves são melhores observados em matacões e/ou blocos da fácies grossa a porfirítica sua hospedeira, ao longo da estrutura regional (falha de Xucurú).

Na porção sul do BBMD, próximo a ZCPE, é comum encontrar a fácies quartzo diorítica como diques apresentando feições do tipo *spd* bem característica, com megacristais sigmoidais de feldspato potássico indicando sentido de movimento dextral. A fácies quartzo diorítica com área aflorável mapeável na escala de mapa adotada (item 3.2.3) apresenta foliação do tipo “*pf*”, com direção 295 Az/ 71° SW.

### 3.5.2 – Trama Magmática

A trama magmática do BBMD na fácies grossa a porfirítica é marcada pelas placas de biotita, cristais de anfibólio e fenocristais de feldspato potássico com forma tabular, variando de 1 até 9 cm, no seu maior comprimento (fotografia 10). Na porção central do batólito, a foliação magmática tem direção aproximadamente NE-SW e mergulhos variando de moderados a fortes para SE ou NW. No restante do batólito, predominam direções EW a NS e mergulhos fracos a moderados. Lineações magmáticas são pouco evidentes. Embora menos visível, a trama magmática apresenta o mesmo comportamento nas fácies equigranular e quartzo diorítica. Na porção central do BBMD observam-se zonas de cisalhamento mesoscópicas exibindo critérios cinemáticos sinistrais (figura 9) originada em estágio submagmático, mostrando uma evolução na deformação de fluxo viscoso a deformação no estado sólido. O BBMD não apresenta evidências de controle tectônico pela ZCPE na formação da trama magmática, pelo menos nas porções central e norte, mais distante da transcorrência dextral. O mesmo foi observado por Neves & Vauchez (1995), para o batólito Fazenda Nova.

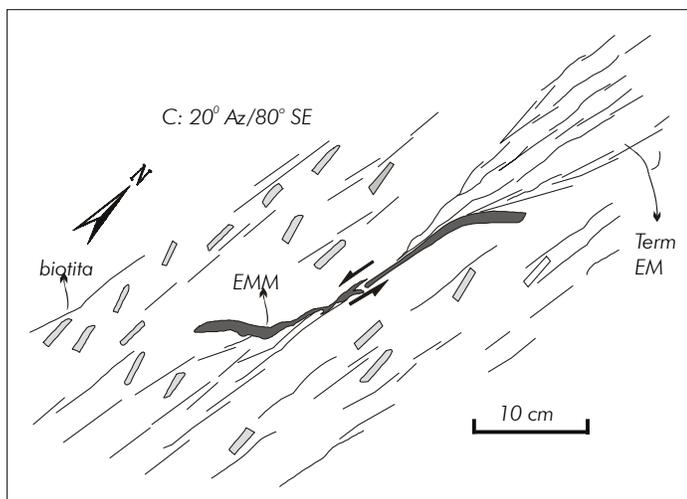


Figura 9 - Zona de cisalhamento sinistral, mostrando quartzo diorito deformado em estado submagmático. Porção central do BBMD, fácies grossa a porfirítica, afloramento sm-43.

### 3.5.3 – Deformação no estado sólido e relação com ZCPE

A deformação no estado sólido que ocorre no BBMD é em geral próxima a ZCPE. Os aspectos de campo comprovam que a área de maior *strain* no batólito é sua porção sul, quando este se encontra deformado pela faixa milonítica de alta temperatura (fotografia 11). Nesta porção os megacristais de feldspato potássico juntamente com biotita e anfibólio marcam a trama da rocha, os cristais de feldspato potássico são reorientados na mesma direção da zona de cisalhamento, direção do cisalhamento regional (EW).

O padrão S-C de foliação é registrado em toda extensão da faixa milonítica de alta temperatura. O plano C é marcado pelo alinhamento de placas de biotita, prismas de anfibólio e agregados microcristalinos de minerais félsicos, com os cristais de quartzo alongados (fitado, fotografia, 12 e 13), enquanto o plano S é definido pelo paralelismo dos porfiroclastos de feldspato potássico. A assimetria dos feldspatos e dos enclaves indica uma cinemática dextral concordante com a ZCPE. Ao microscópico observa-se microfraturas nos porfiroclastos de feldspato potássico preenchidas por quartzo e feldspato (fotografia 14), sugerindo fraturamento no estágio submagmático.



---

Fotografia 11 – Porfiroclasto de feldspato potássico com assimetria pouco marcante, fácies quartzo diorito.

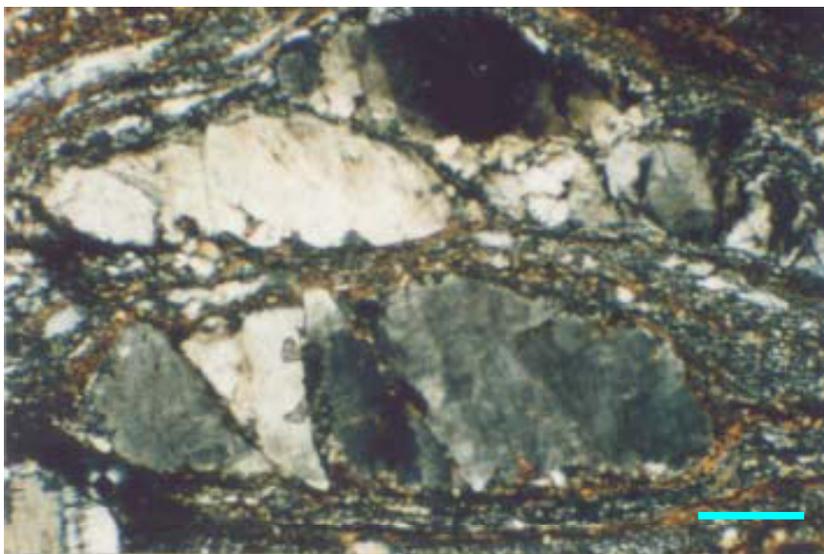


---

Fotografia 12 – Dique de quartzo diorito milonitizado, afloramento Sm-144.



Fotografia 13 – Fácies grossa a porfírica milonitizada, exibindo porfiroclasto de feldspato potássico perpendicular à foliação, afloramento Sm-38.



Fotografia 14 – Detalhe de porfiroclasto de feldspato potássico fraturado, afloramento Sm-76. Barra = 0,085 mm

## CAPITULO IV

### ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

---

#### 4.1 – Introdução

A anisotropia estrutural ou trama de um granito é marcada pela orientação preferencial dos grãos. O termo subtrama é utilizado na definição de minerais, principalmente feldspato potássico, plagioclásio, biotita ou muscovita (Bouchez, 1997). Uma trama planar define a foliação magmática, que é marcada por megacristais tabulares de feldspato potássico e/ou plagioclásio ou placas de micas, enquanto uma trama linear define a lineação magmática (Bouchez, 1997).

A técnica da anisotropia de susceptibilidade magnética permite inferir a existência de orientações preferenciais em granitos quando estruturas planares e/ou lineares não são claramente visíveis no campo.

#### 4.2 – Medidas da Trama Magnética

A suscetibilidade magnética **K** de um corpo está relacionada com a indução magnética **M** produzida pelo campo magnético **H** dentro do qual o corpo está mergulhado, e é dada pela seguinte relação:  $\mathbf{M} = [\mathbf{K}] \times \mathbf{H}$  (Collinson, 1983). **K** é um tensor de segunda ordem representado por um elipsóide triaxial com eixos  $K_1 > K_2 > K_3$ , cujo valor principal é dado:  $K = 1/3(K_1 + K_2 + K_3)$ , que pode ser chamado também de **K<sub>m</sub>** (suscetibilidade média).

O grau de anisotropia total **P** é dado pela relação  $P = K_1/K_3$ , (Nagata, 1961), a anisotropia linear **L** por  $L = K_1/K_2$  (Basley & Buddington, 1960), a anisotropia planar **F** por  $F = K_2/K_3$ , (Stacey et al., 1960), e o parâmetro de forma **T** por  $T = (\ln F - \ln L) / (\ln F + \ln L)$  (Jelinek, 1981).

A forma do elipsóide pode ser representada pelo diagrama mostrado na Figura 10, chamado de  $K_{FLINN}$ , onde **L** é plotado em função de **F** [ $K_{FLINN} = (L-1)/(F-1)$ ]. Quando  $0 < K_{FLINN} < 1$ , o elipsóide é oblato, para  $K_{FLINN} > 1$ , o elipsóide é dito prolato. **T** também descreve o elipsóide de suscetibilidade magnética; para  $T > 0$  o elipsóide é oblato, para  $T < 0$  o elipsóide é prolato, para  $T = 0$  o elipsóide é triaxial.

### 4.3 – Rochas e Minerais Magnéticos

Na presença de um campo magnético, os corpos na natureza sofrem efeito de magnetização, porém variam de intensidades e orientações. O comportamento magnético apresenta-se de três maneiras diferentes (figura 11).

**Comportamento Diamagnético.** Corpos diamagnéticos são magneticamente neutros, porém sob a ação de um campo magnético adquirem uma magnetização antiparalela ao campo e de pequena intensidade. A suscetibilidade é fraca e negativa (figura 11). Exemplos de minerais diamagnéticos são: quartzo, feldspato, zircão e calcita.

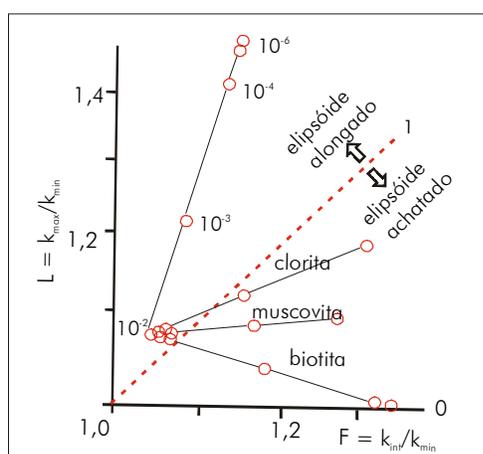


Figura 10: Diagrama de K-Flinn (Borradaile, 1988).

**Comportamento Paramagnético.** Substâncias que possuem momento magnético inerente, devido ao momento de spin e orbitais estarem descompensados (camadas atômicas incompletas), possuem suscetibilidade positiva e de baixa intensidade (figura 11). Exemplos: ilmenita, rutilo, muscovita, biotita, anfibólios e piroxênios.

**Comportamento Ferromagnético.** Corpos ferromagnéticos apresentam magnetização remanescente mesmo na ausência de um campo magnético externo. Com a aplicação do campo magnético externo, respondem com uma forte intensidade de suscetibilidade (figura 11). Nesses corpos, o momento magnético é o momento de spin, porém não atua independentemente. Existem três minerais que

apresentam magnetismo espontâneo na natureza, são eles: magnetita, titanomagnetita e pirrotita.

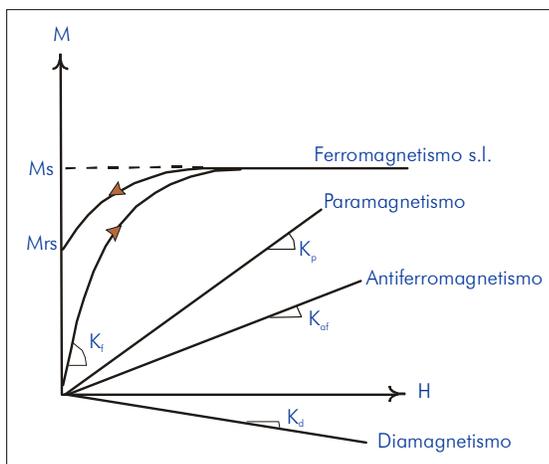


Figura 11 - Comportamento magnético (Fonte Borradaile, 1987).

O ferromagnetismo depende do arranjo tridimensional dos átomos na estrutura cristalina. Nos de ferro em geral a presença de oxigênio muda o sinal das forças de trocas e os momentos adjacentes são antiparalelos, implicando em: (a) Antiferromagnetismo quando os momentos são nulos. Ex. hematitas a baixas temperaturas; (b) Ferromagnetismo quando os momentos magnéticos numa direção excedem os da direção oposta. Ex. magnetita, titanomagnetita e pirrotita.

O paramagnetismo e o diamagnetismo dependem apenas da temperatura, ou seja, dependem do raio da órbita dos elétrons. Ferri -, antiferri -, ferrimagnetismo dependem das distâncias interatômicas. À medida que a temperatura aumenta, as distâncias são excedidas e as interações se quebram. As temperaturas acima destas são definidas como *Temperatura de Curie*, é a temperatura acima da qual as forças de trocas não atuam mais e o ordenamento magnético desaparece.

Na tabela 1 são mostrados os principais minerais, diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos, encontrados nas rochas graníticas.

Tabela - 1 Susceptibilidade e grau de anisotropia magnética dos principais minerais formadores de rochas graníticas. Fonte: Archanjo (1993).

	Suscetibilidade	Anisotropia ( $K_1/K_2$ )	Observações
<b>Diamagnéticos</b>			
Quartzo	$-13,4 \times 10^{-6}$	?	-
Plagioclásio(oligoclásio)	$-14,0 \times 10^{-6}$	?	-
<b>Paramagnéticos</b>			
	Suscetibilidade ( $10^{-3}$ )	Anisotropia	Observações
Biotita	$1,0 \pm 0,5$	1,38	$K_3 \perp$ seção (001)
Muscovita	$0,14 \pm 0,13$	1,30	$K_3 \perp$ seção (001)
Anfibólio (Fe-Mg)	$0,90 \pm 0,88$	1,14	$K_1 //$ ao eixo c
Clinopiroxênio	$0,5 \pm 5$	1,3	-
Turmalina	1,69	1,01	$K_3 //$ ao eixo c (eixo ao longo do prisma)
Cordierita	0,6	1,15 – 1,31	$K_3 //$ ao eixo longo do prisma ortorrômbico
Epidoto	$0,64 \pm 0,3$	1,02	-
<b>Ferromagnéticos</b>			
	Suscetibilidade	Anisotropia	Observações
Magnetita multidomínio	2,8	< 5	$K_1 //$ ao eixo do grão; $T_c = 585^\circ\text{C}$
Magnetita monodomínio	2,0	-	$K_1 \perp$ ao eixo do grão
Titanomagnetita	3 – 2	-	A susceptibilidade diminui com o aumento do teor de Ti e diminuição do grão.
Pirrotita monoclinica	~1,5	> 100	Plano basal // $K_1$ e $K_2$ (plano de fácil imantação); forte anisotropia no plano basal; $T_c = 320^\circ\text{C}$
<b>Antiferromagnéticos</b>			
	Suscetibilidade	Anisotropia	Observações
Hematita	$6 \times 10^{-3}$	2,5 - 100	Plano basal // $K_1$ e $K_2$ ; $K_3 //$ ao eixo c; fraco ferromagnetismo intrínseco ; $T_n = 670^\circ\text{C}$
Ilmenita	$0,1 - 0,2 \times 10^{-6}$	?	Paramagnético a Tamb.; $T_n = - 218^\circ\text{C}$

#### 4.4 – Anisotropia de Suscetibilidade Magnética

A anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) de alguns minerais é a base da trama magnética da rocha. Em relação a ASM, os minerais podem apresentar: anisotropia magnetocristalina, isto é, ligada ao retículo cristalográfico do mineral, e anisotropia de forma.

##### 4.4.1 – Anisotropia Magnetocristalina

Alguns cristais tendem a se alinhar segundo os eixos privilegiados da rede cristalográfica quando submetidos à magnetização. Esta anisotropia é desprezível nos minerais do sistema cúbico, exemplo deste, a magnetita e pirita. É principalmente importante para os sistemas cristalinos de simetria menores, como

por exemplo: hematita, pirrotita e ilmenita, e alguns silicatos paramagnéticos como, biotita, anfibólios e cordierita.

#### 4.4.2 – Anisotropia de Forma

Na anisotropia de forma é levada em consideração a forma do grão. A ação de um campo magnético sob um corpo produzirá cargas ou pólos magnéticos em sua superfície. A distribuição de cargas, agindo de maneira isolada, será a fonte de outro campo magnético interno ao grão, denominado campo desmagnetizante. Com a influência de um campo externo ( $H_{ext.}$ ), a magnetização ( $M$ ) de um grão elipsoidal traduz-se pela aparição do campo interno desmagnetizante ( $H_d$ ), devido às cargas elétricas polarizadas na superfície do grão. Se a magnetização de forma for homogênea,  $H_d$  é proporcional a  $M$ , de maneira que  $H_d = - N \times M$ , onde  $N$  é o fator de desmagnetização dependente da forma do grão. A susceptibilidade aparente  $K_a$  é dada por:  $M = K_a \times H_{ext} = K_i \times H_{ef} = K_i (H_{ext} - N \cdot M)$ , onde  $H_{ef}$  é o campo efetivo,  $K_i$  a susceptibilidade intrínseca do mineral.

$$K = K_i / 1 + N \cdot K$$

Observa-se que  $K$  é inversamente proporcional a  $N$ . Se  $N \ll 1$ ,  $K \approx K_i$ . O campo desmagnetizante é nulo, restando apenas a anisotropia magnetocristalina. Isto é o que acontece com os silicatos paramagnéticos ( $N \rightarrow 0$ ). Se  $N \gg 1/K$  será  $\approx 1/N$  e o fator de desmagnetização controlará a anisotropia.

#### 4.5 – Trama Magnética de Rochas Graníticas

A susceptibilidade em minerais ferromagnéticos possui magnitude maior do que a susceptibilidade dos minerais diamagnéticos e paramagnéticos (tabela 1). Um único grão de mineral ferromagnético é suficiente para que a fração ferromagnética domine a susceptibilidade total da rocha. Numa rocha com 60% de feldspato, 40% de silicato de ferro (clorita, mica ou hornblenda) e traços de magnetita (figura 11), à medida que aumenta a quantidade de magnetita, a susceptibilidade e a anisotropia do material aproxima-se dos valores da magnetita (Borradaile, 1988).

A presença da magnetita em granitos auxilia na classificação, podendo distinguir os granitos à magnetita dos granitos a ilmenita (Ishihara 1977).

#### 4.5.1 – Minerais Marcadores da Matriz

Quando não existe conteúdo ferromagnético, a ASM resulta da contribuição das frações paramagnéticas e antiferromagnéticas. Nas rochas graníticas, a presença de biotita (+/- muscovita), anfíbólio, ilmenita e raramente hematita trazem esta contribuição, e o elipsóide de susceptibilidade magnética resulta da orientação cristalográfica destes minerais (figura 12).

As micas apresentam anisotropia planar com  $K_3$  perpendicular ao plano de clivagem. Esta disposição define a foliação magnética (figura 12). Como é de se esperar em rochas plutônicas, a foliação magnética ( $\perp K_3$ ) será a imagem da foliação magmática. A lineação magnética corresponde à orientação da seção (001) disposta em torno de um eixo de zona paralelo a  $K_1$  (figura 12).

#### 4.5.2 – Magnetita

O alinhamento estatístico dos eixos de máxima susceptibilidade dos grãos de magnetita é a origem da anisotropia magnética. A anisotropia é função da intensidade do trama de magnetita, se não ocorrer interações magnéticas dos grãos. A intensidade da trama é o produto da anisotropia dos grãos (Launeau, 1990). Na magnetita, o eixo de fácil magnetização coincide com eixo de maior alongamento do grão. A anisotropia será nula se as partículas de magnetitas forem esféricas ou os eixos de máxima susceptibilidade tiverem orientação aleatória. A anisotropia será máxima quando as partículas estiverem orientadas na mesma direção. Se as partículas tiverem propriedades magnéticas iguais, a anisotropia total será determinada pela anisotropia de uma partícula individual.

A trama magnética, lineação e foliação dependem inteiramente da natureza multidomínio da magnetita. A foliação magnética é determinada pela distribuição no plano, dos eixos desses grãos (figura 12).

		Paramagnetismo/ Antiferromagnetismo		Ferromagnetismo
		Tramas magneto-cristalinas		Trama de Forma
		micas, hematita placosa	anfیبólios	polidómínio magnetita
TRAMA MAGNÉTICA	Planar ( $F \gg L$ )			
	Plano-Linear ( $L = F$ )			
	Linear ( $L \gg F$ )			

Figura 12 - Esquema de distribuição de minerais anisométricos definindo a Trama magnética (Fonte: Archanjo, 1993).

## 4.6 – Anisotropia de Susceptibilidade Magnética no BBMD

### 4.6.1 – Metodologia

Em todo o batólito foram executadas 50 estações de amostragem, com a maior parte das estações (40) sendo proveniente da fácies grossa a porfírica, devido a sua maior área aflorável. Sete outras estações foram executadas na fácies equigranular e apenas três na fácies quartzo diorítica (figura 13 mapa de pontos).

O espaçamento adotado entre estações foi em média de 1,5 km, havendo casos que se chega a 1 km, tentando cobrir toda área aflorante. Porém, em algumas áreas, devido às condições das estradas, o acesso não foi possível, como, por exemplo, nas localidades de Navalha e Pagão.

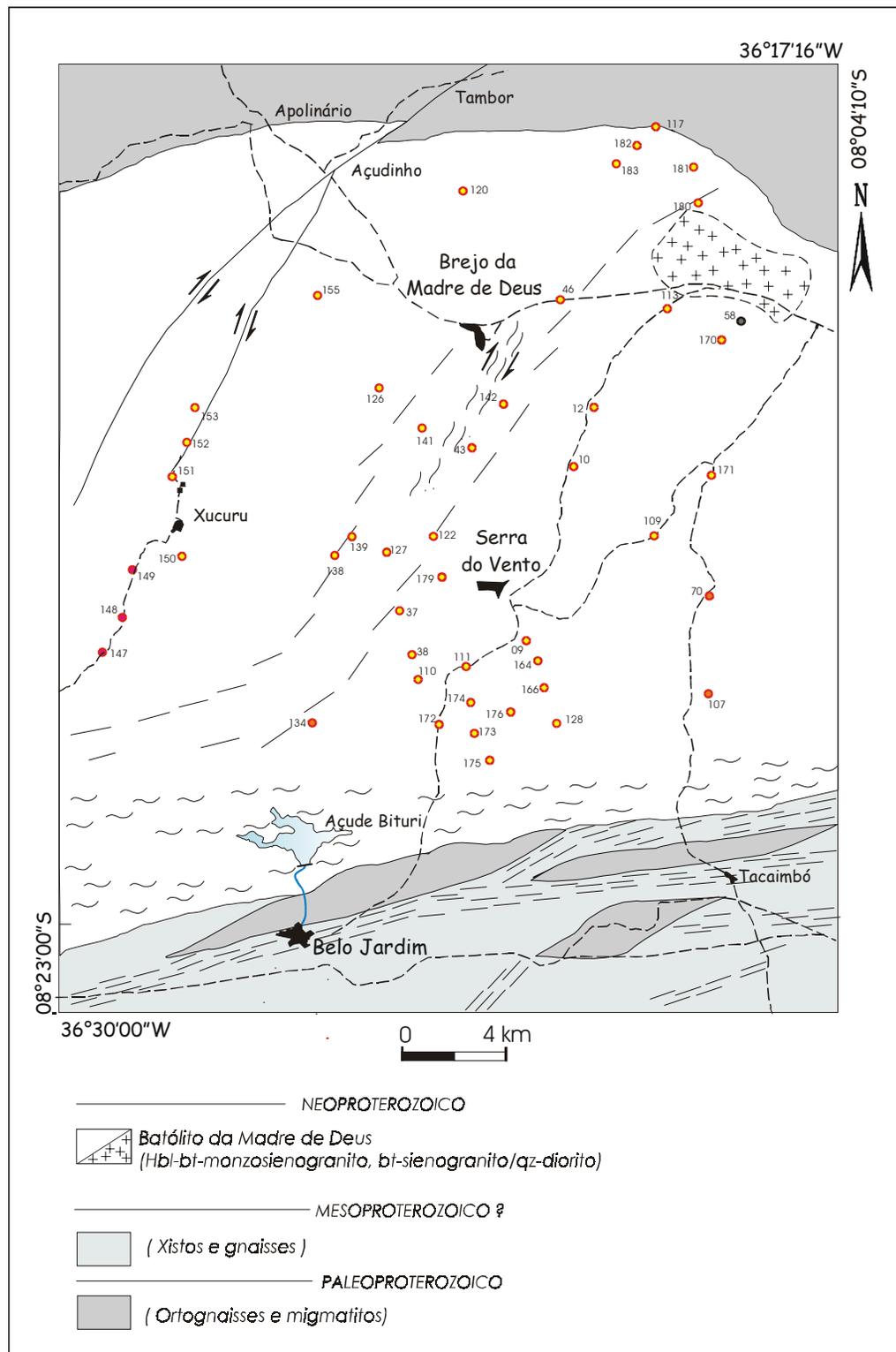


Figura 13 – Mapa de localização das estações de ASM para o Batólito Brejo da Madre de Deus.

A amostragem foi feita com uma sonda portátil, tendo sido obtidos em média duas amostras em cada estação, cada uma com 12 cm de comprimento em média. Quando não era possível chegar a este comprimento, foram extraídas três amostras por estação. O espaçamento entre uma amostra e outra foi de no máximo 70 cm e as mesmas foram orientados *in situ* com auxílio de uma bússola. Na amostragem foram priorizadas as rochas homogêneas, sendo evitadas áreas com alteração, veios ou fraturadas. As amostras coletadas foram levadas ao laboratório de laminação da UFPE e devidamente cortadas em 2 espécimes cilíndricas com dimensões padrão de 22 mm de altura e 25 mm de diâmetro, perfazendo um total de 228 espécimes.

A suscetibilidade magnética de cada espécime foi medida em 15 posições diferentes em um susceptímetro do tipo Kappabridge KLY-3 (AGICO, fotografias 13 e 14), cuja sensibilidade é maior que  $10^{-8}$  SI. O equipamento utilizado encontra-se no Laboratório de Geofísica Helmo Rand, do Departamento de Engenharia de Minas da Universidade Federal de Pernambuco. O tratamento dos dados foi feito utilizando os seguintes programas: Susam que controla o equipamento durante as medidas; o Asta que faz as projeções estereográficas (anexo 3).

#### 4.6.2 – Suscetibilidade média, grau de anisotropia e forma do elipsóide de ASM.

A suscetibilidade magnética média de cada estação  $K = (K_1 + K_2 + K_3)/3$  varia de  $0,106 \times 10^{-3}$  a  $27,19 \times 10^{-3}$  SI. A variação de magnitude de K pode ser atribuída a uma significativa variação do conteúdo de magnetita da rocha, embora a média de todas as estações seja da ordem de  $7,65 \times 10^{-3}$  SI indicando uma trama magnética marcada por minerais predominantemente ferromagnéticos. Do total de estações estudadas, 7 (14%) apresentaram  $K < 0,5 \times 10^{-3}$ , indicando mineralogia predominantemente paramagnética dada pela contribuição de minerais como biotita e anfibólio; 2 (4%)  $0,5 \times 10^{-3} < K < 10^{-3}$ , domínio misto dado pela contribuição de biotita, anfibólio e o acréscimo de pequenas quantidade de magnetita e 82%  $K > 10^{-3}$ , domínio ferromagnético com maior contribuição de magnetita.

A forma dos elipsóides magnéticos, representados pelo parâmetro T, varia de oblato ( $T > 0$ ) a prolato ( $T < 0$ ), com os valores variando de  $-0,953$  a  $+0,875$ . Há um predomínio na quantidade de elipsóides prolatos (60 % das estações) sobre os oblatos. Do total de estações analisadas, 9 apresentam elipsóides fortemente

prolatos, 6 fortemente oblatos e 15 mostram uma trama plano-linear ( $-0,25 < T < 0,25$ ). A distribuição dos elipsóides em planta mostra uma concentração de prolatos na porção sul do BBMD próximo a ZCPE. Uma variação entre elipsóide oblato, triaxial e prolatos ocorre nas áreas de cisalhamento sinistrais (porção central e oeste do batólito). Os elipsóides oblatos estão distribuídos nas áreas onde não apresentam deformação no estado sólido.

A distribuição dos valores de T versus Km é mostrada na Figura 14. Os valores plotados não mostram correlação clara entre T e Km. Só a partir de  $20 \times 10^{-3}$  observa-se uma ligeira correlação positiva.



Fotografia 15 – Mostra o Suscitilbilímetro KLY3 e espécimes a serem medidos.



Fotografia 16 – Análise dos dados utilizando o programa asta.

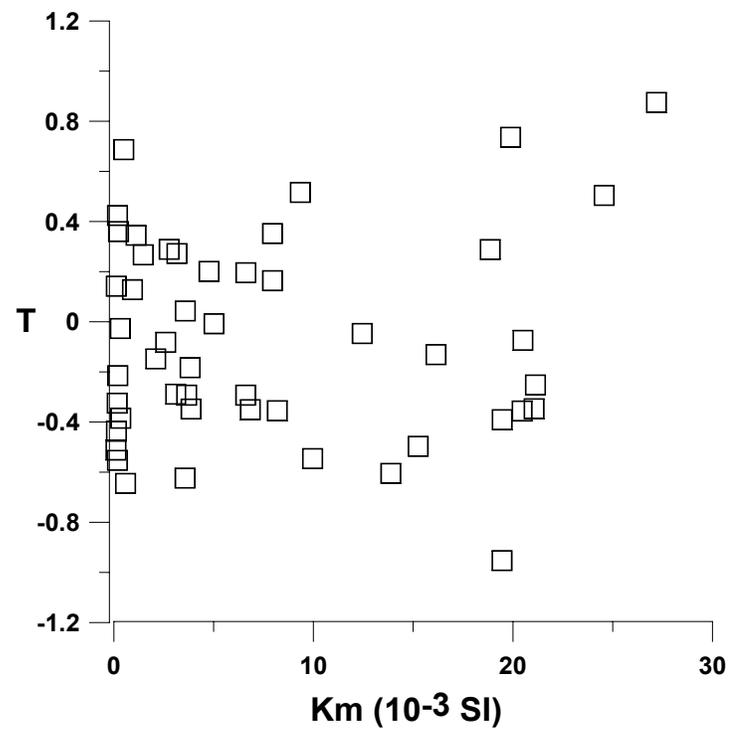


Figura 14 – Gráfico T vs Km mostrando a distribuição dos dados para as diversas estações do BBMD.

Na figura 15, observa-se a relação entre T e P. Os valores de P variam de 1,01 a 1,50 com maior concentração dos dados entre 1,05 a 1,25. Os valores mais elevados sugerem uma superposição de deformação magmática por deformação no estado sólido.

P e K apresentam correlação positiva para valores de Km até  $5 \times 10^{-3}$  (Figura 16). A partir deste valor a dispersão dos pontos é maior, mas nota-se ainda uma leve correlação positiva para valores de km acima  $20 \times 10^{-3}$ . O aumento do grau de anisotropia está diretamente ligado ao alinhamento preferencial dos grãos magnéticos, esse alinhamento pode estar relacionado com o fluxo magmático ou por deformações, ainda em estado viscoso (Barros et al., 1999).

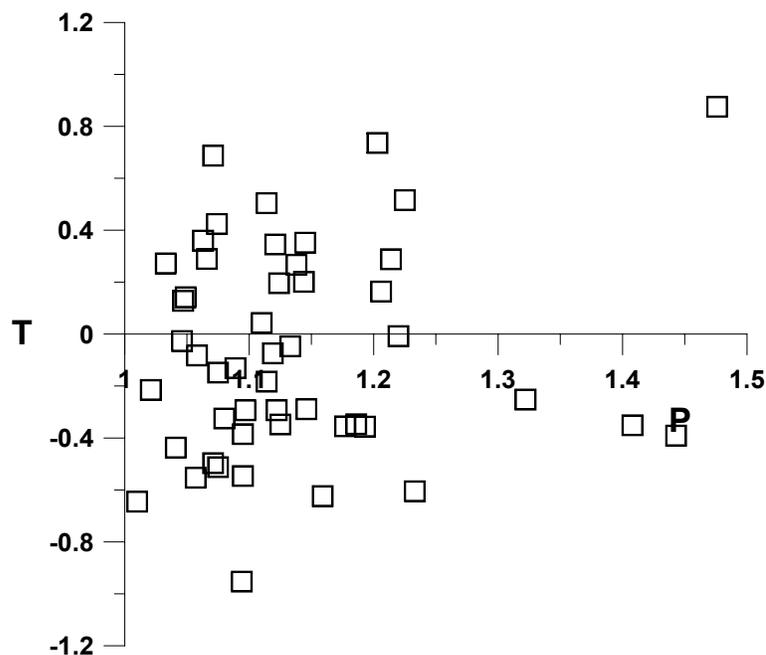


Figura 15 - Gráfico parâmetro (T) de forma vs grau de anisotropia (P).

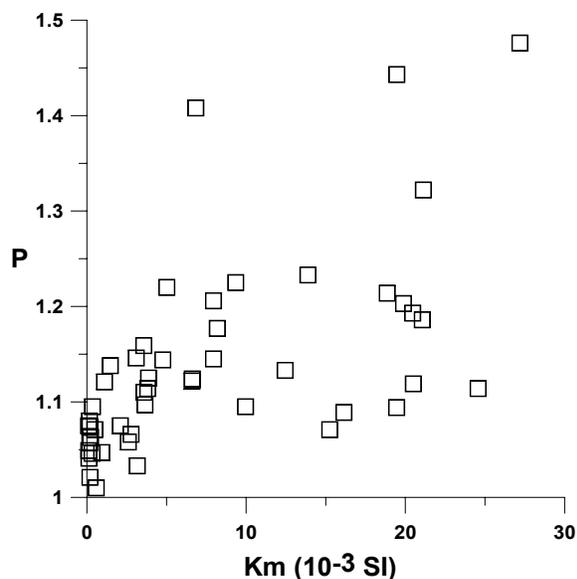


Figura 16 – Gráfico Grau de anisotropia (P) vs Susceptibilidade Magnética (Km)

#### 4.6.3 – Dados Direcionais

Os dados direcionais foram plotados em estereogramas, usando o programa Stereonet (2000). As projeções revelam que ocorrem concentrações de pólos de foliação (1) nos quadrantes NW e SE, indicando um predomínio de foliações com direção NE-SW e mergulhos fortes e (2) na porção central do diagrama, indicando a existência de foliações com direções variáveis e mergulhos fracos a moderados (figura 17 a). Um menor número de pólos ocorre no quadrante SW, indicando foliações NW-SE cuja intensidade de mergulho varia de moderada a forte. A lineação magnética tem orientação predominantemente NE-SW e caimento de fraco até sub-vertical (figura 17 b).

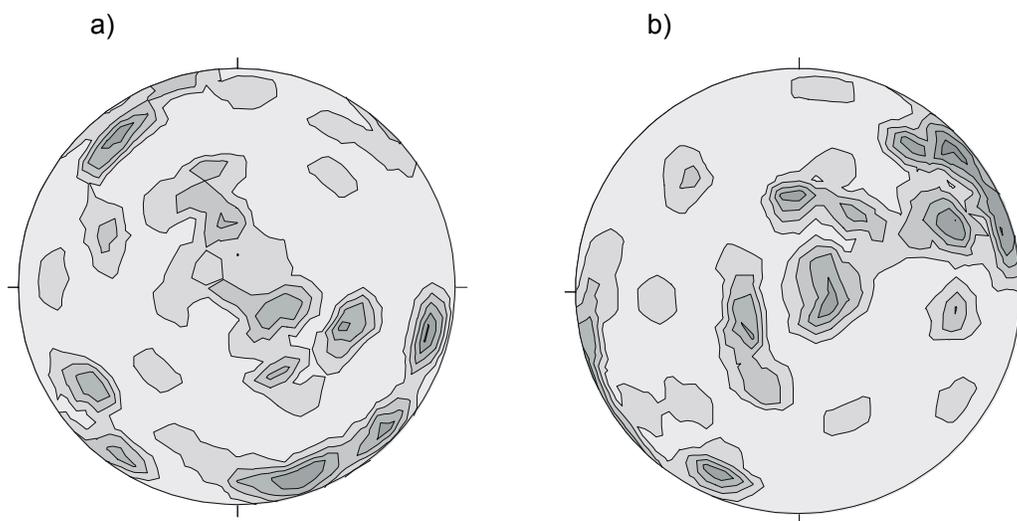


Figura 17 - Diagrama de contorno, em (a) observa-se pólos de foliação magnética e em (b) a lineação magnética. Linhas de contorno de 1,3, 5.

Os dados de foliações magnéticas plotados em mapa (figura 18) mostram dois padrões principais: o primeiro com direção NNE-SSW e mergulho variando de moderado a forte para SE e NW (nas porções central e oeste onde ocorre cisalhamento sinistral); e um secundário com direção ESE-WNW e mergulhos fortes quase verticalizados distribuídos de forma aleatória por todo batólito num total de sete estações.

As lineações magnéticas (figura 19) mostram predominantemente caimento suave a moderado para NE, definindo dois corredores paralelos às zonas de cisalhamento sinistrais mapeadas. Secundariamente observam-se dois outros padrões: um com caimento moderado a forte para E, o outro com caimento suave a moderado para SW. Este segundo padrão ocorre próximo à zona de cisalhamento Pernambuco leste.

Quando a foliação apresenta direção NE-SW e a lineação caimento para NE, observa-se uma variação na forma dos elipsóides magnéticos de triaxial a prolato.

O padrão principal (NE-SW) pode evidenciar uma transcorrência de caráter sinistral, o secundário pode caracterizar um regime de transpressão com direção NW-SE.



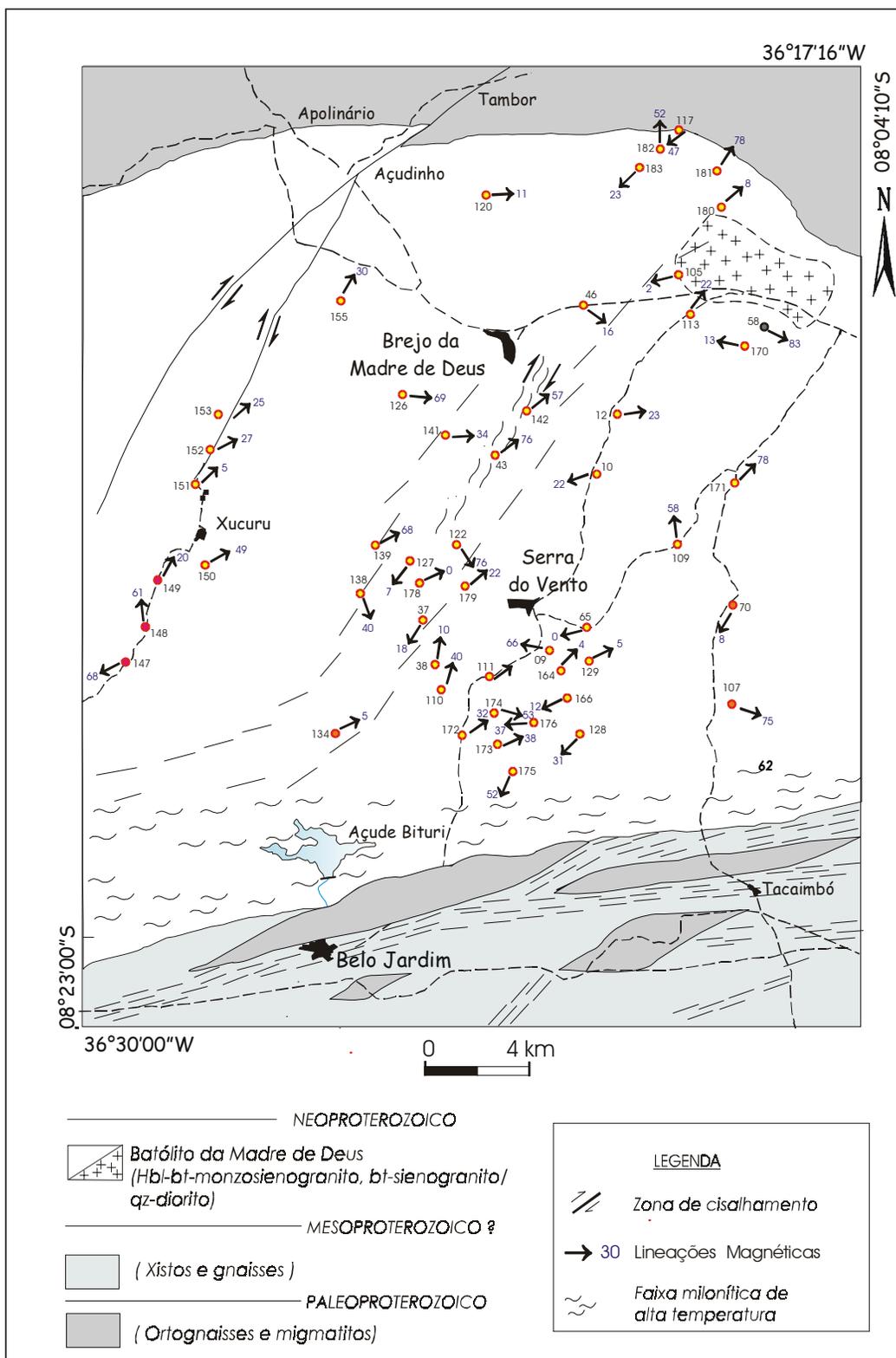


Figura 19 – Mapa de Lineações Magnéticas para o Batólito Brejo da Madre de Deus



## CAPITULO V

### GEOQUÍMICA

---

#### 5.1 – Introdução

Neste capítulo serão discutidos os dados químicos de rocha total obtido para as rochas ígneas do Batólito Brejo da Madre de Deus. São apresentadas as tendências evolutivas gerais e os possíveis controles responsáveis pelas variações químicas das rochas estudadas. Os dados estão apresentados nas tabelas 3 e 4.

Para a caracterização geoquímica dos granitóides do BBMD, foram realizadas 20 análises de rocha total para elementos maiores, traços e terras raras, no laboratório LaKefield Geosol Ltda (Belo Horizonte, MG). Os elementos maiores e traços foram determinados por fluorescência de raios – X e os elementos terras raras foram obtidos por ICP (induced coupled plasma spectroscopy).

Dentre as amostras selecionadas, seis análises são da fácies máfica (quartzo diorito), quatro do granito equigranular e dez do granito grosso a porfírico. Das seis amostras máficas, duas são de diques dioríticos milonitizados associados com a ZCPE.

#### 5.2 – Caracterização Geoquímica do BBMD

##### 5.2.1 – Elementos Maiores

Os resultados analíticos de rocha total para elementos maiores obtidos do BBMD, demonstram que as rochas das fácies grossa a porfírica e equigranular possuem teores de  $\text{SiO}_2$  variando de 64,97 a 73,07%, enquanto na fácies máfica  $\text{SiO}_2$  varia entre 51,21 a 61,15% (tabela 3). Os valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  são relativamente elevados em todas as fácies, variando de 13,99 a 16,95 % nas fácies félsicas e de 15,5 a 17,5 % na fácies máfica. Os valores de  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  variam respectivamente de 2,84 a 4,36% e 5,03 a 6,6% para as fácies félsicas, enquanto nas fácies máficas variam de 3,11 a 4,35% e de 2,64 a 5,77% . Os valores de  $\text{CaO}$  variam de 1,31 a 3,33 % para fácies félsicas e de 3,04 a 7,4 % para as fácies máficas.  $\text{MgO}$  varia de 0,23 a 3,31 % nas félsicas e 1,2 a 3,85 % nas máficas.  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$  varia de 2,17 a 4,96% para as fácies félsicas e de 5,37 a 10,60% para as máficas.  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$

variam respectivamente de 0,35 a 0,74 % e 0,09 a 0,26 % para as fácies félsicas e de 0,94 a 2,23% e 0,34 a 1,12% para a fácies máfica.

Como era de se esperar, as fácies porfírica e equigranular são mais enriquecidas em SiO<sub>2</sub> que a fácies máfica (quartzo diorito e diques de diorito), enquanto esta última é mais enriquecida em MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(t) e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Estes resultados são coerentes com o estudo petrográfico, uma vez que os enclaves apresentam maior volume de anfibólio, biotita e apatita. Apesar do número restrito de análises para esta fácies, é clara a sua diferença em relação às outras fácies.

Tabela 3 – Análises de elementos Maiores e Traços para as rochas do Batólito Brejo da Madre de Deus. Análises de (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) representadas como ferro total, as amostras com (\*) representam quartzo dioritos e as amostras com (#) representam os diques de diorito.

Amostra	Sm -09	Sm-10*	Sm-11A#	Sm-11B#	Sm - 16	Sm - 19	Sm - 39	Sm - 40	Sm - 45A	Sm - 46	Sm -57B
SiO <sub>2</sub>	66,01	60,09	57,09	60,14	71,44	71,63	73,07	65,24	67,11	67,21	69,86
TiO <sub>2</sub>	0,59	1,10	1,61	1,12	0,39	0,35	0,27	0,72	0,71	0,74	0,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,96	16,75	16,26	15,65	14,41	14,49	13,99	16,49	15,76	15,46	14,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,61	7,33	8,83	7,22	3,17	2,69	2,17	4,35	4,00	3,90	3,30
MnO	0,10	0,15	0,14	0,14	0,07	0,06	0,08	0,10	0,01	0,05	0,05
MgO	0,61	1,40	3,31	3,45	0,39	0,23	0,46	1,01	0,92	1,21	1,21
CaO	1,92	3,51	5,92	5,49	1,62	1,52	1,41	3,03	2,03	2,53	1,61
Na <sub>2</sub> O	4,04	4,31	3,11	3,15	2,84	2,94	3,42	3,64	3,86	3,44	3,42
K <sub>2</sub> O	5,95	4,92	3,31	3,25	5,58	5,98	5,03	5,16	5,29	5,15	5,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,43	0,42	0,40	0,09	0,11	0,09	0,26	0,24	0,26	0,14
Total	100,02	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	99,99	100,01
Ba	1432	1779	1305	1342	1108	743	819	1080	1530	1221	1181
Rb	195	179	106	126	260	319	199	191	302	270	119
Sr	386	180	612	589	271	178	297	422	370	437	354
Nb	33,3	47,2	30,1	24,4	25,4	27,4	22,1	26,3	34,6	40,4	12,1
Zr	449	578	267	324	398	367	218	405	362	356	303
Y	28	50	21	18	17	16	11	20	37	35	10

continuação...

Amostra	Sm-58B*	Sm - 60B	Sm - 64B	Sm-66B*	Sm-70B*	Sm - 71B	Sm -101A	Sm -122	Sm -133
SiO <sub>2</sub>	51,21	68,51	65,49	61,15	60,03	64,97	71,05	68,62	70,78
TiO <sub>2</sub>	2,23	0,50	0,72	0,94	1,11	0,74	0,50	0,64	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,24	15,54	16,37	17,82	17,69	16,32	14,27	15,04	14,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,60	3,53	4,23	5,37	6,17	4,96	3,22	3,30	3,10
MnO	0,12	0,12	0,10	0,11	0,14	0,12	0,14	0,06	0,04
MgO	3,85	0,37	0,83	1,21	1,31	0,69	3,31	1,01	0,58
CaO	7,40	1,31	2,22	3,04	3,44	2,23	1,81	2,12	1,41
Na <sub>2</sub> O	3,45	3,33	4,04	4,25	4,35	4,36	3,22	3,73	3,12
K <sub>2</sub> O	2,64	6,66	5,76	5,77	5,36	5,37	5,33	5,25	5,73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,12	0,12	0,23	0,34	0,41	0,23	0,15	0,21	0,13
Total	100,01	99,99	99,99	100,00	100,01	99,99	100,01	100,01	100,00
Ba	1639	1050	1901	1461	2229	1359	771	1177	808
Rb	78	206	167	156	168	312	211	290	388
Sr	1052	175	534	355	568	191	265	358	195
Nb	23,3	28,3	38,4	33,4	35,4	47,6	22,1	36,3	27,1
Zr	175	419	469	467	480	503	331	326	363
Y	19	82	25	24	26	34	14	33	24

Os dados de rocha total, para as rochas félsicas projetados no diagrama binário  $\text{SiO}_2$  vs  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (Irvine & Baragar, 1971; figura 20) plotam no campo sub-alkalino e pode-se observar que elas apresentam conteúdos elevados de álcalis para um intervalo pequeno de sílica. No caso da fácies máfica (quartzo diorítica), duas amostras caem no campo sub-alkalino e as outras plotam no campo das rochas alcalinas.

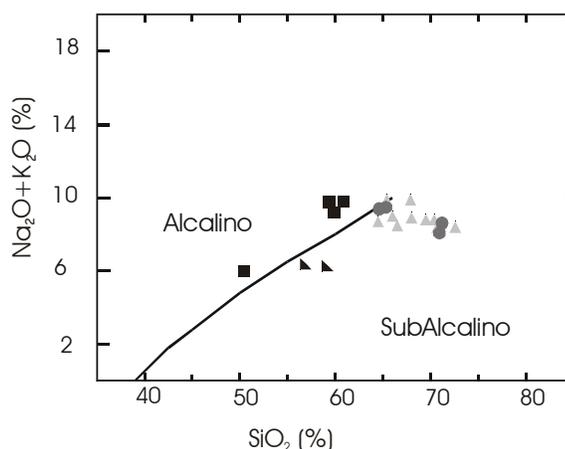


Figura 20 - Características geoquímicas do batólito Brejo da Madre de Deus (PE). Diagrama  $\text{SiO}_2$  x álcalis com linha divisória de Irvine & Baragar (1971). Simbologia: círculos – fácies equigranular, triângulos – fácies grosso a porfírico, quadrados - enclaves quartzo dioríticos e quadrados cortados – diques diorito.

Outro parâmetro a ser considerado diz respeito ao índice de saturação de alumina destas rochas. Shand (1927) dividiu as rochas graníticas em peraluminosas  $\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , peralcalinas  $\text{Al}_2\text{O}_3 < (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  e metaluminosas  $\text{Al}_2\text{O}_3 < (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ . Maniar & Piccoli (1989), baseando-se no índice de Shand, elaboraram o diagrama de Saturação em Alumina para rochas ígneas.  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  para caracterizar o caráter metaluminosos das rochas.

Usando este índice para as rochas do BBMD, observa-se que estas apresentam um caráter predominantemente metaluminoso (figura 21).

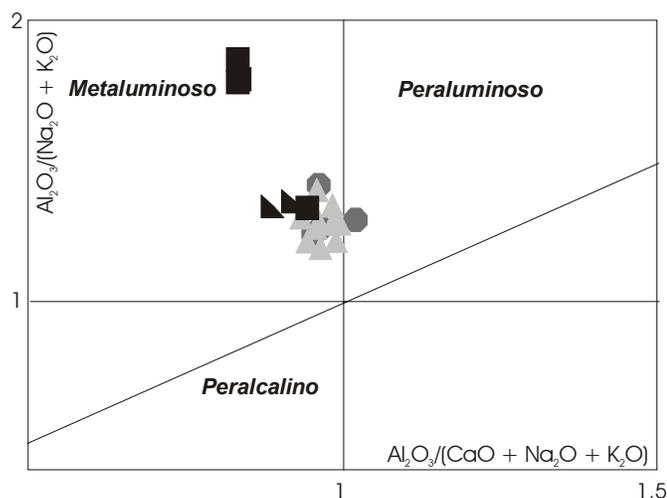


Figura 21 – Índice de Shand (1950), segundo diagrama de Maniar & Piccoli (1989) exibindo as características das rochas do BBMD. Simbologia: círculos – fácies equigranular, triângulos – fácies grosso a porfirítico, quadrado – enclaves quartzo dioríticos, quadrados cortados – diques de diorito.

O diagrama de balanço aluminoso idealizado por Debon & Le Fort (1983), baseado nos índices de La Roche (1978), incorpora informações mineralógicas e de ambiente tectônico. Os autores utilizaram os parâmetros  $A=[Al-(K+Na+2Ca)]$  de Shand e  $B=Fe+Mg+Ti$  de La Roche. A porção superior deste diagrama corresponde ao domínio das rochas peraluminosas e a porção inferior às rochas metaluminosas

As rochas das fácies félsicas e máficas do batólito Brejo da Madre de Deus (figura 22) plotam no campos V, correspondendo ao grupo cafêmico, e um enclave máfico plota no campo VI (rochas com biotita e anfibólio). Baseado neste diagrama, as rochas das fácies félsicas classificam-se como sub-alcálicas alumino-cafêmicas e os enclaves máficos como cálcio-alcálicos cafêmicos. Numa análise preliminar as associações cafêmicas representam material de origem mantélica ou material híbrido e as associações alumino-cafêmica seria de origem híbrida, porém com domínio da contribuição crustal.

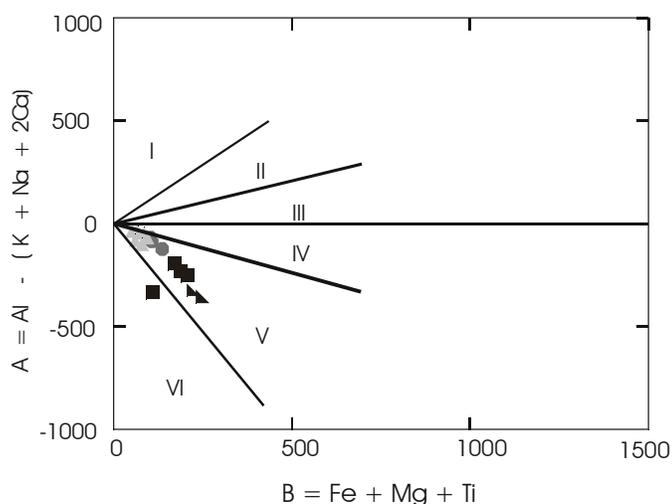


Figura 22 - Características geoquímicas do batólito Brejo da Madre de Deus (PE). Diagrama AB de Debon e Lefort (1983). Simbologia: círculos – fácies equigranular, triângulos – fácies grossa a porfírica, quadrado – enclaves quartzo dioríticos, quadrados cortados – diques de diorito. I-II-III domínios peraluminosos; IV-V-VI domínios metaluminosos.

O diagrama AFM foi proposto por Kuno (1968) e modificado por Irvine & Baragar (1971), que o utilizou para rochas vulcânicas e apresentaram duas equações para dividir as rochas das séries toleítica e cálcio-alcálicas. Plotando as rochas do BBMD neste diagrama, observa-se que estas apresentam um trend contínuo no campo da série cálcio-alcálica (figura 23). As duas amostras referentes aos diques de diorito plotam isoladamente, fora do trend cálcio-alcálico.

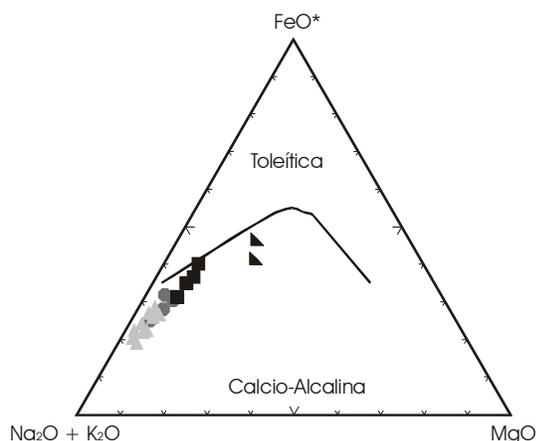


Figura 23 - Características geoquímicas do batólito Brejo da Madre de Deus (PE). Diagrama AFM com linha divisória de Irvine & Baragar (1971). Simbologia: círculos – fácies equigranular, triângulos – fácies grossa a porfírica; quadrados - enclaves quartzo dioríticos e quadrados cortados – diques de diorito.

O diagrama mostrado na figura 24 foi idealizado por Peccerilo e Taylor (1978) e modificado por Innocenti et al., (1982), Carr (1985) e Middlemost (1985). Neste diagrama as associações shoshoníticas (Morison, 1980), cálcio-alcálicas com alto potássio, cálcio-alcálicas e toleíticas ou séries de baixo potássio, apresentam decréscimo no conteúdo de  $K_2O$  para um mesmo valor de sílica. As rochas do BBMD projetam-se no campo cálcio-alcálico alto potássio (duas amostras de diques de diorito), as demais amostras plotam no campo shoshonítico ou na transição entre cálcio-alcálico alto potássio e shoshonito.

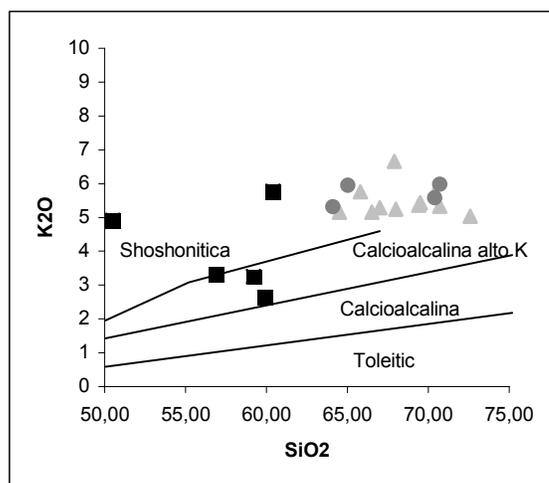


Figura 24 – Diagrama de Peccerilo e Taylor (1978), com linhas divisórias de Innocenti et al (1982) exibindo a distribuição das amostras do BBMD. Símbolos: quadrado - quarto-diorito; quadrado cortado – diques de diorito; círculos – fácies equigranular; triângulos – fácies grossa a porfírica.

#### 5.2.1.1 – Diagramas de Variação

Foram construídos diagramas de variação binários de óxidos vs.  $SiO_2$ , denominados diagramas de Harker, os quais são aplicados para mostrar a evolução química das rochas. Estes diagramas têm como objetivo uma melhor visualização de variações composicionais e evolução química em termos de elementos maiores e traços para o BBMD.

Os diagramas de variação Harker (figura 25) mostram dois grupos de rochas distintos no tocante ao teor de sílica. A fácies máfica (quartzo diorítica e diques de

diorito) varia de 50% a 60% e os granitos de 64 a 73% que correspondem as fácies grossa a porfirítica e a fácies equigranular. Os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}_3(\text{t})$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  são mais elevados na fácies máfica que nas fácies félsicas e apresentam correlações negativas com o aumento de  $\text{SiO}_2$ .  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{MgO}$  apresenta uma certa dispersão, não apresentando correlação clara com sílica.

A correlação negativa apresentada por  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ , nas fácies grossa a porfirítica e equigranular do BBMD sugere fracionamento de plagioclásio, biotita, anfibólio, titanita e apatita durante a evolução destas fácies. Para a fácies máfica (quartzo diorito e diques de diorito) observa-se correlação negativa de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , quando plotados contra a  $\text{SiO}_2$ . As amostras de diques diorito para o  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{MgO}$  estão plotados fora do trend das outras amostras máficas. O  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  estão distribuídos de forma dispersa, para estes diagramas as amostras de diques de diorito também plotam distantes das outras amostras máficas. Para muitos óxidos, os trends são similares para as fácies máfica e félsicas. As duas amostras de diques projetam-se fora do trend para a maioria dos óxidos, sugerindo que eles não são geneticamente ligados com os enclaves.

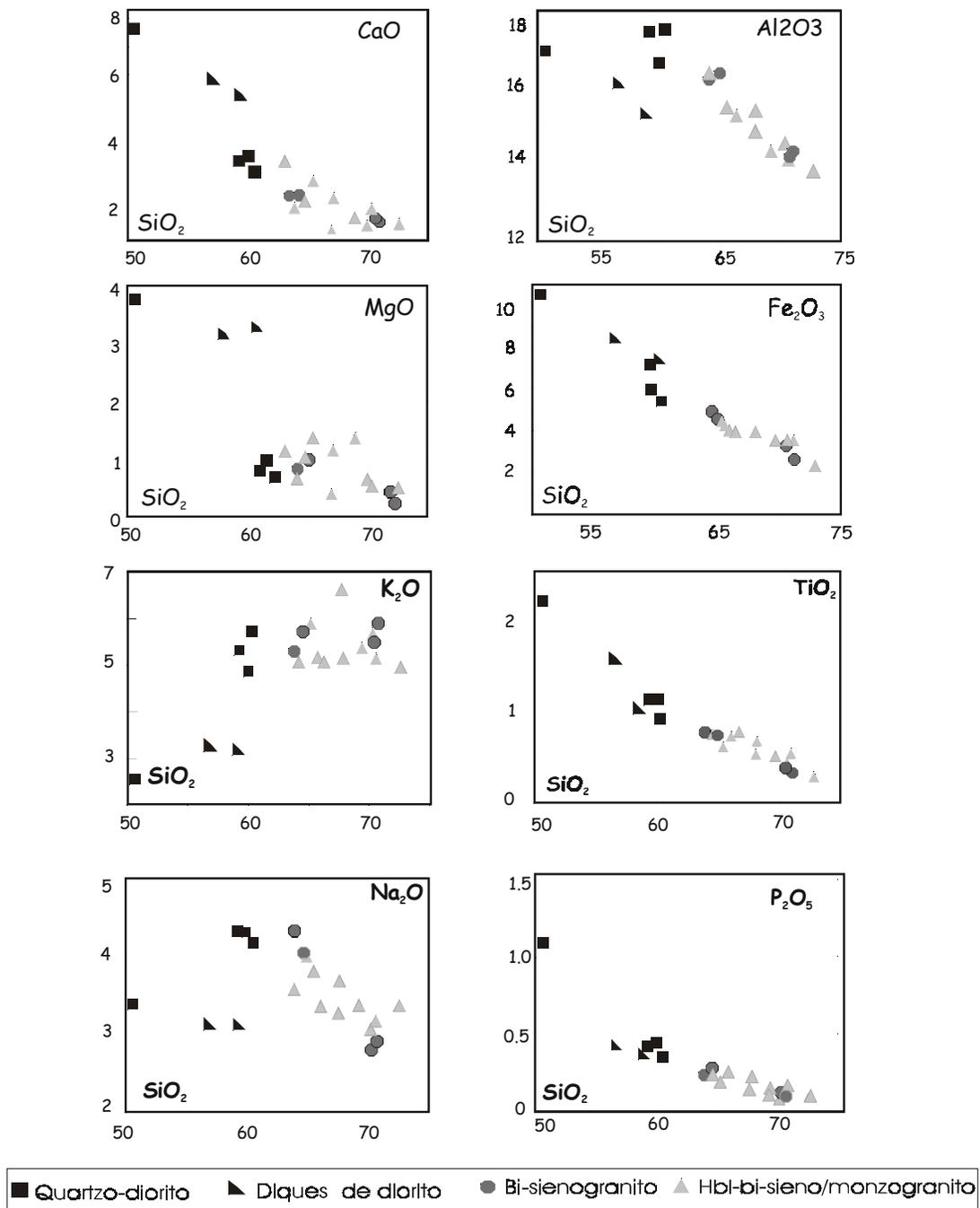


Figura 25 - Diagramas de variação Sílica x elementos Maiores do batólito de Brejo da Madre de Deus (PE).

### 5.2.2 – Elementos Traços

Será discutida neste item a geoquímica dos seguintes elementos traços: Ba, Rb, Sr, Nb, Y e Zr. Os dados de elementos traços obtidos para as rochas do BBMD mostram que as rochas félsicas apresentam teores elevados de Ba (743 a 1901 ppm), teores moderados de Rb (119 a 388 ppm), Nb (12 a 47) e Zr (218 a 503 ppm) e grandes variações nos teores de Sr (175 a 437 ppm) e Y (10 a 82 ppm) (tabela 3). Os diagramas de variação para os elementos traços apresentam uma maior dispersão que no caso dos elementos maiores, mas nota-se correlações negativas de Ba, Sr, Zr, Nb e Y com sílica (figura 26), indicando compatibilidade destes elementos na evolução magmática. As correlações negativas dos elementos Zr e Y em relação a  $\text{SiO}_2$  para as fácies félsicas sugerem fracionamento de apatita (Y) e zircão (Y, Zr). Apenas Rb apresenta um trend claro de correlação positiva com aumento de  $\text{SiO}_2$ .

Os enclaves máficos (quartzo diorito) apresentam baixos conteúdos de Y (19 a 50 ppm) e Nb (23 a 47 ppm); conteúdos moderados de Zr (400 a 578 ppm) e Rb (78 a 179 ppm) e altos conteúdos de Ba (1461 a 2229 ppm) e muito variados de Sr (180 a 1052 ppm). Já os diques de diorito apresentam teores baixos de Y (17 e 18 ppm), Nb (24 e 30 ppm) e Rb (106 e 126 ppm); conteúdos moderados de Zr (267 e 324 ppm), Ba (1305 e 1342 ppm) e Sr (589 e 612 ppm).

Nos diagramas de variação (figura 26) para a fácies máfica observam-se correlações positivas de Zr, Y e Rb com  $\text{SiO}_2$  tanto para o quartzo diorito quanto para os diques de diorito e trend de correlação negativa de Sr em relação a  $\text{SiO}_2$ . O Ba e Nb apresentam-se de maneira dispersa, sem apresentar trend característicos, tanto para os quartzos dioritos como para os diques de dioritos. O enriquecimento de Zr na fácies máficas pode estar relacionado ao não fracionamento de zircão e/ou processos de mistura de magmas.

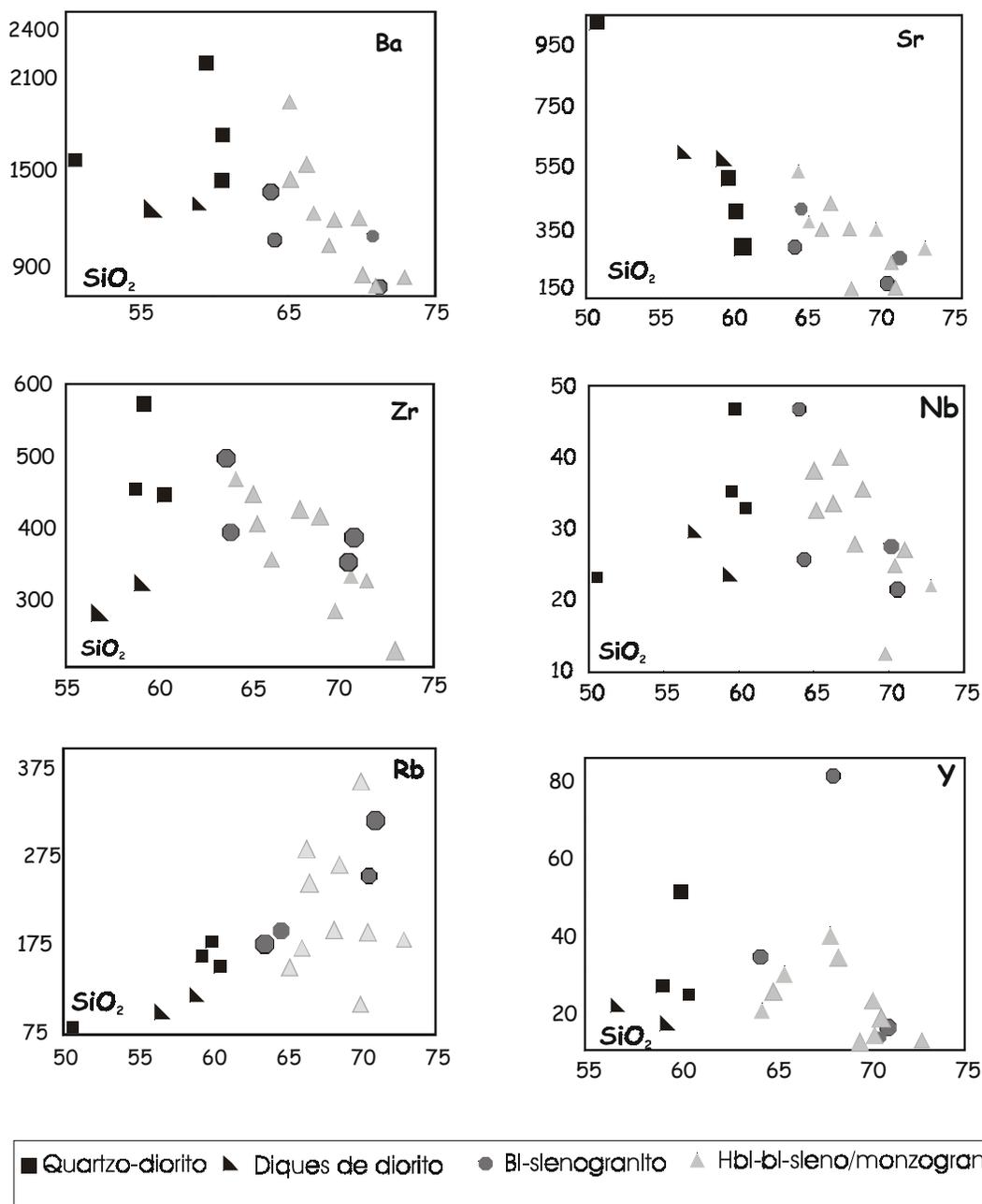


Figura 26 - Diagramas de variação Sílica x elementos Traços do batólito Brejo da Madre de Deus (PE).

A utilização de elementos traços, especialmente o Rb, Ba e Sr no estudo de processos petrogenéticos vem se aprimorando com o passar dos anos. Para a petrologia é comum usar elementos com Kd contrastantes (Ba vs Rb, Sr vs Rb e Sr vs Ba), relacionados à evolução da fase líquida.

No diagrama Sr vs Rb (figura 27 A), observa-se que a fácies máfica apresenta trend de correlação negativa entre os dois elementos. O Sr apresenta uma grande variação, sugerindo que houve fracionamento do plagioclásio. Nas fácies félsicas, ocorre uma variação maior de Rb para um pequeno intervalo de Sr.

Na figura 27 C, diagrama Sr vs Ba, observa-se que a fácies máfica apresenta uma dispersão das amostras tanto para os quartzo dioritos quanto para os diques de diorito. Já as fácies félsicas apresentam um trend de correlação positiva.

O diagrama Ba vs Rb (figura 27 E), mostra uma grande dispersão das amostras analisadas, principalmente na fácies félsicas, onde o teor de Rb possui variação de 119 a 388 ppm e o Ba apresenta uma distribuição de 743 a 1901 ppm; para a fácies máfica (quartzo diorito) o Rb varia de 78 a 459 ppm, enquanto os diques de diorito apresentam uma variação menor de 106 a 126 ppm. O teor de Ba varia de 1461 a 2229 ppm para o quartzo dioritos e teores menores para os diques de diorito variando 1305 a 1342 ppm.

Diagramas que exibem as razões Ba/Rb; Ba/Sr e Rb/Sr contra a  $\text{SiO}_2$  são mostrados nas figuras 27 B, D e E. A razão Ba/Rb, segundo Taylor & Heirer (1960), é um bom indicador de índice de fracionamento de minerais com K, em especial feldspato potássico e biotita. Na figura 27 B, esta razão mostra uma forte correlação negativa tanto da fácies máfica (quartzo diorito e diques de diorito) quanto para a fácies félsica, indicando que houve fracionamento de plagioclásio e feldspato potássico.

A razão Ba/Sr, de acordo com Taylor (1965), é um bom indicador de fracionamento de feldspatos. Na figura 27 D, a razão Ba/Sr exibe correlação positiva com  $\text{SiO}_2$  para a fácies máfica, sugerindo fracionamento de plagioclásio. Já nas fácies félsicas, observa-se uma certa dispersão, com uma leve correlação negativa.

Hanson (1980) destaca que a razão Rb/Sr é um importante caracterizador petrogenético. O aumento desta razão na fase líquida está relacionado à presença de plagioclásio e feldspato potássio e sua diminuição ao fracionamento da biotita. Na figura 27 F, destaca-se que a fácies máfica apresenta uma leve correlação positiva, sugerindo que a biotita não foi fracionada. A fácies félsicas também apresenta correlação positiva, sugerindo a presença de plagioclásio e feldspato potássio nas fases tardias de cristalização.

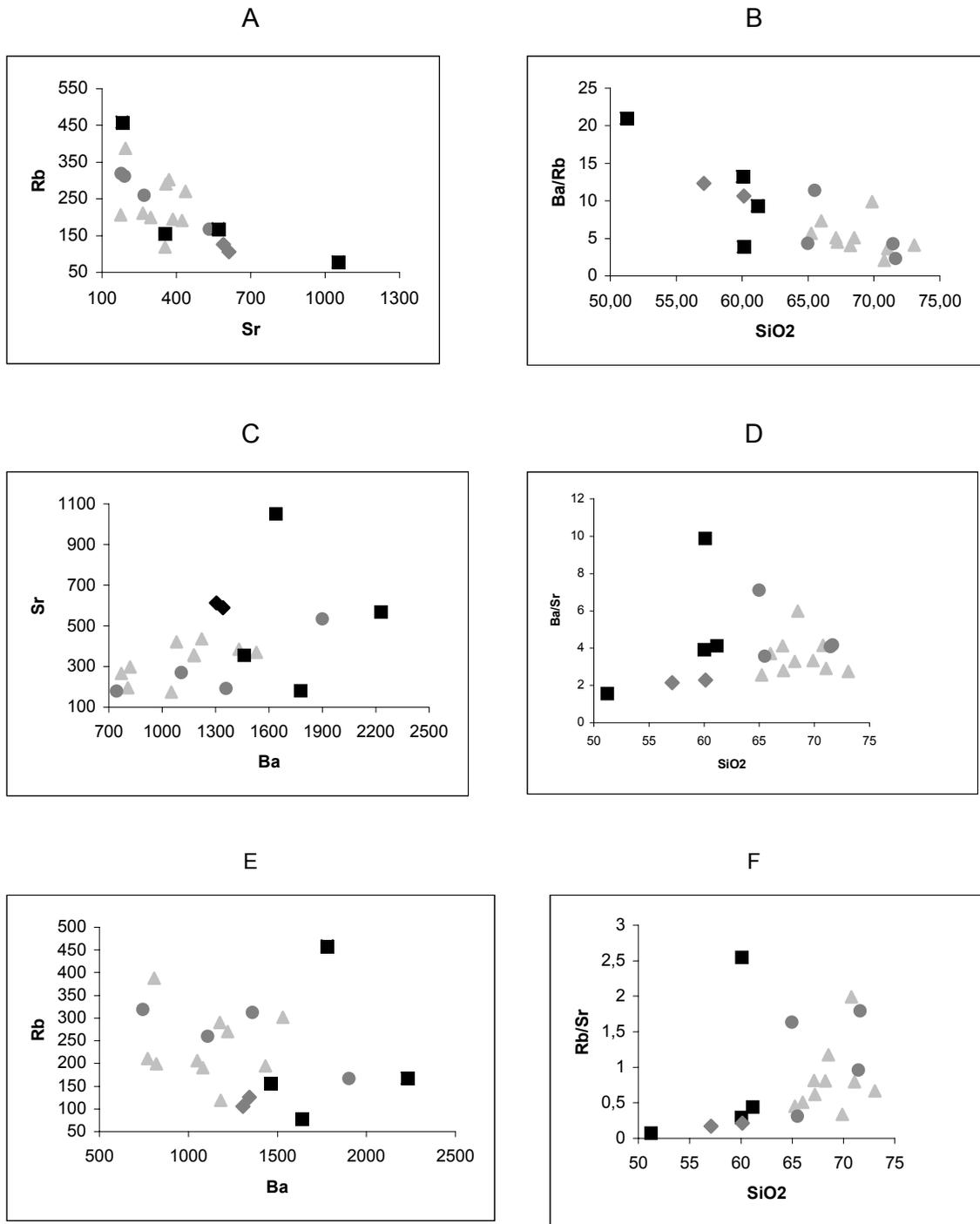


Figura 27 – Diagramas de elementos traços para as rochas do BBMD, A) Ba vs Rb; C) Rb vs Sr; E) Sr vs Rb; B) Ba/Rb vs SiO<sub>2</sub>; D) Sr/Rb vs SiO<sub>2</sub>; F) Ba/Sr vs SiO<sub>2</sub>. Símbolos: quadrados – quartzo dioritos; losangulos – diques de dioritos; triângulos – fácies grossa a porfirítica; círculos – fácies equigranular.

### 5.3 – Diagramas Multi-elementares

Os teores dos elementos traços contidos em uma determinada rocha podem ser comparados com padrões conhecidos e que servem como referência na literatura. O estudo de tais elementos levou ao desenvolvimento dos diagramas multi-elementares, onde estes elementos incompatíveis (Ba, Sr, Rb, Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Y, etc.) juntamente com os elementos terras raras, são comparados com os mesmos elementos de um determinado padrão conhecido na literatura. Vários padrões são utilizados. Estes variam de autor para autor e entre os mais conhecidos destacamos os de Wood et al.(1979); Thompson (1982) e Sun (1980).

O padrão escolhido como parâmetro para as rochas do BBMD (figura 28) foi o manto primitivo de Wood et al. (1979). As rochas graníticas do batólito são caracterizadas por depressões profundas de Ti e Nb e moderadas de Ba e Sr, e por picos de Rb, La, Nd, Zr e Gd.

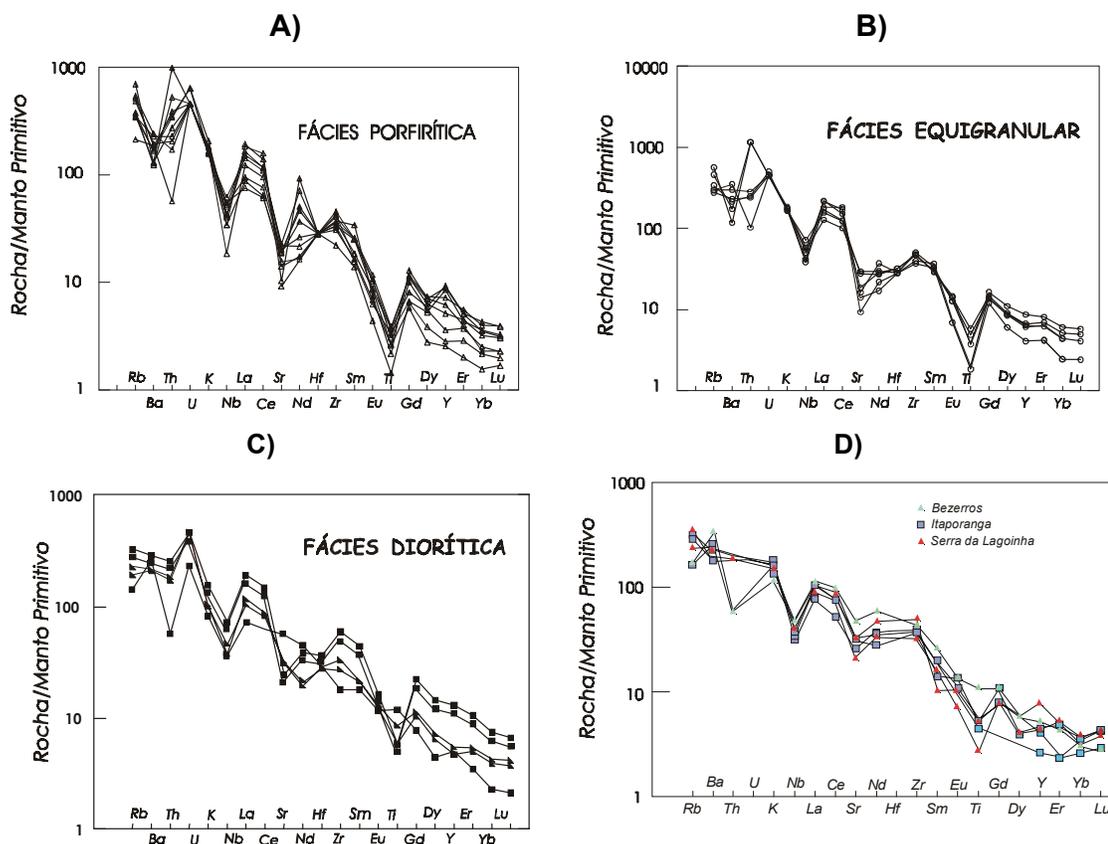


Figura 28 - Diagrama Multi-elementares (*spiderdiagrams*) para as fácies porfírica (a), equigranular (b) e diorítica (c) do Batólito Brejo da Madre de Deus, e (d) corpos graníticos cálcio-alcalino de alto potássio da Província Borborema (Mariano et al, 1999).

Este comportamento é comum para todas fácies estudadas, incluindo os diques de diorito (figura 28 C). As amostras do BBMD quando comparadas com outros corpos cálcio-alcálinos de alto potássio da Província Borborema (figura 28d), apresentam padrões similares, sugerindo uma ligação genética entre estas rochas.

Depressões em Nb e Ti são típicas de magmas associados a ambientes de subducção. Estas depressões podem ser atribuídas à retenção na fonte de fases ricas em Nb e Ti, durante processos de fusão parcial.

#### **5. 4 – Diagramas de Elementos Terras Raras**

Entre os elementos traços, um grupo de elementos merece destaque especial: são os elementos terras raras (ETR), os quais constituem a série dos lantanídeos.

No estudo geológico, os elementos terra raras são divididos em: leves, médios e pesados (ETRL, ETRM, ETRP), conforme o acréscimo do número atômico.

Para utilizar em geral na petrologia, os ETR têm que passar por um fator de normalização conhecido para minimizar o efeito Oddo Harkins. Este efeito nada mais é que a diferença existente entre a abundância dos elementos que apresentam números atômicos pares e ímpares, uma vez que os elementos com números atômicos pares são mais abundantes na natureza que os ímpares adjacentes por razões de estabilidade eletrônica. Assim, esta é a razão de normalizar os ETR por um determinado padrão já conhecido na literatura. Esta normalização pode ser para o condrito, manto primitivo ou crosta primitiva. Os elementos podem ser comparados com o padrão mais adequado ao seu tipo de rocha e maneira que os elementos estão distribuídos. Há vários fatores de normalização na literatura (Sun, 1980, 1982; Nakamura, 1974, 1977; Haskin, 1968, entre outros). Cada um apresenta vantagens e desvantagens, embora sejam bastante parecidos e o resultado por eles proporcionados sejam similares (Wilson, 1989).

A presença dos ETR num determinado mineral está condicionada ao chamado coeficiente de distribuição  $K_d$ , que varia de mineral para mineral. Assim minerais como apatita, titanita, monazita e alanita apresenta  $K_d > 1$  para elementos ETRL.

Uma outra relação importante que se pode tirar da análise dos ETR é se a rocha ígnea em estudo apresenta afinidade com alguma série magmática

consagrada na literatura (toleítica, cálcio-alcalina, alcalina e shoshonítica), pois essas séries apresentam padrões característicos típicos.

No caso do BBMD, os elementos terras raras foram normalizados para o condrito (Sun 1982) (tabela 4).

Tabela 4: Análises de Elementos Terra Raras das rochas do Batólito Brejo da Madre de Deus (valores em ppm). As amostras com (\*) representam quartzo diorito e as amostras com (#) representam diques de diorito.

Amostra	Sm -09	Sm -10*	Sm 11A#	Sm 11B#	Sm -16	Sm - 19	Sm -39	Sm-40	Sm-45A	Sm -46
La	103,01	120,66	65,94	73,88	114,51	138,26	54,94	95,94	59,23	89,44
Ce	184,00	233,00	129,37	139,38	290,00	275,58	101,67	186,00	121,70	173,50
Nd	31,62	45,80	25,66	23,18	20,65	26,91	19,94	26,04	55,80	85,60
Sm	10,03	17,43	8,54	8,51	14,70	13,33	5,52	9,92	7,40	10,20
Eu	1,61	2,43	1,98	1,85	1,10	1,05	0,66	1,53	1,31	1,75
Gd	6,17	11,65	5,96	5,59	7,87	6,47	3,46	5,95	4,31	5,95
Dy	4,86	9,42	4,72	4,25	4,60	4,04	2,55	4,18	3,92	4,60
Ho	0,83	1,58	0,81	0,73	0,62	0,59	0,41	0,66	0,80	0,93
Er	2,40	4,50	2,30	2,16	1,82	1,83	1,24	1,93	2,22	2,19
Yb	1,75	3,24	1,87	1,72	1,08	1,09	0,95	1,42	1,90	1,55
Total	346,28	449,71	247,15	261,25	456,95	469,15	191,34	333,57	258,59	375,71
Lan/Ybn	39,73	25,14	23,85	29,08	71,57	85,30	39,04	45,60	21,13	38,90
Lan/Smn	6,47	4,36	4,86	5,47	4,90	6,53	6,27	6,09	5,06	5,48
Gdn/Ybn	2,85	2,92	2,58	2,63	5,89	4,78	2,94	3,39	1,84	3,10
Eun/Eu*	0,58	0,49	0,81	0,77	0,28	0,31	0,43	0,56	0,66	0,63

continuação...

Amostra	Sm -57B	Sm -58B*	Sm -64B	Sm -66B*	Sm-71B	Sm-70B*	Sm -101A	Sm - 122	Sm -133
La	77,11	45,47	138,03	107,72	99,97	81,65	121,03	47,50	115,10
Ce	151,00	99,11	240,00	198,00	197,65	161,70	221,00	96,59	251,10
Nd	60,95	54,12	34,40	32,87	45,46	36,48	21,06	44,36	111,00
Sm	6,60	7,15	11,99	11,64	13,36	11,76	9,98	6,24	13,65
Eu	1,03	1,74	1,92	2,20	1,93	2,14	1,27	0,94	1,12
Gd	3,09	4,11	7,26	7,50	8,86	7,87	5,35	3,55	6,89
Dy	1,83	2,92	5,64	5,75	7,42	6,05	3,66	3,48	4,70
Ho	0,39	0,61	0,94	0,94	1,24	1,04	0,54	0,67	0,87
Er	0,86	1,50	2,76	2,68	3,57	3,03	1,61	1,90	1,73
Yb	0,69	1,00	1,97	1,93	2,74	2,31	1,11	1,60	1,02
Total	303,55	217,73	444,91	371,23	382,20	314,03	386,61	206,83	507,18
Lan/Ybn	75,65	30,54	47,30	37,67	24,66	23,87	73,60	20,10	76,69
Lan/Smn	7,39	4,00	7,25	5,83	4,71	4,38	7,64	4,79	5,31
Gdn/Ybn	3,63	3,30	2,98	3,14	2,62	2,75	3,90	1,79	5,50
Eun/Eu*	0,62	0,90	0,58	0,68	0,51	0,49	0,48	0,56	0,31

Os diagramas de ETR normalizados (figura 29) apresentam enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP. As razões  $La_n/Yb_n$  variam de (20,10 a 85,30), sugerindo fracionamento. O enriquecimento em ETRL pode ser um reflexo da

presença de titanita e alanita na rocha, ou ainda de fracionamento de fases minerais ricas em ETRP, como anfibólio e/ou zircão.

Os padrões são similares para as fácies félsicas e máficas. As duas amostras de diques de diorito apresentam menores teores destes elementos, evidenciando seu caráter mais primitivo.

Discreta anomalia negativa de Eu ( $Eu_n/Eu^*=0,310$  a  $0,900$ ), sugere que plagioclásio foi pouco fracionado durante o processo de evolução magmática, isto, porém, também pode refletir uma fugacidade de oxigênio média a alta, que não permitiu o ingresso de Eu na estrutura dos feldspatos. O forte enriquecimento em ETRL (La a Gd) sugere que a fonte era enriquecida nestes elementos, pois nenhum fracionamento cristal-líquido poderia enriquecer o líquido em ETRL desta maneira.

Os padrões de elementos terras raras do BBMD são similares às series cálcio-alcalina de alto potássio da Província Borborema (figura 29 d) com maior enriquecimento dos terra raras leves em relação aos pesados.

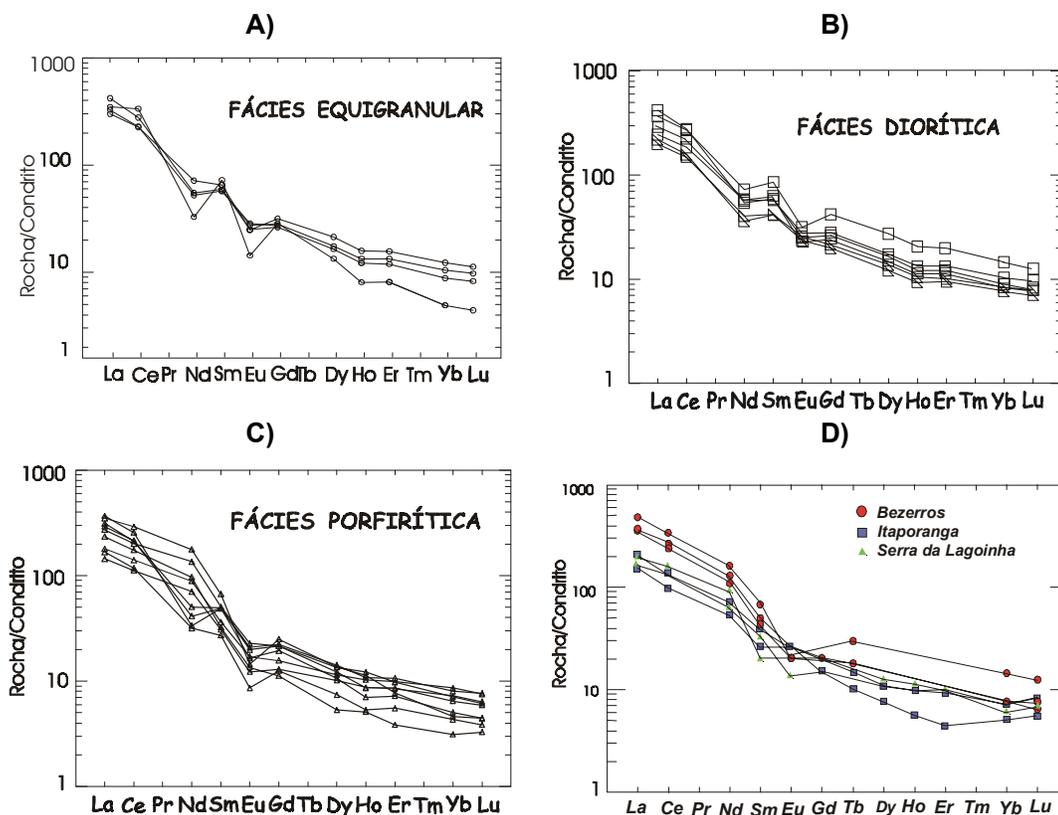


Figura 29 - Diagrama de Elementos Terras Raras para as fácies: Equigranular (A), Diorítica (B), grossa a porfírica (C) do Batólito Brejo da Madre de Deus, e (D) corpos graníticos cálcio-alcalinos de alto potássio da Província Borborema (Mariano et al, 1999).

## 5. 5 – Tipologia dos Granitóides do BBMD

No contexto geral, a mineralogia e as características geoquímicas de rochas graníticas refletem a natureza da fonte do magma. Baseado nisto, Chappell & White (1974) diferenciaram os granitóides originados a partir de uma fonte meta-ígneia (tipo I) daqueles oriundos de uma fonte metassedimentar (tipo S).

Castro et al (1991), propõem em estudos de rochas plutônicas cálcio-alcálicas que algumas evidências de campo e petrográficas mostram processos ligados na sua gênese. A presença de inclusões magmáticas e zonas de mistura de magmas nestas rochas indica uma origem por misturas de magmas. Muitas rochas plutônicas cálcio-alcálicas são caracterizadas como pertencentes a ambientes de margem de placa ativa, relacionada à colisão continental (Chappell & White, 1974).

Considerando as conotações tectônicas, subdivisões feitas para os granitos denominados como tipo I; S; A e M melhorando assim o conceito genético para as rochas graníticas. Os granitos tipo S apresentam características de colisão continental; os do tipo I assumem características de arco vulcânico e regime de soerguimento pós-tectônico; os granitos tipo A apresentam características de produto de ambiente anorogênico, e os granitos tipo M são produto de ambiente de arco oceânico; neste último inclui-se o grupo dos plagiogranitos oceânicos (Coleman & Peterman, 1975).

Ishihara (1977) estudando os granitóides das ilhas japonesas dividiu estes em duas séries: magnetita e ilmenita. A diferença entre uma série e outra estão relacionadas na percentagem modal dos minerais opacos. A série magnetita apresenta maior volume de opacos que a série ilmenita, a percentagem modal de opacos varia de 0,1 até 2 % do volume total de opacos, dentro deste percentual 90 % são de magnetita. Posteriormente, Takahashi (1980) comparou a química e a mineralogia das séries magnetita e ilmenita com os granitóides do tipo I e tipo S. Os granitóides do tipo I apresentam mineralogia semelhante aos granitóides da série magnetita, enquanto os do tipo S são semelhantes mineralogicamente aos da série ilmenita.

O BBMD apresenta biotita e anfibólios, e propriedades químicas semelhantes aos granitos tipo I, como caráter metaluminoso. A titanita ocorre como principal acessório destes granitóides e são comuns também aos granitóides do tipo I. O volume modal de opacos, em sua maioria magnetita, diferenciada no campo e em

estudo petrográfico corroboram para sua semelhança com a série magnetita de Ishihara (1977). Na classificação proposta por Debon & Le Fort (1983), as amostras do batólito plotam nos campos V e VI, que constituem as rochas predominantemente metaluminosas, onde os minerais característicos são comumente biotita e anfibólio. Baseado neste diagrama, pode-se classificar as rochas do BBMD como cálcio-alcalinas cafêmicas para os enclaves máficos e sub-alcalinas aluminosas-cafêmicas para as fácies félsicas.

## CAPITULO VI

### GEOCRONOLOGIA

#### 6.1- Introdução

No estudo de geocronologia foram selecionadas seis amostras para análises de Pb-Pb em monozircão, estas análises foram realizadas no laboratório de geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (PARÁ -ISO).

As amostras foram selecionadas com base no estudo petrográfico e dados de campo perfazendo um total de seis amostras. Três destas amostras são encaixantes duas do contato norte do Batólito Brejo da Madre de Deus e a outra da parte sul, duas das fácies grossa a porfirítica e uma das fácies equigranular (figura 30).

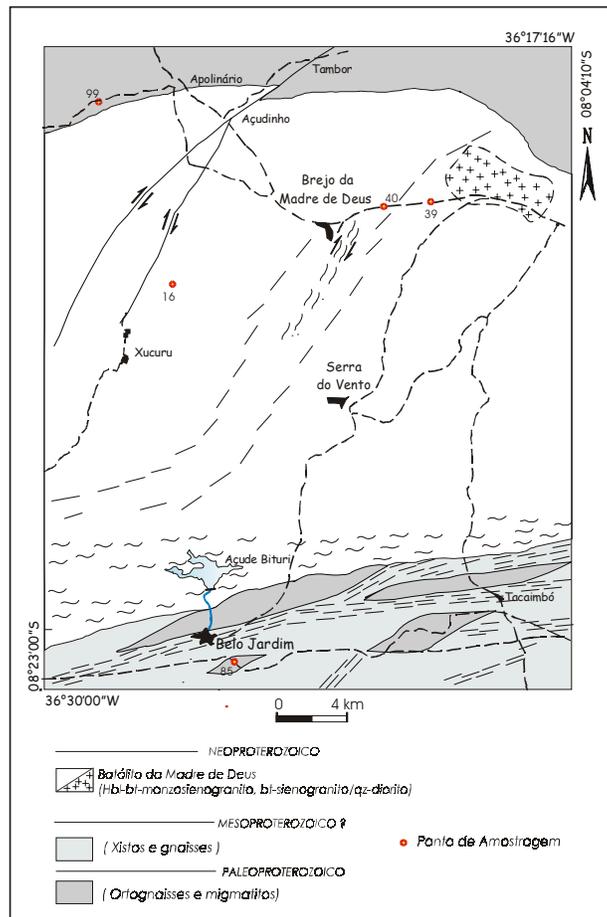


Figura 30 – Mapa exibindo os pontos de amostragem para geocronologia.

## 6.2 - Metodologia

As amostras foram obtidas a partir do seguinte roteiro: a) coleta da amostra num tamanho que varia de uns 50 a 80 cm de comprimento e com um peso de aproximadamente 20 Kg. O critério de coleta levou em consideração o trabalho de campo, para a escolha das amostras. Escolhemos três amostras da encaixante; duas da parte norte e uma da parte sul, do BBMD coletam três amostras, uma para cada fácies.

b) preparação das amostras; depois de lavar todas as amostras, estas foram trituradas usando um britador de mandíbulas e a seguir moinho de rolos, até ficar na fração areia. Depois as amostras foram peneiradas para atingir as frações desejadas.

c) separação por líquidos densos, usando bromofórmio para separar os minerais pesados dos leves, como o zircão apresenta densidade de  $4,6 \text{ g/cm}^3$ , o bromofórmio apresenta densidade de  $2,85 \text{ g/cm}^3$ , os zircões por apresentarem maior densidade ficam retidos no filtro.

d) A etapa seguinte consiste em lavar as amostras com éter para retirar o excesso de bromofórmio e secar na estufa.

e) Separação magnética utilizando um ímã de mão para retirar o excesso de minerais magnéticos.

f) Separação magnética usando Frantz, nas seguintes inclinações e amperagens.  $10^0$ ,  $15^0$ ,  $25^0$ ; e 0.2, 0.5, 1.5, 2.0 volts.

O método de datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb (Pb-Pb em zircão) permite a determinação da idade aparente  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de um cristal de zircão em um espectrômetro de massa de termo-ionização (Kober 1986, 1987). No laboratório de geocronologia da UFPA (PARÁ-ISO), a análise isotópica é realizada em um espectrômetro de massa marca FINNIGAN modelo MAT 262.

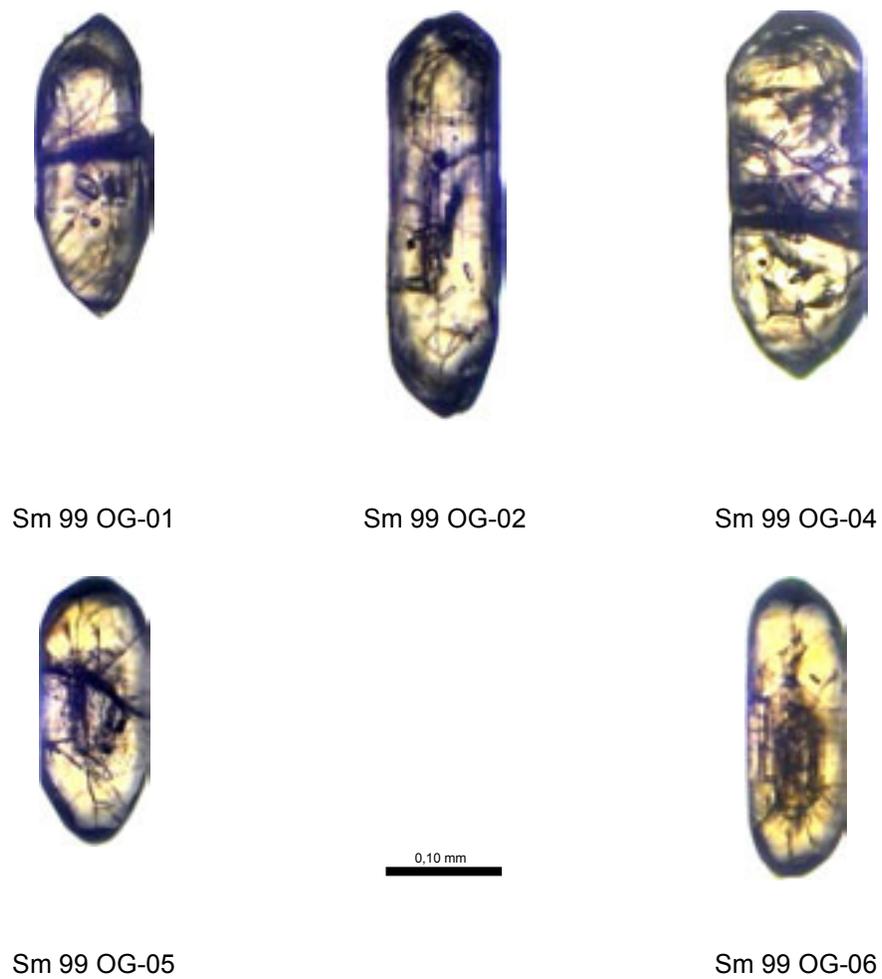
As fotografias dos cristais de zircão selecionado, obtidas em microscópio petrográfico utilizando montagem de grãos em lâminas com óleo de imersão, são mostradas nas figuras 31 a 36. Observa-se que em geral os cristais apresentam inclusões de minerais e fraturas. Alguns apresentam bordas suavizadas obliterando em parte, as terminações piramidais típicas de cristais de zircão magmáticos, caso das rochas encaixantes (ortognaisses graníticos e dioríticos). Contudo os cristais de

zircões da fácies hb-bt-monzo a sienogranito grosso a porfirítico e hb-bt-sienogranito equigranular apresentam as bordas com terminações piramidais perfeitas, típicas de cristais magmáticos.

O cristal de zircão é selecionado com o auxílio de uma lupa binocular e então aprisionado em um filamento de rênio, dobrado de modo a formar uma vala. Esse filamento, chamado de filamento de evaporação, é introduzido na fonte do espectrômetro de massa defrente de um outro filamento de rênio (filamento de ionização). O filamento de evaporação é aquecido e os átomos de Pb evaporados depositam-se imediatamente no filamento de ionização o qual é mantido desligado (frio).

Em seguida, o filamento de evaporação é desligado e o filamento de ionização é aquecido. Com isso, os átomos de Pb depositados no filamento de ionização são ionizados visando à determinação das razões isotópicas desse elemento.

O aquecimento do filamento de evaporação é feito segundo temperaturas pré-estabelecidas, que constituem as etapas de aquecimento nas quais o Pb contido no zircão é evaporado.



---

Figura 31 - Microfotografias dos zircões da amostra Sm-99og (ortogneisse granítico).

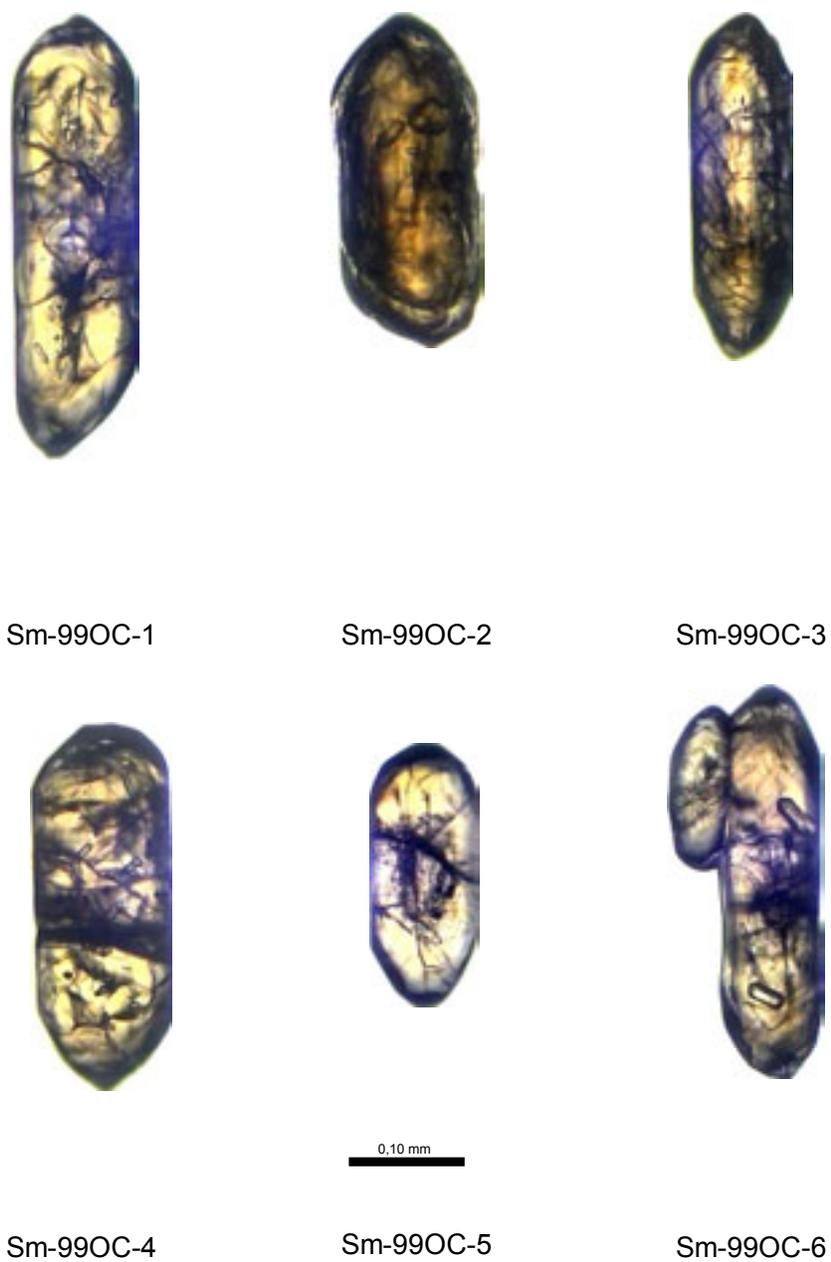


Figura 32 – Microfotografias dos zircões da amostra Sm 99 OC (ortognaisse diorítico) BBMD.

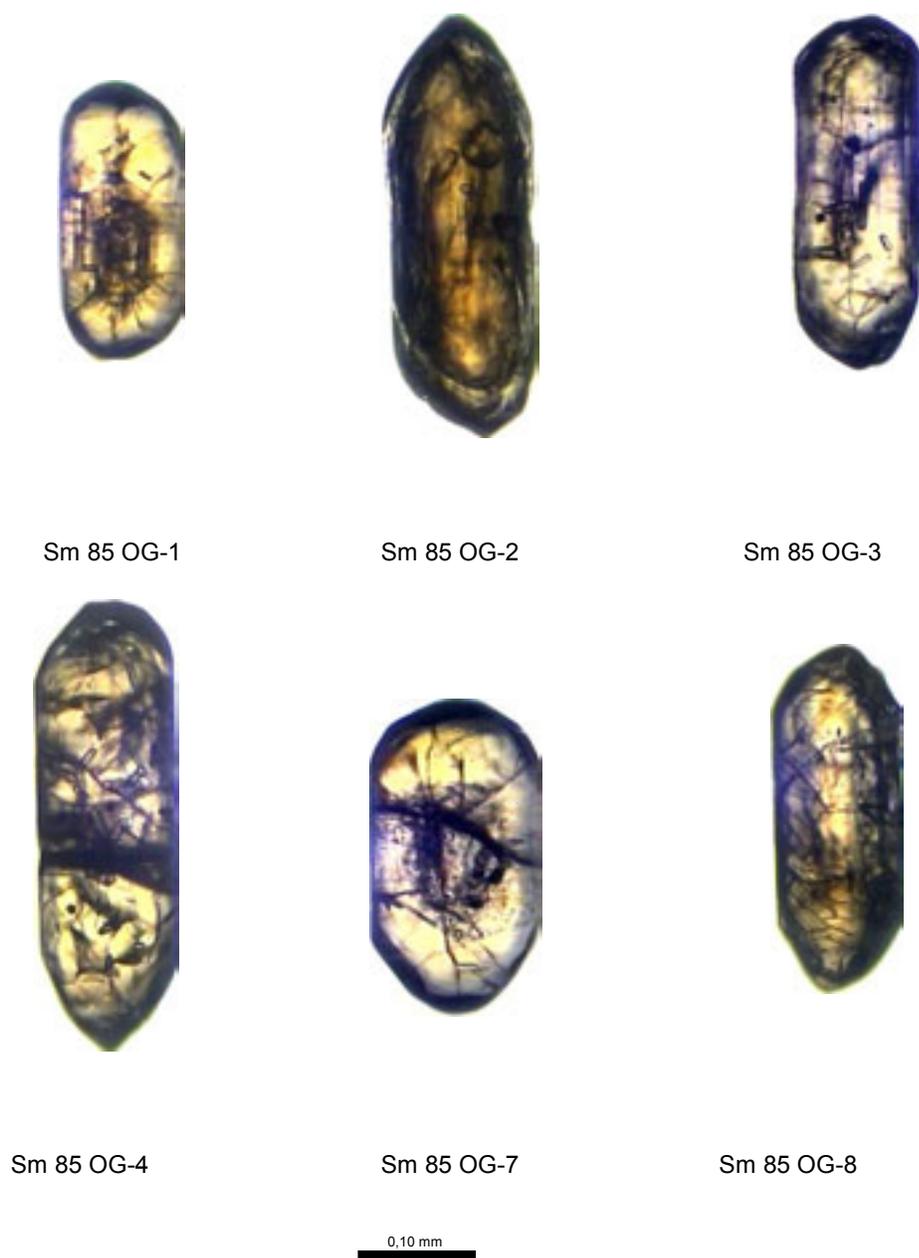


Figura 33 – Microfotografias dos zircões da amostra Sm 85 OG (ortogneisse diorítico) BBMD.

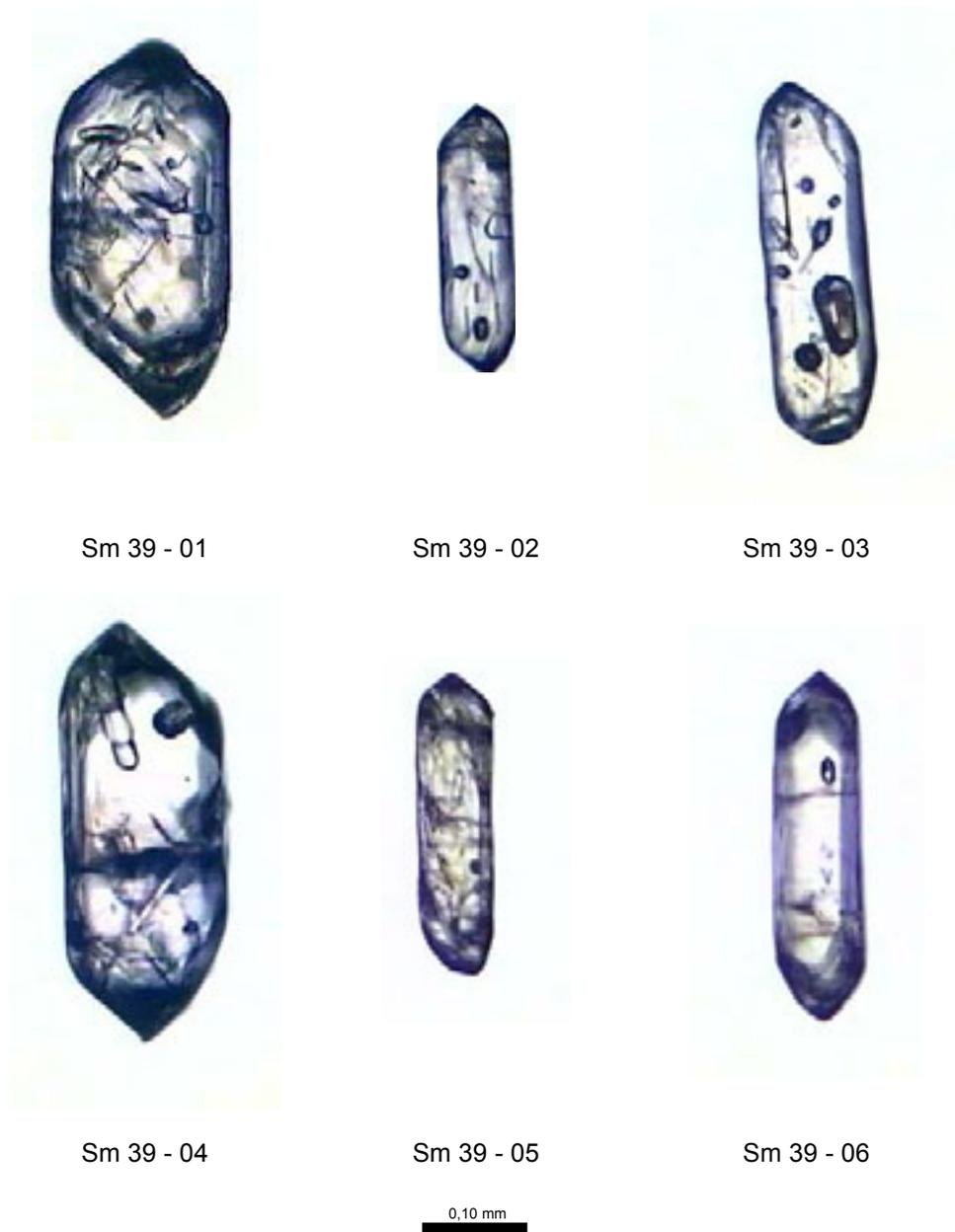
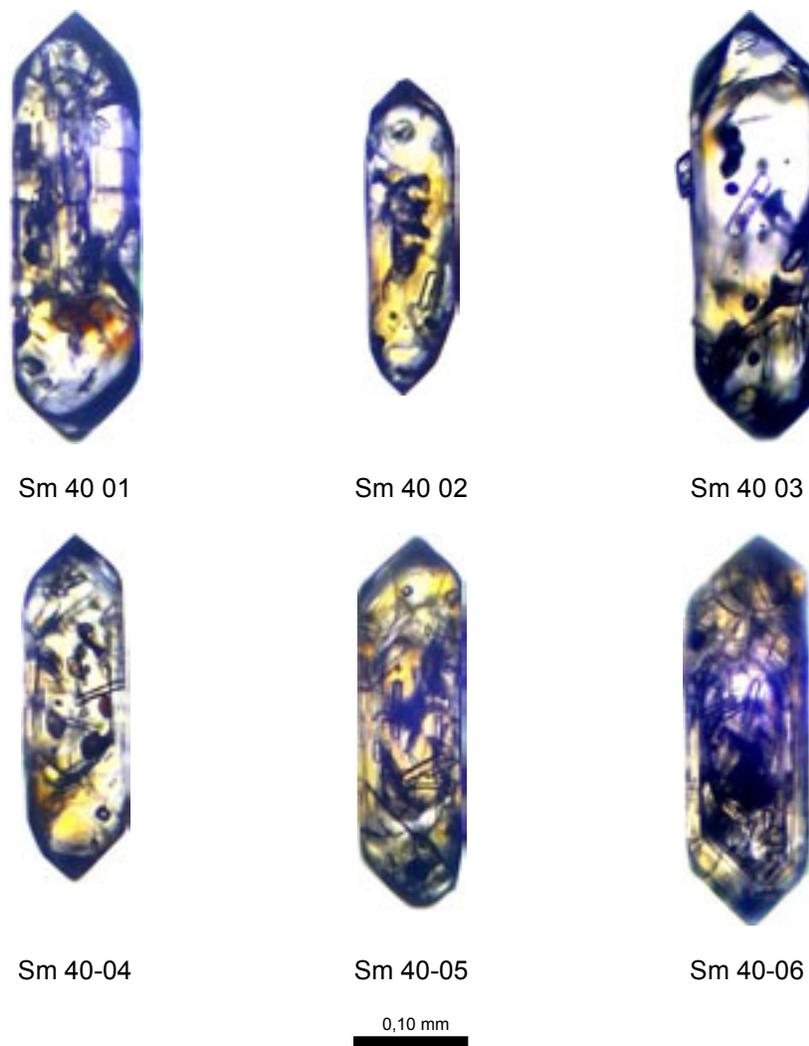


Figura 34 - Microfotografia dos zircões da amostra Sm-39 ( fácies porfíritico) do BBMD.



---

Figura 35 - Microfotografia dos zircões da amostra Sm-40 ( fácies porfírico) do BBMD

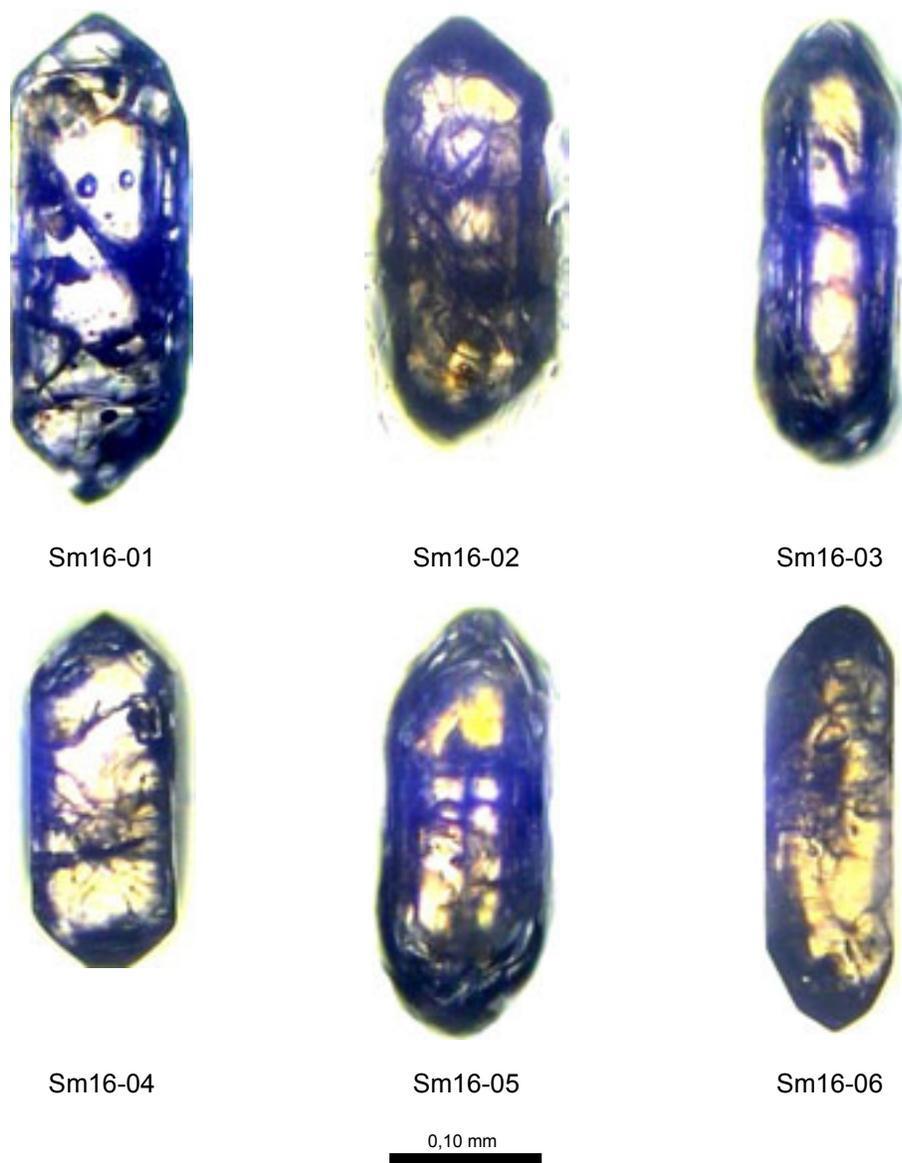


Figura 36 - Microfotografias dos zircões da amostra Sm-16 (fácies equigranular) do BBMD.

### 6.3 - Tratamento dos Dados

No procedimento analítico o filamento de evaporação é aquecido, normalmente, em três etapas de temperaturas. A primeira, a 1450°C, a segunda a 1500°C e a terceira a 1550°C. Mais raramente, dependendo da quantidade de Pb no zircão, pode ser realizada uma quarta etapa de aquecimento à temperatura de 1560°C.

Cada etapa de aquecimento dura aproximadamente 5 minutos após a qual, o filamento de ionização é aquecido a uma temperatura entre 1050°C e 1150°C para ionizar o Pb ali depositado. As intensidades dos diferentes isótopos de Pb emitidos são medidas por um contador de íons segundo uma varredura na seguinte seqüência de massa: 206, 207, 208, 206, 207, 204 sendo que cada conjunto de 10 varreduras define um bloco de leitura.

Em cada bloco de leitura são determinadas, então, 18 razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e 9 razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , sendo que os valores discrepantes da média das razões isotópicas do bloco são eliminados aplicando o teste de Dixon. Em seguida, a partir da média das razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  nos blocos de dados define-se uma idade média para cada etapa de evaporação. Em geral, essa idade é definida com base em cinco blocos de dados.

Para uma melhor visualização, os dados obtidos são representados em um diagrama Idade (Ma) versus Etapas de Aquecimento, onde são plotadas as idades definidas por diversos blocos de dados das diferentes etapas de aquecimento de um cristal de zircão (figuras 37 a 42).

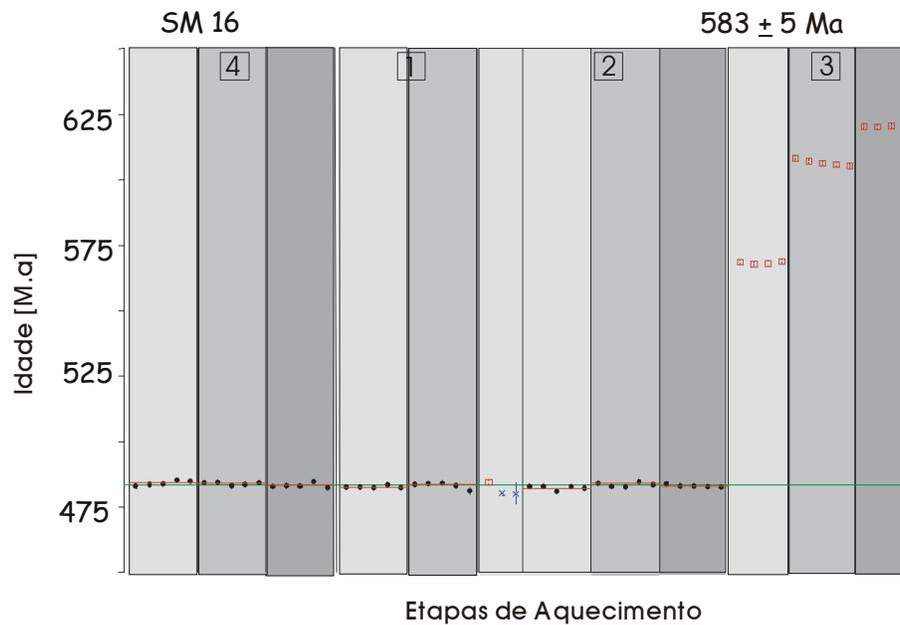


Figura 37 - Etapas de Aquecimento vs Idade Média, amostra Sm – 16 fácies equigranular.

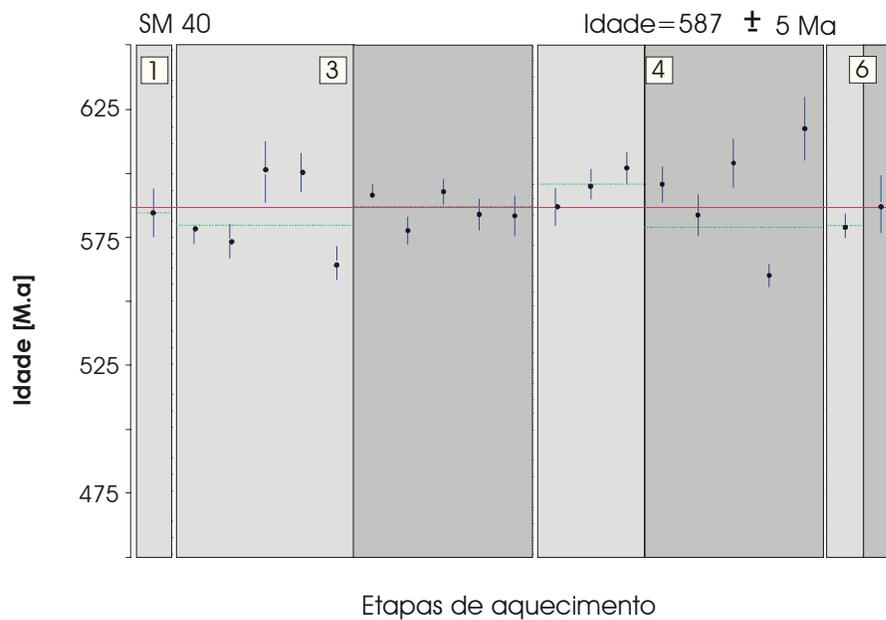
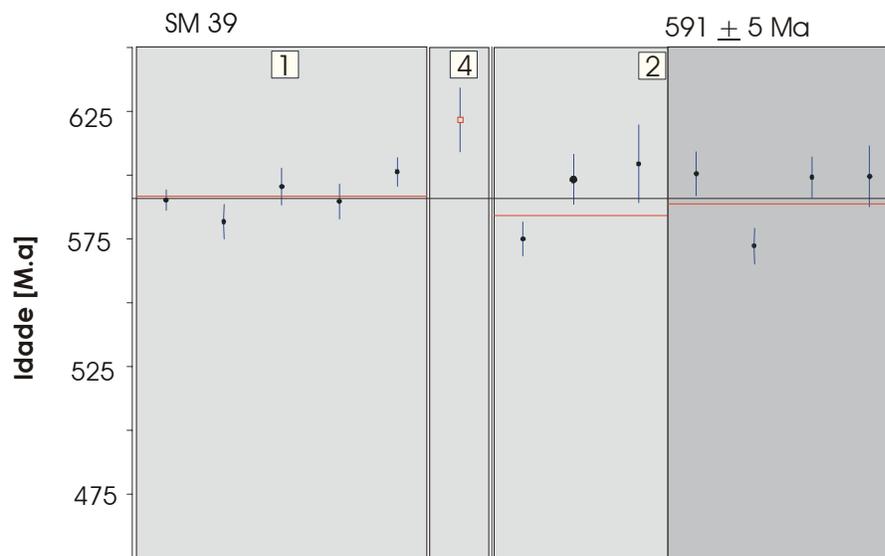
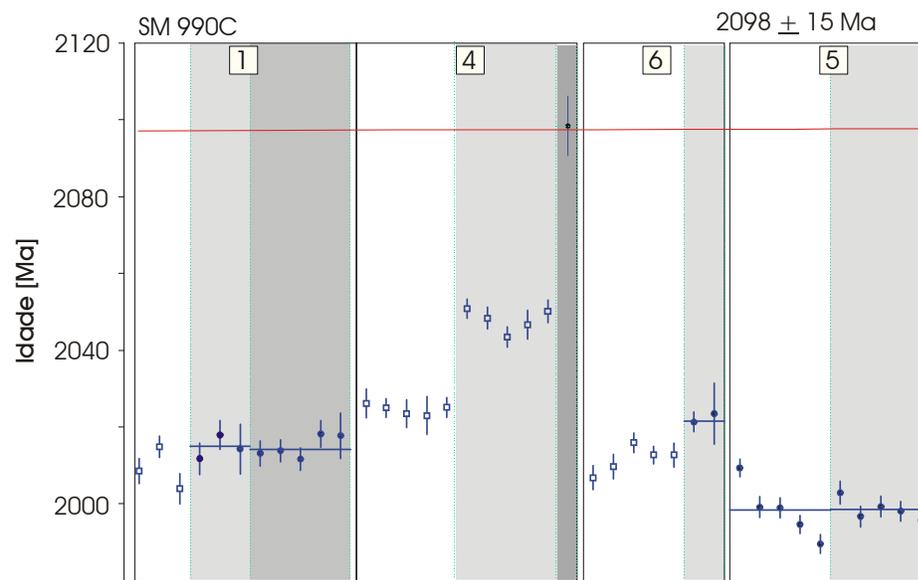


Figura 38 – Etapas de aquecimento vs Idade Média, amostra Sm – 40 fácies grosso a porfirítico.



Etapas de Aquecimento

Figura 39 – Etapas de aquecimento vs Idade Média, amostra Sm – 39 fácies grosso a porfirítico.



Etapas de aquecimento

Figura 40 – Etapas de aquecimento vs Idade Média, amostra Sm – 99 OC ortogneisse diorítico.

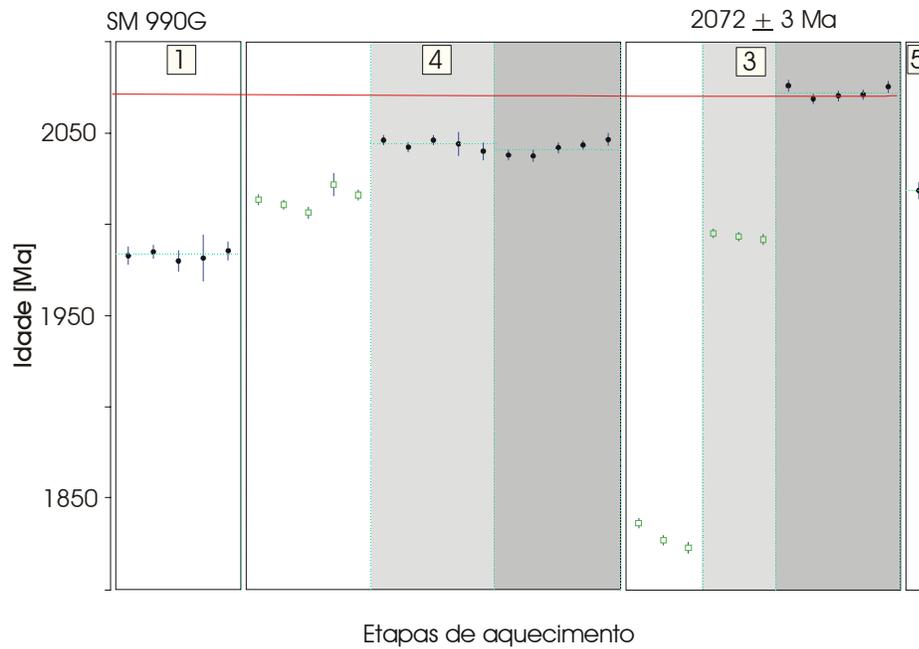


Figura 41 – Etapas de aquecimento vs Idade Média, amostra Sm – 99 OG ortognaisse granítico.

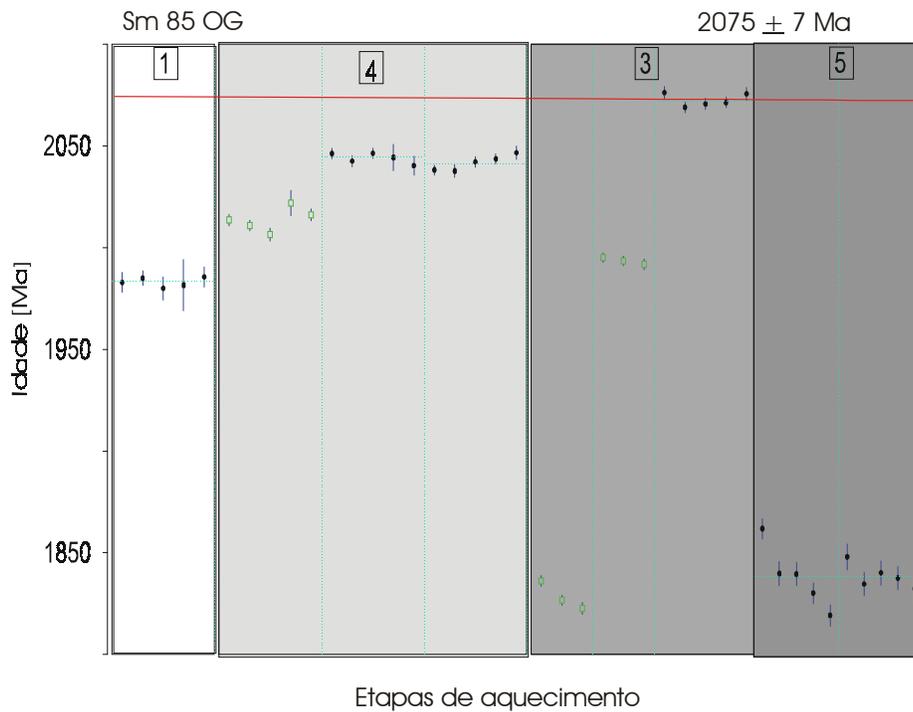


Figura 42 – Etapas de aquecimento vs Idade Média, amostra Sm – 85 OG ortognaisse granítico.

As idades médias das etapas de aquecimento podem ser diferentes entre si, sendo que, muitas vezes, observa-se um acréscimo nas idades médias no sentido das etapas de mais altas temperaturas. Isso ocorre, porque nas temperaturas mais baixas é evaporado, preferencialmente, o Pb contido na superfície, nas fraturas, e nas porções metamíticas do zircão, enquanto que o Pb evaporado nas mais altas temperaturas provém das partes mais retentivas do cristal de zircão, ou seja, o Pb aprisionado no retículo cristalino do mineral.

Portanto, as idades obtidas nas temperaturas mais altas de evaporação seriam mais representativas da idade de cristalização do zircão.

As idades são calculadas com uma incerteza de  $2\sigma$  e as correções do Pb comum são feitas mediante uso do modelo de evolução do Pb na Terra em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975), utilizando a razão  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ .

Para o cálculo das idades dos zircões, os dados obtidos são tratados estatisticamente segundo critérios metodológicos pré-estabelecidos no laboratório de geocronologia da UFPA. Entre eles destacamos os seguintes:

- i) As razões isotópicas  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  dos blocos devem ser superiores a 2500;
- ii) Em cada etapa de evaporação são eliminados os blocos com desvio superior a  $2\sigma$  em relação à média da idade do zircão naquela etapa.

#### 6.4 - Resultados obtidos

Os resultados analíticos obtidos para cada cristal de zircão para as amostras Sm-99OG; Sm-99OC; Sm-85 OG; Sm-16; Sm-39; Sm-40, são apresentados nas tabelas 5, 6, 7, 8, 9 e 10 onde estão destacadas as seguintes colunas da esquerda para a direita: 1) cristal analisado, 2) temperatura de evaporação em graus centígrados, 3) valor da razão  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  medida, 4) valor da razão  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  medida, 5) valor da razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  corrigida para Pb de contaminação e, 6) a idade aparente  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  em milhões de anos.

O ortognaisse granítico porção norte (amostra Sm-99OG) possui coloração creme a esbranquiçada, é composto mineralogicamente por quartzo, feldspato potássio e plagioclásio como minerais essenciais; biotita, epidoto, zircão e opacos como minerais acessórios.

Os cristais de zircão analisados pertencem às frações 0<sup>o</sup> e 1<sup>o</sup> não magnéticas. São cristais com comprimento variando de médio a curtos (figura 31), subidiomórficos, com coloração castanha clara, arestas levemente corroídas e fraturadas. Para esta amostra foram analisados oito cristais de zircões, perfazendo um total de 220 blocos de razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  medidas.

As etapas de evaporação de mais baixa temperatura desses cristais foram descartadas do cálculo da idade (tabela 5). A etapa de evaporação de 1550 °C do cristal 3 forneceu uma idade mais antiga ( $2072 \pm 3$  Ma), foi interpretada como resultado da cristalização do protólito que gerou o ortognaisse. A idade de  $2050 \pm 10$  Ma foi calculada com base nas idades de três cristais de zircão: 2 (etapa de 1500 e 1550 °C), 3 (etapa de evaporação de 1550°C), 4 (etapas de evaporação de 1500 e 1550 °C), que poderia ser interpretada como idade de cristalização mínima do protólito ígneo.

Tabela 5 - Idades aparentes  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtidas em zircões da amostra Sm-99OG. As incertezas são fornecidas em  $2\sigma$ .

Cristal	T evap. °C	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	2s	Idade (Ma)
1	1500	>25,000	0,08507	0,00202	0,12185	0,00031	1984±5
2	1480	>25,000	0,11018	0,00071	0,12624	0,00037	2046±5
	1500	>30,000	0,11862	0,00050	0,12635	0,00029	2048±4
	1550	>25,000	0,13106	0,00145	0,12632	0,00052	2048±7
3	1500	>25,000	0,10652	0,00035	0,12253	0,00019	1994±3
	1550	>25,000	0,13830	0,00035	0,12809	0,00020	2072±3
4	1450	>25,000	0,08837	0,00035	0,12383	0,00028	2012±4
	1500	>25,000	0,09090	0,00039	0,12610	0,00020	2045±3
	1550	>25,000	0,09519	0,00044	0,12588	0,00022	2041±3
5	1500	>25,000	0,12166	0,00100	0,12426	0,00064	2019±9
7	1500	>5,000	0,09919	0,00031	0,12255	0,00029	1994±4
	1550	>25,000	0,09309	0,00024	0,12309	0,00021	2002±3
	1580	>25,000	0,09254	0,00135	0,12412	0,00202	2017±29
8	1500	>10,000	0,08743	0,00035	0,12262	0,00033	1995±5
	1550	>25,000	0,09626	0,00025	0,12487	0,00025	2027±4

\* razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  corrigida para Pb de contaminação.

O ortognaisse diorítico parte norte (amostra Sm-99 OC) apresenta coloração cinza escura, é constituído mineralogicamente por plagioclásio, quartzo, biotita, alanita, epidoto zircão e opacos. Os cristais de zircão analisados pertencem à fração  $0^0$  e  $1^0$  não magnéticas, são subidiomórficos, médios a longos, normalmente fraturados e com suas bordas corroídas é comum apresentar inclusões (figura 34). Dez cristais foram analisados, porém dois não apresentaram emissão suficiente para obter leitura. Os oitos cristais restantes foram analisados perfazendo um total de 258 blocos de razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  medidas.

As idades dos cristais de zircão variam de  $1998 \pm 2$  M. a até  $2098 \pm 15$  M.a. As etapas de evaporação com temperatura mais baixa apresentam oscilação entre  $1998 \pm 7$  M.a a  $2010 \pm 6$  M.a, enquanto as etapas com temperatura mais alta ( $1550^0$  C e  $1570^0$  C), variam de  $1998 \pm 2$  M.a até  $2098 \pm 15$  M.a. Como ocorre uma variação grande entre as idades médias de cada cristal de zircão analisado e o limite de erro não superpõem os cristais analisados. A idade mais antiga ( $2098 \pm 15$  M.a) foi considerada a idade de cristalização mínima do protólito ígneo que gerou o ortognaisse.

Tabela 6 - Idades aparentes  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtidas em zircões da amostra Sm-99OC. As incertezas são fornecidas em  $2\sigma$ .

Cristal	T evap. °C	$^{206}\text{Pb}/\text{Pb}^{204}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$2\sigma$	Idade (Ma)
1	1450	>25,000	0,08527	0,00047	0,12369	0,00043	2010±6
	1500	>25,000	0,09541	0,00046	0,12400	0,00035	2015±5
	1550	>25,000	0,10298	0,00028	0,12394	0,00021	2014±3
4	1500	>5,000	0,08948	0,00023	0,12470	0,00020	2025±3
	1550	>25,000	0,10517	0,00027	0,12634	0,00020	2048±3
	1570	>25,000	0,12987	0,00101	0,13002	0,00115	2098±15
5	1450	>25,000	0,10196	0,00027	0,12286	0,00047	1998±7
	1550	>30,000	0,09617	0,00024	0,12286	0,00017	1998±2
6	1500	>30,000	0,10025	0,00042	0,12380	0,00021	2012±3
	1550	>25,000	0,10388	0,00077	0,12446	0,00035	2022±5
7	1500	>25,000	0,09310	0,00183	0,12437	0,00019	2020±3
	1550	>30,000	0,11469	0,00030	0,12500	0,00020	2029±3
9	1500	>25,000	0,12273	0,00033	0,12705	0,00019	2058±3
	1530	>30,000	0,10141	0,00026	0,12460	0,00018	2023±3
10	1550	>15,000	0,10709	0,00060	0,12535	0,00064	2034±9

# etapa eliminada subjetivamente do cálculo da idade. \* razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  corrigida para Pb de contaminação.

O ortognaisse diorítico porção sul (amostra Sm-85) apresenta coloração que varia de cinza clara a escura, e é composto mineralogicamente por: feldspato potássio e plagioclásio, biotita hornblenda, quartzo, alanita, epidoto, zircão e opacos.

Os zircões observados nesta rocha estão na faixa do 0<sup>o</sup> e 1<sup>o</sup> não magnéticas, geralmente são castanhos escuros, com tamanhos variando de médios a curtos, subidiomórficos, com arestas e terminações levemente corroídas, exibindo algumas fraturas e inclusões (figura 31). Dez cristais de zircões desta amostra foram analisados, contudo quatro amostras não apresentaram emissão suficiente para leitura espectrométrica. Os cristais restante foram analisados com um total de 468 blocos de razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

Os cristais 1, 3 e 7 apresentam idade média de  $1984 \pm 5$  (etapa de  $1500^{\circ}\text{C}$ ),  $1994 \pm 3$  (etapa de  $1500^{\circ}$ ) e  $1994 \pm 7$  (etapa  $1500^{\circ}\text{C}$ ), estas idades são as mais baixas obtidas para a amostra. Os cristais 8, 4, 2 e 3 apresentam idade média variando de  $2034 \pm 6$  M.a até  $2075 \pm 7$  M.a. para a etapa mais alta temperatura ( $1550^{\circ}\text{C}$ ). Como não há uma superposição no limite de erro entre os cristais,

considera-se a idade mais antiga ( $2075 \pm 7$  M.a) como a idade mínima de cristalização do protólito ígneo que gerou o ortogneisse.

Tabela 7 - Idades aparentes  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtidas em zircões da amostra Sm-85. As incertezas são fornecidas em  $2\sigma$ .

Cristal	T evap. °C	$^{206}\text{Pb}/\text{Pb}^{204}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$2\sigma$	Idade (Ma)
1	1500	>10,000	0,09407	0,00102	0,12185	0,00033	1984±5
2	1480	>15,000	0,08532	0,00033	0,12624	0,00025	2056±8
	1500	>25,000	0,09098	0,00031	0,12635	0,00022	2058±9
	1550	>25,000	0,09819	0,00041	0,12632	0,00020	2058±9
3	1500	>30,000	0,10652	0,00035	0,12253	0,00019	1994±3
	1550	>25,000	0,13830	0,00035	0,12819	0,00020	2075±7
4	1500	>5,000	0,13560	0,00100	0,12470	0,00064	2025±9
	1550	>25,000	0,13845	0,00036	0,12634	0,00053	2048±10
7	1500	>5,000	0,10568	0,00046	0,12255	0,00030	1994±7
	1550	>5,000	0,10869	0,00043	0,12309	0,00028	2002±6
8	1530	>30,000	0,11889	0,00035	0,12460	0,00059	2023±7
	1550	>25,000	0,10248	0,00039	0,12535	0,00033	2034±6

\* razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  corrigida para Pb de contaminação.

A fácies grossa a porfírica (Sm-39 e Sm-40) apresenta composição variando de hb-bt-monzo a sienogranito, com fases minerais essenciais de feldspato potássio, plagioclásio e quartzo. Biotita, anfibólio, titanita e opacos são os máficos dominantes e como fase acessória alanita, zircão e apatita. Os zircões desta rocha são idiomórficos, com arestas bem formadas destacando suas terminações bipiramidais, são cristais longos de coloração clara a translúcida, normalmente com inclusões (figuras 34).

A amostra Sm-39, fora separados e analisados seis zircões das frações  $0^0$  e  $1^0$  não magnéticas, num total de 212 blocos de razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . O cálculo da idade média foi feito a partir de dois cristais de zircão: o cristal 1 e 2, forneceram idade Média de  $591 \pm 5$  M.a, (tabela 8). O cristal 4 forneceu uma idade mais antiga e foi descartada do cálculo da média, por apresentar uma diferença muito alta entre as razões dos blocos analisados.

Tabela 8 - Idades aparentes  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtidas em zircões da amostra Sm-39. As incertezas são fornecidas em  $2\sigma$ .

Cristal	T evap. °C	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$2\sigma$	Idade Média
1	1450	>5,000	0,15918	0,00047	0,05967	0,00016	592±6
4	1500#	>25,000	0,13927	0,00196	0,06050	0,00070	622±25
2	1450	>5,000	0,12500	0,00204	0,05946	0,00047	584±17
	1500	>20,000	0,17684	0,00058	0,05980	0,00044	589±16
						Média	591±5

# etapa eliminada subjetivamente do cálculo da idade. \* razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  corrigida para Pb de contaminação.

Na amostra Sm-40, os cristais de zircão são longos, idiomórficos, translúcidos, com algumas pequenas inclusões (figura 35). Foram separados e analisados 10 zircões, destes apenas quatro cristais foram aproveitados para o cálculo da média, após a correção do Pb de contaminação (tabela 9). Nestes quatro cristais um total de 370 blocos foram analisados de razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , com uma variação média de  $579\pm 20$  M.a até  $596\pm 8$  M.a, havendo uma superposição entre os limites de erro das idades nas diversas etapas de evaporação. O que forneceu uma idade média  $587\pm 5$  M.a.

Tabela 9 - Idades aparentes  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtidas em zircões da amostra Sm-40, As incertezas são fornecidas em  $2\sigma$ .

Cristal	T evap. °C	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$2\sigma$	Idade Média
1	1450	>25,000	0,19616	0,00179	0,05947	0,00051	585±19
3	1450	>25,000	0,14811	0,00520	0,05934	0,00037	580±13
	1500	>25,000	0,23060	0,00061	0,05953	0,00016	587±6
4	1450	>15,000	0,17575	0,00078	0,05978	0,00023	596±8
	1500	>25,000	0,18763	0,00143	0,05932	0,00054	579±20
6	1500	>25,000	0,12630	0,00073	0,05933	0,00026	580±9
	1550	>25,000	0,14186	0,00083	0,05956	0,00061	588±22
						Média	587±5

# etapa eliminada subjetivamente do cálculo da idade. \* razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  corrigida para Pb de contaminação.

A fácies equigranular (Sm-16A), compõe um hb-bt-sienogranito. Seus minerais essenciais são feldspato potássico, quartzo e plagioclásio. A fase máfica dominante é biotita. Os minerais acessórios: titanita, zircão, apatita e opacos. Os cristais de zircões desta rocha são idiomórficos, arestas bem formadas destacando suas terminações bipiramidais, são cristais longos de coloração clara a translúcida, normalmente com inclusões (figura 32) e ocorrem geralmente como inclusão nas biotitas e anfibólios. Foram analisados seis cristais de zircões das frações 0<sup>0</sup> e 1<sup>0</sup> não magnéticas, dos quais dois não forneceram Pb suficiente para leitura espectrométrica.

Os quatro cristais de zircões restantes: o cristal 3 não foi considerado para o cálculo da média por apresentar uma dispersão grande dos blocos em relação a média e o cristal 2 (etapa de 1430) forneceu uma razão <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb menor que a permitida 2500, e não entrou no cálculo da média (tabela 10). Portanto a idade média foi calculada a partir de três cristais de zircões, obtendo-se uma idade de 583 ± 5 M.a.

Tabela 10 - Idades aparentes <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb obtidas em zircões da amostra Sm-16A. As incertezas são fornecidas em 2σ.

Cristal	T evap. °C	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb*	2σ	Idade Média
4	1430	>7,000	0,09969	0,00035	0,05967	0,00021	592±8
	1450	>10,000	0,11055	0,00112	0,05963	0,00013	591±5
	1500	>10,000	0,16200	0,00087	0,05941	0,00017	582±6
1	1500	>25,000	0,09485	0,00268	0,05924	0,00011	576±4
	1550	>25,000	0,14025	0,00149	0,05951	0,00016	586±6
2	1430#	>2,000	0,10959	0,00142	0,05973	0,00032	594±12
	1450	>10,000	0,07754	0,00039	0,05914	0,00019	573±7
	1500	>10,000	0,12852	0,00189	0,05961	0,00017	590±6
	1550	>10,000	0,15044	0,00055	0,05931	0,00013	579±5
3	1450#	>30,000	0,10428	0,00047	0,09034	0,00023	1433±5
						Média	583±5

# etapa eliminada subjetivamente do cálculo da idade. \* razão <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb corrigida para Pb de contaminação.

## 6.5 - Interpretações dos Resultados Geocronológicos

As idades aparentes  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtidas pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão é interpretada como a idade mínima de cristalização desse mineral, uma vez que se trata de uma idade aparente pois não é possível determinar se ela seria uma idade concordante no diagrama Concórdia. Kober *et al.* 1989. No entanto, tem sido demonstrado que as idade aparentes  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , em geral, são similares as idades U-Pb obtidas em monocristais de zircão pelo método convencional ou pelo SHRIMP (Kober *et al.* 1989, Ansdell and Kyser 1991, Karabinos and Gromet 1993, Kroner *et al.* 1994, ).

Dessa forma, as idades de  $2098 \pm 15$  Ma obtida em zircões da amostra Sm-99OG;  $2072 \pm 3$  M.a para a amostra Sm-99OC;  $2075 \pm 7$  M.a para a amostra Sm-85OG podem perfeitamente refletir a idade de cristalização desses zircões. Consequentemente, considerando que os cristais analisados são magmáticos, essa idade é interpretada como a idade do evento magmático que gerou o protólito desse ortognaisse graníticos e dioríticos. Essa interpretação é baseada no fato de que o sistema U-Pb em zircões, com raríssimas exceções (Black 1988), tem demonstrado ser suficientemente eficaz para preservar a idade de magmatismo em gnaisses ortoderivados (Page & Bell 1985, Evans & Fisher 1986, Fanning et al 1988).

As idades de  $583 \pm 5$  M.a para a amostra Sm-16A ( fácies equigranular);  $587 \pm 5$  M.a e  $591 \pm 5$  M.a para as amostras Sm-40 e Sm-39 da fácies grossa porfírica, refletem a idade de cristalização desses zircões, e foram interpretadas como idades magmáticas, porque todos os zircões analisados apresentam características de cristais primários, sendo assim considerados magmáticos. Os mesmos critérios foram utilizados para todas as amostras analisadas. As idades determinadas são similares a obtida por Guimarães et al., 1998 para o granito Fazenda Nova ( $585 \pm 12$  Ma), utilizando o método U-Pb.

As idades de  $2072 \pm 3$  Ma e  $2098 \pm 15$  M.a (duas amostras do ortognaises parte norte) e  $2075 \pm 7$  Ma (parte sul) indicam que as rochas encaixantes se formaram no mesmo evento magmático. Estas idades transamazônicas são similares às obtidas por outros autores como Van Schumus et al., 1995 e Brito Neves et al., 2001, para o embasamento porção central da Província Borborema.

## CAPITULO VII

### DISCUSSÃO

---

#### 7.1- Caracterização petrogenética

A caracterização da fonte, as condições de evolução e as modificações de magmas progenitores, durante o transporte e armazenamento em câmaras magmáticas situadas a elevados níveis crustais são aspectos que estão envolvidos nos estudos petrogenéticos.

Processos petrológicos diversos podem responder pela variabilidade petrográfica e geoquímica das províncias graníticas. De forma geral, os processos de geração de magmas cálcio-alcálicos mais conhecidos e explorados na literatura são: a) cristalização e/ou fusão fracionada; b) fusão parcial de rochas crustais; c) fusão parcial de rochas sedimentares; d) fusão parcial de rochas do manto; e) mistura de magmas; f) assimilação; g) restitos.

A cristalização fracionada em suas diversas variantes é, sem dúvida, o processo fundamental na geração da maioria dos magmas ácidos (White & Chappel, 1987 e Chappel & White, 1992). Porém, alguns processos podem ocorrer em conjunto com a cristalização fracionada, como o modelo ACF de DePaolo (1981), que combina cristalização fracionada e assimilação.

Com freqüência pode ocorrer superposição dos processos. Nas rochas plutônicas isto tem sido um problema, pois os mecanismos de formação dominantes e/ou mecanismos finais podem mascarar os registros de outros mecanismos inicialmente envolvidos na formação do magma.

No batólito Brejo da Madre de Deus observa-se algumas evidências do processo de cristalização fracionada na evolução destas rochas, como zoneamento químico de minerais (plagioclásio e alanita) e algumas inflexões sistemáticas nos diagramas binários (por exemplo, Ba, Zr, Sr, e Y vs SiO<sub>2</sub>). (figura 26).

Os baixos teores de SiO<sub>2</sub> (50 – 60%) e elevados teores de MgO (1,3 – 3,8) e CaO (3 – 7,3) nas rochas máficas são mais compatíveis com uma origem mantélica que crustal. No entanto, a assinatura geoquímica dessas rochas, marcadas pelas altas razões LREE/HREE, requer a adição de um componente rico em K, Rb, Ba e

LREE, provavelmente remobilizados da crosta oceânica e incorporados ao manto litosférico durante processos de subducção (Wilson, 1989).

Origem de granitóides por fusão parcial de anfibólitos é provável e sugerida no caso estudado pelas razões  $Al_2O_3/(MgO+FeO)$  vs  $Al_2O_3/(Ca+Na_2O+K_2O)$  e  $Al_2O_3/(MgO+FeO)$  vs  $CaO/(MgO+FeO)$  molar. Estas razões são similares aos líquidos produzidos pela fusão anidra de alguns anfibólitos (ex: Rapp, 1995; Rushmer, 1991), como podemos observar nos diagramas da figura 43 (Patiño Douce, 1995).

Os campos defendidos pelas linhas cheias são campos obtidos pela fusão de pelitos (1) e rochas anfibolíticas (2), o campo (3) corresponde a granitos e riolitos cálcio-alcálicos com  $SiO_2 > 69\%$ . As rochas do batólito de Brejo da Madre de Deus são metaluminosas, plotam no campo dos fundidos granitóides cálcio-alcálicos e pela fusão de rochas anfibolíticas, mostrados nas figuras 43A e 43B.

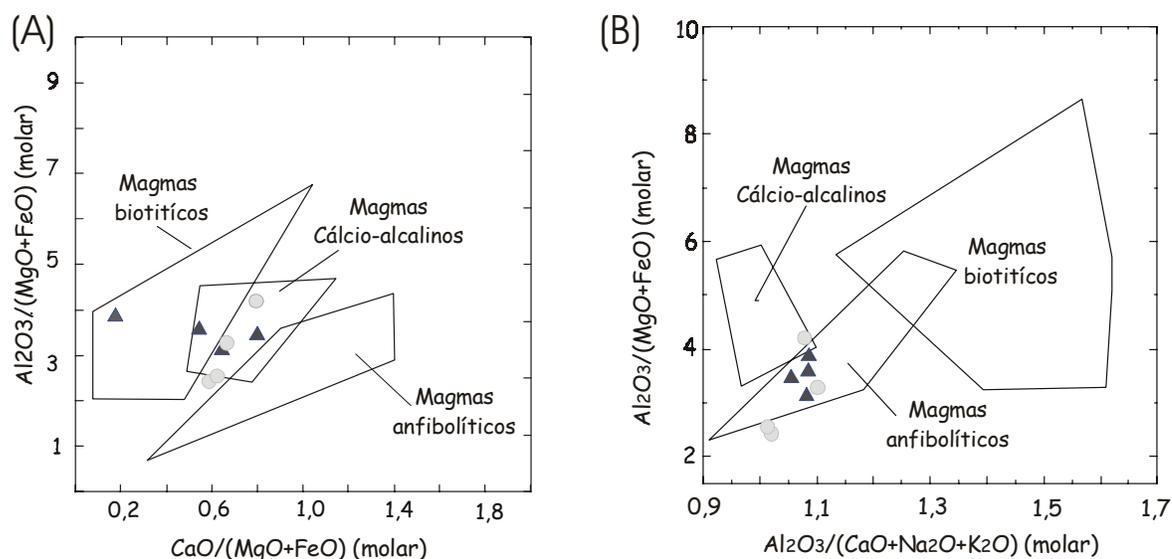


Figura 43 - Diagramas (A)  $Al_2O_3/(MgO+FeO)$  vs  $Al_2O_3/(Ca+Na_2O+K_2O)$  molar e (B)  $Al_2O_3/(MgO+FeO)$  vs  $CaO/(MgO+FeO)$  molar, ilustrando a variação composicional de granitóides cálcio-alcálicos (magmas cálcio-alcálicos) e de líquidos produzidos pela fusão parcial de anfibólitos, de metapelitos e biotita gnaiss (magmas biotíticos) e de protólitos híbridos a pressões de 1,0, 1,2 e 1,5 kbar (Patiño Douce, 1995) para as rochas do batólito Brejo da Madre de Deus. Símbolos: triângulos – fácies grossa a porfírica; círculos – fácies equigranular.

Segundo Roberts e Clemens (1993), granitóides cálcio-alcálicos de alto K são gerados pela fusão de rochas meta-ígneas máficas a intermediárias, cálcio-alcálicas a cálcio-alcálicas de alto K na crosta inferior as quais podem ser derivadas de um manto litosférico subcontinental enriquecido (Neves e Mariano, 1997; Neves et al. 2000; Mariano et al, 2001). Assim, a fonte das rochas dioríticas do BBMD pode ser do manto litosférico e os granitóides podem ter sido gerados por fusão parcial na crosta inferior de rochas com características semelhantes às dos dioritos.

Neves e Mariano (1997) discutem a origem de plutões cálcio-alcálicos de alto potássio constituídos pela associação de rochas máficas a intermediárias (dioritos a granodioritos) e félsicas (quartzo-monzonitos a granitos grossos a porfiríticos e equigranulares) da Província Borborema. Coexistência e mistura de magmas são interpretados como os principais processos petrogenéticos envolvidos na sua evolução. Esses plutões foram colocados em um ambiente intracontinental, onde o motor térmico responsável pelas fusões mantélicas e crustais teria sido uma pluma do manto.

Em síntese, os granitóides do BBMD parecem ser derivados de fusão parcial de rochas máficas na crosta inferior, com cristalização fracionada envolvendo plagioclásio e biotita produzindo os membros mais diferenciados. Embora o granito equigranular seja tardio com respeito ao granito grosso a porfirítico, em virtude deles apresentarem características mineralógicas e geoquímicas similares podem ter sido originados por fusão parcial de um mesmo protólito, possivelmente rochas máficas composicionalmente semelhantes aos dioritos. Já os enclaves dioríticos podem representar fusão parcial do manto litosférico. As diferenças químicas entre os enclaves e os enclaves dioríticos indicam que estas rochas não são geneticamente relacionadas. A coexistência de magmas máficos e félsicos evidenciando em afloramento aparentemente não resultou em uma interação suficiente para produzir rochas híbridas.

## 7.2- Alojamento e Deformação

O batólito Brejo da Madre de Deus apresenta características de ter sido formado sob controle do regime transcorrente regional. Estudos feitos no complexo magmático Caruaru-Arcoverde (Neves et al., 1996, 2000) indicam que a formação das zonas de cisalhamento Pernambuco Leste e Fazenda Nova foi favorecida pelos plutões que ainda não estavam totalmente cristalizados na crosta.

No caso do batólito Brejo da Madre de Deus, algumas evidências mostram que o posicionamento ocorreu um pouco antes da nucleação da ZCPE, ou pelo menos quando o batólito ainda estava em estado submagmático. Uma das evidências mais comuns é a que xenólitos das rochas encaixantes observados na porção sul do batólito Brejo da Madre de Deus não apresentam características de milonitização, sugerindo que estes xenólitos foram capturados antes do funcionamento da ZCPE.

A evolução na deformação de estado magmático ao estado sólido é observada em alguns locais do BBMD. Esta transição é apresentada por estruturas magmáticas, porém quando se aproximam da zona de cisalhamento (ZCPE) tendem a rotacionar na mesma direção desta. Isto claramente indica que num estágio tardio o fluxo magmático foi reorientado pela cinemática da zona de cisalhamento. (Hutton, 1982; Courrioux, 1983; Archanjo et al., 1992).

As foliações magmáticas do BBMD no geral apresentam orientações NE-SW, à medida que se aproximam da ZCPE muda para EW. Os dados de campo e os de ASM sugerem que o BBMD alojou-se num regime de transpressão com orientação do esforço principal de NW-SE, provocando extensões em todo batólito de direção NE-SW.

Tomando como base os dados de ASM, observamos que tanto as foliações magnéticas como as lineações definem trajetórias da trama magmática, exibindo uma transição gradual entre as zonas onde as foliações são tipicamente magmáticas e evoluindo a as zonas de deformação em estado sólido.

Na figura 44 observa-se três domínios de foliações: o primeiro domínio na porção oeste do BBMD as lineações e foliações magnéticas acompanham a transcorrência de sentido NNE; a porção central do BBMD quando as trajetórias de foliações tendem a acompanhar a orientação da estrutura sinistral e o terceiro

domínio na porção sul do batólito as trajetórias obedecem à orientação da estrutura dextral regional da ZCPE.

Em escala regional o sistema de cisalhamento Pernambuco Leste está associado com as direções de cisalhamentos dextrais e sinistrais. Estas observações foram interpretadas inicialmente como indicativo de cisalhamento transpressivo (Neves e Mariano 1999).

O domínio das rochas encaixantes registra deformação por cisalhamento puro (responsável pela formação de dobras com direções NE para ENE) indicando localização da deformação não-caoxial nos plutões.

O modelo mostrado na figura 45 para o batólito Brejo da Madre de Deus mostra-se coerente com o que já foi descrito na literatura em relação à evolução das estruturas apresentadas para o Complexo Serra da Japicanga-Fazenda Nova (Neves e Vauchez, 1995) e do plúton Bezerros (Mariano e Neves, 2000).

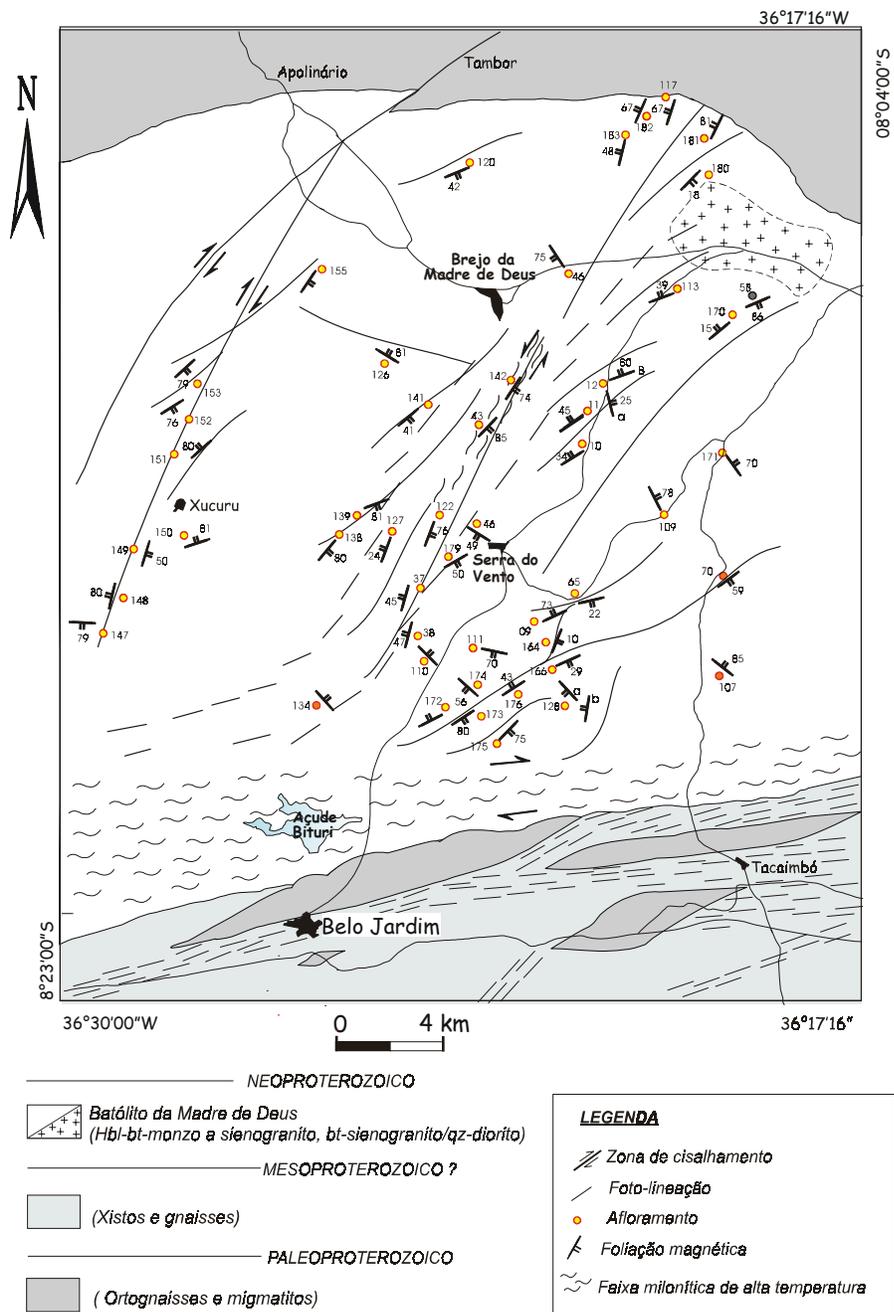
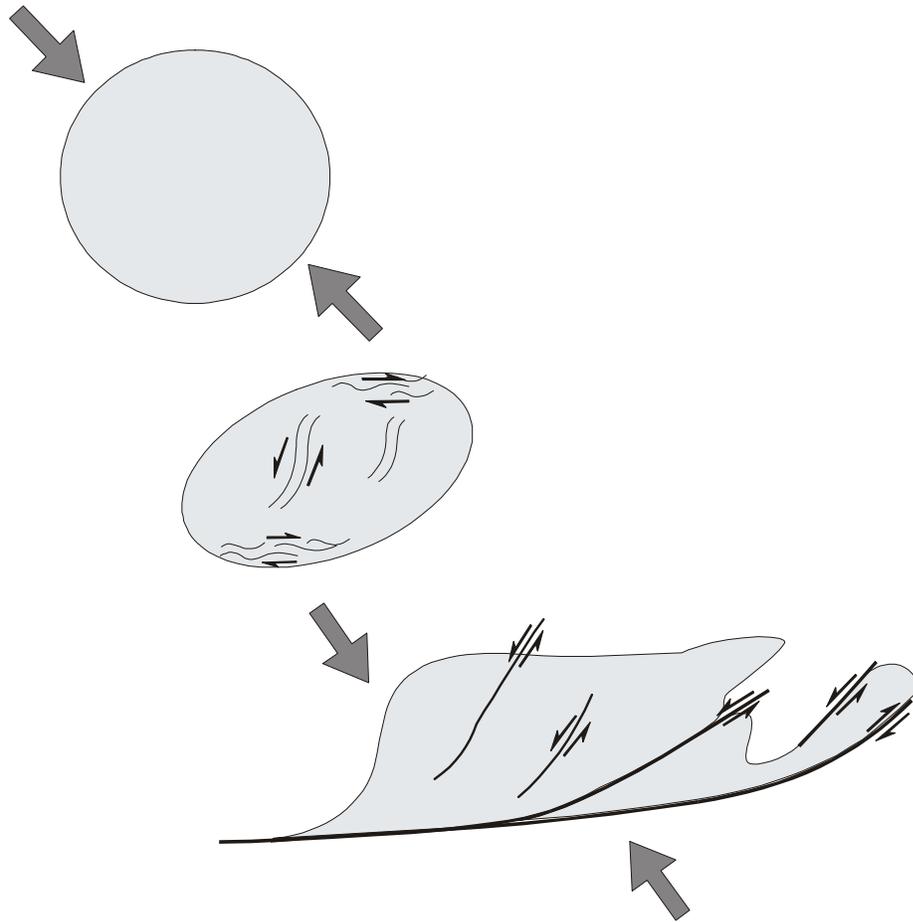


Figura 44 - Mapa exibindo traçado das foliações magnéticas do Batólito Brejo da Madre de Deus.



---

Figura 45 – Modelo de evolução estrutural do Batólito Brejo da Madre de Deus.

### 7.3- Implicações Regionais

O BBMD é limitado ao sul pela ZCPE, interpretada como limite entre os terrenos PE-AL e Capibaribe (Santos e Medeiros, 1997). Datações Pb-Pb apresentadas neste trabalho, no entanto, mostraram idades similares (~2 Ga) para as rochas encaixantes (ortognaisses) a norte e a sul do BBMD, evidenciando que sua intrusão não ocorreu ao longo do contato de terrenos.

Apesar das características químicas do BBMD serem semelhantes à de magmas cálcio-alcálicos, não existem evidências de zonas de subducção. Vários autores vêm destacando as semelhanças químicas e petrológicas dos granitóides nos diferentes setores da Província Borborema. Uma das feições principais para o magmatismo Brasileiro na porção central da província são os dioritos da associação cálcio-alcálica potássica (Mariano et al., 1999; Neves et al., 2000) e sienitos shoshoníticos (Guimarães e Silva Filho, 1998) e ultrapotássicos (Ferreira e Sial, 1993). Todas estas rochas apresentam características geoquímicas e isotópicas que indicam origem por fusão parcial de manto litosférico antigo metassomatizado. Se a província Borborema tivesse sido acrescida de vários terrenos, não seria esperada característica tão semelhante para o manto litosférico em diferentes setores. Tanto os granitóides como as rochas derivadas do manto sugerem a existência de uma litosfera continental homogênea abaixo de grande parte da Província Borborema.

A ZCPE aparentemente pós-data o alojamento do BBMD e, portanto, não deve representar um limite entre terrenos distintos. Já que a ZCPE é subdividida em cinturões de alta e baixa temperatura e é posterior ao alojamento do batólito Caruaru-Arcoverde (Neves e Mariano, 1999), do qual o BBMD é parte integrante. Como foi dito anteriormente, datações nas encaixantes a norte e a sul mostram a mesma idade. Estes dados sugerem que a ZCPE não é limite ou retrabalhou limites entre terrenos tectono-estratigráficos.

## CAPITULO VIII

### CONCLUSÕES

---

Os dados obtidos no decorrer deste trabalho, com as diversas etapas de campo e estudos petrográficos, estruturais e geoquímicos, nos permitem as seguintes considerações:

- O batólito Brejo da Madre de Deus (BBMD) corresponde à porção central do batólito cálcio-alcálico de alto potássio Caruaru-Arcoverde, localizado ao norte da zona de cisalhamento Pernambuco Leste. É intrusivo em ortognaisses graníticos, dioríticos e migmatitos, na parte norte, e em ortognaisses e micaxistos na parte sul. O BBMD é composto por anfibólio biotita monzogranito a sienogranito grosso a porfirítico (sendo esta a fácies dominante com cerca de 70% do volume total do batólito), anfibólio biotita sienogranito equigranular médio, e quartzo diorito.

A fácies dominante exibe fenocristais de feldspato potássico com até oito cm de comprimento, plagioclásio, biotita, anfibólio, quartzo, apatita, zircão e opacos, e apresenta enclaves de quartzo dioritos alongados seguindo a direção NE-SW. O anfibólio biotita sienogranito equigranular médio ocorre na borda oeste do batólito, com mineralogia de plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, biotita, anfibólio, zircão, apatita e bastante titanita. Exibe enclaves angulosos de quartzo diorito e ausência de deformação tectônica. As relações de campo mostram tratar-se de uma fácies mais tardia. O quartzo diorito ocorre na porção nordeste do BBMD exibindo feições de contemporaneidade com o magma porfirítico, na porção noroeste (próximo à falha de Xucurú), como enclaves e como diques sinplutônicos com orientação NE-SW concordante com as estruturas regionais. Diques dioríticos ocorrem ainda associados com a ZCPE, na porção sul do batólito.

- Geoquimicamente as rochas graníticas do batólito Brejo da Madre de Deus apresentam assinatura cálcio-alcálica de alto potássio, caráter metaluminoso, e teores de sílica variando de 65 a 70% para a fácies equigranular médio, 68 a 72%

para a fácies porfírica. Os teores de  $K_2O$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $Na_2O$ , variam, respectivamente, de 5 a 7%; 1 a 4%; 0,3 a 1,5%; e 2,8 a 4,5% para as fácies félsicas. Na fácies máfica, o teor médio de sílica situa-se e em torno de 58% e os valores de  $K_2O$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $Na_2O$ , variam, respectivamente, de 2,64 a 5,77%; 3,04 a 7,4%; 1,2 a 3,85%; e 3,11 a 4,35% .

Os padrões de elementos terras raras mostram que tanto as rochas máficas como as félsicas do BBMB são enriquecidas em ETRL em relação aos ETRP, com discreta anomalia negativa de Eu e uma certa horizontalização do ETRP, indicando que houve pouco fracionamento destes últimos elementos. Os aranhogramas exibem picos de Rb, Th, K, La, Ce, Zr, Sm, Gd e depressões de Ba, Nb, Sr e Ti tanto nas fácies félsicas como na fácies máfica. Estes padrões são semelhantes à de rochas cálcio-alcálicas modernas associadas com zonas de subducção. Para esta área de estudo, contudo, não existe evidência no Brasiliano de zona de subducção. As depressões destes elementos podem, portanto, refletir que houve uma contaminação da fonte dos magmas com material possivelmente associado com zonas de subducção de idade paleoproterozóica.

- Os dados obtidos no estudo de ASM mostram que as foliações magnéticas são concordantes com as foliações magmáticas. Em conjunto sua trama sugere que a cristalização do BBMD ocorreu durante um regime transpressivo, com a foliação magmática rotacionando progressivamente para a orientação de zonas miloníticas dextrais e sinistrais que ocorrem na porção sul e interna do batólito, respectivamente.

- Os dados geocronológicos Pb-Pb para o BBMD mostram que duas amostras da fácies dominante apresentam idades mínimas de cristalização  $591 \pm 5$  Ma e  $587 \pm 5$  Ma, e para a fácies mais tardia uma idade média de  $583 \pm 5$  Ma. As idades da fácies dominante do BBMD são similares a idade U-Pb ( $588 \pm 12$  Ma) determinada para o granito Fazenda Nova (porção leste do batólito Caruaru-Arcoverde), demonstrando a similaridade entre os métodos Pb-Pb e U-Pb. O método comprova a idade mais jovem da fácies equigranular.

As idades de  $2072 \pm 3$  M.a e  $2098 \pm 15$  M.a, (duas amostras de ortognaisses na parte norte) e  $2075 \pm 7$  M.a. (parte sul) indicam que as rochas encaixantes se

formaram no mesmo evento magmático. Estas idades transamazônicas são similares às obtidas por outros autores para o embasamento (porção central) da Província Borborema.

## CAPÍTULO IX

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- 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.
- ALMEIDA, F.F.M ; LEONARDOS JR., O.H.; VALENÇA, J. 1967. Granitic rocks of North-East South America. In: IUGS/Unesco Symp., Recife. *Spec. Publ.* Recife: IUGS/UNESCO. 41p.
- ALMEIDA, F.F.M., HASSUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A., 1981 – Brazilian structural provinces. An. Introduction. *Earth Science Reviews*, **17**, p. 1 – 29.
- ANSDELL K.M., KYSER T.K. 1991- Plutonism, deformation, and metamorphism in the Proterozoic Flin Flon greenstone belt, Canada: Limits on timing provided by the single-zircon Pb-evaporation technique. *Geology* **19**, 518-521.
- ARAÚJO, A.M.B., 1999 – Mapeamento Geológico, Caracterização Petrográfica e Anisotropia de Suscetibilidade Magnética do Granito Cabanas, Estado de Pernambuco – Relatório de Graduação – UFPE – Recife – 66p.
- ARCHANJO, C. J., OLIVER, P., AND BOUCHEZ, J.L., 1992 - Plutons granitiques du Seridó (NE du Brésil); écoulement magmatique parallèle à la chaîne révélé par leur anisotropie magnétique, Bull. Soc. Géol. France 163, 509-520.
- ARCHANJO, C. J., 1993 – Fabriques de plutons granitiques et déformation crustale du Nord-Est du Brésil. Une étude par anisotropie de susceptibilité magnétique de granite ferromagnétiques. Thèse de Doctorat, Université de Toulouse III, 168 p.
- ARCHANJO, C. J. - 1996. Susceptibilidade magnética e anisotropia mineral: Uma ferramenta para o estudo estrutural de plútons graníticos. XXXIX Cong. Bras. Geol., Salvador, *atas*. SBG, **1**:343-344.
- ARCHANJO, C.J. & BOUCHEZ, J.L., 1997 – Magnetic fabrics and microstructures of the post-collisional aegirine-augite syenite Triunfo pluton, northeast Brazil – In: *Journal of Structural Geology*, **vol.19**, n° **6**, pp. 849 to 860.
- BARBARIN, B. & DIDIER, J. 1982. - Genesis and evolution of mafic granular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Tran. R. Edinburgh*, **83**:145-153
- BARKER, F. 1979. -Tondjemites, dacites, and related rocks. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam. 659p.
- BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P., 1985. Petrogenetic interpretation rocks series using multicationic paraments. *Chem. Geol.* **48**:43-55.

- BLACK L.P. 1988- Isotopic resetting of the U-Pb zircon and Rb-Sr and Sm-Nd whole rock system in Enderby Land, Antarctica: Implications for the interpretation of isotopic data from polymetamorphic and multiply deformed terrains. *Precambrian Research* **38**, 355-365.
- BITTAR, S.M. B., 1999. Faixa Piancó-Alto Brígida: tectono-estratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes. São Paulo. Tese (doutorado) IGUSP 156p.
- BOUCHEZ, J.L., 1997 – Granite is Never Isotropic: An Introduction to AMS Studies of Granitic Rocks. In: J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton and W.E. Stephens (eds), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 95 – 112.
- BOUCHEZ, J.L., GLEIZES, G., DJOUADI, T. & ROCHETTE, P., 1993 – Microstructure and Magnetic Susceptibility Applied to Emplacement Kinematics of Granites: The Example of the Foix Pluton, French Pyrenées. *Tectonophysics*, **184**, p. 157 – 171.
- 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.
- BORRADAILE, G. J., 1987 Magnetic susceptibility: rock composition versus strain. *Tectonophysics* **138**, 327-329.
- BORRADAILE, G. J., 1988 Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain, *Tectonophysics* **156**, 1-20.
- 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.
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G., 1991 - Tectonic Evolution of South America During the Late Proterozoic, In: *Crustal Evolution in the Late Proterozoic* (edited by Stern, R.J. & Van Schmus, W.R.), *Precambrian Research*, **53**; p. 23-40;
- BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America. 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Rio de Janeiro*, pp. 151-182.
- BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W. R., SANTOS, E.J., CAMPOS NETO, M.C., KOZUCH, M., 1995 – O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: Integração de Dados, Implicações e Perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências* **25(4)**, p. 279-296.

- BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS W.R., SANTOS, E.J., 1999. Cariris Velhos Plutonism: A Grenvillian-Age (Rodiniam) Collisional Zone or a Rift Zone in Northeast South America. Fourth Hutton Symposium, Clermont Ferrand, France. **290**, p. 134.
- BRITO NEVES, B.B., NETO, C.C.M., VAN SCHMUS W.R., SANTOS, E.J., 2001. O "Sistema Pajeú-Paraíba" e o "Maciço" São José do Campestre no leste da Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*. **31**, 173-184.
- CABY, R., SIAL, A.N., ARTHAUD, M.H., VAUCHEZ, A., 1991. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. In: Dallmeyer, R.D., Lécorché, J.P. (Eds.), *The West African orogens and circum-Atlantic correlatives*, Springer, Berlin, 373-397.
- CABY, R., SIAL, A.N., ARTHAUD, M.H., AND ARCHANJO, C. J., 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano belts of Northeast Brazil: Geodynamic implications: *Jour. South Amer. Earth Sci.*, v. 8, p. 235-246.
- CARMICHAEL, R. S., 1982. Magnetic properties of minerals and rocks. In Carmichael, R. S. (Ed), *Practical handbook of physical properties of rocks and minerals*. CRC Press. Boca Raton., **2**: 229-287.
- 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. Walthon (eds), *Volcanism in Eastern Australia*. *Geol. Soc. Aust.*, N. S. W. Div. Publ. **1**: 165-183.
- CASTRO, A., MORENO-VENTAS, I. & DE LA ROSA, J. D. 1991. H-type (hibrid) granitoids: a proposed revision of the granite type classification and nomenclature. *Earth Sci. Rev. Amsterdam*. **31**: 237-253.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1992 – I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **83**: 1-26.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1974 Two contrasting granite types Pacific. *Geology*, **8**: 173-174.
- COLLINSON, D.W., 1983 *Methods in rock magnetism and paleomagnetism: techniques and instrumentation*, Chapman and Hall, London.
- CORREIA, P. B.; MARIANO, G.; NEVES, S. P.; SILVA FILHO, A. F., 1999 Caracterização magnética e estrutural dos granitóides do nordeste do Brasil, através da mineralogia e da anisotropia de susceptibilidade magnética. Relatório técnico científico CNPq.
- CORSINI, M., VAUCHEZ, A., ARCHANJO, C. J., JARDIM DE SÁ, E. F., 1991 – Strain transfer at a continental scale from a transcurrent shear zone to a

- transpressional fold belt: the Patos/Seridó belt system (northeastern Brazil). *Geology* **19**: 586-589.
- COURRIOUX, G., 1983 – Exemple de mise en place d'un leucogranite pendant le fonctionnement d'une zone de cisaillement: le granite hercynien de Puentedeume (Galice, Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **125**:301-307.
- COURRIOUX, G., 1987. Oblique diapirism: the Criffel granodiorite/granite zoned pluton (southwest Scotland), *J. Struct. Geol.* **3**, 313-330.
- CZAMANSKE, G. K. & WONES, D. R., 1973 Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway. Part 2. The mafic silicates. *Jour. Petrol.* **14**: 349-380.
- DALLMEYER, R.D., SIAL, A.N., LONG, L.E., MCMURRY, J., 1987 New Evidence for Polyphase Tectonothermal Evolution of the Brasiliano Orogeny, Northeastern Brazil. Geological Society of America Annual Meeting – Abstract With Program (Phoenix), p. 634.
- DANTAS, E.L., HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., 1998 Archean Accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **28** (2), p. 221-228.
- DAVISON, I. & SANTOS, R.A., 1989 – Tectonic Evolution of the Sergipano fold belt, NE Brazil, during the Brasiliano orogeny. *Precambrian Research* **45**, p. 319 – 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
- DE PAOLO, D. J. 1981 - A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Jour. Geophys. Res.* **86**:10470-10488.
- EBERT, H., 1970 – The Precambrian Geology of the Borborema belt, (State of Paraíba and Rio Grande do Norte, northeastern Brazil) and the origin of its mineral resources. *Geologisches Rundschau*, **59**, p. 1299 – 1326.
- EVANS K.V., FISHER L.B., 1986 - U-Pb geochronology of two augen gneisses terrains, Idaho-new data and tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences* **23**, 1919-1927.
- EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J., O'NIONS, R.K. 1978. - Rare-earth abundances in chondrite meteorites. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, **42**:1199-1212.

- FANNING C.M., FLINT R.B. PARKER A.J., LUDWIG K.R., BLISSETT A.H., 1988 - Refined Proterozoic evolution of the Gawler Craton, South Australia, through U-Pb zircon geochronology. *Precambrian Research* **40/41** 363-386.
- FERREIRA, V. P., & SIAL, A. N., 1993. - Mica-pyroxenite as probable source for ultrapotassic magmas in northeastern Brazil: Geochemistry and oxygen isotopes; *anais Acad. Bras. Cien.*, v. **65**, p. 51-61.
- FLINN, D., 1962. -On folding during three-dimensional progressive deformation, *Geol. Soc. London Quaterly Journal* **118**, 385-428.
- GAVA, A., NASCIMENTO, D.A., VIDAL, J.L.B., GHIGNONE, I., OLIVEIRA, E.P., SANTIAGO FILHO, A. L., TEIXEIRA, W., 1983 – Geologia, Mapeamento Regional. In: Folhas SC-24/25 – Aracaju/Recife, **30**, p. 27-252, texto e mapa. Projeto RADAMBRASIL, MME.
- GRAHAM, J. W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy: na unexploited petrofabric element, *Geol. Soc. Am. Abstr. Program* **65**, 1257-1258.
- GUIMARÃES, I. P. & DA SILVA FILHO, A. F., 1992 Evolução petrológica e geoquímica do Complexo Bom Jardim, PE. *Rev. Bras. de Geoc.*, **22(1)**: 29-42.
- GUIMARÃES, I. P. & DA SILVA FILHO, A. F., 1995 – Shoshonitic granitoids of the Borborema Province, NE Brazil. In: Hutton Symposium, Maryland, USA. Abstracts, p. 60.
- GUIMARÃES, I. P. & DA SILVA FILHO, A. F., 1998. Nd and Sr-isotopic and U-PB geocronologic constraints for the evolution of the shoshonitic Brasileiro Bom Jardim and Toritama complexes: Evidence for transamazonian enriched mantle under Borborema tectonic province, Brazil: *International Geology Review*, v.40, p.500-527.
- GUIMARÃES, I. P. & DA SILVA FILHO, A. F., ET AL 2000 – Granitoids marking the end of the Brasileiro Pan-African orogeny within the tectonic Domain of the Borborema Province. *Revista Brasileira de Geociências* **30**: 177-181.
- HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R., DANTAS, E.L., 1990 - Um Embasamento Transamazônico na Província Borborema. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Anais...Natal, SBG, **6**, p. 2683 – 2696.
- HANSON, G. N. 1990 The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Let.*, **38**: 26-43
- HARKER, A. 1990. The natural history of the igneous rocks. New York. Eds. Macmillan, 384 p.

- HIBBARD, M.J. 1978. Myrmekite as a marker between preaqueous phase saturation in granitic system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **90**: 1047-1062.
- 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.
- HROUDA, F., 1982 – Magnetic Anisotropy of Rocks and its Application in Geology and Geophysics. *Geophysical Surveys* **5**, p. 37-82.
- HUTTON, D.H.W., 1982. A tectonic model for the emplacement of the Donegal granite, NW Ireland, *J. Geol. Soc. London* **139**, 615-631.
- HUTTON, D.H.W., 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Trans. Royal Society of Edinburgh*, **79**, 245-255.
- INNOCENTI, P., MANETTI, P., MAZZUOLI, R., PASQUARELE, G., VILLARI, L. 1982. Anatolia and North-western Iran. In: Ric Wood, P. C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams with use of major and minor elements. *Lithos*, Amsterdam, **22**: 247-263.
- 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.
- ISHIHARA, S. 1977 - The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, **27**: 293-305
- JARDIM DE SÁ, E.F., 1984 - A evolução Proterozóica da Província Borborema. XI Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, Atas, 297-316.
- JARDIM DE SÁ, E.F., 1994 - A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan africana. Tese de Doutorado, Inst. Geoc. UnB. 804 p.
- JELINEK, V., 1981 – Characterization of the Magnetic Fabrics of Rocks. *Tectonophysics*, **79**, p. 63 – 67.
- KARABINOS P., GROMET L.P. 1993 - Applications of single-grain zircon evaporation analyses to detrital grain studies and age discrimination in igneous suites. *Geochimica Cosmochimica Acta* **57** 4257-4267.
- KOBER B. 1986 - Whole grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age investigations on single zircons using a double filament source. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **93**, 482-490.

- KOBER B. 1987 - Single grain evaporation combined with Pb+ emitter bedding for 207Pb/206Pb investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **96**, 63-71.
- KOBER B., PIDGEON R.T. , LIPPOTT H.J. 1989 - Single grain dating by step-wise Pb evaporation constrains the Archean history of detrital zircons from the Jack Hills, Western Australia. *Earth and Planetary Science Letters* **91**, 286-296.
- KRONER A., JAECKEL P., WILLIAMS I.S. 1994 - Pb-loss patterns in zircons from a high-grade metamorphic terrain as revealed by different dating methods: U-Pb and Pb-Pb ages for igneous and metamorphic zircons from northern Sri Lanka. *Precambrian Research* **66**, 151- 181.
- KUNO, H. 1968 Differentiation of basalt magmas. In HESS, H. H. & POLDERVAART (Eds). Basalt composition. 2 *Interscience*, New York, N. Y. 623-688.
- LA ROCHE, H. 1978. La chimie des roches presentee et interpretée d'après la structure de leur facies mineral dans l'espace des variables chimiques: fonctions specifiques et diagrammes qui en deduisent. Application aux roches ignes. *Chem. Geol.*, **21**:63-87.
- LAUNEAU, P. 1990 – Analyse numérique des images et orientations préférentielles de forme des agrégats polyphasés : application à l'analyse cinématique des granites. Unpublished Thèse de Doctorat, Université de Toulouse.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982 Plutonic rocks types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. In: R. Brousse and J. Lameyre (Eds) *Magmatology Jour. Volcanol. Geother. Res.*, **14**: 169-186.
- LE MAITRE, R.W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford. 193p.
- MACNULTY B.A., TOBISCH O.T., CRUDEN A.R., CILDER, S. 2000 Multistage Emplacements of the Mount Givens pluton, Central Sierra Nevada batholith, California. *GSA Bulletin*: January,; **V.112**; n°1;p.119-135;
- MANIAR, P.D & PICOLLI. P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**(5): 635-643.
- MARIANO, G., NEVES, S. P., SILVA FILHO, A. F., GUIMARÃES, I. P., 1999 Dioritos da Associação Potássica Cálcio-Alcalina, Província Borborema, NE Brasil: Geoquímica do Manto Litosférico e Implicações para o Conceito de Terrenos – Anais do V Congresso de Geoquímica dos Países de Língua

- Portuguesa & VII Congresso Brasileiro de Geoquímica, Porto Seguro, Bahia. 543-546.
- MARIANO, G., NEVES, S. P., SILVA FILHO, A. F., 2001. Diorites of the High-K Calc-Alkalic Association: Geochemistry and Sm-Nd Data and Implications for the Evolution of the Borborema Province, Northeast Brazil. *International Geology Review*. V. 43 p.921-929.
- MEDEIROS, V.C., 1998 – Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Carta Geológica. Escala 1:500.000 (Folha SC. 24-X Aracaju – SE). Estados da Paraíba e Pernambuco. Brasília, CPRM.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1985) Magmas and magmatic rocks. An introduction to igneous petrology. *Longman Sci. & Techn*: 266p.
- MORRISON, G.W. (1980) Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, **13**: 97-108.
- NAKAMURA, N. 1974 – Determinação of REE, Ba, Fe, Mg, Na e K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Et Cosmochim. Acta*, **38**: 757-775.
- NEVES, S.P., 1986 – Petrologia e Geoquímica dos Stocks Graníticos de Serrita, Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências* **16 (1)**, p. 86 – 94.
- NEVES, S.P., 1996 – Étude des Relations Entre Magmatisme et Zones de Cisaillement Lithosphériques: Exemple des Décrochements de Pernambuco et Fazenda Nova, État de Pernambuco, Brésil. Université de Montpellier-II, Montpellier, France – Tese de Doutorado, 243 p.
- NEVES, S.P., 1999 – The Significance of Magmatic Fabrics in Granites: Insights from Granitoid plutons of Northeast Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **71 (1)**.
- NEVES, S.P., 2000. Província Borborema: uma colagem de terrenos ou orógeno intracontinental? - XVIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife, Resumos, 139.
- NEVES, S.P. & MARIANO, G., 1997 – Segmentação Lateral da Porção Leste do Lineamento Pernambuco: Implicações Tectônicas. XVII Simpósio de Geologia do Nordeste. Fortaleza – CE, **15**, Sessão 1, p. 91 – 94.
- NEVES, S.P. & MARIANO, G., 1999 – Assessing the Tectonic Significance of a Large-Scale Transcurrent Shear Zone System: The Pernambuco Lineament, Northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology* **21**(1999). 1369-1383.
- NEVES, S.P. & MARIANO, G., 1999 – Development of Right-Stepping Shear Zones in Dextral Shear: An Example From Northeastern Brazil. *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Sessão **5**, p. 45 – 48.

- NEVES, S.P. & VAUCHEZ, A., 1995 – Magma Emplacement and Shear Zones Nucleation and Development in Northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco Shear Zones, State of Pernambuco). *Journal of South American Earth Sciences* **9**, p. 289 – 298.
- NEVES, S.P., VAUCHEZ, A., ARCHANJO, C.J. 1996 - Shear Zone-Controlled Magma Emplacement or Magma-Assisted Nucleation of Shear Zones ? Insights From Northeast Brazil - *Tectonophysics* **262** (1996), 349-364.
- PAGE R.W., BELL T.H. -1985- Isotopic and structural response of granites to successive deformation and metamorphism. *Journal of Geology* **94**, 365-379.
- PATIÑO DOUCE, A. E. 1995 Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of hih-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. & NORRI, M. J. (Eds), *Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Nantwinch*, 231-249.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks *Journ. 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.
- RAPP, R. P. & WATSON, E. B., 1995 – Dehydration melting of metabasalt at 8-32 Kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.*, **36**: 831-891.
- ROBERTS, M., & CLEMENS, J., 1993. Origin of high-potassium, calc alkaline, I-type granitoids: *Geology*, v.21, p. 825-828.
- ROCHETTE, P., JACKSON, M., AUBOURG, C., 1992 – Rock Magnetism and the Interpretation of Anisotropy of Magnetic Susceptibility. *Rev. Geophys.*, **30**, p. 209 – 226.
- RUSHMER, T., 1991 – Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **107**: 41-59.
- SÁ, J.M.; BERTRAND, J.M.; LETERRIER, J. 1997. Geocronologia U-Pb e geoquímica de ortogneisses Paleo e Mesoproterozóicos da região de Taquaritinga-PE. In: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 17, *Res Exp.*, 108-112.

- 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.
- SANTOS, E.J., 1999. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Carta Geológica, escala 1:250.000 (Folha SC. 24-X-A Belém do São Francisco). Brasília, CPRM. 154p.
- SANTOS, E.J., 1996 – Ensaio Preliminar Sobre Terrenos e Tectônica Acrescionária na Província Borborema. Congresso Brasileiro de Geologia, Resumos Expandidos, **39**, **6**, p. 47 – 50.
- SANTOS, E.J. & BRITO NEVES, B.B., 1984 – Província Borborema. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (Eds) – O Pré-Cambriano do Brasil. E. Blucher, p. 123 – 186.
- SANTOS, E.J., MEDEIROS, V.C. 1997. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Zona Transversal Domain, Borborema Province, NE Brazil. In: In: Int. Symp. Gran. Assoc. Mineral. 2, Ext. Abst. 237-239.
- SANTOS, E.J. & MEDEIROS, V.C., 1999 - Constraints From Granitic Plutonism on Proterozoic Crustal Growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. Revista Brasileira de Geociências, **29** (1): 73 - 84.
- SANTOS, E.J., BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., 1994 – Investigação Geocronológica U/Pb e Sm/Nd em Zona de Colisão Múltipla de Arcos na Região de Floresta (PE), Faixa Pajeú-Paraíba, Província Borborema. Congresso Brasileiro de Geologia, **38**, **1**, p. 247 – 249.
- SANTOS, E.J., BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., 1995 – O Complexo Granítico Lagoa das Pedras: Acreção e Colisão na Região de Floresta/PE, Província Borborema. In: Simpósio de Geologia do Nordeste (Bol.14, V.2), p. 401-406.
- SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D.A., DERZE, G.R., E ASMUS, H.E., 1981 – Geologic Map of Brazil and Adjoining Ocean Floor Including Mineral Deposits, scale 1: 2.500.000. Departamento Nacional de Produção Mineral, MME.
- SHAND, S.J. 1943. Eruptive rocks T.Murby and co, London. 444p.
- SHAND, S. J. 1950 – Eruptive rocks their genesis, composition, classification and their relation to ore deposit. 4 ed., London, 488p.
- SIAL, A. N. 1984a - Liotgeoquímica 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. 1984b - Padrão regional de isótopos de oxigênio em granitóides do espaço Cachoeirinha, Nordeste do Brasil. In: XXXIII Cong. Bras. Geol., *Anais*. Rio de Janeiro: SBG, 2710-2722.

- SIAL, A. N. 1986 - Granite-types in Northeast Brazil: Current Knowledge. *Rev. Bras. Geoc.*, **16** (1): 54-72.
- SIAL, A. N., 1987 – Granitic Rocks in Northeast Brazil. – Intern. Symp. Granites Assoc. Mineraliz., Ext. Abstr. Vol **61-69**.
- SIAL, A. N. & FERREIRA, V. P. 1988 Brasiliano age peralkaline plutonic rocks of the Central Structural Domain, northeast Brazil. *Rend. Soc. Ital. Mineral. & Petrol.*, **43**(2): 307-342.
- SIAL, A. N. & FERREIRA, V. P. 1990 - Granitoids in Northeastern Brazil: Oxygen and sulfur isotope compositions and depths of emplacement. *Journ. South. Am. Earth. Sci.*, **3**(2-3): 103-112.
- SIAL, A. N.; FERREIRA, A.; MARIANO, G., 1990 - Granitóides do Domínio Estrutural Central, Nordeste do Brasil. In: Congr. Bras. Geol., **33**, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, 3337-3347.
- 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.
- SILVA, E. R., 2000 – Estudo do Fabric Magnético, Estruturas Magmáticas e Mecanismos de Alojamento do Plúton Granítico de Itaporanga (PB) – Dissertação de Mestrado – UFRN – Natal. 110p.
- STACEY F. D., 1960 – Magnetic anisotropy of igneous rocks. *J. Geophys. Res.* **65**: 2429-2442.
- STACEY J.S., KRAMER J.D. 1975 - Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planetary Science Lett.ers* **26**, 207-221.
- 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.

- TAKAHASHI, M.; ARAMAKI, S.; ISHIHARA, S. 1980. Magnetite series/ ilmenite-series vs I-type/ S-type granitoids. *Mining. Geolo. Spec.*, 8: 13-28.
- TAYLOR, S. R., 1965 – The application of trace element data to problems in petrology. In: L.H. AHRENS, K. RANKAMA, S.K. RUNCON (Editors), *Physics and Chemistry of the Earth*. London. Pergamon Press. pp. **V. 6**, 133-213.
- 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.
- VAUCHEZ, A. & EGÍDIO SILVA, M., 1992 – Termination of a Continental-Scale Strike-Slip Fault in Partially Melted Crust. The West-Pernambuco Shear Zone, Northeast Brazil. *Geology* **20**, p. 1007 – 1010.
- VAUCHEZ, A., NEVES, S.P., CABY, R., CORSINI, M., EGÍDIO-SILVA, M., ARTHAUD, M., AMARO, V., 1995 – The Borborema Shear Zone System, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8** (3/4), p. 247 – 266.
- WILSON, M. 1989 – *Igneous Petrogenesis*. London, Unwin Hyman, 466p.
- WOOD, D.A., JORON, J.L., TREUIL, M.A. 1979. Re-appraisal of the use of trace elements to classify & discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci., Lett., Amsterdam*, 45(2):326-336.
- ZORPI, M.J.; COULON, C.; ORSINI, J.B.; COCIRTA, C. 1989 Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, **157**:315-329

## **ANEXOS**

FOLIAÇÕES E LINEAÇÕES MAGMÁTICAS					
AFLORAMENTO	FOLIAÇÃO	LINEAÇÃO	AFLORAMENTO	FOLIAÇÃO	LINEAÇÃO
SM01	Sp=260AZ/SBV	Lx=06/120AZ	SM35	C=55AZ/75 NNW	
SM02	Sp=230AZ/68 NNW	Lx=54/94AZ	SM37	S/C=25AZ/72 NNW	
SM03	Sp=85AZ/45 NNW		SM38	C=35AZ/65 SE	
SM04	Sp=70AZ/SBV; 76AZ/SBV	Lx=03/88AZ	SM42	S=125AZ/50SW; 75AZ/13 SE	
SM05	S=45AZ/72 N;83AZ/68 N	Lx=08/62AZ	SM41	C=35AZ/70 NW	
SM08	S <sub>HG</sub> =85AZ/SBV		SM40	S=90AZ/35 N	L <sub>(KF)</sub> =45/360AZ
SM11	S <sub>HG</sub> =65AZ/78 SSE		SM43	C=20AZ/80 SE	
SM15	S=180AZ/16 W		SM44	S <sub>GROSSO</sub> =180AZ/SBV S <sub>FINO</sub> =55AZ/30 NW	
SM16	Sp=100AZ/55S W		SM45	S=55AZ/85 NW	
SM17	Sp=20AZ/38 SE 358AZ/35 NE		SM46	S=40AZ/34 NW 45AZ/50 NW	L <sub>(KF)</sub> =45/310AZ; 25/300AZ
SM18	S=55/52 NW C=80/65 N		SM48	S=75AZ/68 NNW 70AZ/70 NNW	
SM19	S=45/5 8SE		SM49	C=105AZ/80 NNE	L <sub>(KF)</sub> =42/275AZ; 60AZ/280AZ
SM20	S=45/75 NW 40/60S	Lx=08/265AZ; 12/252AZ	SM60	S=50AZ/58 SE	
SM21	S/C=40/58 SE		SM51	S=50AZ/62 NE	L <sub>(KF)</sub> =28/230AZ; 25/230AZ
SM22	Sp=90AZ/85 S		SM52	C/S=60AZ/SBV	L <sub>(KF)</sub> =470AZ
SM23	Sp=90AZ/70 SSW	Lx=10/280AZ	SM53	S/C=250AZ/68 NNW 80AZ/68 NNW	L <sub>(KF)</sub> =30/270AZ;23/260AZ
SM24	Sp=75AZ/60 N		SM54	S/C=85AZ/68 NNW	
SM25	S/C=89/SBV		SM55	S/C=90AZ/SBV	
SM26	Sp=90AZ/70 N		SM56	S/C=260AZ/55 SE	
SM28	C=40AZ/80;85AZ/SBV		SM57	S=295AZ/SBV	
SM29	Sp=60AZ/70 N; 65AZ/75N; 65AZ/70 N	Lx=10/75AZ;06/70AZ	SM58	S=95AZ/SBV	
SM30	S/C=85AZ/80 NNW; 85AZ/70 NNW		SM59	C=140AZ/60 SW 145AZ/52 SW	L <sub>(KF)</sub> =48/240AZ
SM31	S=70AZ/65 NNW C=70AZ/65 NNW		SM61	S=140AZ/28 SW	
SM32	S=50AZ/SBV C=85/85 SSE		SM63	S=30AZ/65 NNW 30AZ/70 NW	
SM33	C=85AZ/80 SSE		SM64	S=50AZ/78 NW 50AZ/70 NW	L <sub>(KF)</sub> =12/215AZ
SM34	C=45AZ/SBV		SM65	S=65AZ/85 NNW	L <sub>(KF)</sub> =10/240AZ

Anexo 1- Tabela com foliações e lineações Magmáticas e Tectônicas

FOLIAÇÕES E LINEAÇÕES MAGMÁTICAS					
AFILAMENTO	FOLIAÇÃO	LINEAÇÃO	AFILAMENTO	FOLIAÇÃO	LINEAÇÃO
SM66	S=75AZ/30 SW		SM95	C=85AZ/SBV S=65AZ/82 SE	L <sub>(KF)</sub> =10/85AZ
SM67	S=360AZ/75 W	L <sub>(KF)</sub> =22/180AZ	SM96	S=55AZ/65 SE	
SM69	S=180AZ/10 W		SM97	S=80AZ/85 N	
SM70	S=180AZ/08 W 195AZ/08 NW		SM98	C=55AZ/SBV	
SM71	S=50AZ/20 NW; 50AZ/25 NW; 55AZ/260 NW;55AZ/38 NW 55AZ/34 NW		SM99	S=338AZ/11 SE S=35az/12 SE; 45AZ/60 SW <small>ortogramodiorítico</small>	
SM72	S=50AZ/28 NW		SM100	S=18AZ/08 SE	
SM73	S=260/SBV		SM101	S=177AZ/34 E	
SM74	S=85AZ/70 S		SM102	S=325AZ/44SW; 350AZ/38SW	
SM75	S=88AZ/85 N		SM103	S=100AZ/40 S	
SM76	S=75AZ/84 SSE		SM105	S=25AZ/SBV; 30AZ/SBV; 35AZ/SBV	
SM77	S=210AZ/56 SSE		SM106	S=105AZ/58 N	L <sub>(KF)</sub> =35/250AZ
SM78	S=65AZ/62 S		SM114	S=305AZ/SBV; 245AZ/71 SW	
SM79	S=120AZ/6 SSE		SM115	S=342AZ/63 SW;338AZ/70 E S <sub>DIQUE</sub> =42AZ/55 NW	
SM80	S=90AZ/64 S		SM118	S=85AZ/65 S	
SM81	S=65AZ/SBV		SM119	S=98AZ/60 SSW	
SM83	S=40AZ/SBV	L <sub>(KF)</sub> =12/48AZ	SM120	S <sub>GROSSO</sub> =72AZ/51 S S <sub>FINO</sub> =240AZ/51 S	
SM84	S=40AZ/75 SE		SM122	C=08AZ/76 E;S=42AZ/70 SE	
SM85	S=63AZ/28 S	L <sub>(KF)</sub> =68/06AZ	SM131	C=65AZ/66 NNW; S=68AZ/70 NNW	
SM87	S=60AZ/29 SE		SM135	S=75AZ/72 NW	
SM88	C=103AZ/89 N;95AZ/85 N S=78 <sup>^</sup> Z/72 NW;85AZ/55 S		SM133	C=67AZ/SBV;57AZ/SBV S=50/SBV;70/SBV;48A	L <sub>(KF)</sub> =10/250AZ
SM89	S=58 <sup>^</sup> Z/65 NNW;76AZ/84N C=96AZ/SBV S/C=75AZ/80 N;70AZ/85 N		SM137	C=68/SBV;60/SBV;85/SBV S=46AZ/70 NW;70AZ/82 NW	
SM90	S=92AZ/75 S;94AZ/88 S	L <sub>(KF)</sub> =14/98AZ	SM138	S=50AZ/42 NW;68AZ/46 NW	

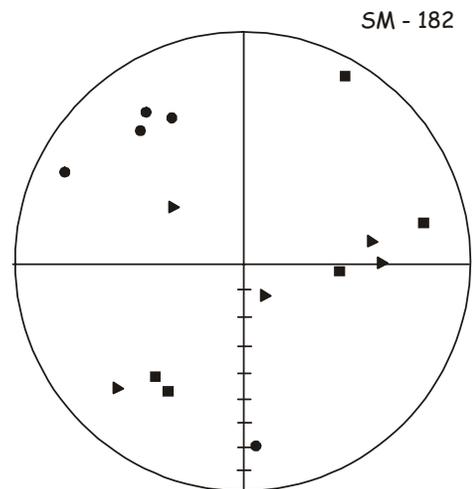
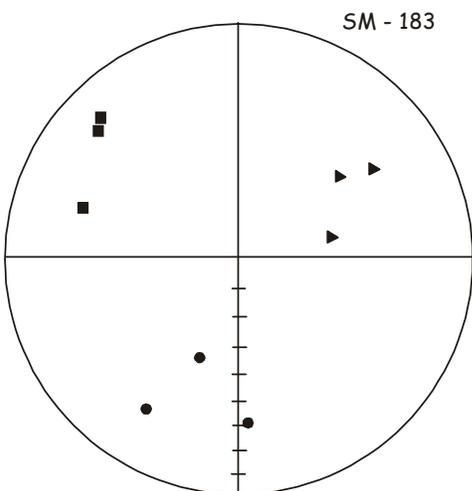
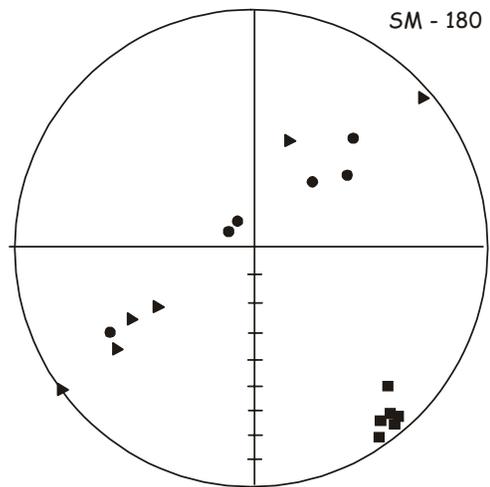
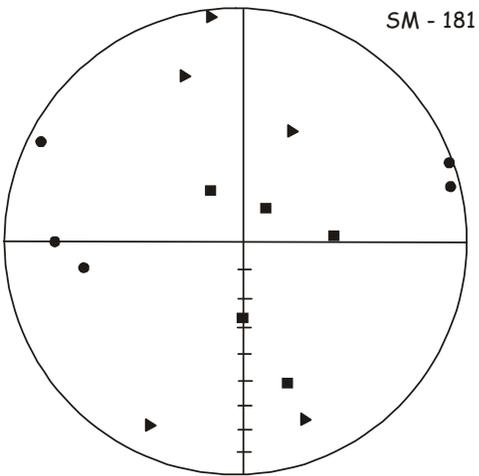
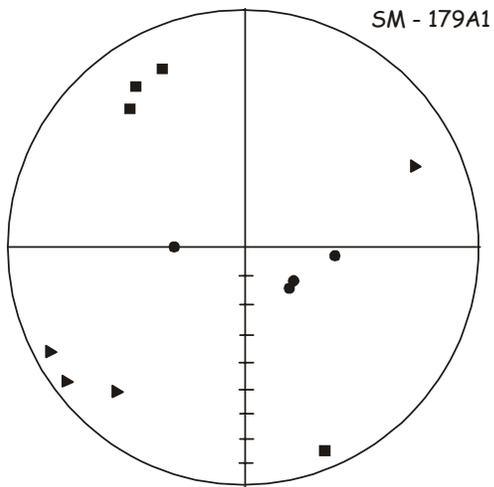
Continuação - Tabela com foliações e lineações Magmáticas e Tectônicas

FOLIAÇÕES E LINEAÇÕES MAGMÁTICAS					
AFLORAMENTO	FOLIAÇÃO	LINEAÇÃO	AFLORAMENTO	FOLIAÇÃO	LINEAÇÃO
SM91	S=95AZ/80 N;90AZ/81 N C=110AZ/75N/100AZ/75 N	L <sub>(KF)</sub> =08/282AZ	SM136	S=55AZ/26SE; C=28AZ/75 SE S=46AZ/70 NW;70AZ/82 NW	
SM92	S=92AZ/72 N;90AZ/75 N	L <sub>(KF)</sub> =14/78AZ	SM139	S=50AZ/72 SE;65AZ/62 SE	
SM93	S=75AZ/86 N; 78AZ/88 N		SM140	S=55AZ/24 NW	
SM94	C=65AZ/SBV S=65AZ/82 SE		SM141	S=115AZ/54 NE	
SM144	S=262AZ/84 N; 86AZ/73 NW	L=02/257AZ;04/86AZ			
SM145	C=30AZ/25 SW S=25AZ/50 SE; 30AZ/45 SE				
SM147	S=62AZ/58 NW;78AZ/52 NW				
SM148	S=355AZ/25 SW				
SM150	S=175AZ/64 W				
SM151	S=50AZ/45 SE;57AZ/55 SE				
SM152	S=116AZ/30 SW				
SM134	S=48AZ/86 SE;56AZ/82SE				
SM155	S=77AZ/60 SE; 75AZ/02 NNW				
SM156	F=200AZ/74 SE S <sub>CINZA</sub> =30AZ/44 NE	02/219AZ ESTRIAS DA FALHA			
SM157	C=191AZ/76 E S=20AZ/56 SE;26AZ/58 SE				
SM158	S=67AZ/75 SE				
SM160	C=230AZ/67 SE				
SM161	C=280AZ/25 SW; 275AZ/39 SW	L=12/260AZ			
SM162	C=298AZ/30 SW				
SM163	C=93AZ/33 SW				

Continuação - Tabela com foliações e lineações Magmáticas e Tectônicas

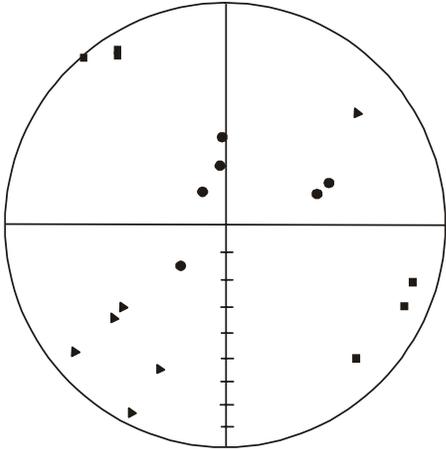
ESTAÇÕES	K1(AZ, $\alpha$ )	K2(AZ, $\alpha$ )	K3(AZ, $\alpha$ )	KM(X10 <sup>-3</sup> )	P	T
Sm-107	108/75	309/14	218/05	18,86	1.214	0.288
Sm- 70	201/08	98/58	296/31	24,57	1.114	0.504
Sm- 109	353/58	146/30	243/12	20,50	1.119	-0.074
Sm- 110	16/40	119/15	225/46	0.496	1.071	0.687
Sm- 09	290/66	60/16	155/17	8.19	1.177	-0.352
Sm- 10	230/27	130/36	115/39	15.25	1.090	-0.331
Sm- 113	38/22	295/30	158/51	0.231	1.063	0.360
Sm- 105	257/02	45/88	167/01	3.162	1.033	0.272
Sm- 117	235/47	34/10	117/23	2.096	1.075	-0.148
Sm- 120	88/11	180/40	338/48	4.770	1.144	0.201
Sm- 43	37/54	227/36	134/05	5.019	1.220	-0.008
Sm- 122	146/76	47/02	317/14	0.163	1.080	-0.325
Sm- 46	126/16	261/68	32/15	9.346	1.225	0.516
Sm- 12	82/23	143/37	159/39	27.19	1.476	0.875
Sm- 126	96/69	304/19	211/09	6.615	1.216	0.196
Sm- 127	209/07	302/23	104/66	12.45	1.133	-0.047
Sm- 128	225/31	317/03	51/59	0.106	1.075	-0.512
Sm-129	65/05	333/20	169/69	20.46	1.193	-0.356
Sm- 65	256/0	166/22	347/68	19.45	1.094	-0.953
Sm-134	65/05	156/15	48/07	3.87	1.125	-0.348
Sm-138	160/40	206/38	130/10	3.65	1.097	-0.293
Sm-139	243/68	72/22	340/03	2.60	1.058	-0.082
Sm-141	98/34	165/45	249/26	3.57	1.159	-0.624
Sm-142	30/57	174/28	273/16	1.11	1.121	0.345
Sm-147	244/68	97/19	03/11	1.47	1.138	0.267
Sm-148	355/61	198/28	103/10	0.93	1.047	0.128
Sm-149	35/20	145/43	287/40	0.185	1.074	0.424
Sm-150	63/49	260/40	162/09	0.119	1.049	0.142
Sm-151	48/05	290/79	139/10	0.127	1.041	-0.437
Sm-152	65/27	213/59	328/14	0.321	1.046	-0.027
Sm-153	50/25	252/30	325/21	0.346	1.095	-0.385
Sm-155	30/30	210/25	289/19	0.588	0.989	-0.645
Sm-37	204/18	310/39	95/45	3.583	1.110	0.043
Sm-58	117/83	337/5	247/04	13.88	1.233	-0.605
Sm-164	45/4	135/9	292/80	21.06	1.186	-0.347
Sm-166	234/12	138/26	346/61	19.88	1.203	-0.030
Sm-170	282/13	13/07	130/75	7.95	1.206	0.164
Sm-171	45/78	135/10	235/20	3.82	1.114	-0.183
Sm-172	55/32	261/55	153/12	19.46	1.443	-0.391
Sm-173	65/38	225/50	237/10	0.176	1.057	-0.553
Sm-174	195/53	303/13	42/34	6.84	1.408	-0.351
Sm-175	204/52	55/34	314/15	0.193	1.021	-0.215
Sm-176	267/37	12/19	123/47	21.13	1.322	-0.252
Sm-177	07/10	267/46	106/43	2.77	1.066	0.289
Sm-178	66/0	336/15	157/75	3.56	1.150	-0.498
Sm-179	49/22	160/42	299/40	1.72	1.074	-0.355
Sm-180	51/08	143/15	294/72	9.96	1.095	-0.546
Sm-181	35/78	268/07	176/09	16.14	1.089	-0.131
Sm-182	357/52	130/28	233/23	7.95	1.145	0.352
Sm-183	217/23	327/39	104/48	6.61	1.122	-0.293

Anexo 2 -Tabela com as estações de ASM e os valores de K<sub>1</sub>, K<sub>2</sub>, K<sub>3</sub>, P e T.

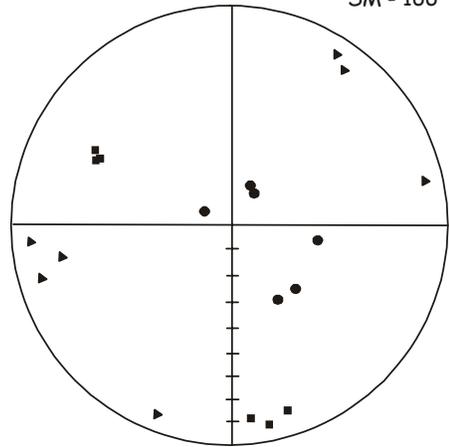


Anexos 3 - Estereogramas com os dados de K1, K2, K3, dos afloramentos com Anisotropia de Susceptibilidade Magnética.

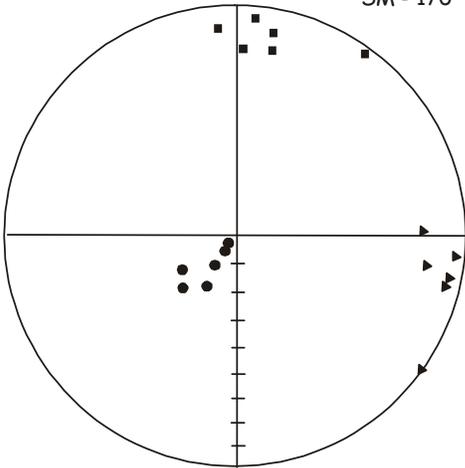
SM - 164



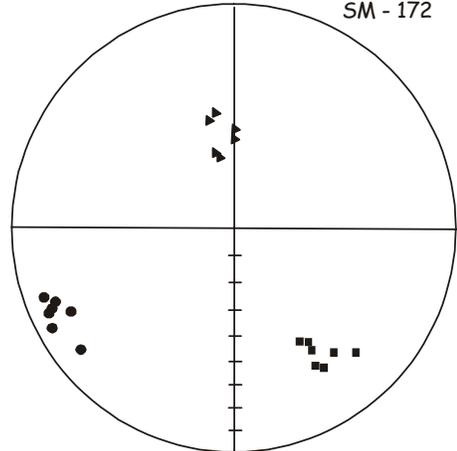
SM - 166



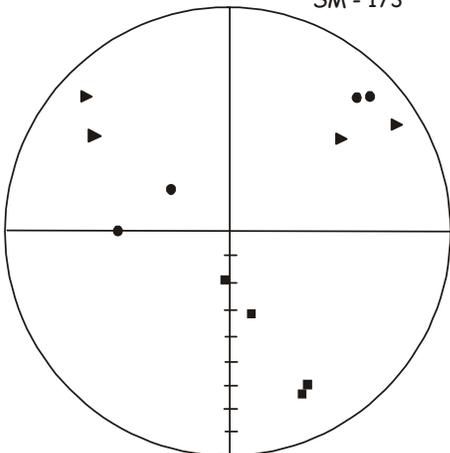
SM - 170



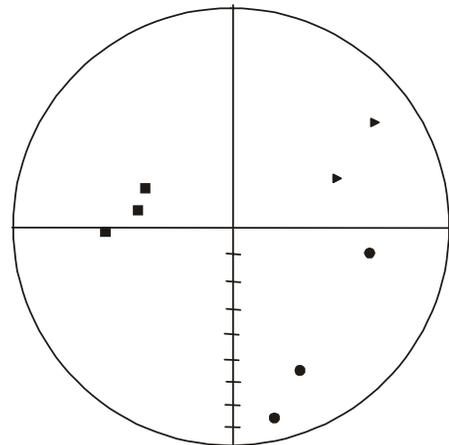
SM - 172



SM - 173

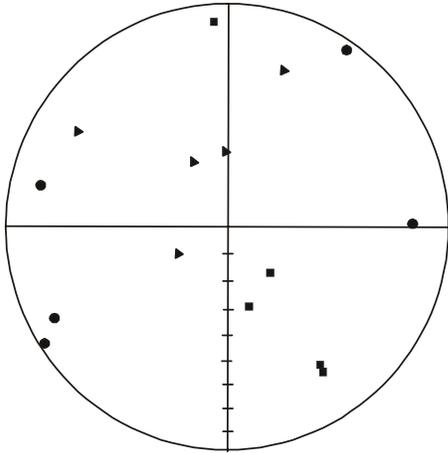


SM - 174

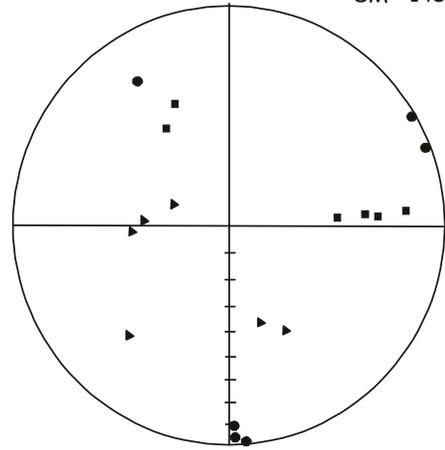


Continuação - Estereogramas com os dados de K1, K2, K3, dos afloramentos com Anisotropia de Susceptibilidade Magnética.

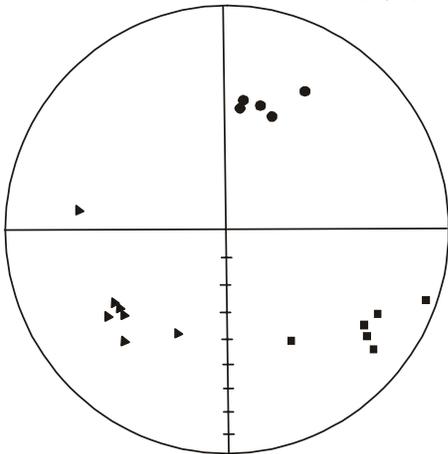
SM - 150



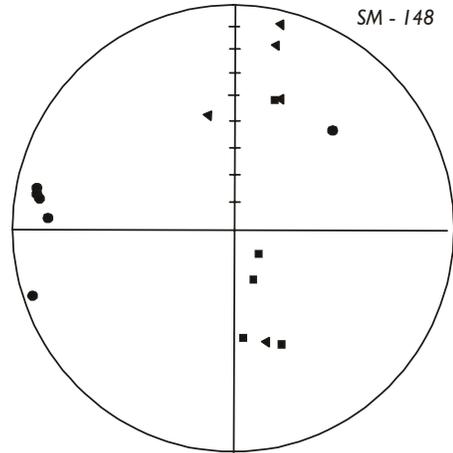
SM - 148



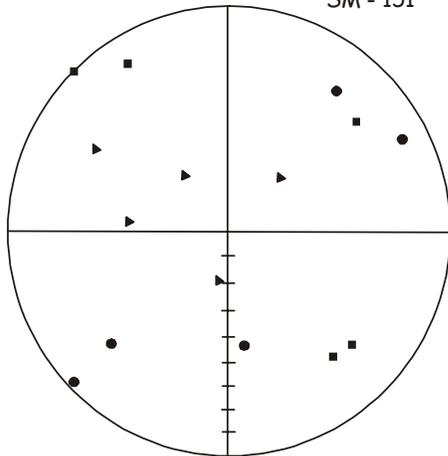
SM - 149



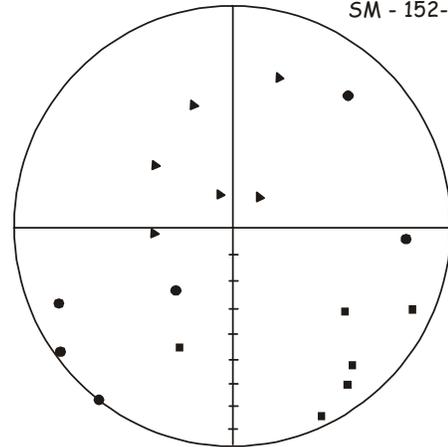
SM - 148



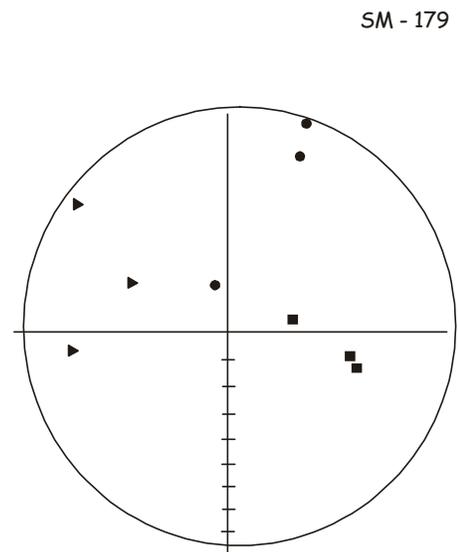
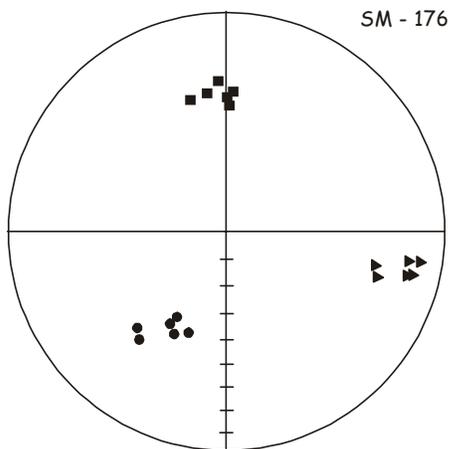
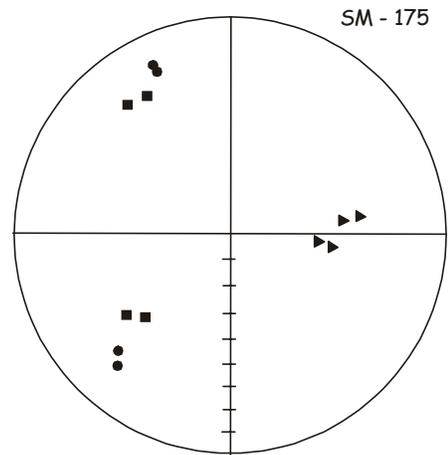
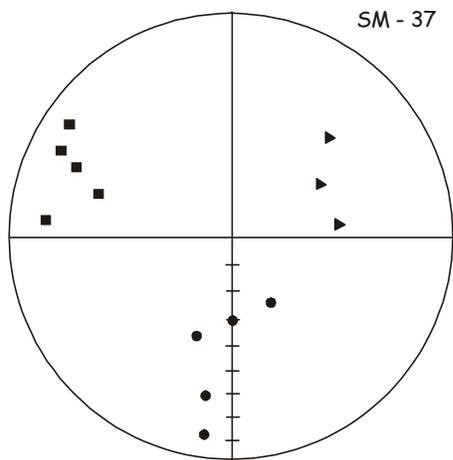
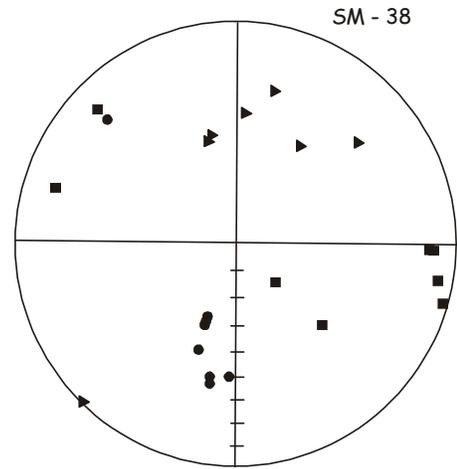
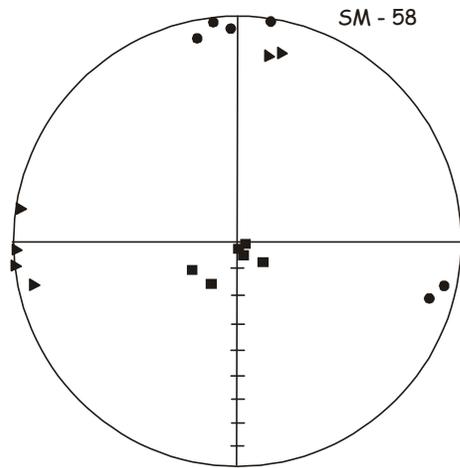
SM - 151



SM - 152-1



Continuação - Estereogramas com os dados de K1, K2, K3, dos afloramentos com Anisotropia de Susceptibilidade Magnética.



Continuação - Estereogramas com os dados de K1, K2, K3, dos afloramentos com Anisotropia de Susceptibilidade Magnética.

ESTRUTURA, PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO BATOLITO BREJO DA MADRE DE DEUS (ESTADO DE PERNAMBUCO), RELAÇÕES COM A ZONA DE CISALHAMENTO PERNAMBUCO LESTE/ PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL

**Autora: Silvana de Carvalho Melo**  
**Orientador: Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves**

## MAPA GEOLÓGICO

